



**HAL**  
open science

**La zone des brèches de Tarentaise entre  
Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière  
italo-suisse**

Pierre Antoine

► **To cite this version:**

Pierre Antoine. La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. Stratigraphie. Université de Grenoble, 1971. Français. NNT : . tel-00723199

**HAL Id: tel-00723199**

**<https://theses.hal.science/tel-00723199>**

Submitted on 8 Aug 2012

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

*MÉMOIRES*

N° 9

LA ZONE DES BRÈCHES DE TARENTEISE  
ENTRE  
BOURG-St-MAURICE (VALLÉE DE L'ISÈRE)  
ET LA FRONTIÈRE ITALO-SUISSE

par

Pierre ANTOINE

1971



*MÉMOIRES*

N° 9

LA ZONE DES BRÈCHES DE TARENTAISE  
ENTRE  
BOURG-St-MAURICE (VALLÉE DE L'ISÈRE)  
ET LA FRONTIÈRE ITALO-SUISSE

par

Pierre ANTOINE

1971

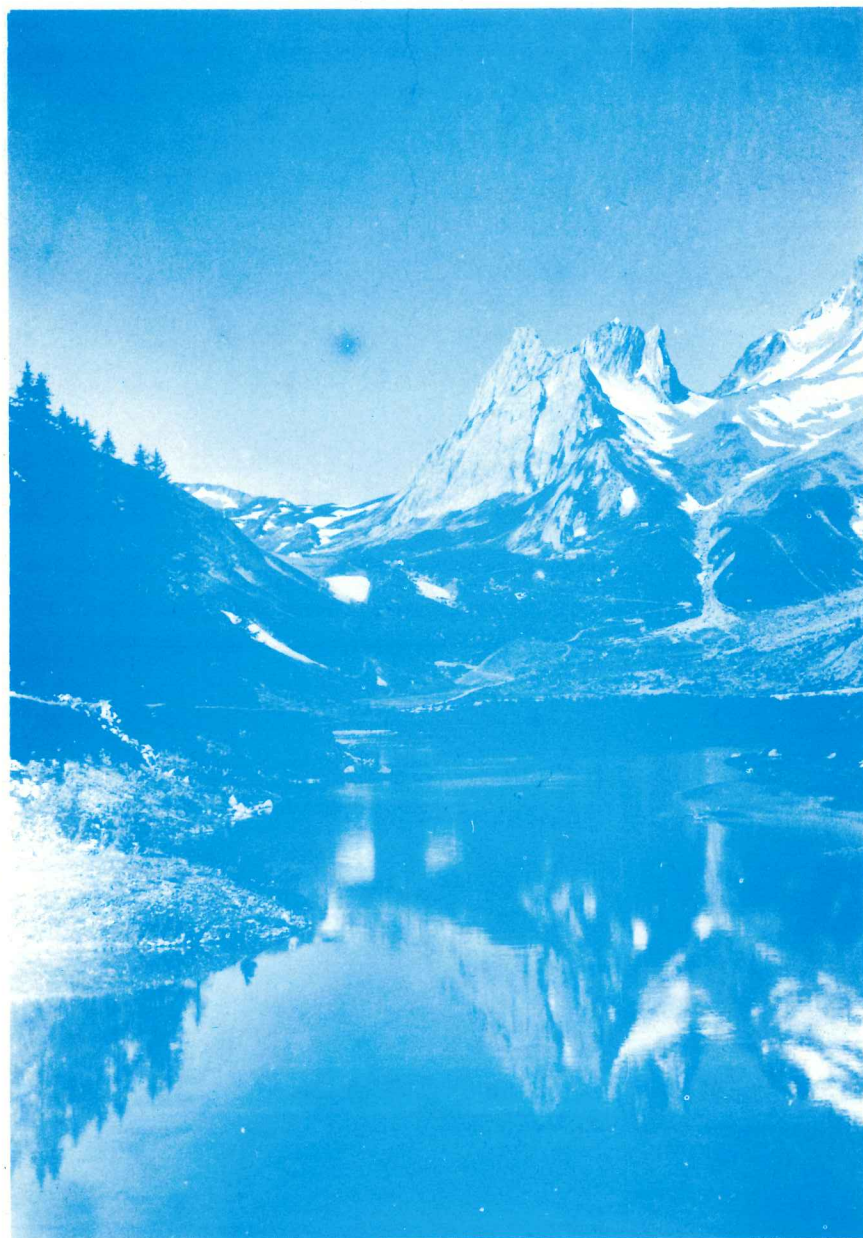


Photo n° 1 : Les Pyramides Calcaires  
vues depuis le lac Combal (Haut Val Veni).

A ma femme  
A mes enfants.

## SOMMAIRE

Pages

<u>INTRODUCTION</u> .....	3
---------------------------	---

### PREMIERE PARTIE : LA ZONE DES BRECHES DE TARENTEISE ENTRE L'ISERE ET LA DOIRE BALTEE

#### ETUDE STRATIGRAPHIQUE

Chapitre I - Les unités de Moûtiers et du Roignais Versoyen .....	26
Chapitre II - L'unité du Petit Saint-Bernard .....	169
Chapitre III - L'unité de Salins .....	181
Chapitre IV - La nappe du Pas du Roc .....	181

#### ETUDE STRUCTURALE

Chapitre I - L'unité de Moûtiers .....	193
Chapitre II - La zone des écailles frontales .....	201
Chapitre III - L'unité du Roignais Versoyen .....	208
Chapitre IV - L'unité du Petit Saint-Bernard .....	247
Chapitre V - L'unité de Salins .....	253
Chapitre VI - Aperçu sur le métamorphisme .....	262

### DEUXIEME PARTIE : ETUDE DES UNITES VOISINES

Chapitre I - Les unités delphino-helvétiques et ultrahelvétiques .....	272
Chapitre II - L'unité de Ferret .....	287
Chapitre III - L'unité de la Pierre Avoi .....	293
Chapitre IV - L'unité des Cols .....	301

### TROISIEME PARTIE : SYNTHÈSE GÉNÉRALE

A. - Récapitulation des principaux résultats .....	329
B. - Evolution paléogéographique et géodynamique de la zone des Brèches de Tarentaise .....	338
C. - Comparaison avec les domaines voisins - Quelques conséquences .....	348
D. - Note finale - L'orogénèse alpine en Tarentaise - Un schéma paradoxal .....	356

## RESUME

La région étudiée s'étend de la vallée de l'Isère (Tarentaise) au niveau de Bourg-Saint-Maurice, en France, jusqu'à la frontière italo-suisse, entre la couverture sédimentaire orientale des massifs cristallins externes et le front briannonnais. Elle correspond pour l'essentiel à la zone des Brèches de Tarentaise définie par R. BARBIER au Sud de l'Isère.

### I. - APERCU STRATIGRAPHIQUE ET PALEOGEOGRAPHIQUE

La zone des Brèches de Tarentaise est un domaine paléogéographique intermédiaire entre la zone delphino-helvétique (autochtone ou paraautochtone) et la zone subbriannonnaise (s. str.). Dans la conception classique, elle est caractérisée sur le plan stratigraphique par deux ensembles lithologiques distincts, qui correspondent à deux phases bien différentes dans l'évolution du bassin sédimentaire.

Le substratum regroupe tous les termes depuis le socle cristallin jusqu'au Lias. Il présente des faciès généralement peu profonds, ainsi que de nombreuses lacunes.

La série détritique ou "Flysch" de Tarentaise est beaucoup plus épaisse. Certains de ses termes seulement présentent le faciès flysch. Son apparition est la conséquence des premières manifestations de l'orogénie alpine.

#### 1. - Le substratum

La région étudiée se prête mal à un examen approfondi des terrains le constituant (dispersion des affleurements). Des précisions sont cependant apportées en ce qui concerne le Permien représenté surtout par des faciès proches du verrucano briannonnais au lieu des schistes violets (schistes de la Bagnaz) considérés jusque là comme caractéristiques de la zone. Les "gneiss" de la Pointe Rousse (vallon du Breuil, Italie) sont attribués à un volcanisme acide fini-hercynien (âge permio-triasique).

La stratigraphie du Trias a pu être précisée par comparaison avec les séries briannonnaises de la Vanoise. A noter la présence de brèches du Trias supérieur.

Aucune donnée nouvelle importante n'a pu être établie à propos du Lias en ce qui concerne la stratigraphie.

Aucun indice d'une existence ancienne du Dogger et du Malm n'a été découvert (lacune probable mais non prouvée avec certitude).

#### 2. - L'ensemble antéflysch

Le schéma stratigraphique classique de la zone des Brèches de Tarentaise, rappelé ci-dessus, doit être quelque peu modifié. Un nouveau terme vient en effet s'intercaler entre substratum et série détritique : l'ensemble antéflysch. Cette nouvelle formation est représentée surtout par des calcschistes, schistes noirs, et niveaux micro-bréchiques ; elle voit apparaître d'abondantes émissions sous-marines (série du Versoyen) dans le secteur oriental. La démonstration de la liaison stratigraphique primaire de la série du Versoyen avec la série détritique (ou "Flysch de Tarentaise"), dont elle constitue le soubassement, est un point important du présent travail.

L'âge de l'ensemble antéflysch n'est pas connu avec grande précision ; il correspond sans doute au Crétacé inférieur et moyen.



### 3. - La série détritique de Tarentaise

Les trois subdivisions lithologiques établies dès 1929 par H. SCHOELLER, ont été maintenues.

De haut en bas on rencontre :

Le flysch (couches de Saint-Christophe)

Les schistes noirs à quartzites verts (couches des Marmontains)

La formation basale.

L'étude sédimentologique de ces trois ensembles a permis de reconstituer de façon approximative l'histoire du bassin.

a) La formation basale est caractérisée par une variation progressive du faciès depuis des conglomérats polygéniques au Sud Ouest, vers des calcaires microbréchoïdes et calcaires plaquettés au Nord Est. Dans le secteur étudié la zone d'alimentation principale se trouve au Sud Ouest (cordillère de Hautecour). Le type de dépôt (probablement en eau peu profonde) s'apparente par ses caractères sédimentologiques, à une molasse.

#### b) Les schistes noirs à quartzites verts

Formation très caractéristique en général peu puissante. Sur le plan sédimentologique ses caractères sont variables intermédiaires entre flysch et molasse. Les zones d'alimentation principales paraissent situées cette fois vers le Nord Est.

#### c) Le flysch

D'épaisseur moindre qu'il était admis jusque là (6 à 700 m) il s'agit surtout d'un flysch calcaire. En certains points du bassin et à la partie supérieure actuellement observable on note un accroissement considérable de l'épaisseur des strates (tendance vers un faciès molassique ?).

#### d) Age de la série détritique

De rares découvertes de microfaunes dans l'ensemble antéflysch et dans la formation basale, indiquent un âge crétacé supérieur (Maestrichtien probablement) pour la plus grande partie de la série détritique. Il n'existe pour l'instant aucun indice que le Tertiaire puisse y être représenté.

## II. - ETUDE STRUCTURALE

L'étude structurale porte sur trois points principaux. Elle a fourni tout d'abord les arguments géométriques prouvant que la série du Versoyen était liée à la série détritique de Tarentaise dont elle représente le soubassement. Elle a permis ensuite de préciser la position paléogéographique de l'unité du Petit Saint-Bernard. Celle-ci étant pincée entre les unités du Roignais-Versoyen et de Salins appartient bien au domaine paléogéographique des Brèches de Tarentaise (et non au domaine piémontais comme cela était encore admis par certains auteurs). Elle a enfin permis de reconsidérer la question de mise en place des "nappes" (par l'étude de la géométrie interne des diverses unités). Il est apparu nécessaire de restreindre l'extension de l'unité de Moûtiers au Nord de l'Isère par la définition de l'unité nouvelle du Roignais-Versoyen sur des critères tout à la fois stratigraphiques et structuraux. Finalement la succession paléogéographique des diverses unités constituant le domaine des Brèches de Tarentaise paraît être la suivante de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne.

Unité de Moûtiers ; Unité du Roignais-Versoyen ; Unité du Petit Saint-Bernard (Unité de la Pierre Avoi) ; Unité de Salins et Unité des Cols.

L'Unité de Ferret est pour l'instant rattachée à une zone de transition entre l'ultrahelvétique et la zone des Brèches de Tarentaise. Ses rapports avec cette dernière ne peuvent être précisés.

Plusieurs phases de déformation ont pu être mises en évidence : une première phase de compression très progressive a abouti au plissement puis au clivage des principales unités (le métamorphisme est contemporain de cet épisode).

Le paroxysme a probablement correspondu à l'expulsion des Préalpes. Une phase de serrage tardive de direction est-ouest se fait inégalement sentir sur le domaine étudié. Enfin il apparaît, sans toutefois de preuves décisives, qu'un coulissage dans le sens des structures s'est opéré postérieurement au paroxysme. La chronologie de ces divers mouvements ne peut être établie directement par manque de datation précise des terrains.

### III. - CONCLUSIONS D'ORDRE PALEOGEOGRAPHIQUE

L'analyse stratigraphique, sédimentologique, et structurale du domaine étudié, conduit aux conclusions suivantes :

- Le domaine paléogéographique de la zone des Brèches de Tarentaise présente, sur la transversale étudiée, une extension qui peut être estimée à la moitié de celle de la zone briançonnaise. Il n'en est séparé que par le "sillon" des unités subbriançonnaises (s. str.) lequel va en s'amincissant vers l'Est Nord Est.
- L'évolution géodynamique de la zone des Brèches de Tarentaise du Trias au Crétacé inférieur exclu, est très voisine de celle de la palte-forme briançonnaise (tendance positive persistante). Par raison de similitude le terme de plate-forme pennique externe est proposé pour définir la zone en question pendant la période de temps considérée.
- L'évolution de la zone des Brèches de Tarentaise devient spécifique à partir du Crétacé. En effet après la période d'émersion du Dogger Malm un renversement de subsidence très net s'opère. D'abord modéré (dépôt de l'ensemble antéflysch dans des conditions proches encore d'une plate-forme. La subsidence est toutefois plus active d'Ouest en Est ; volcanisme du Versoyen), celle-ci prend peu à peu de l'importance et voit le dépôt de l'épaisse série détritique terminale d'âge crétacé supérieur et un mode de dépôt particulier.

L'étude sédimentologique de cette dernière a montré que la subsidence d'abord très inégale selon les points du bassin (existence de rides et de cordillères lors du dépôt de la formation basale) allaient en s'égalisant avec le temps. De fait le flysch avec lequel s'achève la série lithologique actuellement observable devient très homogène sur une vaste région.

L'évolution du domaine au Tertiaire est inconnue. Ainsi la conception même d'un géosynclinal valaisan doit-elle être très limitée dans le temps au seul Crétacé.

## RIASSUNTO

La regione studiata si stende dalla valle 'Isère (Tarantasia) al livello di Bourg-Saint-Maurice, in Francia, fino ai confini italo-svizzeri, fra la coperta sedimentaria orientale dei massicci cristallini esterni e il fronte brianzonese. Corrisponde per l'essenziale alla zona delle Bréccie di Tarantasia definita da R. BARBIER al Sud dell'Isère.

### I. - RIASSUNTO STRATIGRAFICO E PALEOGEOGRAFICO

La zona delle Bréccie di Tarantasia è un dominio paleogeografico intermedio fra la zona del finoeelvètica (autoctona o parautoctona) e la zona subbrianzonese (s. str.). Nel concetto classico, è caratterizzata dal punto di vista stratigrafico da due complessi litologici distinti, i quali corrispondono a due fasi molto differenti nell'evoluzione del bacino sedimentario.

Il sustrato raduna tutti i terreni dal basamento cristallino fino al Lias. Presenta facies generalmente poco profonde come pure numerose lacune.

La serie detritica o "Flysch" di Tarantasia è molto più spessa. Soltanto alcuni dei suoi terreni presentano il facies flysch. L'apparizione di questa serie è la conseguenza delle prime manifestazioni dell'orogenia alpina.

#### 1. - Il sustrato

La regione studiata è poco propizia a un'esame approfondito dei terreni costituendola (dispersione degli affioramenti). Delle precisioni sono intante prodotte toccando il Permiano rappresentato soprattutto dai facies vicini al Verrucano brianzonese invece dei scisti violetti (scisti della Bagnaz) osservati fino a noi come caratteristici della zona. Gli "gneiss" della Punta Rossa (vallone del Broglie, Italia) sono attribuiti a un vulcanismo acido finierciniano (età permotriassica).

La stratigrafia del Trias si è trovata determinata paragonandola colle serie brianzonesi della Vanoise. Bisogna segnare la presenza delle bréccie del Trias superiore.

Nessun dato nuovo importante è stato assicurato relativamente alla stratigrafia.

Nessun segno di esistenza antica del Dogger e del Malm è stato scoperto (lacuna probabile ma non provata con certezza).

#### 2. - Il complesso antiflysch

Lo schema stratigrafico classico della zona delle Bréccie di Tarantasia, ricordato sopra, debbe essere pochissimo modificato. Un nuovo insieme si intercala difatti fra il sustrato e la serie detritica : il complesso antiflysch. Questa nuova formazione è rappresentata principalmente dai calcscisti, scisti neri, e livelli di microbreccie ; mostra abbondante emissione vulcaniche sottomarine (serie del Versoyen) nel settore orientale. La dimostrazione del vincolo stratigrafico primario della serie del Versoyen colla serie detritica (o "Flysch" di Tarantasia), della quale forma il basamento, è un punto importante di questo lavoro.

L'età del complesso antiflysch non è conosciuta con molta precisione ; corrisponde senza dubbio al Cretaceo inferiore e medio.

### 3. - La serie detritica di Tarantasia

Le tre suddivisioni litologiche dal 1929 da H. SCHOELLER sono state mantenute.

Dall'alto in basso, si incontra :

Il flysch (strati di Saint-Christophe)

I scisti neri con quarziti verdi (strati di Marmontains)

La formazione basale.

Lo studio sedimentologico di questi tre complessi ha permesso di ricostituire in modo approssimativo la storia del bacino.

a) La formazione basale è caratterizzata da una variazione progressiva del facies dai conglomerati poligenici al Sud Ovest, verso dei calcari microbreccioidi e calcari al Nord Est. Nel settore studiato la zona dell'alimento principale si trova al Sud Ovest (cordigliera di Hautecour). Il tipo di sedimento (probabilmente in acqua poco profonda) s'imparenta dai suoi caratteri a una molassa.

#### b) Gli scisti neri con quarziti verdi

Formazione molto caratteristica generalmente poco potente. Sul piano sedimentologico i suoi caratteri sono variabili intermediari fra il flysch e la molassa. Le zone d'alimento principale appaiono situate questa volta verso il Nord Est.

#### c) Il flysch

Di potenza minore alla quale era adnesso fino là (600 à 700 m) si tratta principalmente di un flysch calcario. In alcuni punti del bacino e alla parte superiore attualmente osservabile, si nota un'accrescimento considerabile della potenza degli strati (tendenza verso un facies molassico ?).

#### d) Età della serie detritica

Delle rare scoperte di microfaune nel complesso anteflysch e nella formazione basale indicano un'età cretaceo superiore Maestrichtiano probabilmente per la più gran parte della serie detritica Oggi non è nessun indizio che il terziario sia rappresentato.

## II. - STUDIO STRUTTURALE

Lo studio strutturale porta su tre punti principali. Ha fornito a prima giunta gli argomenti geometrici mostrando che la serie del Versoyen era legata colla serie detritica di Tarantasia della quale rappresenta il basamento. Ha permesso dopo di determinare la posizione paleogeografica dell'unità del Piccolo San Bernardo. Questa, pizzicata fra le unità del Roignais Versoyen e di Salins, appartiene davvero al dominio paleogeografico delle Breccie di Tarantasia (e non al dominio piemontese come questo era ancora ammesso per certi autori). Finalmente ha permesso di riconsiderare la questione della messa in posto dei "ricoprimenti" (per lo studio della geometria interna delle diverse unità). E apparso necessario di limitare l'estensione dell'unità di Moûtiers al Nord dell'Isère dalla definizione dell'unità nuova di Roignais Versoyen su dei criteri alla volta stratigrafici e strutturali. Finalmente la successione paleogeografica delle diverse unità componendo il dominio delle Breccie di Tarantasia sembra essere il seguente dall'estero fino all'interno della catena :

Unità di Moûtiers, Unità di Roignais Versoyen, Unità del Piccolo San Bernerdo (Unità della Pierre Avoi),

Unità de Salins e des Cols.

L'Unità di Ferret e adesso riattaccata a una zona di transizione fra l'Ultraelvetico e la zona delle Breccie di Tarantasia.

Parecchie fasi di deformazioni hanno potuto essere messe in evidenza : una prima di compressione molto progressiva ha finito all'increspamento dopo alla partizione delle principale unità (il metamorfismo è contemporaneo di questo episodio). Il parossismo ha probabilmente corrisposto all'espulsione delle Prealpi. Una fase di Stringimento tardivo di direzione Est Ovest si sente inegualmente sull'area studiata. Fine sembra, senza avere tuttavia prove decisive, che una translazione orizzontale nel senso delle strutture si è fatta dopo il parossismo. La cronologia di questi diversi movimenti non pote essere assicurata direttamente, per la mancanza di data precisa dei terreni.

### III. - CONCLUSIONI RELATIVI E ALLA PALEOGEOGRAFIA

L'analisi stratigrafica, sedimentologica, e strutturale del dominio studiato, conduce alle conclusioni seguenti :

- Il dominio paleogeografico della zona delle Breccie di Tarantasia offre, sulla trasversale studiata, un'estensione che può stimata alla metà di quella della zona brianzonese. E separata da quella soltanto per il "solco" delle unità brianzonesi (s. str.) il quale va assottigliandosi verso l'Est Nord Est.
- L'evoluzione geodinamica della zona delle Breccie di Tarantasia dal Trias al Cretaceo inferiore escluso, è molto vicina di quella della piattaforma brianzonese (tendenza positiva persistente). Per il motivo di similitudine il vocabolo di piattaforma penninica esterna è presentato per definire la zona in questione durante il periodo di tempo considerato.
- L'evoluzione della zona delle Breccie di Tarantasia diventa specifica dal Cretaceo. Difatti dopo il periodo di emersione del Dogger Malm un'arrovesciamento di subsidenza molto netto si opera. Prima moderato deposito del complesso anteflysch nelle condizioni prossime ancora di una piattaforma) ; la subsidenza è tuttavia più attiva da Ovest in Est (volcanismo del Versoyen) ; questa prende poco a poco dell'importanza e vede la deposizione della spessa serie detritica terminale di età cretaceo superiore e un modo di deposizione particolare.

Lo studio sedimentologico di questa ultima ha dimostrato che la subsidenza a prima giunta molto ineguale secondo i punti del bacino (esistenza di rughe e di cordigliere nel tempo della deposizione della formazione basale) andava agguagliandosi con il tempo. Di fatto il flysch col quale si ferma la serie litologica attualmente osservata diventa molto omogeneo su una vasta regione.

L'evoluzione del dominio al Terziario è sconosciuta. Così l'idea di un geosinclinale valesano deve essere molto limitata nel tempo al unico Cretaceo.



## ZUSAMMENFASSUNG

Das untersuchte Gebiet erstreckt sich vom Tal der Isère (Tarentaise), auf der Höhe von Bourg-Saint-Maurice in Frankreich, bis zur italienisch-schweizerischen Grenze, zwischen der östlichen Sedimentbedeckung der "massifs cristallins externes" und der Stirn des Briançonnais. Es entspricht im Wesentlichen der von R. BARBIER definierten Brekzienzone der Tarentaise südlich der Isère.

### I. - STRATIGRAPHISCHER UND PALÄOGEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK

Die Brekzienzone der Tarentaise ist ein paläogeographischer Zwischenbereich zwischen der delphino-helvetischen (autochtonen oder parautochtonen) Zone und dem Subbriançonnais (s. str.). Nach klassischer Auffassung ist sie stratigraphisch gekennzeichnet durch zwei unterschiedliche lithologische Gruppen, die zwei deutlich verschiedenen Phasen bei der Ausbildung des Sedimentbeckens entsprechen.

Das Substrat umfasst alles vom kristallinen Grundgebirge bis zum Lias. Seine Fazies ist im allgemeinen wenig tief und hat zahlreiche Lücken.

Die klastische Serie oder "Flysch" der Tarentaise ist sehr viel dicker. Nur ein Teil zeigt Flysch Fazies. Seine Entstehung ist eine Folge der beginnenden alpinen Gebirgsbildung.

#### 1. - Das Substrat

Das Gebiet lässt sich schlecht untersuchen, da die Aufschlüsse verstreut sind. Indes lassen sich präzise Aussagen über den Perm machen, der vor allem durch verrucano-briançonnais-ähnliche Fazies repräsentiert ist und nicht, wie bisher angenommen, durch violetten Schiefer (Bagnaz-Schiefer). Der Gneis von Pointe Rousse (Tal von Breuil in Italien) wird einem sauren fini-herzynischen Vulkanismus (Perm-Trias) zugeschrieben.

Die Stratigraphie des Trias konnte präzisiert werden durch einen Vergleich mit den Briançonnais - Serien der Vanoise. Hervorgehoben sei das Vorkommen der Brekzien der oberen Trias.

Zur Stratigraphie des Lias konnte nichts wesentlich Neues beigetragen werden. Es fand sich kein Hinweis auf ein früheres Vorhandensein von Dogger und Malm (Lücken sind wahrscheinlich, aber nicht mit Sicherheit nachgewiesen).

#### 2. - Anteflysch - Gruppe

Die obenerwähnte klassische Stratigraphie der Brekzienzone der Tarentaise bedarf einer geringen Modifikation. Eine neue Formation hat sich zwischen Substrat und klastischer Serie geschoben : die Anteflysch Gruppe. Diese neue Formation besteht hauptsächlich aus Kalkschiefer, schwarzem Schiefer und Mikrobrekzien Niveaus, und enthält im östlichen Teil eine Vielzahl von Unterwasser-Emissionen (Versoyen-Serie).

Ein wesentlicher Punkt der vorliegenden Arbeit ist zu zeigen, dass die Versoyen-Serie originär mit der klastischen Serie (oder "Flysch der Tarentaise") stratigraphisch verknüpft und ihre Basis ist.

Das Alter der Anteflysch - Gruppe ist nicht mit grosser Genauigkeit bekannt ; es entspricht ohne Zweifel der unteren und mittleren Kreide.

### 3. - Die klastische Serie der Tarentaise

Es wurden die 1929 von H. SCHOELLER eingeführten drei lithologischen Untergruppen beibehalten. Man trifft von oben nach unten :

Flysch (Saint-Christophe - Schichten)

Schwarzer Schiefer mit grünen Quarziten (Marmontain - Schichten)

Basis - Formation.

Durch sedimentologische Untersuchung dieser drei Gruppen konnte die Geschichte des Beckens näherungsweise rekonstruiert werden.

a) Die Basis-Formation ist gekennzeichnet durch eine progressive Veränderung der Fazies von den polygenischen konglomeraten im Südwesten bis zu den mikrobrekzoiden Kalkgesteinen und dem Plattenkalk im Nordosten. Die Hauptnährungszone in dem untersuchten Sektor befindet sich im Südosten (Kordillere von Hautecour). Der Typus des Absatzes (wahrscheinlich im Seichtwasser) ist wegen seines sedimentologischen Charakters einem Molasse verwandt.

#### b) Schwarzer Schiefer mit grünem Quarzit.

Sehr charakteristische Formation, im allgemeinen kaum dick. Ihr sedimentologischer Charakter schwankt zwischen Flysch und Molasse. Die Hauptnährungszone scheint diesmal im Nordosten zu liegen.

#### c) Flysch

Es handelt sich vor allem um einen kalkflysch, dessen Dicke geringer ist als bisher angenommen (6 - 700 m). An gewissen Stellen des Beckens und im jetzt zugänglichen oberen Teil stellt man einen beträchtlichen Zuwachs an Schichtdicke fest (Tendenz in Richtung auf eine Molasse - Fazies ?).

#### d) Alter der klastischen Serie

Seltene Funde von Mikrofauna im Anteflysch und in der Basis-Formation zeigen, dass der grösste Teil der klastischen Serie der oberen Kreide angehört (wahrscheinlich Maestricht). Gegenwärtig gibt es dort keinen Hinweis auf Tertiär.

## II. - STRUKTURUNTERSUCHUNG

Die Strukturuntersuchung zielte auf folgende drei Hauptpunkte. Zunächst lieferte sie die geometrischen Beweise dafür, dass die Versoyen - Serie mit der klastischen Serie der Tarentaise zusammenhängt und ihre Basis ist. Ferner ermöglichte sie, die paläogeographische Lage der Petit-Saint-Bernard - Einheit zu präzisieren. Letztere, eingeklemmt zwischen den Einheiten von Roignais Versoyen und Salins, gehört in der Tat zur paläogeographischen Brekzienzone der Tarentaise (und nicht zum Piemont-Gebiet wie einige Autoren noch angenommen haben).

Drittens erlaubte sie die Frage der "Mise en place" auf Grund von zugleich stratigraphischen und strukturellen Kriterien, erschien es notwendig dem Gebiet der nördlich von Isère gelegene Einheit von Moûtiers durch die neudefinierte Einheit von Roignais Versoyen zu beschränken.

Die verschiedenen Elemente, schliesslich, aus denen die Brekzienzone der Tarentaise besteht, scheinen in folgender paläogeographischen Reihenfolge (von aussen nach innen) angeordnet zu sein :

Einheit von Moûtiers ; Einheit von Roignais Versoyen ; Einheit von Petit-Saint-Bernard (Einheit von Pierre Avoi) ; Einheit von Salins und "des Cols".

Die Einheit von Ferret gilt, nach gegenwärtiger Auffassung, als Übergangszone zwischen der Ultrahelvetischen und der Brekzienzone der Tarentaise. Ihre Beziehungen zur letzteren können nicht präzisiert werden.

Man fand Beweise für mehrere Deformationsphasen : eine erste sehr progressive Kompressionsphase führte zur Faltung und anschliessender Spaltung der Haupteinheiten (der Metamorphismus fand gleichzeitig statt). Der Paroxysmus steht wahrscheinlich in Zusammenhang mit der Aufrichtung der Voralpen. Eine späte Kompressionsphase in Richtung Ost-West macht sich im untersuchten Gebiet unregelmässig bemerkbar.

Schliesslich zeigte es sich, ohne definitiven Beweis, dass eine Translation entlang der Struktur dem Paroxysmus folgte. Mangels einer präzisen Datierung des Terrains, kann die Chronologie dieser verschiedenen Bewegungen nicht direkt begründet werden.

### III. - PALÄOGEOGRAPHISCHE SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die stratigraphische, sedimentlogische und strukturelle Analyse des untersuchten Gebiets führt zu folgenden Schlussfolgerungen :

- Der paläogeographische Bereich der Brekzienzone der Tarentaise hat entlang der untersuchten Transversalen eine Ausdehnung, die schätzungsweise halb so gross ist wie diejenige der Briançonnais-Zone. Er ist von letzterer nur getrennt durch den Trog der Sub-Briançonnais-Einheiten (s. str.), der sich gegen Ost-Nord-Ost verjüngt.
- Die geodynamische Entwicklung der Brekzienzone der Tarentaise, von Trias bis unterer Kreide ausschliesslich, ist derjenigen der Briançonnais-Plattform sehr ähnlich (tendenz positiv beharrlich). Wegen dieser Ähnlichkeit wurde der Begriff "plate-forme pennique externe" vorgeschlagen, um die fragliche Zone in der erwähnten Periode zu definieren.
- Die Entwicklung der Brekzienzone der Tarentaise wird spezifisch ab Kreide. In der Tat, nach der Dogger-Malm Emersionsperiode beginnt die Reliefumkehrung. Diese ist zunächst gemässigt. (Ablagerung von Anteflysch unter plattformähnlichen Bedingungen. Die Absenkung ist jedenfalls aktiver von West nach Ost ; Vulkanismus des Versoyen). Dann nimmt sie allmählich an Bedeutung zu, während eine dicke klastische Endserie (obere Kreide) auf eigentümliche Weise abgelagert wird.

Die sedimentologische Untersuchung dieser Serie hat ergeben, dass die Absenkung, zuerst sehr ungleich über das Becken verteilt (Existenz von Schwellen und Kordillern während der Ablagerung der Basis-Formation), sich mit der Zeit allmählich ausgeglichen hat. In der Tat wird der Flysch, mit dem die jetzt beobachtbare lithologische Serie abschliesst, über ein weites Gebiet sehr homogen.

Die Entwicklung des Gebiets im Tertiär ist nicht bekannt. Folglich ist die Konzeption des Walliser Geosynklimals nur auf die Kreidezeit zu beschränken.

## ABSTRACT

The area studied runs from the Isère valley (Tarentaise) at the city of Bourg-Saint-Maurice, in France, to the italo-swiss border, between the eastern sedimentary cover of the outer crystalline massifs and the front of the "Briançonnais zone". Its mainly corresponds to the "Brèches de Tarentaise" facies belt, once defined by R. BARBIER, South of the Isère valley.

### I. - STRATIGRAPHIC AND PALEOGEOGRAPHIC OUTLINE

The Brèches de Tarentaise facies belt is an intermediate paleogeographic realm, between the delphino-helvetico (autochthonous or parautochthonous) realm and the Subbriançonnais (s. str.) realm. According to the classical view, it has been stratigraphically characterized by two separate groups of rocks each of which corresponds to a quite different phase in the evolution of the sedimentary basin.

The substratum includes all the formations from the crystalline basement up to the Lias. It generally exhibits a shallow water facies, with numerous gaps.

The "série détritique" (detrital formation) or "Flysch de Tarentaise", is much thicker. Certain part of it only exhibits a flysch facies. It results from the early movements of the alpine orogeny.

#### 1. - The substratum

As the outcrops are rather widely scattered, the area studied does not lend itself to a detailed survey of its various formations. Yet, some details are given on the Permian which is chiefly represented here by facies close to the Briançonnais verrucano, instead of the violet shales (Schistes de la Bagnaz) which were regarded up to now as a typical fracture of the zone. The Pointe Rousse "gneisses" (vallon du Breuil, Italy) are seen as resulting from an acidic, late hercynian volcanism or (of permotriassic age).

Comparison with the Briançonnais formations of the Vanoise, permitted a more detailed study of the Triassic formations.

The occurrence of breccias, which can be attributed to the Upper Triassic is worth mentioning.

There is no new truly significant data on the stratigraphy of the Liassic formations.

No evidence of the former existence of the Dogger or of the Malm has been found (a gap is likely, but no proved beyond all doubt).

#### 2. - The Anteflysch group

The above-mentioned classical stratigraphic picture of the Brèches de Tarentaise facies belt must be somewhat changed, as a newly defined formation: the anteflysch group is to be inserted between the substratum and the detrital formation. This new formation chiefly consists of black shales, of calcschists, and of thin layers of microbreccias. On the Eastern margin of the zone (Versoyen formation) it includes abundant submarine volcanic outflows. One of the more important features of the present study is the proof which is given of a former connection between the Versoyen formation and the detrital formation.

The age of the anteflysch group is not known with much accuracy ; it probably ranges somewhere between the Lower cretaceous and the Midcretaceous.

### 3. - The Tarentaise detrital formation

The three lithological subdivisions established as early as 1929 by H. SCHOELLER, 1929, have been kept unchanged. From top to bottom, one can observe :

- the flysch (Saint-Christophe beds) ;
- the black shales carrying green quartzites (Marmontains beds) ;
- the basal beds.

A sedimentological investigation of the above mentioned layers has allowed, an approximative reconstitution of the evolution of the Sedimentary basin to be made :

a) The basal layers are characterized by a gradual change in the facies from the polygenic conglomerates in the SW to microbreccia limestones and thin bedded limestones to the NE.

In the area studied the main source of detritus is located to the South West (Haute-cour cordillera). The type of deposition (probably of shallow water origin) is very close by its sedimentological features to a molasse.

b) The green quartzites-bearing black shales : This is a very typical, usually rather thin, layer.

From a sedimentological point of view, its features are variable, comprised between those of a flysch and those of a molasse. Here, the main sources of detritus seem to be located to the North East.

c) The flysch. Its thickness is less than was believed up to now (from 600 to 700 m). It chiefly consists of limestone layers interbedded with black or grey shales. In some parts of the basin, and in the upper part now visible, there is a large increase in this formation of strata thickness (trending towards a molassic facies ?).

d) Age of the detrital formation. Rare discoveries of microfaunas in the anteflysch group and in the basal layer, give an Upper cretaceous age (probably Maestrichtian) for most of the detrital layer.

At the moment there is no evidence that Tertiary sediments may be present in it.

## II. - STRUCTURAL INVESTIGATIONS

The structural investigation bears upon three important points. First it provided the geometrical arguments for proving that the Versoyen formation was initially bound to the Tarentaise detrital formation of which it represents the basement. Then the structural investigation permitted a more accurate definition of the paleogeographical location of the Petit-Saint-Bernard tectonic unit. The latter, being squeezed between the Roignais-Versoyen and the Salin tectonic units, belongs to the Brèches de Tarentaise facies belt (up to now, some authors still believed that Petit Saint-Bernard unit originated from the Piemont "Schistes lustrés" facies belt). Finally the structural study allowed to reinvestigate the mechanism of the "nappe structure" setting (by means of a study of the internal geometry of each tectonic unit). It is now necessary to restrict the extension of the Moûtiers tectonic unit, North of Isère valley by defining a new unit, the Roignais Versoyen tectonic unit. Finally, going from the outer to the inner parts of the range, the sequence of the different tectonic units constituting the Brèches de Tarentaise facies belt seems to be as follows :

Moûtiers t. u - Roignais Versoyen t. u - Petit Saint-Bernard t. u - (Pierre Avoi t. u) - Salins and "des Cols" t. u.

For the time being, the Ferret Tectonic unit is linked with a transition zone between the Ultrahelvetic realm and the Brèches de Tarentaise facies belt. Its connections with latter cannot now be accurately defined.

Many deformation stages have been outlined : a first stage related to a very progressive compression movement gave rise to the major folds and then to the shearing of the major tectonic units (the metamorphism is of same age). The paroxysm probably occurred at the time of the thrusting out of the Prealps units. A later compressional stage, directed E-W, is not equally intensive over the whole area investigated. Finally, there seems to have occurred in a last stage a general translation of the several units towards the major tectonic units. There is however no direct evidence of such a movement.



The time sequence of these different stages cannot be accurately determined on account of the lack of accurate age determinations for the different formations.

### III. - PALEOGEOGRAPHICAL CONCLUSIONS

The Stratigraphical, Sedimentological and Structural analysis on the investigated area leads to the following conclusions :

On a cross section of the investigated zone, the length of the Brèches de Tarentaise facies realm can be estimated to half the length of the "Briançonnais platform". It is only separated from the latter by the "through" corresponding to the "Subbriançonnais zone" (s. str.) which thins out to the E-N-E.

- The geodynamical evolution of the Brèches de Tarentaise realm from the Triassic to the Lower cretaceous (not included) is very similar to that of the Briançonnais platform (positive tendency). On account of this similarity, the term outer penninic platform is proposed to characterize this zone during the period considered.

- The evolution of the Brèches de Tarentaise realm starts individualising from the beginning of the Cretaceous. As a matter of fact, after the emersion period from the Dogger to the Malm, there is a very clear subsidence reversal. At first, the latter was very slight (deposit of anteflysch group in conditions still very similar to those of a platform). The subsidence is however stronger from West to East (Volcanism of the Versoyen formation). Then it gradually increases and brings out the deposition of the thick detrital formation, which are of Upper Cretaceous age.

The sedimentological investigation of the latter formation shows that the rate of subsidence initially highly uneven at the different points of the sedimentary basin (occurrence of ridges and cordilleras when basal layers were being deposited) was becoming more and more even with time. As a matter of fact the flysch facies which concludes the sedimentary evolution of the basin becomes very homogeneous on a wide area.

The evolution of the realm during the Tertiary times is not known. Thus, the very concept of a Valaisian geosyncline must be sharply restricted in time to the single Cretaceous period.

TABLE DES MATIERES

Pages

AVANT-PROPOS

INTRODUCTION

- Délimitation géographique du sujet, schéma orographique et hydrographique .....	3
- Historique récent des recherches .....	5
I - Introduction .....	5
II - Les travaux de H. SCHOELLER .....	6
III - Les travaux de R. BARBIER .....	7
IV - Les recherches récentes des géologues suisses .....	10
V - Les travaux des auteurs italiens .....	15
VI - Conclusion .....	17
- Méthode suivie - Plan de l'ouvrage .....	19
- Schéma structural adopté .....	21

PREMIERE PARTIE

LA ZONE DES BRECHES DE TARENTAISE ENTRE L'ISERE ET LA DOIRE BALTEE

ETUDE STRATIGRAPHIQUE

<u>INTRODUCTION</u> .....	25
---------------------------	----

CHAPITRE PREMIER - LES UNITES DE MOUTIERS ET DU ROIGNAIS VERSOYEN

A) - Le substratum : Etude des terrains antérieurs à l'individualisation du bassin crétacé de Tarentaise .....	26
I) Le Carbonifère .....	26
1) Généralités .....	26
2) Description de quelques faciès .....	26
a) aspect pétrographique .....	26
b) aspect pétrochimique .....	28
3) Critères d'identification .....	31
II) Le Permien .....	32
1) Généralités .....	32
2) Unité de Moutiers : massif de la Pointe de Mya et Pyramides Calcaires .....	32

	<u>Pages</u>
a) massif de la Pointe de Mya .....	32
b) aux Pyramides Calcaires .....	32
c) examen microscopique du faciès courant .....	33
3) Unité du Roignais Versoyen : les écailles de la Pointe Rousse .....	33
a) description des principaux faciès de l'écaille principale (Pointe Rousse proprement dite) .....	35
a1 : le faciès leucocrate .....	35
a2 : le faciès schisteux .....	36
b) les faciès de la deuxième écaille .....	37
b1 : la leptynite .....	37
b2 : les faciès schisteux .....	37
b3 : coupe synthétique des faciès constituant la 2e écaille .....	38
c) conclusion générale relative aux écailles de la Pointe Rousse .....	39
c1 : récapitulation des principaux faits d'observation .....	39
c2 : comparaison avec les régions voisines .....	40
c3 : conclusion .....	42
III) Le Trias .....	45
1) Généralités .....	45
2) Description des principales coupes .....	45
a) unité de Moûtiers .....	45
a1 : massif de la Pointe de Mya .....	45
a2 : massif des Pyramides Calcaires .....	47
a3 : zones des écailles frontales .....	51
b) unité du Roignais Versoyen .....	51
3) Interprétation et discussion des coupes précédentes .....	52
a) les quartzites de base .....	52
b) les schistes dits "suprawarféniens" .....	52
c) le Trias "gris" et le Trias "jaune" .....	52
d) le problème du Trias supérieur .....	53
d1 : les gypses et les cargneules .....	53
d2 : les schistes noirs .....	53
d3 : les argilites .....	54
d4 : les brèches .....	54
4) Conclusion relative au Trias .....	55
IV) Le Lias .....	56
1) Généralités .....	56
2) Les principaux faciès .....	56
a) domaine externe : unité de Moûtiers - front de l'unité du Roignais Versoyen ..	56
b) domaine interne : secteur oriental de l'unité du Roignais Versoyen .....	56
b1 : coupe du Charbonnet .....	57
b2 : versant sud de l'Aiguille de Prainan .....	57
3) Conclusions générales .....	59
B) - Etude du bassin crétacé de Tarentaise .....	61
Introduction .....	61
I) - L'ensemble antéflysch .....	62
1) Généralités .....	62
2) Le domaine externe .....	62
a) le massif des Pyramides Calcaires .....	62
a1 : description de la coupe .....	62
a2 : description des principaux faciès .....	63
a3 : interprétation de la coupe des Pyramides Calcaires .....	65

	<u>Pages</u>
b) les coupes de la rive gauche du Torrent des Glaciers	
entre le Col de la Seigne et les Chapieux .....	67
b1 : Ravin de la Chail .....	67
b2 : col de la Seigne .....	69
b3 : ruisseau de la montagne de la Seigne .....	69
b4 : ravin du Grand Pra (ruisseau des Mottets) .....	69
b5 : ravin du Creux du Rognon (ou du Regnoux) .....	70
b6 : base du Plan Lombard .....	70
c) conclusion - Caractères principaux de l'ensemble antéflysch du	
domaine externe .....	71
3) Le domaine médian .....	72
a) zone caractérisée par l'absence de l'ensemble antéflysch .....	72
b) coupe du Col de Youla (région de Courmayeur - Haut Val d'Aoste) .....	73
c) la série schisteuse du Passage de la Brebis et de la Clavettaz .....	73
c1 : le "synclinal" du Passage de la Brebis .....	73
c2 : les schistes noirs de la Clavettaz .....	74
4) Le domaine interne .....	75
a) la série ophiolitique du Versoyen : soubassement stratigraphique normal	
du "Flysch" de Tarentaise .....	76
a1 : rappel historique .....	76
a2 : arguments géométriques permettant de ranger la série du	
Versoyen dans l'ensemble antéflysch .....	76
a3 : Etude de quelques coupes .....	78
- la coupe du versant nord de l'Aiguille de Prainan .....	78
- la coupe de la basse vallée du Versoyen sous le Châtelard ....	80
- coupe du chemin des Echines au Tigny .....	80
- coupes du vallon du Breuil .....	80
Coupe d'Entre Deux Eaux .....	80
Coupe de la boutonnière de Tormotta .....	82
b) la série ophiolitique du Versoyen : un ensemble volcano-sédimentaire .....	83
b1 : introduction .....	83
b2 : la zone de transition entre série ophiolitique et série du "Flysch"...	83
b3 : les faciès volcaniques .....	87
les formation en coussins .....	87
description des coussins pratiquement intacts .....	87
phénomènes de fragmentation des coussins - La brèche de	
pillow .....	87
répartition sur le territoire étudié des formations en coussins	
et sa signification .....	91
les sills .....	91
la brèche du Miravidi .....	92
les ophiolites massives de la Pointe du Clapey .....	95
les serpentinites .....	95
quelques données pétrochimiques complémentaires sur le	
volcanisme du Versoyen .....	95
b4 : les faciès de schistes noirs associés aux ophiolites .....	100
b5 : le problème du soubassement de la série ophiolitique du	
Versoyen .....	112
- les affleurements de la vallée du Charbonnet et du versant	
sud de l'Aiguille du Prainan .....	112
- le conglomérat du type Collet des Rousses et les calcaires	
phylliteux du Glacier d'Arguerey .....	112
- le conglomérat de la Pointe Rousse .....	116

	<u>Pages</u>
b6 : conclusions générales relatives à la série du Versoyen .....	117
données positives fournies par l'étude de la série ophiolitique du Versoyen .....	117
la mise en place de l'ensemble volcano-sédimentaire du Versoyen ...	117
signification structurale de la série du Versoyen ainsi reconstituée ...	118
indications bathymétriques .....	119
quelques problèmes restant en suspens .....	119
l'absence de radiolarites .....	119
la trilogie serpentinite, gabbro, diabase et l'origine des serpentines .....	119
âge de la série ophiolitique du Versoyen .....	121
II) - Le "Flysch" ou série détritique de Tarentaise .....	123
1) Généralités .....	123
2) Méthode d'étude .....	123
a) préambule .....	123
b) méthode adoptée .....	124
b1 : quelques définitions .....	124
b2 : critères retenus pour les mesures .....	124
b3 : précisions et signification de ces mesures .....	125
b4 : exploitation des critères mesurés .....	125
3) Etude de la série détritique de Tarentaise .....	125
a) la formation basale .....	125
a1 : remarque préliminaire .....	125
a2 : étude de la formation basale du "Flysch" de Tarentaise" entre Bourg-Saint-Maurice et la frontière italo-suisse .....	127
- étude stratonomique .....	127
- caractères sédimentologiques de la formation basale du "Flysch de Tarentaise" .....	131
a3 : répartition des faciès sur la région étudiée .....	135
a4 : remarques sur les variations d'épaisseur .....	139
a5 : conclusion générale à l'étude de la formation basale .....	141
- localisation des zones d'apport .....	141
- mécanisme des apports .....	143
b) les schistes noirs à quartzites verts (couches des Marmontains de R. TRUMPY) ..	143
b1 : description des principaux faciès .....	144
b2 : variations de faciès et de puissance .....	147
b3 : caractères sédimentologiques des couches des Marmontains .....	150
b4 : conclusion générale relative aux couches des Marmontains .....	151
c) la série terminale (couches de Saint-Christophe) .....	153
c1 : introduction .....	153
c2 : caractères sédimentologiques les plus marquants .....	153
- stratonomie .....	153
- variations dans la stratonomie .....	154
- caractères lithologiques des strates .....	155
c3 : caractères pétrographiques .....	156
c4 : description de quelques faciès singuliers .....	158
- les conglomérats du flanc méridional de la Tête des Jeunes ...	158
- les schistes du Col de Malatra .....	158
c5 : épaisseur des couches de Saint-Christophe .....	159
c6 : conclusion à l'étude des couches de Saint-Christophe .....	159
d) une question délicate : définition des limites d'emploi du terme "Flysch" en Tarentaise .....	159



	<u>Pages</u>
e) chronologie de l'évolution du bassin de Tarentaise - le problème	
de l'âge de la série détritique .....	162
e1 : introduction .....	162
e2 : état de la question au début de nos recherches .....	163
e3 : quelques raisons de douter des diverses chronologies proposées	
jusqu'alors .....	164
e4 : quelques données chronologiques nouvelles .....	165
e5 : conclusions générales .....	168

## CHAPITRE DEUXIEME - L'UNITE DU PETIT SAINT-BERNARD

I) - Généralités .....	169
II) - Etude lithostratigraphique de la série basale .....	169
1) La coupe de Laytire .....	170
a) description de la coupe .....	170
b) interprétation .....	171
2) Quelques coupes complémentaires .....	171
a) passage des calcaires à zones siliceuses aux calcschistes .....	171
b) coupes du Rhétien .....	171
b1 : Tête du Chargeur .....	171
b2 : col du Petit Saint-Bernard .....	173
3) A propos de la série triasique de l'unité du Petit Saint-Bernard .....	173
III) - Etude lithostratigraphique de la série supérieure .....	174
1) Coupe générale de l'unité passant par le Roc de Belleface .....	174
a) description sommaire de la coupe .....	174
b) comparaison de cette coupe avec les secteurs voisins .....	174
b1 : comparaison avec la coupe de Laytire .....	174
b2 : comparaison avec la coupe de la montagne du Combottier .....	176
2) Description des principaux faciès .....	177
a) les faciès calcaires .....	177
a1 : aspect macroscopique .....	177
a2 : examen microscopique - faciès moyen .....	177
b) quelques faciès particuliers .....	178
b1 : calcschistes à chloritoïde .....	178
b2 : les albitites et roches connexes du versant sud de Lancebranlette .....	178
3) Age de la série des calcschistes .....	178
IV) - Conclusions .....	179
1) Essai de coupe stratigraphique synthétique des terrains constituant l'unité du	
Petit-Saint-Bernard .....	179
2) Quelques conséquences d'ordre paléogéographique .....	180

## CHAPITRE TROISIEME - L'UNITE DE SALINS

I) - Généralités .....	181
II) - Description de la série stratigraphique .....	181
1) Le Houiller .....	181
a) le Houiller schisto-gréseux .....	181
b) les conglomérats du Grand Châtelet .....	182
2) Le Permien .....	182

	<u>Pages</u>
3) Le Trias .....	182
a) description de la coupe du Roc de l'Enfer .....	183
b) interprétation de cette coupe .....	184
c) la question des termes supérieurs du Trias moyen .....	184
4) Le Lias .....	185
5) Les terrains post-liasiques .....	185
III) - Conclusion .....	186

#### CHAPITRE QUATRIEME - LA NAPPE DU PAS DU ROC

I) - Généralités .....	188
II) - La coupe du ruisseau du Dard .....	188
III) - Conclusion .....	189

ETUDE STRUCTURALE

<u>AVANT-PROPOS</u> .....	191
---------------------------	-----

#### CHAPITRE PREMIER - L'UNITE DE MOUTIERS

I) - Remarques préliminaires .....	193
II) - Secteur compris entre les Chapieux et les Pyramides Calcaires .....	193
1) Le massif de la Pointe de la Mya .....	193
a) structure du massif .....	195
b) évolution de la structure au sein du massif .....	196
2) Le massif des Pyramides Calcaires .....	199
3) Evolution de la structure entre les Chapieux et les Pyramides Calcaires .....	199
4) Relation avec les structures établies au Sud par H. SCHOELLER .....	199

#### CHAPITRE DEUXIEME - LA ZONE DES ECAILLES FRONTALES

I) - Secteur compris entre les Pyramides Calcaires et la Doire Baltée .....	201
II) - Les écailles frontales au Nord de la Doire Baltée .....	204
1) Coupes de la rive gauche du Val Sapin .....	204
2) Coupe du Col Sapin .....	205
III) - Conclusion : les enseignements fournis par la zone des écailles frontales .....	207

#### CHAPITRE TROISIEME - L'UNITE DU ROIGNAIS-VERSOYEN

I) - La zone anticlinale externe .....	208
1) Région des Chapieux .....	208
2) En Val Veni .....	208

	<u>Pages</u>
3) Zone intermédiaire .....	210
4) Prolongation au Nord Est de la Doire Baltée .....	210
II) - Le synclinorium médian .....	211
1) Définition et extension .....	211
2) Replis anticlinaux .....	212
a) anticlinal du haut vallon des Chavannes .....	212
b) pli faillé du Bério Blanc .....	212
c) anticlinal du vallon de Youla .....	213
d) anticlinal de Pré Saint-Didier .....	214
3) Evolution au Nord de la Doire Baltée .....	215
4) Conclusion relative au synclinorium médian .....	216
III) - La zone anticlinale interne .....	217
1) Structure de la colline de la Tête du Chargeur .....	217
a) coupe 1 .....	217
b) coupe 2 .....	218
c) corrélation entre les deux coupes .....	219
d) conclusion .....	219
2) Evolution vers le Sud Ouest : le pli couché du Versoyen .....	223
a) le feston du Breuil .....	223
b) structure du chañon : Aiguille de la Terrasse, Aiguille de Prainan, les Echines .....	225
c) structure de la rive droite du Charbonnet entre les Sagières et le fort du Truc .....	226
d) récapitulation et compléments .....	227
d1 : récapitulation des données précédentes .....	227
d2 : réfutation de l'argument favorable au décollement général de la série du Versoyen .....	227
d3 : données complémentaires sur les déformations tectoniques du pli du Versoyen .....	228
3) Evolution vers le Nord Est .....	230
a) région comprise entre la Tête du Chargeur et La Thuile .....	230
b) région comprise entre La Thuile et la Doire Baltée .....	231
c) prolongation au Nord Est de la Doire Baltée .....	231
4) Conclusion à l'étude de la zone anticlinale interne .....	232
IV) - Microtectonique .....	232
1) Rappel de quelques définitions .....	232
2) Constatations générales .....	233
3) Eléments mesurés .....	233
4) Répartition géographique des principales linéations relevées .....	233
5) Données retirées de la cartographie .....	235
a) relatives aux grandes structures .....	235
b) relatives aux structures plissées secondaires .....	235
6) Etude de quelques exemples .....	235
7) Conclusion relative à l'étude microtectonique .....	240
V) - Les failles .....	242
1) Localisation des principales fractures .....	242
a) unité de Moûtiers .....	242
b) unité du Roignats-Versoyen .....	242
b1 : les accidents liés aux plis .....	242
b2 : les accidents obliques sur les structures régionales .....	243
b3 : les accidents de types divers .....	243
2) Conclusion .....	243

VI) - Conclusion générale relative à la structure de l'unité du Roignais-Versoyen .....	244
---	-----

CHAPITRE QUATRIEME - L'UNITE DU PETIT SAINT-BERNARD

I) - Introduction .....	247
II) - Etude de la structure .....	247
1) Coupe au niveau de Laytire .....	247
2) Evolution de la structure vers le Sud Ouest .....	248
a) jusqu'au niveau du col du Petit Saint-Bernard .....	248
b) en France .....	250
III) - Conclusion relative à la structure de l'unité du Petit Saint-Bernard .....	252

CHAPITRE CINQUIEME - L'UNITE DE SALINS

I) - Introduction .....	253
II) - Caractères tectoniques principaux .....	253
1) Evolution vers une nappe de recouvrement .....	253
2) Existence d'un clivage au toit du Houiller .....	255
III) - Relation avec les unités tectoniques plus externes : la cicatrice tectonique "des forts" .	257
1) La cicatrice tectonique "des Forts" .....	257
2) Conclusion .....	259
IV) - Rôle des glissements de versant dans l'interprétation structurale .....	259
V) - Conclusion .....	261

CHAPITRE SIXIEME - APERÇU SUR LE METAMORPHISME

I) - Introduction .....	262
II) - Les principaux minéraux .....	262
1) Le quartz .....	262
2) La calcite .....	263
3) La dolomie .....	263
4) Les feldspaths .....	263
5) Les phyllites .....	264
6) Le chloritoïde .....	265
7) La pumpellyite .....	265
8) Minéraux divers .....	265
III) - Métamorphisme et tectonique .....	266

DEUXIEME PARTIE - ETUDE DES UNITES VOISINES

INTRODUCTION .....	271
<u>CHAPITRE PREMIER - LES UNITES DELPHINO-HELVETIQUES et ULTRAHELVETIQUES</u>	
I) - Préliminaire .....	272
II) - La couverture sédimentaire interne du massif du Mont-Blanc vers sa terminaison méridionale .....	272
1) Coupe de l'arête Grande Ecaille - Pointe de la Tépia .....	272
2) Coupe de l'arête sud est de la Tête de Bellaval .....	274
3) Interprétation des coupes précédentes .....	275
4) La coupe de la tête nord des Fours .....	276
a) description de la coupe .....	276
b) interprétation .....	276
c) conclusions .....	278
5) Evolution vers le Nord Est jusqu'au col de la Seigne .....	278
III) - La structure du Val Ferret suisse .....	278
1) La couverture autochtone du massif du Mont-Blanc .....	279
2) La zone des racines helvétiques .....	279
3) La zone radicale ultrahelvétique .....	279
4) Conclusions .....	279
IV) - Le secteur italien .....	281
1) Conceptions actuelles des auteurs italiens .....	281
2) Quelques remarques personnelles .....	284
V) - Conclusion .....	286
<u>CHAPITRE DEUXIEME - L'UNITE DE FERRET</u>	
I) - Introduction .....	287
II) - Caractères principaux de l'Unité de Ferret .....	287
1) Distinctions lithologiques .....	287
a) le niveau de décollement triasique .....	287
b) les schistes noirs .....	288
c) les "schistes de Ferret" .....	288
c1 : stratonomie .....	288
c2 : caractère des strates .....	289
c3 : caractère des interstrates .....	289
c4 : caractères pétrographiques .....	289
c5 : conclusions .....	290
2) Age des principaux termes lithologiques .....	290
3) Structure de l'unité de Ferret .....	290
III) - Conclusions générales .....	290

CHAPITRE TROISIEME - L'UNITE DE LA PIERRE AVOI

I) - Généralité .....	293
II) - Description de quelques coupes dans le secteur du mont Fourchon .....	293
1) La coupe de l'arête sud-ouest du mont Fourchon .....	293
2) Description de quelques coupes au sommet du mont Fourchon .....	294
3) Interprétation des coupes précédentes .....	295
4) Les coupes situées à l'Est du mont Fourchon : "la série schisto-quartzitique" .....	296
a) la coupe de l'arête frontière italo-suisse .....	296
b) la coupe de l'arête reliant le mont Fourchon au Pain de Sucre .....	298
c) conclusion relative aux coupes précédentes .....	299
III) - Conclusion générale .....	299

CHAPITRE QUATRIEME - L'UNITE DES COLS

I) - Introduction .....	301
II) - Constitution lithologique de l'unité des ColS .....	301
1) L'unité des ColS au Sud de la Doire Baltée : les faciès de la région Pétosan - col Saint-Charles .....	301
a) : description du faciès quartziteux .....	302
b) : les schistes noirs .....	302
2) L'unité des ColS au Nord de la Doire Baltée .....	302
a) coupe de la Montagna Casa Bianca .....	302
b) coupes du vallon de Rantin .....	303
c) évolution de la lithologie vers le Nord : les coupes de la Costa di Serena ..	306
d) coupe du col Saint-Rhémy au mont Rotzo .....	309
e) coupe du col Fenêtre .....	313
f) coupe de l'arête mont Fourchon - Pain de Sucre .....	313
3) Récapitulation des données lithologiques .....	314
a) principaux faciès rencontrés .....	314
a1 : les faciès schisto-gréseux .....	314
a2 : les ophiolites .....	315
a3 : les faciès conglomératiques et microbréchiques .....	318
a4 : les faciès carbonatés .....	318
a5 : les niveaux anthraciteux .....	318
a6 : les niveaux de clivages tectoniques à cicatrices triasiques .....	318
b) conclusion d'ensemble relative aux faciès lithologiques .....	319
III) - Etude tectonique .....	319
1) Délimitation de l'unité .....	319
a) limite externe .....	319
b) limite interne .....	319
2) Les structures .....	319
a) disposition isoclinale des ensembles lithologiques .....	319
b) existence de plissements superposés .....	320
c) récapitulation et conséquences .....	320
IV) - Examen critique de l'hypothèse de R. ZULAUF sur la prolongation de la "Digitation du Versoyen" au Nord de la Doire Baltée .....	320

	<u>Pages</u>
V) - A la recherche d'une explication .....	322
1) Tentative d'attribution chronologique des divers faciès examinés .....	322
a) les terrains probablement antétriasiques .....	322
b) les faciès post-triasiques .....	322
c) les faciès d'attribution chronologique incertaine .....	322
2) Essai d'interprétation des coupes de référence .....	323
a) coupe du col Fenêtre .....	323
b) coupe mont Fourchon - Pain de Sucre .....	323
c) coupe col Saint-Rhémy - mont Rotzo .....	323
d) coupe sur le versant nord de la Costa di Serena .....	324
e) coupes de Rantin .....	324
f) coupe de l'Alpe de Casa Bianca .....	324
g) secteur de Pétozan .....	324
3) Conclusion .....	324

### TROISIEME PARTIE - SYNTHESE GENERALE

A) - Récapitulation des principaux résultats .....	329
I) - Unités delphino-helvétiques et ultra-helvétiques .....	329
II) - Unité de Ferret .....	330
III) - Unité de Moûtiers .....	330
IV) - Unité du Roignais Versoyen .....	331
V) - Unité du Petit Saint-Bernard .....	331
VI) - Unité de Salins .....	332
VII) - Unité de la Pierre Avoi .....	332
VIII) - Unité des Cois .....	333
IX) - Nappe du Pas du Roc .....	333
X) - Corrélations probables des unités étudiées et conséquences pour le schéma paléogéographique et structural régional .....	333
1) Introduction : les deux groupes d'unités structurales .....	333
2) Les unités du premier groupe : la zone des Brèches de Tarentaise sensu stricto .....	334
3) Les unités du second groupe : problèmes de corrélation .....	334
a) unités dauphinoises, helvétiques et ultra-helvétiques .....	334
b) unités du Petit-Saint-Bernard et de Salins .....	335
c) unité de Ferret .....	335
4) Schéma paléogéographique de l'ensemble de la zone étudiée .....	338
B) - Evolution paléogéographique et géodynamique de la zone des Brèches de Tarentaise .....	338
I) - Evolution paléogéographique .....	338
1) Fin de l'époque hercynienne .....	338
2) Le Trias .....	338
3) Le Lias .....	340
4) Dogger Malm .....	340
5) Crétacé inférieur et moyen .....	340
6) Crétacé supérieur .....	342
II) - Evolution géodynamique : historique des déformations subies par la région étudiée depuis la fin de l'époque hercynienne .....	344
1) La période pré-paroxysmale .....	344

	<u>Pages</u>
2) La période paroxysmale .....	345
a) chronologie .....	345
b) les diverses phases de déformation .....	346
c) style général des déformations .....	346
d) remarque complémentaire sur la tectonique du socle .....	347
3) Conclusion .....	347
C) - Comparaison avec les domaines voisins - quelques conséquences .....	348
I) - Schéma évolutif d'ensemble .....	348
1) Similitude évolutive entre zone brainçonnaise et zone des Brèches de Tarentaise .....	348
2) L'unité du Niélard : une charnière structurale et paléogéographique .....	348
3) L'anomalie "subbriançonnaise" .....	350
II) - Examen de quelques points singuliers .....	350
1) La notion de géosynclinal valaisan dans les Alpes occidentales .....	350
2) Digression sur la zone "subbriançonnaise" .....	352
3) A propos de la tectonique arvinche .....	354
D) - Note finale - L'orogénèse alpine en Tarentaise - Un schéma paradoxal .....	356
BIBLIOGRAPHIE .....	359



LISTE DES PHOTOS

<u>Photos</u>	<u>Pages</u>
1 : Les Pyramides Calcaires vues depuis le lac Combal (Haut Val Veni)	
2 : Paysage triasique de l'extrémité nord du massif de la Pointe de Mya	48
3 : Pyramide calcaire méridionale - Conglomérats et microbrèches de l'ensemble antéflysch encroûtant les calcaires liasiques corrodés	64
4 : Détail des microbrèches	64
5 : Série du Versoyen - Un "pillow" peu déformé	89
6 : Série du Versoyen - Pillows - brèche de pillows - schistes noirs et adinole	89
7 : La Punta dei Ghiacciai dans le haut vallon du Breuil (Italie)	93
8 : La brèche du Miravidi	94
9 : Brèche du Miravidi : figures évoquant des convolutes laminations	94
10 : Le conglomérat du Collet des Rousses	114
11 : Détail des couches des Marmontains à la coupe de La Thuile	146
12 : Le versant nord de la Pointe Fornet (haut vallon des Chavannes) - Exemple de paysage dans le "Flysch" de Tarentaise	152
13 : Le versant sud ouest du massif de la Pointe de Mya	194
14 : Panorama de la Testa d'Arp et du col de Youla	209
15 : Panorama du mont Ouille (rive gauche du torrent du Breuil)	224
16 : Plis métriques d'axe est-ouest dans les couches des Marmontains sur le versant sud du Grand Creto (haut vallon de Planavalle)	236
17 : Charnière anticlinale de l'Alpe d'Arp - Plis de la phase 1	236
18 : Plis superposés dans la formation basale du Flysch (base du versant sud du mont Ouille)	237
19 : Linéation L <sub>2</sub> provoquant un débit en tuile dans des niveaux calcaires de la formation basale du "Flysch"	237
20 : Panorama du col du Petit Saint-Bernard dans le secteur de l'Alpe de Verney	246
21 : Petit pli d'axe parallèle aux grandes structures, dans les calcaires à zones siliceuses attribués au Dogger ultrahelvétique	285
22 : Détail de la photo précédente montrant l'ébauche de schistosité parallèle au plan axial du pli	285

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Récapitulation des zones tectoniques admises par les divers auteurs entre la région de Moûtiers et le Valais	18
Tableau 2 : Subdivision paléogéographique et structurale de la région étudiée	21
Tableau 3 : Analyses H. LOUBAT	97
Tableau 4 : Analyses chimiques de quelques "roches vertes" (et faciès similaires) du bassin crétacé de Tarentaise	98
Tableau 4 bis : Normes et paramètres de Niggli calculés à partir des analyses du tableau 4	99

	<u>Pages</u>
TABLEAUX (suite)	
Tableau 5 : Equivalents volcaniques de quelques roches vertes du Versoyen .....	100
Tableau 6 : Analyses chimiques de divers schistes du bassin crétacé de Tarentaise .....	106
Tableau 7 : Formation basale de la série détritique de Tarentaise - Récapitulation des résultats des coupes mesurées .....	128
Tableau 8 : Résultats des mesures effectuées sur quelques coupes de la série terminale de Tarentaise .....	153
Tableau 9 : Tableau des tendances évolutives du domaine compris entre les massifs cristallins externes et le Briançonnais .....	349

ILLUSTRATIONS

	<u>Pages</u>
Figure 1 : Situation géographique du terrain étudié .....	2
Planche 1 : Schéma orohydrographique .....	4
Figure 2 : Situation stratigraphique des séries détritiques terminales dans les trois principales unités de la zone des Brèches de Tarentaise .....	24
Figure 3 : Diagrammes (alk + c) - al - fm et (al + fm) - alk - c pour quelques analyses de schistes houillers .....	27
Figure 3bis: Diagrammes (alk + c) - al - fm et (al + fm) - alk - c pour les analyses de schistes divers effectuées pour le présent travail .....	29
Figure 4 : Diagrammes des teneurs relatives en potassium et en sodium 1) pour des schistes houillers 2) pour divers schistes de la zone des Brèches de Tarentaise .....	30
Figure 5 : Répartition des écaillés de leptynite (et des faciès associés) dans le haut vallon du Breuil .....	34
Figure 6 : Panorama de la Pointe Rousse vue des environs de l'Alpe de Verney .....	35
Figure 7 : Panorama du versant sud de la Pointe Rousse et de la "deuxième écaille" .....	37
Figure 8 : Diagramme de Niggli pour quelques roches acides (d'origine éruptive) du Permo Carbonifère alpin .....	41
Figure 9 : Esquisse paléogéographique transversale, à la fin du Permien, du domaine septentrional des Alpes occidentales .....	43
Figure 10 : Le massif de la Pointe de Mya vu depuis les Chapieux .....	46
Figure 11 : Les Pyramides Calcaires vues du versant italien du col de la Seigne .....	49
Figure 12 : Coupes du Trias de l'unité de Moûtiers et des écaillés frontales .....	50
Figure 13 : Panorama de la rive droite du Charbonnet sous le fort 2 000 .....	58
Planche 3 : Emplacement des principales localités citées dans l'étude de l'ensemble antéflysch .....	60
Figure 14 : Coupe des Pyramides Calcaires .....	63
Figure 15 : L'ensemble antéflysch entre le col de la Seigne et les Chapieux .....	66
Planche 4 : Panorama du haut vallon des Glaciers vu depuis la terminaison nord du massif de la Pointe de Mya .....	68
Figure 16 : Unité du Roignais-Versoyen - Stratonomie des schistes de l'ensemble antéflysch du domaine externe .....	77
Figure 17 : Le "synclinal" (synforme) du Passage de la Brebis, vu des pentes sud de la Clavettaz	
Figure 18 : Anticlinal du Versoyen - Répartition des laves en coussins et du faciès schistes gris et relations avec la série du "Flysch" .....	77
Figure 19 : Coupe schématique du versant nord de l'Aiguille de Prainan .....	79
Figure 20 : Passage en série inverse de la formation basale du "Flysch" à l'ensemble antéflysch. (Basse vallée du Versoyen, sous le Châtelard) .....	79
Figure 21 : Coupes de l'ensemble antéflysch au vallon du Breuil .....	81
Figure 22 : Série ophiolitique du Versoyen - Divers stades de fragmentation des laves en coussins, et genèse des brèches de pillows .....	88

ILLUSTRATIONS (suite)

	<u>Pages</u>
Figure 23 : Haut vallon de Beaupré. Alternances de sills de prasinites et de schistes noirs .....	92
Figure 24 : Diagramme de H. de LA ROCHE pour quelques roches ignées de la série du Versoyen et de l'unité des Cols .....	101
Figure 25 : Détermination de la tendance générale du volcanisme de la zone des Brèches de Tarentaise en fonction du comportement différentiel de Na, K, Al .....	102
Figure 26 : Caractères chimiques globaux de quelques roches vertes de la série du Versoyen (et de l'unité des Cols) .....	103
Figure 27 : Diagramme de présentation des caractères chimiques liés aux silico-aluminates, de quelques roches vertes de la série du Versoyen et de l'unité des Cols .....	104
Figure 28 : Répartition de divers faciès schisteux du bassin crétacé de Tarentaise d'après le rapport $\text{SiO}_2/\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ .....	107
Figure 29 : Diagramme de H. de La Roche pour quelques faciès de schistes du bassin crétacé de Tarentaise .....	108
Figure 30 : Répartition de quelques faciès schisteux du bassin crétacé de Tarentaise entre les domaines volcaniques et sédimentaires .....	109
Figure 31 : Diagramme de présentation chimique globale de quelques faciès schisteux du bassin crétacé de Tarentaise .....	110
Figure 32a : Diagramme de présentation des caractères chimiques liés aux silico-aluminates pour quelques faciès schisteux du bassin crétacé de Tarentaise .....	111
Figure 32b : Classification des faciès schisteux analysés selon leur indice de basicité .....	111
Figure 33 : Localisation géographique et géologique (très schématique) des principaux affleurements du conglomérat de type Collet des Rousses .....	112
Figure 34 : Comparaison entre la conception de J. AUBOUIN, J.H. BRUNN d'un volcanopluton, et la reconstitution d'après M. LOUBAT du complexe volcanosédimentaire du Versoyen	
Figure 35 : Panorama général de la haute vallée du Versoyen (marge interne de l'unité du Roignais-Versoyen) .....	122
Planche 5 : Formation basale du "Flysch" - Localisation des divers points de mesure et variation de clasticité .....	126
Planche 6 : Trois exemples de "coupes échantillons" prises dans la formation basale du "Flysch de Tarentaise" .....	130
Figure 36a : Diasthème en relais et litage oblique dans les conglomérats de type molassique de la formation basale de la série détritique de Tarentaise .....	132
Figure 36b : Disposition des éléments du conglomérat basal de la formation détritique de Tarentaise ....	132
Figure 37a : Détail de la structure interne des conglomérats de la formation basale (Haut vallon des Chavannes) .....	133
Figure 37b : Orientation des galets dans les conglomérats de la formation basale du "Flysch" (Haut vallon des Chavannes) .....	133
Figure 38 : Litage entrecroisé dans les faciès calcaires de la formation basale du "Flysch" à la Tête du Chargeur .....	134
Figure 39 : Schéma palinostatique de la distribution des faciès au sein de la formation basale du "Flysch" de Tarentaise. ....	140
Figure 40 : Coupe des variations de faciès au sein de la formation basale de la série détritique de Tarentaise .....	142
Figure 41 : Figuration schématique de la coupe de La Thuile .....	145
Figure 42 : Panorama schématique du versant nord de la Tête du Chargeur .....	172
Figure 43 : Coupe de l'unité du Petit Saint-Bernard au niveau du Roc de Belleface .....	175
Figure 44 : Coupe stratigraphique synthétique de l'unité du Petit Saint-Bernard .....	179
Figure 45 : Coupe stratigraphique synthétique de l'unité de Salins	
Figure 46 : Coupe schématique des terrains rapportés à la nappe du Pas du Roc (Ruisseau du Dard) .....	189
Planche 7 : Schéma tectonique de l'unité de Moûtiers .....	192
Figure 47 : Coupes en série de l'unité de Moûtiers entre les Pyramides Calcaires et le massif de la Pointe de Mya .....	197

	<u>Pages</u>
Figure 48 : Panorama de l'extrémité nord du massif de la Pointe de Mya (vu depuis le sentier du col de la Seigne) .....	198
Figure 49 : Coupes en série dans la zone des écailles frontales .....	200
Figure 50 : Panorama du versant nord du mont Favre .....	202
Figure 51 : Panorama de la rive droite de la Doire Baltée au niveau de Courmayeur .....	203
Figure 52 : Panorama de l'arête Testa Bernarda - col Sapin vu des environs de l'alpage du Curru .....	211
Figure 54 : Schéma partiellement hypothétique de l'évolution du pli frontal de l'unité du Roignais-Versoyen entre la Doire Baltée et la vallon de Malatra .....	213
Figure 55 : Structure du mont Bério Blanc .....	214
Figure 56 : Le pli anticlinal du vallon de Youla au-dessus de Peson .....	215
Figure 57 : Le pli des Aiguilles de Chambave vu de la Testa di Liconi .....	218
Figure 58 : Coupes géologiques de la Tête du Chargeur .....	220
Figure 59 : Région de la Tête du Chargeur, carte géologique détaillée .....	222
Figure 60 : Panorama du versant italien du col du Petit Saint-Bernard .....	234
Figure 61 : Schéma de la structure du feston du Breuil, mettant en évidence les diverses possibilités de rupture .....	234
Figure 62 : Répartition des principales linéations .....	238
Figure 63 {	239
Figure 64 { Plis superposés - Explication dans le texte .....	241
Figure 65 {	248
Figure 66 : Coupe de l'unité du Petit Saint-Bernard passant par Laytire et la Tête du Chargeur .....	249
Figure 67 : Unité du Petit Saint-Bernard - Schéma tectonique .....	251
Figure 68 : Structure du front de l'unité du Petit Saint-Bernard au Sud du passage du lac sans Fond ....	254
Figure 69 : Carte géologique du massif des Deux Antoines et du Roc de l'Enfer au Nord Nord Ouest de Bourg-Saint-Maurice .....	256
Figure 70 : Décollement de la couverture mésozoïque de l'unité de Salins (massif du Roc de l'Enfer - Deux Antoines au Nord Nord Ouest de Bourg-Saint-Maurice) .....	258
Figure 71 : Carte géologique détaillée de la cicatrice des Forts au Nord de Bourg-Saint-Maurice ....	260
Figure 72 : Schéma expliquant la genèse des affleurements désordonnés du secteur situé au Sud Ouest du Fort 2 000 .....	273
Figure 73 : Panorama de l'arête Grande Ecaille - Pointe de la Tépia (région de ville des Glaciers) vu du Sud .....	277
Figure 74 : Coupes synthétiques du Lias de la couverture orientale du massif du Mont-Blanc .....	280
Figure 75 : Panorama du col Ferret sur le versant italien .....	282
Figure 76 : Panorama du Haut Val Ferret italien vu depuis le Col Ferret (frontière italo-suisse) .....	283
Figure 77 : Les écailles de cristallin à la Testa Bernarda (Val Ferret italien) .....	284
Figure 78 : Coupe très schématique des replis de la couverture sédimentaire au Nord Est du mont Chétif .....	292
Figure 79 : Le mont Fourchon et le Pain de Sucre vus depuis l'arête col Saint-Rhémy - mont Rotzo ....	297
Figure 80 : Coupe de l'arête frontière italo-suisse entre le col Fenêtre et le mont Fourchon .....	300
Figure 81 : Coupe synthétique de la série stratigraphique de l'unité de la Pierre Avoi .....	304
Figure 82 : Carte géologique détaillée des environs de l'alpage de Rantin .....	306
Figure 83 : Coupes dans le vallon de Rantin .....	307
Figure 84 : Coupé de l'unité des Cols de part et d'autre de la Costa di Serena .....	310
Figure 85 : Coupé de l'arête comprise entre les Aiguilles de Leisache et la Testa Crevacol .....	328
Figure 86 : Tableau comparatif des séries stratigraphiques des diverses unités de la zone des Brèches de Tarentaise .....	337
Figure 87 : Situation paléogéographique primitive probable des unités de la zone des Brèches de Tarentaise .....	339
Figure 88 : Evolution paléogéographique du domaine étudié du Trias au Crétacé .....	353
Figure 89 : Esquisse paléogéographique de la portion de l'arc alpin nord occidental correspondant au domaine valaisan (au Crétacé supérieur) .....	353

FIGURES HORS-TEXTE

---

Planche 2 : Schéma structural d'ensemble

Planche 8 : Panorama de la rive droite de l'Isère au Nord de Bourg-Saint-Maurice

Planche 9 : Panorama d'ensemble des montagnes entre le haut Val Ferret suisse et le Val Ferret italien

Figures 53 et 53 bis : Coupes de l'unité du Roignais-Versoyen au Sud Ouest de la Doire Baltée

Figure 53 ter : Coupes de l'unité du Roignais-Versoyen au Nord Est de la Doire Baltée.

## AVANT - PROPOS

---

Au moment de présenter un travail auquel j'ai consacré la plus grande partie de mon activité durant plusieurs années, je voudrais exprimer ma reconnaissance à tous ceux et celles qui ont contribué à ma formation géologique ou qui m'ont secondé dans mes recherches.

J'ai contracté tout d'abord une dette de reconnaissance envers mes initiateurs à la géologie : M. le Doyen MORET, membre de l'Institut, MM. les professeurs BARBIER, MICHEL, DEBELMAS. Je n'oublierai pas non plus M. LATREILLE.

Je voudrais remercier plus spécialement R. BARBIER qui après m'avoir orienté vers la géologie appliquée m'ap-pela auprès de lui comme assistant. Grâce à lui je fus formé à une certaine conception de la géologie, où la logique doit trouver son expression au travers d'une cartographie minutieuse et d'un raisonnement cohérent. Je lui en suis infiniment reconnaissant.

Le professeur J. DEBELMAS par son enthousiasme communicatif pour tout ce qui a trait aux Alpes, partageant en fait avec R. BARBIER la direction de mes recherches, me fut un soutien précieux. Il me fit toujours profiter, en toute amitié, de sa vaste érudition, de sa grande connaissance des Alpes, et de son esprit synthétique. Les longues conversations, les courses sur le terrain, furent autant d'occasions pour lui de provoquer chez moi des réflexions personnelles ou de m'ouvrir des voies de recherches fructueuses.

A mes amis et collègues P. VIALON et C. KERCKHOVE, auxquels j'ai fait perdre beaucoup de temps en discussions variées, je puis assurer qu'ils ont bien contribué, chacun dans leur domaine, à ma culture géologique.

Il m'est impossible de citer ici tous ceux sans l'aide desquels ce travail n'aurait pu voir le jour, professeurs (J. PERRIAUX tout particulièrement), chercheurs, ou techniciens, dont la collaboration me fut précieuse. Une mention particulière doit être faite de Monsieur TELMAT qui fit toujours son possible pour que la taille de mes lames minces s'effectue dans les meilleures conditions.

A l'extérieur du laboratoire de Grenoble, j'ai bénéficié en cours de travail des conseils et de l'expérience de nombreux membres de la "famille des géologues alpins".

Mes remerciements vont en premier lieu aux deux géologues valdotains Giulio et Piero ELTER. Je ne saurais oublier qu'ils ont accepté d'emblée de guider mes premières investigations en territoire italien, et mis à ma disposition leur grande expérience de la région. Par des discussions fructueuses et des sorties en commun nous avons confronté souvent nos points de vue et j'ai tout particulièrement apprécié leur esprit coopératif.

J'accorderai ensuite une mention toute particulière à H. LOUBAT, professeur à Lakehead University de Port Arthur (Canada), à l'époque assistant au laboratoire du professeur VUAGNAT à Genève. A son contact je me suis intéressé à des problèmes qui m'étaient peu familiers. Au fil des courses en montagne, des échanges épistolaires, notre collaboration s'est rapidement muée en amitié et cela constitue un des meilleurs souvenirs de mes années de thèse.

Enfin au cours de stages, d'excursions, de rencontres diverses j'ai pu profiter de l'expérience irremplaçable de Maîtres de la Géologie Alpine comme R. TRÜMPY, professeur à l'Ecole Polytechnique Fédérale de Zürich, A. LOMBARD, professeur à la Faculté des Sciences de Genève auquel je dois une bonne part de mes connaissances en sédimentologie. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma gratitude.

Je n'aurais garde d'oublier ce que je dois au Service de la Carte Géologique de la France, dont l'aide financière m'a été précieuse. J'en remercie bien vivement son directeur M. J. GOGUEL.

Enfin je ne puis terminer sans mentionner l'affectueuse collaboration de ma femme. Tant sur le terrain, dans des conditions souvent rudes, que lors de la rédaction dont elle assura une bonne part du "secrétariat", elle fut une compagne attentive et dévouée qui m'a secondé efficacement. Le présent travail lui doit beaucoup.

Grenoble, juin 1963 - mars 1970.

INTRODUCTION

---



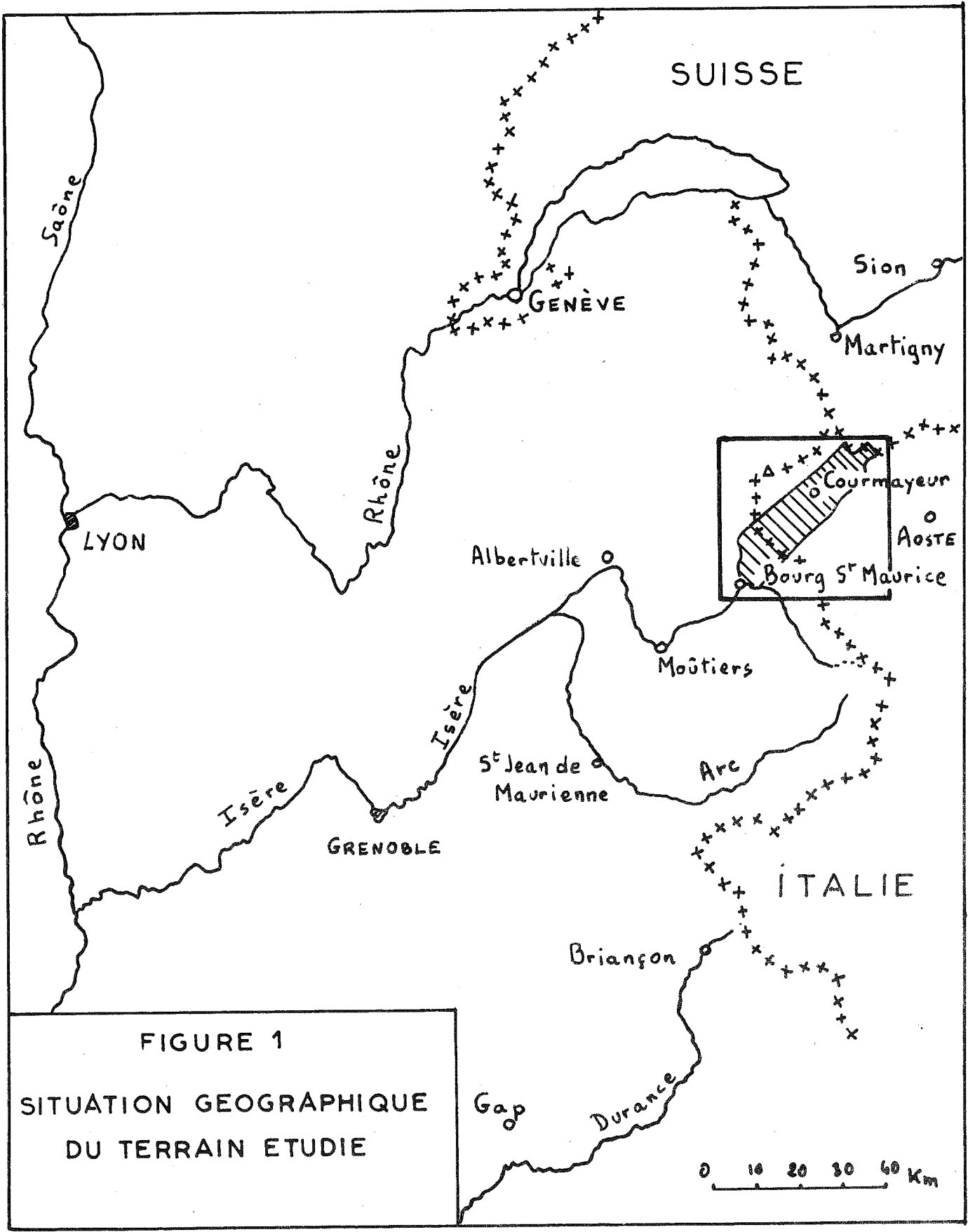


FIGURE 1

SITUATION GEOGRAPHIQUE  
DU TERRAIN ETUDIE

DELIMITATION GEOGRAPHIQUE DU SUJET  
SCHEMA OROGRAPHIQUE ET HYDROGRAPHIQUE

---

Le thème général de recherche que me proposa R. BARBIER représente, en un certain sens, la prolongation vers le Nord Nord Est de ses propres études relatives à la "zone subbriançonnaise". Le cadre géographique de mes investigations se trouve ainsi parfaitement inscrit dans la morphologie même des massifs qui, dans les Alpes franco italiennes, s'étendent immédiatement en arrière (à l'Est) du massif du Mont-Blanc.

Débutant au Sud, au niveau de Bourg-Saint-Maurice (Savoie) (pl. I), mon terrain de recherche se développe vers le Nord Est, en direction de Courmayeur et Pré Saint-Didier (Val d'Aoste) puis de la frontière italo suisse. Morphologiquement il est bien individualisé au sein de cette portion de l'arc alpin. Ses limites externes et internes sont en effet constituées par deux systèmes de vallées orientées en général du Sud Ouest au Nord Est :

la limite externe comprend : la vallée des Glaciers, le Val Veni et le Val Ferret italien, correspondent à la profonde dépression qui borde au Sud Est le massif du Mont-Blanc;

la limite interne emprunte d'abord les vallées du Reclus et de la Doire de Verney, puis, quittant les vallées, passe par une série de cols : Saint-Jacques, Serena, Saint-Rhémy et Col Fenêtre. Ce tracé correspond à peu près au front de la zone houillère "briançonnaise".

Les montagnes incluses dans ce périmètre, quoique d'altitude moyenne assez élevée, (plusieurs sommets atteignent ou dépassent 3 000 m) paraissent quelque peu écrasées par la masse toute proche de l'ensemble Mont-Blanc - Grandes Jorasses.

Bien que les structures géologiques soient allongées du Sud Ouest au Nord Est, la plupart des vallées leur sont perpendiculaires, celles du Versoyen et de Planavalle faisant exception.

Ces vallées ou vallons d'altitude sont en général échancrés profondément et permettent une pénétration relativement aisée du massif. Celle de la Doire Baltée constitue une voie de circulation internationale extrêmement active depuis l'ouverture du tunnel routier sous le Mont-Blanc. Toutes ces entailles naturelles découpent le massif en une série de courts chaînons parallèles qui fournissent souvent de bonnes coupes géologiques transversales aux structures.

Nous rencontrons ainsi du Sud Ouest au Nord Est :

- en France : - les vallées de l'Arbonne, du Charbonnet, du torrent des Glaciers, du Versoyen ;
- en Italie : - les vallons du Breuil, des Chavannes, d'Orgère, de Youla, de Liconi, de Chambave, de Planavalle, d'Armina, de Malatra, de Bellecombe, puis les vallons d'Artereva et du Grand Saint-Bernard.

D'une façon générale les conditions d'affleurement sont bonnes à partir d'une certaine altitude, les alpages faisant place peu à peu aux escarpements sommitaux des crêtes et aux névés ou petits glaciers. Seuls les versants des vallées profondes, encombrées de formations glaciaires, d'éboulis, de glissements ou écroulements, revêtus le plus souvent d'un manteau forestier (particulièrement à l'ubac) font exception.

Malgré ces conditions naturelles relativement favorables, la connaissance géologique de ces régions n'a progressé que lentement et par petites étapes comme va le montrer un rappel historique.

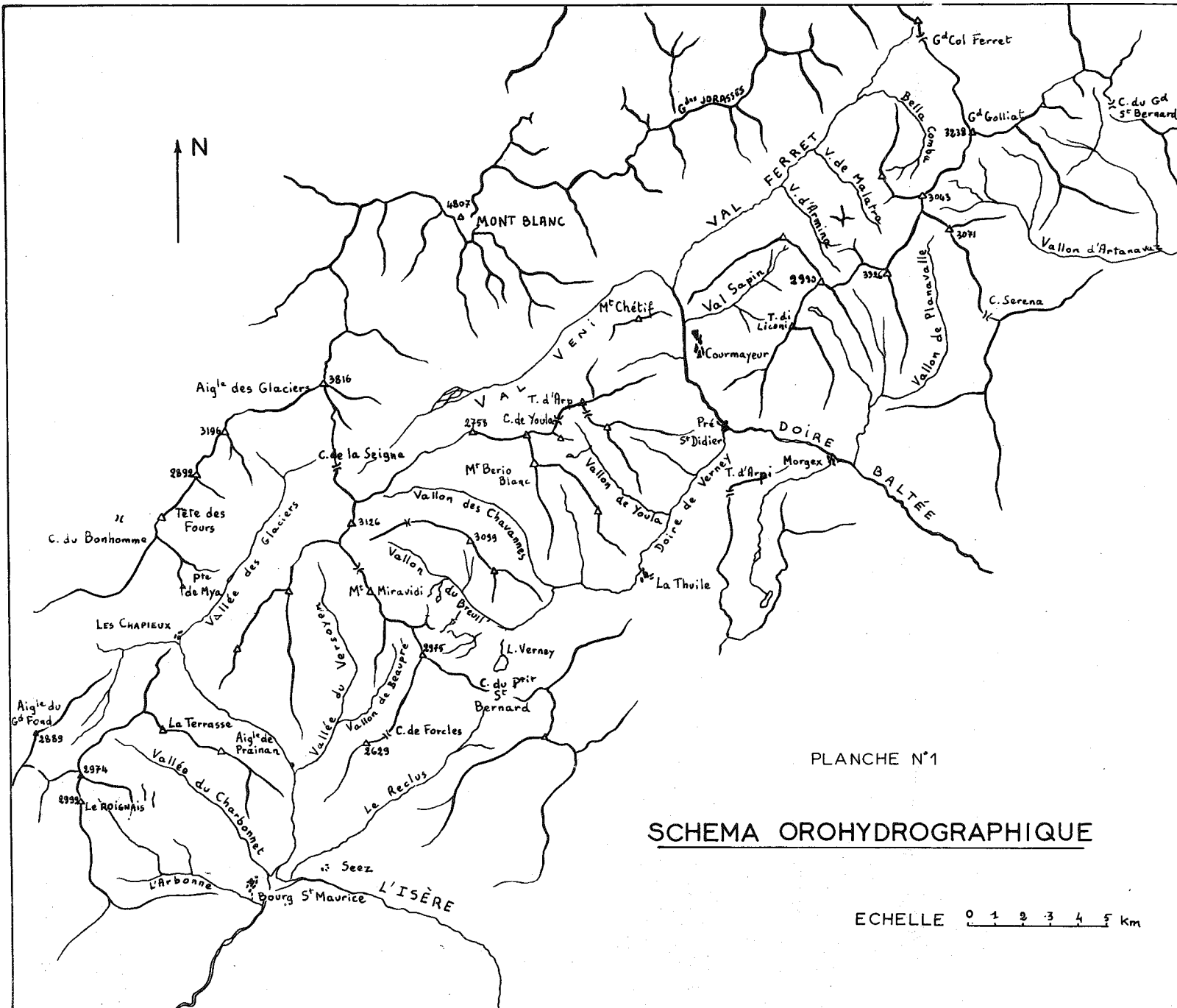


PLANCHE N°1

SCHEMA OROHYDROGRAPHIQUE

ECHELLE 0 1 2 3 4 5 Km

## HISTORIQUE RECENT DES RECHERCHES

---

### I. - INTRODUCTION

Les montagnes de Tarentaise ont depuis tous temps attiré les géologues, et fait le sujet de maints écrits de H. B. de SAUSSURE à nos jours.

L'histoire des vicissitudes de la connaissance géologique de ces régions est complexe, hésitante, émaillée de controverses où nous trouverons souvent mêlés des noms célèbres. Il n'est pas dans mes intentions d'en reprendre le détail, et je me bornerai à renvoyer le lecteur à la partie historique très documentée de l'ouvrage de H. SCHOELLER (1929) pour toute la période comprise entre les premières recherches et l'année 1928.

Avec cet auteur en effet, débute ce qu'il est possible de qualifier "l'époque moderne" ; toutefois avant d'aborder l'historique des travaux postérieurs, il est indispensable de faire le point des connaissances acquises dans cette région des Alpes au moment où H. SCHOELLER commençait ses recherches au Nord de la vallée de l'Isère.

Jusqu'alors les auteurs avaient été frappés par l'existence de nombreux niveaux de brèches polygéniques, ainsi que par le faciès "schistes lustrés" présenté par certaines séries de Tarentaise.

En fait, depuis longtemps, sous une forme ou sous une autre, les problèmes clefs de cette région étaient les suivants :

- essayer de déterminer l'âge des divers niveaux de brèches ;
- préciser si le faciès "schistes lustrés" évoqué ci-dessus était un équivalent ou non des schistes lustrés internes (piémontais).

Dès 1893 KILIAN et REVIL établissent la première stratigraphie nouvelle et cohérente de cette région en distinguant le Houiller, le Trias, le Lias, le Nummulitique, dans les étendues de terrains figurées en Trias et en Lias sur la carte géologique de Ch. LORY. Les connaissances acquises à la fin du XIXe siècle se trouvent figurées sur la première édition de la feuille Albertville dessinée par Marcel BERTRAND.

Les travaux de FRANCHI marquent le début d'une controverse qui va s'étendre sur de longues années, jusqu'aux recherches de H. SCHOELLER. Rapprochant la découverte d'une bélemnite dans un banc de conglomérats du versant italien du col de la Seigne, de celles effectuées dans les calcschistes de l'Alpe de Verney, près du Petit Saint-Bernard, le grand géologue italien concluait à l'âge liasique de l'ensemble des séries schisteuses qui s'étendent entre le Mont-Blanc et le col du Petit Saint-Bernard. La présence de roches vertes lui permettait la comparaison avec les schistes lustrés piémontais.

Certains auteurs français, dont KILIAN et REVIL pensaient quant à eux, que le Tertiaire pouvait bien être représenté dans les mêmes séries au Sud de la frontière. L'absence de faune permettant une datation précise des terrains au Nord de l'Isère, la méconnaissance de certains clivages tectoniques, seront responsables de la controverse qui va s'en suivre ; les années passant, de nouveaux auteurs s'y trouveront mêlés, dont J. BOUSSAC et M. GIGNOUX, et tour à tour l'une ou l'autre des interprétations prendra l'avantage.

En 1920, TERMIER et KILIAN admettent que les brèches de la "partie haute" de la série pourraient être d'âge nummulitique, alors que celles de la base se relieraient nettement aux brèches à bélemnites, du Lias (brèches du Télégraphe de W. KILIAN).

Durant toute cette période de tâtonnements, l'attribution paléogéographique de la zone restera très vague et l'idée dominante sera qu'il y règne un "faciès mixte" montrant le passage graduel du "faciès Briançonnais" au "faciès piémontais" (KILIAN et REVIL - 1916).

## II. - LES TRAVAUX DE Henri SCHOELLER

Avec H. SCHOELLER le style et la portée des investigations prennent un tournant décisif. Sa méthode de travail, basée sur le relevé d'un grand nombre de coupes détaillées, appuyée sur une cartographie précise (facilitée en cela par la parution des premiers plans directeurs au 1/20 000), en fait un véritable précurseur. La feuille Bourg-Saint-Maurice de la Carte Géologique de la France au 1/50 000 qui synthétise les résultats obtenus en constitue une preuve évidente.

### 1 - Renouveau de la stratigraphie

Sur le plan de la stratigraphie H. SCHOELLER détermine pratiquement toutes les subdivisions actuellement reconnues. Ses distinctions sont à peu près définitives quant aux ensembles lithologiques, mais dans certains cas, du fait de l'extrême rareté des fossiles, les déterminations chronologiques resteront incertaines. C'est sur ce point que porteront avec plus ou moins de bonheur la plupart des recherches postérieures.

Le mérite principal de H. SCHOELLER est d'avoir mis de l'ordre dans les très nombreux niveaux bréchiens si caractéristiques de la région. Tout d'abord, il montre que la majeure partie des terrains qualifiés par les auteurs précédents de "schistes lustrés" constituent en fait une série à caractère de flysch. (C'est la première fois que ce terme est employé dans la région) dont il cartographie très exactement les limites. Il montre que la base de cet ensemble est, d'une façon très constante, formée par une série conglomératique. Ensuite, malgré l'absence de fossiles caractéristiques, il lui attribue un âge nummulitique en montrant que les séquences lithologiques sont analogues à celles des séries situées au Sud de l'Isère, datées par endroits par des nummulites. Il attribue par ailleurs au Lias et au Dogger les brèches particulières du massif du Grand Fond et montre qu'entre ces dernières et les conglomérats de la base du flysch se trouve toujours un niveau de calcschistes. De plus il remarque que les brèches du Grand Fond ne renferment jamais d'éléments de cristallin alors que les conglomérats de la base du flysch en contiennent.

H. SCHOELLER démontre aussi le caractère transgressif de la base du flysch sur un substratum déjà fortement tectonisé, caractérisé par ses lacunes stratigraphiques et ses brèches anténummulitiques, fait déjà entrevu par E. HAUG (1909 b).

### 2 - Aspect tectonique et paléogéographique

Deux points importants sont à retenir :

a) Pour H. SCHOELLER les montagnes de Tarentaise appartiennent, pour leur plus grande partie, à un ensemble tectoniquement homogène, la nappe de l'Embrunais, selon un qualificatif dû à E. HAUG. Elle correspond dans son idée à la "zone des Aiguilles d'Arves" définie au Sud de l'Isère, et dont J. BOUSSAC (1912) avait mis en évidence le caractère charrié. Il appartiendra à R. BARBIER de démontrer qu'en réalité cette zone n'est pas homogène mais formée d'unités distinctes lithologiquement et tectoniquement.

b) Toutefois, historiquement, le point le plus intéressant relatif à mes propres recherches est la distinction de la zone du Petit Saint-Bernard. H. SCHOELLER démontre en effet, que la série de calcschistes et de schistes noirs à roches vertes que l'on rencontre dans la haute vallée du Versoyen et la région du Petit Saint-Bernard constitue en réalité une unité tectoniquement distincte de sa nappe de l'Embrunais. Ainsi se trouvait posé pour la première fois un des problèmes les plus délicats de la géologie de la Tarentaise, celui de l'origine de cette zone du Petit Saint-Bernard. Les trois solutions envisagées par l'auteur méritent d'être quelque peu développées car elles renferment en germe la plupart des recherches postérieures.

1re hypothèse : la zone du Petit Saint-Bernard se rattacherait à la "zone du Briançonnais". H. SCHOELLER, pense montrer cartographiquement que la série du Petit Saint-Bernard se prolonge vers le Sud Est par le "synclinal triasique" des gorges de l'Arbonne au Nord de Bourg-Saint-Maurice. Pour lui ce "synclinal triasique" isole la partie frontale de la "zone briançonnaise" constituée par le plateau houiller et mésozoïque des Deux Antoinnes, de la masse de la zone houillère proprement dite caractérisée par son Carbonifère non métamorphique.

2e hypothèse : la zone du Petit Saint-Bernard est un lambeau de la nappe des schistes lustrés, une klippe analogue à celle du Mont Jovet, pincée ultérieurement entre le Houiller de la zone briançonnaise et la nappe de l'Embrunais. Cette possibilité avait du reste été envisagée par P. TERMIER en 1928.

3e hypothèse : il s'agirait d'une zone particulière qui s'enracinerait entre la nappe de l'Embrunais et celle du Briançonnais dont elle serait distincte.

Finalement H. SCHOELLER ne rejette catégoriquement que cette dernière hypothèse ; il reconnaît que les deux précédentes sont aussi défendables l'une que l'autre et marque toutefois sa préférence pour la première à l'aide d'arguments qui vont tomber dès la parution des travaux de R. BARBIER.

Par une série de courses en Italie et en Suisse, H. SCHOELLER montre que sa nappe de l'Embrunais se poursuit, d'abord en Italie par le Val Veni et le Val Ferret, puis en Suisse par le Val Ferret et le Valais jusqu'à Tourtemagne. Il note à ce moment la disparition probable de la nappe de l'Embrunais derrière le massif du Gothard. Dans la même position par contre, plus à l'Est, apparaissent les schistes lustrés à roches vertes qui enveloppent les noyaux des nappes simploniques. Il conclut donc en envisageant le parallélisme des schistes lustrés à roches vertes du Petit Saint-Bernard et ceux des nappes simploniques. HERMANN (1928), à peu près à la même époque, aboutissait à une conclusion semblable.

### 3 - Influence sur la géologie alpine

La contribution de H. SCHOELLER à la connaissance de la géologie alpine, en Tarentaise, a été considérable. Sur le plan général les résultats ont pu paraître modestes, voir erronés, car la subdivision des Alpes en zones tectonique et paléogéographiques n'était qu'à peine ébauchée à cette époque. Cependant une des conclusions générales est la suivante : la nappe de l'Embrunais correspond au géanticlinal principal (à cause de ses faciès de cordillère, selon un qualificatif ultérieur) séparant la zone dauphinoise de la zone piémontaise ; nous montrerons à la fin du présent travail combien cette opinion, longtemps considérée comme erronée, était finalement assez proche de la réalité. Quoiqu'il en soit ce travail constitue vraiment la première étude moderne concernant la Tarentaise. La qualité des observations, de la cartographie, la minutie de l'analyse des faits préfigure déjà les travaux ultérieurs comme ceux de R. BARBIER. Pratiquement tous les faits d'observation demeurent, seule l'interprétation s'est perfectionnée.

Nous noterons enfin pour conclure, que par la somme de faits nouveaux apportés, SCHOELLER a mis un point final à la controverse entre FRANCHI et les géologues français, évoquée plus haut, tout en ouvrant la voie à d'autres discussions par la création de sa zone du Petit Saint-Bernard.

### III. - LES TRAVAUX DE R. BARBIER

Une vingtaine d'années séparent la parution du mémoire de R. BARBIER (1948) de la conclusion du travail de H. SCHOELLER. Durant cette période aucun auteur ne s'intéressera, bien entendu, aux montagnes de Tarentaise, qui venaient d'être si bien décrites au Nord de l'Isère.

Par contre, plus au Sud, sous l'impulsion de M. GIGNOUX, L. MORET, et D. SCHNEEGANS on assistait à l'épanouissement d'idées nouvelles qui trouvaient leur expression dans des ouvrages demeurés célèbres comme la "Description géologique du bassin supérieur de la Durance" de M. GIGNOUX et L. MORET, et la thèse de D. SCHNEEGANS sur "La géologie des nappes de l'Ubaye Embrunais entre la Durance et l'Ubaye". Ces idées se matérialisaient essentiellement par la création d'unités tectoniques et paléogéographiques nouvelles, les zones ultradauphinoises et subbriançonnaises. Selon ces nouvelles idées la nappe de l'Embrunais de E. HAUG se trouvait ainsi subdivisée au Nord du Pelvoux en une zone subbriançonnaise proprement dite ou zone du Pas du Roc, et une zone ultradauphinoise ou des Aiguilles d'Arves. L'étude de la prolongation de ces deux unités dans les montagnes situées entre l'Arc et l'Isère fut le but de R. BARBIER. Cet auteur allait développer les méthodes de cartographie détaillée et d'analyse stratigraphique fine déjà ébauchées par H. SCHOELLER et poursuivies par D. SCHNEEGANS. Les résultats obtenus feront de ce travail la base de toutes les études ultérieures en Tarentaise comme en Maurienne, éclairant d'un jour nouveau les conceptions de H. SCHOELLER exposées ci-dessus. Nous les résumerons brièvement dans ce qui suit.



b) Le faisceau de Salins passe à la fameuse "bande occidentale de Houiller" de H. SCHOELLER (massif des Deux Antoinnes). Ce Houiller ne peut donc être rattaché à la zone briançonnaise, et par conséquent le "synclinal triasique des gorges de l'Arbonne" doit en être également retiré.

c) La nappe du Pas du Roc disparaît vers Longefoy-sur-Aime et n'a pas d'équivalents au Nord de l'Isère.

#### 4 - Le problème de l'origine de la zone du Petit Saint-Bernard

En ce qui concerne mes propres recherches, le paragraphe 3b ci-dessus est le plus important. Il pose, en effet, de façon directe le problème de l'origine de la zone du Petit Saint-Bernard. La transformation de la "bande occidentale de Houiller" de H. SCHOELLER en faisceau de Salins, partie intégrante de la nappe des Brèches de Tarentaise, réfute la première hypothèse de cet auteur quant à l'origine de la zone en question. Celle-ci ne peut plus être rattachée à la zone briançonnaise. Il faut alors lui trouver une autre origine. R. BARBIER avance plusieurs hypothèses nouvelles :

a) A la suite de P. TERMIER et H. SCHOELLER il envisage à nouveau la solution d'une klippe de schistes lustrés pincée, secondairement cette fois-ci, entre la zone briançonnaise et la nappe des Brèches de Tarentaise. Il montre que cette hypothèse n'est en contradiction avec aucun des faits établis par sa propre étude.

b) Si le parallèle entre le Mont Jovet et les schistes lustrés à roches vertes du Petit Saint-Bernard s'avère faux, trois possibilités nouvelles peuvent, selon R. BARBIER, être envisagées :

1. La zone du Petit Saint-Bernard correspond au "synclinal triasique" du bord externe de la nappe du Briançonnais selon H. SCHOELLER. Pour les raisons signalées ci-dessus il croit pouvoir rejeter cette hypothèse qui reviendrait à rattacher la zone du Petit Saint-Bernard à la nappe des brèches de Tarentaise dont elle ne possède pas la série stratigraphique (présence de roches vertes entre autres).

2. La zone du Petit Saint-Bernard correspond au prolongement de la nappe du Pas du Roc (digitation de la Grande Moendaz) avec apparition latérale de métamorphisme. Cette idée ne s'accorde pas, selon l'auteur, avec le fait que la nappe du Pas du Roc est la racine des Préalpes médianes, lesquelles ne montrent jamais de terrains métamorphiques.

3. La zone du Petit Saint-Bernard forme un feston indépendant intermédiaire entre la nappe du Pas du Roc et la zone houillère briançonnaise. Nous avons montré ci-dessus qu'il s'agissait là de la 3e hypothèse envisagée par H. SCHOELLER, mais que cet auteur l'avait rejetée catégoriquement par suite de son interprétation tectonique de la région des gorges de l'Arbonne.

Pour R. BARBIER cette hypothèse est plausible et la zone du Petit Saint-Bernard pourrait alors être comparée à la zone des plis simploniques. Il rejoint ainsi certaines idées de H. SCHOELLER et de HERMANN. Les nouvelles conclusions de R. BARBIER n'enlèvent rien à la valeur du travail de H. SCHOELLER ; les principales modifications sont interprétatives et par conséquent ne portent que sur des "accolades". On peut les résumer en disant que les montagnes situées au Nord de l'Isère, entre col de la Seigne et vallée du Versoyen appartiennent à un domaine subbriançonnais, très restreint tectoniquement, puisqu'il n'est représenté que par la seule digitation de Moûtiers, et par le faisceau de Salins, sous-unités de la nappe des Brèches de Tarentaise. La position tectonique de la zone du Petit Saint-Bernard reste encore incertaine.

Ainsi que l'avait fait H. SCHOELLER, R. BARBIER va ultérieurement poursuivre son interprétation vers le Nord, par des courses rapides en Val Veni (Italie), Val Ferret (italien et suisse), et en Valais. Les résultats de ce complément d'études font l'objet d'une note importante publiée en 1951, dont je vais brièvement rappeler les grandes lignes.

R. BARBIER montre dans cette note que les terrains de la zone des Brèches de Tarentaise se poursuivent en Italie et en Suisse avec des caractères semblables à ceux observés en France. Il donne notamment des coupes aux Pyramides Calcaires, à la Testa di Tronchey, au Grand Saint-Bernard, pour ce qui concerne la région que j'étudierai ultérieurement. Par contre, comme en Tarentaise septentrionale, le flysch ne peut être daté.



Du point de vue structural l'auteur pense qu'il existe entre le massif du Mont-Blanc et la zone houillère briançonnaise, un vaste synclinal constitué essentiellement de "flysch" appartenant à la digitation de Moûtiers de la nappe des Brèches de Tarentaise, encadré de deux "zones anticlinales" très resserrées et écaillées : Pyramides Calcaires, Testa di Tronchey d'une part - Mont Fourchon, Testa du Chargeur d'autre part.

Tout cet ensemble se poursuit en s'amincissant en Valais et disparaît aux environs de Sierre (ainsi que l'avait déjà noté H. SCHOELLER) au moment où apparaissent les schistes lustrés à roches vertes des nappes simploniques.

Se basant sur un travail de JAECKLI (1950), dont il modifie légèrement l'interprétation, R. BARBIER considère que ces dernières forment les replis inférieurs de la grande zone des schistes lustrés, et qu'elles s'enracinent entre le Carbone non métamorphique et la nappe des Mischabel au niveau de Sierre.

Quant à la zone du Petit Saint-Bernard elle est de nouveau attribuée, mais avec plus de netteté qu'auparavant, à la nappe des schistes lustrés, selon l'hypothèse de P. TERMIER (ancienne klippe pincée secondairement entre deux unités tectoniques distinctes). Dans ces conditions, zone du Petit Saint-Bernard et nappes simploniques ne peuvent plus être comparées.

#### IV. - LES RECHERCHES RECENTES DES GEOLOGUES SUISSES (R. TRUMPY et ses élèves)

##### 1 - Les travaux de R. TRUMPY dans le massif de la Pierre Avoi et le haut Val Ferret valaisan

Dès 1949 R. TRUMPY aborde en Valais l'étude du domaine compris, entre l'ultrahelvétique et la nappe du Grand Saint-Bernard par des recherches dans le massif de la Pierre Avoi. Il va, par la suite, les étendre à la partie haute du Val Ferret valaisan, lors des levés destinés à l'établissement de la feuille Grand Saint-Bernard de l'atlas géologique de la Suisse au 1/25 000.

Une première note, R. TRUMPY (1951), constitue en un certain sens une réponse à la publication de R. BARBIER (1951). Malgré le caractère provisoire des résultats acquis, l'auteur manifeste son désaccord sur quelques points de l'interprétation selon R. BARBIER du segment valaisan de la zone des brèches de Tarentaise.

Dans une deuxième note beaucoup plus détaillée, R. TRUMPY (1954) précise ses conceptions stratigraphiques et tectoniques confirmant les résultats précédents. Cette publication constitue dans l'esprit de son auteur une notice explicative détaillée de la feuille Grand Saint-Bernard au 1/25 000, qui ne paraîtra, accompagnée de sa véritable notice explicative, qu'en 1958.

Je vais résumer les résultats importants contenus dans ces deux publications, ainsi que leurs conséquences, car de leur opposition avec certaines idées de R. BARBIER, vont naître en quelque sorte mes propres recherches.

Le grand ensemble de schistes et grès, anciennement qualifié de "schistes lustrés" par les géologues italo-suisse, interprété par R. BARBIER en 1951 comme prolongation de la digitation de Moûtiers de la nappe des Brèches de Tarentaise est subdivisé par R. TRUMPY en deux ensembles stratigraphiques qu'il attribue à deux unités tectoniques distinctes, les zones de Ferret et des Brèches de Tarentaise.

##### a) Subdivisions lithologiques de la zone de Ferret

De bas en haut l'auteur distingue :

- Des écailles basales constituées essentiellement de terrains triasiques (cargneules, gypses, dolomies et argilites souvent albitisées) associés à des schistes et calcschistes gris sombre ou noir très analogues à ceux de l'Aalénien ultrahelvétique.
- La série inférieure de Ferret : la base de cette série ne montre en général pas de niveau conglomératique sauf, toutefois, au Nord de la Dranse de Bagnes (région de Voilèges et de Blisiers). Par contre, elle renferme assez fréquemment un niveau de calcaires albitisés qui est le plus souvent en contact direct avec le Trias.

Au-dessus vient l'ensemble des "schistes de Ferret", très épais, dans lequel R. TRUMPY croit pouvoir distinguer des grès et schistes inférieurs et des calcschistes moyens.

- La série moyenne de Ferret : c'est un ensemble comprenant surtout des calcaires cristallins et microbréchiques, des calcaires siliceux et gréseux, des schistes argileux, des niveaux de brèches polygéniques. Dans sa note de 1951 R. TRUMPY désignait l'ensemble sous le nom de couches de l'Aroley du nom d'un petit alpage situé un peu à l'Ouest de la Pierre Avoi.

Par la suite, l'auteur définit les subdivisions suivantes, de bas en haut :

- couches de la Vasse : calcaires siliceux et gréseux, calcschistes argileux, lentilles de calcaires micro-conglomératiques ;
  - couches de la Peula : schistes argileux, quartzites, brèches polygéniques ;
  - couches de l'Aroley (s. str.) : calcaires cristallins, souvent microbrèche, en gros bancs.
- La série supérieure de Ferret : elle comprend à la base les couches des Marmontains.

Ce niveau très caractéristique bien que d'aspect variable suivant les points est constitué d'une manière générale par des schistes noirs alternant avec des quartzites brun verdâtre, à patine huileuse. La localité type est, selon l'auteur, le petit massif des Marmontains situé au Nord Est du Col Ferret, entre la Dotsa et le vallon du Ban Darrey (voir planche 9). Les couches des Marmontains surmontent les calcaires microbréchoïdes de l'Aroley.

- Au-dessus viennent les couches de Saint-Christophe, ensemble monotone de calcschistes plus ou moins gréseux, sériciteux, rappelant un flysch à certains égards. La localité type se trouve à proximité de la chapelle de Saint-Christophe près de Verbier.

#### Age de ces séries

Une des caractéristiques de cet ensemble de terrains est l'absence quasi générale de restes organiques, ainsi qu'un léger métamorphisme. Cependant R. TRUMPY a pu trouver des petites Orbitolines dans les calcaires microbréchiens de l'Aroley. Il fait cependant remarquer que ces Orbitolines sont de la taille des éléments détritiques de la microbrèche et il n'exclut pas la possibilité d'un remaniement. Néanmoins, par analogie avec certains faciès des Grisons (Tristelkalk), il pense pouvoir attribuer un âge barrémo-aptien aux couches de l'Aroley. En conséquence les couches des Marmontains seraient d'âge albien et les couches de Saint-Christophe d'âge crétacé supérieur.

#### b) Subdivision lithologique de la zone des Brèches de Tarentaise

R. TRUMPY ne rattache à cette unité que les écaillés supérieures de la Pierre d'Avoi, ainsi qu'une bande de terrains comprise entre le Mont Fourchon et les lacs de Fenêtre, au Sud Ouest du col du Grand Saint-Bernard, et qui se poursuit en direction de la Pierre Avoi par le col du Névé de la Rousse et la haute Combe de l'A.

La série stratigraphique est dans l'ensemble la suivante :

Trias : il est surtout constitué par des dolomies, des calcaires dolomitiques, et par un niveau très caractéristique de brèches à éléments triasiques, attribuées par l'auteur au Trias supérieur (brèches du Malm selon R. BARBIER (1951). Ce sont les brèches de la Pierre Avoi.

Lias : calcaires marmoréens et spathiques.

La série post liasique : ce terme assez vague dénote les incertitudes de l'auteur quant à une attribution plus précise. Selon lui deux subdivisions restent possibles dans cet ensemble :

- les conglomérats des lacs Fenêtre et la série conglomératique : je modifie ici à dessein, pour ne pas égarer le lecteur, le titre réel de cette subdivision dans la note de 1954. Les conglomérats des lacs Fenêtre, à blocs parfois gigantesques, y sont en effet qualifiés de couches de l'Aiguille du Grand Fond (voir plus haut - H. SCHOELLER).

Ils servent localement de soubassement à la "série conglomératique", alternance de schistes plus ou moins sériciteux et de niveaux conglomératiques. Les faciès sont très variables d'un point à un autre.

- la série schisto-quartzitique : il s'agit d'un ensemble de teinte sombre surmontant la série précédente, riche vers la base en quartzites feuilletés verdâtres et en schistes noirs vers le sommet. La distinction avec le Carbonifère sus-jacent (Houiller "briançonnais") devient délicate.

Le trait essentiel est l'existence de roches vertes dans cette série schisto-quartzitique. Ce sont surtout des roches à albite, chlorite, séricite et quartz pouvant être classées parmi les ovardites. R. TRUMPY pense que leur origine est magmatique, sans toutefois pouvoir exclure formellement une origine sédimentaire.

#### c) Les questions soulevées par les travaux ci-dessus

Nous avons vu, plus haut, que R. BARBIER en 1951 attribuait à la seule digitation de Moûtiers de la nappe des

Brèches de Tarentaise l'ensemble des séries à faciès "flysch" intercalées depuis le Val Ferret italien, jusqu'au Valais entre l'ultrahelvétique et la zone houillère "briançonnaise".

En 1951 R. TRUMPY montre qu'une coupure doit être établie et il distingue une zone de Ferret qui constitue la majeure partie de ces terrains. Il n'attribue à la nappe des Brèches de Tarentaise que la zone des écaillés de la Pierre Avoi et de la région Mont Fourchon - Lacs Fenêtre. Il pense alors que la zone de Ferret, telle qu'il vient de la décrire est foncièrement différente de la zone des Brèches de Tarentaise.

Dans sa note de 1955 par contre, après une étude plus étendue, il rapproche quelque peu son interprétation de celle de R. BARBIER en mettant en parallèle les niveaux de l'Aroley et des Marmontains avec les formations correspondantes de la digitation de Moûtiers (série détritique de base et schistes noirs à quartzites verts).

Cette analogie se heurte, toutefois, à deux difficultés :

- l'âge de ces formations qui est nummulitique ou supposé tel en Tarentaise par les auteurs français, est, en partie au moins, Crétacé moyen en Val Ferret d'après R. TRUMPY.
- l'origine des zones du Versoyen et du Petit Saint-Bernard

Se basant sur la présence de roches vertes dans la zone des brèches de Tarentaise en haut Val Ferret suisse (série schisto-quartzitique), R. TRUMPY aurait tendance à en rapprocher paléogéographiquement la zone du Versoyen. Il envisage ainsi la possibilité de l'existence d'un vaste domaine paléogéographique, situé entre l'ultrahelvétique et la zone houillère "briançonnaise", depuis la Savoie jusqu'au Valais, comprenant les zones de Ferret, de Tarentaise et du Versoyen.

Ainsi conçu, ce domaine présente une certaine unité quant aux faciès, mais cette façon de voir ouvre un débat plus vaste de paléogéographie alpine ; la zone des Brèches de Tarentaise attribuée par R. BARBIER, auteur du terme, au subbriançonnais, si elle s'intègre fort bien dans le domaine préconisé par R. TRUMPY, présente des différences importantes avec le subbriançonnais classique (nappe du Pas du Roc - digitation de Piolit).

Par conséquent, R. TRUMPY préconise de séparer la zone des Brèches de Tarentaise du subbriançonnais, en restreignant ce terme au Nord de l'Arc, aux véritables équivalents du subbriançonnais "classique", nappe du Pas du Roc et zone des gypses. Cette idée sera reprise quelques années plus tard - R. BARBIER et J. DEBELMAS (1966).

d) La note R. BARBIER, R. TRUMPY sur l'âge du flysch de Tarentaise (1955)

Les pages précédentes mettent en évidence les points de divergence entre les interprétations des écoles françaises et suisses. Peu s'en fallait pour qu'une controverse de plus ne vienne diviser les géologues alpins à propos de nos régions. Dans un esprit tout à fait amical R. BARBIER et R. TRUMPY tentèrent alors une synthèse commune de leurs idées, ce qui aboutit à la note de 1955 dont le but était d'essayer de résoudre le problème suivant :

"... Entre trois unités où les flyschs sont : dans la médiane sans fossiles décisifs, et dans les extrêmes, l'un nummulitique et l'autre crétacé, y a-t-il des corrélations et une synthèse possible ?"

Les séries stratigraphiques des trois unités concernées, digitation du Niélard, digitation de Moûtiers, et zone de Ferret y sont passées en revue comparativement. Cette analyse fait ressortir les faits suivants :

- la série du Niélard peut être classée à part ; elle est entièrement nummulitique et débute au Lutétien ;
- la digitation de Moûtiers et la zone de Ferret ont deux niveaux communs : les formations conglomératiques et microbréchiennes (Aroley) et les schistes noirs à quartzites verts (Marmontains) ;
- les niveaux en question sont attribués au Crétacé moyen. Par conséquent le flysch qui les surmonte est Crétacé supérieur et peut également être nummulitique. On peut donc paralléliser ce flysch et celui du Niélard, y compris sa série détritique de base qui est lutétienne ;
- la série inférieure des schistes de Ferret, à faciès plus ou moins orogénique disparaît vers le Sud où elle n'existe pas en Tarentaise. Par contre, vers l'Est elle se rattache aux séries schisteuses du Prättigau.

En résumé les deux auteurs attribuent à la digitation de Moûtiers un rôle intermédiaire qui permet d'accorder leurs idées sur l'âge des séries. Pour cela ils sont obligés d'admettre qu'au sein de son flysch se fait un passage continu du Crétacé supérieur au Nummulitique.

Enfin, selon les idées de R. TRUMPY, les deux auteurs évoquent la possibilité d'existence d'une fosse orogéniquement active dès le Crétacé inférieur, limitée à la portion est-ouest de l'arc alpin et correspondant à la zone de Ferret. Il s'agit en l'occurrence et bien que le terme ne soit pas employé, du géosynclinal valaisan remis en honneur par R. TRUMPY ainsi que nous allons le voir immédiatement.

## 2 - Le géosynclinal valaisan

Reprenant une idée émise par E. HAUG (1909c et 1925), R. TRUMPY donne au domaine paléogéographique compris entre l'ultrahelvétique et le domaine subbriançonnais (s. str.) le nom de domaine valaisan (équivalent du géosynclinal valaisan de E. HAUG).

Cette zone de faciès grouperait les terrains à faciès "flysch" ou "schistes lustrés" de la Savoie aux Grisons. Elle correspondrait à un sillon géosynclinal externe, faisant en quelque sorte le pendant du géosynclinal piémontais. Les phénomènes de subsidence s'y seraient développés depuis le Crétacé inférieur seulement et se seraient poursuivis jusqu'au Tertiaire. Cette fosse débiterait probablement au niveau de la Savoie, caractérisée par les flyschs de Tarentaise, se complétant dès le Val Ferret par les "schistes de Ferret" pour se poursuivre dans les Grisons par les flyschs du Prättigau et une partie des Bundnerschiefer.

Sur sa marge interne ce sillon géosynclinal prend en Valais un caractère eugéosynclinal avec l'apparition de roches vertes. Ce caractère se poursuit en Val Ferret, où l'on observe également des roches vertes sur la marge interne de la zone des brèches de Tarentaise. Il semblerait dans cette optique que la zone du Versoyen avec ces masses importantes d'ophiolites puisse ainsi se rattacher au domaine valaisan ; on pourrait ainsi retrouver l'analogie avec les schistes lustrés à roches vertes des nappes simploniques.

Dans son ensemble cette fosse valaisanne ne peut, du point de vue de ses faciès trop particuliers, être considérée comme une zone intermédiaire entre ultrahelvétique et subbriançonnaise (R. TRUMPY, 1955a). Il faut remarquer qu'elle se rétrécit pour disparaître vers le Sud Ouest en France, à peu près sur une transversale correspondant au maximum de largeur du géosynclinal interne (piémontais). Vers l'Est, par contre, sur la transversale des Grisons, elle atteint son maximum d'extension alors que le géosynclinal piémontais se rétrécit considérablement (schistes lustrés de l'Avers et du Val Malenco). La plate-forme briançonnaise peut ainsi être considérée comme un géanticlinal médian un peu oblique sur l'axe du bassin alpin.

## 3 - Les travaux de R. ZULAUF

De 1959 à 1961 deux élèves de R. TRUMPY entreprirent de compléter la cartographie entre Orsières et la Doire Baltée. Ce furent, tout d'abord P.E. FRICKER qui étudia les terrains compris entre le Val Ferret suisse et la Combe de l'A en Valais, puis R. ZULAUF pour ceux compris entre la Doire Baltée et la frontière italo-suisse. Je me bornerai ici à résumer rapidement les travaux de ZULAUF. Ce dernier en effet, s'il a remarquablement cartographié son territoire de recherche a également fait de nombreuses courses sur toute l'étendue du terrain qui me fut dévolu par la suite. De ce fait, je serai amené ultérieurement à me référer fréquemment à ses observations et interprétations.

### a) La restriction de la zone de Ferret

Le résultat capital de ce travail fut la démonstration, que, dans la série de Ferret au sens de R. TRUMPY, tous les termes lithologiques depuis les couches de l'Aroley au sens large incluses (avec couches de la Peula et de la Vatsé), appartenaient en réalité à la digitation de Moûtiers. Dans le bas Val Ferret italien un contact anormal majeur sépare en effet nettement les deux zones, de Ferret (réduite aux "schistes inférieurs") et des Brèches de Tarentaise (débutant avec les calcaires de l'Aroley s.l.). Ce contact anormal est jalonné par les écaillés mésozoïques du Val Sapin. Vers le Nord Est, au contraire, au-delà du Pas entre Deux Saut (Val Ferret italien) les écaillés précédentes disparaissent et le contact anormal se poursuit, invisible, donnant une apparence de continuité stratigraphique entre les schistes inférieurs de Ferret et les calcaires de l'Aroley sus-jacents qui, eux, appartiennent à la digitation de Moûtiers. Il était bien entendu impossible de soupçonner un tel fait lors de l'étude de la coupe de la Pierre Avoi entre le col du Tronc et l'alpage de l'Aroley, coupe de base des travaux de R. TRUMPY. J'ai pu m'en rendre compte par moi-même sous l'aimable direction de cet auteur ; même en étant prévenu il est pratiquement impossible de situer ce contact avec quelque précision.

La portée de cette découverte fut grande et si elle éclaircit certains points restés obscurs, elle rejeta dans l'ombre d'autres faits qui paraissaient acquis :

- la série de Ferret se trouvait ainsi réduite aux seuls "schistes inférieurs", et du coup on ne savait plus rien de son âge ;
- la digitation de Moûtiers par contre prenait un caractère très homogène depuis la vallée de l'Isère jusqu'au Valais puisque les séries de l'Aroley, des Marmontains, de Saint-Christophe, deviennent les homologues exacts de la série détritique de base du flysch de Tarentaise, des schistes noirs à quartzites verts, et du flysch lui-même, ce qui confirmait pleinement les idées de R. BARBIER à ce sujet ;
- l'ancienne zone des Brèches de Tarentaise de R. TRUMPY (écailles de la Pierre Avoi et du Mont Fourchon) n'apparaît plus alors que comme une digitation plus interne de la nappe des Brèches de Tarentaise de R. BARBIER.

b) Une interprétation originale de la zone du Versoyen  
.....

J'aborderai dans le courant de ce travail, l'analyse critique des conceptions de ZULAUF à propos de la zone de Versoyen. J'indiquerai seulement ici les points intéressants ou curieux de ses conclusions.

R. ZULAUF rattache nettement la zone du Versoyen à la nappe des Brèches de Tarentaise et il en fait une digitation supérieure (plus interne) à celle de la Pierre Avoi.

Pour lui la "digitation du Versoyen" ne constitue pas un feston isolé, cantonné à la région Petit Saint-Bernard - haut vallon du Versoyen, et se terminant vers Pont Serrand selon les idées de G. et P. ELTER. Il y voit au contraire une bande de terrains continue, débutant au Sud de Moûtiers et se poursuivant jusqu'à la vallée du Rhône. Signalons à ce propos qu'il y englobe le faisceau de Salins de R. BARBIER et nous verrons plus loin ce qu'il faut en penser.

Enfin, selon lui, un certain nombre de terrains rangés précédemment dans le Carbonifère au front de la zone houillère appartiendrait en réalité à la "digitation du Versoyen", les niveaux anthraciteux que l'on peut y observer étant constitués de Houiller "régénéré" au Crétacé.

c) Conclusions : la zone des Brèches de Tarentaise au sens large  
.....

Selon R. ZULAUF l'ensemble des terrains compris dans son domaine d'étude entre l'ultrahelvétique et le subbriançonnais s. str. appartiendrait à un seul et vaste domaine paléogéographique : la zone des Brèches de Tarentaise au sens large, laquelle serait représentée par les digitations suivantes, d'Ouest en Est :

- Digitation de Ferret.
- Digitation de Moûtiers.
- Digitation de la Pierre Avoi.
- Digitation du Versoyen.

Quant à la zone du Petit Saint-Bernard, il faut remarquer que R. ZULAUF fait sienne l'opinion des frères ELTER selon laquelle il s'agit de la digitation de la Grande Moendaz. Il tient ce fait pour démontré.

4 - Les travaux de H. LOUBAT

Entre 1964 et 1967 l'étude des roches vertes de la "zone du Versoyen" fut entreprise en grand détail par H. LOUBAT (Genève). Le principal résultat en fut d'établir un schéma très cohérent pour le volcanisme ayant donné les futures roches vertes (épanchement sous-marin dans des sédiments non encore consolidés). Ce schéma et les conséquences qu'il est possible d'en tirer constitue l'une des bases de mon actuelle conception de la zone. Par ailleurs H. LOUBAT précisa les divers stades de métamorphisme tels que les actuelles roches vertes permettent de les reconstituer.

## V. - LES TRAVAUX DES AUTEURS ITALIENS

L'étude des zones des Brèches de Tarentaise et du Petit Saint-Bernard, a été menée ces dernières années, en territoire italien par les frères Giulio et Piero ELTER. Par ailleurs G. ELTER ainsi que M.B. CITA se sont attaqués au problème ardu de l'étude et de la distinction des zones helvétique et ultrahelvétique dans le Val Veni et le Val Ferret italien.

Les levés de terrain des frères ELTER ont été synthétisés sur une carte détaillée de la région du Petit Saint-Bernard (1965). En outre une série de publications récentes expose les vues des deux géologues italiens.

Dans sa thèse (1954) P. ELTER, après un rapide examen des zones helvétique et ultrahelvétique en Val Veni, décrit la zone d'écaillés frontales de la nappe des Brèches de Tarentaise entre le col de la Seigne et le mont Chétif. Il donne une coupe du petit massif des Pyramides Calcaires qui est assez proche de celle de R. BARBIER (1951). Toutefois, à cette occasion il mentionne la découverte de débris d'Orbitolines dans une microbrèche ravinant le Lias de la Pyramide méridionale. Il n'exclut pas la possibilité d'un remaniement, mais en déduit que la base du flysch ne peut qu'être d'âge crétacé ou postérieur.

Il distingue ensuite dans la masse du flysch deux ensembles : un "flysch schisteux" formant la base de la série, et un "flysch calcaire" à la partie supérieure. Telles quelles, ces deux subdivisions peuvent difficilement se comparer à celles établies en France, pour les mêmes terrains, par H. SCHOELLER et R. BARBIER.

Plus au Sud, il n'aborde que partiellement l'étude de la zone du Petit Saint-Bernard, se limitant aux schistes lustrés à ophiolites et aux écaillés de gneiss de la Pointe Rousse.

Du point de vue tectonique, il montre que le flysch, dans le haut vallon du Breuil, forme un synclinal à fond très plat dont le flanc externe se redresse et se plisse à l'approche du massif du Mont-Blanc. Le flanc interne, par contre, est chevauché très nettement par les schistes lustrés à roches vertes de la zone du Petit Saint-Bernard.

En 1957, dans une courte note, G. et P. ELTER exposent les résultats d'études complémentaires sur la zone du Petit Saint-Bernard. Ils y démontrent que cette zone est en réalité constituée de deux unités tectoniques distinctes : une unité "externe" représentée exclusivement par les schistes noirs, les roches vertes et les écaillés de gneiss de la Pointe Rousse, qu'ils proposent d'appeler "zone du Versoyen", et une unité "interne" correspondant aux schistes et calc-schistes à Belemnites du Petit Saint-Bernard. Le contact entre ces deux unités tectoniques est jalonné par un liséré discontinu de cargneules.

De ce fait, le problème de l'origine de la zone du Petit Saint-Bernard se trouve quelque peu compliqué. Les auteurs doivent en effet trouver une explication à l'origine de deux unités tectoniques au lieu d'une seule.

G. et P. ELTER pensent alors trouver des analogies stratigraphiques et tectoniques entre la zone du Petit Saint-Bernard (s. str.) et la digitation de la Grande Moendaz de R. BARBIER. Ils admettent donc, contrairement à l'avis exprimé par ce dernier dans sa thèse, que la zone du Petit Saint-Bernard marque la réapparition de cette digitation de la nappe du Pas du Roc (subbriançonnais médian).

Quant à la zone du Versoyen, avec ses ophiolites, il reste deux possibilités : soit l'enraciner entre la zone des Brèches de Tarentaise et la zone du Petit Saint-Bernard (s. str.), soit persister à la considérer comme une klippe de schistes lustrés piémontais, pincée secondairement entre deux unités subbriançonnaises. La première solution revient en fait à rattacher la zone du Versoyen au domaine subbriançonnais et elle rejoint ainsi l'hypothèse émise par R. TRUMPY dès 1954.

Toutefois, selon les frères ELTER, certains faits d'observation parlent en faveur de la seconde solution. Pour eux, le problème reste entier.

En 1960 G. ELTER publie un important mémoire sur la zone pennique dans le haut et moyen Val d'Aoste. Il y exprime des idées personnelles sur les problèmes posés par la zone des Brèches de Tarentaise et les unités voisines. A tous égards ce travail constitue une analyse critique de certaines conceptions de R. TRUMPY exposées dans les paragraphes précédents.

Après un bref historique des recherches sur la zone des brèches de Tarentaise, G. ELTER entreprend une analyse stratigraphique de la série lithologique. Il donne lui aussi une coupe des Pyramides Calcaires, en remarquant que la partie inférieure des quartzites appartient vraisemblablement au Permien ; les brèches qui affleurent au col entre les deux Pyramides, attribuées au Malm par R. BARBIER, pourraient selon G. ELTER être rapportées au Trias supérieur com-

me à la Pierre Avoi en Valais. Il constate que les caractères de la série antérieure au flysch sont les mêmes en Val Veni qu'en Tarentaise : le flysch est transgressif sur un substratum présentant d'importantes lacunes et il débute par un faciès conglomératique. Ceci est particulièrement net en Val Veni, mais s'estompe au Nord de la Doire Baltée. Là les niveaux conglomératiques du flysch n'existent plus au contact des terrains plus anciens. G. ELTER remarque, que cette particularité, entre autres faits, a conduit R. TRUMPY à individualiser une zone de Ferret distincte de la zone des brèches de Tarentaise au Nord de la Doire Baltée.

Il rappelle ensuite la découverte par P. ELTER de petites Orbitolines dans des microbrèches aux Pyramides Calcaires et remarque que l'on pourrait leur attribuer le même âge (Urgonien) qu'aux couches de l'Aroley de R. TRUMPY. Toutefois, ce parallèle lui paraît hasardeux (un ramaniement restant possible) et il semble opter pour un âge plus récent.

De même que R. BARBIER et R. TRUMPY (1955) il considère qu'il y a équivalence entre les "schistes noirs à quartzites vertes" de Tarentaise et du Val Veni avec les couches des Marmontains de la série de Ferret de R. TRUMPY. Ceci est également valable pour le flysch sus-jacent qui est l'équivalent des "couches de Saint-Christophe". G. ELTER se demande, toutefois, si la comparaison des niveaux détritiques de la base du flysch de Tarentaise avec les couches de l'Aroley situées au milieu de la série de Ferret est bien possible.

Etant donné les grandes incertitudes chronologiques, il lui paraît possible de considérer que "les couches de la Peula" de R. TRUMPY situées juste sous les calcaires de l'Aroley, sont en fait l'équivalent des "couches des Marmontains" situées au-dessus. En conséquence, selon G. ELTER, le flysch de la digitation de Ferret pourrait très bien constituer le flanc inverse d'un énorme anticlinal, dont le flanc normal serait formé par le flysch de la zone des brèches de Tarentaise, et le cœur marqué par les calcaires de l'Aroley. Dans ces conditions la distinction fondamentale de R. TRUMPY entre la zone des brèches de Tarentaise et la digitation de Ferret reste encore à démontrer :

"... Non vi è di conseguenza nessuna necessità di ammettere differenze sostanziali nelle successione stratigrafica tra "Zona di Ferret" e zona delle Breccie di Tarentasia come R. TRUMPY ha supposto".

Du point de vue tectonique G. ELTER met l'accent sur la différence de style des replis du flysch, du Sud Ouest au Nord Est entre les frontières franco-italiennes et italo-suisse. Au Nord Est domine le style isoclinal, avec d'intenses phénomènes d'écaillage. Vers le Sud Ouest, au contraire, le style s'assouplit, sauf vers la marge interne de la zone, là où précisément apparaissent les unités du Petit Saint-Bernard et du Versoyen.

L'interprétation donnée par R. TRUMPY (1955a) de la prolongation en Val Ferret des zones anticlinales externe et interne distinguées par R. BARBIER (1951 déjà cité) lui paraît indémontrable. En effet, selon l'auteur suisse la zone anticlinale interne (Mont Fourchon - lacs de Fenêtre) serait la réapparition de la zone anticlinale externe (Val Sapin, Val d'Armina) du fait de l'obliquité des lignes tectoniques récentes sur les structures antérieures. G. ELTER ne souscrit pas à cette interprétation, et sur ce point les travaux de R. ZULAUF lui donnent raison.

G. ELTER tire de ce fait un argument négatif, d'ordre tectonique, pour critiquer l'individualisation d'une zone de Ferret.

Quant à l'origine des unités plus internes du Versoyen et du Petit Saint-Bernard, l'auteur italien envisage plusieurs possibilités, aucune n'étant vraiment démontrée. La zone du Versoyen, par beaucoup de caractères, se rapproche de la nappe des schistes lustrés piémontais, mais on ne peut exclure totalement selon G. ELTER une origine plus lointaine :

"... E quindi da prendere in considerazione l'eventualità che si tratti di una unità di provenienza ancora piu interna".

Pour la zone du Petit Saint-Bernard, l'auteur s'en tient à la version "subbriançonnaise" - réapparition de la digitation de la Grande Moendaz - Toutefois il suggère une hypothèse nouvelle selon laquelle la zone du Petit Saint-Bernard pourrait représenter tout simplement les termes post-triasiques de la couverture mésozoïque du Permo Carbo-nifère "briançonnais" décollés et poussés au front de la nappe du Grand Saint-Bernard.

En 1965, dans une publication qui constitue la notice explicative détaillée de leur carte au 1/25 000 de la région du Petit Saint-Bernard, G. et P. ELTER reprennent dans l'ensemble les idées précédentes et précisent certains points (la thèse de R. ZULAUF ayant paru entre temps).

En ce qui concerne l'âge du flysch de Tarentaise, ils admettent que la transgression basale est à situer entre l'Aptien et le Maestrichtien. Ils reconnaissent par ailleurs que l'âge du sommet de la série est inconnu.

La zone du Versoyen est toujours considérée comme unité tectonique indépendante. P et G. ELTER se livrent néanmoins à une critique très valable de certaines conceptions exposées par R. ZULAUF, et notamment l'attribution au Crétacé des terrains constituant la zone du Versoyen. Cette attribution ne repose, en effet, chez cet auteur, que sur des analogies très vagues avec la série schisto-quartzitique de la zone des brèches de Tarentaise (au sens de R. TRUMPY). A ce propos G. et P. ELTER confirment qu'il n'y a ni gypses ni cargneules le long du contact basal de "l'unité du Versoyen".

Enfin très récemment un chercheur italien travaillant avec G. ELTER, D. SODERO (1968), apporte des éléments nouveaux dans la discussion de l'âge de la formation basale du flysch de Tarentaise (découverte d'Orbitolines et de Salpingoporelles) dans les calcaires de l'Aroley.

## VI. - CONCLUSION

Le rappel historique ci-dessus montre bien la progression hésitante de la connaissance géologique dans la région dont je vais entreprendre l'étude. Loin d'aborder un sujet vierge, je me suis ainsi trouvé en début de travail dans un rôle de coordinateur, voir de médiateur, plutôt que de pionnier.

Le tableau récapitulatif (tabl. 1) résume plus simplement que le texte ci-dessus les hypothèses admises au début de mes recherches.

On remarque en particulier la grande incertitude régnant sur l'attribution des zones du Petit Saint-Bernard et du Versoyen (cases hachurées). Cela se traduit par leur grande dispersion sur le tableau récapitulatif.



Localisation et auteur	ZONE INTERMEDIAIRE					Val Ferret suisse et valais			
	R. BARBIER 1948	H. SCHOELLER 1929	G. et P. ELTER (1960 - 1964)	R. BARBIER 1951	R. ZÜLAUF 1964	R. TRUMPY 1955			
GRANDES SUBDIVISIONS TECTONIQUES	Nappe des Brèches de Tarentaise		?	?		digitation de Ferret	Zone de Ferret	DOMAINE VALAISAN	
		Digitation de Moûtiers	Nappe de l'Embrunais	Digitation de Moûtiers	Digitation de Moûtiers	Digitation de Moûtiers			Série inf. Série moy. Série sup.
				Digitation de la Pierre Avoi		Ecailles Pierre Avoi Mt Fourchon			
		Faisceau de Salins	Zone briançonnaise		Faisceau de Salins	Digitation du Versoyen	Digit. Versoy.		Brèches de Tarentaise
	Nappe du Pas du Roc	Digitation de la Grande Moendaz		Zone du Petit Saint-Bernard s. str.		Zone du Petit Saint-Bernard s. str.	Zone du Petit Saint-Bernard s. str.		SUBBRIANÇONNAIS
		Digitation du Perron des Encombres							
		Zone des gypses	Zone houillère +	Zone des gypses	Zone des gypses	Zone des gypses	Zone des gypses		BRIANÇONNAIS
	Z. Briançonnaise	Zone houillère (non métamorphique)	Zone du Petit-Saint-Bernard ?	Permo-carbonifère non métamorphique	Permo Carbonifère	Zone axiale Carbonifère (Permo C. non mét.)	Zone axiale Carbonifère (Permo C. non mét.)		
				Permo-carbonifère métamorphique (Ruitor)		Nappe du Grand Saint-Bernard (Permo C. métam.)	Nappe du Grand Saint-Bernard		
	Z. Piémont.	Klippe du Mont Jovet	Klippe du Mont Jovet + Zone du Petit-Saint-Bernard ?	Zone du Versoyen	Zone du Petit Saint-Bernard				PIEMONTAIS

Tableau 1 - Récapitulation des subdivisions tectoniques admises par les divers auteurs entre la région de Moûtiers et le Valais.

## METHODE SUIVIE - PLAN DE L'OUVRAGE

### 1 - Préambule

Si l'on considère l'évolution des connaissances géologiques sur la chaîne alpine, il apparaît que notre époque marque un certain ralentissement. Tout se passe comme si, avec la fin des grandes monographies régionales, la recherche connaissait un certain palier.

Cependant de toutes parts apparaissent de multiples indices qui indiquent clairement que cette situation n'est que provisoire, et que les idées classiques vont connaître un profond renouvellement.

Il semble donc que la voie de ce renouveau doive passer nécessairement par une mise en ordre des connaissances acquises et par leur examen critique sévère. Ainsi peut-on souhaiter que quelques hypothèses hâtivement rangées au rang de fait démontré s'effondreront, ouvrant aux chercheurs des voies nouvelles et fécondes.

Il est permis d'espérer également que le relatif ralentissement actuel sera mis à profit pour le développement de techniques nouvelles qui faciliteront un nouveau bond en avant. Ces techniques sont indispensables dans plusieurs domaines pour surmonter quelques obstacles majeurs : meilleure compréhension des phénomènes entraînant le métamorphisme, méthodes de datation autres que la paléontologie classique, analyse fine des déformations des terrains etc.

La conclusion immédiate est parfaitement claire : le temps des recherches menées par un homme seul est définitivement révolu. A l'avenir, seule la collaboration étroite entre spécialistes de disciplines géologiques différentes, voir extragéologiques permettra de reprendre dans de bonnes conditions l'étude des problèmes actuellement en suspens.

Ainsi est-ce avec un sentiment mitigé que je présente ici les résultats d'un travail presque solitaire, et qui recèle à mon sens, pour cette raison, de trop nombreuses imperfections. Tout juste ai-je le sentiment de commencer à percevoir dans quelle direction il me faudrait poursuivre au sein d'une équipe appropriée. . . .

### 2 - Méthode suivie

La méthode suivie s'est évidemment ressentie de l'existence du grand nombre de travaux antérieurs, mentionnés à l'historique. Si le résultat final est assez proche d'une monographie régionale classique, l'esprit général de l'exposé est assez différent. En effet, les idées de mes prédécesseurs étaient parfois assez différentes et il m'a fallu effectuer une analyse critique des faits considérés comme acquis, pour déterminer les points de divergence, puis tenter de les résoudre pour aboutir à une synthèse aussi cohérente et logique que possible à l'échelle de cette portion de l'arc alpin.

Cependant les difficultés dues au terrain restaient les mêmes, les moyens pour les résoudre n'ayant guère progressé. Dans nos régions les méthodes ordinaires de la stratigraphie se trouvent généralement en défaut en raison du déchiffrement parfois incertain de la tectonique et du manque de repères chronologiques sûrs au-delà du Lias.

La conception structurale de l'ensemble de la zone n'avait en outre rien gagné à la multiplication des travaux locaux et isolés. Chaque auteur ayant étudié son "compartiment" aucun n'avait eu la possibilité de faire une synthèse d'une certaine envergure. Ainsi les solutions parfois proposées sur le plan général étaient-elles peu satisfaisantes, chaque auteur n'ayant qu'une idée partielle, voir seulement "bibliographique" des secteurs voisins.

La méthode à suivre me paraissait dès lors toute tracée : je devais reprendre la cartographie détaillée en suivant pas à pas l'évolution des diverses unités, accordant ainsi la priorité à l'analyse structurale à grande échelle. La carte géologique devient à ce stade, suivant une expression de F. ELLENBERGER "un outil pour comprendre".

Chemin faisant, je fis des constatations intéressantes concernant la lithostratigraphie, et certaines incertitudes,

fondamentales sur le plan stratigraphique, ne furent levées qu'après compréhension de la structure. Je pense en particulier aux schistes noirs du Passage de la Brebis dans la vallée du Charbonnet dont H. SCHOELLER faisait le sommet du "Flysch de Tarentaise", et qui en représentent en réalité le substratum ; ou bien aux formations calcaires de la région du Fort du Truc au Nord de Bourg-Saint-Maurice attribuées à la zone du Petit Saint-Bernard et qui en réalité appartiennent à l'unité du Roignais Versoyen.

Finalement l'interprétation proposée pour résoudre le problème du Versoyen s'est dégagée peu à peu de l'étude approfondie de tout le secteur compris entre les vallées de l'Isère et de la Doire Baltée.

Dans ces conditions le plan adopté pour le texte sera le suivant :

Ire Partie :

Le domaine valaisan entre l'Isère et la Doire Baltée.

Etude stratigraphique

Etude structurale

Ile Partie :

Etude des unités voisines

IIIe Partie :

Synthèse générale.

SCHEMA STRUCTURAL ADOPTE

---

Le schéma paléogéographique et structural de notre région ne se dégagera que progressivement au fur et à mesure de l'exposé des faits observés et de leur interprétation. Le tableau 2 ci-dessous anticipe donc quelque peu les conclusions, mais permettra une meilleure compréhension des développements ultérieurs. Sur ce tableau j'ai résumé la disposition, ramenée à une unique transversale d'orientation approximativement ouest-est, des principales unités reconnues au sein de mon domaine d'étude.

Zone delphino-helvétique et ultrahelvétique	Zone "intermédiaire"	Zone des Brèches de Tarentaise ou domaine valaisan	Zone "subbriançonnaise"	Zone briançonnaise
Pas de subdivision	Unité de Ferret	Unité de Moûtiers Unité du Roignais Versoyen Unité du Petit St-Bernard Unité de la Pierre Avoi Unités de Salins, des Cols	Nappe du Pas du Roc Zone des gypses	Zone houillère

Tableau 2 - Subdivision paléogéographiques et structurales de la région étudiée.

PREMIERE PARTIE

LA ZONE DES BRECHES DE TARENTOISE ENTRE  
L'ISERE ET LA DOIRE BALTEE

---

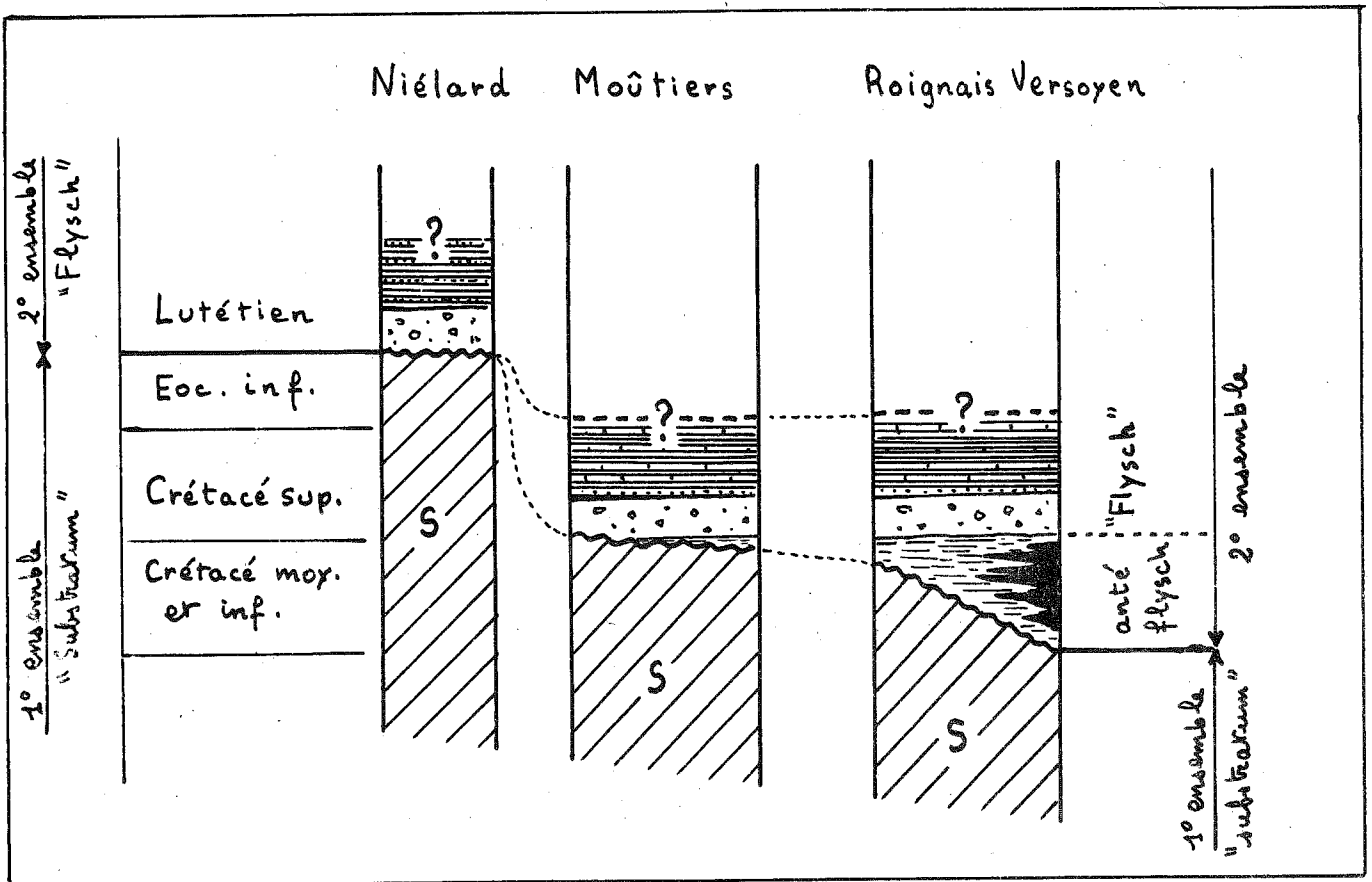


Figure 2 - Situation stratigraphique des séries détritiques terminales dans les trois principales unités de la zone des Brèches de Tarentaise.

## ETUDE STRATIGRAPHIQUE

---

---

### INTRODUCTION

La zone des Brèches de Tarentaise est caractérisée très nettement par une série stratigraphique particulière. H. SCHOELLER tout d'abord et surtout R. BARBIER ont mis en évidence deux ensembles superposés de signification différente. Le premier, que j'appellerai ici "substratum", englobe tous les terrains du cristallin au Lias inclus ; il présente à maints égards un caractère de cordillère (séries réduites ou lacunaires suivant les niveaux considérés). Le second est représenté par un puissant "Flysch" mis en place après une phase tectonique entraînant le plissement puis l'érosion du premier. Cette superposition correspond assez typiquement à une "inversion de subsidence". Ce schéma d'ensemble est particulièrement valable pour les unités du Niélard et de Moûtiers bien que les flyschs y soient d'âge différent. Dans l'unité du Roignais Versoyen le second ensemble va se différencier en deux sous-ensembles conformément à un processus classique dans l'évolution de certains bassins orogéniques. Tout d'abord nous verrons s'individualiser peu à peu un ensemble antéflysch caractérisé par une sédimentation calme, profonde, et surtout par l'apparition d'épanchements magmatiques sous-marins au voisinage de certaines cordillères résiduelles. Le deuxième sous-ensemble fera suite très normalement sous forme d'un "Flysch" puissant, lui-même hétérogène quant aux faciès. Nous aurons l'occasion de montrer que le terme de "Flysch" ne saurait en réalité s'appliquer à ce second ensemble tout entier. Pour des raisons de commodité évidentes nous conserverons néanmoins le terme, essentiellement pour faciliter la relation de nos travaux avec ceux des auteurs antérieurs. La figure n° 2 résume les subdivisions adoptées.

Etant donné l'épaisseur importante de la série du "Flysch" et surtout des ensembles "Flysch" + antéflysch dans l'unité du Roignais Versoyen, le substratum ne peut apparaître à la surface qu'à la faveur de plis ou de dislocations intenses. Pour cette raison les affleurements du substratum sont peu nombreux et limités à des zones tectoniquement complexes : terminaison nord de l'unité de Moûtiers entre le massif de la Pointe de Mya et les Pyramides Calcaires - plis de fond de l'unité du Roignais Versoyen dans la vallée du torrent des Glaciers - ou bien écaillés frontales de la même unité.

De ce fait les affleurements du substratum sont disparates, et une synthèse paléogéographique est dans ces conditions très aléatoire.

Compte tenu des remarques précédentes, le plan de l'exposé sera le suivant :

Dans un premier chapitre nous étudierons les terrains constituant les unités de Moûtiers et du Roignais Versoyen en marquant nettement la distinction, substratum - "Flysch" (+ antéflysch). Cette description commune aux deux unités est justifiée par le peu de différences lithologiques entre les deux séries stratigraphiques dans notre région d'étude.

Les chapitres deux et trois traiteront de la stratigraphie des unités du Petit Saint-Bernard et de Salins.

Un quatrième chapitre, très bref, décrira la seule coupe attribuable sans trop de doute à la nappe du Pas du Roc.

## CHAPITRE PREMIER - LES UNITES DE MOUTIERS ET DU ROIGNAIS VERSOYEN

### A. - LE SUBSTRATUM : ETUDE DES TERRAINS ANTERIEURS A L'INDIVIDUALISATION DU BASSIN CRETACE DE TARENTEISE.

#### I. - LE CARBONIFERE

##### 1 - Généralités

L'existence de terrains d'âge carbonifère dans l'unité de Moutiers est admise depuis longtemps (H. SCHOELLER 1929, R. BARBIER 1948). Aucune découverte paléontologique nouvelle n'est venue confirmer cette attribution, qui repose donc toujours sur des analogies de faciès ou bien sur le contexte général.

Les principaux affleurements se situent dans le Haut Val des Glaciers (entre les Chapieux et les Pyramides Calcaires), puis dans la zone d'écaillés comprise entre la base du versant nord du Mont Fortin (Val Veni) et l'alpage de Gré près de Dolonne dans la vallée de la Doire Baltée (écaillés frontales). D'une manière générale les affleurements sont incomplets et leur position stratigraphique est souvent incertaine pour des raisons tectoniques. Il est donc impossible d'établir une stratigraphie et je me bornerai à décrire un certain nombre des faciès les plus courants.

##### 2 - Description de quelques faciès

Dans l'ensemble le faciès schisteux prédomine dans les séries que j'attribue au Carbonifère :

Le type le plus courant est un schiste, gris de fer à noir, à surface lisse, faiblement luisante (mais assez rarement sériciteuse), très homogène, parsemée de paillettes de micas blanc détritiques pouvant atteindre jusqu'à 1 à 2 mm. Le plus souvent ces micas détritiques sont présents sous forme d'une fine poussière, visible à la loupe, et bien différents des enduits phylliteux néoformés des calcschistes et schistes de la série du "Flysch" par exemple. Ce type de schistes peut revêtir des teintes variées, rougeâtres par oxydation, brunes, beiges voir mordorées lorsque une fine poussière de phyllites néoformées se manifeste.

Un autre type très courant est un grès fin, schisteux, renfermant également des paillettes de micas détritiques, et donnant des plaquettes plus résistantes à l'érosion.

Mais un des faciès les plus caractéristiques par sa fréquence et son aspect est celui d'un quartzite très phylliteux, feuilleté, où les grains de quartz détritiques grossiers forment souvent des amandes repoussant les lits de phyllites claires. La teinte générale de la roche est soit argentée du fait de l'abondance des phyllites, soit laiteuse.

A côté de ces faciès bien caractéristiques, il faut signaler la présence de lits plus ou moins anthraciteux (signalés par H. SCHOELLER par exemple dans la Combe de la Nova), et de grès ou de microconglomérat.

##### a) Description pétrographique

Nous décrirons tout d'abord un faciès de grès fin pris dans un mince niveau intercalé dans les schistes noirs du Houiller qui forment l'ensellement entre les deux Pyramides Calcaires.

Le fond de la roche est constituée par du quartz présentant une texture granoblastique planaire caractérisée par un très fort étirement des cristaux parallèlement à la foliation. Une fine trame lépidoblastique de phyllites (mica blanc et chlorite) souligne cette dernière. De gros porphyroblastes de quartz et de plagioclases (albite - oligoclase) sont étirés en amande. La roche d'origine est un grès fin à faible pourcentage en feldspaths détritiques et à ciment légèrement argileux.



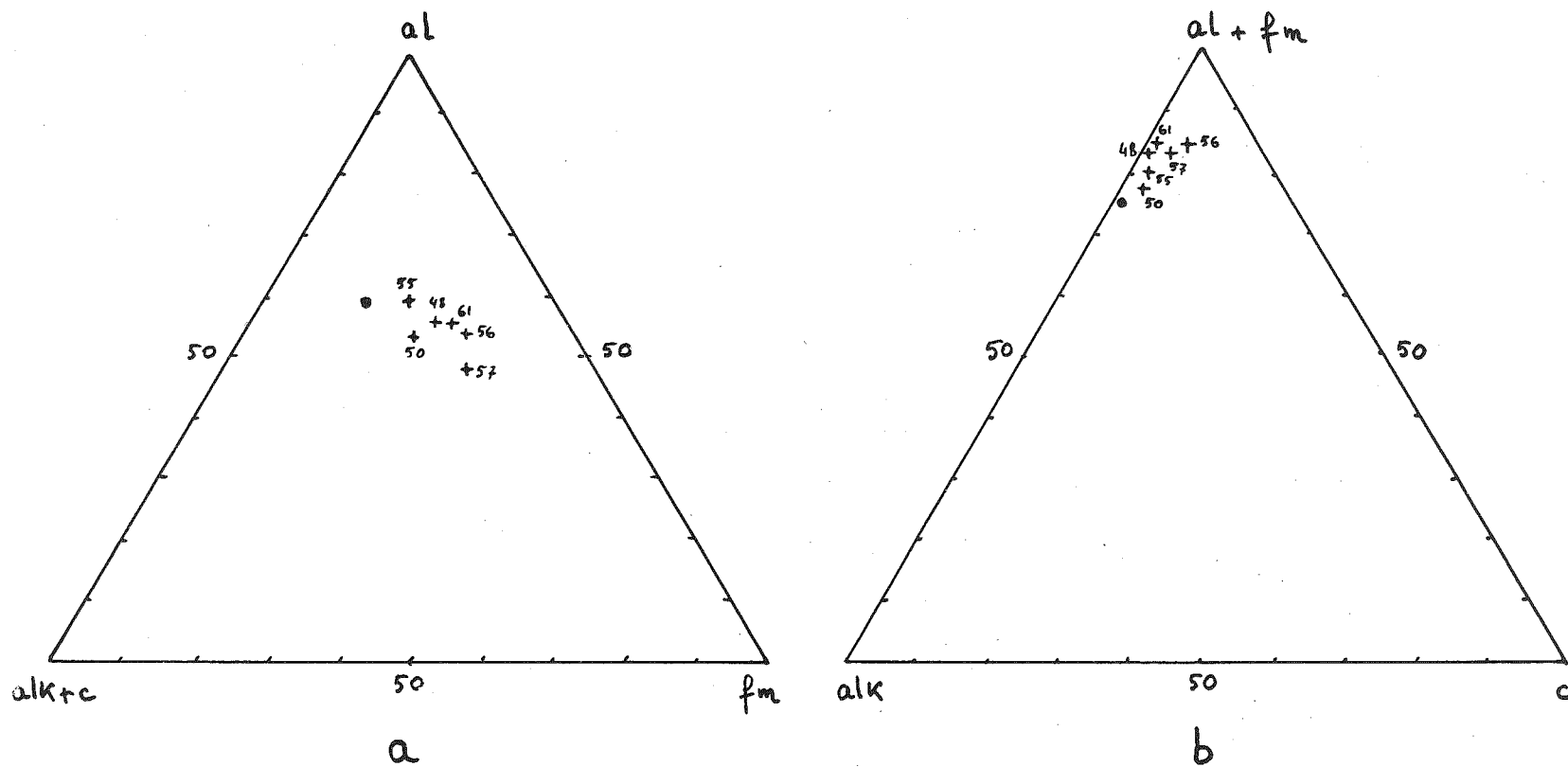


Fig n°3 Diagrammes  $(alk+c)-al-fm$  et  $(al+fm)-alk-c$  pour quelques analyses de schistes houillers

- An P. Antoine
- +50 An J. Fabre (1958)

Une série de lames minces taillées dans des niveaux gréseux du Carbonifère de la Combe de la Nova (au Sud des Chapieux) se montre peu différente du type décrit ci-dessus. Dans l'ensemble le quartz prédomine très largement. Il se présente en grandes plages détritiques, corrodées sur les bords par une mésostase de recristallisation formée surtout de quartz et de phyllites (la chlorite n'est pas très fréquente). La taille des grains détritiques primaires est de l'ordre de 0,5 mm alors que les cristaux de la mésostase vont de 0,03 à 0,05 mm. Parmi les détritiques on note une faible proportion de plagioclases sodiques (albite). A noter également parfois des néoformations d'albite spongieuse incluant le quartz de recristallisation. Parfois également on reconnaît des pseudomorphoses d'anciens feldspaths potassiques (?) complètement transformés en séricite et quartz. Parmi les minéraux accessoires on rencontre en quantité relativement faible les oxydes et sulfures de fer, de l'ankérite, parfois un peu d'épidote, d'apatite, de rutile.

Les traces de déformation mécanique et de recristallisation sous contrainte sont omniprésentes. Tous ces faciès sont monotones.

#### b) Aspect pétrochimique

Devant la difficulté dans certains cas de distinguer les schistes houillers de schistes semblables mais d'âge différent, j'ai tenté de voir dans quelle mesure le chimisme de la roche pouvait servir de critère. Les résultats sont décevants.

Une analyse chimique effectuée sur un schiste houiller prélevé sur le Chemin de Dolonne à Gré (région de Courmayeur) donne, par exemple, les résultats suivants (analyse n° 16).

SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
59,00	23,80	0,35	1,55	1,30	0,40	0,40	7,95	1,05	0,20	0,03	4,00	0,25
Total : 100,28												

Les paramètres de Niggli correspondants sont les suivants :

Si	: 252,63	Si'	: 157,02
al	: 59,88	qz	: 95,61
fm	: 14,90	k	: 0,93
c	: 1,79	mg	: 0,55
alk	: 23,38	ti	: 3,5
		p	: 0,25

Sur la figure n° 3 j'ai reporté les valeurs obtenues sur les diagrammes al - (alk + c) - fm (al + fm) - alk - c de Niggli ainsi que les paramètres de quelques schistes noirs tirés des analyses publiées par FABRE (1958) pour les roches similaires. Le nuage de points obtenu présente une faible dispersion. Le schiste noir houiller analysé ci-dessus est très comparable à ses équivalents du Houiller briançonnais.

L'espoir de discrimination à l'aide du chimisme s'atténue lorsque l'on compare les diagrammes de la figure n°3 avec ceux de la figure n° 3 bis qui résume les principales analyses de schistes qu'il m'a été donné de faire exécuter. On constate en effet que pratiquement tous les schistes, qu'ils appartiennent au "Flysch", à l'ensemble antéflysch (avec ou sans roches vertes), au Carbonifère, se regroupent dans les mêmes zones du diagramme. Il s'agit de schistes alumineux pauvres en chaux, à teneur peu élevée en éléments ferromagnésiens alcalins.

L'examen des diagrammes binaires de la figure n° 4 confirme cette similitude. On constate en effet qu'une caractéristique commune à la plupart des schistes analysés en Tarentaise (diagramme n° 2, figure n° 4) est de présenter un rapport K<sup>+</sup>/Na<sup>+</sup> supérieur à 1.

Le schiste noir analysé ci-dessus se distingue par un rapport particulièrement fort, même pour un schiste houiller (diagramme 1) mais ce seul résultat est bien entendu insuffisant pour tirer la moindre conclusion.

- schistes de l'ensemble anté flysch
- " de la série du Versoyen (⊙ schistes gris)
- ⊙ " du flysch
- + " houiller

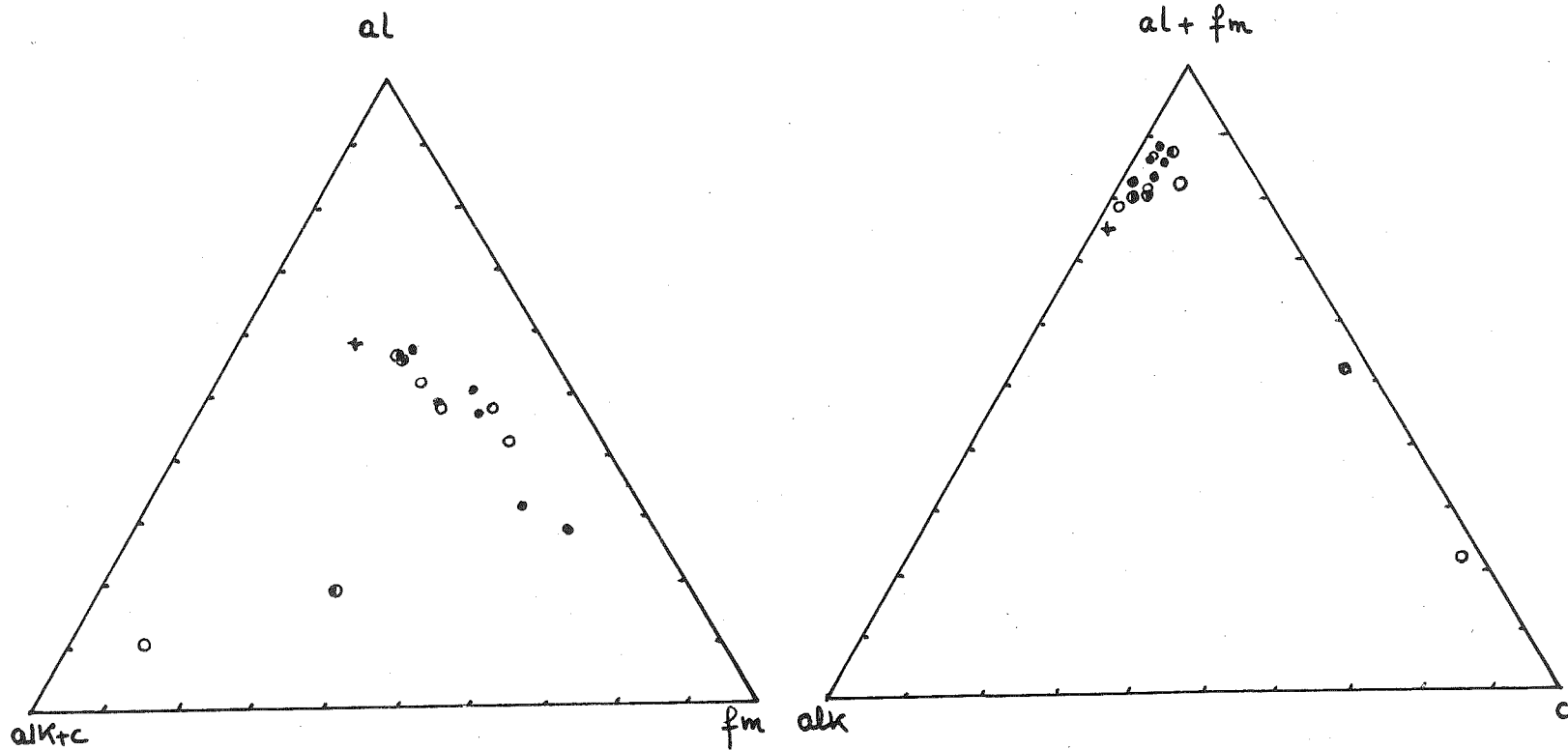


Fig. n° 3 bis : Diagrammes (alk+c)-al-fm et (al+fm)-alk-c pour les analyses de schistes divers effectuées pour le présent travail

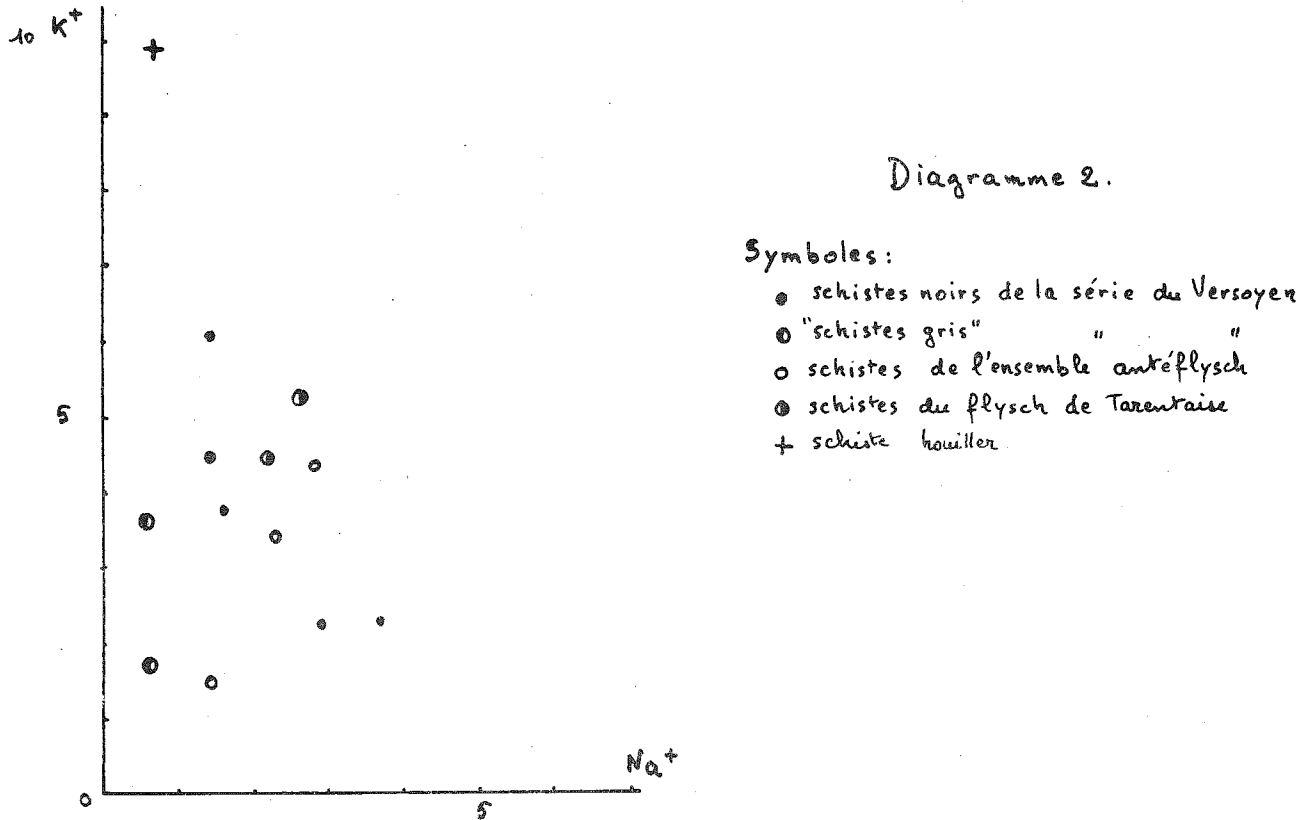
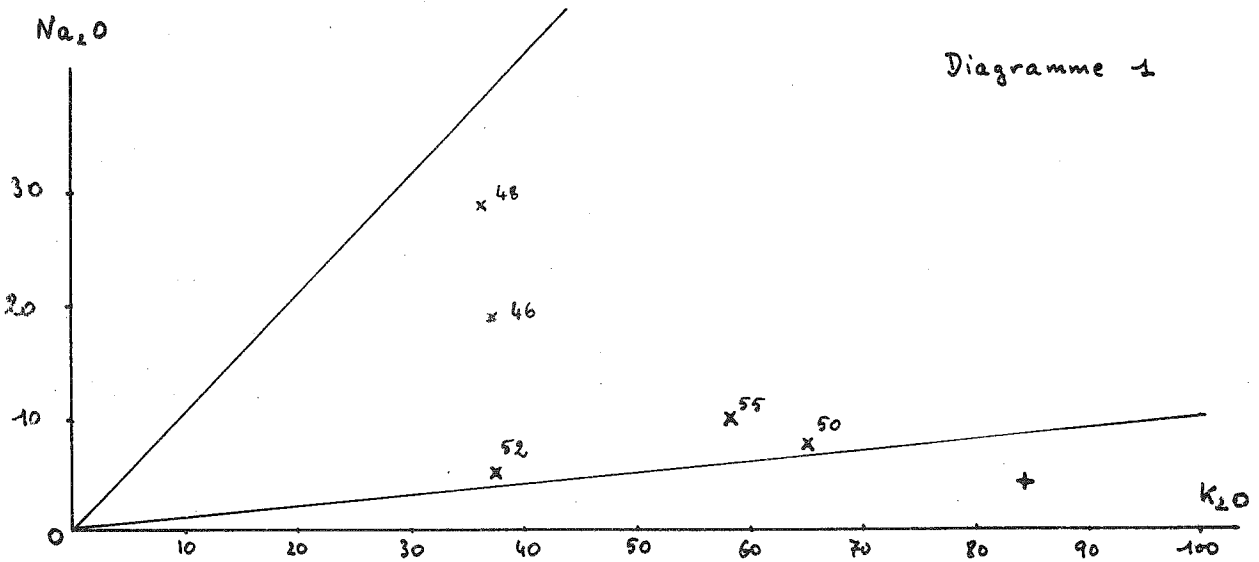


Fig. 4 Teneurs relatives en potassium et sodium

- De schistes houillers - diagramme 1 (mêmes An. que Fig 3)
- De divers schistes de la zone des Brèches de Tarentaise (diagramme 2)

### 3 - Critères d'identification

Dans ces conditions la distinction du Houiller sur le terrain, relève d'éléments assez subjectifs. En effet, pas plus que mes prédécesseurs il ne m'a été donné de récolter des fossiles permettant de préciser l'âge de ces terrains. Les niveaux anthraciteux sont eux-mêmes rares. Par ailleurs, et spécialement dans la zone des écailles frontales, il est parfois difficile de distinguer les schistes houillers de schistes noirs appartenant à d'autres ensembles sédimentaires. Pour l'attribution au Carbonifère je me suis basé sur des critères stratigraphiques relatifs ou bien sur des faciès lithologiques jugés caractéristiques à l'usage:

- Le seul critère stratigraphique intéressant est le passage continu des schistes carbonifères aux quartzites phylliteux du Permo-Trias (appui rive droite du petit barrage du vallon des Glaciers sur le versant sud est de la Pointe de Mya, Pyramides Calcaires, zone des écailles comprises entre le Mont Fortin et Plan Chécrouit, région de Gré).

Pour les affleurements isolés, je n'ai pu me baser que sur des analogies de faciès avec des terrains d'âge carbonifère admis dans la même unité, avec tout ce que cela comporte d'arbitraire. Parmi les critères paraissant les plus fréquents et les plus sûrs : présence de micas détritiques nets, présence de lits de quartzites phylliteux très feuilletés "laiteux" ou argentés, faciès des bancs de grès fins alternant avec des schistes noirs. En outre l'absence totale de niveaux carbonatés permet en général de trancher lorsque la confusion est possible avec certaines séries rapportées au "Flysch".

Nous verrons dans le cours de l'exposé que, par suite de complications tectoniques, le Houiller se trouve en effet fréquemment au contact de niveaux à dominante de schistes noirs. Ainsi certains auteurs l'ont-ils tantôt confondu avec la série de schistes noirs à quartzites verts du "Flysch" (P. ELTER), tantôt avec l'ensemble antéflysch (couches de la Peula R. ZULAUF). Il est évident que l'interprétation structurale se ressent de telles confusions.

## II. - LE PERMIEN

### 1 - Généralités

La présence du Permien dans la zone des Brèches de Tarentaise est admise depuis longtemps déjà par divers auteurs. Comme partout ailleurs dans les Alpes, cet étage ne peut être défini paléontologiquement, et, dans le cas particulier de la région étudiée, le nombre réduit des affleurements rend l'analyse stratigraphique incertaine.

H. SCHOELLER (1929) estimait l'extension du Permien très restreinte en Tarentaise. Toutefois R. BARBIER (1943) démontra que les schistes de la Bagnaz attribués au Trias par cet auteur correspondaient en fait, par leur position stratigraphique, au Permien. Il parallélisait alors cette formation (partie intégrante de la zone des Brèches de Tarentaise) avec les schistes violets occupant une position similaire dans son écaille parautochtone des Aiguilles d'Arves. Ainsi donc, selon les auteurs, le Permien ne serait représenté dans la zone des Brèches de Tarentaise que par des schistes verts et violets du type schistes de la Bagnaz. E. ROCH (1925) fait cependant mention de lentilles à faciès verrucano dans le petit massif d'Hautecour près de Moûtiers.

### 2 - Unité de Moûtiers - Massif de la Pointe de Mya et Pyramides Calcaires

Ces deux localités sont particulièrement propices à l'étude des terrains compris entre les quartzites du Trias basal et le Houiller ; le petit massif de la Pointe de Mya culmine à 2564 m au Nord des Chapieux (Savoie), celui des Pyramides Calcaires est situé dans le haut Val Veni (Italie).

#### a) Massif de la Pointe de Mya

Les coupes les plus intéressantes se rencontrent sur le versant nord du court chaînon compris entre les points cotés 2564 et 2555 (feuilles de Saint-Gervais-les-Bains n° 7 - P. ANTOINE 1965b).

Ainsi, au Sud du lac du Petit Mont-Blanc, on peut observer, sur la courbe de niveau 2400 m, une série triasique renversée :

- 1 - Le Trias calcaire et dolomitique en série inverse.
- 2 - Les calcaires vermiculés et la vire des schistes suprawerfénien.
- 3 - 5 à 10 mètres de quartzites sombres compacts mais présentant une légère schistosité.
- 4 - Une vingtaine de mètres de quartzites blancs, fins pratiquement exempts de minéraux phylliteux. Les niveaux 3 et 4 représentent le Werfénien.
- 5 - Ensuite vient une série quartzitique sombre à patine bronzée, très épaisse 250 à 300 m ? (compte tenu du pli anticlinal de la Pointe de Mya).

Le faciès le plus courant dans cet ensemble est un quartzite phylliteux verdâtre, très schisteux, dont les surfaces de schistosité ont un toucher onctueux. Les éléments détritiques (quartz et feldspaths) atteignent parfois des dimensions appréciables (5 à 10 mm) et donnent alors à la roche un aspect œillé. Certains échantillons présentent ainsi une allure "gneissoïde". On observe fréquemment la présence de lits de galets de quartz blanc et rose dont la taille peut atteindre plusieurs centimètres.

- Sur cette série quartzitique verdâtre repose, toujours en série inverse, du Houiller, visible à la base du versant est du massif, particulièrement à l'appui rive droite du petit barrage E. D. F. entre les Chapieux et les Mottets, ou bien à 1 km à l'amont des Chapieux au bord de la route.

#### b) Aux Pyramides Calcaires

Lorsque l'on part du col situé entre les deux Pyramides et que l'on fait la coupe du versant sud de la Pyramide septentrionale, on rencontre en série légèrement inverse :

- 1 - Le Houiller affleurant au col.

- 2 - 20 à 25 m de schistes quartzitiques verdâtres renfermant des galets de quartz blanc de plusieurs centimètres. Ces galets sont étirés (linéation N 110°).
- 3 - 30 m environ de quartzites phylliteux verdâtres en bancs bien marqués, à arêtes mousses, épais de 10 à 20 cm. Ces quartzites présentent un aspect "gneissoïde" comme à la Pointe de Mya.
- 4 - Ensuite s'opère un changement assez brusque. La série suivante, épaisse de 12 à 15 mètres, est formée de quartzites francs de teinte blanche, présentant une schistosité assez fruste. Les phyllites sont bien moins abondantes. La base de ce nouvel ensemble est marquée par de très gros galets de quartz blanc (diamètre moyen variant de 10 à 20 cm). Ce niveau se distingue des précédents par un débit parallépipédique.

Au-dessus viennent sans transition les calcaires vermiculés de l'Anisien inférieur. Le niveau 4 représente donc probablement le Werfénien. Les niveaux 2 et 3 sont l'équivalent des quartzites verdâtres "gneissoïdes" de la Pointe de Mya.

#### c) Examen microscopique du faciès courant

Sous le microscope, tous les faciès de quartzites phylliteux verdâtres, qu'ils soient à tendance schisteuse, ou détritique grossière, présentent à peu de chose près le même aspect.

Sur un fond de quartz finement granoblastique (cristallisation en mosaïque), se détachent des lits de phyllites vert pâle en lumière naturelle. La taille des cristaux est de l'ordre du 1/10 de mm. Les "yeux" (1 à 2 mm) sont formés soit de quartz, (souvent étirés en amande et présentant parfois un aspect fibreux perpendiculairement à l'étirement), soit d'orthose. Dans ce cas le feldspath est le plus souvent kaolinisé, et présente un aspect trouble, brunâtre. Par ailleurs on observe souvent un début de transformation métamorphique avec recristallisation partielle en séricite et quartz. Les pseudomorphoses complètes sont très rares. Les minéraux accessoires sont peu nombreux : oxydes et sulfures de fer - zircon.

Les proportions des minéraux précédents sont en moyenne les suivantes : Quartz : 67 %, phyllites : 27 %; feldspaths potassiques d'origine détritique 6 %. Remarquons à ce propos qu'une partie des feldspaths potassiques a été transformée en séricite, entre autres, d'où un pourcentage primitif en feldspath potassique supérieur à 6 % (probablement de l'ordre de 10 %). La roche originelle était donc un grès feldspathique microconglomératique (arénorudite).

### 3 - Unité du Roignais-Versoyen : les écailles de la Pointe Rousse

Le petit massif de la Pointe Rousse est situé en territoire italien (feuille La Thuile au 1/25 000 de la carte d'Italie), trois kilomètres environ au Nord du col du Petit Saint-Bernard à proximité immédiate de la frontière franco-italienne.

Il est essentiellement constitué par deux lames de terrains "cristallins" pour l'essentiel dont le pendage est conforme à celui des séries sédimentaires encaissantes.

Sa position structurale, sur laquelle nous reviendrons, porte tout naturellement à comparer ces écailles aux lames de cristallin d'Hautecour près de Moûtiers qui occupent une position assez analogue. Je vais montrer dans le présent paragraphe que cette impression doit être nuancée, car l'étude détaillée des faciès montre que ces terrains appartiennent en fait au sommet du Paléozoïque et non au socle cristallin.

Signalons également, qu'en dehors du massif de la Pointe Rousse proprement dit, on rencontre un chapelet de petites écailles de roches du même type, disséminées dans la série du Versoyen (ensemble antéflysch). L'origine tectonique de ces écailles ne fait aucun doute. Celles-ci se rencontrent au Nord de la Pointe Rousse (figure n° 5), vers le lac de la Tormotta, dans la région de Bassa Serra, et sur le versant ouest du Mont Ouille. Je me bornerai dans ce qui suit à la description des principaux faciès rencontrés à la Pointe Rousse et dans ses environs immédiats.

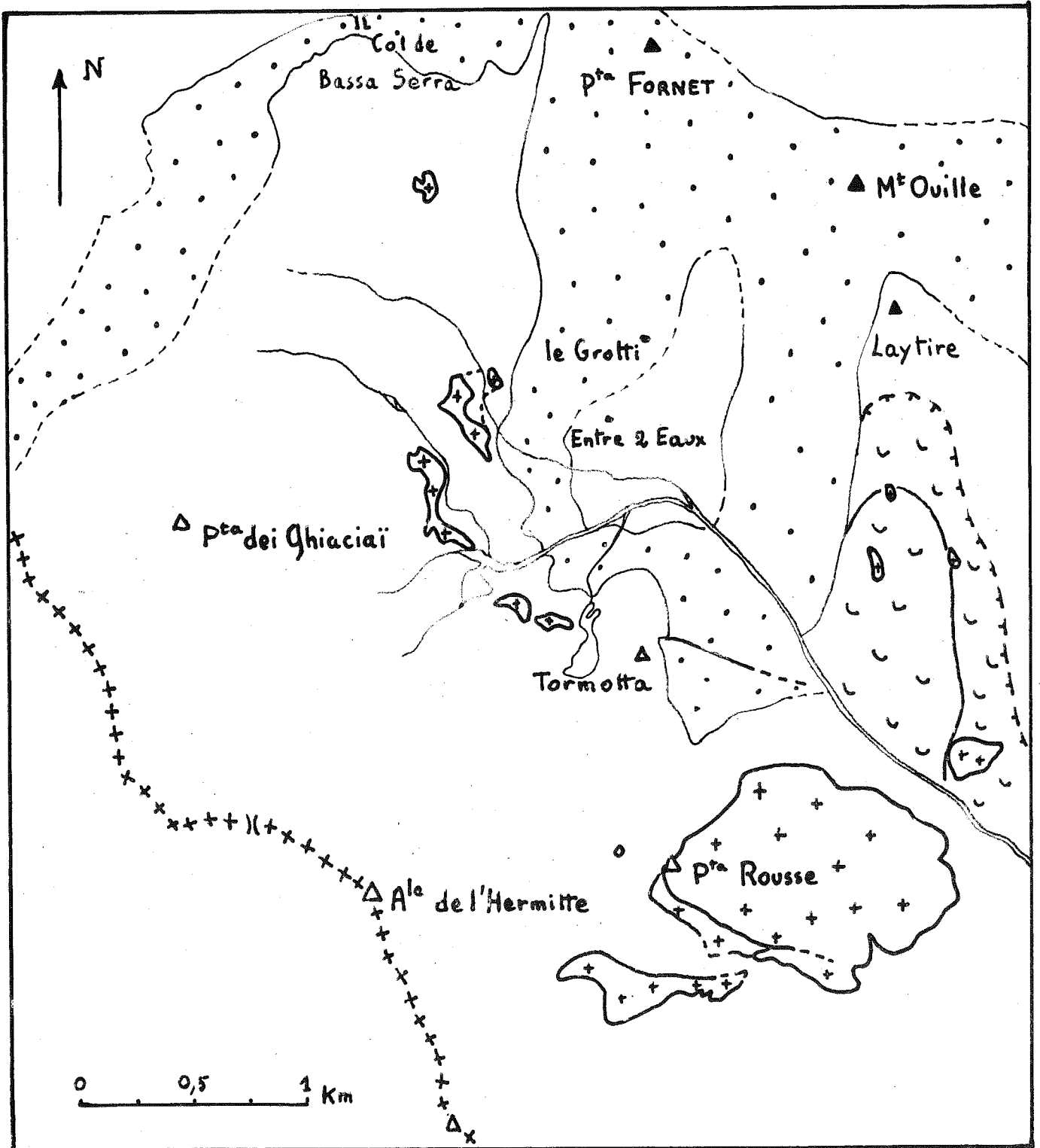


Figure 5 - Répartition des écailles de leptynite (et des faciès associés) dans le haut vallon du Breuil.  
(Pointillés : formation basale du "Flysch" - Croix : écailles de leptynite).



a) Description des principaux faciès de l'écaïlle principale (Pointe Rousse proprement dite)

a1) Le faciès leucocrate

Description macroscopique

La Pointe Rousse est constituée d'une roche massive de teinte claire présentant une patine légèrement verdâtre. Le type moyen est une roche compacte, présentant une texture équante et un aspect saccharoïde en cassure. En certains points toutefois une foliation très fruste est soulignée par des phyllites. Les seuls minéraux reconnaissables à l'œil sont le quartz, les feldspaths, et un peu de mica blanc. Signalons que le massif est parcouru de filons rectilignes de quartz ou de chlorite.

Description microscopique

L'échantillon étudié ci-après provient de la bordure sud est du massif, 300 m à l'Ouest des Chalets de la Balmette dans la vallée du Breuil (lame 3-61).

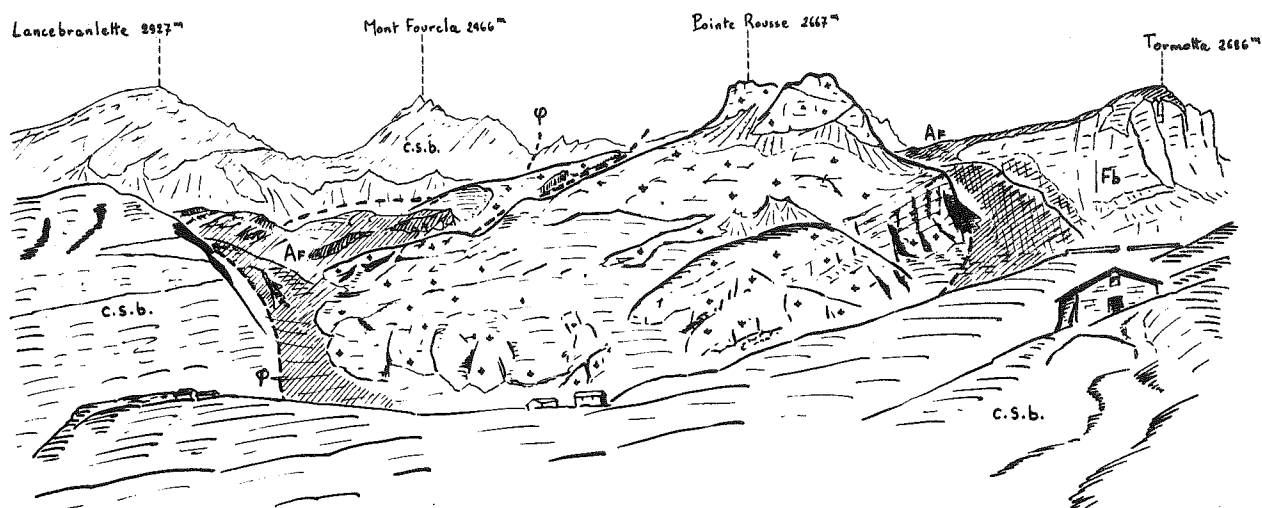


Figure 6. - Panorama de la Pointe Rousse vue des environs de l'Alpe de Verney - c.s.b. : calcschistes à bélemnites (unité du Petit Saint-Bernard) - A<sub>F</sub> et F<sub>b</sub> : ensemble antéflysch (série du Versoyen) et formation basale du "Flysch" de Tarentaise - (Unité du Roignais Versoyen) - φ : Contact anormal entre les deux unités précédentes.

Le fond de la roche est formé de grandes plages de quartz à extinction roulante, fracturées et corrodées, et par de grandes plages de feldspaths potassiques (orthose et microcline) fortement altérées et salies. Les plages d'orthose sont fréquemment morcelées, les solutions de continuité montrant une recristallisation de séricite et d'albite très fraîche. Les phyllites sont en faible quantité et soulignent une schistosité très fruste. La cataclase est très importante et l'on observe en certains points des structures en mortier bien conservées.

Bien que la présente lame ait été taillée dans un échantillon relativement indemne, la nature primaire de la roche est bien difficile à préciser. La présence de cristaux automorphes corrodés (orthose entre autres), et surtout un beau quartz hexagonal corrodé, fait penser à d'anciennes rhyolites ou tufs rhyolitiques.

Mais la taille des minéraux reliques (grandes plages de quartz et de feldspaths potassiques) ainsi que le mode d'association aux anciens sédiments encaissants, la présence d'enclaves, rendent plus plausible une nature primaire microgrenue (peut-être porphyrique).

Dans le cas général du reste, tout essai de détermination de la structure primaire est vain. La roche est en effet le plus souvent transformée en une "bouillie" albitique incluant de très nombreux fragments de quartz. Nous rangerons ce type de roche parmi les leptynites.

Etude pétrochimique

Une analyse chimique (An 28) effectuée sur le même échantillon a donné les résultats suivants :

Si O <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe O	Mg O	Ca O	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Ti O <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Mn O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Total : 100,55
76,90	12,00	0,75	0,55	1,30	0,55	3,80	3,80	0,10	0,15	0,03	0,55	0,10	

La composition virtuelle correspondante est la suivante :

Quartz	: 37,62	Pyroxènes	: 3,4
Orthose	: 22,24	Magnétite	: 0,92
Albite	: 31,96	Ilménite	: 0,15
Anorthite	: 1,94		
Corindon	: 1,02	Total	<u>99,25</u>

Paramètres C I P W = 1 3' 1 3'       $\frac{\text{Orthose}}{\text{Plagioclase}} = 0,65$       An % = 5

La roche correspond donc à un granite alcalin orthosique.

Paramètres de Niggli :

Si	Al	fm	c	alk	k	mg
466	43	16,7	3,6	36,8	0,4	0,7

Ces paramètres permettent de ranger la roche parmi les magmas de la série calcoalcaline de Niggli dans le groupe des magmas leucogranitiques (type aplité granitique).

Les enclaves

Le massif de leptynite en dehors des faciès schisteux que je décrirai ci-après renferme quelques rares enclaves d'une roche différente. Ces enclaves présentent en général des limites bien tranchées rectilignes, et sont constituées d'une roche gris verdâtre très compacte montrant une orientation des constituants. Il existe également des enclaves un peu différentes, d'une roche semblable mais dont les limites avec la leptynite sont floues et paraissent marquer un passage progressif.

Sous le microscope, on observe un abondant feutrage de fines paillettes de mica blanc et de chlorite isolant des amas de quartz recristallisés en mosaïque. Quelques grandes plages de mica blanc effilochées aux extrémités font penser à deux générations possibles de phyllites. On remarque en outre la présence de phénoblastes isolés d'albite et d'un peu d'épidote. Ce faciès est donc tout à fait analogue à celui du faciès schisteux que nous allons décrire maintenant.

a2) Le faciès schisteux

Si dans l'ensemble le faciès leptynite est prépondérant, on lui trouve fréquemment associé un faciès schisteux bien différent. Nous verrons ce dernier prendre une grande extension dans la deuxième écaille.

On peut néanmoins observer ce faciès en bordure de l'écaille principale (Pointe Rousse proprement dite), le long de sa limite sud ouest vers la cote 2350 m. Son gisement est ici assez particulier, proche de celui des enclaves décrites ci-dessus, mais d'extension beaucoup plus grande. En effet on peut observer les deux faciès (leptynite et micaschiste) s'interpénétrer étroitement sous forme de petites strates plus ou moins parallèles, comme s'il y avait eu injection de la leptynite.

Sous le microscope, la constitution du faciès schisteux est assez banale. En règle générale la texture est grano-lépidoblastique avec alternance de feuillettes de mica blanc souvent surchargés de minéraux opaques, et de minces lits quartzeux cristallisés en mosaïque. Parmi les phyllites, on note, outre le mica blanc, une chlorite à biréfringence très basse voisine de la pennine. L'albite est présente sous forme de quelques gros phénoblastes morcelés. Parmi les

minéraux accessoires, on note la présence d'un peu d'épidote et surtout de quelques zircons de formes arrondies. La présence de ce minéral, héritage probable d'un sédiment primaire donne une indication précieuse quant à l'origine possible de ce faciès.

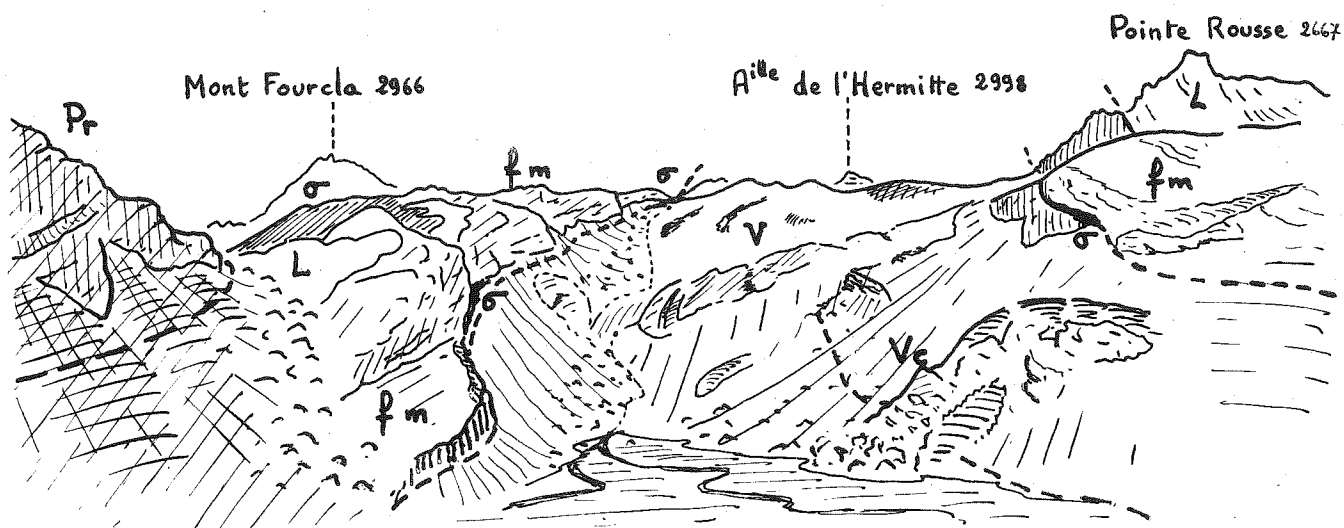


Figure 7 - Panorama du versant sud de la Pointe Rousse et de la "deuxième écaille".  
V : Série du Versoyen ; Vc : conglomérat basal de la série du Versoyen ; Pr : prasinites ;  
L : leptynite ; fm : faciès micacé ; σ : serpentines.

#### b) Les faciès de la deuxième écaille

Cette dénomination s'applique ici à l'écaille tectonique située immédiatement au Sud et au Sud Ouest du massif de la Pointe Rousse et qui culmine à la petite bosse cotée 2616 m dans le cirque Mont Fourcla - Aiguille de l'Hermitte

Cette écaille est caractérisée par la prépondérance des faciès schisteux par rapport aux faciès leucocrates, ainsi que par l'apparition de niveaux conglomératiques et prasinitiques inconnus dans le massif de la Pointe Rousse proprement dit.

##### b1) La leptynite

Macroscopiquement le faciès est très semblable à celui décrit précédemment. Cette analogie se retrouve sous le microscope. Le caractère dominant est là encore la texture cataclastique de la roche, suivie d'une recristallisation importante (blastomylonite). On note en effet des fantômes d'anciens feldspaths potassiques, ou de plagioclases, transformés en un agrégat de quartz, phyllites, albite. Ce dernier minéral, néoformé, est très abondant et il inclut poëcilitiquement des cristaux de quartz. Parmi les minéraux de néoformation, on note également un peu de chlorite. Dans certains cas les "lits" de phyllites présentent des plis microscopiques attestant d'une déformation postérieure à la naissance des phyllites.

##### b2) Les faciès schisteux

Si l'aspect macroscopique des faciès schisteux est assez homogène, l'examen microscopique révèle un certain nombre de variations.

Un type moyen (lame 3-101) montre une trame phylliteuse extrêmement plissotée (mica blanc, chlorite) souvent brunissante (richesse en oxyde de fer). De nombreux phénoblastes d'albite sont "surimposés" à la trame phylliteuse dont ils conservent le dessin par les traînées de minéraux opaques qu'ils incluent. Ces phénoblastes présentent parfois des

lignes de clivage disloquées mécaniquement par une phase de déformation tardive. A noter parmi les minéraux accessoires de l'épidote, des grenats, du zircon.

La lame 3-102 montre, par contre, un faciès où prédominent les minéraux micacés. La trame lépidoblastique souligne un système de plis microscopiques semblables, dont les flancs étirés correspondent à la schistosité de la roche. Ces plans de schistosité sont eux-mêmes affectés par une phase tardive de déformation. Les lits quartzeux sont très ténus et irréguliers, recristallisés en une fine mosaïque. Là encore on note la présence de quelques phénoblastes tardifs d'albite.

Un troisième type de faciès diffère des deux précédents par l'apparition d'une amphibole de la famille de la trémolite. La paragenèse minérale s'établit alors : albite, mica blanc, chlorite, trémolite, un peu de quartz, épidote (clinozoïsite), sphène. La roche primitive pouvait donc être plus calcique que dans les deux cas précédents, ou bien renfermer une certaine teneur en éléments d'origine volcano-détritique.

Macroscopiquement, les niveaux micaschisteux présentent une teinte gris verdâtre, parfois mordorée lorsque le mica blanc est abondant. On remarque toutefois assez souvent des passées, ou des bouffées leucocrates assez diffuses rappelant par leur aspect externe les faciès de leptynite de la Pointe Rousse.

Sous le microscope, l'aspect est cependant différent. Le constituant essentiel est le quartz très fortement recristallisé en grandes plages xénomorphes développées par nourrissage à partir d'individus plus petits préexistants (encore visibles dans certains cas). Les phyllites peu abondantes sont représentées par du mica blanc et une chlorite voisine de la pennine. L'albite peu abondante est, là encore, de formation tardive. Elle est néanmoins légèrement altérée et le plus souvent fracturée selon les clivages. Les feldspaths potassiques sont absents. L'épidote est présente en petites quantités.

Localement (base de l'arête ouest de la Pointe Rousse) on rencontre, intercalés dans la série à faciès micaschisteux, de véritables niveaux de prasinites très semblables à ceux du Versoyen. Leur position tectonique dans ce secteur très écaillé n'est pas évidente, et je ne les rattacherai qu'avec prudence à la série des micaschistes de la Pointe Rousse.

Les faciès schisteux de la Pointe Rousse présentent donc une paragenèse typique de la zone métamorphique du "greenschist faciès" dans son subfaciès à quartz, albite, muscovite chlorite (série de type Barrow - WINKLER, 1965). Cette association s'est formée à partir de matériaux où prédominait l'argile. Localement une teneur un peu plus grande en carbonate (tendance marneuse) peut expliquer l'apparition d'amphibole et d'épidote. Il peut également s'agir, nous l'avons vu, de l'indice d'apports volcano-détritiques.

### b3) Coupe synthétique des divers faciès constituant la deuxième écaille.

La coupe ci-après, d'orientation sensiblement nord-sud, débute au Nord du petit étang coté 2402 sur la feuille La Thuile au 1/25 000 de la carte d'Italie (x = 33,650 ; y = 62,550 ; z = 2402). Elle complète les descriptions précédentes et résume les divers faciès constituant la deuxième écaille de la Pointe Rousse.

On observe de haut en bas (topographiquement et stratigraphiquement) :

- 1 - La série ophiolitifère du Versoyen représentée par des masses de roches vertes emballées dans des schistes noirs (boudinage tectonique probable).
- 2 - 1 mètre de schistes noirs.
- 3 - Un niveau induré gris verdâtre d'aspect légèrement schisteux, compact malgré tout, épais de 2 à 3 m. Ce niveau renferme de fines inclusions leucocrates essentiellement quartzes.

Sous le microscope la constitution de ce niveau se révèle assez variable. A la partie inférieure, proche donc du niveau 4 (leptynite), le faciès schisteux est assez analogue à celui décrit au paragraphe précédent, mais caractérisé par une grande abondance de quartz (60 % du volume de la roche), et un moindre développement des phyllites et de l'albite. La texture est granolépidoblastique.

Un terme intermédiaire montre du quartz en moindre proportion et l'augmentation notable de la quantité d'albite et surtout des phyllites (mica blanc et chlorite). Les minéraux accessoires sont le sphène en général leucoxénisé, un peu d'épidote, des grenats, de l'apatite et des oxydes et sulfures de fer.

La partie supérieure enfin est assez proche d'un faciès schiste vert qui évoque fortement ceux de la série du Versoyen. En effet, en lame mince on observe de gros porphyroblastes d'albite incluant poëcilitiquement du quartz,

des phyllites, parfois de l'apatite. Les interstices entre les cristaux d'albite sont remplis d'un feutrage de mica blanc (phengite) et de chlorite. Le sphène et l'épidote sont assez abondants. Le quartz est par contre pratiquement absent.

4 - Un niveau de leptynite du type Pointe Rousse épais de 5 à 6 m.

5 - Un ensemble épais de 25 à 30 m caractérisé essentiellement par un conglomérat bien particulier différent du conglomérat classique de la Pointe Rousse (voir plus loin, B, I, 3, b5).

Ce conglomérat est dans l'ensemble très schisteux et présente des surfaces mordorées par la présence de phyllites. Les galets essentiellement constitués de matériel cristallin (granite ou gneiss ? - micaschistes) sont très aplatis et se présentent sur les sections perpendiculaires à la schistosité sous forme d'amandes effilées. Les formes, anguleuses, de ces galets sont en général assez bien conservées. Certains d'entre eux et notamment ceux de micaschistes sont parfois plissés.

Le ciment du conglomérat est un matériel schisteux noirâtre, graphiteux, assez mat, à passées leucocrates (quartzeuses) qui donne un rubanage clair. Parfois il s'agit de schistes noirs bleutés à reflets mordorés.

Sous le microscope cette variété de ciment présente une texture granolépidoblastique avec alternance de lits phylliteux et de lits quartzeux. Les lits phylliteux (chlorite et mica blanc) sont souvent déformés par de gros porphyroblastes d'albite tardifs, qui conservent la trame schisteuse préexistante sous forme d'inclusions sombres.

Parmi ces inclusions le rutile est fréquent.

6 - Environ 1,50 m de schistes noirs très feuilletés.

7 - Un niveau de schistes verdâtres à quartz, albite, calcite, chlorite, phengite, grenat et épidote qui rappelle d'assez près le niveau 3.

8 - Des schistes noirs ou gris de fer, très compacts formant un niveau massif, épais d'environ 3 m.

9 - Une masse de serpentinite épaisse apparemment d'une dizaine de mètres.

Cette coupe de la deuxième écaille est instructive, car elle présente une plus grande variété de faciès que le massif de la Pointe Rousse proprement dit.

Nous constatons entre autres une association étroite de niveaux de leptynite et de niveaux sédimentaires sûrs (faciès conglomératique) ou probable (faciès schisteux verdâtres). Ceci est d'autant plus remarquable que les niveaux éruptifs (leptynite) paraissent interstratifiés dans un ensemble d'origine sédimentaire probable.

Cette "interstratification" pourrait aussi être attribuée à un écaillage tectonique, mais cela est assez peu compatible avec le contexte d'ensemble et les observations de détail.

### c) Conclusions générales relatives aux écailles de la Pointe Rousse

#### c1) Récapitulation des principaux faits d'observation

Le peu d'étendue des affleurements actuellement visibles, et leur situation tectonique souvent ambiguë ne permettent pas d'établir des conclusions définitives. Il apparaît cependant que :

a) Les écailles de la Pointe Rousse montrent une association étroite (probablement "stratigraphique" principalement) entre des faciès éruptifs francs, telle la leptynite, et d'anciens faciès sédimentaires argilo-gréseux ou marno-gréseux, actuellement transformés en micaschistes.

b) Les paragenèses minérales que l'on peut relever tant dans le premier faciès que dans les suivants ne sont pas différentes de ce que l'on connaît par ailleurs dans l'unité du Roignais-Versoyen. Il s'agit du "greenschist faciès" dans son subfaciès à quartz albite muscovite et chlorite. Cette association est typique dans notre région du métamorphisme alpin.

Sur aucune lame nous n'avons relevé d'indices révélant un métamorphisme franchement polyphasé (mises à part les successions de phases correspondant au métamorphisme alpin. Ce dernier est en effet lui-même polyphasé ainsi que l'a bien mis en évidence H. LOUBAT par l'étude des ophiolites du Versoyen).

c) Parmi les faciès sédimentaires associés, certains, et notamment les conglomérats de la deuxième écaille ont un cachet houiller indéniable (ciment constitué de schistes noirs graphiteux, conglomérat polygénique à éléments de cristallin).

Les trois points énoncés ci-dessus appellent quelques remarques.

Tout d'abord, ainsi que l'ont déjà fait remarquer G. et P. ELTER (1965), le fait que le seul métamorphisme observable soit alpin permet d'exclure un âge antérieur au Permo-Carbonifère. Ainsi, malgré les apparences, les lames cristallines de la Pointe Rousse ne représentent pas un lambeau de vieux socle comme cela est le cas, par exemple, à Hautecour (R. MICHEL, 1957).

L'attribution au Permo-Carbonifère évoquée par G. et P. ELTER paraît la solution la plus logique.

Quelques faits complémentaires viennent à l'appui de cette hypothèse. La coupe de l'arête ouest de la Pointe Rousse (en suivant sa base, entre l'ensellement occidental, et l'aplomb du sommet) permet les observations suivantes :

On rencontre tout d'abord des faciès tout à fait équivalents de ceux de la deuxième écaille (micaschistes et niveaux leptynitiques) complétés peut-être ici par des passées de prasinites. Un contact anormal souligné par de la serpentine marque le début de l'écaille de la Pointe Rousse proprement dite.

Une petite coupe effectuée dans la zone de contact entre la leptynite de la Pointe Rousse et les éléments encaissants montre la succession suivante, de haut en bas et d'Est en Ouest, en série probablement inverse :

- la leptynite massive de la Pointe Rousse ;
- 0,20 m environ de quartzites phylliteux écrasés ;
- 0,50 m de leptynite claire ;
- puis à nouveau des quartzites phylliteux présentant des plis aigus d'axe N 140° subhorizontal. L'ensemble est lui-même replissé selon un axe N 60° plongeant légèrement vers le Nord Est. L'épaisseur de cet ensemble clair est d'une trentaine de mètres.

Ce faciès de quartzites phylliteux est en tous points semblable à celui décrit précédemment à la base de quartzites triasiques et attribué au Néopermien. Macroscopiquement la roche présente des plages claires de quartz souvent amygdalaires ou œillées, isolées par des membranes phylliteuses verdâtres luisantes. L'aspect est parfois "gneissoïde". Sous le microscope, le quartz forme la plus grande partie de la roche, tantôt en amas engrenés ou cristallisés en mosaïque. Je n'ai pas noté de feldspaths potassiques mais un peu d'albite de néoformation. A noter un filonnet d'albite qui recoupe la lame observée. Le mica est probablement de la phengite.

Il est remarquable que ce niveau de quartzites phylliteux soit localement injecté par la leptynite. Il y a là une preuve de la liaison primaire de la roche éruptive et de la série encaissante.

Ce faciès de quartzite phylliteux se développe selon toute probabilité dans la face nord abrupte de la Pointe Rousse. En effet, l'extrémité ouest du grand éboulis qui tapisse la base de ce versant présente en abondance des blocs de ce faciès.

#### c2) Comparaison avec des régions voisines (dans le cadre de la chaîne alpine)

La présence d'épanchements acides dans les niveaux permo-carbonifères des Alpes est bien connue (J. FABRE, 1958 - F. ELLENBERGER, 1958 - P. VIALON, 1966, etc.).

Partant de l'hypothèse d'un âge permo-carbonifère voir même uniquement permien supérieur pour les roches de la Pointe Rousse, il était intéressant de comparer mes observations avec celles effectuées sur des terrains similaires dans des secteurs voisins.

La zone houillère "briançonnaise" voisine, étudiée en détail par J. FABRE, fournit les meilleurs points de comparaison. Ainsi cet auteur décrit plusieurs phases possibles d'épanchements acides entre le Stéphanien moyen et le Néopermien. L'attribution chronologique de la plupart d'entre elles est approximative, sauf pour la plus récente qui est datée du Néopermien. Il en va ainsi notamment pour les porphyres de la Ponsonnières qui sont intercalés à l'extrême sommet de la série néopermienne peu avant les quartzites du Werfénien, représentant en fait une véritable série de transition entre Permien et Trias.

A propos du chimisme de ces coulées fini-permiennes, FABRE remarque qu'un de leurs caractères majeurs est l'importance relative de la teneur en potasse, ce qui les distingue foncièrement des microgranites et microdiorites de la zone briançonnaise. Il en conclut que les filons correspondant aux liparites, abondantes à l'état de galets dans le verrucano sont

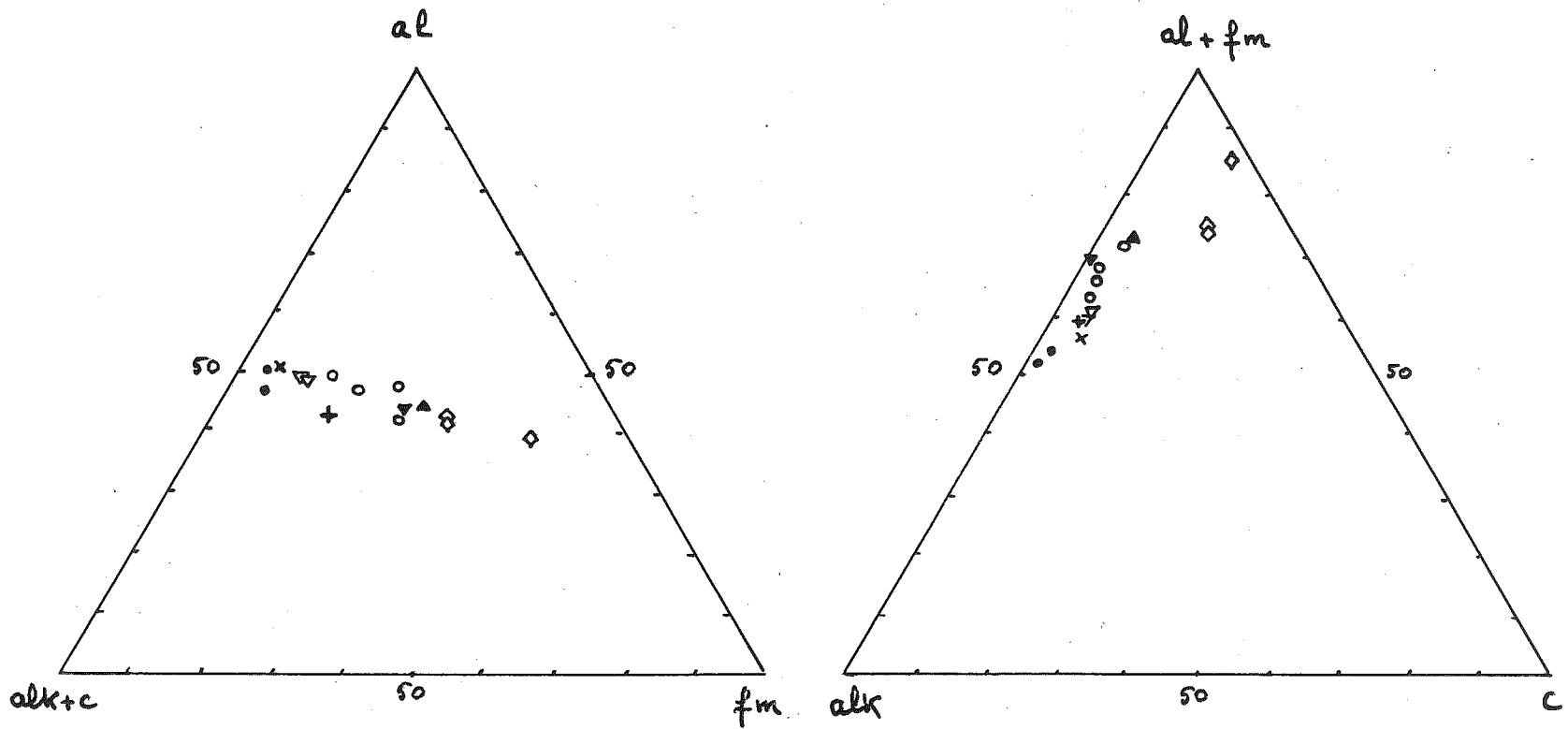


Fig 8 : Diagrammes de Niggli pour quelques roches acides (d'origine éruptive) du Permocarbone alpin.

- |                            |   |                                    |   |
|----------------------------|---|------------------------------------|---|
| J. Fabre : "Roche blanche" | ● | P. Vialon : Porphyroïdes arkosique | ▼ |
| Porphyre                   | ○ | D. Longchamp : Rhyodacites         | ◇ |
| Leptynite                  | x | P. Lameyre : Dacite                | ▼ |
| F. Ellenberger : Leptynite | ▲ | Leptynite de la Pointe Rousse      | + |

encore inconnus dans la zone Briançonnaise actuelle. Nous venons de montrer qu'à la Pointe Rousse nous avons justement une roche très probablement filonienne et microgrenue, acide dont le caractère potassique est net (présence d'orthose et de microcline). Peut-être y-a-t-il là un élément de réponse à l'interrogation de FABRE.

Des points de comparaison peuvent aussi se trouver avec les migmatites du Sapey (ELLENBERGER 1958). Certaines roches décrites par l'auteur sont assez proches en effet des échantillons de la Pointe Rousse (leptynites aplitiques - leptynites à muscovite, gneiss granitiques porphyroïdes). L'existence de "septa" micaschisteux et le mode de gisement (injection lits par lits) n'est pas sans présenter certaines analogies. L'âge de ces migmatites est néanmoins différent de celui envisagé pour la Pointe Rousse (Permien moyen au lieu de Néopermien).

Si l'on fait un saut plus important dans l'espace, on peut relever certaines analogies assez frappantes entre nos roches de la Pointe Rousse et certains faciès de l'ensemble de Dronero, en Dora Maira décrits par P. VIALON (1966). Selon cet auteur un des traits caractéristiques de cet ensemble de Dronero est la constante liaison de roches à caractère éruptif avec celles à caractère détritique. Le chimisme des roches éruptives ou volcano-détritiques est extrêmement voisin de celui de la leptynite de la Pointe Rousse (diagramme figure 8). Pour P. VIALON, il convient de remarquer la convergence des faciès à roches éruptives acides dans les séries permo-carbonifères, que ce soit dans le domaine "Briançonnais" (FABRE) en Vanoise (F. ELLENBERGER) dans la nappe du Grand Saint-Bernard, ou bien en Ligurie (J. P. BLOCH). Il émet également l'opinion que les gneiss du type Sapey puissent être liés génétiquement à ce volcanisme acide.

Afin de préciser la place éventuelle des leptynites de la Pointe Rousse dans le cadre de ce volcanisme acide permo-carbonifère, j'ai figuré sur deux diagrammes de Niggli ( $al - alk + c - fm$ ) et ( $al + fm - alk - c$ ) un certain nombre de roches acides permo-carbonifères et la leptynite de la Pointe Rousse (figure 8).

Les échantillons retenus sont les suivants :

J. FABRE : (1958) - An 6 - 7 : porphyre quartzifère de Cote Vieille (Valloire)

8 - 9 : porphyre quartzifère de la Ponsonnière

Age néopermien.

4 - 5 : roches blanches du Houiller.

3 : leptynite blanche des migmatites de la Saulire.

F. ELLENBERGER (1958) - An 10 : leptynite du col des Fonds (migmatites du Sapey).

P. VIALON (1966) - An 6 : porphyroïde arkosique

An 10 : gneiss leucocrate associé au porphyroïde } Permien

R. MICHEL et D. LONGCHAMPT (1963) - An 1 } rhyodacites du Guil - Permien.

An 2 }

An 3 }

P. LAMEYRE (1958) - Dacite du Houiller - Massif des Grandes Rousses.

Les diagrammes montrent une dispersion faible des divers résultats. La faible teneur en chaux est une caractéristique commune, exception faite pour deux des dacites du Guil. Par ailleurs, l'on constate que, le paramètre  $al$  variant dans des limites relativement étroites, la différenciation entre les faciès se fait surtout sur la teneur en éléments ferromagnésiens. Les rhyodacites du Guil occupent de ce fait une place particulière. Ceci mis à part, les autres roches se retrouvent bien groupées, et la leptynite de la Pointe Rousse s'insère très bien dans cet ensemble. Remarquons que du point de vue purement chimique, parmi les analyses choisies, celles de l'ensemble de Dronero de P. VIALON correspondent quasi parfaitement à la leptynite de la Pointe Rousse.

### c3) Conclusion

L'attribution au Permien de certains ensembles sédimentaires ou éruptifs dans les zones internes des Alpes résulte en général de comparaison et de déductions en lieu et place d'arguments paléontologiques. L'attribution chronologique des terrains constituant les écaillles de la Pointe Rousse ne fait pas exception à cette règle. Les arguments apportés ci-dessus ne sont ni plus ni moins probants que ceux utilisés dans les travaux cités en référence. La convergence d'ensemble de ce faisceau de présomptions, permet donc, là encore, à l'échelle des zones internes alpines, d'attribuer raisonnablement un âge permo-carbonifère aux écaillles de la Pointe Rousse. Tenter de préciser davantage serait im-



prudent. Nous avons montré qu'il est quasi certain qu'une partie des épanchements acides appartiennent au Permo-Trias (et même plus précisément à la zone de transition au Werfénien). Toutefois un tel résultat ne saurait être étendu pour l'instant à la totalité des niveaux décrits. La probabilité de la présence de niveaux carbonifères dans la deuxième écaïlle demande en effet à être mieux cernée, et dans ce cas la nature des rapports entre roche intrusive et niveau sédimentaire devrait nécessairement être examinée.

#### 4 - Aperçu d'ensemble sur le paléozoïque terminal des unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen

Le titre de ce paragraphe est certes disproportionné au nombre d'affleurements reconnus et étudiés. Il paraît cependant nécessaire, car l'exposé ci-dessus révèle une variabilité très grande des faciès au Paléozoïque terminal, dans la zone des Brèches de Tarentaise, passée jusqu'alors inaperçue. Nous avons montré en effet, qu'au sein de la seule unité de Moûtiers, le Permien pouvait révéler deux aspects fort différents. Tout d'abord, au Sud Est (hors de mon terrain de recherche), règne le faciès des schistes violets du type Croix de la Bagnaz. Ce faciès s'apparente de très près à son équivalent de la zone des Aiguilles d'Arves.

Quelque part entre la Bagnaz et les Chapieux s'effectue la transition (qui nous est inconnue) entre les schistes violets et un faciès de quartzites phylliteux grossiers, parfois conglomératiques rappelant beaucoup les faciès néopermiens de Vanoise ou de la zone houillère briançonnaise. Si ce faciès est incontestablement lié stratigraphiquement aux quartzites de base du Trias, ses rapports avec le Carbonifère sous-jacent sont incertains. Nous avons remarqué en quelques points une apparente concordance stratigraphique entre les deux ensembles. Il est malgré tout impossible de préciser, si primitivement, ces terrains n'étaient pas en discordance. L'étirement intense dû au style tectonique isoclinal a très bien pu effacer les indices d'une telle disposition. L'exigüité des affleurements ne permet pas non plus de résoudre cartographiquement cette question.

Enfin, dans l'unité plus interne du Roignais-Versoyen, à la Pointe Rousse, nous voyons apparaître un faciès nouveau caractérisé par la présence en abondance de manifestations éruptives acides calcoalcalines, dont la majeure partie paraît liée au Permien tout à fait supérieur (Néopermien). Comme dans d'autres secteurs alpins ou même extra-alpins, ces manifestations éruptives marquent vraisemblablement la fin de l'évolution orogénique hercynienne. De ce fait, il est normal qu'au sein d'unité tectonique "alpine" la variation des faciès du Permien puisse être très forte, les lignes isopiques de cet étage, héritage hercynien, ayant toute chance d'être quelconques par rapport aux lignes isopiques des formations plus récentes relevant, elles, de l'orogène alpin.

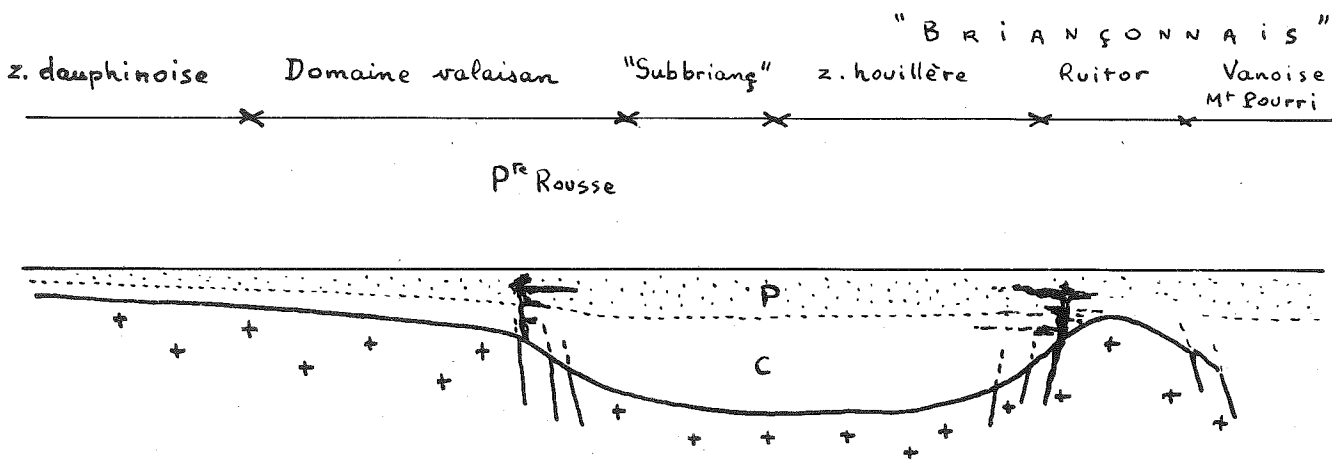


Figure 9 - Esquisse paléogéographique transversale, à la fin du Permien, du domaine septentrional des Alpes occidentales. - P : dépôts permien ; C : dépôts carbonifères ; en noir : émissions acides fini-hercyniennes.

Si les variations "en plan" de la paléogéographie permo-carbonifère nous échappent en quasi totalité, il est possible de tenter une reconstitution en coupe en utilisant les résultats acquis dans une région assez vaste autour de mon secteur d'étude. Cette façon d'opérer permet d'émettre une hypothèse intéressante relativement aux écailles de la Pointe Rousse. Si l'on considère la coupe paléogéographique très simplifiée esquissée sur la figure n° 9, supposée faite à la fin du Permien, on constate que la région de la Pointe Rousse occupe une position singulière. Elle se trouve à la limite entre deux bassins de subsidence très inégale. Le premier, que je qualifierai d'externe, englobe les actuelles zones des massifs cristallins externes, dauphinoises et valaisannes. Le second englobe, bien entendu, l'actuelle zone houillère briançonnaise, mais aussi selon les travaux de FABRE le "faisceau" de Salins (le substratum paléozoïque inconnu des unités "subbriançonnaises" appartiendrait évidemment, lui aussi, à ce domaine).

Ainsi les montées magmatiques acides fini-permiennes ont peut-être trouvé à la Pointe Rousse un cheminement plus facile, grâce au réseau de fractures, que suppose le schéma ci-dessus à la limite de deux ensembles structuraux de comportement différent.

### III. - LE TRIAS

#### 1 - Généralités

En Tarentaise les attributions de divers terrains au Trias furent nombreuses, imprécises et souvent erronées pendant de nombreuses années. Il n'est, pour s'en convaincre, que de relire à ce propos l'intéressant historique de H. SCHOBLLER.

Depuis, la connaissance de cet étage a fait de gros progrès dans tout le domaine alpin, sous l'impulsion d'auteurs comme R. BARBIER, F. ELLENBERGER, J. DEBELMAS, M. LEMOINE, et plus récemment encore A. MICHARD ou S. GALLI.

En Tarentaise la stratigraphie d'ensemble du Trias n'est pas très différente de celle établie en zone briançonnaise par exemple (aux épaisseurs près) et l'on y reconnaît les subdivisions classiques :

- une formation basale de quartzites francs,
- un niveau de schistes intermédiaires,
- un ensemble calcaro-dolomitique,
- un niveau où prédominent les évaporites, accompagnées parfois d'argilites bigarrées, le plus souvent déplacées tectoniquement, et dont les rapports avec l'ensemble précédent ne peuvent que rarement être analysés.

Dans notre région le Trias, comme les formations plus anciennes, n'affleure que de façon sporadique, en général le long de zones écaillées ou clivées tectoniquement. Les coupes correctes sont donc rares et souvent incomplètes. Malgré cela, les meilleures coupes se trouvent (exception faite pour le massif des Deux Antoinnes qui appartient à l'unité de Salins), dans l'unité de Moûtiers. Ailleurs, ainsi que nous le verrons, le Trias se résume à des vestiges de sa partie terminale en raison du décollement des séries au niveau des évaporites. Il est difficile dans ces conditions d'envisager une synthèse d'ensemble, même en se limitant à une analyse des séries triasiques d'unités tectoniques, paléogéographiquement proches. Je me bornerai donc à donner les meilleurs coupes et à exposer les remarques que suggère la comparaison de notre Trias à celui du domaine briançonnais proche.

#### 2 - Description des principales coupes

##### a) Unité de Moûtiers

##### 1) Le massif de la Pointe de Mya (coupe n° 1, fig. 12)

Ce massif déjà mentionné brièvement à propos du Permien, constitue une entité morphologique très nette au confluent des vallées de la Nova et du torrent des Glaciers. Il forme la toile de fond du sauvage décor du petit hameau des Chapieux (fig. 10). Les pentes sombres et abruptes ont un aspect grandiose en dépit d'une altitude relativement modeste (2516 m à la Pointe de Mya qui n'est pas tout à fait le point culminant). La nature des terrains est à l'origine de ce décor naturel particulier. Un anticlinal complexe de quartzites permo-triasiques, écaillé et déversé vers l'Ouest constitue l'ossature de ce massif. La couverture calcaro-dolomitique n'est conservée que dans un petit synclinal pincé, immédiatement au Nord des Chapieux, ainsi que sur la bordure nord ouest du massif au Sud Est de la Tête des Fours.

C'est là que se rencontrent les meilleures coupes du Trias. Les pentes rocheuses dominant au Sud le lac du Petit Mont-Blanc sont les plus accessibles et offrent, pour leur partie visible, des affleurements continus (photo n° 2).

A la cote 2450 m au-dessus du lac du Petit Mont-Blanc, nous rencontrons (série renversée) :

- 1 - des carnegules jalonnant le contact anormal de l'écaille de la Pointe de Mya sur la zone des plis externes ;
- 2 - une combe encombrée d'éboulis ;

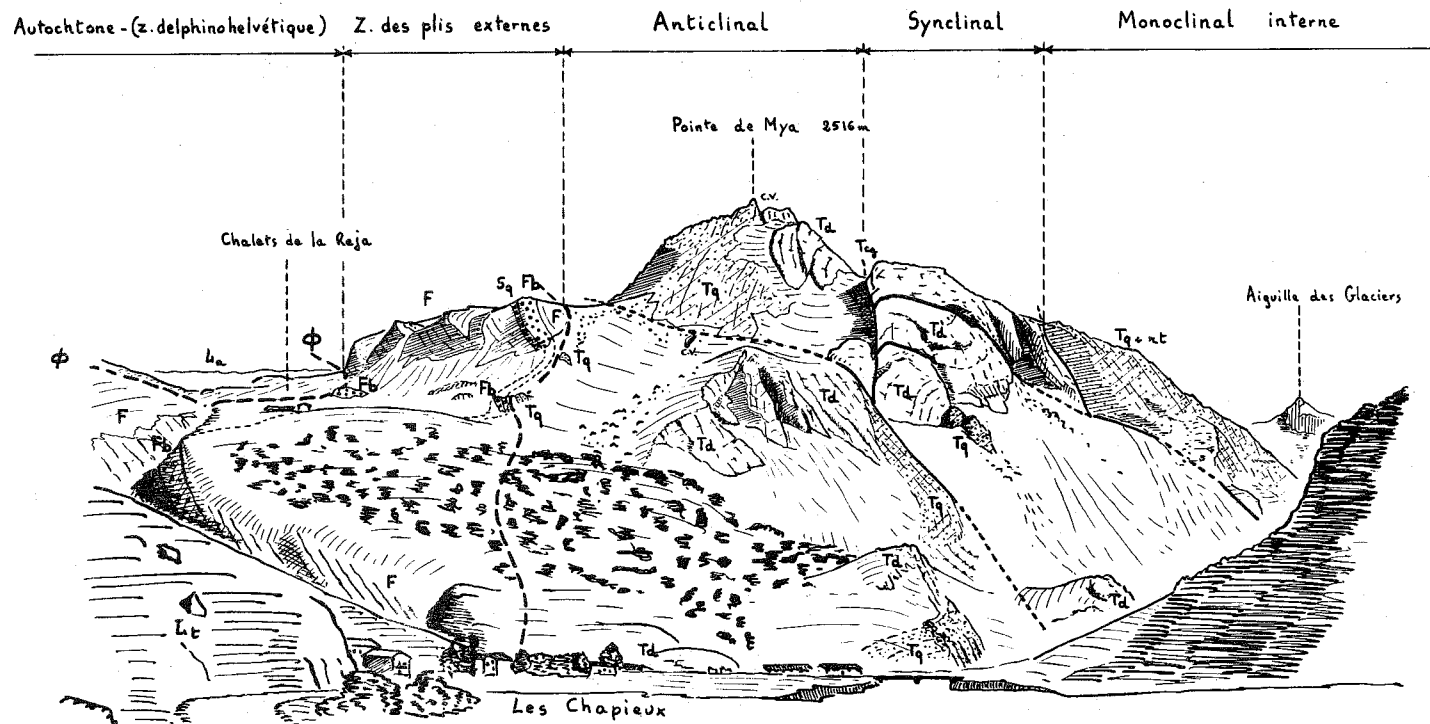


Figure 10 - Le massif de la Pointe de Mya, vu depuis les Chapieux.

Autochtone - La : Lias indifférencié.

Unité de Moûtiers - F : flysch ; Sq : schistes noirs à quartzites verts.

Fb : formation basale du "Flysch" ; Lt : Lias ; Tcg : cagneules ; Td : Trias moyen calcaro-dolomitique ; Tq : quartzites du Trias inférieur ; rt : quartzites permotriasiques et permien ;  $\phi$  : contact unité de Moûtiers - autochtone.

- 3 - un niveau puissant de dolomies grises, de calcaires gris zonés, de brèches dolomitiques intraformationnelles en grande partie masquées sous les éboulis précédents. L'épaisseur de cette formation n'est pas déterminable, du fait de la couverture mais aussi en raison d'un clivage tectonique qui semble nettement tronquer la série ;
- 4 - 4 m - Dolomies à patine crème ou jaunâtre, à cassure fine, ivoirine, présentant un débit en plaquettes de 4 à 5 cm d'épaisseur, mais donnant des bancs compacts durs ;
- 5 - 1,30 m - Dolomie analogue à la précédente mais passant à la base à un calcaire gris portant des traces vermiculées
- 6 - 4,50 m - Dolomie à patine crème à cassure ivoirine très fine. Ces dolomies sont parcourues par un réseau de filets dolomitiques en légère saillie. La partie supérieure de cet ensemble est relativement feuilletée puis l'épaisseur des bancs varie entre 10 et 15 cm, avec quelques bancs exceptionnels de 0,50 à 0,60 m ;
- 7 - 3,50 m - Calcaires vermiculés. Il s'agit ici de calcaires gris sombre, à patine mate, à cassure très finement spatique et débit en plaquettes. Les vermiculures sont très inégalement réparties. Certaines dalles sont absolument vierges, d'autres couvertes de vermiculures mal formées ;
- 8 - 6 m - Dolomie crème à cassure ivoirine fine, et cloisons dolomitiques. Bancs de 30 à 50 cm d'épaisseur ;
- 9 - 0,80 m - Passée de calcaires vermiculés ;
- 10 - 3 m - Niveau de dolomie jaune passant à son sommet et à sa base à des calcaires vermiculés. La cassure de ces dolomies vire au gris clair, et l'épaisseur moyenne des bancs augmente jusqu'à 0,50 m ;  
A la base de l'un de ces bancs, j'ai observé de très nombreux vestiges de crinoïdes (articles étoilés de 2 à 4 mm de diamètre et fragments de tiges). Sur un banc voisin on peut reconnaître quelques manchons probables d'algues calcaires ;
- 11 - 1,50 m - Passage de calcaires vermiculés ;
- 12 - 5,55 m - Calcaire cristallin, gris en cassure, gris jaunâtre en patine, à débit feuilleté présentant de temps à autre des traces vermiculées ;
- 13 - Dolomie jaune à cassure ivoirine, en un seul banc très massif montrant seulement une certaine zonation ;
- 14 - 0,60 m - Banc de dolomie jaune analogue au précédent mais présentant plusieurs alternances de feuilletés schisteux onctueux au toucher de teinte gris verdâtre ou jaunâtre, d'aspect cireux ;
- 15 - 1,80 m - Dolomie très litée à patine très claire jaune crème. Aspect parfois pseudobréchique. La base est franchement feuilletée sur 0,10 m ;
- 16 - 0,30 m - Banc de dolomie gris jaunâtre en patine, à cassure noire, très fine, présentant de nombreuses concrétions siliceuses en relief. L'extrême base du banc présente une patine roussâtre ;
- 17 - 0,80 m - Schistes noirs renfermant quelques lentilles de dolomie très rousse en patine à cassure noire finement cristalline ;
- 18 - 2 m - Schistes jaunes, argilitiques, très finement gréseux ;
- 19 - 3,75 m - Schistes noirs brillants ;
- 20 - 1,40 m - Schistes indurés quartziteux blanchâtres passant à :
- 21 - 7 m - Quartzites blancs, à grain fin, toujours phylliteux et présentant un aspect squameux. Très rapidement on passe à la formation des quartzites phylliteux verdâtres, à niveaux conglomératiques déjà décrits.

#### a 2) Massif des Pyramides Calcaires (coupe n° 2, fig. 12)

Ce petit massif est constitué de deux lames rocheuses, culminant à 2 523 et 2 726 m dans le Haut Val Veni, à peu de distance du col de la Seigne en territoire italien. Leurs silhouettes jumelles bien caractéristiques à la base des contreforts de l'Aiguille des Glaciers, leur ont valu cette dénomination (fig. 11). Elles représentent un des affleurements les plus accessibles et les mieux connus du soubassement de la zone des Brèches de Tarentaise. Comme telles elles ont été abondamment étudiées et décrites jusque dans un passé récent. Citons entre autres les travaux de P. ELTER (1951), de R. BARBIER (1951), G. ELTER (1960), R. ZULAUF (1964), G. et P. ELTER (1965).

Pour l'instant nous ne nous occuperons que de la Pyramide septentrionale qui offre les meilleurs affleurements de la série triasique en position légèrement renversée.

Si l'on reprend la coupe déjà citée à propos du Permien (paragraphe 2b) nous notons au-dessus des quartzites phylliteux verdâtres :

- 1 - Des quartzites blancs légèrement phylliteux (les phyllites soulignent une schistosité grossière) comportant à la base quelques gros galets de quartz blanc (niveau 4 de la coupe donnée au paragraphe II, 2b). Epaisseur 12 - 15 m.

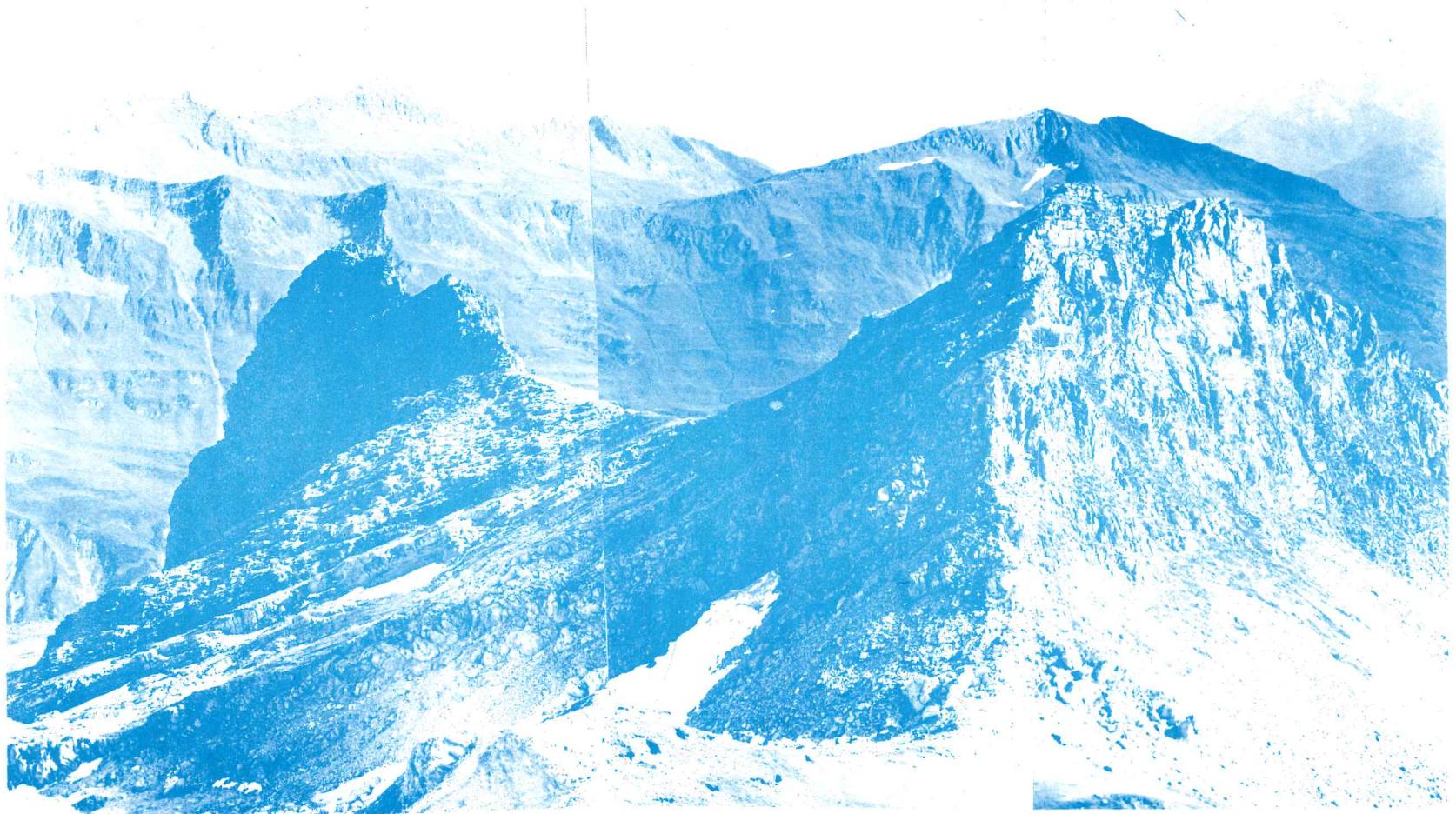


Photo n° 2 - Paysage triasique de l'extrémité nord du massif de la Pointe de Mya. Le sommet sombre de gauche (2555 m) est constitué par les quartzites verdâtres du Permo-Trias. Le talus, plus clair, est en quartzites du Werfénien. La vire sombre des schistes suprawerfénieniens arrive au col. Le sommet de droite (2564 m) est constitué par la série calcaro-dolomitique.



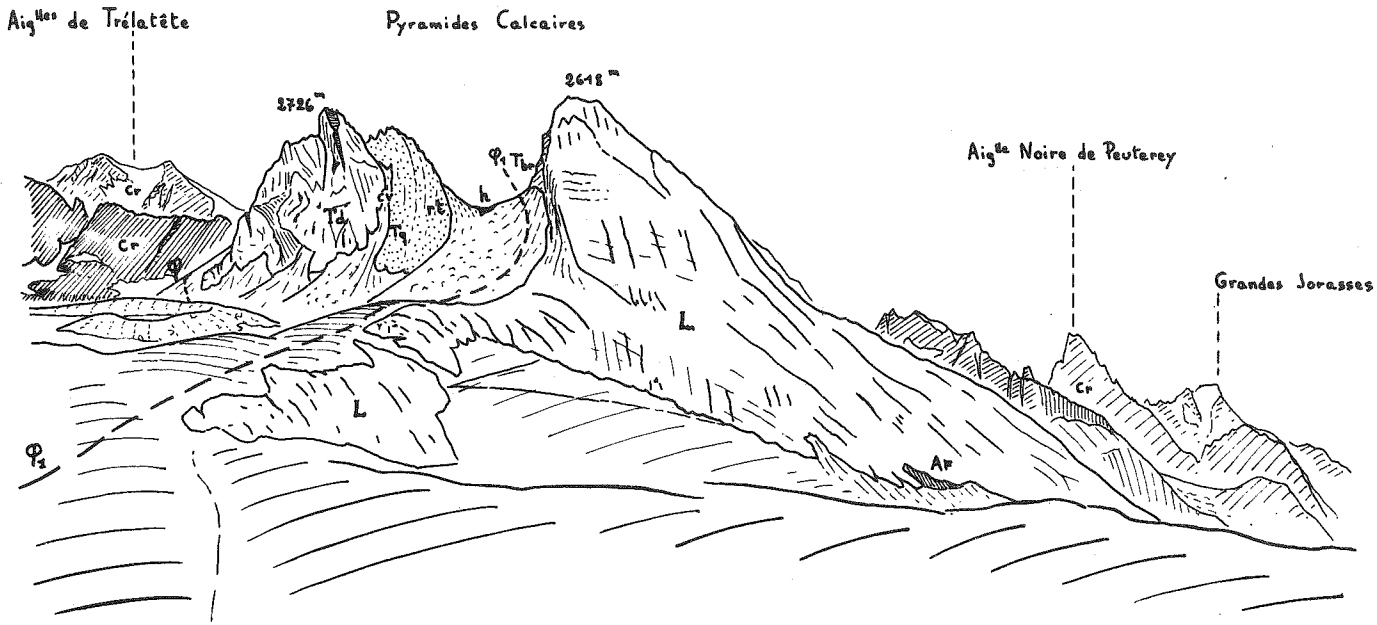


Figure 11 - Les Pyramides Calcaires vues du versant italien du col de la Seigne. -

Cr : cristallin du massif du Mont-Blanc ; h : schistes houillers ; rt : Permo-Trias ;  
Tq : Trias inférieur ; cv : calcaires vermiculés ; Td : Trias moyen calcaro-dolomitique ;  
Tbr : brèches du Trias supérieur ? ; L : Lias ; AF : ensemble antéflysch ;  $\Phi$  : chevauchement pennique frontal ;  $\Phi_1$  : contact entre l'unité de Moûtiers et celle du Roignais-Versoyen.

- 2 - Pour observer la coupe de façon continue au-dessus du niveau précédent, il faut s'élever dans le couloir assez mal commode, encombré d'éboulis, qui occupe la limite entre les quartzites et la série calcaro-dolomitique. Vers la cote 2610 m, on peut observer la succession suivante : les niveaux de quartzites qui se terminent par un banc très compact, brun vert en patine, très cristallin, à surface légèrement scintillante à la manière de certaines dolomies grossières sont surmontés par :
- 3 - Un niveau peu épais (1 à 2 m) de calcaire gris mat, à débit en plaquettes, formant de belles dalles redressées sur lesquelles on peut observer des vermiculures très nettes, quoique assez peu typiques. Elles apparaissent en gris foncé sur un fond gris plus clair. Ce niveau marque une petite vire.
- 4 - Un banc de dolomie compacte à patine capucin. De nombreux accidents dolomitiques en relief sur les surfaces altérées, paraissant correspondre à des fragments de tests de lamellibranches. L'épaisseur du banc varie de 3 à 5 m. Elle se réduit très rapidement pour des raisons probablement tectoniques, et une vingtaine de mètres plus bas (cote 2590 m) le niveau 3 vient au contact immédiat avec le niveau 5.
- 5 - 1,50 à 2 m de schistes noirs à violacés, patinés d'une teinte rougeâtre, tendres, fissiles donnant une deuxième petite vire.
- 6 - 10 à 15 m de dolomies jaune crème à cassure claire prenant souvent un aspect marmoréen lardé de filonnets de calcite. Le litage de la roche est bien marqué (bancs de 0,10 à 0,20 m).
- 7 - Un marbre gris faisant nettement effervescence à l'acide, à patine gris clair. Ce niveau est compact et mal stratifié (épaisseur probable une trentaine de mètres).
- 8 - 4 à 5 mètres d'une dolomie à patine crème ou ocre, à cassure gris clair, présentant des vestiges organiques probables dolomitisés (algues ?).
- 9 - Un épais niveau de dolomies grises, à patine cendrée, à cassure grise très fine. Ces dolomies passent à de fausses brèches dolomitiques très nettes mais les rapports entre les deux ensembles ne peuvent être étudiés commodément pour des raisons tectoniques. Nous arrivons là, en effet, dans une zone de replis et la coupe risque de n'être plus très significative.





10 - L'extrémité de cette coupe est marquée par les cargneules du front pennique.

### a3) Zone des écailles frontales

La zone des écailles frontales qui se développe entre les Pyramides Calcaires et le Pas entre Deux Sauts, ne montre à l'affleurement que des terrains allant du Carbonifère au Trias. Son attribution paléogéographique est pour cette raison difficile à établir. Structuralement elle paraît devoir être rattachée à l'unité de Moûtiers dont elle marquerait en quelque sorte la disparition progressive (P. ANTOINE, 1970). Une seule coupe du Trias à peu près correcte peut y être relevée le long du ravin affluent de la Doire de Veni, situé 1,5 km au Sud Ouest du lac Chécrouit, sous le col de Toula. Cette coupe est très commodément accessible depuis le chemin de grande randonnée allant du lac Combal à Dolonne par le Plan Chécrouit. (Coordonnées du point de départ : x = 37,250 ; y = 71,450 ; z = 2300. Feuille Mont-Blanc - carte d'Italie au 1/25 000). Nous observons de haut en bas (coupe n° 3, fig. 12) :

- 1 - Un niveau de cargneules qui affleure sur le chemin.
- 2 - 4 à 5 m de schistes noirs à reflets rougeâtres rappelant le Houiller par certains aspects.
- 3 - 0,50 à 0,80 m. Conglomérat à gros éléments de dolomies brunes et crème et de calcaire gris. Le ciment est calcaire.
- 4 - Le conglomérat précédent encroûte la partie supérieure d'un marbre gris bleu, zoné, d'aspect cristallin saccharoïde, très analogue aux marbres vus aux Pyramides Calcaires. Epaisseur 5 - 6 m.
- 5 - 4 m. Dolomie à patine jaune, à cassure ivoire, en bancs de 0,30 m.
- 6 - 1 m. Dolomie schisteuse de teinte ivoirine, passant stratigraphiquement à :
- 7 - 3,50 m de calcaire cristallin gris bleu en bancs massifs de 0,30 à 0,50 m d'épaisseur.
- 8 - 4 m. Calcschistes gris à débit feuilleté et patine rousse, portant des vermiculures très nettes.
- 9 - 5 m. Calcaire cristallin gris en bancs compacts analogue à 7.
- 10 - 3 - 4 m. Dolomies jaunes feuilletées.
- 11 - Quelques mètres de schistes gris ou argentés renfermant des bancs décimétriques de dolomie grise. Les schistes eux-mêmes sont parcourus par un réseau de filets dolomitiques bruns.
- 12 - 3 à 4 m de schistes noirs, violacés, très fissiles passant stratigraphiquement à :
- 13 - 15 à 20 m de quartzites blancs, à grain très fin, et cassure un peu farineuse, piquetée de taches d'oxyde de fer. Les bancs sont épais (souvent métriques) très compacts et présentent un débit caractéristique en blocs prismatiques.
- 14 - Remarque : sur 5 m d'épaisseur, à la base de la formation ces quartzites deviennent verdâtres, le grain augmente et devient plus grossier. De nombreux petits galets de quartz font leur apparition. La roche prend un aspect ocellé.
- 15 - Vient ensuite une série de schistes noirs ou bruns, à gros micas détritiques, de grès fins, de schistes gréseux, de schistes quartziteux d'aspect laiteux. Ces terrains appartiennent sans doute au Houiller.

### b) Unité du Roignais-Versoyen

Les affleurements triasiques deviennent extrêmement rares. On ne peut les observer qu'à la faveur de replis de grande amplitude et d'entailles d'érosion profondes. Les plus connus sont ceux de la vallée du torrent des Glaciers entre les Chapieux et Bonneval-les-Bains (anticlinaux de Crêt Bettex et du Pont Saint-Antoine). Ces affleurements se prêtent mal à une étude stratigraphique. Le Trias y est très incomplet, du fait d'érosions antéflysch importantes. Rappelons qu'aux Glinettes le "Flysch" transgresse directement les quartzites du Werfénien (H. SCHOELLER, 1929). En outre ces affleurements de la vallée des Glaciers sont tous d'un accès difficile. Un examen rapide ne révélant pas de différence avec les faciès homologues de l'unité de Moûtiers, nous n'avons pas jugé utile d'en donner les coupes.

Hormis la vallée des Glaciers, le Trias peut s'observer grâce à une autre coupure naturelle profonde, la vallée du Charbonnet, au Nord de Bourg-Saint-Maurice. Malheureusement les conditions tectoniques particulières ont dilacéré les affleurements et seule la partie supérieure de l'étage peut être étudiée dans d'assez bonnes conditions. La coupe correspondante sera donnée au paragraphe suivant, lorsque le problème du Trias supérieur sera abordé.

### 3 - Interprétation et discussion des coupes précédentes

Le Trias de la zone des Brèches de Tarentaise n'a jamais été étudié en grand détail, une fois établies les grandes subdivisions classiques. La coupe la plus complète a été décrite par R. BARBIER (1952) ; elle résulte de travaux réalisés à Moûtiers et n'est plus accessible. Aussi avons-nous cherché, dans la mesure du possible, à nous appuyer sur les travaux magistraux de F. ELLENBERGER, relatifs au Trias de la proche Vanoise. Une telle comparaison ne peut s'opérer qu'à titre indicatif, puisqu'un vaste domaine paléogéographique séparait, au Trias, la future zone des Brèches de Tarentaise, de la future zone briançonnaise.

#### a) Les quartzites de base .....

En Tarentaise, comme partout ailleurs dans les zones internes des Alpes, les coupes du Trias débutent par un niveau de quartzites. Nous le retrouvons à la base de trois coupes décrites ci-dessus ainsi que dans de nombreuses écaillés non mentionnées.

Dans la plupart des cas ces quartzites passent en continuité vers le bas aux faciès de quartzites phylliteux et conglomératiques représentant le Permien. Nous les attribuerons très classiquement au Werfénien.

#### b) Les schistes dits "suprawerféniens" .....

Très généralement au-dessus des quartzites vient un niveau schisteux noir (niveau 19, coupes 1 et 13, coupe 3) ou rougeâtre, très tendre. Il passe vers le haut à des schistes jaunes ou brunâtres finement gréseux qui renferment de minces lits ou des lentilles de dolomies rousses (niveaux 17, 18, coupe I et niveau II, coupe 3). Je n'ai jamais observé à ce niveau la présence de cargneules ou d'évaporites.

Cette formation peu épaisse, qui marque, en fait, la transition au Trias calcaro-dolomitique, sera tenue pour l'équivalent du niveau gypsifère inférieur du briançonnais (ces schistes sont en effet fréquemment surmontés par les calcaires vermiculés). Dans ces conditions j'adopterai l'opinion de F. ELLENBERGER (1958) qui attribue à cet ensemble un âge werfénien terminal. Le vocable de schistes suprawerféniens, adopté sur le terrain, pour des raisons de commodité n'est donc pas correct.

#### c) Le Trias "gris" et le Trias "jaune" .....

L'examen d'ensemble, sur le terrain, des affleurements du Trias calcaro-dolomitique montre une coupure nette quant aux teintes et au litage des séries. La partie supérieure est en général massive et présente une patine d'un gris très clair uniforme. La partie inférieure par contre est beaucoup plus litée et présente une patine dominante jaune. Dans ce cas, vers la base, apparaissent fréquemment des passages calcaires noirâtres à vermiculures.

- L'ensemble gris (niveau 3 coupe 1, niveau 9, coupe 2, absent coupe 3 ?, ou bien niveau 4) comporte les faciès suivants : calcaires gris, zonés, dolomies cendrées à cassure grise, brèches dolomitiques intraformationnelles. Les bancs sont en général épais.

- L'ensemble jaune (niveaux 4 à 19, coupe 1, niveaux 4 à 8, coupe 2, niveaux 5 à 12, coupe 3) est caractérisé, outre sa teinte, par un litage bien mieux marqué. Il renferme toujours à sa base une ou plusieurs intercalations de calcaires vermiculés (à ce titre la coupe n° 1, fig. 12 est intéressante en ce sens qu'elle montre des intercalations de calcaires vermiculés presque jusqu'au sommet de l'ensemble jaune). Le faciès de calcaires vermiculés, bien connus en briançonnais, que nous retrouvons ici, en Tarentaise constitue un excellent repère. Il était passé relativement inaperçu jusqu'à présent. H. SCHOELLER en fait une brève mention à propos du massif des Deux Antoines, mais sans y accorder une attention particulière ; R. BARBIER (1952) signale localement son existence à Moûtiers ; les auteurs italiens, après l'avoir ignoré, le mentionnent dans leurs travaux les plus récents (G. et P. ELTER 1965).

Un point de détail intéressant me paraît être la présence d'un niveau de schistes verdâtres extrêmement fins, très compacts vers la base de l'Anisien.

Ces schistes, par leur faciès, rappellent les niveaux de tufs rhyodacitiques décrits par R. CABY et J. GALLI (1964)

dans le Trias calcaire Briançonnais. Une différence importante réside cependant dans l'âge : Anisien inférieur ici, Ladinien dans les niveaux cités en référence. Une analyse chimique (An 30) a été effectuée sur notre niveau de schistes verts. Bien qu'elle ne soit pas directement comparable aux analyses publiées par CABY et GALLI (ici le  $\text{CO}_2$  n'a pas été dosé), elle reste néanmoins très proche.

Analyse 30												
$\text{Si O}_2$	$\text{Al}_2 \text{O}_3$	$\text{Fe}_2 \text{O}_3$	$\text{Fe O}$	$\text{Mg O}$	$\text{Ca O}$	$\text{Na}_2 \text{O}$	$\text{K}_2 \text{O}$	$\text{Ti O}_2$	$\text{P}_2 \text{O}_5$	$\text{Mn O}$	$\text{H}_2 \text{O}^+$	$\text{H}_2 \text{O}^-$
58,20	18,10	3,85	0,95	3,60	1,40	0,40	9,25	0,45	0,15		3,45	0,15

Le "Trias jaune" comporte, à sa base, les calcaires vermiculés qui constituent un repère commode dont la signification précise a été établie dans le domaine Briançonnais où ils marquent la base du Trias calcaire (Anisien inférieur) ainsi que l'ont montré F. ELLENBERGER (1958) et aussi J. DEBELMAS et M. LEMOINE, 1961 - J. GALLI, 1964). Le "Trias jaune" correspond donc selon toute vraisemblance à l'Anisien.

Le "Trias gris" par ses faciès s'accorde bien avec la description que donne F. ELLENBERGER du Ladinien de Vanoise occidentale.

#### d) Le problème du Trias supérieur

Dans toute la région étudiée il est impossible d'observer un passage stratigraphique aux termes supérieurs au Ladinien. De ce point de vue la Tarentaise ne se distingue pas de la majorité des autres régions des Alpes. Le Trias supérieur représente en effet souvent un niveau de décollement, et très rares sont les points où l'on peut l'observer dans son contexte stratigraphique normal. Dans bien des cas, il est même probable que le Ladinien est lui-même tronqué tectoniquement à sa partie supérieure.

Je me bornerai à citer quelques uns des faciès attribuables au Trias supérieur par comparaison avec les régions voisines :

##### d1) Les gypses et les cargneules

Ce sont les représentants les plus banaux du Trias supérieur dans le domaine "subBriançonnais" (s.l.). Il ne peut y avoir de doute quant à leur attribution, étant donné l'inexistence du niveau évaporitique du Werfénien supérieur. Tous les auteurs sont d'accord à ce sujet. Les cargneules sont les plus couramment représentées, elles présentent des teintes jaunes ou crème et offrent assez souvent un aspect terreux. Dans bien des cas elles sont conglomératiques englobant soit des plaquettes de schistes noirs comme au col de la Seigne, ou bien des blocs de calcaires et de dolomie.

Le gypse, s'il n'est pas présent partout, forme des amas importants, en particulier dans la Combe de la Nova, et la région de Plan Chécrouit. Lorsqu'il n'est pas visible, la présence de dolines trahit presque toujours sa présence en profondeur.

##### d2) Les schistes noirs

Dans le vallon du torrent de Dolonne, au pied du Mont Brisé, entre la station de départ du téléphérique de la Tête d'Arp et La Goletta, on rencontre à plusieurs reprises des schistes noirs très étroitement associés aux gypses. Ces schistes noirs sont extrêmement fins, de teinte gris ardoise et fréquemment pyriteux. Ils renferment de très fines paillettes de micas détritiques.

D'autres niveaux sont beaucoup plus gréseux et comportent des paillettes de micas détritiques plus grosses.

Ces faciès sont assez analogues à ceux du Houiller. Toutefois leur mode d'association au Trias supérieur est loin d'évoquer des écailles tectoniques emballées dans les gypses. Ces schistes dessinent en effet des bandes qui se suivent bien dans le paysage, en particulier sur le versant nord du chafron Tête d'Arp - Mont Brisé. On peut les observer assez facilement environ 400 m à l'Est de la station supérieure du télésiège du col Chécrouit. On constate qu'ils sont comme injectés au sein des gypses qui les surmontent. On peut dès lors se demander si en fait ces schistes n'appartiennent pas au Trias supérieur. Ils pourraient représenter un équivalent des schistes noirs à Equisetum décrits par F. ELLENBERGER en Vanoise par exemple. En l'absence de preuves paléontologiques, la question reste toutefois posée.

### d3) Les argilites

La présence d'argilites dans le Trias supérieur de la zone subbriançonnaise a été signalée par R. BARBIER (digitations de la Grande Moenda et du Perron des Encombres), ainsi que dans la zone ultradauphinoise ; il n'en signale pas dans la nappe des Brèches de Tarentaise. H. SCHOELLER, de son côté, n'en a jamais mentionnées dans le secteur qu'il a étudié.

Il m'a cependant été donné d'observer en de rares points la présence de roches de ce type (au-dessus des Chapieux par exemple, le long du sentier menant des chalets de la Raja aux chalets de Plan Varraro à l'altitude 1900 m environ, un peu en dessous du col de la Seigne, ou bien au col des Veis au pied nord de l'Aiguille de l'Hermitte). Leur situation est incertaine, elles jalonnent divers contacts anormaux et coexistent parfois avec des carneules. Par leur faciès de schistes verdâtres ou jaunâtres, d'aspect un peu cireux et au toucher onctueux, elles sont très semblables aux argilites attribuées au Trias supérieur dans la digitation de Ferret (M.B. CITA, 1953, R. TRUMPY, 1955a, R. ZULAUF, 1964). Je n'ai, par contre, jamais rencontré les faciès "lie de vin" considérés comme classiques à ce niveau.

### d4) Les brèches

Au col, entre les deux Pyramides Calcaires, affleure entre le Houiller et la masse de calcaires liasiques de la Pyramide méridionale, un niveau assez particulier.

Il s'agit d'une brèche présentant une couleur d'ensemble jaune. Elle est constituée d'éléments anguleux très hétérométriques. La taille moyenne des blocs varie de 10 à 20 cm. Le ciment est lui-même formé par une dolomie jaune pâle et il renferme une grande quantité d'éléments de petite taille allant de quelques millimètres à 1 ou 2 cm. Leur nature est la même que celle des plus gros, et leur patine est un peu plus claire que celle du ciment.

Cette brèche est en contact évidemment anormal avec le Houiller qui affleure au col entre les deux Pyramides. Par contre, elle semble être en concordance avec le Lias de la Pyramide méridionale. R. BARBIER (1951) l'avait attribuée au Malm par analogie avec certains faciès de brèches du Niélard. Mais ZULAUF (1964) puis G. et P. ELTER ont eu tendance à en faire, soit du Trias supérieur, soit du Rhétien. Cette hypothèse paraît la plus vraisemblable si l'on considère que la série de la Pyramide méridionale est normale et que les brèches en question représentent la base d'un ensemble daté avec certitude du Lias.

Un problème analogue se pose dans la vallée du Charbonnet, au Nord de Bourg-Saint-Maurice, pour des affleurements situés en rive gauche du ruisseau des Vieilles, sous le Fort 2000. Là, le soubassement de la zone des Brèches de Tarentaise réapparaît dans des conditions que nous aurons l'occasion de préciser ultérieurement. La majeure partie de l'affleurement visible est en série inverse et l'on passe de dolomies triasiques à des calcaires liasiques datés. Les termes intermédiaires sont observables le long d'un petit canal d'irrigation à la cote 1450 m qui suit la base des ressauts rocheux au Nord du Fort du Truc.

Au-dessus de dolomies compactes, beiges, renfermant une passée de schistes noirs (repli anticlinal aigu ?) vient une série plus tendre formant un petit couloir à l'aplomb du pont coté 1337 sur le Charbonnet. Ces niveaux plus tendres sont en réalité constitués de brèches à éléments très anguleux de dolomies noires, intercalée de lits de dolomies claires. En rive gauche du couloir, la teinte devient très jaune et l'on passe à une brèche à gros éléments de dolomie claire et à ciment dolomitique jaunâtre extrêmement feuilleté.

Au-dessus viennent des dolomies d'un gris jaunâtre à patine brune, d'épaisseur mal définissable, en raison d'un intense laminage tectonique. Le tout passe ensuite à la série liasique par l'intermédiaire d'un niveau de calcschistes gris mat.

Les conditions tectoniques complexes dans lesquelles se présente ce fragment de coupe incitent à la prudence. Toutefois, aux étirements mécaniques près, se traduisant peut-être par des déplacements relatifs limités, la succession des terrains paraît continue. Là encore, les niveaux de brèches et de dolomies jaunes paraissent attribuables au Trias supérieur ou au Rhétien.

Je voudrais insister sur deux faits remarquables :

- les brèches jaunes mentionnées ci-dessus, et en particulier celles des Pyramides Calcaires doivent être examinées de près pour que leur véritable nature se révèle. De loin elles miment des bancs de dolomies ordinaires. On pense alors immédiatement à une possibilité de régénération quasiment sur place de dolomies triasiques préalablement fragmentées (j'ai également hésité assez longuement à écarter l'hypothèse de brèches tectoniques).

- Le contact supérieur entre ces brèches et la série liasique qui la surmonte se fait soit directement avec le marbre gris aux Pyramides Calcaires, soit par l'intermédiaire de calcschistes gris et schistes noirs à la coupe du Charbonnet. Les faciès classiques du Rhétien, dolomies noires à patine brun jaunâtre ou olivâtre, calcaires et schistes noirs sont absents dans ce cas-là. H. SCHOELLER les a cependant mentionnés en plusieurs points de sa nappe de l'Embrunais. Par ailleurs un Rhétien relativement classique existe, nous le verrons, à la base du Lias dans l'unité voisine du Petit Saint-Bernard.

On peut donc se demander si, localement, dans les unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen, le Trias supérieur et le Rhétien ne seraient pas condensés sous un faciès bréchi que comme à la Pierre Avoi en Valais. L'existence des brèches à éléments noirs à la coupe du Charbonnet milite dans ce sens. On retrouve là, curieusement, un problème qui a été discuté par certains auteurs (J. DEBELMAS, 1955, F. ELLENBERGER, 1958) à propos de la zone briançonnaise. Ceci n'est, du reste, pas incompatible avec la paléogéographie de notre région. Nous verrons en effet que par bien des points, l'évolution paléogéographique de la cordillère taurine est assez proche de celle du géanticlinal briançonnais. Dans le cas présent, nos brèches post-triasiques ne seraient cependant pas d'origine continentale ou subcontinentale (absence de sidérolithique) mais marine.

#### 4 - Conclusions relatives au Trias

Malgré la rareté des coupes correctes, nous pouvons nous faire une idée assez précise de l'ensemble du Trias de la zone des Brèches de Tarentaise. Les faciès sont en général très proches de ceux du domaine briançonnais plus interne, et ceci jusqu'au niveau du détail (existence locale de brèches à la partie supérieure de l'étage). La seule différence vraiment importante consiste en une réduction considérable de l'épaisseur de chaque entité lithologique. Ceci confirme bien les idées généralement admises qui voient dans le secteur de Tarentaise une région paléogéographiquement intermédiaire entre les régions externes du domaine alpin où règnent les faciès germaniques réduits (subsidence quasi nulle), et le domaine briançonnais caractérisé par une subsidence très forte à cette période.

Les conditions de mobilité du fond marin tendent à devenir équivalentes dans l'un et l'autre domaine (du Briançonnais et de Tarentaise) au Trias supérieur.\* La fin de la période triasique voit effectivement en Tarentaise s'ébaucher une tendance à l'exhaussement du fond marin, conduisant presque à l'émersion de certains secteurs. On peut ainsi concevoir une paléogéographie assez complexe, impossible à reconstituer à l'aide des affleurements actuels. Des régions faiblement déprimées voyaient très probablement s'instaurer de véritables lagunes où se déposaient des évaporites alors qu'en d'autres points des brèches importantes et l'absence de niveaux évaporitiques indiquaient des hauts fonds proches de l'émersion. Cette particularité de la paléogéographie peut expliquer la rareté relative et la distribution capricieuse des affleurements d'évaporites.

---

\* - Cette comparaison doit cependant être nuancée, à la lumière des découvertes récentes de J-C. BARFETY, M. GIDON et M. LEMOINE. (Observations nouvelles et hypothèses sur le Trias supérieur de la zone briançonnaise, près de Briançon - C.R.Ac.Sci., 1970, t. 270, p. 2900-2902.).

#### IV. - LE LIAS

##### 1 - Généralités

Après une période confuse, il appartient à KILIAN et REVIL de déterminer ce qui, en Tarentaise, revenait exactement au Lias. Leurs vues furent ensuite précisées par H. SCHOELLER, puis R. BARBIER. Ce dernier montra en particulier l'intérêt d'une étude comparative des séries liasiques représentées dans les diverses unités tectoniques qu'il reconnaissait dans le domaine subbriançonnais. La conclusion, évidente, était qu'au Lias des mouvements tout à fait préliminaires, "embryonnaires", avaient déjà une répercussion sur la sédimentation, esquissant une paléogéographie qui allait s'accuser par la suite. Dans ce cadre précis, la zone des Brèches de Tarentaise était caractérisée dès le Lias par un calcaire subécifal, indiquant des conditions de mer peu profonde, zone de hauts-fonds, ébauche des futures cordillères.

##### 2 - Les principaux faciès

Plus encore que les termes précédents, le Lias se trouve dans notre région réduit à l'état d'affleurements isolés, écaillés, et il ne présente pour ainsi dire jamais de coupes continues.

###### a) Domaine externe : unité de Moûtiers, front de l'unité du Roignais-Versoyen.

Les deux principaux affleurements sont ceux des Chapieux (Crêt Baudin) et de la Pyramide Calcaire méridionale (Haut Val Veni). Ces deux localités ont déjà fait l'objet de nombreuses études et publications (H. SCHOELLER, 1929, R. BARBIER, 1951b et c, P. ELTER, 1951 et 1954, G. et P. ELTER, 1965).

Le faciès est un calcaire marmoréen, gris clair en patine, gris bleuté en cassure, dans lequel la calcite est en général très largement recristallisée. Sous le microscope on n'observe qu'un assemblage granoblastique de calcite, la recristallisation ayant effacé, dans la plupart des cas, le faciès sédimentaire primaire. Si la lame est un peu épaisse, dans certains cas favorables, on peut observer des fantômes de débris organiques.

Ce calcaire a cependant délivré quelques vestiges fossiles (R. BARBIER, 1951b) : bélemnites, articles de crinoïdes, polypiers, sections et empreintes d'ammonites indéterminables.

La plupart de ces découvertes peuvent être refaites à l'occasion d'excursions, mais les précisions chronologiques restent vagues.

Des accidents siliceux ne sont pas rares au sein de ces calcaires. Ils peuvent former des filets horizontaux, en légère saillie, sur les surfaces exposées aux intempéries. Ces filets s'anastomosent parfois entre eux de façon à former une sorte de réticulum à grande maille. Ce fait avait déjà été mentionné par H. SCHOELLER à Crêt Baudin, de même que la présence de silex blanc. J'ai retrouvé de telles zones siliceuses dans les blocs éboulés au pied du versant sud est de la Pyramide méridionale.

Tous les auteurs français connaissant la Tarentaise rapprochent sans exception ces faciès de ceux des Etoits du Saix en amont de Moûtiers. Dans cette localité le calcaire marmoréen est attribué au Lias depuis KILIAN et REVIL puis H. SCHOELLER. En 1951 R. BARBIER, avec la découverte d'une grosse ammonite "à allure d'ariétite" précise cette attribution. Il semble même que l'on puisse attribuer au Lias moyen la majeure partie de la formation.

###### b) Domaine interne : secteur oriental de l'unité du Roignais-Versoyen

Les affleurements précédents sont cantonnés au front de la zone des Brèches de Tarentaise. Il en existe une deuxième série qui apparaît sur la marge interne de l'unité du Roignais-Versoyen et qui présente déjà des différences lithologiques intéressantes.

Malheureusement, plus encore qu'ailleurs, la tectonique vient perturber ici la disposition logique des termes de la série. Le Lias n'apparaît en effet sporadiquement que dans des chapelets de pointements rocheux alignés sur le versant sud de l'Aiguille de Prainan ( de la Croix de Prainan à Plan André dessous), et dont l'incohérence primitive, d'origine

tectonique, s'est encore trouvée aggravée par un glissement plus ou moins généralisé du versant. Ces affleurements liasiques se poursuivent en rive droite du Charbonnet, par la barre calcaire formant le versant droit du vallon des Vieilles (localité déjà citée à propos du Trias supérieur) permettant une meilleure observation, mais ne présentant pas tous les faciès.

#### b1) Coupe du Charbonnet

Si nous reprenons la coupe donnée à propos du Trias (paragraphe 3d, d4) nous observons, au-dessus du dernier banc de dolomies blondes à patine brune une vire correspondant à :

- une série de calcschistes épaisse d'une quinzaine de mètres. Ces calcschistes présentent une teinte gris mat avec une zonation jaunâtre assez diffuse correspondant à des passées plus siliceuses. Le tout est très microplissé. En plaque mince le constituant majeur est bien entendu la calcite accompagnée de phyllites et d'un peu de quartz. Les cristaux de calcite étirés et les phyllites dessinent des replis (plus semblables) dont les flancs étirés ou rompus matérialisent la schistosité. Celle-ci est souvent soulignée par des amas de minéraux opaques (pyrite, oxydes de fer). Aucun vestige organique n'est décelable.
- au-dessus viennent 5 à 6 m de schistes noirs très tendres, granuleux, formant couloir, s'intercalant de niveaux calcaires vers le sommet. Cet ensemble se termine par 0,30 m de calcschistes feuilletés et tachetés.
- puis sur 1 m vient un calcaire gris foncé à patine roussâtre où le litage s'estompe. La cassure est finement spathique. Les surfaces altérées montrent des sections plus claires de lamellibranches et de gastéropodes.
- vient ensuite la masse principale formée d'un calcaire massif, gris foncé, spathique, montrant de nombreux vestiges organiques : bélemnites, sections de gastéropodes, de lamellibranches, et même une section d'ammonite découverte par C. STURANI lors d'une excursion commune.

Sous le microscope le calcaire se montre effectivement riche en débris organiques (particulièrement en plaques d'échinodermes). La recristallisation a déjà bien atténué les structures ; à noter également, l'abondance de pigments opaques.

#### b2) Versant sud de l'Aiguille de Prainan

Nous décrivons rapidement les principaux faciès rencontrés :

##### - Affleurement de la Croix de Prainan (altitude 1960-1970 m)

Cet affleurement relativement restreint se trouve situé juste en contrebas de la Croix rustique érigée environ à 200 m au Sud Ouest des chalets de Prainan (non indiquée sur la feuille au 1/20 000 Bourg-Saint-Maurice n° 4).

A la Croix même, et juste au-dessous, affleurent les roches vertes du Versoyen, sous forme de pillows-lavas très peu déformés (H. LOUBAT, 1965). Ces roches vertes paraissent reposer (le contact n'est toutefois pas visible et l'on ne peut rien dire de sa nature) sur une coupole de calcaire assez analogue à celui du Charbonnet (débris de lamellibranches et gastéropodes). Ce calcaire est enveloppé par un mince niveau de calcschistes feuilletés et tachetés.

Dans l'éboulis issu de cet affleurement, qui s'étend jusqu'à un lacet de la piste d'alpage de Prainan, sis en contrebas, on peut récolter des spécimens intéressants. Outre divers types de roches vertes, fragments de pillows ou pillows entiers, croûte variolitique, on découvre assez facilement des blocs d'un calcaire gris foncé à cassure légèrement spathique et à patine roussâtre, renfermant des articles de pentacrines et des bélemnites en assez grand nombre.

##### - Affleurements de la piste de Prainan

- A l'altitude 1860 m, au bord de la piste d'alpage de Prainan, affleure un beau calcaire marmoréen gris bleuté à gris rosé, très analogue à celui des Pyramides Calcaires.
- A 1850 m, toujours au bord de la même piste, on peut observer un fragment de coupe montrant en série renversée
  - a) - un calcaire spathique gris foncé, très bréchique,
  - b) - une petite vire schisteuse,
  - c) - des dolomies jaunes bréchiques.

On observe donc là une réplique, plus réduite, de la coupe "du Charbonnet".

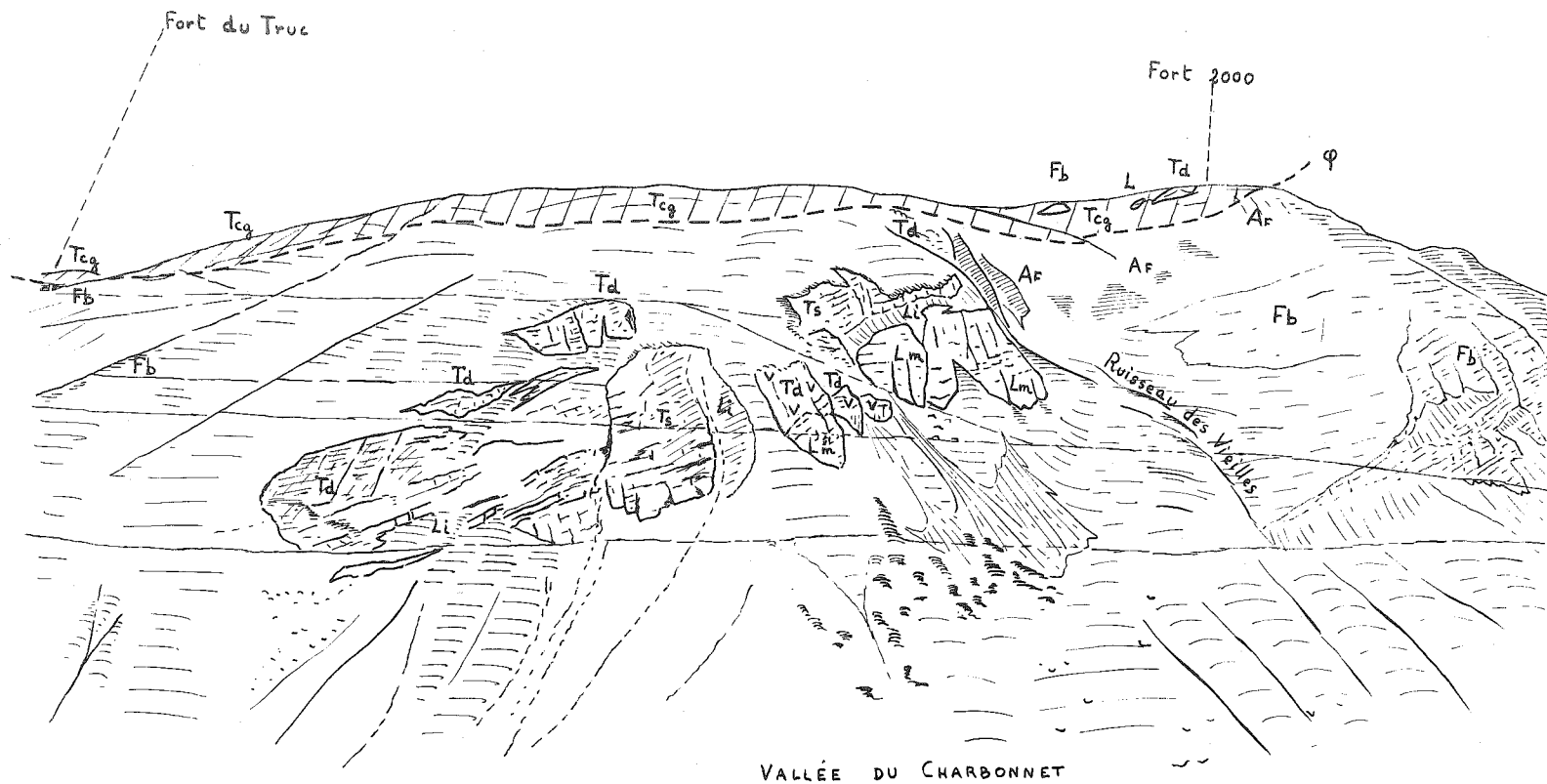


Figure 13 - Panorama de la rive droite du Charbonnet sous le fort 2000 -

Fb : formation basale du "Flysch" de Tarentaise ; AF : ensemble antéflysch ;  
 Lm : calcaires bioclastiques ; Li = calcschistes ; Ts : brèches du Trias supérieur ;  
 Tcg : cargneules du Trias supérieur ; Td : Trias moyen ;  $\Phi$  : contact de l'unité  
 de Salins sur l'unité du Roignais-Versoyen. Quelques "blocs klippes" de la  
 cicatrice des Forts (p. 257) ont été indiqués.



- Quelques mètres plus bas, dans un virage, affleure un énorme bloc calcaire (cote 1845) présentant le faciès de calcaire spathique gris foncé précédent (dernier niveau de la coupe du Charbonnet). Outre de très nombreux vestiges d'organismes dont des sections de bélemnites, cet affleurement m'a fourni une section très reconnaissable de Gryphea arcuata. La partie supérieure de ce bloc est un calcschiste très feuilleté grenu.

La granulation, dans certains cas, peut faire penser à des entroques de petite dimension (sections elliptiques). En fait il n'en est rien et, sous le microscope, on n'observe que très rarement des fragments organiques attribuables à des échinodermes. La granulation est due à une sorte de ségrégation d'un pigment opaque (oligiste ?) qui se regroupe en flots plus ou moins délimités. Il nous est apparu dans certains cas que ces concentrations pigmentaires paraissent associées à des fantômes de vestiges organiques.

#### - Affleurements de Plan André

A l'altitude 1670 m, au-dessus des derniers chalets du petit alpage de Plan André, on peut observer un faciès nouveau. Il s'agit d'un calcaire gris mat en patine, à cassure finement spathique, renfermant d'abondantes passées de silex noir. Sous le microscope, on ne remarque aucun vestige organique. Le fond de la roche est constitué de calcite granoblastique, salie par un pigment opaque assez abondant.

#### Conclusions relatives aux affleurements du versant sud de l'Aiguille de Prainan

En dépit de leur dispersion "géométrique", les affleurements du versant sud de Prainan permettent un certain nombre de conclusions limitées.

Nous avons, tout d'abord, la certitude que la coupe dite du Charbonnet décrite à propos du Trias supérieur et qui montrent les termes inférieurs de la série depuis les dolomies bréchiqes post-triasiques, se retrouve à Prainan. Les calcaires massifs noirs sur lesquels s'achève la coupe ci-dessus en rive droite du Charbonnet, peuvent être datés sous Prainan du Lias moyen (Sinémurien probablement). Les autres faciès rencontrés, et plus spécialement le calcaire à silex paraissent se situer au-dessus des calcaires précédents. Quant aux calcaires marmoréens, il est difficile de leur attribuer d'emblée une place dans cette série. Peut-être en occupent-ils le sommet, comme c'est le cas dans la digitation du Niélard (R. BARBIER, 1948).

La série liasique de la marge interne de l'unité de Roignais-Versoyen s'établirait ainsi :

- brèches dolomitiques (Trias supérieur - Rhétien)
- calcschistes gris et schistes noirs (Lias inférieur)
- calcaires noirs spathiques bioclastiques )
- calcaires à silex noirs ) Lias moyen
- calcaires marmoréens ) et supérieur ?

### 3 - Conclusions générales

Les affleurements existants sont trop peu nombreux pour que des enseignements d'ordre paléogéographiques puissent en être tirés.

Dans l'ensemble le Lias conserve un faciès peu profond quasi littoral, représenté surtout par des calcaires bioclastiques parfois subrécifaux, ce qui est caractéristique de la zone des Brèches de Tarentaise. Une différenciation lithologique se manifeste cependant à la marge interne de l'unité du Roignais-Versoyen, traduisant une stabilité moins grande des conditions bathymétriques ; ainsi l'on notera l'apparition de faciès bréchiqes entre le Trias supérieur et le Rhétien, un Lias inférieur plus schisteux, puis au Lias moyen, les classiques calcaires spathiques et calcaires à silex.

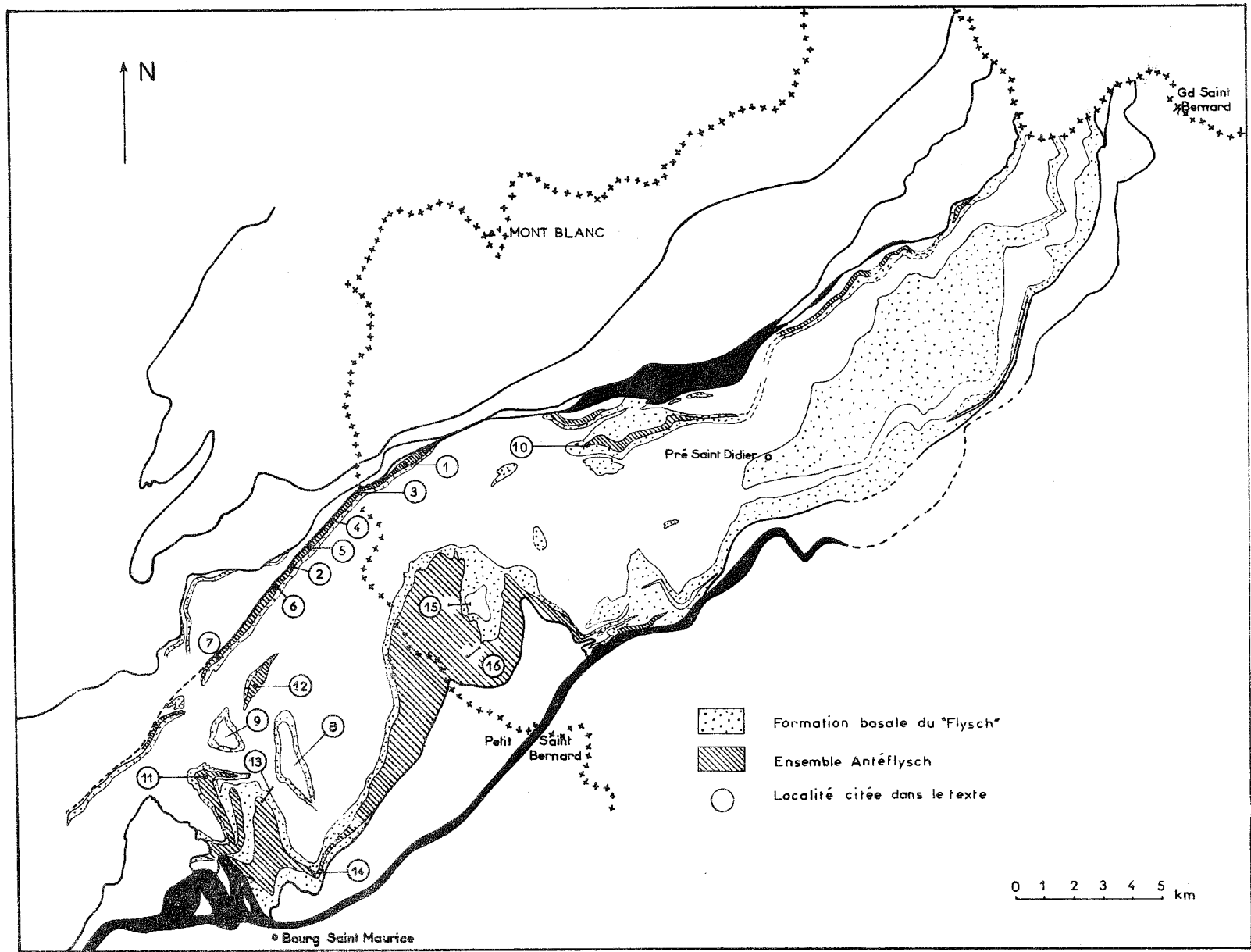


Planche 3 - Emplacement des principales localités citées dans l'étude de l'ensemble antéflysch.

B. - ETUDE DU BASSIN CRÉTACE DE TARENTEISE

INTRODUCTION

La dénomination "bassin crétacé de Tarentaise" s'applique ici à l'aire de sédimentation qui s'est installée, peu à peu, sur le vaste domaine paléogéographique affecté, au préalable, par le régime d'oscillations à résultante positive désigné par le terme général de "cordillère tarine". Nous aurons l'occasion de montrer que la période d'activité de cette aire de sédimentation s'est étendue sur la quasi totalité du Crétacé. Il n'existe, par contre, aucun argument décisif prouvant que cette activité ait persisté au début du Tertiaire, bien que cette hypothèse soit retenue par certains auteurs. La dénomination commode de bassin crétacé nous paraît ainsi justifiée.

L'exposé comprendra deux grandes subdivisions. Dans la première nous étudierons les terrains correspondant à une période de calme sédimentaire relatif accompagné d'épanchements volcaniques sous-marins importants, et qui précède dans le temps l'apparition du "Flysch" de Tarentaise. Cet ensemble, qualifié pour cette raison "ensemble antéflysch" est caractéristique de l'unité du Roignais-Versoyen. L'étude se limitera donc à ce cadre restreint.

La seconde subdivision permettra l'étude des terrains résultant d'une période d'activité sédimentaire intense et qui constituent la série détritique de Tarentaise (flysch des auteurs). Pour atteindre à plus de généralité et à une meilleure compréhension de la signification du phénomène nous serons amenés à déborder assez largement le cadre précédent, tant au Sud Ouest qu'au Nord Est. Nous engloberons ainsi dans une même vue d'ensemble les unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen.

Enfin pour faciliter l'ensemble de l'exposé je rappelle ci-dessous les diverses subdivisions admises jusqu'à maintenant par les auteurs dans les formations du bassin crétacé défini ci-dessus.

Ensembles sédimentaires	H. SCHOELLER	R. TRUMPY
Série détritique de Tarentaise ou Flysch de Tarentaise (par commodité)	Flysch	Couches de Saint-Christophe
	Schistes noirs à quartzites verts	Couches des Marmontains
	Conglomérats de base	Couches de l'Aroley
Ensemble antéflysch	Non distingué	Couches de la Peula Couches de la Vaise

## I. - L'ENSEMBLE ANTEFLYSCH

### 1 - Généralités

Les auteurs suisses, à la suite de R. TRUMPY, ont considéré depuis longtemps qu'il existait, sous les conglomérats et calcaires de la base du "Flysch" de Tarentaise, des terrains assez différents, constitués de schistes, grès et conglomérats (couches de la Vatsse et de la Peula). R. ZULAUF (1964) pense retrouver ces termes lithologiques au Sud Ouest de la Doire baltée, notamment dans le secteur des cols d'Arp et de Youla au Sud Ouest de Courmayeur, aux Pyramides Calcaires et en rive gauche du torrent des Glaciers en France. C'est en voulant vérifier le bien fondé de cette généralisation, qui s'est avérée en grande partie exacte, que j'ai été amené à définir un ensemble sédimentaire beaucoup plus vaste, auquel le rattachement de la série volcano-sédimentaire du Versoyen confère une signification paléogéographique et géodynamique fondamentale.

Les terrains de l'ensemble antéflysch ne peuvent être observés que lorsque le soubassement même des conglomérats de base du "Flysch" est visible, c'est-à-dire en principe au cœur des grandes structures anticlinales. Les affleurements se trouvent ainsi répartis aux marges externes et internes de l'unité du Roignais-Versoyen, mais rarement dans le corps même de l'unité, et cela uniquement à la faveur de structures particulières. Je suis donc amené à distinguer trois groupes d'affleurements : ceux des domaines externes, médians et internes. Le repérage des diverses coupes et localités mentionnées dans les paragraphes à venir est donné sur la planche n° 3, sous forme d'un numéro rappelé en tête de chaque paragraphe.

### 2 - Le domaine externe

L'ensemble antéflysch forme un liséré continu, sous les conglomérats de base du flysch, sur la bordure externe de l'unité du Roignais-Versoyen, entre les Chapieux et le Val Sapin (planche 3). Il s'agit d'une étroite bande de terrains à dominante schisteuse, reposant tectoniquement sur des termes appartenant à la zone des écaillles frontales, ou à l'unité de Moûtiers.

#### a) Le massif des Pyramides Calcaires (pl. 3, point 1)

La coupe que l'on peut relever sur le versant sud est de la pyramide méridionale compte parmi les plus intéressantes. Elle est même unique, en ce sens qu'il s'agit du seul endroit où l'on puisse observer commodément et en dehors de toute complication tectonique, les relations du "Flysch" et de son substratum. A ce titre elle a déjà été souvent décrite, notamment par P. ELTER, 1952.

#### a1) Description de la coupe

(Le début de la coupe est pratiquement situé à l'intersection du méridien 31 et du parallèle 70 du carroyage de la feuille Mont-Blanc au 1/25 000 de la carte d'Italie). Du fait des placages d'éboulis ou de glaciaire, il est impossible d'avoir une vue continue de la série. De haut en bas topographiquement, c'est-à-dire de bas en haut stratigraphiquement, nous observons :

1 - le calcaire marmoréen gris-bleu qui forme la Pyramide méridionale. Les derniers bancs présentent un aspect particulier, bien décrit par les auteurs italiens (G. et P. ELTER, 1965).

La surface des bancs montre (photo 3) des flots de calcaire gris marmoréen, isolés par des passées d'un calcaire cristallin roux, finement gréseux et spathique, bioclastique (bélemnites crinoïdes). Cette disposition évoque parfaitement, ainsi que l'ont décrit G. et P. ELTER, le remplissage d'un ancien karst ou tout au moins d'une ancienne surface lapiazée. La teinte rougeâtre que l'on peut observer entre le calcaire gris et le calcaire roux fait penser, effectivement, à un sidérolithique. Se basant sur ces différences, G. et P. ELTER inclinent à attribuer au Malm le calcaire roux.

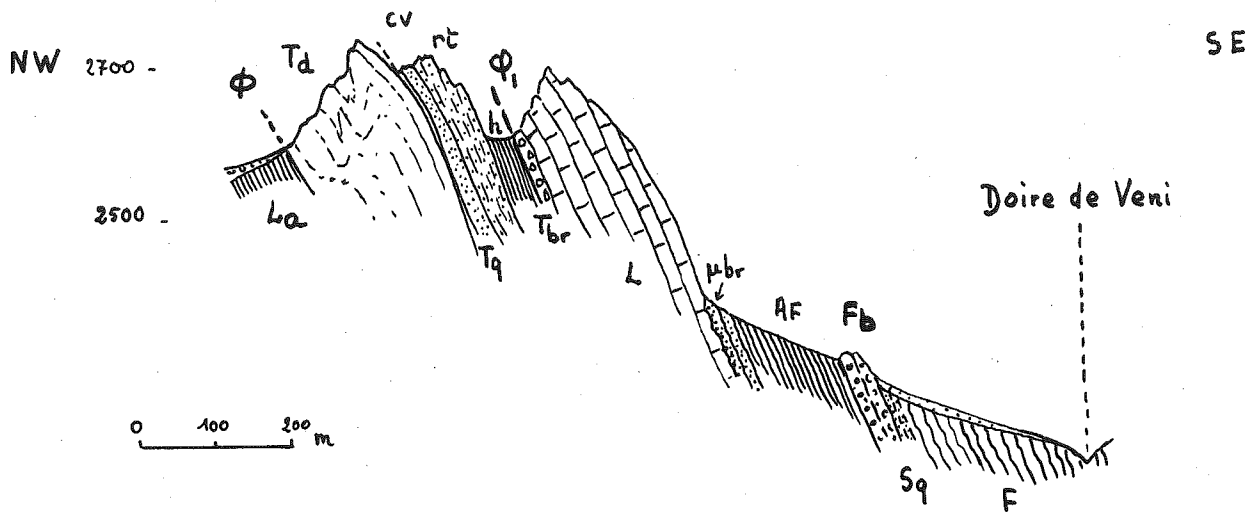


Figure 14 - Coupe des Pyramides Calcaires -

Autochtone : La = Lias indifférencié - Unité de Moûtiers : h = Houiller ; rt = Permotrias ; Tq = Trias inférieur ; c.v. = calcaires vermiculés ; Td = Trias moyen - Unité du Roignais-Versoyen : Tbr = Trias supérieur ? L = Lias ; br = microbrèches et conglomérats de la base de l'ensemble antéflysch ; AF = ensemble antéflysch ; Fb = formation basale du "Flysch" ; Sq = schistes à quartzites verts ; F = Flysch ; Ø = front pennique ; Ø<sub>1</sub> = contact entre unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen.

Ensuite vient une série transgressive représentée par des brèches et microbrèches. Bien que mal visible la coupe est la suivante :

- 2 - un premier banc de brèches et microbrèches encroûtant la surface des calcaires gris et roux précédents. Epaisseur : environ 10 m.
- 3 - une passée de schistes gris de fer, luisants. Epaisseur : 1,50 m.
- 4 - un niveau de brèche à éléments décimétriques. Epaisseur : 2 m environ.
- 5 - des schistes gris fer, tendres, luisants. Epaisseur : 2 m.
- 6 - des niveaux gréseux et microbréchiq. Epaisseur : 4 m au moins.
- 7 - une série épaisse de schistes noirs calcschistes et grès fins. Epaisseur : 120 à 130 m.
- 8 - des calcaires microbréchiq. et conglomérats en gros bancs représentant la série détritique de la base du "flysch".

#### a2) Description des principaux faciès

##### - Niveau détritique : (2, 4, 6)

Il s'agit tantôt de brèches, tantôt de microbrèches, mais, si la granulométrie est variable, la nature des éléments l'est peu. La roche se présente comme une brèche à ciment de calcaire cristallin gris-bleu foncé, à éléments dolomitiques prédominants. La proportion des éléments est de l'ordre de 50 % du volume total. Ceux-ci sont anguleux, légèrement émoussés. En affleurement les éléments dolomitiques revêtent une patine capucin. En cassure, toutefois, on reconnaît les diverses variétés connues dans le Trias. Les niveaux à granulométrie plus forte montrent une proportion plus grande d'éléments de calcaire cristallin (du Lias ou du Trias). Il est remarquable que ces éléments soient absolument indemnes de toute déformation tectonique (photo 4).

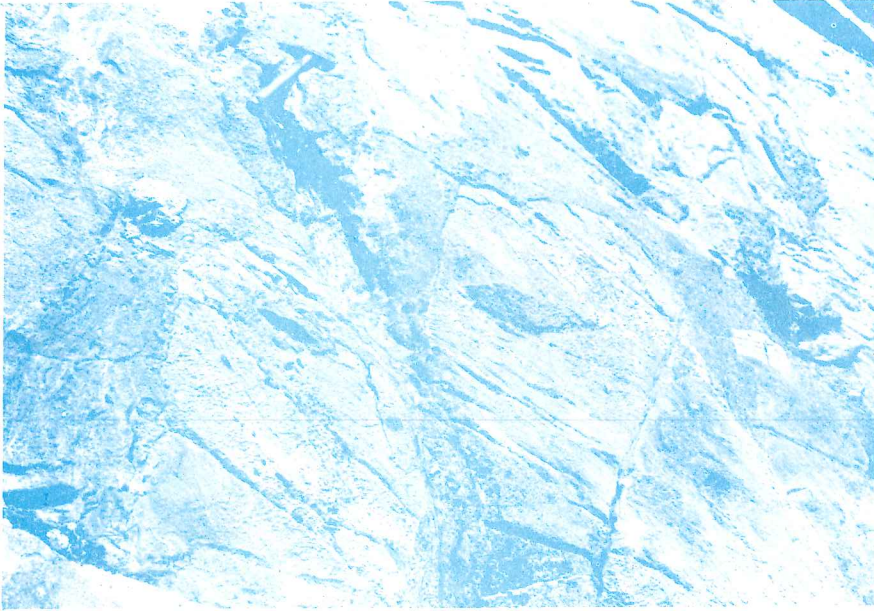


Photo n° 3 - Pyramide calcaire méridionale -  
Conglomérats et microbrèches de l'ensemble antéflysch encroûtant les  
calcaires liasiques corrodés.

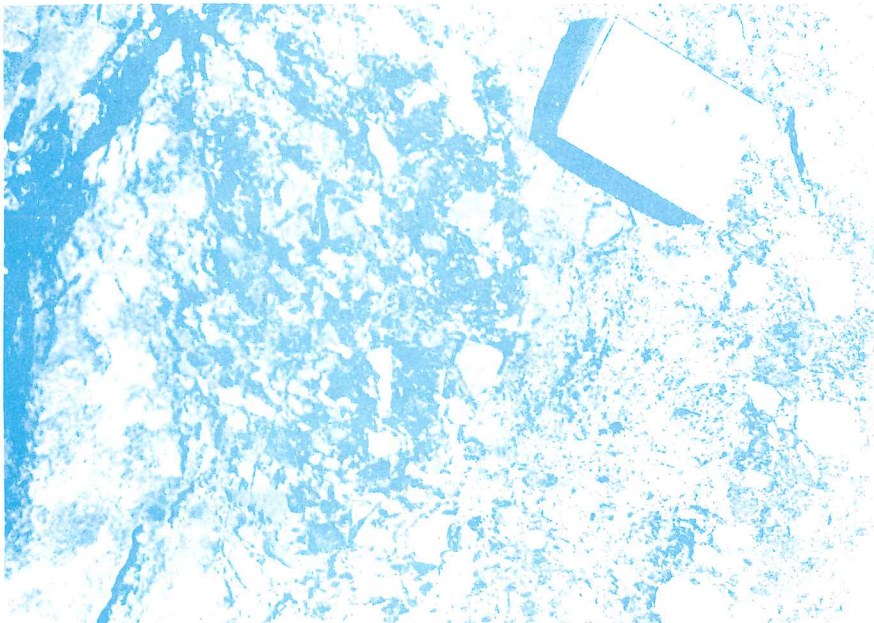


Photo n° 4 - Détail des microbrèches -

Sur certains affleurements on peut constater que la disposition est lenticulaire (litage entrecroisé), avec parfois un granoclassement marqué. Je mentionnerai enfin, à titre de curiosité, la découverte d'une grande bélemnite dans un bloc de ces brèches.

Sous le microscope on constate que le ciment est formé de grandes plages de calcite granoblastique, tantôt claires, tantôt salies par un pigment opaque. Les phyllites sont peu abondantes et se rencontrent soit à la périphérie de certains éléments, soit le long des fissures. Elles sont alors très nettement orientées en dépit de l'aspect équante de la roche. Elles sont, en général, associées à du quartz néoformé. Parmi ces phyllites, on observe une chlorite brun acajou, très pléochroïque. Parmi les détritiques fins, le quartz est peu abondant, mais on rencontre parfois, en quantité appréciable, des plagioclases. Les éléments montrent divers types de dolomies, le plus fréquent étant une dolomie fine cryptocristalline, parfois brunie par la présence d'oxyde de fer. On remarque également la présence de divers types de calcaire, dont un calcaire oolithique.

#### - Série schisteuse

La série schisteuse présente les faciès suivants :

- calcschistes à surface rugueuse, légèrement phylliteuse,
- schistes gréseux légèrement lustrés. Les niveaux plus gréseux soulignent le litage primitif de la roche donnant parfois une linéation par intersection avec la schistosité,
- calcschistes gréseux, rougeâtres en bancs compacts, épais parfois de 0,10 m,
- le faciès le plus fréquemment représenté est celui de schistes argileux, noirs, zonés de niveaux plus gréseux roussâtres.

#### a3) Interprétation de la coupe des Pyramides Calcaires

Le niveau (1) représente le Lias sous son faciès classique de Tarentaise. Le niveau (8), qui est surmonté par des schistes noirs à quartzites verts, puis par le flysch (visibles dans les ravins à 400 m à l'Ouest des chalets supérieurs de la Lex Blanche), représente la formation basale du "Flysch". Le niveau forme, du reste, une barre très continue depuis les Pyramides Calcaires jusqu'à la Combe de la Nova, au Sud des Chapieux. C'est dans un galet de ces conglomérats que FRANCHI avait trouvé une bélemnite (\*) à peu de distance du col de la Seigne (voir aussi R. BARBIER, 1951a). Les niveaux 2 à 7 (microbrèches et série schisteuse) sont donc compris entre le Lias qu'ils transgressent et la base du "Flysch" de Tarentaise auquel ils passent stratigraphiquement, ainsi que nous le verrons mieux dans les coupes suivantes.

Les arguments paléontologiques font malheureusement défaut pour préciser l'âge des divers termes de la coupe précédente. Celle-ci tient pourtant une place importante dans la discussion de l'âge de la série détritique de Tarentaise que j'aborderai ultérieurement. Il faut cependant rappeler ici que P. ELTER (1954) a découvert de petites Orbitolines dans les niveaux microbréchiens de base (équivalents de 2, 4, 6) (\*\*). La coupe précédente montre alors clairement qu'il est inexact de paralléliser ces niveaux microbréchiens (à restes d'Orbitolines) avec les conglomérats de la base du "Flysch" ainsi que cela paraît avoir été fait par R. TRUMPFF (1955a) et les auteurs suisses. Les deux niveaux sont bien distincts et se succèdent dans le temps. (fig. 14). G. et P. ELTER ont, du reste, mis très nettement les choses au point dans une publication de 1965.

La coupe des Pyramides Calcaires montre donc :

- qu'il existe un ensemble de terrains à dominante schisteuse transgressifs sur du Lias, dont l'âge est au moins Barrémien-Aptien à la base ;
- que ces terrains sont surmontés par la série détritique de Tarentaise débutant par les faciès conglomératiques classiques en Savoie.

La continuité s'établit parfaitement du point de vue cartographique quant à ce dernier niveau, entre les levés de SCHOELLER et ceux des auteurs italiens, ce que confirme, en outre, ma propre cartographie.

---

(\*) - Voir Bull. R. Com. Geol. Italia, 4 série, 2, parte uff. p. 35-39 - 1901.

(\*\*) - Malgré de nombreuses plaques minces taillées dans les divers niveaux détritiques je n'ai pu renouveler cette découverte

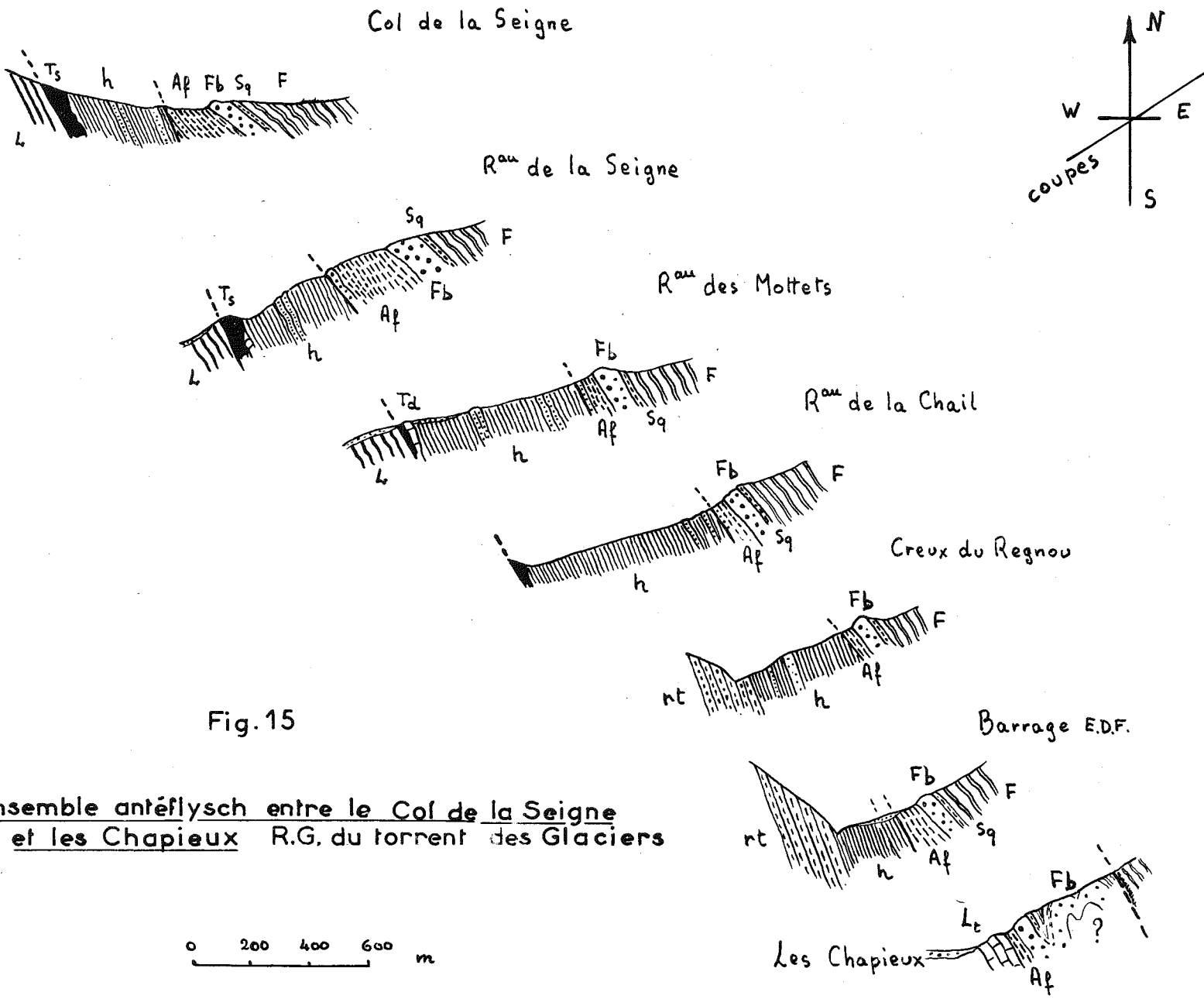


Fig. 15

L'Ensemble antéflysch entre le Col de la Seigne et les Chapieux R.G. du torrent des Glaciers

0 200 400 600 m



b) Les coupes de la rive gauche du Torrent des Glaciers entre le col de la Seigne et les Chapieux .....

Lorsque l'on examine le versant rive gauche du Torrent des Glaciers depuis la rive opposée, de Ville des Glaciers par exemple, la barre rocheuse des conglomérats de base du "Flysch" apparaît soulignée par la teinte sombre des niveaux schisteux qu'elle surmonte. Ce fait n'avait pas échappé à H. SCHOELLER qui, dans sa thèse, avait produit une carte schématique du Haut Val des Glaciers, constituant un additif à la feuille Bourg-Saint-Maurice au 1/50 000. Mais cet auteur représentait, sur ce document, la bande de terrains en question sous le figuré du "flysch" s. str. (ef), la barre de conglomérats (ec) prenant de ce fait une valeur anticlinale.

De nombreuses ravines ou gorges fournissent un certain nombre de coupes naturelles assez complètes, malgré l'abondance des dépôts quaternaires (voir pl. 4 et fig. 15). Il est ainsi facile de constater que l'ensemble antéflysch défini aux Pyramides Calcaires se poursuit sans discontinuer entre le col de la Seigne et les Chapieux, puis au-delà (\*).

Il serait, je pense, fastidieux de décrire en détail toutes les coupes permettant de l'étudier, aussi me bornerai-je à donner une seule d'entre elles (Ravin de la Chaïl), puis une description sommaire des coupes voisines. Ceci permettra en conclusion de dégager les caractères généraux intéressants de cet ensemble particulier de terrains.

b1) Ravin de la Chaïl (pl. 3, point 2)

Le ravin de la Chaïl est entaillé par un affluent de rive gauche du Torrent des Glaciers prenant sa source sous le col de l'Ouillon (feuille Saint-Gervais-les-Bains n° 8 au 1/20 000). Le confluent est situé au niveau de Ville des Glaciers. Cette coupe, la meilleure que l'on puisse trouver sur le versant français du col de la Seigne, a déjà été mentionnée dans deux publications antérieures (P. ANTOINE, 1965c - 1968).

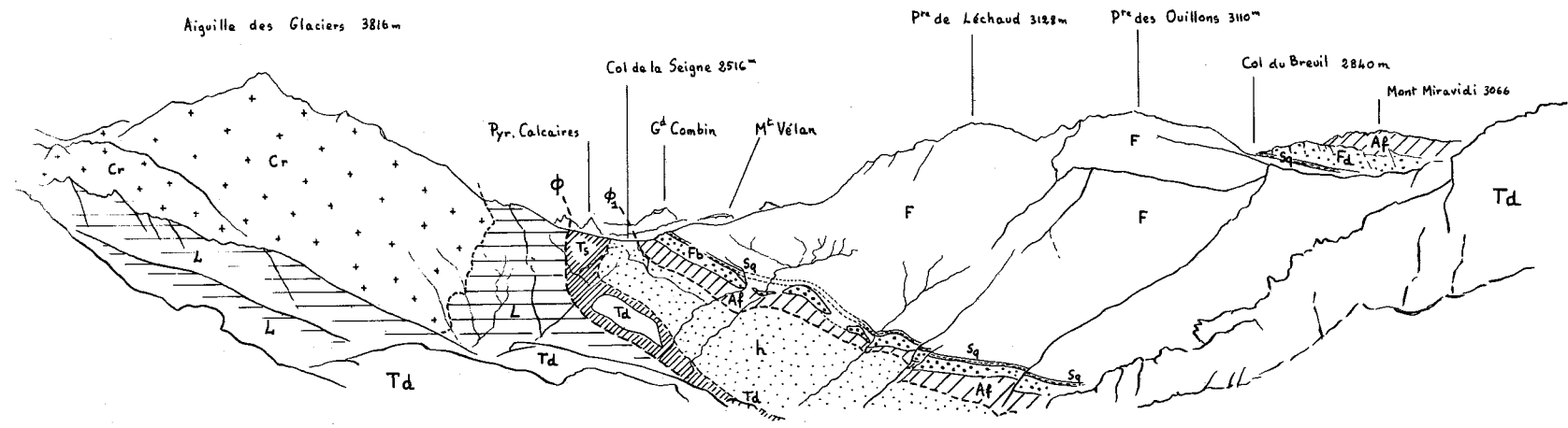
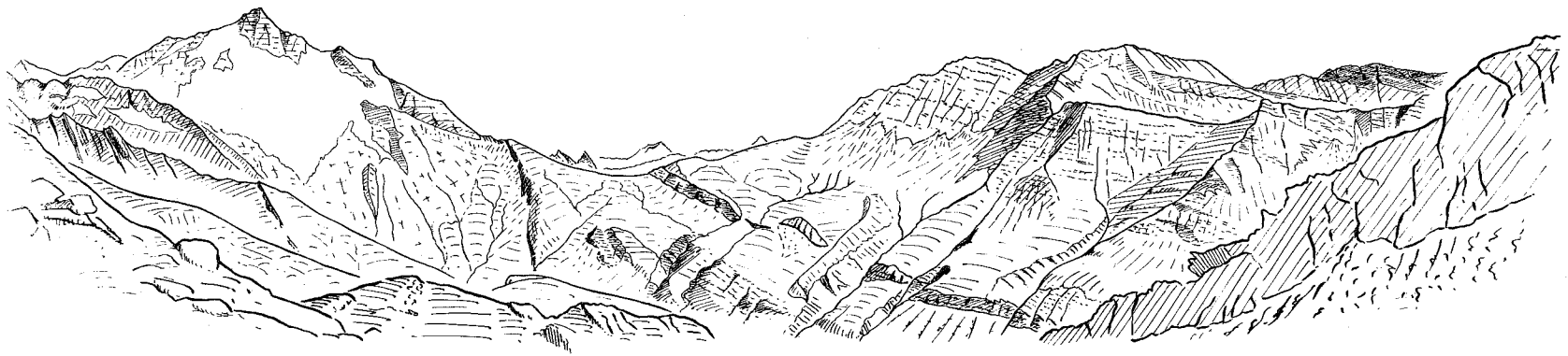
On observe de haut en bas (cote de départ 2000 m environ) :

- 1 - conglomérats polygéniques à ciment calcaire de la base du "Flysch" de Tarentaise ;
- 2 - une série alternante de schistes noirs, de calcschistes et de niveaux finement gréseux, épaisse de 18 à 20 m. Les niveaux gréseux ont une puissance moyenne de 3 à 10 cm et passent parfois à des microbrèches. Les calcschistes sont en bancs beaucoup plus minces (de l'ordre du centimètre). Quant aux schistes noirs, très feuilletés, ils forment des interstrates épais de 5 à 10 cm. Leur aspect évoque les schistes houillers, mais on n'observe jamais de micas détritiques. A proximité des conglomérats du "Flysch" les grès prédominent (sur les 8 à 10 mètres supérieurs), les bancs augmentent d'épaisseur et l'on peut observer un granoclasement indiquant une série normale. Les niveaux calcschisteux disparaissent alors et l'on a une série binaire grès-schistes noirs. Le passage à la base du niveau 1 se fait progressivement ainsi que l'on peut l'observer sur un petit éperon en rive droite. Des bancs de conglomérats polygéniques apparaissent au sein des schistes noirs et schistes gréseux dont la proportion relative décroît très rapidement.
- 3 - un banc de brèche polygénique épais de 2 mètres environ. Le ciment est calcaire. Les éléments sont de taille très variable (pouvant atteindre jusqu'à 1 mètre de diamètre). Les plus volumineux sont de calcaire cristallin gris clair, ou de calcaire spathique noir, tous deux de type liasique. Les autres éléments de taille plus réduite sont en général formés de fragments anguleux de dolomies triasiques (plus grande dimension de l'ordre de quelques centimètres). Le tout est assez laminé sauf les plus gros blocs.
- 4 - un ensemble à dominante schisteuse épais de 15 à 16 mètres. A la partie supérieure prédomine, sur 5 à 6 mètres, un faciès de calcschistes gréseux à patine brun roussâtre.

En dessous, on passe à une alternance de schistes noirs et de calcschistes. Ceux-ci ne font effervescence aux acides que sur une cassure fraîche. Les surfaces de schistosité, enduites de phyllites, ne réagissent pas. Ces calcschistes passent parfois à de minces niveaux de microbrèches noirâtres à éléments de dolomies brunes et de calcaires foncés, parfois oolithiques, anguleux, dont la taille n'est que de quelques millimètres.

---

(\*) - R. ZULAUF avait du reste déjà envisagé cette solution en attribuant aux couches de la Peula l'ensemble du flysch (ef) et du Houiller (h) de H. SCHOELLER. Ceci est toutefois un peu exagéré, le Houiller existant réellement dans le secteur.



- 68 -

Planche 4 - Panorama du haut vallon des Glaciers vu depuis la terminaison nord du massif de la Pointe de Mya -

Autochtone : Cr = cristallin du massif du Mont-Blanc ; L = Lias indifférencié

Unité de Moûtiers : h = Houiller ; Td = Trias moyen ; Ts = Trias supérieur (cargneules)

Unité du Roignais-Versoyen : AF = ensemble antéflysch ; Fb = formation basale du "Flysch" ;

Sq = couches des Marmontains ; F = flysch (couches de St-Christophe).

- 5 - un banc épais de 2 m d'une brèche polygénique à patine gris rosé. Le ciment est calcaire, les éléments anguleux sont dans l'ensemble étirés tectoniquement. Ils sont constitués de calcaires cristallins gris clair, de calcaire spathique noir, de dolomies triasiques. On note également la présence parmi ces éléments de quartzites phylliteux blanchâtres du Houiller. Là encore, les éléments calcaires sont les plus volumineux. Ils peuvent atteindre 20 à 30 cm.
- 6 - cinq mètres de schistes noirs luisants, finement grenus (légèrement gréseux) avec, par place, quelques passées de quartzites phylliteux brillants à la base. La partie supérieure de ce niveau est, par contre, plus gréseuse et d'aspect plus compact. On observe un granoclassement favorisant le feuilletage de la partie supérieure des lits gréseux et qui indique une série normale.
- 7 - un banc compact très dur, épais de 2 mètres, d'une dolomie sombre, bréchique, lardée de filons de quartz.
- 8 - enfin jusqu'à la base visible de la coupe (altitude 1900 m environ), vient une série de schistes noirs un peu luisants, à paillettes de micas détritiques, et de schistes finement gréseux. La patine de cet ensemble est brunâtre. L'absence de niveau carbonaté est remarquable.

Le faciès, ainsi que le contexte structural conduisent à attribuer au Houiller le niveau 8 ainsi que l'avait fait H. SCHOELLER. Le niveau 7, vraisemblablement triasique, jalonne probablement le contact anormal, entre l'écaille de Séloge (P. ANTOINE, 1965b) et la masse principale du "Flysch" (synclinal du Roignais de H. SCHOELLER). Les niveaux 2 à 6 représentent l'ensemble antéflysch.

#### b2) Col de la Seigne (pl. 3, point 3)

Entre le cairn marquant le col (2516, 1 m) et la barre des conglomérats de base du "Flysch" située un peu au Sud, affleure une série de schistes et microbrèches. Celles-ci sont en particulier observables dans les niveaux plus résistants qui affleurent à proximité du cairn. Au Nord de celui-ci affleure par contre du Houiller avec schistes noirs et quartzites phylliteux.

Un peu en dessous, sur le versant français à 2370 m environ, on peut observer dans la ravine provenant du col, que les derniers bancs visibles du Houiller représentés par des quartzites phylliteux, sont au contact avec des argilites claires, jaunâtres, d'aspect soyeux appartenant probablement au Trias supérieur. Ceci permet de mieux préciser le tracé du contact anormal mentionné au paragraphe précédent.

#### b3) Ruisseau de la montagne de la Seigne (pl. 3, point 4)

Ce ruisseau, qui ne porte pas de nom officiel, est le collecteur des innombrables ravines qui drainent le cirque du versant ouest de la montagne de la Seigne. Le chemin des Mottets au col de la Seigne le recoupe à l'altitude 2150 m. En le quittant en ce point et en parcourant quelques mètres en remontant le ruisseau on peut observer une coupe fragmentaire intéressante de l'ensemble antéflysch.

A la cote 2160 m affleure un niveau épais de 10 à 15 m, formé de gros bancs d'une brèche assez feuilletée intercalée de passages plus schisteux. Le ciment est carbonaté. Les éléments sont constitués essentiellement de calcaires cristallins de type liasique et de dolomies triasiques. Ces éléments sont dans l'ensemble très étirés, et les sections normales à l'aplatissement peuvent atteindre 20 à 30 cm. Au-dessus et jusque vers la cote 2200 m on observe l'ensemble schisteux sus-jacent, comprenant des schistes noirs très tendres, des calcschistes feuilletés, des calcaires gréseux en minces plaquettes. Un échantillon de coupe mesurée donne une idée de la stratonomie et de la lithologie de cet ensemble (fig. 16).

Le contact avec le niveau supérieur (Aroley) n'est pas visible.

Le contact anormal inférieur est difficile à placer. Il n'est pas impossible qu'il se situe à la base du banc de brèche car le banc sous-jacent présente des caractères houillers (grès quartziteux à petites dragées de quartz bleutés translucides).

#### b4) Ravin du Grand Pra (ruisseau des Mottets) (pl. 3, point 5)

En remontant le ruisseau depuis le chemin du col de la Seigne on rencontre à la cote 1870 m sur 6 à 7 m des dolomies triasiques à patine jaune, puis des cargneules. Cet affleurement jalonne le contact anormal majeur qui, des

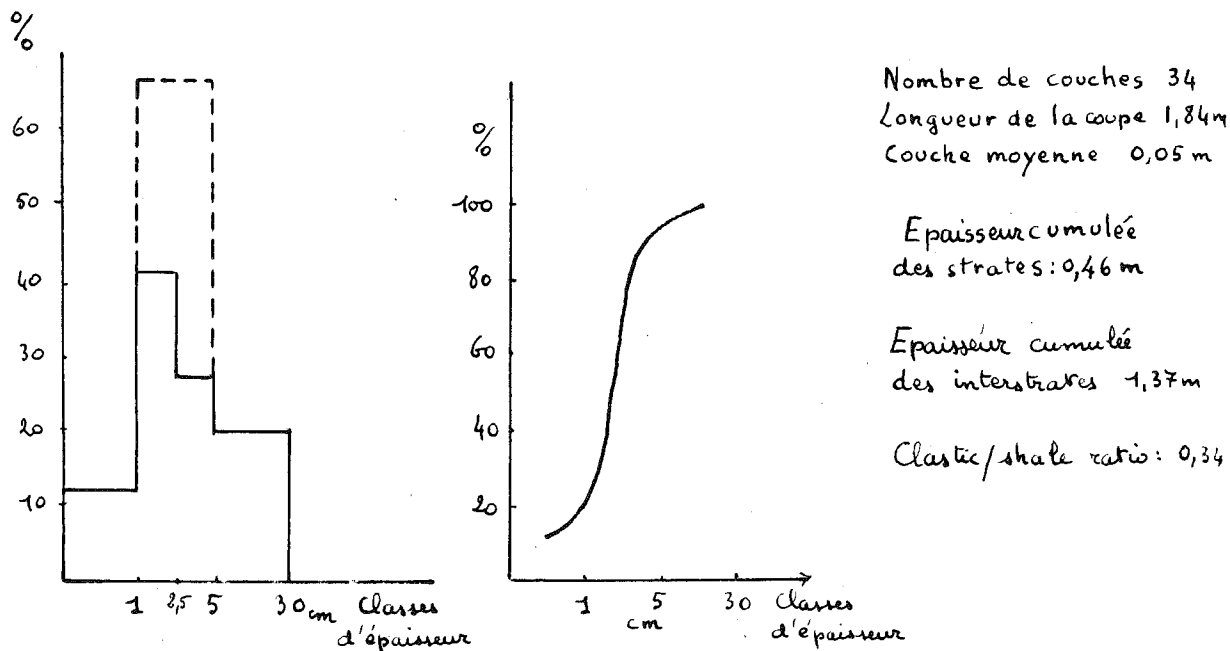


Figure 16 - Unité du Rognais-Versoyen - Stratonomie des schistes de l'ensemble anté-flysch du domaine externe.

- a) - Répartition par classes d'épaisseur
- b) - Courbes cumulatives.

(Localisation du point de mesure : planche 3, point 4).

Mottets, se dirige vers la base de la montagne des Glaciers (versant nord du col de la Seigne) où il représente le front pennique. Au-dessus vient un ensemble épais (de l'ordre de 400 m) de schistes noirs à micas détritiques, de niveaux gréseux, de niveaux de quartzites phylliteux d'aspect laiteux. Tout cela est attribuable au Houiller.

Au-dessus, à partir de la cote 2010 vient un ressaut, surtout visible sur la rive droite, formé de calcschistes, schistes noirs et de niveau plus gréseux. La présence de lits microbréchiques est probable, bien que les conditions d'observation soient difficiles. Ce niveau fait environ 20 m d'épaisseur.

Au-dessus viennent une trentaine de mètres de schistes noirs tendres et de calcschistes glissés en surface. Ce mouvement semble avoir provoqué le déchaussement d'une partie du banc de conglomérat de base du "Flysch" qui les surmonte.

b5) Ravin du Creux du Rognon (ou du Regnoux) (pl. 3, point 6)

Cette coupe, en dépit d'un aspect favorable, ne permet guère que l'observation du Houiller. L'ensemble anté-flysch paraît caché sous une épaisse couverture d'éboulis insuffisamment entaillée par le torrent sous la barre des conglomérats sus-jacents.

b6) Base du Plan Lombard (planche 3, point 7)

L'extrême base du Plan Lombard montre l'ensemble antéflysch d'une façon continue en dépit d'un tassement généralisé du versant. Des coupes peuvent se faire le long des ruisseaux des Grands Coleurs et des Favergettes aux

prix de quelques difficultés. Par contre, la série antéflysch peut s'observer commodément environ 400 m à l'amont du ruisseau des Favergettes, au pied même du versant. On peut pour cela se déplacer le long du torrent des Glaciers dont le lit est en général à sec depuis la réalisation de l'adduction amont de Roselend.

La série est constituée, là encore, d'une fine alternance de schistes noirs brillants, mais ne présentant pas l'aspect lustré, et de niveaux de calcaire gréseux dont l'épaisseur varie de 1 à 10 cm. Ces passages plus grossiers montrent parfois un granoclassement indiquant une série normale.

Associés aux niveaux gréseux, on rencontre des lits de microbrèches noirâtres à fins éléments anguleux de calcaires et de dolomies tout à fait typiques de cet ensemble.

A la partie supérieure, le passage se fait progressivement aux conglomérats de la base du "Flysch" par l'intermédiaire d'une dizaine de mètres de schistes noirs à intercalations de lits ou d'ovoïdes de calcaires cristallins gris-bleu, et de passées gréseuses à grains de quartz translucides.

#### c) Conclusion - Caractères principaux de l'ensemble antéflysch du domaine externe

Les coupes précédentes mettent en évidence un certain nombre de faits intéressants qu'il importe de récapituler avant d'aborder la description de séries analogues situées dans d'autres secteurs paléogéographiques de l'unité.

- Il existe bien entre le Haut Val Veni et les Chapioux un ensemble lithologique sous-jacent à la série du "Flysch" de Tarentaise, auquel il est lié stratigraphiquement.
- Le substratum de cet ensemble antéflysch est tronqué par un contact anormal qui l'amène à reposer sur du Houiller.
- L'ensemble antéflysch est en position normale sous les conglomérats de base du "Flysch" ainsi que l'attestent fréquemment les phénomènes de granoclassement.
- Enfin, les caractères sédimentologiques montrent des différences nettes avec la série du "Flysch". Notons surtout la prédominance des faciès schisteux (schistes noirs et calcschistes). Ceci se répercute sur la stratonomie qui est beaucoup plus fine (fig. 16) dans cet ensemble antéflysch.
- Parmi tous les faciès décrits, seules les brèches et microbrèches sont intéressantes par les renseignements qu'elles sont susceptibles d'apporter directement ou indirectement.

#### Les brèches à gros éléments

Elles attestent d'apports détritiques très temporaires, limités en volume, mais énergiques. Elles constituent en général le terme le plus grossier de séquences négatives indiquant encore une certaine tendance à la surélévation du fond marin. Il est curieux de remarquer que ce faciès de brèche est très proche de celui des brèches du Niélard décrit par R. BARBIER (1948). Bien que des similitudes entre deux faciès bréchiens soient loin de valoir une preuve paléontologique, force nous est de constater également une analogie curieuse en ce qui concerne leur situation dans la série. Au Niélard, les brèches reposent sur le Lias qu'elles transgressent, tout en étant transgressées elles-mêmes par les conglomérats de la base du "Flysch" (avec forte discordance angulaire il est vrai et d'âge lutétien qui plus est).

Ici, nos brèches à gros éléments sont intercalées dans la série schisteuse qui, aux Pyramides Calcaires, transgresse le Lias marmoréen pour être recouverte elle-même ensuite par les conglomérats de la base du "Flysch".

La même analogie de situation et, à un degré moindre de faciès, se retrouve avec certains des termes des calcschistes et brèches du Grand Fond de H. SCHOELLER.

Cette convergence de faits, dont l'importance ne peut échapper sera discutée plus avant au stade de la synthèse générale.

#### Les microbrèches foncées

Le groupe sous cette dénomination aussi bien les microbrèches véritables que des brèches fines dont la taille des éléments est de l'ordre du centimètre. Les deux faciès sont en effet étroitement associés, et mise à part la granulométrie, rien ne permet de faire une distinction.

L'échantillon se présente comme un calcaire cristallin gris foncé en cassure, sur lequel se détachent, sur les surfaces exposées aux intempéries, les petits éléments anguleux de dolomies reconnaissables à leur patine brune. La

proportion des éléments par rapport au ciment n'est jamais très forte et varie entre 20 et 60 % (c'est dans les niveaux à granulométrie forte que cette proportion est la plus grande).

Sous le microscope on remarque les faits suivants :

Les corps figurés sont en gros de trois sortes :

- Les éléments dolomitiques : ils présentent le plus souvent une teinte relativement foncée, due sans doute à la présence de carbonates brunissants de type ankérite.

Certains éléments apparaissent presque complètement opaques, et un examen en lumière réfléchie révèle la présence de pyrite en grains très fins.

Un type de roche fréquent est également un calcaire (ou calcaire dolomitique) oolithique renfermant assez souvent de belles sections de *Millioles* (*Spiroloculines* notamment).

- Les éléments calcaires : très fréquemment on peut observer la présence de petits amas de calcite bien recristallisés, de forme circulaire ou grossièrement elliptique apparaissant en clair sur le fond plus ou moins sali du ciment. Le métamorphisme léger a néanmoins provoqué une recristallisation suffisante pour rendre impossible la diagnose de ces formes (anciens intraclasts ou bien fragments organiques ?).

- Les vestiges organiques : outre les *Millioles* déjà mentionnées qui n'existent que dans les éléments, on observe de très nombreux fragments de plaques d'échinodermes et peut-être également d'algues calcaires. Ces débris sont parfois entièrement épigénéisés en pyrite. Ils résistent alors fort bien au métamorphisme. Les restes non pyritisés ont tendance à s'effacer du fait de la recristallisation. On ne les remarque souvent qu'à l'état de fantômes.

Mentionnons qu'une lame taillée dans une telle microbrèche du niveau 4 de la coupe du ravin de la Chail a fourni une section pyritisée, au sein du ciment, identifiée comme *Globotruncana lapparenti coronata* Bolli par M. PORTAULT de la Faculté des Sciences de Lyon (P. ANTOINE 1965). Malheureusement cette attribution ne rallie pas les suffrages de tous les auteurs à qui j'ai pu montrer la lame (en particulier R. TRUMPY). Je reprendrai l'examen de ce point important lors de la discussion générale de l'âge de la série entière du "Flysch" de Tarentaise.

Le ciment de ce faciès microbréchiq ue est calcaire mais renferme une faible proportion de fins granules de quartz et de plagioclases détritiques (albite essentiellement). La recristallisation est générale mais la calcite, limpide, est le plus souvent salie par des pigments ferrugineux. La roche ne présente pas de texture orientée. Seules des figures de *pressure shadow* avec recristallisation de quartz et de séricite, existent au voisinage de certains éléments.

### 3 - Le domaine médian

Les affleurements regroupés arbitrairement dans ce cadre géographique assez vague correspondent, du fait de la structure, à des localisations paléogéographiques bien différentes les uns des autres. Les uns (col de Youla, vallon d'Arp) appartiennent au flanc normal du vaste synclinorium de Tarentaise, les autres (Passage de la Brebis, Clavettaz) à son flanc inverse (coupe 3, fig. 53).

#### a) Zones caractérisées par l'absence de l'ensemble antéflysch

En France, seule la profonde entaille d'érosion de la vallée des Glaciers, perpendiculaire aux structures, entre les Chapieux et Bonneval-les-Bains, permet l'observation des niveaux profonds. Le substratum mésozoïque du "Flysch" réapparaît à la faveur de deux importantes structures anticlinales bien décrites par H. SCHOELLER (anticlinaux de Crêt Bettex et du Pont Saint-Antoine (planche 4, points 8 et 9). On sait, depuis cet auteur, que les conglomérats de la base du "Flysch" reposent en discordance sur les quartzites du Werfénien dans le premier anticlinal, et sur les dolomies du Trias moyen dans le second. Mais nous savons également que l'ensemble antéflysch représenté par des schistes noirs et calc-schistes existe non loin de là, aux Chapieux entre le Lias et le "Flysch".

Il faut donc admettre qu'au moment du dépôt de l'ensemble antéflysch, le fond du bassin marin était accidenté de rides isolant des sortes de sillons dans lesquels se déposaient les schistes noirs et calcschistes. Ces rides ne furent submergées que lors du dépôt du "Flysch" proprement dit.

b) Coupe du col de Youla (région de Courmayeur, Haut Val d'Aoste (planche 3, point 10)  
.....

J'ai montré, dans une publication précédente (P. ANTOINE 1966a), que la bande de schistes noirs apparaissant au sein des conglomérats de base du "flysch" aux cols de Youla et d'Arp (Sud Ouest de Courmayeur) avait une valeur anticlinale. Elle représente les termes inférieurs aux conglomérats, c'est-à-dire notre ensemble antéflysch. Sa réapparition dans cette région est due à un relèvement axial général des structures vers le Nord Est. R. ZULAUF avait, du reste, émis une opinion semblable, en attribuant ces terrains aux couches de la Peula.

La bande schisteuse des cols de Youla et d'Arp se poursuit vers le Nord Est en empruntant le vallon d'Arp. Dans les basses pentes et au niveau de la Doire Baltée elle disparaît sous des formations quaternaires, pour réapparaître plus au Nord, dans le Val Sapin.

Au col de Youla (accessible très commodément depuis la station terminale du téléphérique de la Cresta d'Arp) on observe la coupe suivante, du Nord au Sud :

- 15 mètres de schistes argentés (sériciteux) ou noirs (argileux), très tendres, reposant en série inverse sur les calcaires gris bleuté microbréchoïdes et conglomératiques de la formation basale du Flysch.
- 40 à 50 mètres de calcschistes phylliteux et gréseux, renfermant de minces niveaux de microbrèches à éléments de dolomies brunes de petite taille (0,5 à 1 cm). La matrice est calciteuse et phylliteuse, blanchâtre, très recristallisée. On rencontre également dans cet ensemble des niveaux de calcaires cristallins en bancs de 15 à 20 cm, alternant avec des schistes argileux noirs, tendres, et des bancs de calcaire gréseux durs, à patine rousse.

Certains bancs de calcaire cristallin montrent sur les surfaces exposées aux intempéries, de très nombreux cristaux noirâtres, en relief, dont la taille varie de 1 à 2 mm. Les cristaux en question sont de l'albite de néoformation salie par des inclusions opaques. La teneur en albite de ces calcschistes est remarquablement élevée. La constitution moyenne d'un tel calcschiste est en effet la suivante :

Calcite	:	60 %
Albite	:	30 %
Quartz	:	4 %
Opaques	:	6 %

- Ensuite le ressaut au Sud du col est formé d'un ensemble puissant de schistes gréseux gris foncé, d'aspect induré et massif, mais très fissiles sous le marteau.
- A la partie supérieure du ressaut on rencontre à nouveau des schistes noirs et argentés, puis l'on passe aux calcaires gris bleuté, microbrèches et conglomérats de la base du "Flysch", en série normale.

c) La série schisteuse du Passage de la Brebis et de la Clavettaz  
.....

c1) Le "synclinal" du Passage de la Brebis (planche 3, point 11)

Le chafnon montagneux qui sépare la vallée du Torrent des Glaciers de celle du Charbonnet (au Nord de Bourg-Saint-Maurice) montre une structure spectaculaire, remarquablement analysée par H. SCHOELLER. Cet auteur paraissait, toutefois, assez embarrassé pour l'interpréter.

Les faits sont les suivants :

Entre la Pointe de la Terrasse et l'Aiguille de Prainan existe un vaste synclinal couché vers l'Ouest Nord Ouest et se développant sur plus d'un kilomètre de distance. Cette disposition est particulièrement bien visible depuis les flancs de la Clavettaz (rive gauche du Torrent des Glaciers) au-dessus de Crêt Bettex (fig. 17).

L'enveloppe de ce pli est formée de niveaux durs donnant des falaises abruptes, et le cœur est occupé par un en-

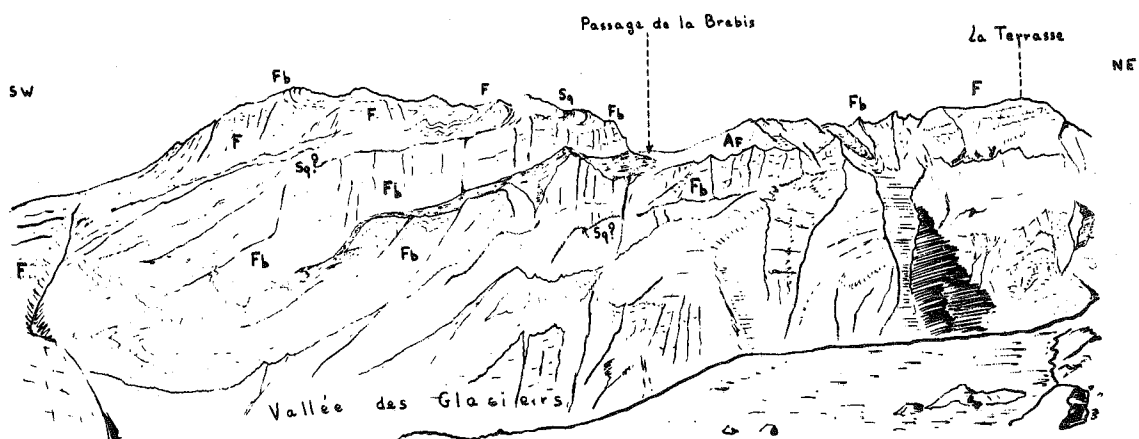


Figure 17 - Le "synclinal" (synforme) du Passage de la Brebis, vu des pentes sud de la Clavettaz -  
AF = ensemble antéflysch ; Fb = formation basale du "Flysch" ; Sq = couches des  
Marmontains ; F = Flysch.

semble beaucoup plus tendre provoquant l'ensellement qui porte le nom de Passage de la Brebis : il s'agit de schistes noirs luisants très froissés, de calcaires gris en plaquettes, de calcschistes plus ou moins gréseux en plaquettes à patine brune, de microbrèches, faciès sans équivalents dans la série du flysch proprement dite ainsi que le remarquait H. SCHOELLER (1929, p. 213).

En outre, cet auteur montre bien que les niveaux durs enveloppant ce synclinal couché appartiennent à la série basale du "Flysch" de Tarentaise. La coupe du flanc occidental, sous les chalets de Pré Priman dans la vallée du Charbonnet, montre en effet de bas en haut : le flysch proprement dit, des niveaux de schistes noirs à quartzites verts qui n'affleurent que sporadiquement, puis les calcaires microbréchôïdes formant l'enveloppe du synclinal. Il s'agit là, de la succession typique de la série détritique de Tarentaise en position inverse. C'est du reste la conclusion de H. SCHOELLER (p. 214).

Plutôt que d'invoquer des complications tectoniques, que rien dans le contexte structural ne vient étayer, il paraît raisonnable de mener à son terme le raisonnement ébauché par H. SCHOELLER. La série complète du "Flysch" étant ici renversée, les schistes noirs du cœur du synclinal en constituent donc le substratum. Il ne peut, dans ces conditions, s'agir que de notre ensemble antéflysch. Sa position structurale au sommet de l'édifice tectonique dans un repli d'apparence synclinale est tout à fait singulière, mais peut s'expliquer logiquement comme nous le montrerons lors de l'étude structurale.

### c2) Les schistes noirs de la Clavettaz (planche 3, point 12)

Le sommet de la Clavettaz, en rive gauche du Torrent des Glaciers, est coiffé par une série schisteuse noire en tous points comparable à la précédente. Au premier abord cependant, la disposition "synclinale" qui caractérise le Passage de la Brebis n'existe plus ici. Une évolution structurale d'une telle rapidité paraît surprenante, si l'on considère le peu de distance horizontale séparant les deux affleurements (2,5 km).



Le versant ouest de la Clavettaz fournit, néanmoins, une coupe qui résout partiellement cette apparente énigme. Pour y accéder il convient, depuis l'alpage de la Vacherie, de gagner la dépression occupée par les petits lacs situés à l'Ouest de la Clavettaz (cote 2380 m environ). De là, en longeant la base des éboulis, issus de l'arête sommitale, il faut gagner le fond de la petite combe, située sous le sommet 2644. On emprunte alors l'arête nord ouest de la Clavettaz que l'on remonte. On observe la série inverse suivante :

- La base de l'arête est formée de calcschistes jaunâtres ou roux, assez gréseux, à surfaces rugueuses, alternant avec des schistes gris et des calcschistes feuilletés. Il s'agit du flysch (s. str. : couches de Saint-Christophe), équivalent du flysch de la Terrasse. On le suit jusque vers la cote 2470 m.
- A partir de cette cote la série s'enrichit en schistes noirs. Dès 2480 m on y voit apparaître de façon plus ou moins continue des "filets" gréseux d'épaisseur variable (de quelques mm à 1 cm). Ces filets matérialisent un litage plus gréseux dont les particules siliceuses sont mises en relief par les agents atmosphériques. Assez brusquement ces niveaux gréseux passent à des lits de quartzites francs, brun verdâtre, en bancs de 10 à 30 cm, voir parfois 50 cm. Sur la cassure ils présentent un aspect huileux bien typique. Il s'agit des schistes noirs à quartzites verts selon la définition de H. SCHOELLER.
- Vers 2490 m, vient un niveau feuilleté de conglomérats à éléments de bonne taille (mais aplatis), de calcaires et de dolomies. Ces conglomérats forment un ressaut dans la topographie. On les suit aisément jusqu'au-dessus du lac coté 2382 m. Là ils alimentent un éboulis à gros blocs, dans lesquels on peut observer de nombreux éléments constitués de plaquettes de schistes noirs du type Clavettaz. Ces conglomérats avaient été remarqués par H. SCHOELLER qui les a figurés sur la feuille B. S. M. au 1/50 000 sans s'y attarder. Ils représentent la base de la série du "Flysch" de Tarentaise.
- Au-dessus de ce niveau conglomératique, épais d'une dizaine de mètres, et en contact stratigraphique apparemment, viennent les schistes noirs de la Clavettaz. Nous retrouvons ici des variétés lithologiques connues : schistes noirs gaufrés à débit en crayons (intersection de deux schistosités), calcschistes, niveaux gréseux, microbrèches noirâtres à éléments dolomitiques capucin (assez rares).

Par conséquent, à la Clavettaz, la disposition des couches est comparable à celle du flanc ouest du "synclinal" du Passage de la Brebis.

En dépit de complications tectoniques sur le flanc est, il est possible de conclure à l'identité des structures. Les schistes noirs de la Clavettaz représentent donc également l'ensemble antéflysch et non pas un niveau quelconque de schistes noirs intercalés au hasard dans le flysch.

#### 4 - Le domaine interne

##### Avant-propos

Avant de pousser plus avant le présent exposé, il est indispensable d'anticiper quelque peu sur les conclusions. J'ai eu l'occasion (P. ANTOINE, 1968) d'esquisser une première synthèse des acquisitions récentes montrant que les présumptions en faveur de la suppression de la zone du Versoyen, en tant qu'unité tectonique distincte, étaient maintenant très fortes. Son rattachement à l'unité du Roignais-Versoyen, dont elle ne représenterait qu'un des termes de la série lithostratigraphique paraît la solution la plus raisonnable. C'est en tout cas celle qui s'accorde le mieux avec de très nombreux faits d'observation ou avec la synthèse structurale de l'ensemble de l'unité. Une telle conclusion ne s'est imposée à moi que par un processus complexe dont la logique voudrait, sans doute, qu'il guidât le plan du présent ouvrage. Malheureusement, celui-ci y perdrait, à mon sens, beaucoup de clarté tant les éléments déterminants du raisonnement sont imbriqués les uns dans les autres et s'éclairent mutuellement. Tous ne peuvent être exposés à la fois, sous peine de confusion et ne seront détaillés que peu à peu dans les sections ultérieures traitant de sédimentologie, de tectonique et dans la synthèse géodynamique.

Dans ces conditions, le plan du présent chapitre respectera les idées directrices suivantes :

- Je rappellerai, tout d'abord, les principaux faits qui me conduisent à rattacher la série ophiolitique du Versoyen à l'ensemble antéflysch.

- Ensuite j'aborderai la description des principaux types lithologiques de la série ophiolitifère en distinguant, d'une part les faciès sédimentaires liés typiquement au bassin marin, en essayant de montrer leurs liens avec la sédimentation de type flysch, d'autre part les faciès proprement volcaniques. Pour ces derniers, je me bornerai dans l'ensemble à reprendre les résultats du beau travail de H. LOUBAT (\*) (1968). Je dégagerai toutefois, pour les discussions à venir, ce qui fait l'originalité de ce volcanisme.
- Enfin le problème du soubassement de la série ophiolitique sera examiné en dernier lieu. Les maigres données dont je dispose à son propos présentent toutefois un intérêt paléogéographique et géodynamique certain.

a) La série ophiolitique du Versoyen : soubassement stratigraphique normal du "Flysch" de Tarentaise

a1) Rappel historique

L'idée d'un clivage tectonique entre la série ophiolitique et la zone du "Flysch" de Tarentaise fut émise, nous l'avons vu, par H. SCHOELLER en 1928. Le terme de zone du Versoyen fut créé plus tard par G et P. ELTER (1957), pour distinguer la série ophiolitique des calcschistes du Petit Saint-Bernard dont elle est séparée par un contact anormal jalonné de cargneules. Depuis, ces subdivisions furent adoptées par tous les auteurs qui se sont préoccupés de cette région. J'utiliserai ici le terme de série du Versoyen, par souci d'homogénéité avec les publications antérieures. Il désignera simplement l'ensemble volcano-sédimentaire avec tous ses faciès lithologiques.

La distinction originelle de H. SCHOELLER ne reposait pourtant que sur des critères assez légers. Dans bien des cas ses descriptions laissent perplexes : "... Entre celle-ci (la zone du P. S. B.) et la nappe de l'Embrunais je n'ai vu en aucun point de mylonites importantes. Y-a-t-il vraiment charriage de la zone du Petit Saint-Bernard sur la nappe de l'Embrunais ? Le fait ne paraît pas douteux, car les faciès entre les deux régions sont totalement différents et sont séparés par un contact brutal, sans aucun passage". (p. 292) ; puis plus loin (p. 345) décrivant la coupe de l'arête nord est du mont Miravidi et à propos des schistes noirs qui surmontent là, selon lui le flysch (en réalité les calcaires microbréchoïdes et conglomérats de sa base) ; "... des schistes noirs qui accompagnent les roches vertes. Ces assises sont de suite différentes de celles qui sont au-dessous. Le contact est brutal, très net. Cependant il n'a point les allures d'un contact tectonique. On remarquera que les brèches sous-jacentes ne renferment jamais de roches vertes ; mais seulement des éléments triasiques, en particulier des dolomies".

Cette argumentation en faveur d'un contact anormal entre flysch et série ophiolitifère est, on en conviendra, assez peu convaincante. Elle était cependant raisonnable dans le contexte de l'époque.

Nous verrons plus loin que P. ELTER (1954) semblait amener un argument beaucoup plus fort montrant qu'à la Formotta (vallon du Breuil - Italie) une écaïlle de flysch était recouverte en discordance tectonique par la zone du Versoyen. Nous verrons lors de l'analyse structurale que cela n'est pas et que l'écaïlle en question est en réalité constituée de calcaires et conglomérats de la base du "Flysch" tout à fait comme dans la coupe précédemment citée de H. SCHOELLER.

a2) Arguments géométriques permettant de ranger la série du Versoyen dans l'ensemble antéflysch

Lorsque l'on considère la carte géologique (fig. 18) on constate que la série du Versoyen est toujours en contact avec la même formation, à savoir les calcaires, conglomérats et microbrèches de la base du "Flysch". Localement il a pu paraître à certains auteurs qu'il n'en était rien, mais je montrerai, au chapitre suivant, qu'il ne faut pas se laisser abuser par les variations de faciès dont ce niveau est le siège, et qui tendent parfois à lui conférer l'aspect du flysch proprement dit.

Cette concordance remarquable paraît difficilement compatible avec un clivage tectonique entre les deux ensembles.













---

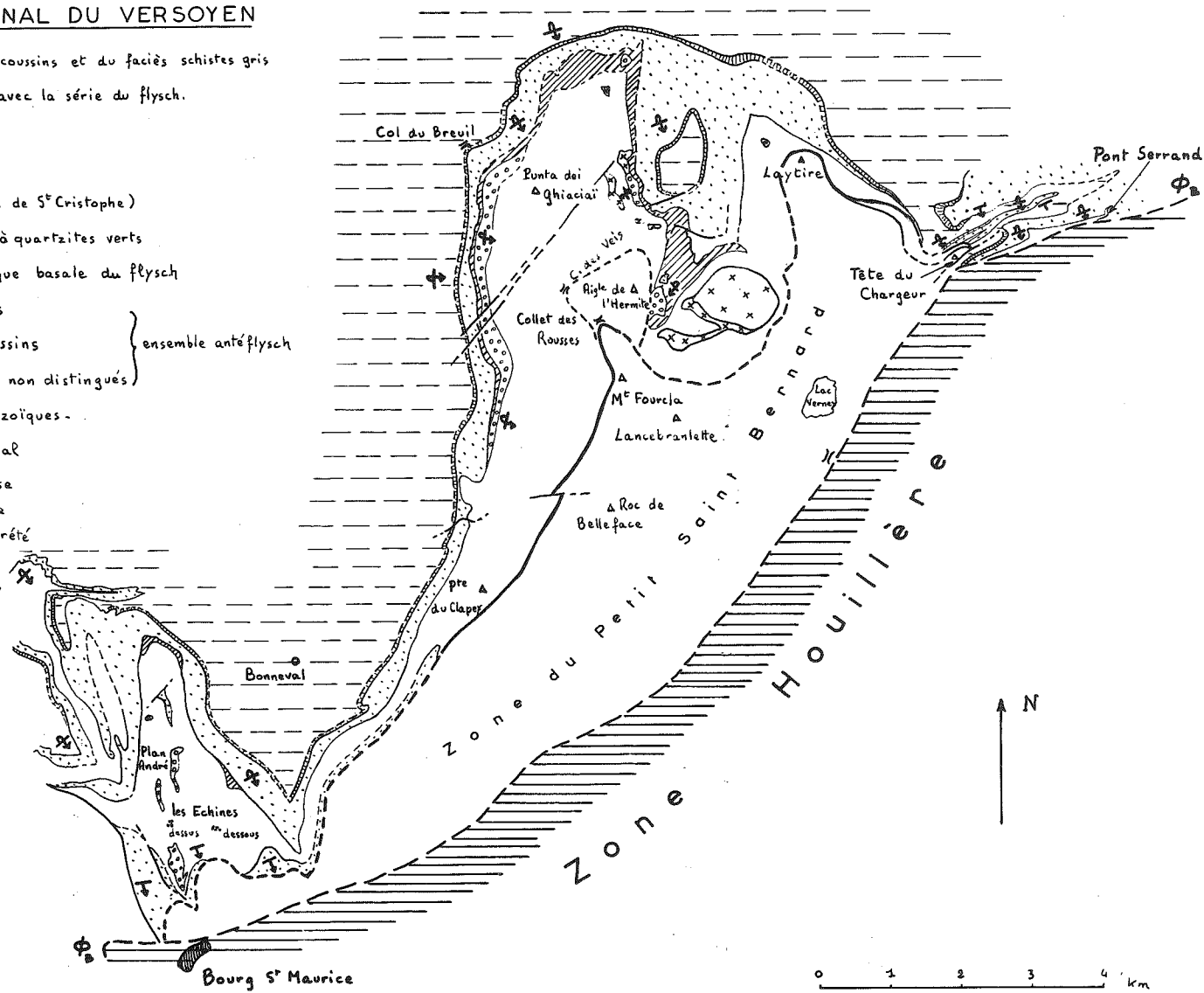
(\*) - Il m'est agréable de rappeler ici la part prépondérante qu'a pris H. LOUBAT du laboratoire de pétrographie et minéralogie de Genève à l'élaboration de la présente synthèse.

Les résultats qui suivent sont l'aboutissement d'un véritable travail en équipe dont je ne saurai revendiquer seul la paternité ; même si les idées que j'y développe ne sont pas toujours partagées par mon collègue et ami.

Fig 18 ANTICLINAL DU VERSOYEN

Répartition des laves en coussins et du faciès schistes gris  
et relations avec la série du flysch.

- |   |   |                       |
|---|---|-----------------------|
|  | Flysch (Couches de S <sup>t</sup> Christophe) | } ensemble antéflysch |
|  | Schistes noirs à quartzites verts             |                       |
|  | Série détritique basale du flysch             |                       |
|  | Schistes gris                                 |                       |
|  | Laves en coussins                             |                       |
|  | Faciès divers non distingués                  |                       |
|  | Ecailles paléozoïques                         |                       |
|  | Pendage normal                                |                       |
|  | Pendage inverse                               |                       |
|  | Contact visible                               |                       |
|  | Contact interprété                            |                       |
|  | Front briangonnais                            |                       |



Mais il y a mieux. La carte (fig. 18) montre clairement que sur toute la bordure interne de l'unité du Roignais-Versoyen la série lithostratigraphique du Flysch de Tarentaise est renversée. De bas en haut nous avons constamment la séquence suivante :

- Flysch (F).
- Schistes à quartzites verts (Sq).
- Formation détritique basale (Fb).

Au-dessus vient toujours la série de schistes noirs à ophiolites. Ceci est particulièrement net entre la vallée du Charbonnet et la Tête du Chargeur. Au-delà, comme nous le verrons plus loin, cette disposition se poursuit dans les replis complexes de la Tête du Chargeur et de la région Rantin Costone di Mezzodi au Nord de la Doire Baltée. Or il se trouve que H. LOUBAT (1968) a pu mettre en évidence une "polarité dans les faciès volcano-sédimentaires, qui montre que la série du Versoyen est elle-même dans son ensemble complètement renversée (voir aussi P. ANTOINE, 1968).

Pour résumer, un examen général de la géométrie des masses en présence montre qu'au-dessus de la série détritique de Tarentaise en position inverse, vient toujours la série du Versoyen elle-même en position inverse. Le contact se fait exclusivement entre ces deux ensembles, sans aucune indication qu'il puisse être tectonique. La probabilité est dès lors très forte pour que la série du Versoyen représente, sur la marge interne de l'unité du Versoyen, notre ensemble antéflysch.

Remarquons, malgré tout, que ce schéma général peut souffrir des exceptions. Du fait de l'incompétence des masses en présence, il est fort probable que localement de petits décollements se soient produits (en particulier vers le mont Miravidi et peut-être à Prainan). Cela ne modifie toutefois pas le schéma ci-dessus. L'étude de quelques coupes va étayer le raisonnement précédent. Ensuite nous dégagerons les principaux caractères de la série du Versoyen dans son ensemble.

### a3) Etude de quelques coupes

#### - La coupe du versant nord de l'Aiguille de Prainan (planche 3, point 13)

Cette coupe est prise un peu à l'Ouest du lieu-dit Chalet du Covet (le chalet n'existe plus), de la feuille Bourg-Saint-Maurice n° 4. Elle est difficile à relever en raison des recouvrements quaternaires et de la topographie abrupte. Elle suffit en tout cas à montrer les caractères principaux énumérés ci-dessus. De bas en haut on peut observer (fig. 19) :

- 1 - La base de la coupe vers 2200 m est située dans le flysch (plaquettes de calcaires gréseux jaunâtres et minces niveaux de schistes gris.
- 2 - Puis vers 2240 m, dans une excavation creusée pour l'implantation d'un pylône à haute tension, on peut observer des niveaux gréseux bruns, bien réglés, en bancs de 5 à 10 cm d'épaisseur, alternant avec des schistes noirs dans une proportion équivalente. Certains bancs sont très proches des quartzites des Marmontains.
- 3 - Au-dessus, vient un ensemble carbonaté de teinte claire, formé de calcaires cristallins, de calcaires à zones siliceuses et de calcaires microbréchoïdes. Au niveau de la coupe, l'observation est gênée par un effondrement descendu de la pointe sommitale de Prainan. Cette série représente les niveaux détritiques de la base du flysch sous un faciès interne
- 4 - Un peu en contrebas de la crête, vers 2310 m d'altitude, on assiste à un passage progressif de ces calcaires à un ensemble schisteux. La limite est très imprécise, les deux ensembles paraissent se fondre. On observe successivement :
- 5 - Deux à trois mètres de calcschistes et schistes gris très feuilletés.
- 6 - Quinze mètres environ de schistes gris de fer assez rugueux encore un peu carbonatés surtout à la base.
- 7 - Vingt cinq mètres de schistes noirs plus tendres renfermant encore quelques passées carbonatées. La schistosité plus faible que le pendage indique que la série est renversée. Ces schistes noirs renferment des niveaux de microbrèches sombres à éléments de dolomies capucin très semblables à celles de Clavertaz et du ravin de la Chail. Leur étude pétrographique sera donnée au paragraphe suivant. Ces microbrèches se rencontrent dans des sortes de nodules ou d'amandes. Une observation attentive montre que, dans la plupart des cas, ces formes correspondent à des charnières de plis décimétriques complètement refermés et dont les flancs ont disparu.

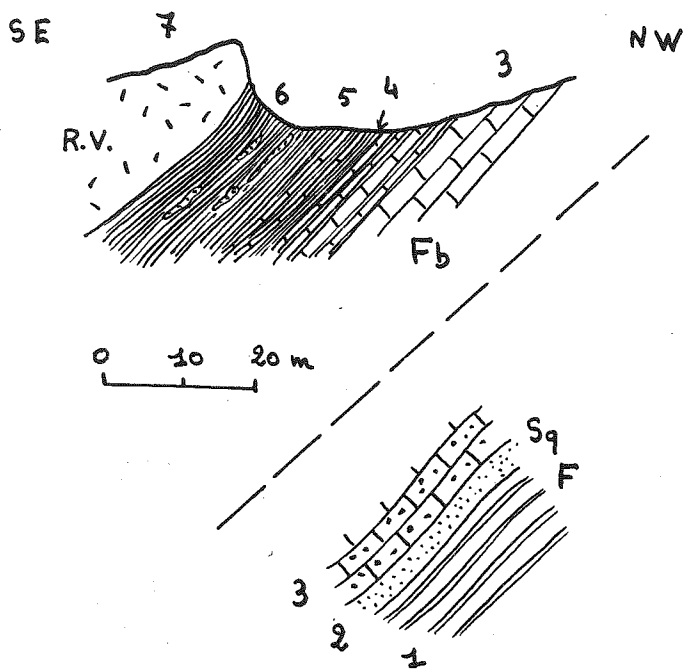


Fig 19 : Coupe schématique  
du versant Nord de l'Aigle  
de Prainan

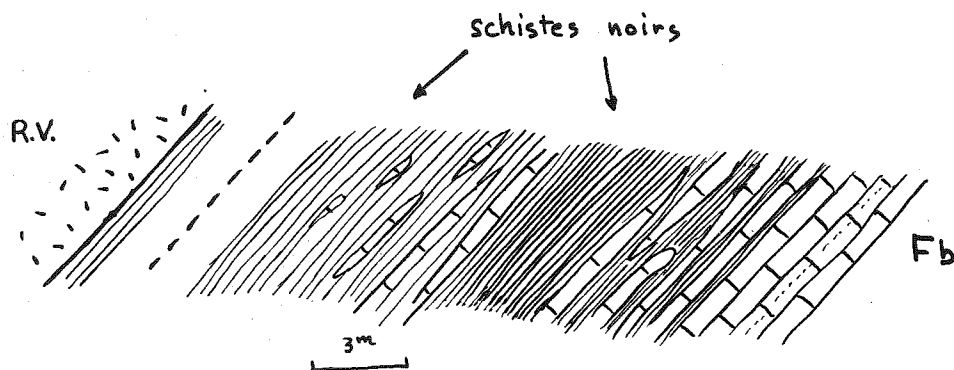


Fig 20 : Passage en série inverse de la formation basale  
du "Flysch" à l'ensemble anteflysch  
(Basse vallée du Versoyen, sous le Châtelard)

8 - Des roches vertes massives (prasinites) dans lesquelles certaines formes amygdalaires évoquent des pillows-lavas.

Cette coupe résume donc les principaux faits énumérés au paragraphe précédent.

- La coupe de la basse vallée du Versoyen sous le Châtelard (planche 3, point 14 et fig. 20)

Cette coupe est assez mal commode à observer. Pour cela il faut remonter un peu le cours du Versoyen, depuis le pont sur la route de Bourg-Saint-Maurice à Sééz. On suit la rive droite du torrent jusqu'à ce qu'un ressaut empêche de continuer. On se trouve alors à peu près à 200 m à l'Ouest du point coté 956 (carrefour de la route des Echines et de Bonneval).

Les relations des séries du Versoyen et du "Flysch" ne sont en effet pas visibles le long de la route elle-même. Un important glissement de terrain ancien donne en effet une vue erronée des choses. Ainsi l'affleurement classique de roches vertes de la route de Bonneval n'est pas en place. Les schistes noirs responsables de ce mouvement de masse ont empâté la base du versant sur près de un kilomètre de long, masquant totalement les terrains inférieurs.

Par contre, dans le fond de la gorge, depuis le coude du torrent, on observe (voir figure) en série inverse :

- 1 - L'extrême base de la série du "Flysch" ici très calcschisteuse, mais renfermant des boudins d'un calcaire marmoréen gris bleu épais de 20 à 30 cm, très compacts. On note également la présence de zones siliceuses assez caractéristiques de ce niveau comme nous le montrerons plus loin.
  - 2 - La série de schistes noirs liés aux roches vertes. Le passage de 1 à 2 est très progressif : récurrence du faciès de schistes noirs dans la base de la série calcaire, lentilles carbonatées s'estompant peu à peu dans les schistes noirs.
  - 3 - Les roches vertes massives.
- Remarquons qu'ici l'étirement tectonique est particulièrement fort, la série du Versoyen subit une réduction considérable.

- Coupe du chemin des Echines au Tigny

Une coupe analogue, beaucoup mieux exposée, peut se faire le long du chemin des Echines à Les Tigny entre les cotes 1320 et 1400. En venant de Les Tigny on passe des calcaires cristallins gris bleuté et calcaires à zones siliceuses rousses bien caractéristiques de la base du "Flysch" à des schistes gris à niveaux carbonatés puis aux schistes noirs associés aux roches vertes. Le passage est extrêmement progressif.

- Les coupes du vallon du Breuil (Italie)

Le vallon du Breuil est une des régions les plus intéressantes qui soit pour l'étude de la série du Versoyen et plus particulièrement pour l'examen de ses rapports avec la série du "Flysch" de Tarentaise. On peut en effet suivre aisément le contact depuis la Tormotta jusqu'au col de Bassa Serra, sur un terrain peu accidenté et dans un cadre remarquable.

Je ne décrirai ici que deux coupes particulièrement instructives :

+ Coupe d'Entre-deux-Eaux (planche 3, point 15 et fig. 21a)

L'érosion glaciaire a ouvert dans la région d'Entre-deux-Eaux une boutonnière permettant l'examen de la série de Tarentaise en position renversée. Les falaises délimitant le joli cirque de l'alpage d'Entre-deux-Eaux sont constituées par la formation basale du "Flysch".

Une coupe est possible, quoique mal aisée, un peu au Sud de la cascade par laquelle le torrent du Breuil franchit la barre. Elle aboutit à un petit lac (plutôt un étang) de coordonnées : x = 32,600 ; y = 64,580 ; z = environ 2450, sur le carroyage de la feuille La Thuile au 1/25 000 de la carte d'Italie.

On rencontre de bas en haut (série inverse) :

- 1 - Du fond du cirque jusqu'à la cote 2350 m environ, le flysch (couches de Saint-Christophe) formé d'alternance de calcaires cristallins à patine brunissante, alternant avec de minces niveaux de schistes gris fer ou noirs.

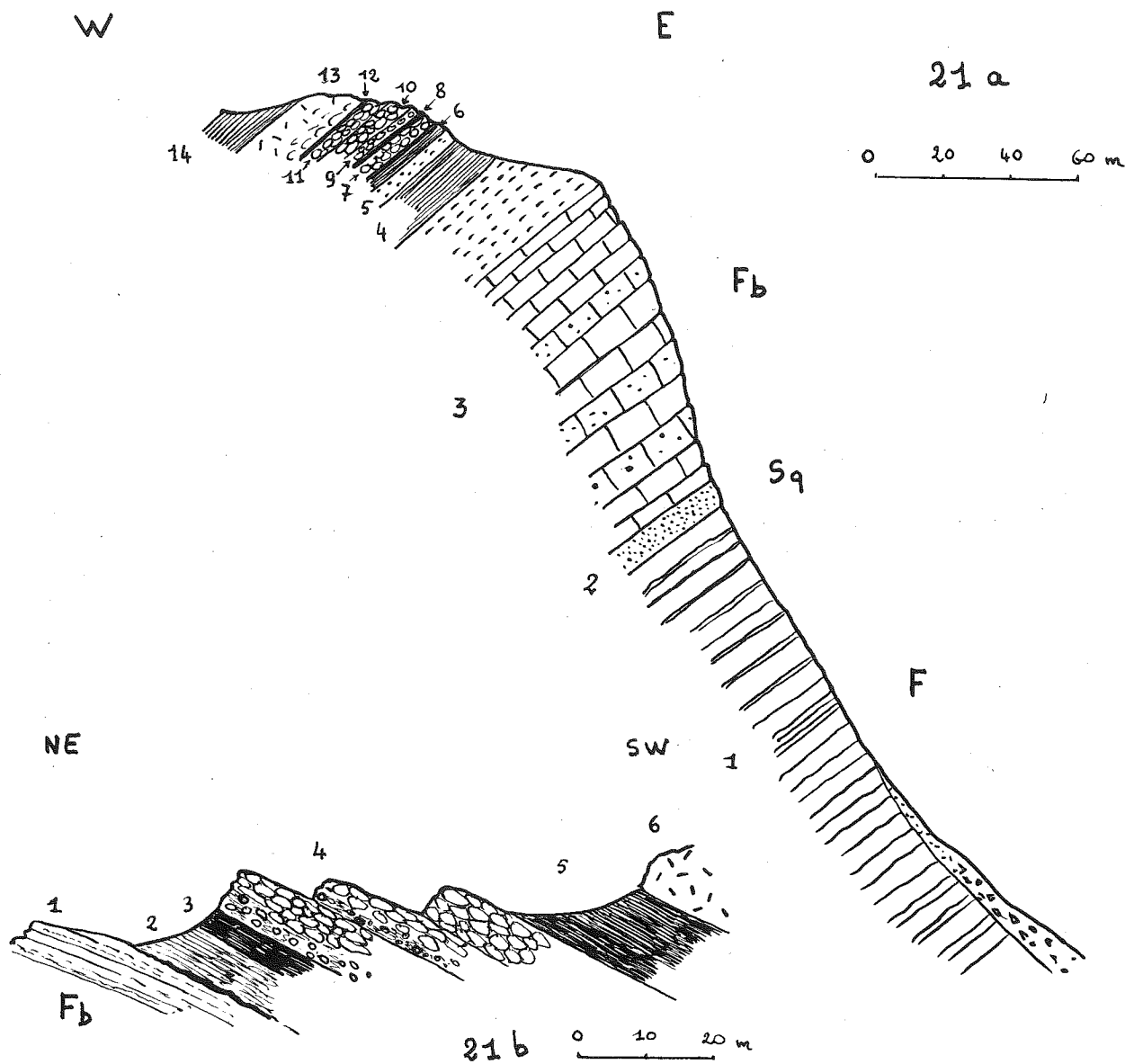


Fig 21

Coupes de l'ensemble antéflysch au Vallon du Breuil.

21a Coupe d'Entre Deux Eaux

21b Coupe de la "boutonnière de Tornotta"

- 2 - 15 ou 20 m de quartzites brun vert en strates de 0,15 m à 0,20 m, pratiquement sans interstrates de schistes noirs. Il s'agit des couches des Marmontains.
- 3 - Au-dessus, un ensemble à dominante calcaire, épais de 100 à 120 m, forme la falaise proprement dite. On y rencontre des conglomérats à éléments dolomitiques, des calcaires microbréchoïdes, des passées de calcaires à zones siliceuses. A proximité du replat des lacs, on note la disparition des niveaux détritiques. Le faciès dominant est alors un calcaire cristallin gris bleu à zones siliceuses rugueuses, de teinte plus claire, parfois roussâtre. La diminution de la teneur en éléments clastiques s'accompagne d'une réduction de l'épaisseur des bancs. L'aspect général tend alors à se rapprocher de celui du flysch, mais les niveaux franchement schisteux (interstrates) font défaut.
- 4 - 15 m environ de schistes gris verdâtre affleurant à proximité immédiate du petit lac.
- 5 - 7 à 8 m de calcaire cristallin gris, massif mais se feuilletant un peu au choc. Ce calcaire comporte de très nombreuses zones siliceuses roussâtres, bien réglées et parallèles. Emballée dans ce niveau, au Nord du petit lac, j'ai trouvé récemment une importante lentille de schistes gneissoïdes d'un type connu à la Pointe Rousse. Il paraît nettement s'agir d'une sorte d'olistolithe.
- 6 - 3,50 m à 4 m de schistes noirs tendres de la série du Versoyen. Par endroit le contact entre 5 et 6 apparaît un peu froissé, mais un peu au Sud du petit lac il est nettement stratigraphique.
- 7 - 5 à 6 m de roche verte formant ressaut. L'examen détaillé montre qu'il s'agit de laves en coussins (pillows lavas) et de coussins fragmentés (brèche de pillows) étroitement moulés les uns sur les autres. Des passées schistes noirs sont visibles là où la dissociation des éléments est la plus grande.
- 8 - 0,30 à 0,40 m de schistes noirs.
- 9 - 1,50 m à 2 m de brèches de pillows à passées de schistes noirs.
- 10 - Une barre de roches vertes d'aspect compact mais dans laquelle on reconnaît encore la forme des pillows moulés les uns sur les autres et aplatis, qui la constituent. Epaisseur : 6 m.
- 11 - 4 à 5 m de pillows dissociés donnant une brèche à matrice noirâtre.
- 12 - 1 m de schistes noirs.
- 13 - Une masse de roches vertes épaisse de 16 à 18 m, montrant au début, quelques silhouettes de pillows assez reconnaissables, puis ceux-ci s'estompent et la roche devient massive.

+ Coupe de la boutonnière de la Tormotta (planche 3, point 16 et fig. 21b)

Entre la croupe au Sud Ouest du sommet de la Tormotta et le contrefort est de l'Aiguille de l'Hermitte (sommets 2849 et 2820) existe une dépression occupée par un petit lac. Dans cette dépression reparaissent, sous la série du Versoyen en position renversée, les niveaux carbonatés de la base du "Flysch" dessinant une petite boutonnière. La partie sud de celle-ci permet d'observer très aisément le contact des deux ensembles. Cette localité est en particulier remarquable pour l'étude des phénomènes volcaniques sous-marins de notre région (H. LOUBAT et P. ANTOINE, 1965). Les faciès originaux sont en effet assez peu affectés par le métamorphisme alpin. Si celui-ci a en général détruit certains traits caractéristiques des laves en coussins (l'enveloppe variolitique en particulier), il n'a pas altéré la morphologie des divers objets et l'on peut reconnaître aisément les formes primaires.

Une coupe faite dans ce secteur montre, de bas en haut :

- 1 - Le sommet apparent (la base réelle) d'une série carbonatée représentée par un faciès de calcaires, gris, mats, très cristallins, présentant un débit en plaquettes ou en feuillets. Ce calcaire montre des bandes ou des zones siliceuses en relief et plus rugueuses sur les surfaces exposées aux intempéries. L'extrême sommet se feuillette de plus en plus passant à un calcschiste gréseux, puis au niveau suivant. Ce faciès, qui peut évoquer le flysch, en représente toutefois la série basale sous un faciès très interne. L'absence de niveaux schisteux vrais et la présence de bandes siliceuses sont caractéristiques à cet égard.
- 2 - Au-dessus, après un contact souligné par une zone minéralisée noirâtre dans laquelle une analyse spectrométrique par fluorescence X a révélé la présence, en abondance, de fer et de manganèse, viennent 6 à 7 m de schistes gris. Leur aspect est rugueux, leur surface plus ou moins lustrée et leur teinte peut passer au gris argenté. La fissilité est moindre que dans le cas des schistes noirs associés aux roches vertes, aussi les plaquettes sont-elles un peu plus épaisses.



- 3 - 6 à 7 m de schistes noirs tendres fissiles. Ces schistes de teinte très foncée lorsqu'on les voit en section, présentent néanmoins des surfaces de schistosité luisante. Un gaufrage est en général visible correspondant à une linéation due à de fins replis des lits micacés.
- 4 - On aborde ensuite la série de roches vertes. Les premiers niveaux visibles sont constitués de pillows désagrégés dont les fragments de forme mousse, de taille variant de 10 à 20 cm, voire moins, sont emballés dans les schistes noirs. Peu au-dessus, on reconnaît rapidement des formes entières de coussins moulés les uns sur les autres.
- 5 - Au-dessus, vient une quinzaine de mètres de schistes noirs fissiles bien typiques.
- 6 - La coupe s'achève sur une roche verte massive extrêmement compacte, totalement exempte de formes en coussins. La cassure est assez grossièrement grenue, et sur un fond d'un blanc verdâtre caractérisé par l'abondance de l'albite, se détachent de grosses mouchetures sombres de chlorite vert foncé.

La grande identité entre les deux coupes précédentes résume bien la constance des caractères structuraux et sédimentaires le long du contact, entre la série du Versoyen et la formation basale du "Flysch" de Tarentaise, dans le vallon du Breuil.

b - La série ophiolitique du Versoyen : un ensemble volcano-sédimentaire  
.....

b1) Introduction

Les coupes précédentes mettent en évidence quelques caractères propres à la série du Versoyen que je vais développer quelque peu.

Certains de ces faits sont indiscutables, telle que la présence de laves en coussins, qui permettent d'attribuer à des phénomènes volcaniques sous-marins une partie, au moins, des faciès d'ophiolites.

Le métamorphisme général est une autre réalité concrète puisqu'on ne trouve que très rarement de roche effusive présentant son aspect primaire (texture et structure).

Mais ce qui paraît le plus fondamental est la relation d'ordre stratigraphique et sédimentaire entre la série ophiolitifère et la sédimentation propre du bassin, annonçant, puis réalisant le faciès du "Flysch" de Tarentaise.

Les nombreuses coupes et études de détail effectuées, tant par moi que par H. LOUBAT, aboutissent au schéma stratigraphique suivant. Si l'on établit une coupe verticale de la série lithologique de la marge interne de l'unité du Roignais-Versoyen, nous avons en règle générale de haut en bas :

- 1 - le "Flysch" de Tarentaise au sens large,
- 2 - une zone de transition où alternent des faciès volcaniques typiquement sous-marins et des faciès sédimentaires nets,
- 3 - un ensemble où le caractère volcanique est prédominant,
- 4 - le soubassement de l'ensemble volcano-sédimentaire.

b2) La zone de transition entre série ophiolitique et série du "Flysch"

Sur le plan proprement sédimentaire, outre la présence des ophiolites sous le faciès "pillows lavas" ou de brèches de pillow, trois faciès caractérisent la zone de transition :

- des schistes gris,
- des niveaux carbonatés,
- des niveaux microbréchiques.

Les schistes gris

Ce vocable adopté en commun avec H. LOUBAT s'applique aux faciès schisteux qui marquent la transition entre la série du Versoyen et la sédimentation carbonatée du "Flysch". Le trait le plus caractéristique sur le terrain est en effet leur teinte d'un gris de fer, parfois un peu roussâtre par oxydation. Cette teinte s'oppose à la couleur noire à reflets légèrement bleutés des schistes associés aux roches vertes. Ceci est parfaitement visible sur la plupart des coupes, et en particulier sur celles de la boutonnière de Tormotta.

Les différences portent également sur d'autres critères que la teinte. La fissilité est en général moindre, et le débit par altération donne des plaquettes plus épaisses. Le toucher est souvent plus rugueux ce qui annonce une tendance gréseuse. L'essai à l'acide, sur le terrain, révèle, dans bien des cas, une teneur en carbonates appréciable, ce que nous n'avons jamais sur les schistes noirs proprement dits.

Tous ces caractères confèrent à cette formation une certaine homogénéité d'aspect qui permet de lui attribuer une dénomination générale (schistes gris). Malheureusement l'observation microscopique ne vient pas la confirmer. Elle révèle dans le détail une grande variabilité des associations minérales qui constituent ce type de roche.

Si d'une façon générale, la présence de calcite, de quartz détritique et de phyllites variées est une constante de la composition, d'autres minéraux peuvent apparaître au gré probablement du chimisme local du sédiment lequel se trouve lié à l'influence contaminatrice du magma basique. Cette complication atteindrait, selon H. LOUBAT, son maximum dans les faciès de bordure du massif du Clapey (vallée du Versoyen).

Un échantillon de schiste gris de la coupe de la boutonnière de Tormotta montre bien certains des caractères précédents (lame 6 - 124). Le fond de la roche est constitué d'un assemblage de phyllites (essentiellement de mica blanc, mais également en petite quantité, une chlorite à biréfringence très basse, presque isotrope). Les phyllites dessinent des charnières de plis microscopiques dont les flancs très étirés soulignent la schistosité. Les lits phylliteux sont surchargés d'une matière opaque (oxyde de fer) avec, çà et là, des amas pyriteux. Le quartz, assez peu abondant, est groupé en flots ou en minces lits. Il présente une cristallisation en mosaïque. La taille des individus est très réduite, de l'ordre de 0,1 mm. On notera l'absence de calcite. Il y a également un peu de tourmaline détritique. Il semble qu'il y ait une génération tardive de micas blancs dont les orientations n'obéissent à aucune règle précise.

Un autre échantillon, provenant du sentier qui du col de la Pointe Rousse se dirige vers la boutonnière de Tormotta, est déjà différent.

A l'œil nu, la lame montre une structure microplissée centimétrique. Sous le microscope on observe que les lits phylliteux dessinent de multiples charnières secondaires, dont les flancs étirés soulignent la schistosité. La plupart des phyllites épousent, de façon très souple, la forme de ces plis microscopiques. Toutefois, certains micas en belles lames forment des contours quelque peu polygonaux, ou bien s'intriquent au hasard, à l'intérieur des charnières. Ils pourraient correspondre, comme précédemment, à une phase tardive de cristallisation.

Parmi les phyllites, on notera également la présence d'une chlorite à biréfringence basse, voisine de la pennine. Les phyllites représentent environ 25 % de la roche. Le quartz, abondant, est à peu près dans la même proportion. Il est en général groupé en petits flots correspondant à un ancien litage plus détritique, replissé et tronçonné par les phénomènes de schistosité.

La calcite, très abondante, représente de 45 à 50 % du volume total de la roche. Elle est en général bien cristallisée, de structure granoblastique. Bien que correspondant à un ancien litage carbonaté, les cristaux ne sont pas déformés dans les charnières, ce qui permet d'envisager une ultime recristallisation assez tardive.

Parmi les minéraux accessoires, le sphène est groupé en général en amas sombres. Les cristaux isolés sont rares.

Mais le fait le plus intéressant est la présence de chloritoïde sous forme de baguettes allongées montrant des macles polysynthétiques. Ce minéral, absolument frais et disposé au hasard, est visiblement de formation tardive. Il ne représente pas plus de 2 % du volume de la roche. Cet habitus est assez singulier. Rappelons, à ce propos, que H. LOUBAT a décrit, dans certains faciès de schistes noirs associés aux roches vertes, la présence de pseudomorphoses de chloritoïde. La présence de ce minéral dans une phase tardive a toutefois été citée par cet auteur dans les faciès mixtes, donc équivalents du présent échantillon, sur la bordure de la Pointe du Clapey.

L'absence d'albite est tout à fait remarquable, et ceci d'autant plus qu'un autre échantillon, prélevé dans le même ensemble schisteux (dans la petite combe, un peu au Nord de la Pointe Rousse), se montre bien différent (lame 4 - 156). Le fond de la roche est constitué par un tissu d'albite granoblastique salie par des inclusions opaques, d'où la teinte foncée de l'échantillon. Cette albite inclut péciliteusement de nombreux petits grains de quartz. La calcite est absente et le sphène assez abondant. On reconnaît çà et là des fantômes de minéraux en gerbes, en faisceau, longs de quelques millimètres, pseudomorphosés en chlorite, micas blancs et quartz. Leur nature première était peut-être amphibolique. L'aspect des pseudomorphoses le suggère assez nettement.

Enfin, un dernier échantillon, prélevé vers 2500 m, le long de la falaise, qui, depuis Beaupré monte vers le mont Miravidi, entre la base de la série détritique de Tarentaise et les premiers coussins de la série du Versoyen, se montre un peu différent : le quartz représente 25 à 30 % du volume, la taille des cristaux peut être extrêmement ténue (de l'ordre

de 0,05 mm). La calcite abondante représente environ 35 % en volume. Les phyllites représentent environ 30 % du total. Elles comprennent du mica blanc, et une chlorite brun acajou très pléochroïque en lumière naturelle.

Ainsi, nous constatons bien que l'homogénéité du faciès schiste gris n'est finalement qu'apparente. Le type moyen est une roche comprenant de la calcite, du quartz, des phyllites (mica blanc, chlorite). La roche d'origine est selon le cas, une argile gréseuse ou une marne gréseuse.

#### Les niveaux carbonatés

Les coupes décrites en référence au paragraphe 1 du présent chapitre, montrent que très souvent des niveaux franchement carbonatés viennent s'insérer à la partie sommitale de la série de schistes gris, au voisinage du contact avec le "Flysch".

Dans certains cas particulièrement favorables, on peut voir ces niveaux carbonatés interstratifiés avec des couches de roches vertes à structure en coussins. Il en est ainsi sur le versant sud de l'Aiguille de Prainan, à la cote 1740 m environ, au-dessus d'un virage en épingle à cheveux de la piste d'alpage de Prainan. Là, en effet, au pied de la barre de roche verte à structure en pillow qui monte depuis Plan André dessous (H. LOUBAT, 1965), on découvre un niveau sédimentaire épais de 1,50 m environ. Ce niveau repose lui-même sur une autre masse de roche verte à structure en pillow mal visible. Il est constitué de calcschistes et de minces passées conglomératiques à galets calcaires, très aplatis et de petits niveaux calcaires.

Sous le microscope, un échantillon, pris à 15 cm sous la roche verte supérieure (lame 4 - 168), se montre formé essentiellement de calcite granoblastique (environ 75 % du volume). Le quartz (10-15 %) se présente, soit en grains d'assez bonne taille, 0,6 mm en moyenne, de forme plutôt arrondie, soit en une poussière d'individus beaucoup plus petits, très souvent recristallisés en mosaïque. Les phyllites sont rares et ne représentent pas plus de 5 % du volume total. Il s'agit surtout de mica blanc et d'un peu de chlorite. De petits grenats (0,1 mm en moyenne) apparaissent en assez grand nombre. L'albite est présente, mais en faible quantité. Un échantillon plus proche de la roche verte (8 cm sous le contact) est très analogue, à l'exception des grenats qui sont beaucoup moins abondants. Il semble que dans certains cas ils aient été altérés en épidote. La teneur en quartz est de l'ordre de 20 %. L'albite est présente en faible quantité.

Le long de l'arête de Prainan (coupe précédemment décrite) les niveaux carbonatés inclus dans les schistes gris peuvent également être observés. On peut distinguer de nombreuses variétés, dont le caractère commun est la grande abondance de calcite ainsi que la présence de quartz détritique. Les oxydes et sulfures de fer ne sont pas rares.

Sur un échantillon (lame 6 - 162), prélevé au sein d'un faciès très proche des schistes noirs, on peut observer les modalités du passage de la tranche carbonatée au faciès schisteux. Ceci se produit par enrichissement en phyllites (mica blanc et chlorite) et diminution très importante de la taille des quartz qui donnent une fine poussière étroitement associée aux lits phylliteux. Corrélativement la calcite disparaît. A noter, dans la zone carbonatée, la présence de tourmaline détritique.

#### Les niveaux microbréchiques et conglomératiques

Des faciès de microbrèches et de conglomérats à éléments de dolomies et de calcaires existent en plusieurs points dans la zone intermédiaire. Ils présentent une très grande analogie, tant par l'aspect extérieur que par le faciès microscopique, avec les niveaux identiques décrits lors de l'étude de l'ensemble antéflysch de la vallée du Torrent des Glaciers. La quasi totalité de ces niveaux microbréchiques ont été découverts à l'Aiguille de Prainan. H. LOUBAT en a également cités dans les faciès de bordure de la Pointe du Clapey.

L'examen de plaques minces, taillées dans ces passées détritiques a permis de découvrir des vestiges organiques indubitables. De patientes recherches ne m'ont malheureusement pas permis de découvrir de formes permettant d'attribuer un âge certain au niveau supérieur de la série du Versoyen.

Macroscopiquement il s'agit d'une roche détritique constituée d'éléments figurés et d'un ciment, en proportions généralement équivalentes. La granulométrie des éléments figurés varie du centimètre à la fraction de millimètre. La forme des éléments est en général anguleuse. Tous les intermédiaires existent entre brèche fine, microbrèche, et grès grossier. Le ciment est cristallin et de teinte plus claire que les éléments.

Nature des éléments : elle est assez variée, mais l'on retrouve les types décrits dans les microbrèches analogues.

- Les éléments dolomitiques se reconnaissent à leur teinte brune, ils sont souvent entourés d'une pellicule de limonite.
- Les éléments calcaires sont plus finement cristallins et ne présentent pas de teinte brune. Parmi ceux-ci on rencontre

très fréquemment de beaux fragments d'un calcaire oolithique. Les oolithes, en général bien formées, ne montrent toutefois qu'une couche extérieure plus sombre, le centre de l'oolithe étant, en général, atteint par la recristallisation. Ce microfaciès est très proche de celui du Dogger à *Mytilus* des séries subbriançonnaises.

On reconnaît également sur certaines lames des fragments d'un calcaire (ou d'une dolomie) à algues présentant une juxtaposition de sections circulaires tubulaires. Sur un fragment, j'ai relevé la présence de sections polygonales presque effacées par la recristallisation qui rappellent certaines sections de polypiers. Il existe aussi des éléments sombres, où, sur une pâte presque opaque, cryptocristalline, se détachent de fines lamelles de mica blanc. Il s'agit probablement de fragments de schistes.

Le ciment est en général formé de calcite granoblastique et de quartz détritique recristallisé, tout à fait comme dans le faciès schiste gris. Il renferme, en outre, presque toujours de la tourmaline détritique en quantité plus ou moins importante. Les phyllites ne sont jamais très abondantes et comportent surtout un mica blanc cristallisé en belles lamelles, ainsi que du stilpnomélane en faible quantité. Les oxydes et sulfures de fer sont relativement abondants.

L'albite de néoformation est rare. Elle se présente assez souvent sous forme de cristaux automorphes zonés, se développant indifféremment dans les éléments et le ciment. Dans ce cas, elle englobe poëcilitiquement du quartz et de la calcite.

D'une façon générale, les minéraux constituant le ciment ne sont pas orientés. Cependant certains éléments dolomitiques ou calcaires plus volumineux que les autres sont fracturés. Les fractures sont alors cicatrisées par du quartz, de la calcite et parfois de la chlorite. Dans ce cas particulier, ces minéraux néoformés sont très étirés perpendiculairement aux lèvres des fractures (leur orientation est donc variable). Ces figures évoquent un peu les pressures shadows.

Les vestiges organiques sont rares, mal conservés et peu significatifs. Les plus fréquents sont des restes d'échinodermes, fragments de plaques, ou entroques circulaires conservés et mis en évidence par pyritisation. Un échantillon de cette microbrèche, récolté par H. LOUBAT, sous l'Aiguille de Prainan et aimablement communiqué par cet auteur, a révélé en grand nombre, des formes assez énigmatiques. Il s'agit de sections circulaires d'une taille voisine de 0,03 à 0,05 mm, munies parfois d'une ouverture et d'un goulot, parfois juxtaposées et mimant alors des foraminifères pluriloculés ; "l'enveloppe" (il est difficile de parler d'emblée de test) est mince et de teinte brunâtre ; "la cavité" centrale paraît avoir la même constitution que le ciment ambiant. Ces formes curieuses évoquent les Calpionelles, mais leur taille ainsi que les variations de celle-ci permettent d'écarter cette hypothèse. M. DURAND DELGA, qui a bien voulu examiner les lames taillées dans cet échantillon, penche plutôt pour des sections de gros spicules.

A noter, également, la présence de deux foraminifères, dont un en assez mauvais état se rapprocherait des *Verneuillinidae*. L'autre, évoque une section de *Globigérine* à trois loges juxtaposées.

Ainsi donc, l'espoir qu'avait fait naître la découverte de vestiges organiques en quantité appréciable, inconnus jusqu'alors dans aucun de mes échantillons, s'est trouvé bien vite déçu par l'absence de formes déterminables.

Quoiqu'il en soit, les conclusions que l'on peut tirer de l'étude de ces microbrèches et la comparaison avec les roches du même type, décrites ailleurs dans l'ensemble antéflysch, sont les suivantes :

- L'aspect macroscopique des échantillons (faciès, épaisseur des lits, gisement au sein de séries schisteuses) est analogue, quelle que soit leur provenance.
- L'éventail des types lithologiques représentés parmi les éléments est pratiquement constant. En particulier la présence de calcaires oolithiques bien nets (inconnus par ailleurs à l'affleurement) est une caractéristique constante de ces microbrèches.
- Sur le plan paléontologique, on notera la même pauvreté pour tous les échantillons, mais également un certain nombre de points communs comme la présence régulière de débris d'échinodermes pyritisés (et notamment d'articles de tiges de crinoïdes dans certains échantillons).
- Le degré de déformation (quasi nul) et l'intensité du métamorphisme sont les mêmes (faciès à albite, chlorite, mica blanc, stilpnomélane).

Tous ces faits d'observation convergent vers une seule conclusion générale : les microbrèches de la série du Versoyen ont une même origine paléogéographique que celle des autres affleurements de l'ensemble antéflysch. Il me paraît peu probable que de telles analogies soient purement fortuites, et que l'on puisse attribuer les faciès sédimentaires apparaissant au sommet de la série du Versoyen à une province paléogéographique totalement différente

(piémontaise par exemple). Cette conviction se trouvera renforcée ultérieurement par l'étude des microbrèches et brèches existant dans les faciès de base du "Flysch" de Tarentaise. Bien des points communs mentionnés ci-dessus se retrouveront alors, indiquant, à mon avis, une origine commune pour la sédimentation détritique, dont les microbrèches de l'ensemble antéflysch ne seraient que les prémices durant la période de calme sédimentaire, ayant donné naissance aux séries schisteuses précédant le dépôt du "Flysch".

### b3) Les faciès volcaniques

Je me contenterai ici de résumer les principaux caractères de l'ensemble volcanique, abstraction faite du métamorphisme. Ces deux domaines ont fait l'objet d'un travail récent et détaillé de H. LOUBAT (1968), et je reprendrai les principales conclusions de cet auteur pour la partie proprement descriptive.

#### Les formations en coussins

La découverte de laves en coussins (pillows-lavas) bien reconnaissables, fut effectuée dans la série du Versoyen de façon indépendante par H. LOUBAT (sur le versant de Prainan, voir H.L. 1965) et par moi-même en 1964, à la base de l'arête sud du Miravidi vers Beaupré (nous ignorions, à l'époque, que le sujet de nos études était en partie commun). Dès lors, l'attention mise en éveil par l'existence de ces formes si particulières, nous retrouvâmes en commun de semblables phénomènes dans tout un secteur de la zone du Versoyen (H. LOUBAT - P. ANTOINE, 1965 ; H. LOUBAT 1968).

Les meilleures zones d'affleurement, permettant l'étude de nos laves en coussins, se trouvent sur le versant sud de l'Aiguille de Prainan (un peu à l'Est de Plan André et sous la croix de Prainan, altitude 1974 m) ainsi qu'en Italie, sur le pourtour sud de la boutonnière de Tormotta. Il existe, du reste entre ces deux catégories d'affleurements, une différence bien mise en évidence par H. LOUBAT. Le degré de métamorphisme est moindre à Prainan (croûte variolitique parfois conservée, laminage peu marqué), qu'au vallon du Breuil Tormotta..

#### + Description des coussins pratiquement intacts

La forme générale des coussins est le plus souvent globulaire ou elliptique (photo 5). Leur diamètre, lorsque la déformation n'est pas trop intense, varie de 0,40 à 1 m environ. Fréquemment, toutefois, ils apparaissent moulés les uns sur les autres et revêtent, de ce fait, des formes diverses.

En section les coussins montrent une croûte, épaisse souvent de plusieurs centimètres, ou enveloppe d'un vert sombre, chloriteux, emballant une roche d'un vert pâle finement grenue. Cette croûte, dans certains cas favorables, (éboulis sous la croix de Prainan) est constellée de nombreuses varioles d'albite d'un diamètre de quelques millimètres, le plus souvent étirées et donnant alors des sections elliptiques (à Prainan, l'allongement des varioles correspond à celui des pillows qui est homoaxe de la linéation générale récente, laquelle est en gros, Nord-Sud).

La partie centrale du pillow est de teinte vert pâle ou gris vert pâle finement grenue et très homogène. Tant macroscopiquement que microscopiquement les traits volcaniques primaires ont été effacés par le métamorphisme général, exception faite dans certains cas nous venons de le voir pour la croûte variolitique. La lave originelle est ainsi transformée en prasinite. Sous le microscope, ainsi que l'a déjà décrit H. LOUBAT, on ne voit guère qu'un "fond" albito-chloriteux et de très nombreuses inclusions. L'albite se présente sous forme de phénoblastes le plus souvent corrodés par la chlorite. L'albite renferme des inclusions de petites tailles ; amphiboles de la famille de l'actinote, épidotes (épidote s. str., clinozoïsite) du sphène (souvent leucoxénisé). On ne décèle aucune structure fantôme.

#### + Phénomènes de fragmentation des coussins - les brèches de pillow

De tels phénomènes sont pratiquement inconnus dans le secteur de l'Aiguille de Prainan. Je mentionnerai, pour mémoire, un bloc non en place, dans un virage de la piste d'alpage de Prainan, vers 1750 m, montrant une association coussins de petite taille ou brèche de coussins - éléments anguleux de roches vertes. Cette association sera retrouvée de façon plus nette, bien que plus métamorphisée, dans le vallon du Breuil et sur le flanc sud du mont Miravidi.

La localité la plus favorable à l'étude des phénomènes de fragmentation des laves en coussins est la lisière sud ouest de la boutonnière de Tormotta (planche 3, point 16).

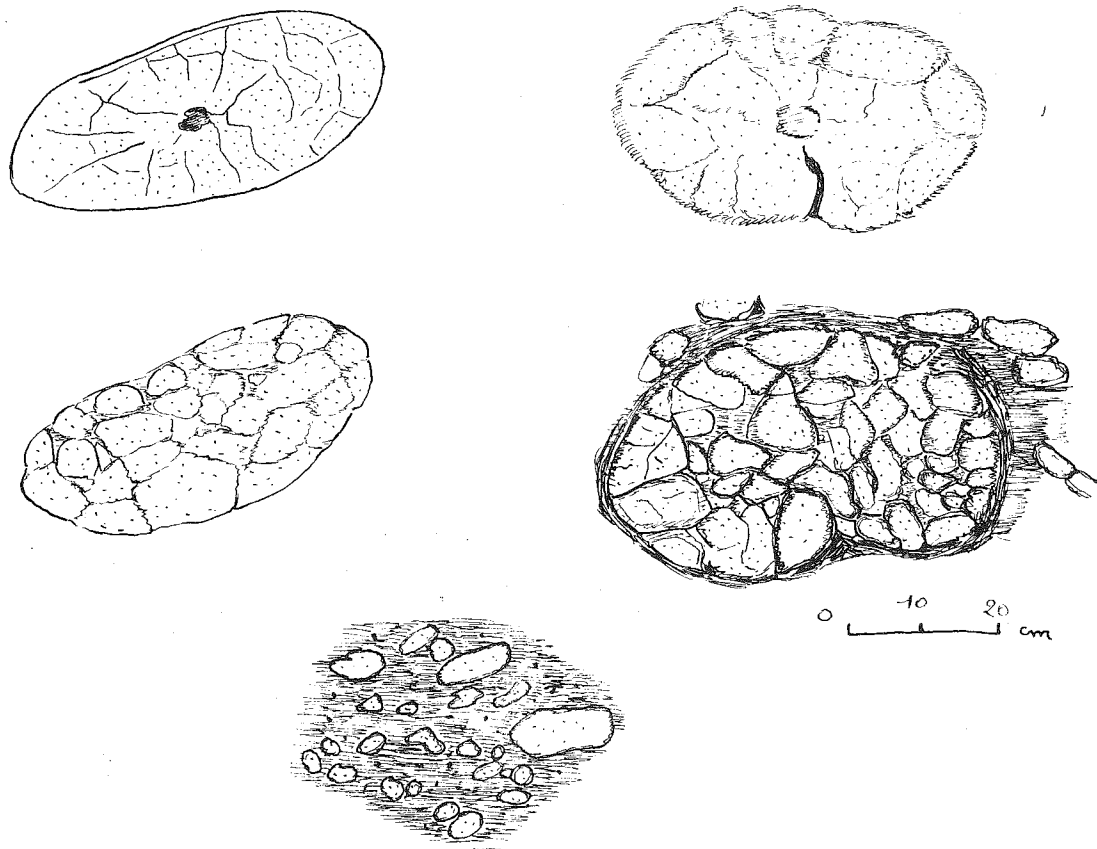


Fig 22 : Série ophiolitique du Versoyen  
 ("Boutonnière" de Tornotta)

Divers stades de fragmentation des laves  
 en coussins et genèse de la "brèche de pillows"

Photo n° 5  
Série du Versoyen. Un  
"pillow" peu déformé  
(coupe de la boutonnière  
de Tormotta près de la  
Pointe Rousse (Italie).

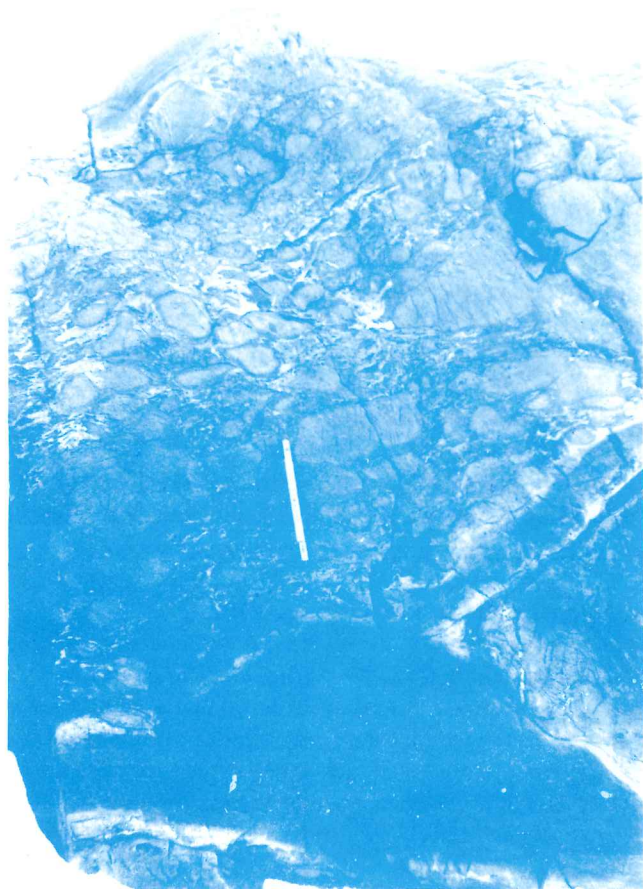
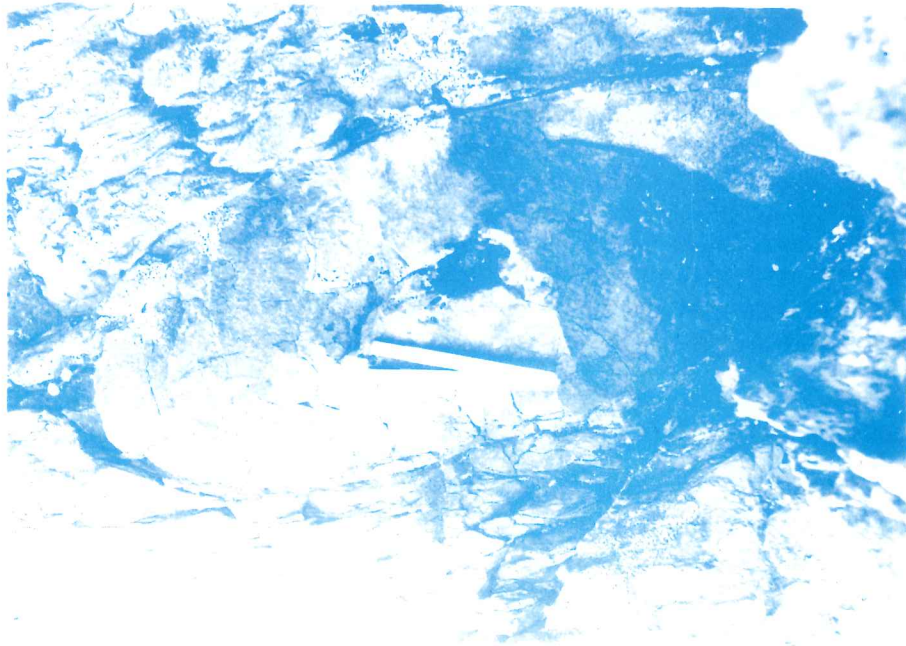


Photo n° 6 - Série du Versoyen - Pillows -  
brèches de pillows - schistes noirs et adinole.

Noter la présence de pillows intacts au sein de  
la masse de brèches de pillow et d'un niveau  
sédimentaire sombre ("schistes noirs") au sein des  
ophiolites.

Remarquer la présence très nette d'un liséré blanc  
au contact du sédiment et de la roche magmatique  
(H. LOUBAT, 1968).



On peut observer dans le niveau 4 de la coupe (fig. 21b) le passage des pillows intacts moulés, les uns sur les autres, aux pillows bréchiques et brèches de pillow.

Le mécanisme paraît être le suivant (fig. 22) :

des fissures radiales prennent naissance au sein du coussin (dont la taille est de l'ordre du demi-mètre), convergent vers une sorte d'ombilic garni actuellement de chlorite. Puis le degré de fragmentation augmente par apparition de fissures plus ou moins concentriques. Le coussin se trouve alors entièrement subdivisé en fragments élémentaires autour desquels se reforme une matrice chloritique fine. Le volume conserve cependant son intégrité première. Enfin, on assiste à une dilution des fragments dans les schistes noirs environnants. Les éléments ainsi obtenus sont toujours arrondis, de taille réduite, et miment assez bien des coussins en réduction. De toute façon, au sein de cette brèche on trouve souvent des pillows entiers, intacts, de taille variée (photo 6).

Mais un fait plus étrange est la présence en certains points, au sein de la brèche, d'éléments anguleux d'assez forte taille (30 à 40 cm pour la plus grande dimension) d'une roche de même nature que celle des coussins bréchifiés décrits ci-dessus. L'aspect de ces éléments indique nettement que le processus de leur formation est différent du mécanisme exposé plus haut. On pense plutôt à une origine explosive.

H. LOUBAT, décrivant ces phénomènes de fragmentation hésite entre deux hypothèses :

- Une fragmentation des coussins à l'état visqueux lors de l'épanchement.
- Une fragmentation par action dynamique postérieure à l'épanchement et contemporaine du métamorphisme.

Dans l'un et l'autre cas, cet auteur reconnaît que la présence de fragments anguleux associés à des éléments émoussés constitue une énigme. Il pense pouvoir résoudre la difficulté en invoquant une différence de compétence mécanique et de disponibilité chimique entre la lave et la matrice schisteuse encaissante.

Un peu de lumière sur la signification de ces divers faciès est apportée par un travail de D. CARLISLE (1963) relatif aux formations volcaniques sous-marines de l'île de Quadra en Colombie Britannique (Nord Nord Ouest de Vancouver). Dans cette région les épanchements, d'âge triasique, ont un caractère eugéosynclinal. Les laves sont de nature andésitique basaltique (comme au Versoyen) et elles se présentent souvent en coulées sous-marines à coussins.

CARLISLE décrit une succession de faciès et publie des photographies qui présentent une analogie étroite avec les faciès observés dans les ophiolites de la boutonnière de Tormotta. La série de Quadra, indemne de tout métamorphisme, constitue ainsi un terme de comparaison commode pour interpréter nos faciès.

La séquence élémentaire décrite par CARLISLE est pratiquement identique à la succession de nos faciès décrite précédemment :

- À la base : un niveau à coussins jointifs moulés les uns sur les autres (Close packed pillow-lava).
- Au-dessus une brèche à coussins isolés (isolated pillow breccia). Le passage de 1 à 2 est progressif.

Pour l'auteur, les éléments sont constitués de coussins entiers, isolés au sein de la matrice. Toutefois, les descriptions qu'il en donne correspondent bien au faciès commun de notre brèche de pillow : hétérométrie des éléments, les plus petits prédominants vers le haut (diamètre peu différent de 30 cm), formes arrondies, présence autour de chaque élément d'une croûte vitrifiée (chilledrim) équivalent probable de la matrice chloriteuse des coussins et "coussinets" du Versoyen, augmentation de la proportion de matrice sédimentaire vers le haut.

- Enfin, un niveau de brèche à fragments de pillows brisés (broken pillow breccia). La forme des éléments est ici anguleuse et il n'y a pas de croûte vitrifiée. Leur taille est très variable depuis des blocs jusqu'à une poussière clastique disséminée dans la matrice. Ces éléments sont granoclassés.

L'étude des affleurements permet à CARLISLE de conclure au mode de formation suivant :

Les coussins sont fragmentés par un système de fissures radiales, concentriques, et également quelconques (ceci correspond au mécanisme que nous avons décrit). Cette fracturation intervient après la formation du pillow, lors de l'épanchement et après la mise en place sur le fond de la mer ou dans le sédiment, mais avant la compaction de l'ensemble coussin-matrice. Les fractures paraissent résulter, selon l'auteur, beaucoup plus d'un mouvement vigoureux de la partie supérieure de la brèche que d'une explosion. Il fait remarquer, avec juste raison, que si des explosions dues au dégagement brutal de vapeur étaient la cause principale, tous les coussins et en priorité ceux de la base seraient brisés. Or cela n'est pas.



Finalement le schéma proposé par CARLISLE nous apporte les éléments suivants :

- La séquence pillow-brèche de pillows constitue indubitablement un critère de polarité. Dans le cas du Versoyen et particulièrement du vallon du Breuil, il confirme le renversement de la série.
- La fracturation des pillows et la formation des brèches sont postérieures à l'épanchement, mais antérieures à la diagenèse du sédiment. Il paraît dès lors peu utile d'invoquer des déformations postérieures dues à un dynamométamorphisme.
- Toutefois, il existe une différence entre notre schéma et celui de CARLISLE. Nous avons pu mettre en évidence qu'un phénomène de fragmentation des coussins conforme au schéma de ce dernier ne donne pas forcément des fragments anguleux, mais au contraire, des formes très analogues à celles qu'il considère comme des pillows isolés, de petite taille, dans son "isolated pillow breccia". Cette constatation ne permet pas de paralléliser entièrement les deux séries de phénomènes. Peut-être faut-il, malgré tout, accepter l'idée de manifestations explosives locales, pour expliquer le mélange, à la partie supérieure de l'ensemble, des formes anguleuses et des formes arrondies.

#### + Répartition sur le territoire étudié des formations en coussins et sa signification

Lorsque l'on consulte une carte géologique détaillée de la région étudiée par exemple in H. LOUBAT, 1968 (figurée de façon simplifiée ici figure n° 18) une constatation s'impose :

Les laves en coussins sont disposées à la périphérie des affleurements de la série du Versoyen, pratiquement depuis la vallée du Versoyen, au niveau de la Pointe du Clapey, jusqu'à la Pointe Rousse en territoire italien. Elles sont donc disposées en permanence au voisinage du contact avec la base de la série du "Flysch de Tarentaise", n'étant le plus souvent séparé de lui que par la mince zone de transition des faciès de schistes gris, à niveaux carbonatés et micro-bréchiques. Il y a là un argument "géométrique" supplémentaire, très fort, pour voir une relation stratigraphique primaire entre la série du Versoyen et la série du "Flysch" de Tarentaise. La sédimentation du "Flysch" débutant alors très calmement par des niveaux essentiellement carbonatés, peu après l'achèvement des éruptions sous-marines.

Pendant les beaux schémas généraux, ou tous les faits s'ordonnent conformément à la logique, pour la plus grande satisfaction de l'esprit, sont bien rares en géologie. Il me faut donc citer maintenant le cas particulier du versant sud de l'Aiguille de Prainan.

Là, les rapports entre les belles formations en coussins décrites par H. LOUBAT et le "Flysch" sont moins évidents. Les faits restent conformes au schéma général pour les affleurements compris entre les Echines et les chalets de Prainan. Mais, au-dessus, la masse de roches vertes qui affleure jusqu'à la crête, au niveau des pylônes à haute tension, entre les cotes 2180 et 2300, paraît dépourvue de coussins en dépit d'un certain débit qui peut parfois évoquer leur forme. Or cette masse d'ophiolite est là, géométriquement, très proche du "Flysch". Si l'on considère le peu de compétence entre les schistes noirs (sur lesquels nous allons revenir) et la masse compacte des ophiolites, il semble normal de conclure que, localement, au gré des efforts tectoniques, des clivages de série aient pu intervenir, perturbant la succession logique. Il ne paraît pas pour autant que la valeur synthétique du schéma proposé en soit affectée.

#### Les sills

L'observateur examinant la série ophiolitique dans le haut vallon de Beaupré par exemple, ou sur le versant ouest des Aiguilles de Beaupré en montant au Miravidi, est frappé par l'alternance de véritables strates de roches vertes isolées par des couches plus minces de schistes noirs (fig. 23). Ces strates sont extrêmement continues et homogènes sur de très grandes longueurs. Leur épaisseur est variable, elle a tendance à augmenter d'Ouest en Est. Très souvent, spécialement dans les zones élevées de l'édifice, on reconnaît, à la périphérie des sills, des formes en coussins qui vont en s'évanouissant vers le cœur de la coulée. Ce dernier est alors très uniformément cristallisé.

L'examen macroscopique est décevant, la roche présentant simplement de légères variations de teinte dans les gris vert pâle ou les verts, le grain restant en général fin. H. LOUBAT a montré que cette homogénéisation du faciès due au métamorphisme alpin recouvrait en réalité une grande variété de types primaires. Rappelons ses conclusions les plus importantes :

- Les roches effusives à structure fine sont sans doute abondantes, mais il existe des zones à grain primaire grossier.
- Les roches primaires plus grossières étaient variées, ressortant aux diabases à pyroxènes, à des roches amphiboliques voire même des roches amphiboliques à quartz exprimé.

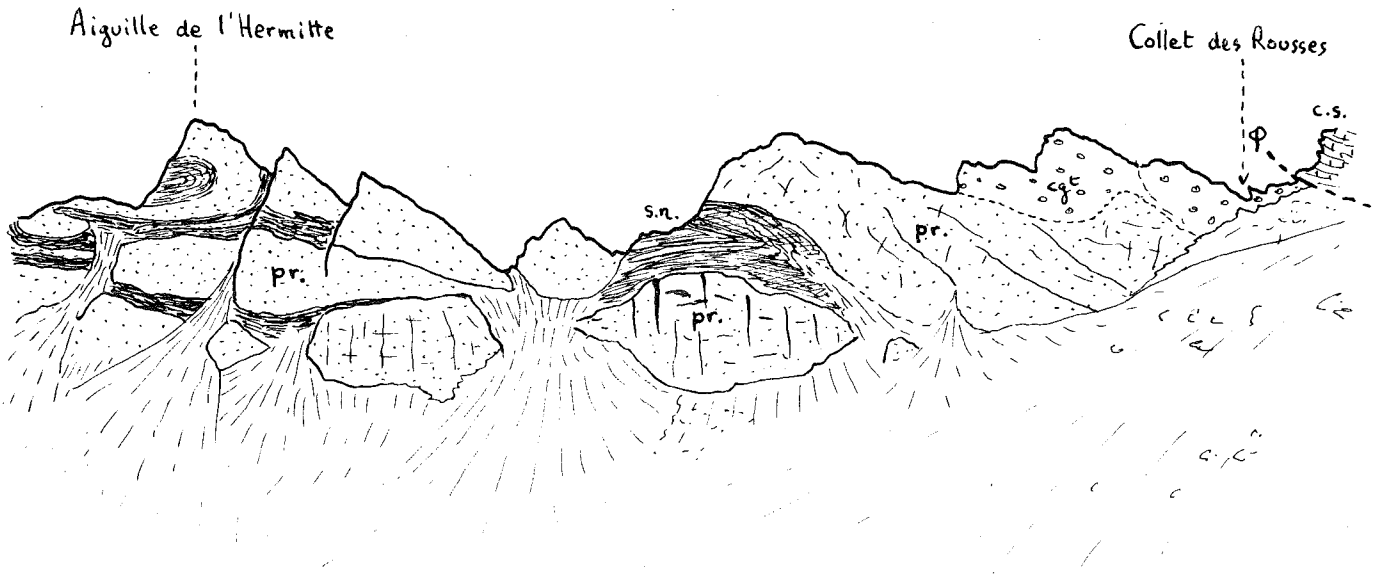


Figure 23 - Haut vallon de Beaupré -  
Alternances de sills de prasinites (pr) et de schistes noirs (s.n.) -  
Noter les replis - Cgt = Conglomérat du Collet des Rousses.  
c. s. = Calcschistes de l'unité du Petit Saint-Bernard.

La répartition cartographique des divers types montre une variation du Nord Ouest vers le Sud Est, les laves en coussins étant cantonnées à la périphérie, puis les sills devenant prédominants en extension et en épaisseur vers l'intérieur du domaine.

#### La brèche du Miravidi

Cette formation spéciale, que je découvris en juillet 1964, fut le premier indice sérieux de liaison entre les phénomènes volcaniques et sédimentaires au sein de la série du Versoyen.

Cette idée nouvelle fut confirmée peu après par les découvertes de laves en coussins relatives plus haut.

Le meilleur affleurement des brèches du Miravidi peut s'observer à l'ensellement qui sépare le mont Miravidi de la Pointe des Veis, sur la frontière franco-italienne, à l'altitude 3020 m environ (photo 8).

Au sein d'une matrice noire compacte, très finement cristalline, apparaissent des blocs extrêmement anguleux d'ophiolites métamorphiques assez analogues à celles du voisinage. La taille des blocs est importante et oscille en moyenne entre 0,30 et 1 m pour les plus gros spécimens. H. LOUBAT en cite d'une taille encore plus importante. Leur périphérie ne montre jamais la moindre enveloppe chloriteuse comme dans le cas de la brèche de pillow. Outre cette phase détritique grossière, la matrice est constellée d'une quantité de fragments anguleux beaucoup plus petits, dont l'ordre de grandeur varie du millimètre au centimètre. Tout cela est très mal classé. La matrice est de beaucoup plus abondante que les éléments. Ceux-ci présentent en gros deux variétés pétrographiques reconnaissables à leur teinte (H. LOUBAT, 1968). En certains points, la brèche, alors presque dépourvue d'éléments étirés dans ce cas, montre dans son ciment des figures extrêmement fluidales (photo 9). L'étirement des galets fait penser à une action tectonique ; la présence de serpentine non loin de là suffirait pour s'en convaincre ; mais l'étude attentive des formes et des variations, la nature du ciment évoque également des mouvements au sein d'une masse très visqueuse.

H. LOUBAT (1968) a donné une étude pétrographique détaillée du ciment et des éléments de la brèche. Le premier est, somme toute, assez voisin des schistes noirs à pseudomorphoses de minéraux. Les éléments, quant à eux, ne montrent



Photo n° 7 - La Punta dei Ghiacciai dans le haut vallon du Breuil (Italie) -



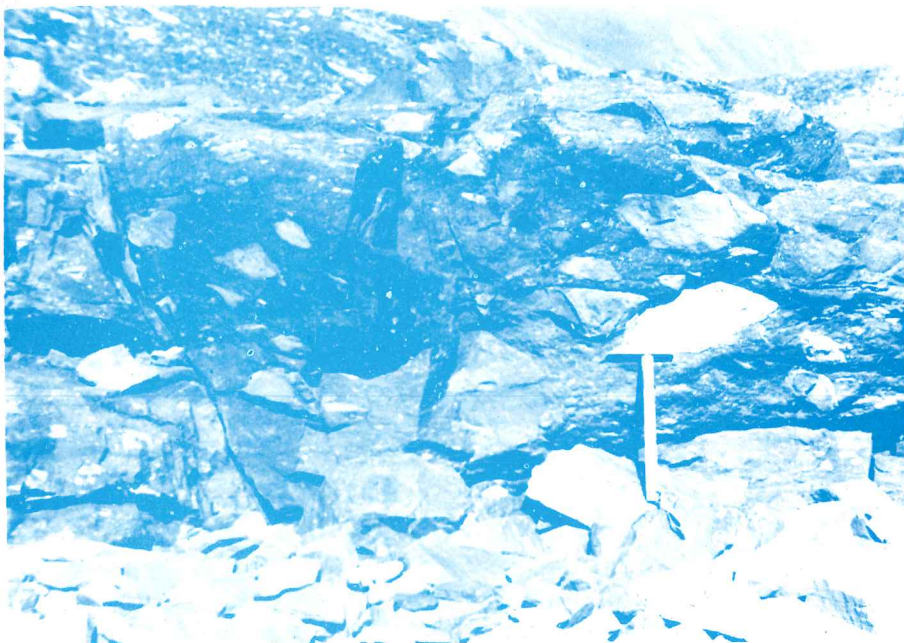


Photo n° 8 - La brèche de Miravidi.



Photo n° 9 - Brèche du Miravidi - Figures évoquant des convolute laminations.

pas de grande différence pétrographique avec les ophiolites voisines. Certains d'entre eux évoquent toutefois le liséré blanc du type adinole minutieusement étudié par cet auteur.

L'origine explosive que j'avais attribuée primitivement à ce type de roche est ainsi confirmée et précisée :  
..... "nous imaginons une genèse dominée, en certains points, par des explosions, dispersant des fragments déjà consolidés plus ou moins grossièrement grenus, et en d'autres points, par une association selon un mode plastique et mécaniquement moins violent".

#### Les ophiolites massives de la Pointe du Clapey

L'aspect zoné de la série du Versoyen avec ses alternances de sills basiques et de schistes noirs bien caractéristiques de toute la "haute région" Beaupré - Miravidi - vallon du Breuil, ne se retrouve absolument pas dans le petit massif de la Pointe du Clapey qui culmine au-dessus du village de Sééz, entre les vallées du Versoyen et du Reclus.

Ce complexe ophiolitique a été étudié en grand détail H. LOUBAT qui lui a consacré à peu près la moitié de sa thèse. Je me contenterai ici de rappeler parmi ses conclusions, les plus utiles pour le présent exposé.

- Le massif du Clapey appartient génétiquement au même ensemble volcanique que le restant de la série du Versoyen.
- La périphérie du massif montre des faciès fins et rubanés et des faciès hybrides témoignant d'association intime entre magma et sédiments (mictites).
- Les structures primaires des roches du Clapey sont soit relativement grossières (anciens gabbros), soit porphyriques, les différentes variétés passant progressivement l'une à l'autre.  
Les zones est et nord ouest actuelles du Clapey correspondent à la partie inférieure de l'intrusion. La zone ouest correspond à la partie supérieure.
- Le métamorphisme se traduit par un développement spectaculaire du glaucophane. Il est accompagné d'amphiboles vertes, de chlorite, de stilpnomélane, d'épidote et de grenats, et de tourmaline. Glaucophane et tourmaline sont antérieurs au reste de la paragenèse de métamorphisme.

#### Les serpentinites

Les affleurements de serpentinites sont extrêmement réduits quant à leur importance sur tout le périmètre étudié. Ceci va à l'encontre des observations généralement effectuées sur les complexes ophiolitiques alpinotypes où le rapport en volume des serpentinites au total des ophiolites serait de l'ordre de 5 pour 7 (M. VUAGNAT, 1963).

Par contre, la série du Versoyen apparaît plus classique quand au mode de gisement des serpentinites. Celles-ci sont en effet étroitement associées à la présence de grands clivages tectoniques ("2° écaille" de la Pointe Rousse - chapelet d'écaillles leptynitiques des environs du lac Tormotta).

Nous remarquons ainsi, que, sauf en ce qui concerne le lambeau du mont Miravidi, tous les autres affleurements de serpentinite sont liés sur le terrain à des écaillles du type Pointe Rousse. Une telle association est assez fréquente si l'on en croit M. VUAGNAT (1963). Je rappellerai toutefois qu'il ne s'agit pas là d'écaillles du socle cristallin.

Etant donné le rôle très secondaire joué par les serpentinites parmi toutes les ophiolites du Versoyen, je n'ai pas procédé à une étude approfondie de leur pétrographie ni de leur chimisme. Les quelques plaques minces effectuées m'ont montré, dans un cas, des vestiges assez bien conservés d'un orthopyroxène voisin de l'enstatite. Dans la plupart des autres cas, les lames ne montrent qu'un "fond" serpentiniteux piqueté d'aiguilles d'amphiboles de la famille de l'actinote - trémolite. Sur les échantillons observés je n'ai jamais découvert de vestiges de péridot.

#### Quelques données pétrochimiques complémentaires sur le volcanisme du Versoyen

H. LOUBAT a publié dans sa thèse un certain nombre d'analyses de divers faciès volcaniques de la série du Versoyen. De mon côté, j'ai pu faire effectuer au laboratoire de Géologie de l'Université de Grenoble quelques analyses complémentaires portant sur des échantillons récoltés par H. LOUBAT ou par moi-même. Les résultats de ces dernières sont donnés dans le tableau n° 3. Pour chacune de ces analyses les paramètres de Niggli, de Lacroix, ainsi que la norme ont été calculés comme pour une roche volcanique normale.

Le tableau n° 5 donne les déterminations obtenues selon des méthodes diverses : Lacroix, Rittman, Niggli.

Remarque importante : les analyses H. LOUBAT reproduites ici (An n° 1, 2, 4, 7, 8) et les analyses P. ANTOINE n° 17, 18, 19, 20, 21, correspondent à des échantillons prélevés dans l'ensemble antéflysch au Sud de la Doire Baltée (série du Versoyen proprement dite).

Les analyses P. A. n° 23 - 25 correspondent à des échantillons prélevés au sein de l'ensemble antéflysch au Nord de la Doire Baltée.

Enfin les analyses P. A. n° 22 - 24 - 26 - 27 correspondent à des faciès verts de l'unité des cols (voir ci-après 2e partie).

Ainsi le présent paragraphe passera-t-il en revue sur le plan pétrochimique toutes les analyses effectuées sur les faciès de "schistes verts" les plus importants de notre région.

Ce rassemblement nous paraît indispensable pour faciliter les comparaisons. Pour le contexte structural, le lecteur est prié de se rapporter aux paragraphes correspondants.

### Localisation des échantillons analysés

#### Analyses P. ANTOINE

- An 17 : vallon de Beaupré - (x = 949,200 ; y = 87,950 ; z = 2740 m - B.S.M. 1/50 000)  
lave en coussin
- An 18 : boutonnière de Tormotta - (x = 951,560 ; y = 88,020 ; z = 2600 m)  
lave en coussin
- An 19 : idem
- An 20 : idem
- An 21 : Pointe Rousse - Sentier du lac Verney à la cabane Torvera, cote 2270 m -  
diabase massive.
- An 22 : coupe du col Fenêtre (Grand-Saint-Bernard) - (x = 972,750 ; y = 108,575 ; z = environ 2800  
Mont-Blanc 1/50 000).
- An 23 : Costone di Mezzodi - (x = 970,00 ; y = 101,150 ; z = 2820 Mont-Blanc 1/50 000) -  
Schiste vert.
- An 24 : Costa di Serena - (x = 970,375 ; y = 101,00 ; z = environ 2720 - Mont-Blanc 1/50 000)  
faciès vert massif.
- An 25 : Chemin de Morge à Liconi Pont 1620 - (Mont-Blanc 1/50 000)
- An 26 : Comba la Tula. Sous le Mont Rotzo. (x = 972,250 ; y = 105,600 ; z = 2230 environ Mont-Blanc  
1/50 000).  
Faciès verdâtre.

Pour étudier plus en détail la signification des divers faciès étudiés, j'ai reporté les points figuratifs des analyses sur certains des diagrammes dus à H. de la ROCHE (voir à ce propos M. ROUBAULT et H. de la ROCHE, 1965 - H. de la ROCHE, 1965 - et 1968). Ceux-ci sont particulièrement utiles pour aborder l'étude du domaine intermédiaire entre faciès volcaniques francs et faciès sédimentaires et analyser les corrélations possibles.

#### Conclusion

Le nombre d'analyses utilisé est trop réduit pour prétendre tirer des conclusions générales. La lecture des diagrammes suggère toutefois les remarques suivantes :

La plupart de ces analyses (exception faite de An 22 - 25 - 26) tombent dans le champ des basaltes diabases, ou andésites (tableau 5). Le diagramme de la figure 26 montre une belle évolution le long de la ligne des faciès éruptifs. On constate une dispersion assez grande dans "l'acidité" originelle de ces échantillons. Le diagramme de la figure 25 montre une tendance spilitique très nette avec toutefois une moyenne des teneurs en potassium très faibles. Par contre le diagramme de la figure 24 montre une individualisation assez nette en trois groupes : les analyses H. L. n° 1, 2, 4, 7, 8 qui tombent bien dans le champ des gabbros ou basaltes à fort déficit de silice ; un groupe comprenant les analyses P. A. n° 17, 18, 19, 20, 21, 23, 24, 25 qui se distingue par une quantité de silice nettement plus forte et enfin le groupe des analyses P. A. n° 22, 26, 27 qui est à part et sur lequel nous reviendrons.

TABLEAU 3

ANALYSES H. LOUBAT

	1	2	4	7	8
Si O <sub>2</sub>	43,84	51,24	48,43	46,44	42,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,14	16,57	15,05	17,49	13,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,61	3,34	3,10	3,99	4,09
Fe O	5,18	4,37	9,64	3,82	12,58
Mg O	5,24	5,14	5,03	10,08	6,36
Ca O	14,05	8,55	7,87	12,28	9,75
Na <sub>2</sub> O	5,24	4,67	4,68	2,58	2,91
K <sub>2</sub> O	traces	0,42	0,10	0,13	0,22
Ti O <sub>2</sub>	2,24	2,31	2,74	0,97	4,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,38	0,35	0,45	0,08	0,13
Mn O	0,21	0,15	0,28	0,16	0,31
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,66	2,54	2,69	0,02	3,11
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,04	0,06	(0,62)	2,64	(0,23)
CO <sub>2</sub>	5,05	---	0,23	---	---
Total	100,15	99,71	100,29	100,67	99,62

PARAMETRES DE NIGGLI

al	21,4	26,1	22,1	21,8	17,5
fm	34,3	34,3	45,3	44,9	52,3
c	36,2	24,3	21	27,8	23,4
alc	8,1	12,8	11,4	5,2	6,7
si	105,6	136,5	121,5	98,3	95
k		0,05	--	0,02	0,04
mg	0,55	0,55	0,42	0,7	0,4
ti	4	4,6	5,1	1,5	7,4
p	0,43	0,32	--	--	--
q2	-26,8	-14,7	--	-22,5	-31,8

TABLEAU 4

ANALYSES CHIMIQUES DE QUELQUES "ROCHES VERTES"  
(ET FACIES SIMILAIRES) DU BASSIN CRETACE DE TARENTEISE (P. ANTOINE)

Localisation	Ensemble antéflysch - Série du Versoyen					Ensemble antéflysch Anticlinal de Rantín			Unité des Cois		
	N° de l'analyse	17	18	19	20	21	23	24	25	22	26
Si O <sub>2</sub>	48,70	54,25	51,30	51,65	48,90	49,10	53,20	48,75	69,55	75,30	74,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,75	15,75	16,70	17,30	14,20	18,10	17,20	16,05	13,25	10,70	11,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,20	2,00	2,15	1,80	4,15	1,80	1,70	2,70	0,95	1,60	1,00
Fe O	6,15	5,90	6,40	6,60	6,25	7,00	4,75	6,95	3,00	3,35	2,15
Mg O	5,75	6,60	6,95	7,15	7,65	7,80	5,05	8,85	1,85	1,75	1,55
Ca O	7,80	3,65	3,60	3,15	8,15	3,40	5,40	8,30	2,85	0,65	1,25
Na <sub>2</sub> O	3,90	5,70	6,00	5,90	3,80	5,45	4,80	3,10	2,85	2,35	3,45
K <sub>2</sub> O	0,00	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,70	0,80	1,50	1,60	1,40
Ti O <sub>2</sub>	2,10	1,80	1,70	1,80	2,15	2,10	0,70	1,30	0,45	0,45	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,45	0,35	0,15	0,35	0,35	0,30	0,15	0,25	0,10	0,10
Mn O	0,25	0,20	0,30	0,30	0,25	0,10	0,10	0,20	0,10	0,00	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,15	3,55	4,25	3,70	3,20	4,25	6,15	2,80	3,45	1,90	2,75
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,20	0,15	0,30	0,40	0,00	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10
Total	100,30	100,10	99,90	99,85	100,10	99,50	100,10	100,00	100,10	99,90	100,40
<u>PARAMETRES DE LACROIX</u>											
p	II	II	II	II	III	II'	II	II	(I) II	(I) II	I'
q	5	'5	5	5	5	5	5	5	3	(2) 3	4 (5)
r	4'	2 (3)	2 (3)	2 (3)	4	2 (3)	3	(3) 4	'3	(1) 2	2
s	5	5	5	5	5	(4) 5	'5	4 (5)	4	4	4
h					2						
l					1						
k					'2						
m					2'						



TABLEAU 4 bis

NORMES ET PARAMETRES DE NIGGLI

calculés à partir des analyses du tableau 4

Normes	17	18	19	20	21	23	24	25	22	26	27
Q	0,06	4,68	--	--	--	--	4,50	1,92	37,20	50,34	44,22
Or	--	0,55	0,50	0,55	0,55	0,55	3,89	4,44	8,90	9,45	8,34
ab	33,01	48,21	50,63	49,78	31,96	46,11	40,34	26,20	24,10	19,91	28,82
an	33,36	15,57	16,12	14,73	21,40	15,29	23,63	27,52	13,34	2,50	5,28
c	--	0,51	0,82	2,14	--	3,37	--	--	1,94	4,18	2,65
Di	{ Ca O SiO <sub>2</sub>	1,86	--	--	--	4,29	--	--	5,33	--	--
	{ Mg O SiO <sub>2</sub>	1,60	--	--	--	3,70	--	--	4,60	--	--
	{ Fe O SiO <sub>2</sub>	2,11	--	--	--	4,88	--	--	6,07	--	--
w	--	--	--	--	2,90	--	--	--	--	--	--
Hy	{ MgO SiO <sub>2</sub>	12,70	4,90	5,70	5,40	15,40	3,30	4,10	0,6	3,20	3,10
	{ FeO SiO <sub>2</sub>	2,24	6,46	7,79	8,18	--	7,92	5,41	0,79	4,22	4,09
ol	{ 2MgO SiO <sub>2</sub>	--	8,12	8,12	8,68	--	11,34	5,60	11,76	0,98	0,84
	{ 2FeO SiO <sub>2</sub>	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
mt	6,03	3,02	3,01	2,55	6,03	2,55	5,08	3,94	1,39	2,32	1,39
il	3,95	3,50	3,19	3,83	4,10	3,95	1,36	2,43	0,76	0,76	0,60
ap	0,33	1,01	0,67	0,33	0,67	0,67	0,67	--	0,33	0,33	0,33
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,45	3,75	4,40	4,00	3,60	4,25	6,20	2,85	3,50	1,95	2,85

PARAMETRES DE NIGGLI

al	27,51	26,32	26,71	27,50	20,47	27,87	30,08	22,42	37,71	39,03	40,06
fm	42,10	46,66	46,90	47,89	49,09	49,44	38,01	48,14	29,23	40,52	27,87
c	20,90	11,11	10,42	9,06	21,35	8,66	17,05	21,14	14,91	4,46	7,66
alc	9,47	15,89	15,96	15,53	9,13	14,01	14,92	8,20	18,12	20,44	24,39
si	121,95	154,52	139,25	139,15	120,17	128,81	157,37	116,00	338,00	466,00	433,79
k	0,00	0,01	0,01	0,1	0,01	0,01	0,83	0,13	0,25	0,3	0,21
mg	0,51	0,60	0,60	0,60	0,57	0,62	0,58	0,65	0,46	0,39	0,47
ti	3,90	3,90	3,40	3,70	3,97	4,09	1,59	2,28	1,60	1,85	1,39
p	0,15	0,51	0,32	0,16	0,29	0,31	0,35	0,14	1,02	0,37	0,34
qz	-15,93	-9,04	-13,84	-11	-16,35	-13,32	-2,31	-16,80	185,10	302,83	251,90

TABLEAU 5

EQUIVALENTS VOLCANIQUES DE QUELQUES ROCHES VERTES DU VERSOYEN

Analyses P. ANTOINE	Nomenclature de Lacroix	Nomenclature de Rittman	Type de magma de Niggli (série calcoalcaline)
Analyse 17	Andésite	Andésite à olivine	Gabbroïque
Analyse 18	Andésite	Andésite à pigeonite	Gabbrodioritique
Analyse 19	Andésite	Andésite à pigeonite	Gabbroïque
Analyse 20	Andésite	Andésite à pigeonite	Gabbrodioritique
Analyse 21	Basalte	Basalte à andésine et olivine	Gabbroïque

La faiblesse relative générale des teneurs en potassium et la quantité de silice assez anormalement élevée dénotée par le diagramme 24 fait penser à la possibilité d'existence primaire d'un magma basaltique du type tholéïtique. Mais la figuration d'analyses de magmas tholéïtiques tirés de ENGEL et ENGEL (1964)

- point T<sub>1</sub> - et de ENGEL et al. (1965)
- point T<sub>2</sub> - montre qu'il n'en est probablement rien.

Le groupe des analyses 22, 26, 27 qui présente sur le terrain un faciès vert assez analogue à celui de certaines ovardites est toujours situé très à part sur tous les diagrammes. Il s'agit, en fait, d'une roche sédimentaire très quartzueuse, et rien dans les diagrammes (en particulier sur celui de la figure 24) ne vient indiquer la possibilité de contamination même légère par des éléments pyroclastiques dérivant d'un magma basique.

En conclusion, les faciès de roches vertes de la série du Versoyen résultent de la transformation métamorphique d'une série de laves de composition basaltique - andésitiques. Certains échantillons, par leur chimisme semblent dénoter une tendance à la spilitisation. Les écarts enregistrés à plusieurs reprises avec les compositions de roches typiques non métamorphiques peuvent peut-être s'expliquer par des modifications apportées par le métamorphisme.

Nous remarquerons, enfin, que les deux analyses (P. A. 23 et 25) effectuées sur des faciès de roches vertes de l'ensemble antéflysch, prélevés au Nord de la Doire Baltée, dans l'anticlinal de Rantin sont absolument comparables à celles de la plupart de nos roches du Versoyen. Nous établirons effectivement, lors de l'étude structurale, qu'il s'agit bien de la prolongation du même ensemble structural.

b4) Les faciès de schistes noirs associés aux ophiolites

Les schistes noirs formant les "interstrates" entre sills constituent un des faciès typiques de la série du Versoyen.

Les caractères macroscopiques sont assez constants : il s'agit de roches schisteuses, le plus souvent noires à reflets métalliques bleutés, parfois gris de fer. Les surfaces schisteuses présentent très fréquemment un gaufrage qui correspond à de fines ondulations des lits phylliteux. Ces schistes présentent un débit en plaquettes épaisses plutôt qu'en feuilletts. Ils sont donc relativement cohérents.

Microscopiquement, H. LOUBAT a pu en distinguer en gros deux variétés :

- des schistes noirs à minéraux pseudomorphosés (pseudomorphoses de chloritoïde et d'amphibole en général) ;
- des schistes noirs albitochloritiques, micacés sans minéraux pseudomorphosés.

On peut se poser la question de l'origine de ces schistes, sédimentaire ou volcanique. En ce qui concerne les niveaux supérieurs interstratifiés avec des coulées en coussins (où ils forment le ciment de la brèche) l'origine sédimentaire ne fait pas de doute. Cependant comme le fait remarquer H. LOUBAT, il est probable que des débris volcaniques (hyaloclas-



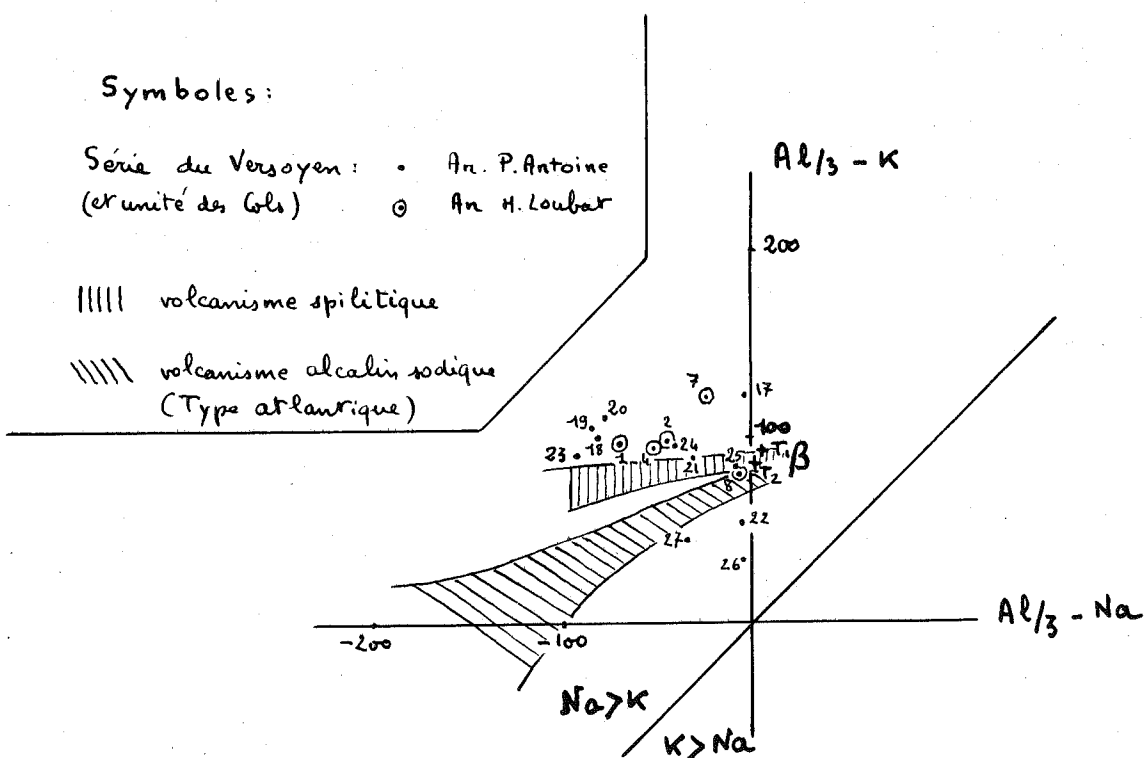


Fig 25 Détermination de la tendance générale du volcanisme de la zone des Brèches de Tarentaise en fonction du comportement différentiel de Na, K, Al.  
 ( D'après H. de la Roche 1968 )

tites) se soient mêlés par endroits à la sédimentation ambiante. Cet auteur semble admettre que sa première catégorie de schistes est proprement sédimentaire quant à ses constituants primaires, alors que la seconde pourrait résulter d'un mélange de la sédimentation ambiante (à dominante argileuse) avec les produits clastiques fins dérivant de l'éruption.

Pour approfondir quelque peu cet aspect particulier de la sédimentation d'un faciès "schiste noir" par ailleurs très banal, nous allons examiner les résultats fournis par quelques analyses chimiques. Là encore nous ne pourrions que regretter leur nombre réduit (tableau 6) qui enlève toute possibilité de conclusion générale ; cependant quelques constatations intéressantes viennent parfois étayer le raisonnement basé sur les données du terrain.

Dans le but de tirer le maximum de renseignements du peu de données dont je dispose, je suis amené à envisager une étude comparative assez générale de divers faciès qualifiés sur le terrain de "schistes noirs" mais prélevés en divers points du bassin crétacé de Tarentaise. La plus grande partie des échantillons provient, bien entendu, de l'ensemble antéflysch. Deux d'entre eux proviennent du flysch. Les origines diverses sont les suivantes :

Ensemble antéflysch :

Groupe 1 : schistes n'appartenant pas à la série du Versoyen :

An 1 : schiste noir de la Clavettaz

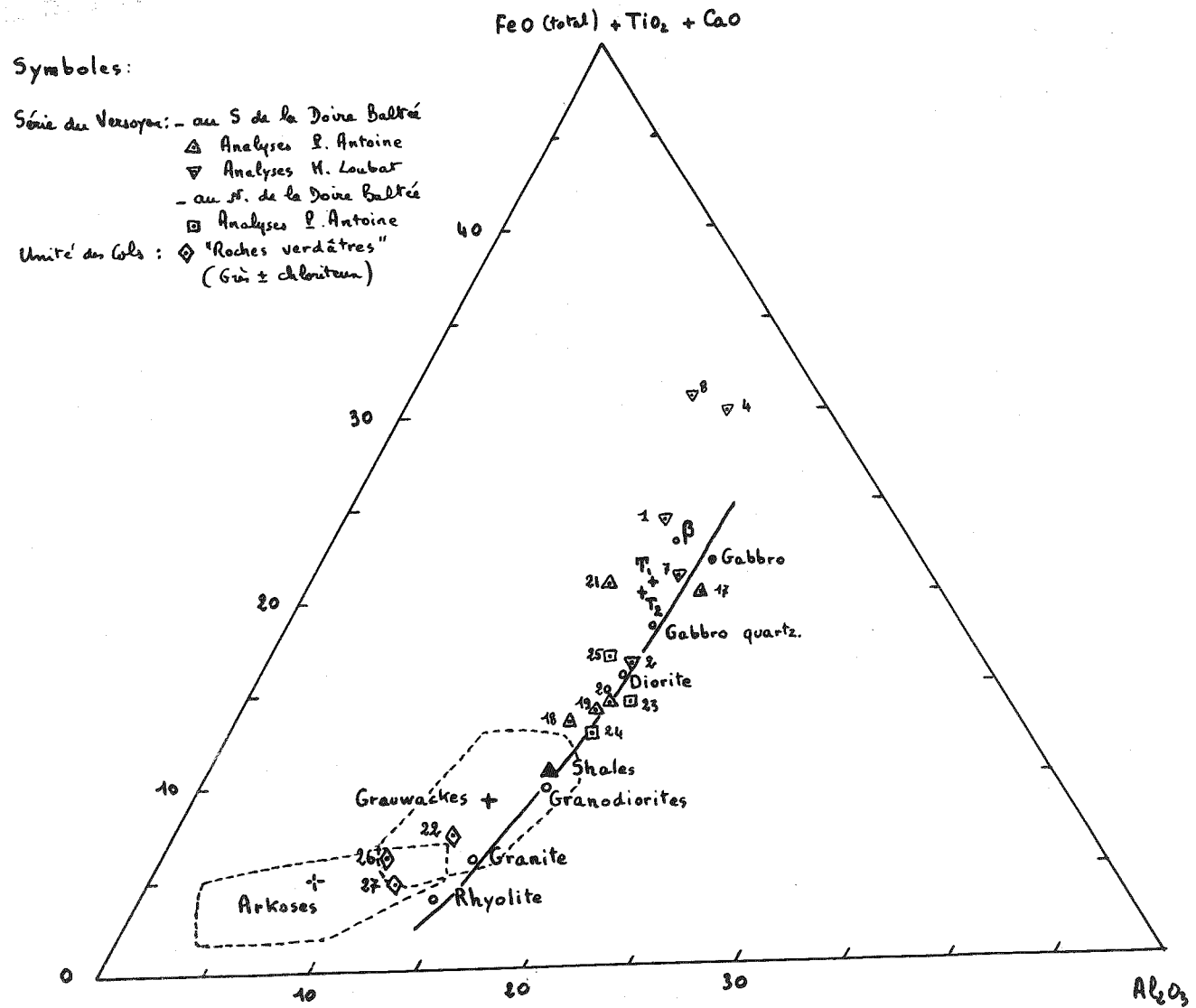


Figure 26 - Caractères chimiques globaux de quelques roches vertes de la série du Versoyen  
 (et de l'unité des Cols)

Symboles: Voir fig 26

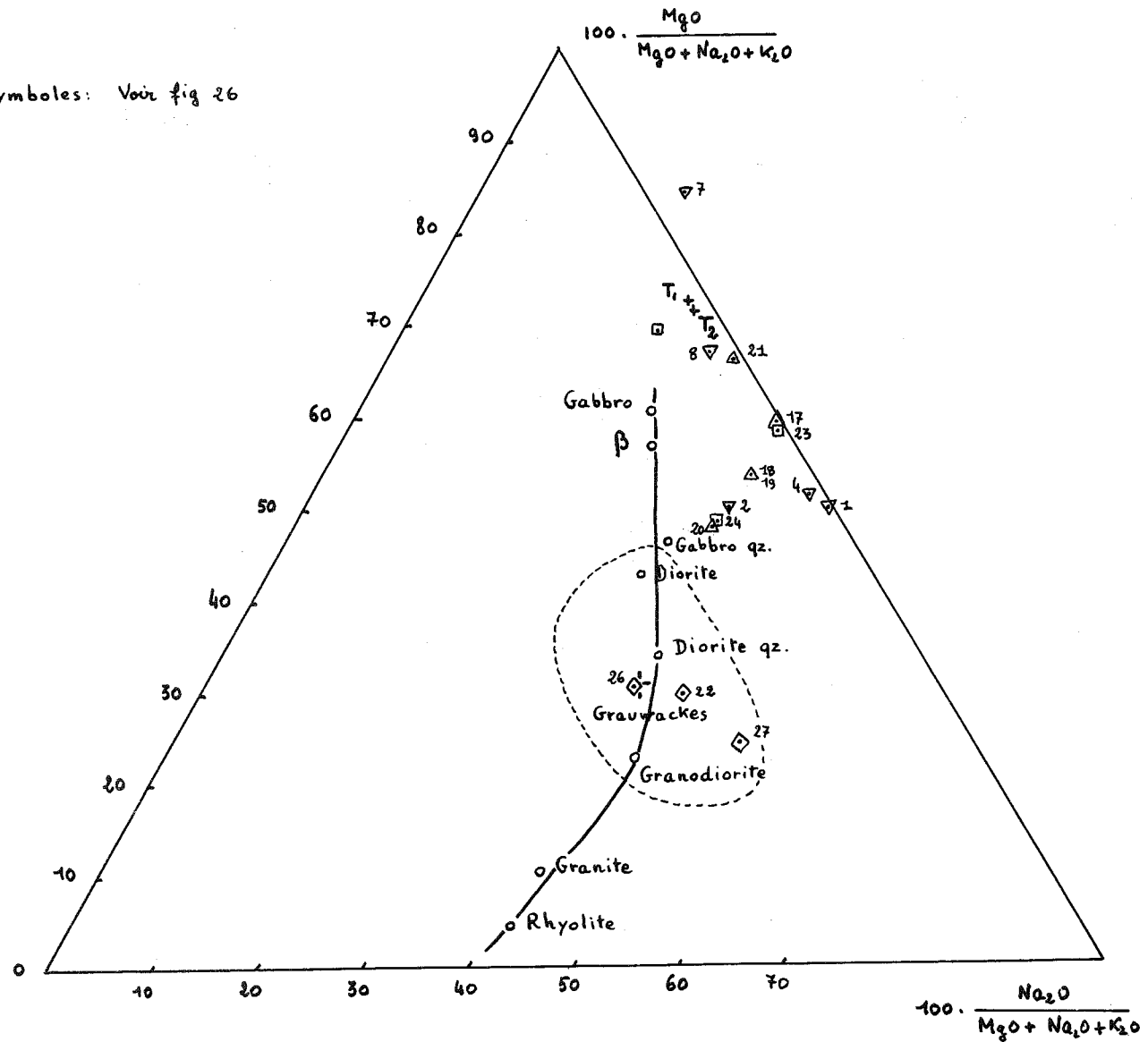


Figure 27 - Diagramme de présentation des caractères chimiques liés aux silico-aluminates, de quelques roches vertes de la série du Versoyen et de l'unité des Cols

- An 2 : schiste noir du col de Youla
- An 3 : calcschiste du Passage de la Brebis
- An 4 : schiste noir du Passage de la Brebis.

Groupe 2 : schistes de la série du Versoyen

- An 5 : schiste gris (Tormotta)
- An 6 : schiste gris (Tormotta)
- An 7 : schiste noir associé aux laves en coussins (boutonnière de Tormotta)
- An 8 : schiste noir associé aux laves en coussins (coupe d'Entre-deux-Eaux)
- An 9 : schiste noir de Pont Serrand
- An 10 : schiste noir associé aux laves en coussins (boutonnière de Tormotta)
- An 11 : schiste noir route des Chapieux (glissement du versant est de l'Aiguille de Prainan)
- An 12 : schiste noir associé aux ophiolites massives (Sud de la Pointe Rousse)
- An 13 : ciment de la brèche du Miravidi

Groupe 3 : schistes du flysch

- An 14 : flysch de l'unité de Ferret (arête nord du mont Fortin)
- An 15 : flysch de Tarentaise (col des Chavannes).

L'étude géochimique de ces divers faciès est basée sur l'emploi de diagrammes de H. de la ROCHE, déjà utilisés pour les roches vertes et qui trouvent ici tout leur intérêt.

Analyse des diagrammes

Sur la plupart des diagrammes nous constatons un bon groupement des points représentatifs des analyses 1, 4, 6, 8, 9, 11, 14, 15, dans un domaine correspondant à celui des schistes banaux dont le chimisme peut être considéré comme "arkosique", ou de grauwackes, mais avec une teneur anormalement élevée en aluminium (bien mise en évidence sur la figure 30). En fait parmi les points ci-dessus, quels que soient les diagrammes, nous retrouvons toujours groupés étroitement les points 1, 4, 6, 8, 11, c'est-à-dire des schistes appartenant tous à l'ensemble antéflysch mais dans des secteurs géographiques voir paléogéographiques bien différents : schistes du Passage de la Brebis, de la Clavettaz, schistes gris de Tormotta, schistes noirs de l'Aiguille de Prainan, schistes noirs associés aux laves en coussins de la Pointe Rousse.

Cette homogénéité du chimisme, pour des points très divers de l'ensemble antéflysch est un argument supplémentaire en faveur de l'unicité du bassin sédimentaire d'origine.

Passons maintenant en revue les exceptions à la distribution précédente :

Le diagramme de la figure 30 met nettement en évidence 4 échantillons (An : 7, 10, 12, 13) qui se distinguent fondamentalement de tous les autres par la prépondérance de Na sur K. Dans le contexte général qui est celui de schistes riches en potassium, cette prédominance est à mettre en relation avec une contamination par le magma basaltique.

Ceci est confirmé par tous les autres diagrammes, en particulier le diagramme (fig. 29) ainsi que par l'examen des indices de basicité anormalement élevé sauf pour An 12 (fig. 30b).

Le diagramme (fig. 31) montre, toutefois, que ces diverses roches sont d'origine sédimentaire. La question peut cependant se poser pour An 10, qui pourrait tout aussi bien figurer un basalte. Il s'agit, sans doute là, d'un schiste formé par resédimentation quasi immédiate des fragments de la croûte des pillows pulvérisés dans le milieu marin lors de la mise en place de la coulée (hyaloclastites).

Les analyses 3 et 5 occupent sur les divers diagrammes des positions singulières ; il s'agit de roches carbonatées (calcschiste pour 3 - "schiste gris" pour 5). Le diagramme 29 montre bien qu'une teneur anormalement élevée en calcium et à moindre degré en silice différencie l'An 5 de celles des schistes banaux du premier groupement examiné. Cela marque bien le caractère de transition de certains faciès schistes gris, qui résultent, nous l'avons vu, de l'interaction des premières arrivées carbonatées annonçant la sédimentation du "Flysch", au sein du milieu sédimentaire générateur des schistes noirs du Versoyen.

Enfin les deux représentants des schistes du flysch sont caractérisés par une teneur très basse en éléments ferromagné-

TABLEAU 6

Analyses chimiques de divers schistes du bassin crétacé de Tarentaise.

Analyses n°	Ensemble antéflysch				Série du Versoyen									Flysch	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	66,30	57,75	32,10	59,80	52,80	60,20	66,05	58,20	58,00	47,85	63,30	58,85	53,10	65,50	60,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,35	21,45	7,80	19,60	10,05	18,40	12,90	20,75	23,10	18,90	19,10	21,00	21,50	19,80	22,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,25	5,55	1,60	5,05	1,80	1,65	3,20	2,90	1,20	2,80	1,60	1,90	1,15	0,40	0,10
FeO	3,80	0,95	1,00	2,10	4,45	6,00	4,15	3,90	3,40	8,90	4,45	3,70	6,10	2,60	2,70
MgO	2,25	1,30	1,50	2,50	3,20	3,55	4,30	3,15	1,30	9,30	2,05	3,10	4,45	1,45	1,95
CaO	0,90	0,30	30,10	0,35	12,75	1,00	1,00	0,75	0,40	0,80	0,40	2,10	1,05	0,70	0,50
Na <sub>2</sub> O	1,60	0,25	0,70	1,20	0,30	0,30	1,92	0,75	0,75	3,35	0,85	1,55	3,15	1,20	1,35
K <sub>2</sub> O	3,80	7,00	0,95	2,65	1,20	2,80	1,80	3,50	4,75	0,70	2,90	1,80	3,10	3,60	4,10
TiO <sub>2</sub>	0,60	0,75	0,35	0,80	0,25	0,60	0,65	0,65	1,10	0,90	0,70	0,85	0,95	0,70	0,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,15	0,05	0,20	0,10	0,20	--	0,05	0,15	0,15	0,00	0,20	0,15	0,15	0,15
MnO	0,10	0,35	0,10	--	0,20	0,10	0,15	0,40	0,10	0,35	0,10	0,15	0,50	0,01	0,02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,70	4,00	24,50	5,50	12,10	4,65	3,85	4,75	4,80	5,40	4,05	4,45	4,05	4,30	4,50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,25	0,45	0,05	0,30	0,40	0,15	0,45	0,15	0,40	0,25	0,50	0,75	0,15	0,25	0,25
Total	99,95	100,15	100,90	100,10	99,60	99,60	100,45	99,90	99,45	99,65	100,00	100,40	99,40	100,66	99,62
PARAMETRES DE NIGGLI															
al	48,77	51,72	10,79	47,52	19,29	42,45	31,65	46,88	57,87	28,37	50,26	48,81	39,73	56,96	57,21
fm	32,95	27,83	10,08	39,35	32,28	45,04	51,25	38,79	24,32	60,12	35,75	34,54	40,86	23,63	23,09
c	3,56	1,23	76,25	1,48	44,80	4,24	4,52	3,00	1,79	2,14	1,88	8,63	3,57	3,93	2,30
alc	14,69	19,21	2,84	11,63	3,54	8,25	12,56	11,31	16,00	9,35	12,09	9,99	15,81	15,45	17,32
si	244,00	236,94	75,97	246,5	173,22	236,50	276,38	224,01	247,37	122,23	283,60	222,90	166,00	330,60	265,00
k	0,60	0,94	0,5	0,59	0,72	0,85	0,38	0,75	0,80	0,11	0,68	0,43	0,39	0,74	0,66
mg	0,37	0,41	0,5	0,38	0,48	0,46	0,52	0,46	0,33	0,59	0,38	0,50	0,51	0,46	0,54
ti	1,78	2,21	0,56	2,40	0,60	1,88	2,01	1,84	3,50	1,68	2,41	2,40	2,25	2,72	2,80
p	--	0,24	--	0,24	0,20	0,23	0,10	0,23	0,25	0,15	--	0,22	--	0,30	0,26
qz	121,40	92,61	-35,39	135,87	59,06	137,75	136,23	114,34	125,24	3,85	173,41	121,76	26,88	210,31	135,61



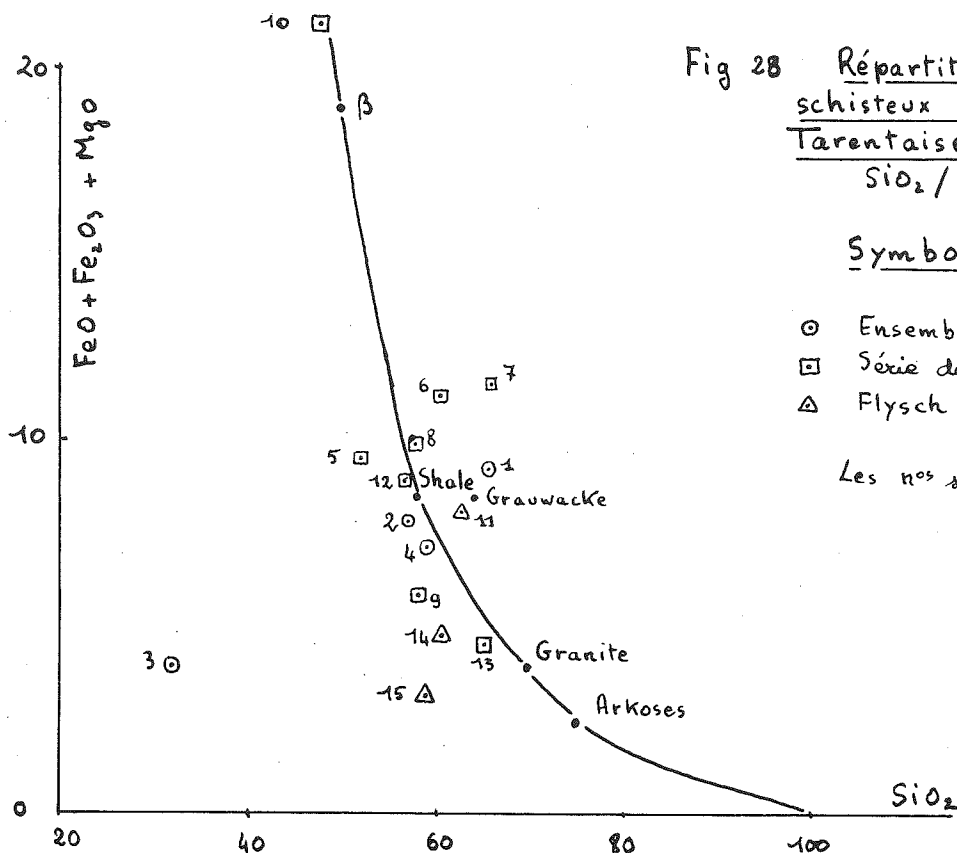


Fig 28 Répartition de divers faciès schisteux du bassin crétaé de Tarentaise d'après le rapport  $\text{SiO}_2 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$

Symboles :

- Ensemble antéflysch
- Série du Versoyen
- △ Flysch

Les nos sont ceux des analyses du tableau 6

siens ce qui les distingue assez nettement, notamment sur le diagramme de la figure 31. Remarquons aussi que les échantillons correspondants ont été prélevés dans deux unités tectoniques différentes, ce qui n'empêche pas leur chimisme d'être extrêmement voisin.

Nous mentionnerons pour terminer deux cas isolés : les schistes noirs de Pont Serrand (An 9) et les schistes du col de Youla (An 2) qui sont nettement aluminopotassiques, très proches l'un de l'autre du faciès et ne se distinguant que par le rapport K/Na qui est très fort surtout dans le cas de l'An 2.

En conclusion de l'examen des analyses chimiques il se dégage quelques idées directrices qui nuancent ou confirment l'étude de terrain.

- Le terme "schiste noir" si commode en cartographie recouvre une gamme de roches au chimisme extrêmement varié. Il ne signifie donc pratiquement rien, et ne peut être conservé que comme terme de terrain.
- Il existe une parenté nette entre les chimismes des divers échantillons prélevés en divers points du bassin antéflysch. Ceci appuie, en un sens, l'hypothèse de son unicité.
- Les phénomènes de contamination magmatiques sont évidents dans la partie du bassin soumise aux épanchements volcaniques. Il paraît, cependant, peu probable que certains faciès de schistes noirs puisse dériver directement d'une lave sans intervention sédimentaire.

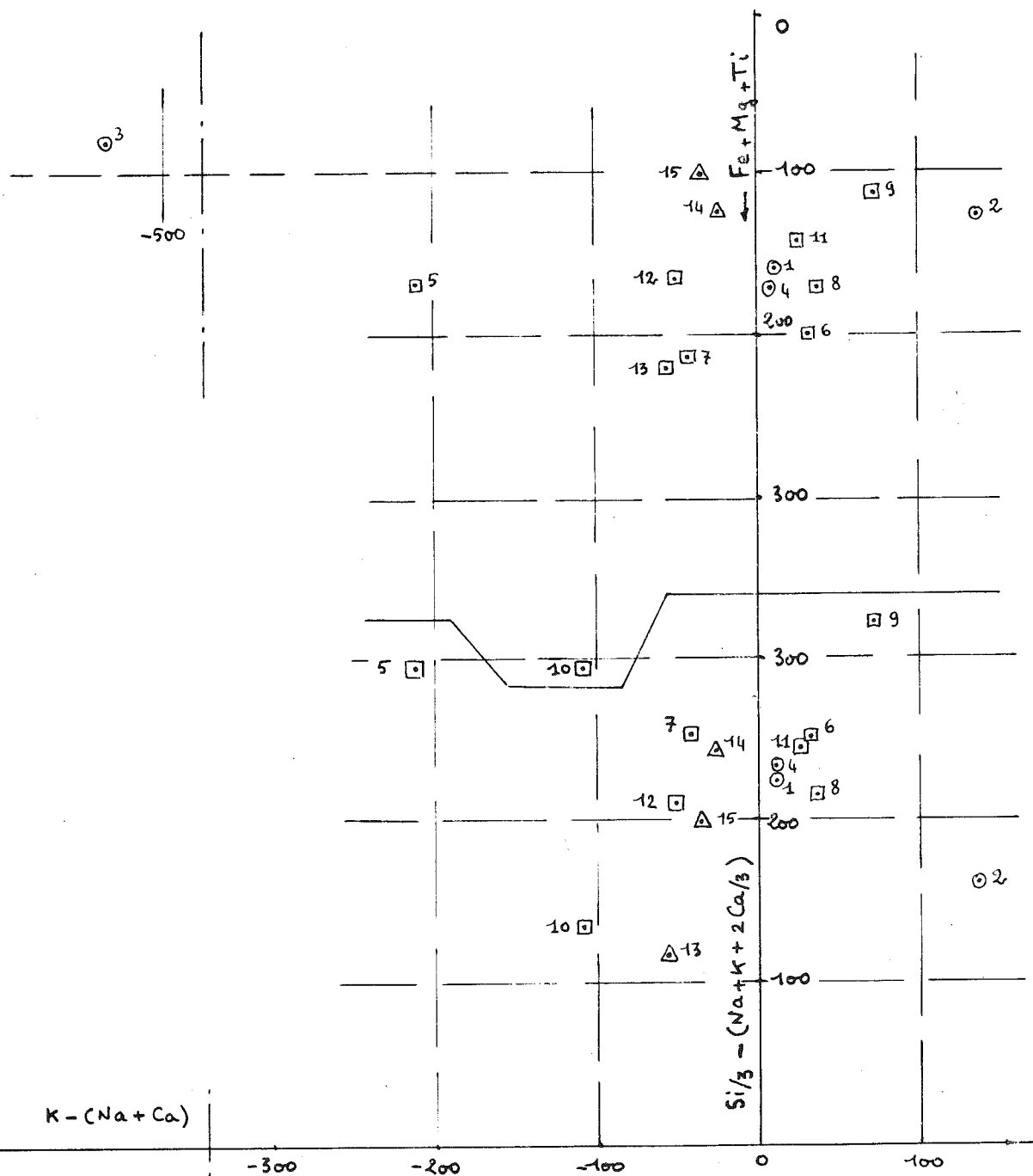


Fig 29 : Diagramme de H. de la Roche pour quelques faciès de schistes du bassin crétacé de Tarentaise.

Symboles : voir fig 28

-500

3

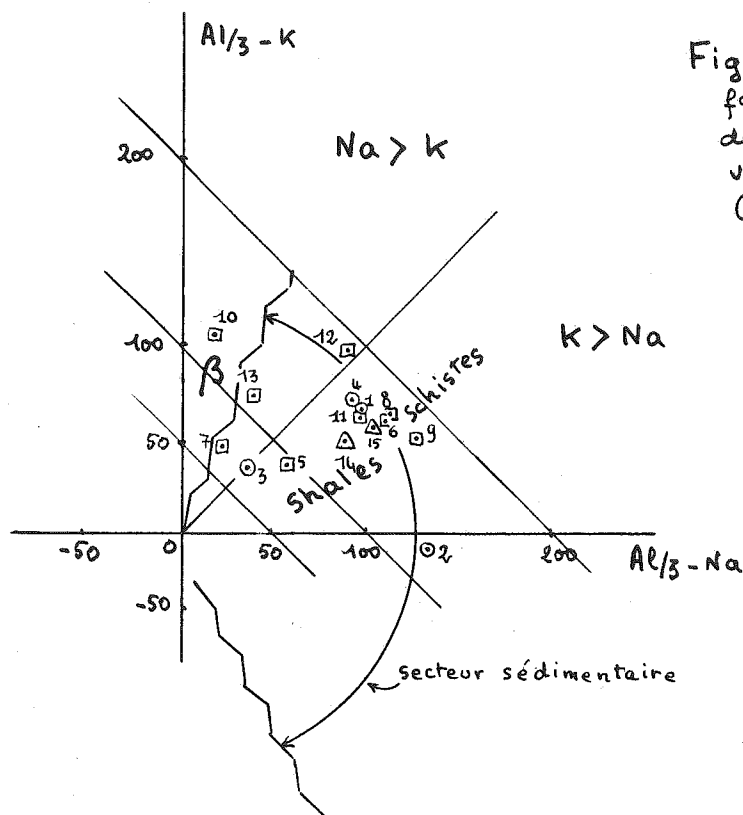


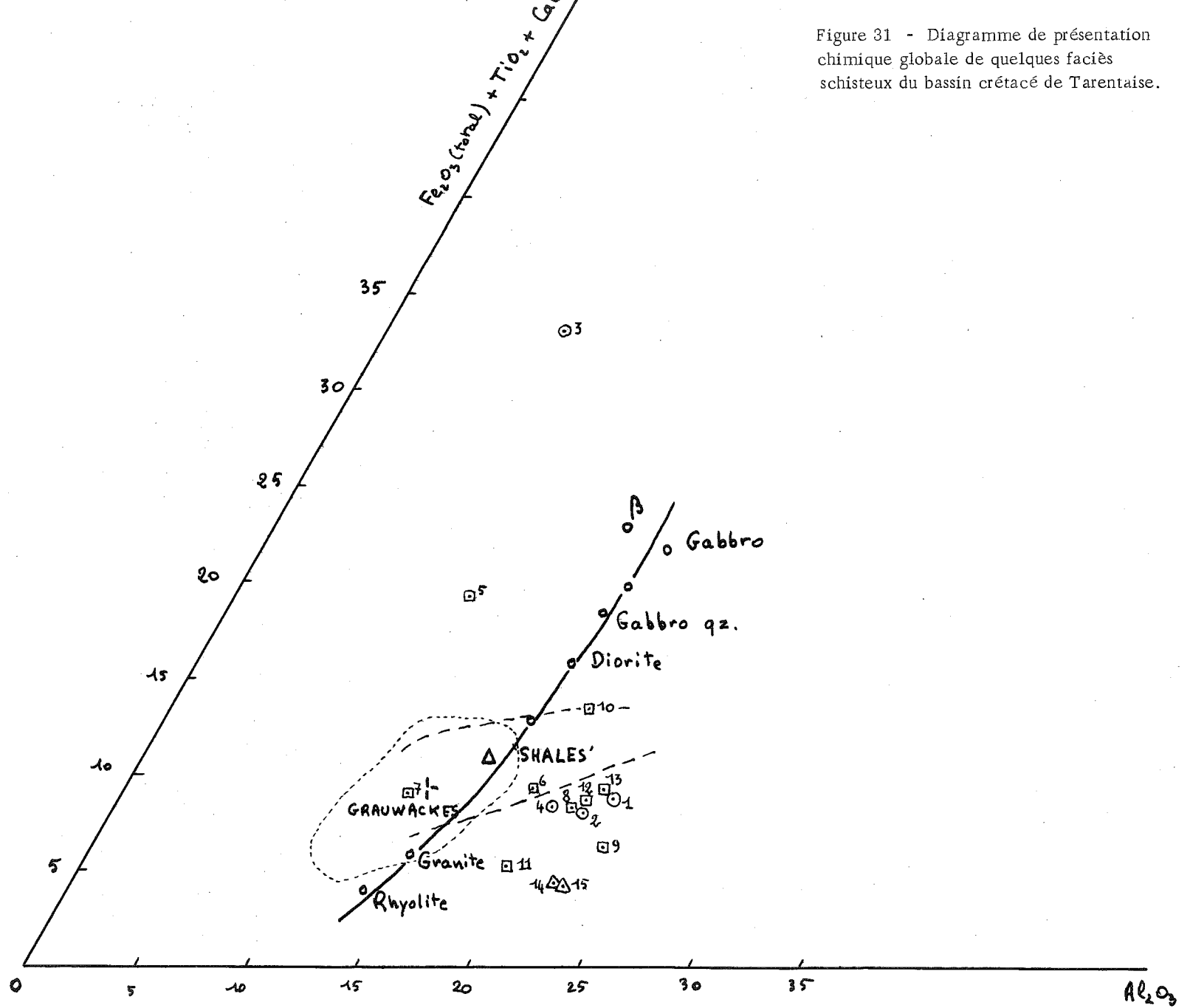
Fig 30: Répartition de quelques faciès schisteux du bassin crétacé de Tarentaise entre les domaines volcaniques et sédimentaires (en fonction du comportement différentiel de Na, K, et Al.)

- L'influence du magma ne se fait cependant pas sentir à très grande distance les seuls faciès "contaminés" n'ayant été trouvés qu'à proximité immédiate des coulées. Ceci pourrait constituer un argument supplémentaire en faveur d'un milieu sédimentaire extrêmement calme.

- Les schistes du flysch (deux analyses seulement .) sont finalement assez peu différents des précédents ; ils s'en distinguent (pour l'instant) par une teneur anormalement faible en ferromagnésiens.

- D'une façon générale, tous les schistes analysés, en dehors des cas de contamination magmatique, sont hyper-alumineux et riches en potassium. Sans doute faut-il voir là, l'influence d'apports sédimentaires en provenance de terres émergées assez lointaines, soumises à un certain type de climat (type tropical).

Figure 31 - Diagramme de présentation chimique globale de quelques faciès schisteux du bassin crétacé de Tarentaise.



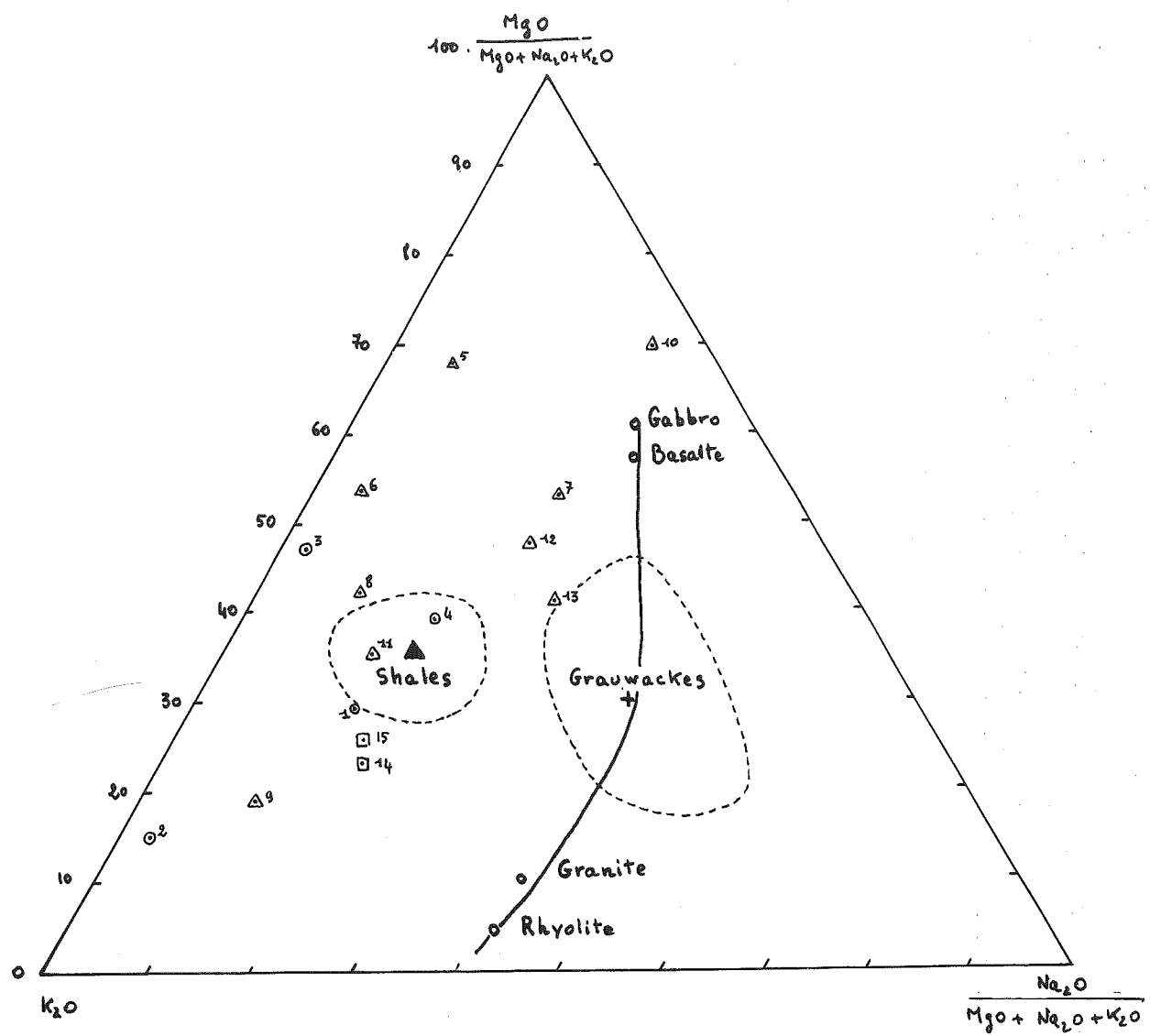


Figure 32a - Diagramme de présentation des caractères chimiques liés aux silico-aluminates pour quelques faciès schisteux du bassin crétaé de Tarentaise.

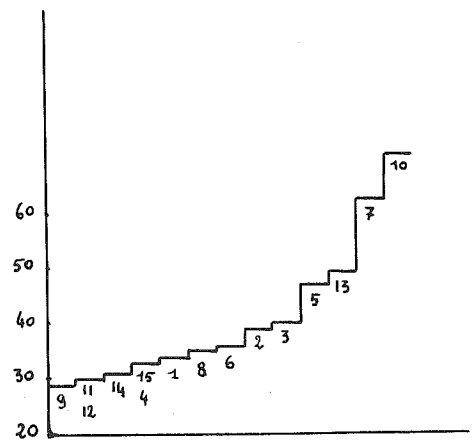


Figure 32b - Classification des faciès schisteux analysés selon leur indice de basicité

$$100 \cdot \frac{MgO + Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$$

b5) Le problème du soubassement de la série ophiolitique du Versoyen

L'existence de formations antérieures à la série ophiolitique est parfois difficile à prouver. Il subsiste, en effet, souvent un doute sur les rapports des terrains entre eux, du fait des modifications tardives dues à la tectonique.

Les choses se trouvent encore compliquées du fait d'une grande variabilité des types lithologiques au sein de terrains attribuables au soubassement stratigraphique normal de la série du Versoyen. Nous pourrions ainsi distinguer trois ensembles, dont les relations mutuelles nous échappent malheureusement, en raison de la dispersion des affleurements.

- Les affleurements de la vallée du Charbonnet et du versant sud de l'Aiguille de Prainan

Cette région a déjà été mentionnée à propos de son Lias et de son Trias. L'anarchie des affleurements due, en partie, à la tectonique, en partie à un fauchage généralisé du versant ne permet pas de conclusion nette.

Malgré cela il semble bien que les affleurements liasiques et triasiques rappelés ci-dessus représentent le soubassement stratigraphique normal de la série du Versoyen dans cette région. Nous verrons plus loin qu'il existe de bons arguments pour voir dans les affleurements en question un noyau d'anticlinal étiré, disloqué au cœur de la série du Versoyen. Nous avons montré que ces terrains ont une affinité avec ceux de la zone des Brèches de Tarentaise.

- Le conglomérat du Collet des Rousses et les calcaires phylliteux du Glacier d'Arguerey

La localité type pour l'étude de ce conglomérat et de ses rapports avec la série ophiolitique est le Collet des Rousses, petite encoche à la base de l'arête nord du sommet des Rousses (Mont Fourcla) sur la crête frontière franco-italienne à la cote 2854 m. L'accès, que ce soit par le vallon de Beaupré ou depuis le col du Petit Saint-Bernard par le passage du lac Sans Fond, est mal commode. D'autres affleurements de ce conglomérat existent d'une façon discontinue dans les parois limitant à l'Est le vallon de Beaupré, entre le Collet des Rousses et la Pointe du Clapey (fig. 33). De nombreux blocs en sont visibles dans les éboulis qui nappent le pied de ces parois. Sur le versant italien, ce conglomérat existe également dans le soubassement de la courte arête qui se développe entre l'Aiguille de l'Hermitte et la Tormotta (sommets 2849 et 2821).

D'un point de vue général, on peut d'emblée remarquer que ce faciès conglomératique jalonne la marge interne des affleurements de la série du Versoyen à proximité, voire même au contact, avec les calcschistes de la zone du Petit Saint-Bernard.

H. SCHOELLER (1929), observant pour la première fois ce faciès particulier, en fit la base des calcschistes de sa zone du Petit Saint-Bernard. Ce conglomérat représentait, pour lui, le terme stratigraphique supérieur aux roches vertes du Versoyen (qu'il attribuait au Trias et qu'il rangeait, rappelons-le, dans sa zone du Petit Saint-Bernard). Il datait cette formation du Lias ou du Jurassique, grâce à la présence de bélemnites recristallisées dans le ciment.

Une fois la preuve apportée par P. et G. ELTER qu'il convenait de séparer tectoniquement série du Versoyen et calcschistes du Petit Saint-Bernard, la position du conglomérat du Collet des Rousses devenait ambiguë : il pouvait appartenir soit à l'un soit à l'autre des deux ensembles précédents, le contact anormal n'étant marqué par rien de spécial au niveau de l'arête frontière.

H. LOUBAT devait amener les arguments nécessaires pour trancher cette délicate question. Il découvrit en effet de grands lambeaux de ce conglomérat emballés dans les roches vertes (faciès de bordure) à la partie interne du petit massif de la Pointe du Clapey, sur l'arête qui descend de la Pointe elle-même en direction du col de Forcles. Il ne faisait dès lors plus de doute que le faciès conglomératique était antérieur à la série ophiolitique et qu'il s'y était probablement trouvé inclus à la suite des dislocations profondes ayant donné lieu à la montée du magma.

Une étude pétrographique et minéralogique encore inédite de cet auteur confirme le lien primaire entre ce faciès de conglomérats et la série ophiolitique (présence entre autre de pseudomorphoses probables de minéraux de métamorphisme de contact, de type andalousite, au sein du ciment - H. LOUBAT, communication orale).

+ Description du conglomérat du Collet des Rousses - Coupe du Collet des Rousses

En remontant depuis le toit des roches vertes jusqu'au Collet des Rousses, on observe :

- la roche verte proprement dite ;
- 1,20 m à 1,50 m de schistes noirs du type Versoyen ;

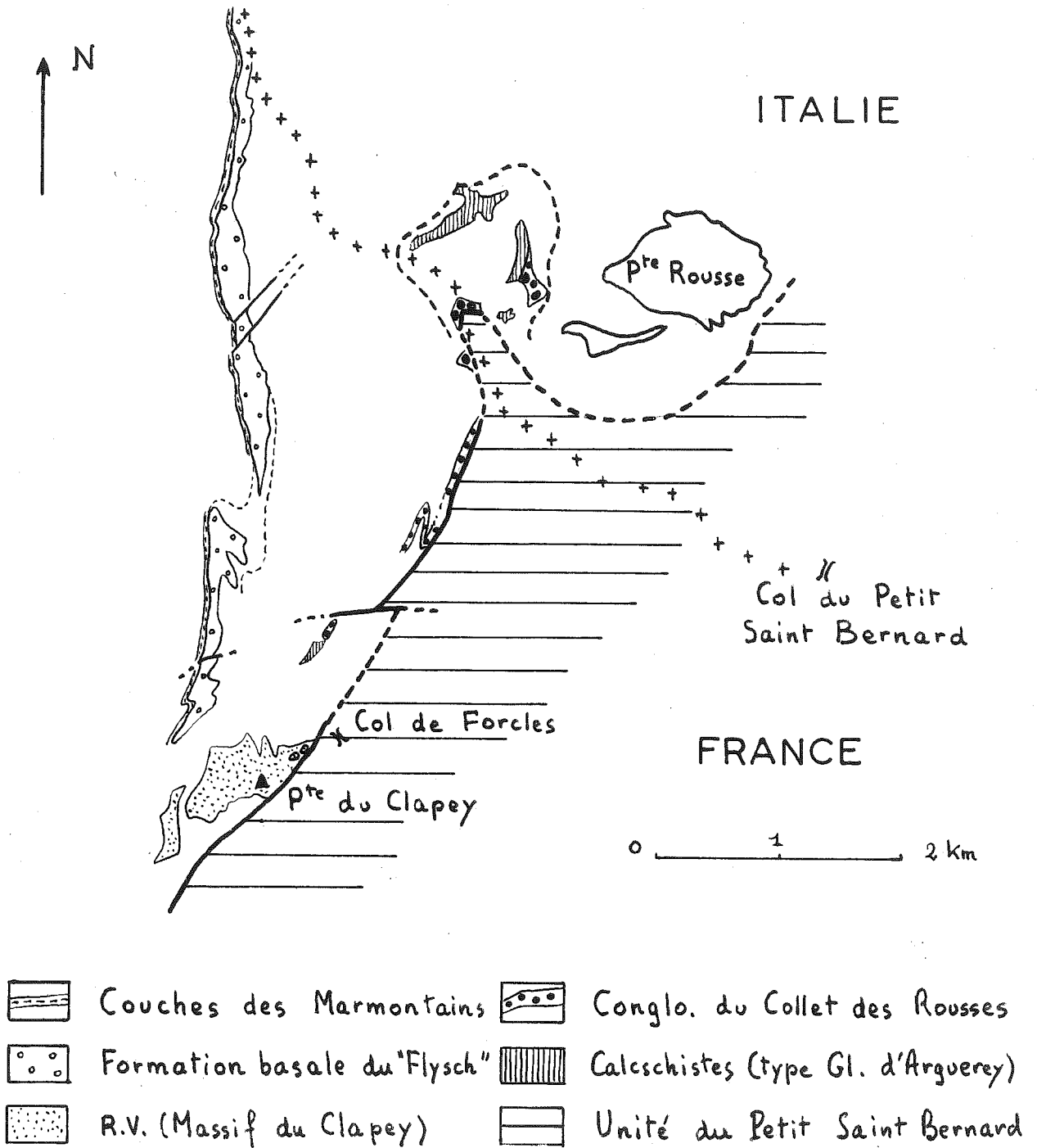


Figure 33 - Localisation géographique et géologique (très schématique) des principaux affleurements du conglomérat de type Collet des Rousses -



Photo n° 10 - Le conglomérat du Collet des Rousses -



- 4 m d'un conglomérat à patine claire. Les blocs sont constitués par un calcaire gris bleuté cristallin en cassure, jaune pâle à crème en patine. La taille des blocs varie de 4 à 5 cm jusqu'à 0,60 m environ. Ils sont anguleux mais émoussés. Le ciment, abondant, présente un aspect scoriacé, parfois spongieux, de teinte rousse, très caractéristique (photo 10) ;
  - 1 m de schistes noirs ;
  - 8 à 10 m de conglomérats analogues aux précédents ;
  - 15 m environ d'une formation massive présentant de loin un aspect conglomératique mais révélant de près une nature différente de celle des conglomérats précédents. Il s'agit d'amanes ou de passées contournées d'un calcaire cristallin gris rappelant un peu des slumps, emballés dans un ciment roux, rugueux, d'aspect scoriacé.
- L'allure générale de cette formation évoque des glissements intraformationnels au sein de sédiments non encore indurés.
- au-dessus, vient la série calcaire qui se développe pour former le Sommet des Rousses. Il est difficile de préciser où passe le contact anormal de base de la zone du Petit Saint-Bernard.

Ce type de conglomérat peut s'observer en divers points sur le versant est du vallon de Beaupré, notamment vers 2500 m lorsque l'on remonte le grand cône d'éboulis situé sous la Pointe du Lac Sans Fond.

Une autre localité d'accès plus facile se situe à la cote 2250 m environ, 800 m à l'Ouest du point coté 2779 Déroit de Bellefré (feuille Bourg-Saint-Maurice n° 4 au 1/20 000). Dans ce secteur, les conglomérats sont tantôt associés à des schistes noirs et calcschistes (analogues à ceux de l'Aiguille de l'Hermitte) tantôt directement en contact avec des sills de roches vertes.

Il est difficile, en tout état de cause, de dire s'il s'agit toujours de la même formation qu'au Collet des Rousses ou bien s'il existe plusieurs niveaux de conglomérats intercalés à la base de l'ensemble volcano-sédimentaire.

#### + Les conglomérats de l'Aiguille de l'Hermitte, et les calcschistes du Glacier d'Arguerey

L'Aiguille de l'Hermitte culmine à 2998 m, sur la crête frontière, au fond du vallon de Beaupré. Elle n'est formée sur le versant français que par une alternance de sills de roches vertes et de schistes noirs. En Italie, un contrefort s'en détache en direction du Nord Nord Est (points cotés 2849 et 2821). Ce contrefort montre surtout une série de calcschistes et de conglomérats semblables à ceux du Collet des Rousses. Les calcschistes prédominent et donnent les affleurements rocheux qui pointent sur le Glacier d'Arguerey, un peu au Nord de l'Aiguille de l'Hermitte ou au milieu des éboulis un peu au Sud. Les conglomérats, visibles en éboulis à la base de la paroi, peuvent s'observer en place dès que l'on s'élève en direction de l'arête. Tous les caractères notés au Collet des Rousses se retrouvent ici : blocs volumineux (en moyenne 30 à 40 cm), mais pouvant aller jusqu'à 1 m, de diverses variétés de calcaire : calcaire cristallin gris, très largement spathique ; calcaire gris à éléments de dolomies brunes ; calcaires noirâtres. Les blocs sont ici très émoussés, voire complètement arrondis. Le ciment est roux, gréseux, et présente un aspect très spongieux. Il l'emporte nettement en proportion sur les éléments.

L'examen de la paroi montre que cette formation à blocs, se "dilue" dans les calcschistes. Ceux-ci rappellent beaucoup, par leur faciès, les niveaux les plus calcaires de la zone du Petit Saint-Bernard. Cette impression se trouve renforcée par la découverte faite par R. BARBIER dans ces niveaux, lors d'une sortie commune, d'un fragment de bélemnite très analogue à ceux observables à l'Alpe de Verney par exemple, dans la zone du Petit Saint-Bernard. Le rapprochement peut également être fait avec la présence de bélemnites signalée par SCHOELLER dans le ciment du conglomérat au Collet des Rousses.

Je dois signaler, pour terminer, que dans tout ce secteur, les rapports de la série schisto-conglomératique avec les ophiolites ne peuvent être observés clairement, soit à cause de la tectonique (zone faillée au sommet 2849), soit à cause des recouvrements tels que glaciers ou éboulis. L'étude tectonique me permettra de préciser les conditions de gisement assez particulières de cet ensemble calcaire et conglomératique (klippe du Glacier d'Arguerey).

+ Conclusion - Age de la série conglomératique du type Collet des Rousses

En résumé, la partie la plus interne des affleurements de la série du Versoyen montre de façon assez régulière, entre la Pointe du Clapey et le glacier d'Argurey, un ensemble conglomératique associé, de temps à autre, à des calcschistes (Aiguille de l'Hermitte - base du versant ouest du col de Forcles).

L'étude du soubassement du contrefort nord est de l'Aiguille de l'Hermitte montre que ces deux formations passent de l'une à l'autre et qu'elles sont vraisemblablement contemporaines. Leur âge peut être établi de façon approximative. Les éléments du conglomérat sont constitués de calcaires présentant divers faciès du Lias de la zone des Brèches de Tarentaise (Lias inférieur et moyen). La présence de bélemnites dans le ciment du conglomérat et dans les calcschistes associés permet, nous l'avons vu, un parallèle avec les calcaires et calcschistes du Petit Saint-Bernard. Un âge Lias supérieur - Dogger peut être alors envisagé.

- Le conglomérat de la Pointe Rousse

Lorsque l'on monte vers l'alpage de Torvera sur le flanc sud de la Pointe Rousse, on rencontre en un point de coordonnées  $x = 33,750$  ;  $y = 62,850$  ;  $z = 2320$  m environ (feuille La Thuile au 1/25 000 de la carte d'Italie) un conglomérat particulier.

Les éléments anguleux, de taille décimétrique, sont constitués par la leptynite qui constitue la Pointe Rousse proprement dite. Ces galets sont assez anguleux et en général peu déformés. Signalons tout de suite que sur la rive opposée du petit replat tourbeux de la localité type, existe une autre variété de conglomérat assez semblable, mais qui fait partie intégrante de la 2<sup>e</sup> écaille de la Pointe Rousse, décrite à propos du Permien. Dans ce cas les galets sont aplatis, étirés, voire replissés. Ces deux variétés ne doivent pas être confondues.

Le ciment du conglomérat de la Pointe Rousse, noir, relativement friable, est très analogue macroscopiquement aux schistes noirs du Versoyen. Sous le microscope il s'en différencie quelque peu par l'abondance du quartz qui représente en volume au moins 50 % de la roche. Les autres minéraux présents sont des phyllites (mica blanc et chlorite) soulignant les plans de schistosité. Parmi les accessoires nous noterons de l'épidote, de l'apatite, des oxydes et des sulfures. L'albite néoformée enfin se présente en gros porphyroblastes qui incluent poëcilitiquement les minéraux précédents.

Pour F. ELLENBERGER et M. VUAGNAT qui découvrirent en 1952 ce faciès, ce dernier représente la base transgressive des "schistes lustrés" du Petit Saint-Bernard sur la leptynite de la Pointe Rousse (ils le comparent notamment aux faciès de schistes quartzitiques qui forment l'extrémité ouest de ce massif).

En fait, les conditions de gisement sont telles qu'il est difficile de trancher. D'autres affleurements plus étendus et plus commodes à observer existent associés aux écailles de leptynite dispersées dans la série du Versoyen, entre la Pointe Rousse et la base du versant est de la Punta dei Ghiacciai, dans le haut vallon du Breuil. Le plus intéressant se tient au point de coordonnées  $x = 32,550$  ;  $y = 64,700$  ;  $z = 2450$  m environ.

Cet affleurement se tient sur le prolongement de la coupe d'Entre-Deux-Eaux du paragraphe I, ci-dessus, qui se complète alors comme suit au-dessus de la masse de roches vertes formant le niveau 13.

- 14 : 16 à 18 m de schistes noirs indurés, parfois rougeâtres en patine, fortement plissés, incluant les lentilles de gneiss blanc.
- 15 : 10 m de conglomérats du type Pointe Rousse. Les éléments sont constitués d'une leptynite analogue à celle de la Pointe Rousse, et de quartzites triasiques ou permotriasiques. La taille de ces éléments, en général assez forte (0,50 m), peut parfois atteindre 4 mètres pour la plus grande dimension. Le ciment est schisteux, noir et englobe des quantités d'éléments de taille plus restreinte. Des "bouffées" leucocrates, soulignent parfois des charnières de microplis.
- 16 : 20 m de leptynite de type Pointe Rousse avec passées plus micaschisteuses verdâtres.
- 17 : Un petit hiatus d'observation correspond probablement à une vire de schistes noirs.
- 18 : Ensuite vient un sill de roche verte distinct de la masse ophiolitique compacte de la Punta dei Ghiacciai au pied de laquelle nous nous trouvons maintenant.

Cette coupe permet quelques constatations intéressantes :

- Le conglomérat à éléments de gneiss est là encore lié directement à un affleurement de leptynite.
- Ce conglomérat ne comprend pas que des galets de leptynite, mais également des galets de quartzites.
- La taille des blocs est souvent considérable, leur aspect très frais, leur forme le plus souvent très anguleuse. La matrice est tout à fait analogue aux schistes noirs du Versoyen, voisins.
- Les rapports avec la série ophiolitifère paraissent nets, mais il convient de se méfier de l'apparente continuité de la coupe. En effet le copeau de leptynite (16) auquel se trouvent liés les conglomérats ne peut être autre chose qu'une écaille tectonique engagée dans la série ophiolitique. Ses rapports avec elles sont donc anormaux sans que l'on puisse situer exactement les contacts.

Finalement la fraicheur d'aspect du conglomérat, la présence d'éléments quartzitiques, la nature de la matrice me conduisent à une hypothèse proche de celle de MM. ELLENBERGER et VUAGNAT. Le conglomérat en question marque, à mon avis, la transgression de la série du Versoyen sur le socle leptynitique. Ceci implique évidemment une importante dénudation antérieure au dépôt de l'ensemble volcano-sédimentaire, ce qui est bien conforme au régime de cordillère caractéristique du substratum des séries crétacées.

Il apparaît ainsi que la région de la Pointe Rousse correspond probablement à une zone de cordillère active, à laquelle pourraient être liées les montées magmatiques (fissures de distension sur les flancs de la cordillère, lors de l'approfondissement du bassin marin voisin).

#### b6) Conclusions générales relatives à la série du Versoyen

##### - Données positives fournies par l'étude de la série ophiolitique du Versoyen

+ Le point fondamental est la mise en évidence de la nature sous-marine (à quelques nuances près) du volcanisme ophiolitique du Versoyen.

+ La liaison primaire, d'ordre stratigraphique, avec le "Flysch" de Tarentaise est sans doute la conclusion capitale sur le plan géodynamique. Ceci est net sur toute la périphérie des affleurements, entre le versant sud du mont Miravidi et le vallon du Breuil. Des clivages tectoniques existent bien, mais au sein de la série ophiolitique elle-même, du fait de l'incompétence de niveaux aussi dissemblables quant à leur comportement mécanique que les schistes noirs, les sills diabasiques, ou les serpentinites. L'existence d'écailles gneissiques associées souvent à des serpentinites, les serpentinites du Miravidi, la klippe du Glacier d'Arguerey en apportent la preuve. Les termes de transition au "Flysch", ayant des propriétés mécaniques assez voisines de ce dernier, lui restent en général accolés.

+ L'existence de la trilogie serpentinite gabbro, diabase montre qu'à l'origine, la série du Versoyen était un complexe ophiolitique alpinotype très analogue à maints de ses homologues.

+ Enfin, bien que je n'ai pas eu l'occasion de le mentionner (mais à ce sujet voir H. LOUBAT, 1968) la présence des roches vertes, réactif sensible au métamorphisme, permet de saisir mieux les diverses transformations subies par les terrains au cours de leur histoire orogénique ; l'étude de la seule série carbonatée de Tarentaise serait bien insuffisante à ce propos.

##### - La mise en place de l'ensemble volcano-sédimentaire du Versoyen

Si l'on considère une coupe au travers de la série ophiolitique au niveau du vallon de Beaupré par exemple (au Sud du mont Miravidi) les divers faciès volcaniques décrits rapidement ci-dessus s'ordonnent de la façon suivante de l'extérieur vers l'intérieur :

+ Tout d'abord vient la zone de transition des faciès volcaniques aux faciès sédimentaires. Nous avons là une alternance de minces niveaux de roches vertes à structure en coussins, plus ou moins laminés suivant les points, avec des niveaux de "schistes gris" à petits bancs gréseux ou carbonatés, à microbrèches annonçant la sédimentation du "Flysch".

+ Puis vient la masse principale de la série du Versoyen, formée d'une alternance de schistes noirs, pour la plupart d'origine sédimentaire et de véritables "strates" de roches vertes, de puissance variable, mais généralement de grande extension latérale. On remarque encore dans les termes supérieurs un débit en coussins aux épontes des "strates" de diabase ; ces formes s'estompent vers le cœur de la couche. Notons également la présence très fréquente du liseré blanc, qui selon H. LOUBAT serait à rapprocher des adinoles et résulterait d'interactions entre le sédiment encaissant et la lave intrusive. Remarquons aussi la présence en certains points, à la partie sommitale de cet édifice, de brèches d'explosion (brèche du Miravidi), témoignant d'une diminution suffisante de la pression externe due au milieu. L'épaisseur des sills varie progressivement de l'extérieur vers l'intérieur, de quelques mètres vers l'Aiguille de Beaupré, à quelques dizaines de mètres dans le vallon de Beaupré, pour atteindre une centaine de mètres vers l'Hermitte et le versant oriental du vallon de Beaupré.

+ Enfin, les parties les plus internes (tel le massif du Clapey) sont constituées de roches plus compactes et plus basiques parmi lesquelles on peut reconnaître certains faciès de gabbros et qui représentent peut-être, certaines poches magmatiques voire certaines zones d'alimentation.

Cette disposition a suggéré à H. LOUBAT le mécanisme suivant pour la mise en place des intrusions volcaniques : (H. LOUBAT, 1967 - 1968),

Les sills les plus épais (les plus orientaux ou les plus internes sur le terrain) correspondent aux parties les plus profondes épanchées sous une tranche d'eau relativement importante et au sein d'une masse de sédiments non consolidés épaisse.

Puis, avec le temps, par suite de la formation d'une sorte d'intumescence sous-marine, les sills se rapprochent peu à peu du fond de la mer. L'apparition des brèches d'explosion correspond à la pression critique à laquelle la dégazéification brutale du magma peut se produire.

Enfin, lorsque les sills se mettent en place très près du fond de la mer, voire en milieu essentiellement aqueux, les formes typiques en coussins apparaissent. Elles peuvent s'interstratifier alors avec les apports détritiques qui commencent à apparaître dans la fosse marine (grès et microbrèches) annonçant la sédimentation du "Flysch".

Cette reconstitution est satisfaisante en ce sens qu'elle concilie les faits d'observations, et certaines connaissances acquises par l'océanographie moderne sur la constitution des fonds sous-marins actuels (H. W. MENARD, 1964). Je l'adopterai pour ma part sans retouches, me bornant à faire quelques remarques précisant l'intérêt de ces découvertes.

#### - Signification structurale de la série du Versoyen ainsi reconstituée

Il ressort du paragraphe précédent que la succession de haut en bas des faciès énumérés a valeur de critère de polarité pour l'ensemble volcano-sédimentaire tout entier. Les formations à coussins occupent le sommet de l'édifice, les sills puissants et masses ophiolitiques compactes indiquent la base (ce qui est confirmé par la présence de lambeaux de soubassement inclus dans ces niveaux).

La disposition actuelle montre alors sans ambiguïté que la majeure partie de la série du Versoyen et en particulier le triangle Beaupré Miravidi Tormotta, est en position renversée. Ceci s'accorde parfaitement avec ce que j'ai pu établir pour la structure du "Flysch" de Tarentaise dans le secteur considéré, lequel est lui-même en position inverse sur toute la périphérie de la zone du Versoyen ainsi que je l'ai brièvement mentionné plus haut. Il y a là un argument "géométrique" très fort pour voir dans l'ensemble Versoyen - "Flysch" de Tarentaise, un "tout" structural renversé en bloc. Par ailleurs le schéma général fournit assez d'arguments en faveur d'une liaison stratigraphique entre ces deux ensembles pour conclure que la série du Versoyen représente bien l'équivalent de notre ensemble antéflysch.

Mentionnons à ce propos que pour H. LOUBAT (communication orale) la zone d'alimentation magmatique étant située vers le Clapey, les langues de magma se seraient mises en place en direction du Nord Est. On retrouve ici curieusement la même loi que pour la décroissance de clasticité des éléments des conglomérats et microbrèches de la base du "Flysch" qui sera exposée en détail plus loin. Ceci renforce encore l'idée de mise en place dans un même bassin pour les ophiolites et le flysch.

- Indications bathymétriques

Les indications fournies par les niveaux microbréchiques de la zone de transition et leurs vestiges organiques (entroques, plaques d'échinodermes, spicules ?) sont peu significatives. On peut, à bon droit, penser qu'ils représentent l'extrême manifestation de courants de turbidité et qu'ils constituent ainsi des éléments étrangers à la sédimentation propre du bassin.

La présence de niveaux de brèches d'explosion du type Miravidi, localisées peu au-dessous de la zone de transition est plus intéressante. On sait en effet que les phénomènes de dégazéification brutale d'un magma, ne peuvent se manifester que lorsque la pression régnant sur le fond de la mer descend au-dessous d'une valeur critique. Celle-ci correspond à une profondeur de 2500 à 3000 m (L. GLANGEAUD in GLANGEAUD et BOUSQUET, 1961 - GLANGEAUD, 1952).

Par ailleurs, H. LOUBAT admet que les laves en coussins et les brèches volcaniques du Versoyen, se sont mises en place entre 0 et 200 mètres de profondeur, ce qui s'accorde avec la remarque précédente, mais interdit pratiquement de qualifier le milieu sédimentaire de fosse, ou de géosynclinal.

Nous montrerons ultérieurement, lors de l'étude du "Flysch" que la formation basale (dont le dépôt suit immédiatement dans le temps la mise en place de l'ensemble volcano-sédimentaire) présente également des caractères très nets de mise en place sous une faible tranche d'eau (sédimentation de type quasi molassique).

Cette observation s'accorde très bien avec les conclusions de H. LOUBAT et les conséquences en sont importantes. Il semble bien, en effet, que l'on doive concevoir le bassin dans lequel s'est mis en place l'ensemble volcano-sédimentaire comme un sillón peu profond et subsident. L'ensemble volcano-sédimentaire occuperait ainsi les premières dépressions affectant la zone de la cordillère tarine, au début de l'inversion de subsidence conduisant à la mise en place du bassin du "Flysch". Il est normal de rencontrer des montées magmatiques à ce stade qui correspond à une phase de distension.

Le fait que les sédiments associés aux ophiolites soient fort pauvres en éléments détritiques signifierait simplement que le pays bordant l'aire de sédimentation présentait un relief très faible n'offrant que peu de prise à l'érosion.

- Quelques problèmes restant en suspens

+ L'absence de radiolarites

La présence de radiolarites associées aux gisements d'ophiolites est signalée un peu partout dans le domaine méso-géen. De ce point de vue, la série du Versoyen fait quelque peu exception. Son cas n'est cependant pas isolé. Ainsi par exemple MERCIER (1966) ne signale pas de radiolarites associées aux ophiolites des complexes de la région étudiée par lui en Grèce.

Les raisons de cette absence sont encore obscures. On peut évidemment admettre que la mise en place du magma s'étant effectuée pour l'essentiel au sein de vases meubles gorgées d'eau, la majeure partie des éléments volcaniques n'a pu se trouver au contact de l'eau de mer libre. L'accroissement de la teneur en silice, nécessaire à la prolifération des radiolaires a pu ainsi ne pas se produire. Une objection de ce genre a été faite par L. DUBERTRET à une communication de M. VUAGNAT au Congrès d'Alger en 1952.

Il est également possible que des conditions bathymétriques particulières (ici peu profondes) aient joué un rôle déterminant selon les conceptions de L. CAYEUX (1924).

+ La trilogie serpentinite, gabbro, diabase et l'origine des serpentines

Il y a là un problème très vaste, qui rejoint les préoccupations générales de nombreux spécialistes. Il n'est pas dans mon intention de l'aborder en détail, mais seulement d'indiquer quelques idées suggérées par les données peu nombreuses dont je dispose à ce sujet.

L'énumération des principaux types lithologiques de la série ophiolitique du Versoyen, montre la présence de la trilogie serpentinite, gabbro, diabases. Nous sommes donc en présence d'un complexe ophiolitique "alpinotype" semblables à ceux décrits par de nombreux auteurs (VUAGNAT, 1963 - LEMOINE, 1952 - NICOLAS, 1966 - BRUNN-AUBOUIN, etc.).

Examinons, tout d'abord, la question des relations des divers termes de la série entre eux. Les descriptions et le

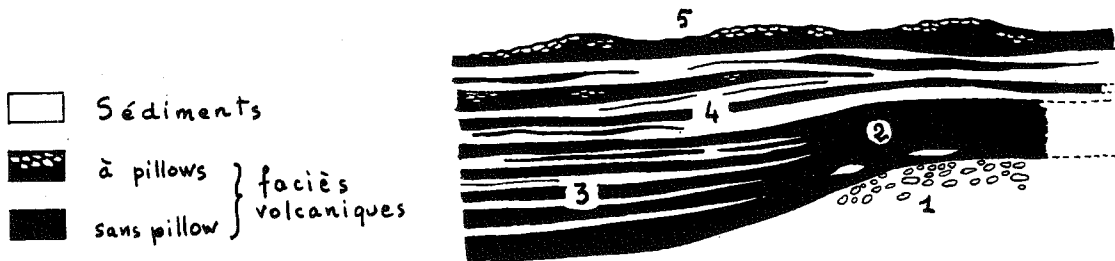
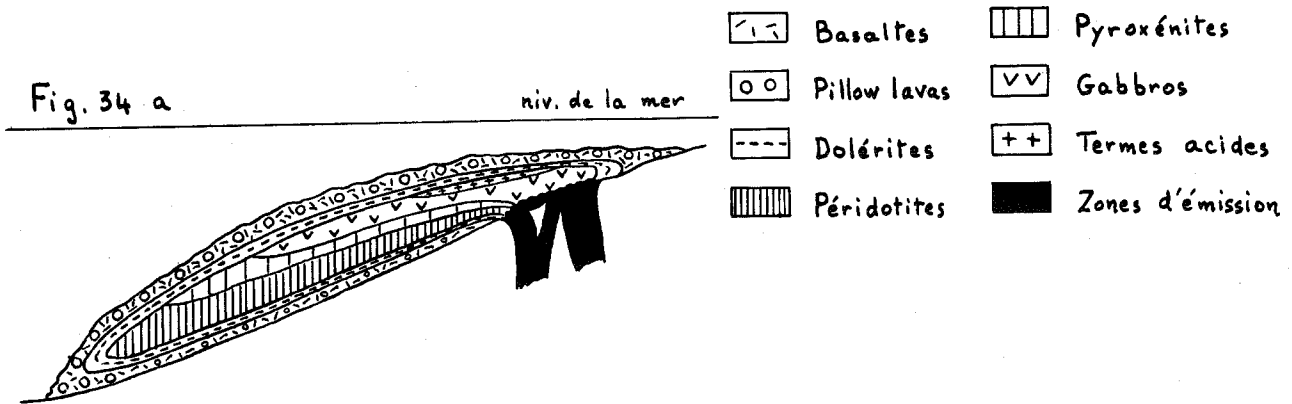


Fig. 34 b

Figure 34 - Comparaison entre la conception de J. AUBOUIN, J.H. BRUNN d'un volcanopluton, et la reconstitution d'après H. LOUBAT du complexe volcano-sédimentaire du Versoyen.

Les différences portent sur plusieurs points : tout d'abord l'échelle ; le volcanopluton peut s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres et atteindre une épaisseur de plusieurs kilomètres. Ensuite les phénomènes de différenciation, "enogènes" dans le cas du volcanopluton, sont "endogènes" probablement (au sein de la cheminée ou des poches d'alimentation) dans le cas du Versoyen.

L'alternance de sills volcaniques et de couches d'origine sédimentaire est caractéristique de la série du Versoyen.

Légende de la figure 34b - 1 : conglomérat du type Collet des Rousses - 2 : secteur de la Pointe du Clapey - 3 : Sills mis en place dans des sédiments meubles ; présence d'adinoles marginales - 4 : sills avec structures en pillow localisées ; brèches ophiolitiques - 5 : laves en coussins associées à des schistes, calcschistes et micro-brèches.

schéma général fourni par H. LOUBAT (1968) montrent qu'une éventuelle liaison primaire entre les masses différenciées et les sills diabasiques ne se rencontre qu'au sein d'une masse compacte comme la Pointe du Clapey. La forme de l'ensemble volcano-sédimentaire s'apparenterait ainsi en coupe selon cet auteur à une sorte de "pieuvre" dont les bras représenteraient les sills et le corps la poche magmatique du Clapey. Nous sommes loin du schéma du volcanopluton admis en Grèce par exemple par BRUNN et AUBOUIN entre autres (fig. 34).

Il en résulte que les termes les plus différenciés ne peuvent se trouver qu'en profondeur, dans certaines zones bien restreintes qui, en tout état de cause, représentent les zones d'alimentation des sills et dont l'observation nous échappe en général à l'heure actuelle.

Des phénomènes de clivage tectonique peuvent contribuer à ramener à la surface quelques fragments. Il en va ainsi pour les petits affleurements de serpentinites du voisinage de la Pointe Rousse ou du plateau compris entre la Tormotta et la Punta dei Ghiacciai.

J'ai indiqué, plus haut, qu'un échantillon au moins de serpentinite prélevé à la base de la Punta dei Ghiacciai dérivait d'une pyroxénite dans laquelle les reliques de l'orthopyroxène sont encore bien visibles. On peut donc envisager à titre d'hypothèse que les serpentinites du Versoyen sont secondaires et correspondent à la serpentinitisation de masses magmatiques ultramafiques.

Rien ne prouve, toutefois, pour l'instant qu'il y ait une liaison génétique entre ces ultramafites et les ophiolites proprement dites.

On constate assez curieusement que tous les affleurements de serpentinites (à l'exclusion de celui du Miravidi) se trouvent associés à des écaillés de leptynites du type Pointe Rousse.

Peut-être faut-il voir là l'indice de leur position primaire, en certains points, au voisinage du substratum (épanchement sur la leptynite dénudée). Pourquoi, dans ces conditions, ne trouve-t-on pas tracé au Clapey de serpentinites là où précisément nous avons des preuves tangibles de remontées de lambeaux sédimentaires du soubassement de l'ensemble volcano-sédimentaire ?

#### - Age de la série ophiolitique du Versoyen

La question de l'âge de la série ophiolitique du Versoyen est étroitement liée à celle du "Flysch" de Tarentaise qui la surmonte.

Nous avons cependant montré que l'âge le plus récent qu'il soit possible d'attribuer (et encore avec doute) au soubassement de la série ophiolitique est liasique, voire jurassique moyen. Etant donné le contexte général de la région (zone de la cordillère tarine) il y a, en vérité, peu de chances pour que la série du Versoyen repose stratigraphiquement et sans interruption de sédimentation sur son substratum. L'existence de lacunes est tout à fait plausible.

En ce qui concerne la limite supérieure par contre, le terme stratigraphique immédiatement superposé est connu. Il s'agit de la formation basale de la série détritique de Tarentaise, qui est maintenant daté du Crétacé supérieur (Sénonien).

Rappelons également qu'il existe localement de fortes présomptions pour un âge crétacé inférieur à la base (Pyramides Calcaires). La "fourchette" de temps ainsi délimitée (Crétacé inférieur à moyen) correspond bien à ce que l'on sait des périodes d'activité ophiolitique dans le domaine mésogéen. Il est cependant peu probable que des émissions magmatiques se soient poursuivies pendant une durée aussi importante, la masse d'ophiolites actuellement observable étant peu compatible avec cette hypothèse. Comme des deux limites chronologiques indiquées ci-dessus, l'inférieure est la moins précise, il est très concevable qu'une importante lacune puisse exister entre les terrains du substratum et la base de l'ensemble antéflysch. Celui-ci représente peut-être surtout le Crétacé moyen.

Ceci s'accorderait assez bien avec certaines découvertes récentes concernant les ophiolites alpines (âge albien cénomaniens du toit des roches vertes de la nappe de la Plata - DIETRICH (Zürich) sous presse - et détermination d'âge absolu du complexe ophiolitique du Chenaillet, près de Briançon).

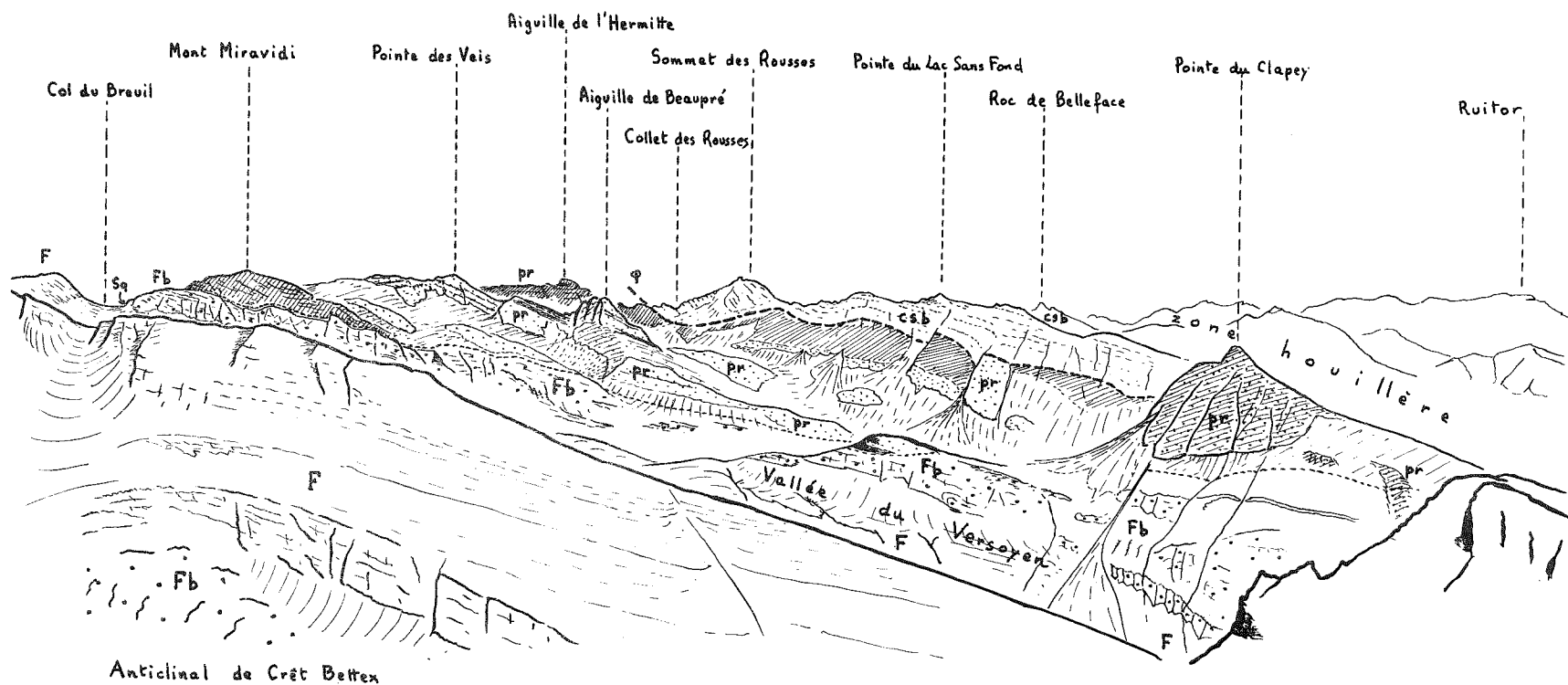


Figure 35 - Panorama général de la haute vallée du Versoyen (marge interne de l'unité du Roignais-Versoyen)  
Unité du Petit Saint-Bernard - csb : calcschistes à bélemnites  
Unité du Roignais-Versoyen - pr : prasinites (série du Versoyen) - Fb : formation basale du "Flysch" -  
 Sg : couches des Marmontains - F : Flysch -  
 φ : chevauchement basal de l'unité du Petit Saint-Bernard.  
 Point de vue : depuis l'arête ouest de l'Aiguille de Prainan.



## II. - LE "FLYSCH" OU SERIE DETRITIQUE DE TARENTEISE

### 1 - Généralités

La puissante série de calcschistes, schistes et conglomérats qui couronne la "colonne stratigraphique" de Tarentaise a été assimilée pendant longtemps à la formation des schistes lustrés piémontais d'âge liasique (S. FRANCHI).

Ce fut H. SCHOELLER (1929) qui le premier introduisit le terme de "flysch" dans notre région et les terrains correspondants furent, de ce fait, rangés dans le Nummulitique. Nous avons indiqué dans l'introduction générale du paragraphe B, les principales subdivisions lithologiques établies par ce dernier auteur. La validité et la généralité en furent largement consacrées par les recherches ultérieures, puisque les auteurs suisses, sous des noms différents, utilisent jusqu'en Valais des coupures similaires dont l'équivalence réelle fut démontrée par R. ZÜLAUF (1964).

En réalité nous serons amenés, dans le cours du présent exposé à montrer que le terme général de "flysch" est assez mal adapté, si l'on considère l'ensemble des terrains. Certains faciès, et en particulier ceux de la base, (conglomérats et calcaires microbréchoïdes) n'ont rien à voir avec un flysch selon les définitions les plus courantes. Pour cette raison, et considérant le changement important dans les caractères sédimentologiques, survenus à la fin de la période précédente (dépôt de schistes noirs à ophiolites), je préfère, quant à moi, désigner le nouvel ensemble sous le nom de "série détritique de Tarentaise". Par raison de commodité et surtout par souci d'homogénéité avec les textes antérieurs, je continuerai cependant à utiliser le mot "Flysch" pour désigner la formation toute entière ; dans ce cas le terme sera utilisé entre guillemets. Le mot flysch ne sera, dans ces conditions, employé tel quel (sans guillemets) que pour désigner une des subdivisions de l'ensemble répondant assez bien aux définitions généralement admises pour le terme.

### 2 - Méthode d'étude

#### a) Préambule

L'étude du "Flysch" de Tarentaise est abordée ici avec un souci particulier : celui de tirer de la sédimentologie un certain nombre de données que la seule cartographie ou l'étude structurale ne peuvent fournir. L'évolution d'un bassin sédimentaire peut en effet procurer des renseignements précieux sur les plans de la paléogéographie et de la géodynamique.

Mais, dans les zones orogéniques, les complications tectoniques rendent la tâche difficile, en mettant en défaut les méthodes classiques, mises au point dans des bassins exempts de déformations postérieures au dépôt du sédiment.

J'ai eu la chance de pouvoir bénéficier à mes débuts de l'aide de collègues grenoblois rodés à ce genre de difficultés, ou bien des conseils de spécialistes extérieurs à notre laboratoire. Je dois, à ce propos, une reconnaissance toute particulière à A. LOMBARD qui, avec sa clarté d'esprit et son amabilité coutumière me fit bénéficier de sa vaste connaissance du sujet au cours de stages ou d'excursions.

Les principales difficultés, propres à ma région, auxquelles il convenait d'adapter les méthodes classiques, sont les suivantes :

- un relief très accentué avec des coupes souvent mal accessibles ou fragmentaires ;
- une structure en apparence simple, qui finalement se révèle plus compliquée que prévu. Ceci m'amena à la déterminer au préalable afin de replacer les mesures dans un contexte aussi précis que possible ;
- l'importance de certaines manifestations de la tectonique, telles que microplissement, boudinage, étirement de couches, peut selon les cas entacher les mesures de nombreuses erreurs. Bien plus, il est parfois difficile d'attribuer certaines figures à la tectonique plutôt qu'à la sédimentation ;
- un métamorphisme général léger de la zone du Greenschist faciès oblitère le faciès pétrographique primaire recristallisation de la calcite et du quartz, néoformation d'albite, de séricite, de chlorites. Ceci se traduit en général sur l'échantillon par une homogénéisation du faciès ;
- enfin, conséquence du métamorphisme, les éventuels vestiges organiques se trouvent le plus souvent effacés ou rendus méconnaissables.

b) Méthode adoptée

.....

Rapidement je fus amené à concentrer mon attention sur la formation détritique basale dont la variété des faciès laissait mieux augurer que la monotonie du flysch proprement dit.

Pour pallier l'insuffisance de coupes continues, je dus recourir, sur les conseils de A. LOMBARD, à un système de coupes partielles (coupes échantillons), de longueur limitée aux possibilités des affleurements et à leur dispersion. La répétition de telles coupes, une fois la structure générale connue, peut donner une idée de l'évolution des faciès dans l'espace à défaut d'une chronologie plus précise.

Il convenait, toutefois, de déterminer au préalable quels critères seraient retenus, compte tenu des difficultés mentionnées ci-dessus, et quelles définitions adopter pour certains objets sédimentologiques.

b1) Quelques définitions

Notons tout d'abord, à la suite de A. LOMBARD (1965), l'ambiguïté du terme stratification. Celui-ci qualifie aussi bien le processus (mise en strate) que le résultat (alternances de strates et d'interstrates).

La strate correspond à une phase active d'apports allochtones sédimentaires.

L'interstrate correspond à une phase passive de sédimentation autochtone d'éléments très fins.

Les deux termes se justifient mutuellement ; on ne peut employer le terme de strate que par opposition à l'interstrate.

Nous utiliserons parfois le terme de banc ou de couche pour désigner l'unité sédimentaire dégagée de son contexte.

Le litage : au sein d'une strate l'arrangement des constituants lors du dépôt définit un litage. Il en existe divers types : litage plan parallèle, litage entrecroisé, etc. qui caractérisent diverses conditions de dépôt.

Laminite : il s'agit d'une couche élémentaire, c'est-à-dire de la plus petite unité sédimentaire que l'on puisse rencontrer. Dans une strate, des laminites de constitution différente représentent une stratification du 2e ordre.

Clastic shale ratio : désigne pour un ensemble sédimentaire donné le rapport des produits de la sédimentation active (allochtone) à ceux de la sédimentation passive (autochtone).

Densité d'un conglomérat ; nous définissons ainsi le rapport du volume des éléments au volume total de la roche.

b2) Critères retenus pour les mesures

Sur chacune des "coupes échantillons" les mesures suivantes furent effectuées et exprimées sur un log détaillé. Quelques exemples ont été figurés (pl. 6).

- 1 - Epaisseur des strates et des interstrates.
- 2 - Estimation de la granulométrie moyenne de la phase détritique(\*)
- 3 - Estimation de la densité du conglomérat à l'aide de chartes visuelles.
- 4 - Proportion approchée de la nature des diverses variétés d'éléments.

(\*) - En fonction de la taille moyenne des éléments, les niveaux détritiques furent subdivisés de la façon suivante :

Conglomérats :

- |          |                          |
|----------|--------------------------|
| Classe 1 | .. $\varnothing > 10$ cm |
| Classe 2 | 10 $> \varnothing > 3$   |
| Classe 3 | 3 $> \varnothing > 1$    |
| Classe 4 | 1 $> \varnothing > 0,5$  |

Microbrèches :

- |          |                           |
|----------|---------------------------|
| Classe 5 | 0,5 $> \varnothing > 0,1$ |
|----------|---------------------------|

Grès :

- |          |                         |
|----------|-------------------------|
| Classe 6 | : calcaire gréseux (cg) |
|----------|-------------------------|

Calcaires :

- |          |     |
|----------|-----|
| Classe 7 | (c) |
|----------|-----|

Schistes :

- |          |     |
|----------|-----|
| Classe 8 | (g) |
|----------|-----|

Furent également notés, lorsque cela était possible, la taille du plus gros élément visible, ainsi que toutes les remarques relatives à la mise en place du dépôt.

### b3) Précision et signification de ces mesures

La plupart des mesures ci-dessus sont estimées. Il ne pouvait en être autrement devant le temps limité dont je pouvais disposer pour chaque coupe, et le nombre très restreint d'échantillons que je pouvais ramener.

Les erreurs introduites dans les mesures par les déformations tectoniques sont en tout état de cause supérieures aux erreurs commises par des mesures estimées effectuées par un observateur entraîné.

Enfin, le but poursuivi était de pouvoir représenter assez rapidement les caractères sédimentologiques du bassin et de mettre en évidence les grandes directions de variations de faciès. Des mesures estimées étaient dans ce cas bien en rapport, par leur rapidité, avec le but poursuivi.

### b4) Exploitation des critères mesurés

Les mesures effectuées m'ont permis de déterminer pour chaque coupe un certain nombre de paramètres caractéristiques qui facilitent les comparaisons entre divers points du bassin au moyen de tableaux récapitulatifs (tableau n° 7 et pl. 6).

- Le clastic shale ratio D/S : rapport de l'épaisseur totale de strates détritiques aux interstrates schisteux, pour une coupe donnée (ici est compté comme détritique tout ce qui n'est pas schistes noirs).

- Le rapport D/C, pour une coupe donnée, de l'épaisseur totale des niveaux détritiques (conglomérats + micro-brèches) à l'épaisseur totale des strates de calcaire pur. C'est un moyen d'estimer les variations de la clasticité du sédiment.

### La classe d'épaisseur moyenne des bancs

Selon les méthodes graphiques de représentation des séries du type flysch préconisées par A. LOMBARD, j'ai étudié pour chacune de mes coupes échantillons la répartition des bancs par classe d'épaisseur (\*). La représentation graphique sous forme d'histogramme permet de définir le mode de cette répartition (classe d'épaisseur à laquelle appartient le plus grand nombre de bancs pour la coupe mesurée). La courbe cumulative que l'on peut en déduire permet de définir la médiane de cette répartition. Pour toutes les coupes mesurées médiane et mode coïncident. Ils définissent ainsi une classe d'épaisseur que j'ai considérée comme représentative de l'épaisseur moyenne des bancs présents dans la coupe mesurée.

## 3 - Etude de la série détritique de Tarentaise

### a) La formation basale

La méthode exposée ci-dessus présente tout son intérêt dans le cadre de l'analyse de la formation basale dont le dépôt précède l'apparition du faciès flysch au sein de la série détritique de Tarentaise.

### a1) Remarque préliminaire

Pour l'instant nous n'attribuerons pas de dénomination particulière à cette formation. Le terme d'Arole, couramment admis actuellement à la suite de R. TRUMPY, me paraît ambigu. Dans la localité d'origine il désigne un faciès

(\*) - Les classes d'épaisseur suivantes furent retenues à l'usage :

7	0 - 1 cm		3	50 - 100
6	1 - 5 cm avec parfois	}	2	100 - 500
			1	> 500
5	5 - 30			
4	30 - 50			

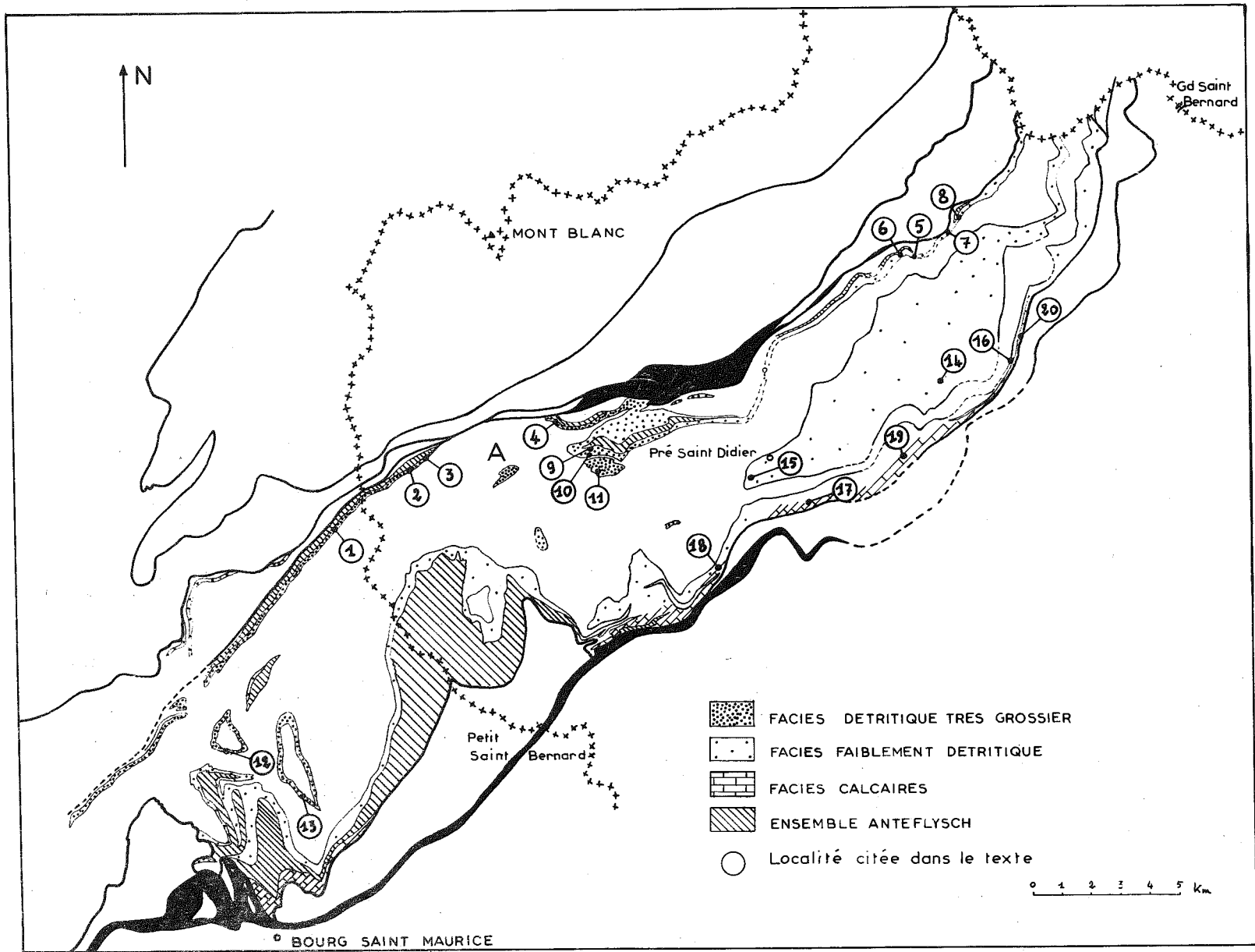


Planche 5 - Formation basale du "Flysch" - Localisation des divers points de mesure et variations de clasticité -

essentiellement calcaire et microbréchiq, bien différent de celui qui règnait à la même époque en d'autres points du bassin (conglomérats de Tarentaise).

a2) Etude de la formation basale du "Flysch de Tarentaise" entre Bourg-Saint-Maurice et la frontière italo-suisse

- Etude stratonomique

Les principaux résultats tirés des mesures sont consignés dans le tableau n° 7. Sur ce tableau les coupes sont indiquées par une numérotation correspondant à une localisation géographique variant progressivement du Sud Ouest au Nord Est et de l'Ouest à l'Est (voir carte pl. n° 5).

- La constitution de la série basale du "Flysch" de Tarentaise varie entre deux pôles extrêmes caractérisés l'un par :

$$D/S = \infty \quad D/C = \infty \quad (\text{coupes 1, 2, 3})$$

indiquant une nature exclusivement conglomératique des dépôts (absence d'interstrates schisteuses et de niveaux uniquement calcaires) et l'autre par :

$$D/S = 0 \quad D/C = 0 \quad (\text{coupes 19 et 20})$$

indiquant, au contraire, une nature des dépôts exclusivement calcaire (absence d'interstrates et de niveaux détritiques). Il est remarquable que les deux pôles extrêmes sus mentionnés soient opposés géographiquement selon une transversale au bassin de sédimentation du "Flysch" tel qu'il est observable à l'heure actuelle (pl. n° 5).

- Corrélativement, et selon une relation connue, il existe un rapport entre la taille des éléments détritiques et l'épaisseur des strates. (Les strates les plus fines se rencontrent dans les séries uniquement calcaires).

- Le clastic shale ratio est en général très fort, ce qui traduit la nette prépondérance de la sédimentation allochtone. Rappelons que nous avons considéré, selon les idées de A. LOMBARD, que les niveaux schisteux d'interstrates représentent le "fond continu" de la sédimentation, c'est-à-dire, une phase passive dans le processus sédimentaire. De même avons-nous groupé parmi les détritiques tous les matériaux constitutifs des strates (phase active), c'est-à-dire les conglomérats, microbrèches et grès, mais aussi les calcaires.

+ Dans le domaine externe (bande de terrain allant des Chapieux au mont Chichet), on note l'absence totale de niveaux schisteux. La stratification se fait banc sur banc.

En revanche, la proportion de niveaux calcaires intercalés dans les séries conglomératiques prend de l'importance dès la transversale du mont Fortin. Ces niveaux calcaires deviennent très largement prépondérants au Nord de la Doire Baltée entre le Pas-entre-Deux-Sauts et le haut vallon de Malatra.

On assiste donc au sein de cette bande externe à une décroissance de la clasticité du Sud Ouest vers le Nord Est.

Ainsi les coupes du haut vallon de Malatra (coupes 6, 7, 8) sont-elles finalement assez proches dans leur constitution de certaines appartenant au domaine interne (coupes 16, 17).

+ Le domaine médian est extrêmement développé, et nous n'y disposons que de peu de coupes. Il englobe des affleurements très divers, comme des anticlinaux correspondants soit aux parties profondes de l'unité : Pont Saint-Antoine, Crêt Bettex, Haut Vallon des Chavannes, région du mont Nix, base du Bério Blanc, anticlinal de Pré Saint-Didier, et l'énorme zone anticlinale des Aiguilles de Chambave, Grande Rochère, Aiguille de Bonalé, soit à des "superstructures" dues au déversement du pli anticlinal du Versoyen : synformes anticlinales couchées du Passage de la Brebis et de la Clavettaz, anticlinaux déversés de Prainan, de la vallée du Versoyen et du vallon du Breuil.

Si dans ce domaine médian les niveaux schisteux restent nettement subordonnés, par rapport aux niveaux conglomératiques et microbréchiq, la proportion des calcaires est en général assez forte (elle peut atteindre 50 % environ).

Nous ferons à ce propos une série de remarques intéressantes :

Il existe au sein du domaine médian des zones qui, par leurs caractères sédimentologiques, rappellent beaucoup le domaine externe et plus particulièrement le secteur col de la Seigne - Pyramides Calcaires. Ainsi les coupes 11, 12,

Numéro des coupes	DOMAINE EXTERNE								DOMAINE MEDIAN							DOMAINE INTERNE				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
Clastic shale ratio : D/S	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	∞	14	12,6	20,6	8,9	45	2,9	127	5,5	12,6	5,35	∞	∞
Rapport détritique/ calcaire D/C	∞	∞	∞	7,5	0,14	0,18	0	0,39	1,07	2,5	460	2	∞	1,2	0,45	0,38	0,56	0	0	0
Classe moyenne d'épaisseur des bancs Clm	1	2-3	-	-	5	5	5	5	5	5	5	5	2	5	5	6	6	6	6	6
Banc moyen : Bm (en mètres)	3,2	0,70	1,2	1,2	0,20	0,14	0,16	0,17	0,19	0,16	0,92	0,86	1,1	0,26	0,22	0,12	0,27	0,02	0,018	0,04
Longueur de la coupe	24,70	8,51	8,42	12,59	5,72	2,63	5,04	2,24	7,01	15,40	29,50	28,43	17,64	11,75	7,02	7,75	10,52	2,00	1,62	1,60
Nombre de bancs mesurés	8	12	7	10	28	19	31	13	37	92	32	33	16	43	31	62	39	103	90	37

Tableau n° 7 - Formation basale de la série déritique de Tarentaise - Récapitulation des résultats des coupes mesurées -

Dénomination des coupes (voir localisation sur la planche n° 5)

- |   |                                      |
|---|--------------------------------------|
| 1 = Rive gauche du Torrent des Glaciers | 11 = Base du versant est du mont Nix |
| 2 = Pyramides Calcaires cote 2240 m     | 12 = Pont Saint-Antoine              |
| 3 = Pyramides Calcaires                 | 13 = Ruisseau de Pra Bozon           |
| 4 = Mont Fortin                         | 14 = Chemin de Morge à Liconi        |
| 5 = Grande Rochère                      | 15 = Anticlinal de Pré Saint-Didier  |
| 6 = Pas-entre-Deux-Sauts                | 16 = Planavalle                      |
| 7 = Haut Vallon de Malatra              | 17 = Testa d'Arpy                    |
| 8 = " " " (mont Chichet)                | 18 = Mont du Parc                    |
| 9 = Chemin du mont Nix (1re barre)      | 19 = Carrières de Villair            |
| 10 = " " " (2e barre)                   | 20 = Rantin.                         |

13 présentent une forte clasticité qui se traduit par la nette prépondérance des matériaux détritiques francs, et l'épaisseur corrélatrice des strates.

Ces caractères se retrouvent sur un très intéressant affleurement situé dans le Haut Vallon des Chavannes, au pied sud du mont Fortin (x = 34,500 ; y = 69,250 ; z = 2 600 ; feuille Mont-Blanc de la carte d'Italie au 1/25 000, point A, pl. 5). Les conditions d'affleurement ne permettant pas de mesures, je vais décrire brièvement ici les principaux caractères sédimentologiques observables.

- Les strates sont très épaisses (plusieurs mètres parfois) et la stratification est mal marquée. Ceci est surtout sensible à la base de la formation et se modifie rapidement vers le haut.
- La densité des éléments est forte (supérieure à 50 %).
- Les éléments sont très polygéniques : divers types de calcaires et de dolomies, quartzites, cristallin.
- La granulométrie paraît irrégulière avec un fond de galets de 3 à 5 cm de taille moyenne et de très gros éléments allant jusqu'à 55 cm pour un bloc de dolomie, et 20 cm pour un bloc de cristallin. Les petits éléments sont émoussés, alors que les gros restent anguleux.

En certains points (base de la coupe du Pont Saint-Antoine, anticlinal du Bério Blanc, dans la vallée des Chavannes), on note la présence exclusive de galets calcaires cristallins gris de type liasique, ce qui pourrait indiquer une zone d'apport, de constitution calcaire, assez proche. Au Pont Saint-Antoine par exemple, les conglomérats transgressent directement un ancien bombement érodé jusqu'au Trias moyen. On peut donc penser que les galets calcaires proviennent de la couverture triasique ou liasique d'une telle zone.

Il pourrait en être ainsi pour l'anticlinal du Bério Blanc qui serait alors comparable à la ride antéflysch du Pont Saint-Antoine par exemple.

Les remarques précédentes indiquent que des rides pouvaient, en plusieurs points, "cloisonner" le bassin sédimentaire au début du dépôt de la série de Tarentaise. Ce fait est évident au Pont Saint-Antoine ou à Crêt Bettex ; ailleurs, lorsque l'érosion n'a pas atteint le substratum (Trias, Lias) leur présence peut être déduite de l'analyse de la nature des éléments du conglomérat. Ceux-ci tendent alors à devenir monogéniques.

+ Le domaine interne est essentiellement caractérisé par de très faibles valeurs du rapport détritique/calcaire (valeur tombant même à 0 dans les trois dernières coupes). La série devient donc presque exclusivement calcaire (nous ne relevons en effet la présence de schistes noirs en quantités mesurables que dans la partie la plus "frontale" du domaine interne (coupe de Planavalle et de la Testa d'Arpy).

Le pôle extrême du faciès est représenté à la marge la plus interne des affleurements visibles, dans la région s'étendant du Mont du Parc (La Thuile - Val d'Aoste), à l'alpage de Rantin (vallon de Planavalle). Là, schistes et éléments détritiques ont totalement disparu. La série est alors uniquement formée d'un calcaire finement cristallin, gris bleu, en strates minces (de 2 à 4 cm), le plus souvent subdivisées par un fin litage millimétrique. Les interstrates sont pelliculaires. Ce faciès particulier donne une roche fissile qui fut exploitée en lauzes au mont du Parc et dans les carrières de Villair, près de Morgex, en rive gauche de la Doire Baltée. Rien ici ne vient rappeler que cette formation est un équivalent latéral de la formation détritique basale telle que décrite précédemment. Seule l'étude structurale, et la présence du niveau de schistes noirs à quartzites verts qui la surmonte en apporte la preuve.

- Le faciès le plus caractéristique du domaine interne, le plus répandu aussi, est un calcaire cristallin gris bleu en bancs d'épaisseur moyenne de 0,20 m à 0,50 m, présentant de nombreuses zones siliceuses rousses parallèles entre elles, dessinant une zonation bien caractéristique. Ces passées siliceuses, en général finement grenues, sont mises en relief par les intempéries. Ce faciès s'observe particulièrement bien en Italie, au bord de la route du Petit Saint-Bernard, vers la cote 1830, au pied de la Tête du Chargeur.

En France, le calcaire à zones siliceuses se rencontre essentiellement sur les affleurements les plus internes : région du Fort du Truc, débouché de la gorge du Charbonnet à Bourg-Saint-Maurice, versant sud et est de l'Aiguille de Prainan (notamment sur le chemin des Echines, à les Tigny), dans la gorge du Versoyen à Bonneval, et au Combottier.

L'examen d'un grand nombre d'affleurements montre, qu'en règle générale, le faciès de calcaires à zones sili-

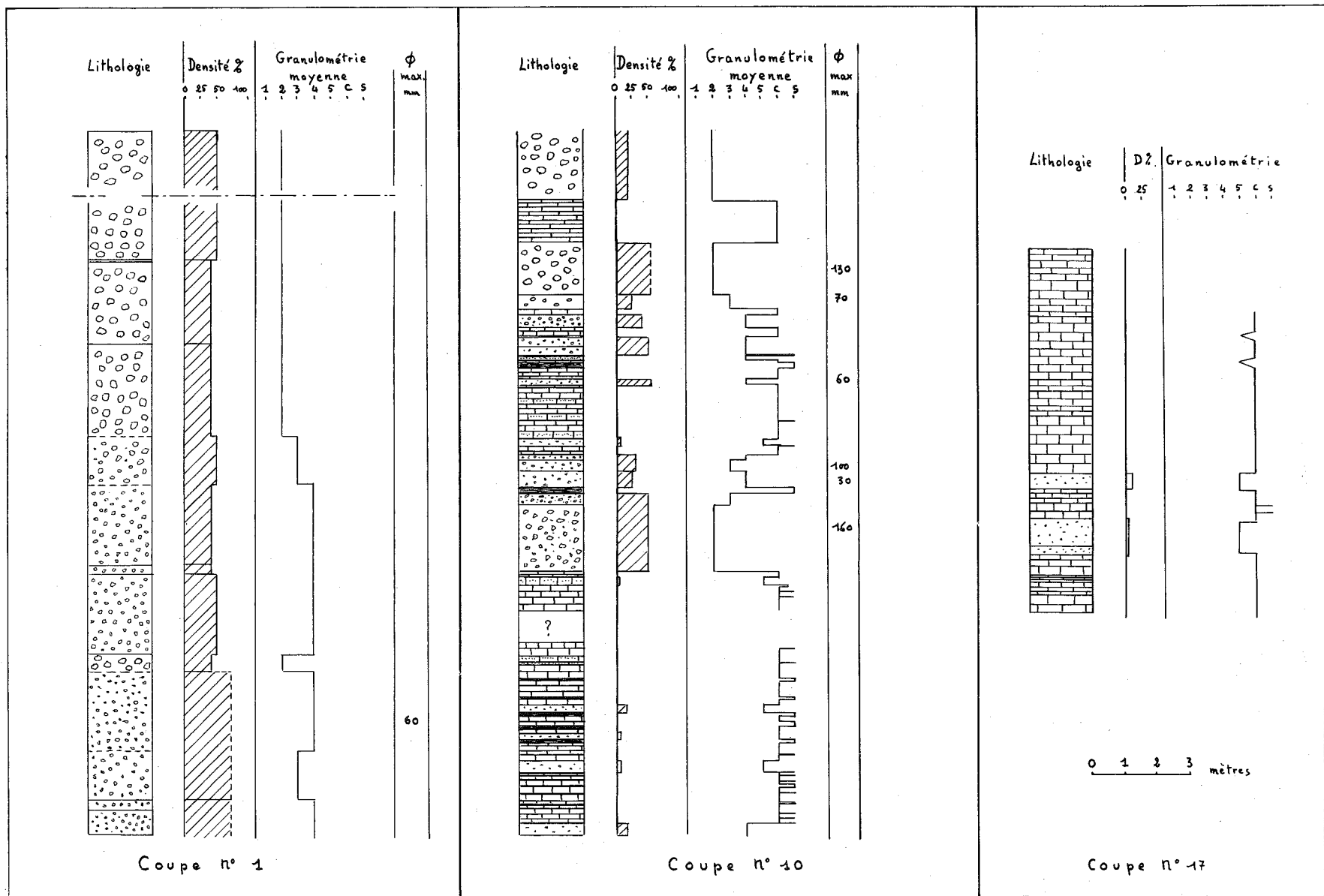


Planche 6 - Trois exemples de "coupes échantillons" prises dans la formation basale du "Flysch le Tarentaise" - Voir les explications dans le texte. Les numéros des coupes sont ceux de la planche 5 et du tableau 7.



ceuses est cantonné à la base de la série, au voisinage de l'ensemble antéflysch. Un très bel exemple en est fourni par la coupe déjà citée d'Entre-Deux-Eaux et de la boutonnière de Tormotta dans le vallon du Breuil.

A la base de l'arête nord du mont Ouille, à 3000 m d'altitude environ, existe un niveau singulier. Il s'agit d'un calcaire gris bleu clair, très finement cristallin, à patine mate, gris clair. Le métamorphisme très léger ne laisse aucun doute sur sa nature organogène. De très nombreux débris, réduits à l'état de fantômes, sont encore bien visibles sous le microscope. Nous avons là essentiellement des sections de tubes isolés, ou associés, provenant assez probablement d'algues calcaires. Il est impossible de dire si ces débris sont remaniés ou non. Ces niveaux m'ont fourni quelques sections de foraminifères proches des Globigérines.

#### - Caractères sédimentologiques de la formation basale du "Flysch de Tarentaise"

##### + Structure des strates

Faciès grossiers (domaine externe). En quelques points privilégiés (\*), les efforts tectoniques ont été trop faibles pour entraîner une déformation appréciable des couches. De nombreuses observations peuvent alors être faites sur la disposition et la structure des bancs de conglomérats.

Granoclassement : d'une manière générale les éléments sont assez bien calibrés, niveau par niveau. Ainsi, dans un banc, la taille des éléments varie dans des limites assez étroites. Celles-ci peuvent être différentes pour des bancs voisins.

Les phénomènes de granoclassement ne sont pas très fréquents. Ils affectent surtout les niveaux microbréchiques. Dans les faciès les plus grossiers, à bancs épais (coupe 1 par exemple), ceux-ci sont assez souvent polyséquentiels. Sur l'épaisseur d'un banc, on observe plusieurs séquences granoclassées (évoluant parfois du conglomérat au calcaire gréseux) se succédant sans aucun diasthème.

Le litage : lorsque l'on observe attentivement les affleurements de conglomérats, on constate très souvent l'existence d'un litage différent des limites géométriques des bancs. Ce litage est le plus souvent oblique (parfois peu incliné sur les limites des bancs). Dans ce cas il recoupe souvent des diasthèmes disposés dans l'épaisseur du banc et qui se relaient les uns les autres. (Disposition assez typique des molasses ; voir figure 36a). Le litage peut également être entrecroisé à grande échelle (quelques mètres).

Orientation des galets : il est facile de constater sur les affleurements indemnes de déformations que les galets sont en général bidimensionnels ; ils présentent un plan d'aplatissement bien marqué. On peut alors observer, sur un affleurement donné, que les plans d'aplatissement des galets sont disposés d'une certaine façon par rapport au litage que ces galets définissent (voir figure 36b). La mesure des éléments géométriques (direction - pente) des divers plans (pendage des couches - litage - aplatissement des galets) permet de déterminer dans certains cas la direction et le sens des courants qui ont transporté les galets (cf. ci-dessus).

Les chenaux : l'examen de la base des bancs de conglomérats révèle assez souvent la présence de chenaux. Ceux-ci sont souvent assez peu marqués. Les meilleures observations peuvent s'effectuer à la coupe 1, au contact de l'ensemble antéflysch ou sur les affleurements du Haut Vallon des Chavannes. Dans les cas favorables les chenaux donnent la direction des apports, tandis que l'orientation des galets dans le chenal donne le sens.

Figures de limite de bancs : les figures de base de bancs sont absentes dans les niveaux conglomératiques grossiers de type molasse, ce qui n'a rien d'étonnant.

Toutefois, certaines particularités sédimentaires sont localement conservées ; ainsi dans le Haut Vallon des Chavannes, j'ai pu observer sur une section verticale, la coupe schématisée sur la figure 37a, au-dessus d'une séquence

---

(\*) - Rive gauche du torrent des Glaciers, entre les Mottets et le col de la Seigne - Versant sud du mont Fortin (Haut Vallon des Chavannes).

Fig. 36b : Disposition des éléments du conglomérat basal de la formation détritique de Tarentaise

- a) - Surface de banc
- b) - Litage
- c) - Orientation des éléments

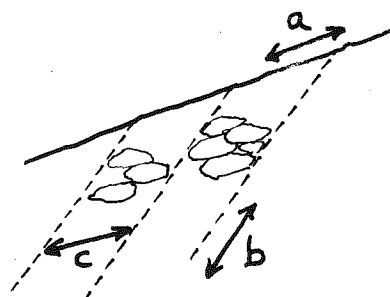
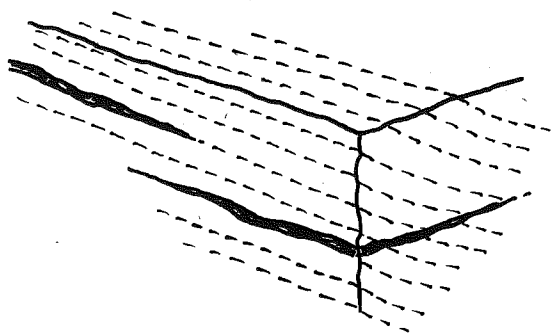


Fig 36 a : Diasthème en relai et litage oblique dans les conglomérats de type molassique de la formation basale de la série détritique de Tarentaise



conglomératique granoclassée épaisse de 0,80 m, vient un banc de grès qui correspond à un ancien niveau sableux. Le toit de ce niveau est accidenté d'ondulations asymétriques (ici vues en section transversale) qui rappellent beaucoup les ripple marks.

Une deuxième séquence conglomératique est venue "fossiliser" cette disposition particulière.

Résultats de quelques mesures : sur les affleurements de la coupe 1 (rive gauche du torrent des Glaciers), les directions de chenaux vont de N. 55 à N. 80 avec un maximum vers N. 60°. La direction du courant est donc sud ouest nord est.

Sur les affleurements du Haut Vallon des Chavannes, diverses mesures ont été faites : tout d'abord les directions des grands axes de nombreux galets ont été mesurées sur une surface de banc horizontale. Les résultats des mesures sont représentés sur la figure 37b. Les directions de courant correspondantes varient donc en moyenne de N. 40° à N. 70°. Ensuite plusieurs chenaux très nets ont été repérés de direction voisine de N. 30°.

Dans les deux cas le sens du courant est dirigé du Sud Sud Ouest vers le Nord Nord Est, d'après la disposition des galets dans les chenaux.

Cas des faciès calcaires : il est intéressant de constater que la plupart des figures précédentes se retrouvent dans les faciès les plus fins (calcaires - calcaires à zones siliceuses - calcaires microbréchoïdes) du domaine interne (affleurements de la région de la Tête du Chargeur par exemple).

Nous avons une formation banc sur banc dépourvue d'interstrates. Chaque banc présente une lamination (les zones siliceuses peuvent être considérées à la limite comme des laminites plus sableuses) qui peuvent être planes, parallèles, ou obliques. Là encore des chenaux existent fréquemment qui définissent un litage entrecroisé (figure 38).

En ce qui concerne les figures de limite de banc, la recherche n'est guère plus favorable qu'au sein des faciès grossiers. Dans de nombreux cas nous avons noté des irrégularités rappelant parfois très vaguement des ripple marks

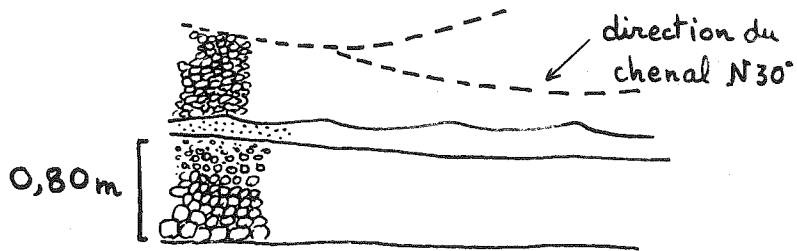


Figure 37a - Détail de la structure interne des conglomérats de la formation basale (Haut vallon des Chavannes)

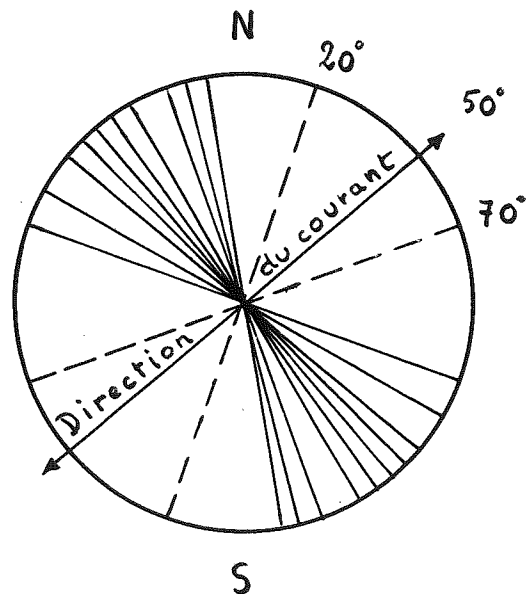
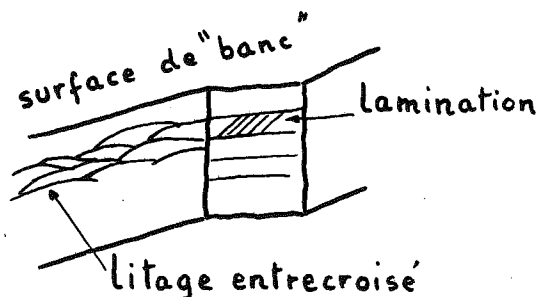


Figure 37b - Orientation des galets dans les conglomérats de la formation basale du "Flysch" (Haut vallon des Chavannes).



(Tête du Chargeur) ou bien des load casts (coupe de La Thuile). L'interprétation de ces irrégularités aux limites de bancs doit être extrêmement prudente. En effet, il est parfois possible de confondre des figures d'origine tectonique avec des figures sédimentaires mal formées. A la coupe de La Thuile (qui est fortement tectonisée), nous avons ainsi pu observer de petits "drag folds" qui mimaient assez bien des flute casts. Nous considérerons donc pour l'instant qu'aucune figure décisive n'a été découverte.

Figure 38 - Litage entrecroisé dans les faciès calcaires de la formation basale du "Flysch" à la Tête du Chargeur -

#### + Nature des éléments

Alors que plus au Sud, H. SCHOELLER fait mention de conglomérats très polygéniques (nous reviendrons sur ce point au paragraphe suivant), dans toute la région étudiée ici il en va différemment. Nous observons, en effet, une prédominance absolue des éléments de nature dolomitique. Sur les affleurements patinés par l'altération il est possible de distinguer plusieurs types de dolomies, alors que sous le microscope les différences n'apparaissent pas. On peut ainsi remarquer des dolomies beige crème, brunes, noirâtres, grises. Tous ces types appartiennent à la série triasique, certains, peut-être au Rhétien.

Par ordre d'importance décroissante, viennent ensuite les calcaires. Le type le plus fréquent est un calcaire cristallin gris analogue à ceux du Lias. On rencontre également des calcaires gris clair et des calcaires noirâtres qui peuvent appartenir à la série du Trias moyen et peut-être aussi, au Rhétien (calcaires noirs). A noter également, un faciès de calcaire finement grenu à patine brune. Sous le microscope celui-ci se révèle légèrement dolomitique. Certains cristaux englobent des fantômes circulaires peu déterminables. Un de ces éléments a fourni une section rapelant beaucoup *Avicula contorta*. Notons également que des faciès de calcaires oolithiques vrais à Miliolites ont été décelés par étude des plaques minces. Le microfaciès est alors en tous points semblable à celui du "Dogger à Mytilus" de la zone subbriannonnaise. De temps à autre, on note la présence d'éléments de schistes noirs (par exemple à la Clavettaz).

Enfin, on ne rencontre que très rarement des éléments empruntés à la série antétriasique. Ceux-ci sont alors représentés soit par des quartzites phylliteux du Permotrias, soit par des gneiss et micaschistes, le plus souvent très difficiles à déterminer car très altérés.

Nous remarquerons là encore, que la plus grande variété de types lithologiques se rencontre dans le niveau où la taille des éléments est la plus forte en moyenne et où les bancs sont les plus épais.

En conclusion, les divers types lithologiques rencontrés dans les éléments des conglomérats indiquent la présence de reliefs déjà très évolués en proie à une érosion active. Les séries triasiques et liasiques les premières attaquées fournissent la plus grande part des détritiques. Toutefois, en certains points, l'érosion avait atteint le socle cristallin. Le fait que les galets de cristallin soient assez rares dans notre région peut s'expliquer peut-être par l'éloignement plus grand de la zone d'apport. Les éléments de cristallin, plus altérables, ou même originellement fissiles (micaschistes), sont de ce fait plus fragiles que les calcaires ou les dolomies.

#### + Forme des éléments

La forme des éléments est souvent difficile à apprécier, du fait des déformations subies. Il semble que dans la plupart des cas, les éléments soient anguleux émoussés ou anguleux.

#### + Nature du ciment

Le ciment, nous l'avons signalé, est un calcaire cristallin gris bleu. Il renferme fréquemment une phase détritique très fine, parfois visible à l'œil nu, mais le plus souvent au microscope seulement. Cette phase détritique est constituée, soit par une poussière dolomitique, soit par des grains de quartz. Ceux-ci, le plus souvent recristallisés ne fournissent pas d'indications particulières.

Suivant la proportion de cette phase détritique fine, nous avons toute une série de types lithologiques nuancés allant des calcaires francs aux calcaires sableux, voire aux microbrèches. Notons que les niveaux les plus sableux sont de teinte plus rousse et de toucher plus rugueux.

#### + Proportion éléments figurés-ciment (densité)

Une première constatation s'impose : les conglomérats de Tarentaise, dans la région étudiée, ne montrent pratiquement jamais de galets jointifs. En règle générale, les éléments baignent dans un ciment de calcaire cristallin gris bleu. La densité des galets n'est au reste jamais très forte. Elle ne dépasse que rarement 50 % se situant le plus souvent aux alentours de 25 à 30 %. Une autre règle générale semble se dégager : les plus fortes densités se rencontrent dans les niveaux où les strates sont les plus épaisses et où la taille moyenne des éléments est la plus forte (coupes 10 et 11 par exemple et surtout coupe 1). Ainsi les niveaux de fines microbrèches, voire de grès, présentent un ciment calcaire très abondant, pouvant aller en proportion jusqu'à 90 à 95 % du volume total de la roche.

Il est vraisemblable que les éléments détritiques ont été amenés dans le bassin de sédimentation par des courants chargés provenant essentiellement de la mise en mouvement des vases calcaires.

#### + Conclusion

L'aspect massif des strates, l'absence quasi générale d'interstrates, la présence de chenaux et de litages entrecroisés au sein de strates très épaisses (pachystrates), certains détails de la structure interne des bancs indiquent (au Sud de la Doire Baltée), une sédimentation très particulière de type molassique. Les dépôts paraissent en effet abandonnés non loin des sources d'apports, en eau peu profonde par divagation de courants à la surface de deltas sous-marins. Il est évidemment impossible, pour l'instant, de généraliser cette reconstitution des conditions de dépôt à la formation toute entière sur la totalité d'une aire sédimentaire dont l'extension est considérable. Je vais en effet montrer maintenant que des variations de faciès importantes peuvent être mises en évidence si l'on considère une portion suffisamment grande du bassin marin.

### a3) Répartition des faciès sur la région étudiée

#### - Introduction

Les paragraphes précédents révèlent une grande variabilité des faciès lithologiques au sein de la formation basale du "Flysch" de Tarentaise.

Il n'est pas surprenant, dans ces conditions, que les auteurs, selon la région étudiée, aient pu interpréter différemment des faciès contemporains liés à un même bassin paléogéographique.

En France par exemple, les calcaires du Fort du Truc, au-dessus de Bourg-Saint-Maurice ont été attribués par H. SCHOELLER au Lias de la zone du Petit Saint-Bernard par suite d'une convergence de faciès, alors qu'ils appartiennent à la formation basale du "Flysch", d'âge crétacé supérieur.

Il devient donc indispensable d'examiner maintenant quelle pouvait être la répartition en plan des divers faciès reconnus, au moment de leur dépôt. Pour cela je serai obligé de déborder, tant au Sud Ouest qu'au Nord Est, la région étudiée jusqu'à présent. Je ferai également abstraction de la coupure tectonique entre les unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen.

- Exploitation des descriptions de H. SCHOELLER

Les observations de cet auteur, auxquelles je me réfère dans ce qui suit, portent sur l'actuelle unité de Moûtiers entre Villette et les Chapieux ; H. SCHOELLER y a observé les faits suivants :

- La formation basale du "Flysch" comprend en général deux niveaux d'aspect différent : un niveau inférieur à patine claire, dont le ciment calcaire est souvent très abondant, un niveau supérieur à patine brune, dont le ciment calcaire noirâtre est beaucoup plus gréseux.  
L'auteur insiste cependant sur le caractère subjectif d'une telle subdivision. De fait, dans toute la région qu'il m'a été donné d'étudier elle n'existe plus.

- Les conglomérats constituant la formation basale au Nord Est de Moûtiers sont extrêmement polygéniques.

Les éléments sont en effet constitués de :

granites, microgranites, micaschistes, gneiss appartenant au socle cristallin.

grès micacés et arkoses de la série carbonifère

schistes verts et violets du Permien

quartzites, calcaires et dolomies du Trias

calcaires et dolomies du Rhétien et du Lias.

Bref, tous les termes du substratum se retrouvent parmi les éléments du conglomérat basal du "Flysch".

Il y a là une différence fondamentale avec la région que j'ai étudiée, où l'échantillonnage est réduit à des roches triasiques et liasiques.

H. SCHOELLER remarque également que les variétés lithologiques correspondant au Cristallin, au Carbonifère et au Permien sont plus fréquentes dans le niveau supérieur.

- La taille moyenne des éléments est comprise entre 2 et 10 cm. Mais en de nombreux points il est fait mention de blocs de l'ordre du mètre cube (coupe de la Pierre Percée au Crêt du Rey, ou bien à la Portetta). Corrélativement il semble bien que la densité des conglomérats (telle que je l'ai définie) soit beaucoup plus forte en général. Dans la région des Mollières, au lac d'Arcachat, entre le lac du Saut et Mongirod il est fait mention de conglomérats à éléments pratiquement jointifs.

Tous les faits rappelés ci-dessus indiquent la présence à proximité d'un relief très élaboré (l'érosion a atteint le cristallin), dont les débris se sédimentaient dans le bassin marin pratiquement en bordure des zones émergées.

- Bien que cela ne soit pas mentionné explicitement par H. SCHOELLER, la répartition géographique des divers types lithologiques constituant les éléments des conglomérats est très suggestive.

Ainsi la plus grande variété se rencontre au Sud Ouest de la région décrite, entre la limite ouest de la feuille Bourg-Saint-Maurice au 1/50 000 et le torrent du Cormet d'Arèches. Le cristallin y est très souvent prédominant.

En rive gauche du torrent du Cormet d'Arèches les conglomérats à nombreux éléments de cristallin se retrouvent jusque dans le massif de la Portetta. Au-delà, vers le Nord Est, les éléments de cristallin se font plus rares dès la Grande Pareï pour disparaître à peu près totalement à la Pointe de Pisset et dans le massif du Grand Fond. Le faciès est alors celui du conglomérat à éléments de dolomies prédominants, classique dans ma région d'étude.

La zone des faciès les plus grossiers, et les plus polygéniques constitue donc une étroite bande de direction sud ouest - nord est, allongée au front de l'unité de Moûtiers, entre le lac du Saut et la Portetta. Vers l'Est et le Sud Est les galets de cristallin disparaissent rapidement. Dès la région de Tessens, vers Pra Plan,

ainsi que dans le massif de Rocheboc, il n'en est plus fait mention. Seuls sont présents des éléments allant des quartzites triasiques inclus aux calcaires liasiques.

Tout ceci suggère nettement une direction générale d'apport dirigée du Sud Ouest vers le Nord Est.

- Signalons enfin une dernière observation importante effectuée par H. SCHOELLER dans le secteur compris entre la Portetta et Rocheboc.

". . . . Dans certains cas la dolomie peut devenir très abondante, et même constituer à elle seule le ciment du conglomérat, ciment qui prend ainsi une teinte jaune".

Si l'on rapproche ce fait des travaux récents relatifs au phénomène de dolomitisation (J. PERRIAUX 1961 - A. VATAN 1967), on constate qu'il se manifeste surtout sur des plates-formes, en bordure de continent, en eau peu profonde et parfois sur de grandes étendues. Les eaux chaudes sont les plus favorables.

Nous avons là de précieuses indications complémentaires sur les conditions de dépôt de nos conglomérats.

#### - Région comprise entre le massif du Roignais et la frontière italo-suisse

Il s'agit là de ma propre région d'étude. Sur le plan structural elle correspond exclusivement à l'unité du Roignais Versoyen. Les variations de faciès deviennent plus difficiles à suivre en raison de la disposition particulière des affleurements. Ceux-ci se développent en effet linéairement, parallèlement aux structures, dans la direction sud ouest - nord est. Les affleurements utilisables constituent donc des bandes plus ou moins parallèles dont l'espacement (en général assez grand) est fonction de la "longueur d'onde" du plissement qui affecte l'unité. Je ne pouvais opérer dans ces conditions qu'une approche discontinue de l'étude des faciès, le fait de passer d'un affleurement à un autre plus interne correspond parfois à un déplacement considérable sur l'aire de sédimentation primitive.

Comme pour l'étude précédente de l'ensemble antéflysch je distinguerai 3 domaines : externe, médian, et interne.

#### Le domaine externe

La formation basale du "Flysch" affleure de façon presque continue au front de l'unité du Roignais Versoyen, depuis les Chapieux jusqu'à la frontière italo-suisse.

Entre les Chapieux et les Pyramides Calcaires, les faciès restent très grossiers et comparables à ceux de la Combe de la Nova ou du massif du Grand Fond (je ne parallélise pas avec les "Couches de l'Aiguille du Grand Fond" qui représentent autre chose). Nous notons : épaisseur forte des bancs, taille des éléments comprise entre 3 et 10 cm, absence d'interstrates et de faciès calcaires (coupes 1, 2, 3, tableau 7). Ces caractères se maintiennent jusqu'au mont Fortin et la région du Plan Chécrouit dans le Val Veni. Au-delà, toujours au sein de la même "bande" on assiste à une décroissance de la clasticité en direction du Nord Est. Entre le Plan Chécrouit et le Val Sapin apparaissent en abondance des niveaux de calcaires microbréchoïdes (faciès Aroley). Au-delà, on atteint même le faciès des calcaires à zones siliceuses (voir ci-dessus paragraphe 3 a2) dans le secteur de la Tête de Sécheron, le Haut Vallon de Malatra, et vers le mont Chichet.

#### Le domaine médian

Le domaine médian correspond aux structures profondes de l'unité (replis anticlinaux) ainsi qu'aux "superstructures" résultant de l'exagération et du déversement de certains des plis précédents (anticlinal du Versoyen). Deux domaines assez distincts sur le plan paléogéographique peuvent être distingués au Sud et au Nord de la Doire Baltée.

Au Sud de la Doire Baltée le domaine médian est caractérisé par l'apparition et la prédominance progressive des faciès calcaires. Les éléments détritiques ne sont plus représentés que par de fines microbrèches à faible densité, ou par des lits isolés de conglomérats fins.

Vers l'Est et le Nord Est apparaît progressivement un faciès nouveau bien caractéristique de calcaires gris à zones siliceuses (voir ci-dessus paragraphe 3 a2) : région du Fort du Truc, basse vallée du Charbonnet, aux environs de Bourg-Saint-Maurice, versant sud et est de l'Aiguille de Prainan, soubassement du mont Miravidi, Tormotta, Tête du Chargeur base du versant sud du mont Belleface (région de La Thuile - Val d'Aoste).

Il est possible, là aussi, de suivre sur le terrain une décroissance relative de la teneur en niveaux conglomératiques et microbréchiques du Sud Ouest vers le Nord Est. Ainsi dans la région de Pont Serrand et de La Thuile, les affleurements de la région de la Crétaz (au Nord de la Tête du Chargeur) et du versant sud du mont Belleface présentent encore quelques niveaux de conglomérats et de microbrèches. Ceux-ci ont tendance à disparaître dès La Thuile (la coupe de la gorge de la Doire de Verney à l'aval du village est très démonstrative à cet égard). Ce caractère se maintient jusqu'aux affleurements importants de la région de Pré Saint-Didier (vallée de la Doire Baltée). La formation basale du "Flysch" n'est alors plus représentée que par des calcaires cristallins gris clair plus ou moins siliceux, en bancs de 0,20 m à 0,50 m (anticlinal de Pré Saint-Didier - coupe 15, tableau 7 - secteur de la Tête d'Arpy - coupe 17, tableau 7).

A l'inverse, en revenant vers la région du Roignais on remarque fréquemment des récurrences des faciès grossiers parfois très proches de ceux du domaine externe (anticlinaux de Pont Saint-Antoine - coupe 12, tableau 7, de Crêt Bettex - coupe 13, tableau 7, Haut Vallon de Chavannes - replat au Sud du mont Fortin). Cependant, à la différence des zones les plus grossières du domaine externe, nous constatons toujours l'association de faciès calcaires aux faciès conglomératiques grossiers.

Au Nord de la Doire Baltée les choses se présentent un peu différemment. Nous assistons tout à la fois à une augmentation de l'épaisseur de la formation basale du "Flysch" et à l'épanouissement du pli anticlinal de Pré Saint-Didier dans les Aiguilles de Chambave et le massif de la Grande Rochère. Ainsi la superficie couverte par la formation basale augmente-t-elle considérablement. Il devient très difficile de poursuivre l'étude des faciès selon la méthode appliquée précédemment, par suite de leur grande variabilité de détail et des complications structurales (replis isoclinaux, phénomènes de serrage, d'étirement, de clivage). Je me suis contenté d'une description globale des principaux ensembles lithologiques rencontrés au sein de la formation basale.

Les faciès calcaires et microbréchoïdes de l'anticlinal de Pré Saint-Didier se retrouvent en rive gauche de la Doire Baltée (mont Cormet - Testa Drumiana - Testa di Liconi). Ils se poursuivent jusqu'au Bec Aoulié par Liconi et Villette.

Au-delà, dans la région Aiguilles de Chambave - Grande Rochère, l'épaississement de la formation s'accompagne de modification dans le faciès. Celui-ci devient plus gréseux, plus feuilleté et tend vers des calcschistes jaunâtres qui évoquent parfois les couches de Saint-Christophe. Cependant des niveaux franchement conglomératiques existent toujours, bien que nettement subordonnés aux faciès calcaires. Exceptionnellement la taille de leurs éléments peut être assez forte comme aux environs du col du Bataillon d'Aoste, ou sur le versant sud de la Grande Rochère.

Un autre faciès bien développé (verrou médian du vallon de Planavalle) est un calcaire gris mat, en banc de 0,20 à 0,40 m, interstratifié de calcschistes gris mat auxquels il se fond progressivement. Le boudinage intense rend la stratonomie indéchiffrable.

Un faciès différent, d'extension restreinte, semble particulier à cette région. Il s'agit d'un calcaire compact, très cristallin, moucheté de sombre. Les mouchetures résultent de la ségrégation avec concentration d'un pigment sombre (disjonction en mosaïque). Ce faciès a délivré des vestiges organiques (foraminifères probables) peu déterminables.

Enfin, il faut signaler que le classique calcaire cristallin gris bleu à fines microbrèches est omniprésent. Il apparaît fréquemment cantonné dans les parties basses de la série, juste au-dessus du calcaire à zones siliceuses. Sa position réelle est cependant mal définie ; il paraît gagner en importance relative vers le Nord Est. On le rencontre ainsi à Tête Face, au Grand Creto, aux Aiguilles de Saulié, aux Aiguilles de Leisasse. A proximité du col Saint-Rhémy il est nettement associé au faciès à zones siliceuses. Les ultimes affleurements en sont visibles au col du Fourchon (cote 2635 et 2726) sur l'arête frontière italo-suisse.

#### Le domaine interne

Il est surtout caractérisé par le faciès précédent de calcaires cristallins, parfois microbréchoïde qui envahit alors la totalité de la formation. Au voisinage de la Doire Baltée, entre le mont du Parc et Rantin, il passe au faciès extrême de calcaires cristallins en fines plaquettes totalement dépourvu d'interstrates schisteuses, décrit plus haut, au paragraphe précédent (a2).



### - Conclusion

Finalement, lorsque l'on considère une superficie suffisamment grande du bassin crétacé de Tarentaise; d'importantes variations de faciès apparaissent au sein de la formation détritique basale du "Flysch", que l'on doit mettre en rapport avec une "cordillère" située au Sud Ouest de la zone; la répartition en plan des faciès peut alors constituer un moyen d'estimer la direction générale des apports (voir ci-après, paragraphe a5).

#### a4) Remarques sur les variations d'épaisseur

Les changements dans les faciès s'accompagnent de variations de la puissance des dépôts. Les étirements dus aux déformations tectoniques enlèvent de l'intérêt aux estimations globales de la puissance des niveaux. Néanmoins, pour fixer les idées, nous donnerons quelques chiffres approchés :

H. SCHOELLER (1929, p. 173) fixe une fourchette de variation entre 40 et 150 m en moyenne (pour le faciès uniquement conglomératique). Il note des maximums de l'ordre de 150 m à 250 m dans le massif du Crêt du Rey et à la Portetta. Dans le massif du Grand Fond, l'épaisseur tombe à une cinquantaine de mètres. Cette épaisseur paraît se maintenir, à la marge externe de l'unité du Roignais-Versoyen, pour tous les affleurements visibles entre le torrent des Glaciers et le haut Val Veni jusqu'aux replis inférieurs de la région du col de Youla (P. ANTOINE, 1966). Il en va de même dans la zone anticlinale de Pont Saint-Antoine, où j'ai pu estimer l'épaisseur de la formation entre 50 et 60 m. Dans l'anticlinal de Crêt Bettex, plus interne, l'épaisseur est déjà plus forte, de l'ordre de 150 m. Cette épaisseur paraît se maintenir sur une bonne partie de ce que j'ai appelé le domaine médian. Ainsi dans le soubassement du plateau de Bassa Serra (coupe d'Entre-Deux-Eaux - vallon du Breuil), l'épaisseur est de l'ordre de 130 à 160 m (P. ANTOINE, 1968).

Cette épaisseur augmente progressivement vers le Nord Est. Ainsi, dans l'anticlinal de Pré Saint-Didier, est-elle au moins de 500 m. Elle atteint son maximum dans le massif Grande Rochère, Aiguille de Chambave, où elle peut être estimée entre 600 et 800 m, suivant les points (mais l'influence de la tectonique ne permet pas, à mon sens, d'estimation sérieuse).

En direction de la frontière italo-suisse, les épaisseurs se réduisent à nouveau pour aller de 100 à 150 m dans la bande externe, à environ 300 m dans les replis entre l'Aiguille de Leisache et le col Saint-Rhémy.

Ainsi, pour l'ensemble de la zone étudiée, la règle suivante peut être énoncée :

L'épaisseur globale de la formation détritique basale du "Flysch" varie en sens inverse de la clasticité du matériel sédimentaire et cela suivant une même direction géographique : Ouest Sud Ouest - Est Nord Est.

Ainsi les zones où cette épaisseur est la plus faible correspondent aux faciès où prédominent très largement les conglomérats.

La règle ci-dessus, trop générale, souffre quelques exceptions. Ainsi, dans le massif Crêt du Rey - Portetta, des épaisseurs anormales doivent être mises en relation avec la proximité de zones d'approvisionnement (très forte taille des blocs, prédominance de galets de cristallin).

Le massif de la Grande Rochère constitue également une autre exception. L'épaisseur anormalement forte correspond à une subsidence probablement un peu plus intense lors du dépôt de la série de base du "Flysch". En corollaire le faciès général de la formation détritique de base devient "flyschöide" et présente parfois quelques analogies avec les couches de Saint-Christophe (flysch proprement dit), ainsi que je l'ai signalé au paragraphe précédent.

Il est malheureusement impossible de déterminer avec suffisamment de précision ce que deviennent les épaisseurs sur les affleurements les plus internes, les étirements et les clivages tectoniques masquant une trop grande partie des séries.

Une estimation de l'épaisseur de la formation basale sur la marge interne de l'unité paraît cependant possible dans la région du promontoire de la Testa d'Arpy, qui est très proche, structurellement, de l'anticlinal de Pré Saint-Didier. La puissance totale paraît alors proche de 500 mètres, compte non tenu des déformations tectoniques. Il faut cependant signaler à ce propos, que la transversale de Pré Saint-Didier sur laquelle est effectuée cette estimation correspond très probablement au maximum de puissance des faciès internes calcaires de la formation basale du "Flysch". En effet, tant vers le Nord Est (région de Rantin - Costa di Serena) que vers le Sud Ouest (région de la Tête du Chargeur) les épaisseurs sont plus faibles, sans que cette réduction puisse être mise en totalité au compte de la tectonique.

SCHEMA PALINSPASTIQUE DE LA DISTRIBUTION DES FACIES AU SEIN

DE LA FORMATION BASALE DU "FLYSCH" DE TARENTEISE

- 1 SOCLE CRISTALLIN HAUTECOUR
- 2 CONGLOMERATS GROSSIERS ELEMENTS DE CRISTALLIN DOMINANTS
- 3 CONGLOMERATS POLYGENIQUES FINS ELEMENTS DE CRISTALLIN RARES
- 4 CALCAIRES MICROBRECHOIDES ELEMENTS DE DOLOMIES EXCLUSIVEMENT
- 5 FACIES UNIQUEMENT CALCAIRE

→ DIRECTION ET SENS DE COURANT MESURE SUR LE TERRAIN

ECHELLE 0 1 2 5 km

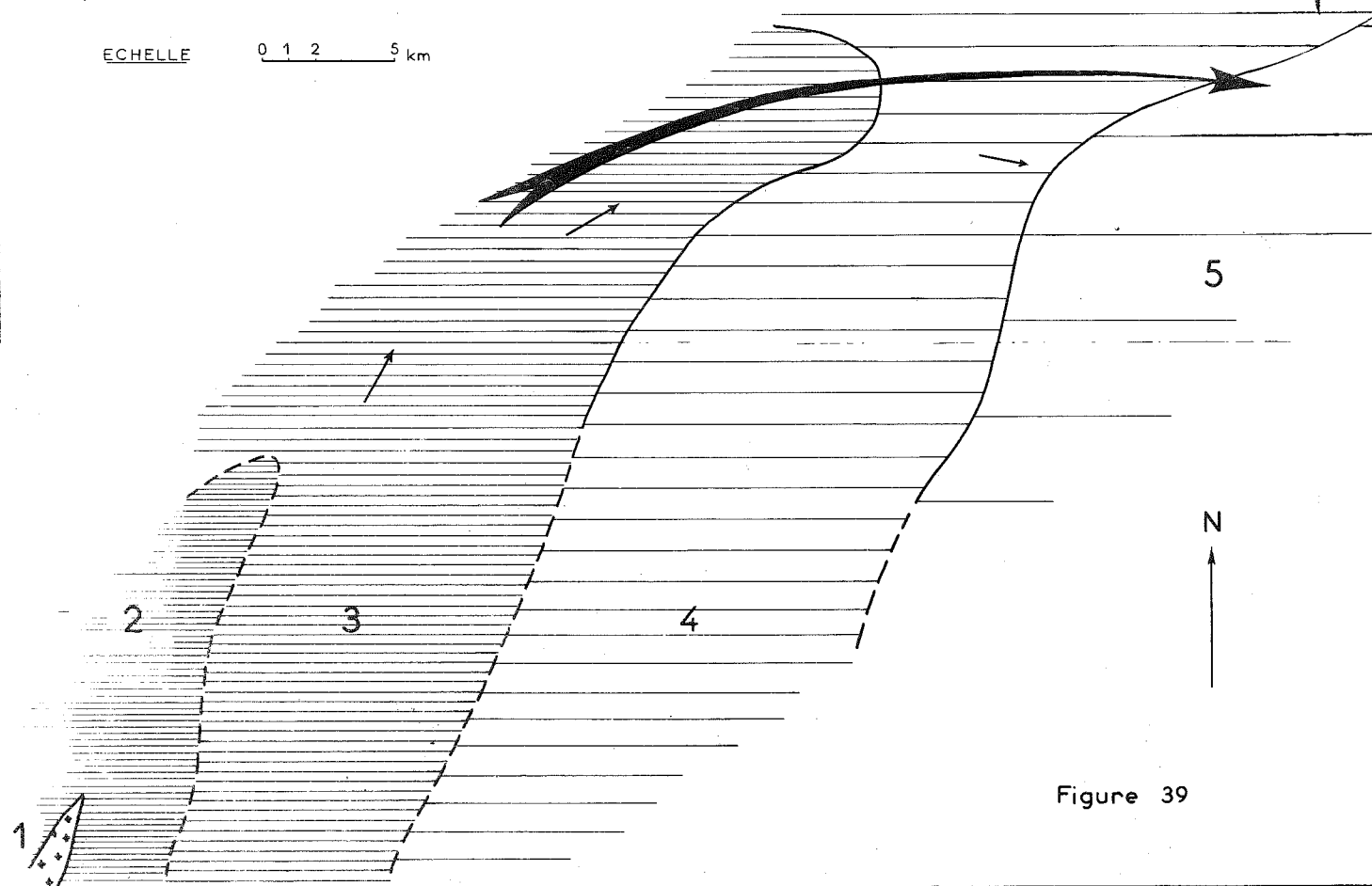


Figure 39

#### a5) Conclusion générale à l'étude de la formation basale

##### - Localisation des zones d'apports

Les principaux résultats établis ci-dessus sont résumés sur la figure 39. Il s'agit d'une tentative de délimitation en plan des principales zones de faciès rencontrées au sein de la formation basale du "Flysch de Tarentaise" préalable-ment à tout plissement (carte palinspastique). L'ordonnance des divers faciès dans le plan vertical est esquissée sur la figure 40.

Il est malheureusement évident que la zone étudiée ne représente qu'une portion isolée d'un ensemble sédimentaire beaucoup plus vaste dont les rapports avec le contexte général, tant au Nord Ouest qu'au Sud Est nous échappent. Les limites internes et externes du domaine étudié sont en effet des surfaces de discontinuités importantes. Ceci est particulièrement vrai pour la limite externe de l'unité de Moûtiers, dont tout le secteur de transition vers les faciès franche-ment "externes" (dauphinois) est de ce fait enfoui en profondeur.

Pour l'immédiat, je me contenterai donc de raisonner dans l'absolu en ne considérant que la zone étudiée ci-dessus. La figure 39 montre, qu'en allant du Sud Ouest vers le Nord Est on rencontre successivement :

- une zone où prédominent des conglomérats grossiers à très nombreux éléments de roches cristallines ;
- une zone de conglomérats plus fins, moins polygéniques (éléments de cristallin rares) ;
- une zone où prédominent des calcaires microbréchoïdes ;
- enfin, une zone où n'existent plus que des calcaires fins, très lités qui marquent le pôle extrême de l'affinement de la phase détritique. Parallèlement, et à quelques exceptions près (signalées dans le texte) les épaisseurs augmentent peu à peu.

Il est très intéressant de constater que ces auréoles paraissent centrées sur l'actuelle région de Moûtiers. Or, nous savons depuis les travaux de R. BARBIER ( 1948 ) qu'au Nord de cette localité, près d'Hautecour, le "Flysch" transgresse directement le socle cristallin. Il est donc normal de voir dans une "cordillère d'Hautecour" la source principale du matériel détritique qui constitue la formation basale du "Flysch de Tarentaise".

La zonation des divers faciès indiquée ci-dessus, ainsi que le sens général des variations d'épaisseur montrent que le transport de ce matériel détritique devait s'effectuer principalement du Sud Ouest vers le Nord Est ou du Sud Sud Ouest vers le Nord Nord Est.

Les quelques mesures directes effectuées sur les meilleurs affleurements de conglomérats confirment bien cette déduction.

Il n'existe, par contre, aucun indice que des apports aient pu provenir de l'Est, du géanticlinal briannonnais par exemple. Ceci n'est du reste pas surprenant, si l'on considère que entre la zone étudiée et le géanticlinal briannonnais s'étendait un vaste domaine paléogéographique, comportant de multiples rides et sillons (en particulier ceux des unités subbriannonnaises vraies, telle la nappe du Pas du Roc).

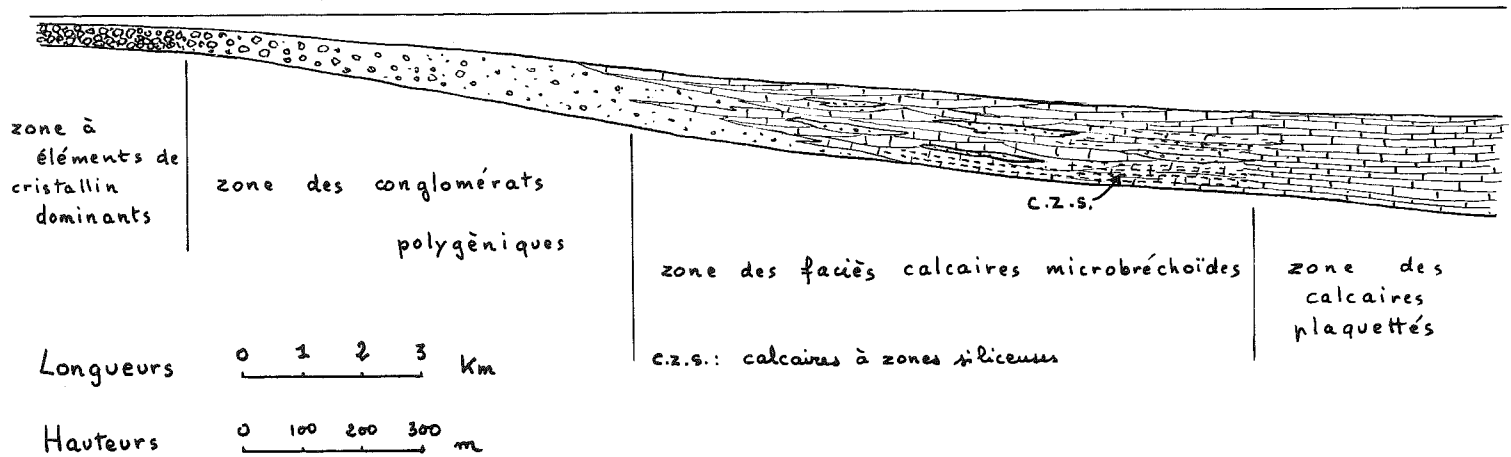
La figure 39 montre, également, qu'il existe un véritable axe, où la clasticité du sédiment est la plus faible. Cet axe correspond à peu près à la rive gauche de l'actuelle vallée de la Doire Baltée. Il s'agit donc là des ultimes régions atteintes par les détritiques provenant de la cordillère d'Hautecour. Que se passait-il plus au Nord ou au Nord Est ? Les travaux de R. ZULAUF, ainsi que mes propres observations, montrent que dans cette direction on voit réapparaître des éléments détritiques, polygéniques, d'une granulométrie appréciable (quelques centimètres). Les roches du socle cristal- lin y sont, toutefois, fort rares. Plus au Nord encore, dans le Val Ferret suisse, P.E. FRICKER (1960) a fait d'intéressantes constatations à ce propos. Etudiant la prolongation de notre zone des Brèches de Tarentaise, il note un accroissement de la taille des galets, et une augmentation de la proportion des roches du socle parmi les éléments, du Sud (région à l'Est de la Fouly) au Nord. Le maximum est atteint entre la Verne et le torrent de la Sasse, avec des dimensions moyennes de l'ordre de 0,25 m. Au-delà, la granulométrie diminue à nouveau. Par ailleurs, P.E. FRICKER remarque également une décroissance de la clasticité d'Ouest en Est, comme en Tarentaise.

Ces observations montrent qu'il pourrait exister au moins une autre zone d'apport, située plus au Nord, moins bien individualisée toutefois que celle du Sud Ouest de la Tarentaise. C'est pour tenir compte de ce fait qu'une source d'ap-ports est indiquée sur la figure 39, dans l'angle nord est de la région étudiée.

Fig 40. Coupe des variations de faciès au sein de la formation basale  
de la série détritique de Tarentaise (Coupe palinspastique)

S.W

N.E.



- Mécanisme des apports

L'examen de la stratification et du litage au sein de la formation basale de la série détritique de Tarentaise a révélé des faits particulièrement significatifs.

Le litage entrecroisé paraît être la disposition la plus générale. Celui-ci se conserve, quelle que soit la granulométrie de la phase détritique, puisque nous en avons retrouvé jusque dans les faciès calcaires de la Tête du Chargeur.

Les faciès les plus grossiers montrent fréquemment des bancs très épais (plus de 10 m parfois) présentant une disposition interne polyséquentielle (rive gauche du torrent des Glaciers - Haut Vallon des Chavannes). Ces bancs présentent également des diasthèmes incomplets qui se relaient, et très souvent d'importants chenaux à leur base.

La présence d'interstrates de schistes noirs est très rare, surtout dans les zones les plus riches en matériel détritique grossier.

Tous ces caractères rapprochent davantage notre formation basale d'une molasse que d'un flysch selon les définitions usuelles.

Nous devons alors admettre que les dépôts se sont effectués sous une faible tranche d'eau (de 0 à 150 ou 200 m), à proximité de zones émergées sous forme de deltas sous-marins.

Ces conditions sont tout à fait compatibles avec celles requises pour la genèse de dolomies diagénétiques (ou pénécemporaines) selon A. VATAN, 1967. L'observation effectuée par H. SHOELLER, rappelée ci-dessus, à propos de zones où le ciment du conglomérat est dolomitique constitue un argument indirect supplémentaire en faveur d'une faible bathymétrie générale.

Cette conception de la profondeur de l'ensemble du domaine marin s'accorde également très bien avec ce qui a été établi par ailleurs, lors de l'étude de l'ensemble antéflysch. H. LOUBAT a pu montrer en effet, nous l'avons mentionné, que les formations à pillows, brèches de pillows, intercalations de calcschistes et de microbrèches avaient pris naissance sous une faible tranche d'eau. Il apparaît donc ainsi qu'il n'y a pas lieu d'admettre de changements importants dans la morphologie du milieu marin, entre le dépôt de l'ensemble antéflysch et celui du "Flysch".

- La sédimentation de la formation basale du "Flysch" replacée dans le contexte évolutif général

Au Crétacé inférieur et moyen donc, s'est opéré un retour de la mer sur le domaine correspondant auparavant à la cordillère tarine. En certains points des phénomènes de subsidence un peu plus forte permettaient la montée d'ophiolites par des fissures de distension. Les sédiments propres à ce bassin témoignent d'une activité sédimentaire extrêmement réduite (dépôt de schistes noirs).

Vers la fin du Crétacé moyen nous assistons à une reprise très active du processus sédimentaire, lié à un regain d'activité de certaines zones de cordillères. La sédimentation, jusqu'alors très calme des faciès de schistes noirs argileux va se trouver perturbée par des apports détritiques massifs de conglomérats, microbrèches, et boues calcaires. La profondeur d'ensemble du bassin n'est encore guère modifiée. Tout au plus peut-on constater des zones à subsidence un peu plus forte (massif de la Grande Rochère). Le trait caractéristique est donc le changement de nature de la sédimentation, beaucoup plus qu'une modification de la forme et des dimensions du bassin. Cette particularité se replace bien dans un contexte général. La reprise brutale d'une sédimentation calcaire au début du Crétacé supérieur (succédant à un dépôt argilo-gréseux de l'Albien et du Cénomaniens) est en effet bien connue en France, en particulier dans les zones externes des Alpes.

Terminons enfin en signalant, qu'en aucun cas, la formation basale ne peut être qualifiée de flysch.

b - Les schistes noirs à quartzites verts (couches des Marmontains de R. TRUMPY)

Le terme fut créé par H. SHOELLER qui individualisa et décrivit cette formation, pour la première fois en Tarentaise - au-dessus de la formation basale du "Flysch" - Par la suite l'extension considérable de ce faciès particulier de la série détritique fut démontrée par les travaux des géologues italiens et suisses. Le terme de "couches des Marmontains" proposé par R. TRUMPY fut alors employé de façon quasi générale.

Ce niveau aux caractères lithologiques bien spéciaux est un repère précieux pour établir la polarité des divers ensembles qui constituent le "Flysch de Tarentaise". Ces caractères subsistent en effet, même lorsque les variations de faciès des niveaux sous-jacents sont très marqués ou bien lorsque les couches sont déformées tectoniquement.

De temps à autre toutefois, et cela fut déjà remarqué par H. SCHOELLER, les épaisseurs de cet ensemble sont sujettes à variations, allant même jusqu'à s'annuler en certains points. Il est alors souvent difficile d'expliquer cela stratigraphiquement. Je n'admettrai cependant pas, comme mon prédécesseur semblait le faire, que la tectonique soit toujours responsable de cet état de fait.

### b1) Description des principaux faciès

Le type moyen de la formation est une alternance de quartzites brun vert et de schistes noirs, tendres, fissiles, riches en quartz détritique. Si les interstrates sont à peu près toujours constitués par les schistes noirs, les strates où prédominent les quartzites, présentent quelques variations. Nous allons passer en revue ces divers types lithologiques.

#### - Les quartzites

Macroscopiquement il s'agit d'une roche extrêmement compacte, très dure, se débitant au choc en éclats vifs. L'aspect général est un peu corné et la cassure présente un aspect huileux (ölquartzit des auteurs suisses) dû au grain très fin de la roche. Dans le type moyen, les bancs de quartzites et les niveaux de schistes sont en proportion à peu près équivalente, les bancs de quartzites ayant une épaisseur comprise entre 10 et 20 cm.

Sous le microscope, la roche révèle, bien entendu, une grande abondance de quartz (ce minéral peut dépasser 90 % du volume total dans les échantillons les plus purs). La texture est en général granoblastique du type engrené ou mosaïque. Lorsque les phyllites sont suffisamment abondantes, on tend vers la texture granolépido-blastique. Le plus fréquemment les cristaux de quartz sont isométriques et d'une taille voisine de 0,1 mm. Sur certaines lames on remarque des plages plus grosses de 2 à 3 mm, correspondant probablement à des grains primaires de taille plus forte ayant partiellement résisté à la recristallisation. D'une façon générale, surtout dans le type quartzite, les feldspaths sont très rares, voire absents. Les phyllites sont surtout représentées par des chlorites, les variétés les plus fréquentes étant une chlorite à biréfringence très basse, presque isotrope, voisine de la pennine, et une autre, proche sans doute du clinocllore.

Sur certains échantillons on remarque une phyllite présentant un pléochroïsme marqué dans les bruns ou brun jaune. Il s'agit de stilpnomélane (DEBENEDETTI, 1961).

Le mica blanc sous forme de séricite n'est pas rare, bien qu'en quantité restreinte. Parmi les minéraux accessoires, nous noterons par ordre de fréquence : la tourmaline, les grenats (en général de très petite taille), des minéraux du groupe de l'épidote (épidote vraie - zoïsite - clinozoïsite), parfois du sphène plus ou moins leucoxénisé. On rencontre aussi assez fréquemment du zircon et parfois de l'apatite. Tous sont d'origine détritique.

Les minéraux opaques sont omniprésents, sous forme d'une véritable poussière ou de petits grains disséminés dans la roche. Ils contribuent à lui donner une teinte brunissante. Il s'agit en l'occurrence de magnétite, de pyrite, en général plus ou moins limonitisées. La calcite enfin, se rencontre en quantité très variable. Pratiquement absente dans les types quartzites les mieux marqués, elle peut devenir assez abondante (jusqu'à 30 %) dans les zones de transition à des faciès plus carbonatés. Il en va ainsi entre autres sur certains échantillons de la coupe de La Thuile.

#### - Les faciès conglomératiques et les calcaires siliceux

De tout le secteur étudié, une des rares coupes d'accès facile, permettant d'étudier aisément les couches des Marmontains, se trouve à La Thuile (Val d'Aoste). Il s'agit du tronçon de l'ancienne route de La Thuile à Pré Saint-Didier, actuellement "courcourté" par l'important tunnel de la sortie aval du village. En raison de la structure régionale, les couches sont en position inverse. De façon très schématique, la coupe est la suivante (fig. 41) :

de bas en haut, stratigraphiquement (d'aval en amont):

- 1 - Des bancs de calcaire cristallin, gris bleu, très massif, marquant le sommet de la formation basale du "Flysch".
- 2 - Sur 6 à 7 m d'épaisseur, la base de la formation des Marmontains est affectée par un phénomène de slumping. Les niveaux quartzitiques ne présentent aucune continuité, ils sont tronçonnés en masses plus ou moins arrondies, reployées, emballées dans les schistes noirs (slump balls). Seul un examen très attentif de l'affleurement, ainsi que du contexte montre qu'il ne s'agit pas là d'un boudinage d'origine tectonique.

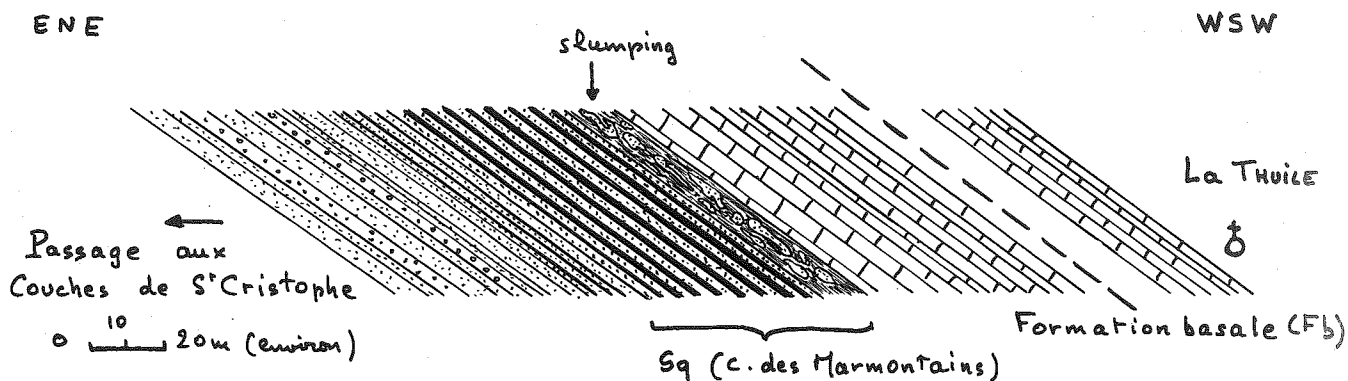


Fig 41 : Figuration schématique de la coupe de la Thuille  
(Province d'Aoste - Italie)

- 3 - Sur 35 à 40 m d'épaisseur, vient alors le faciès bien typique de la formation, représenté par une alternance de strates de quartzites épaisses de 0,10 à 0,30 m et d'interstrates schisteux minces (1 à 2 cm). En plusieurs points, cet ensemble renferme des niveaux de calcaires gréseux ou siliceux et des bancs de conglomérats atteignant jusqu'à 0,60 m.
- 4 - Enfin une formation terminale épaisse d'une quarantaine de mètres, marque le passage aux couches de Saint-Christophe. Les apports carbonatés sont de nouveau sensibles, et les strates sont essentiellement constituées par des calcaires très siliceux, des quartzites et des niveaux de conglomérats à ciment siliceux.

#### + Les faciès conglomératiques

Macroscopiquement il s'agit d'une roche dure, compacte, présentant une véritable foliation. Le ciment, très cristallin, est de teinte claire, très souvent étiré en amandons ou nodules aplatis dans le plan de foliation caractérisé par une recristallisation de séricite. Les éléments du conglomérat sont déformés tectoniquement et souvent d'une façon extrême (galets "pelliculaires"). Leurs constituants essentiels sont des dolomies de teinte foncée en cassure.

Sous le microscope, le ciment, très recristallisé, se révèle constitué d'une phase carbonatée relativement abondante (environ 30 % en volume). Le quartz, primitivement détritique se présente sous le même habitus que dans les quartzites purs. Il reste prépondérant en volume (40 à 50 % du total). Enfin les phyllites ne sont représentées que par un mica blanc du type séricite qui n'intervient, en général, que pour moins de 10 % en volume. Parmi les autres minéraux accessoirement présents dans le ciment, nous noterons un peu de feldspath (albite d'origine détritique), un peu de tourmaline et d'épidote. Les minéraux opaques sont peu abondants.

Les éléments (corps figurés) sont exclusivement dolomitiques. Ils sont très étirés et présentent en général une limite assez floue avec le ciment encaissant, sur les échantillons les plus déformés. Ceci est un indice de très forte recristallisation, puisque par ailleurs il m'a été donné d'observer très souvent que les dolomies comptent parmi les éléments les plus rebelles à l'action du métamorphisme.



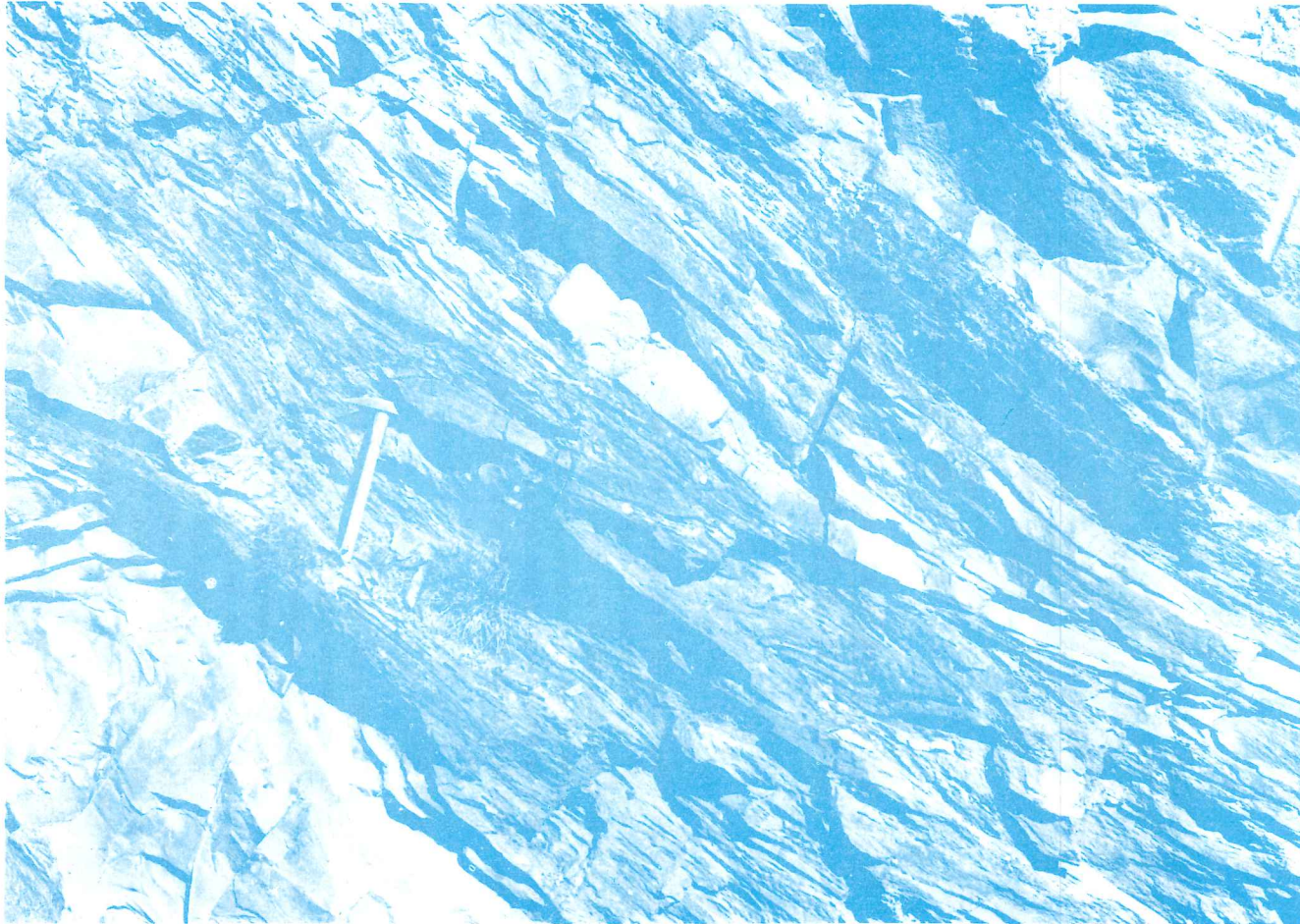


Photo n° 11 - Détail des couches des Marmontains à la coupe de La Thuile - Alternance de niveaux de schistes noirs et de quartzites brun vert - Noter le microplissement.



#### + Les faciès de calcaires siliceux

Très souvent, soit au toit de la formation des Marmontains, soit lorsque primairement le type quartzite n'est pas réalisé, le seul faciès des strates est celui d'un calcaire gréseux, très recristallisé. La patine reste brune, les bancs sont souvent de même épaisseur que les niveaux de quartzites et font saillie sur les affleurements. Leur aspect de surface est alors rugueux et non plus corné, et la cassure révèle la nature calcaire (aspect finement spathique gris bleuté) du dépôt.

Sous le microscope, ces calcaires s'avèrent constitués pour l'essentiel, de calcite et de quartz fortement recristallisés, en proportion extrêmement variable. On rencontre également un peu de tourmaline détritique et de mica blanc de néoformation. Les niveaux calcaires pas plus que les niveaux conglomératiques ne m'ont fourni de vestiges organiques. Rappelons, à ce propos, que H. SCHOELLER (1929) mentionne la présence de Chondrites dans des plaquettes de calcaires gréseux du haut de la série. Je n'ai pas pu renouveler cette observation.

#### - Les schistes (matériel d'interstrates)

Etant donné son manque d'intérêt, je n'ai pas entrepris l'étude des schistes associés aux faciès précédents. Dans l'ensemble, le faciès est celui des schistes argileux très foncés, présentant un débit extrêmement feuilleté. Ces schistes peuvent être très fins, exempts de minéraux détritiques. Ils peuvent également renfermer une fine poussière de quartz clastique. Ils deviennent alors plus gréseux et leur aspect général s'en ressent (feuilletage moins facile, teinte plus claire).

#### - La question des ophiolites

R. ZULAUF (1964) signale l'existence, dans la série des Marmontains, de niveaux ophiolitiques apparentés aux prasinites. A vrai dire, il ne fait mention que d'une seule observation portant sur des roches à albite, quartz, ankérite, et sur des schistes albitiques à séricite et chlorite.

G. et P. ELTER (1965), plus prudents, mentionnent, eux aussi, des schistes albitiques et chloriteux, mais prennent bien moins nettement parti, quant à une éventuelle origine ophiolitique, laissant à R. ZULAUF la responsabilité de cette attribution.

En fait, je n'ai jamais eu l'impression personnellement de rencontrer, dans les couches des Marmontains, des niveaux dont on puisse penser qu'ils dérivent de manifestations ophiolitiques, plus ou moins lointaines. Les ophiolites vraies, du type Versoyen, sont totalement absentes. Quant aux niveaux à albite, quartz, séricite, chlorite, ils sont assez communs en de nombreux points de la série du "Flysch" au sens large. Les preuves de néoformation d'albite et de chlorite, lors du métamorphisme général dans notre région, abondent et cela dans des types de roches extrêmement variés. De là à conclure que tout schiste à albite et chlorite a une origine ophiolitique, il y a un grand pas, que je me garderai de franchir. Je considérerai donc jusqu'à plus ample informé, qu'il n'existe aucune preuve certaine de la présence de matériel volcanique dans la série des Marmontains.

#### b2) Variations de faciès et de puissance

Les couches des Marmontains, moins susceptibles de fournir des indications sédimentologiques que la formation détritique de base, n'ont pas été étudiées en grand détail. Les coupes effectuées dans un but structural et cartographique permettent, néanmoins, de se faire une idée de l'évolution de cette formation dans le domaine étudié. Les principales variables considérées sont celles que peut fournir la seule étude du terrain : épaisseur globale de la série, proportion relative des schistes et des quartzites, épaisseur des bancs de quartzites.

Les points d'observation précis sont trop peu nombreux pour espérer une reconstitution semblable à celle tentée pour la série détritique de base. Je me bornerai à regrouper succinctement les localités où la formation présente des caractères similaires.

- Zone à prédominance schisteuse

Dans ce cas, les schistes sont nettement prépondérants par rapport aux quartzites vrais, qui n'apparaissent qu'accidentellement. Ils sont fréquemment associés à des faciès de calcaires gréseux et à des niveaux de schistes extrêmement gréseux ou siliceux. Le litage est alors très mince, centimétrique. L'épaisseur totale de la série est, dans ce cas, peu importante, de l'ordre de la dizaine de mètres.

Il en va ainsi tout d'abord, dans les replis frontaux de l'unité de Moûtiers à la périphérie du petit massif de la Pointe de Mya, au Nord des Chapieux. Un des meilleurs exemples est fourni par la coupe visible le long du chemin qui relie les Chalets du Mont-Blanc au col du Bonhomme, vers la cote 2330 m. La formation des Marmontains est ici constituée de schistes noirs, indurés, à très nombreux filets ou petits lits gréseux prenant un aspect rubané caractéristique. Les niveaux de quartzites brun vert, minces et peu nombreux, n'apparaissent que vers le haut de la série.

- Des caractères semblables se retrouvent à la coupe du ruisseau de Pra Bozon (flanc normal de l'anticlinal de Crêt Bettex, en rive droite du torrent des Glaciers - l'unité du Roignais Versoyen). L'épaisseur totale de la formation est alors réduite à 7 ou 8 m, et on n'y rencontre qu'un seul banc de quartzite vrai, épais de 1 mètre, à la partie supérieure de la série. Le faciès dominant est celui de schistes noirs, gréseux, et de plaquettes ou minces bancs de calcaires gréseux noirâtres.

- Sur le flanc est de l'Aiguille de Prainan, entre les cotes 1800 et 1950 m, au pied des abrupts situés au Sud de la Combe du Covet, dans une zone plus interne paléogéographiquement, les quartzites verts ont même totalement disparu. Il ne subsiste plus qu'un faciès de schistes noirs indurés, entrecoupés de minces niveaux carbonatés et gréseux sans continuité latérale. La patine de ces zones plus gréseuses est brunâtre. L'épaisseur de la formation se situe ici aux alentours de 30 ou 40 m. Ce caractère paraît se maintenir tout le long du flanc renversé de l'anticlinal du Versoyen entre Bonneval et le col du Breuil.

- La coupe de l'arête ouest de la Clavettaz (déjà citée à propos de l'ensemble antéflysch) montre des choses assez analogues, avec toutefois, augmentation du nombre de bancs de quartzites vrais, vers la base de la série. L'épaisseur totale atteint ici une vingtaine de mètres.

- Il est à remarquer que, d'une manière générale, les affleurements du domaine externe tel qu'il a été défini à propos de la série détritico-clastique de base, présentent, en gros, les caractères précédents, même si localement les bancs quartziteux reprennent un peu d'importance. Ainsi toutes les coupes qu'il m'a été donné de faire en rive gauche du torrent des Glaciers entre les Chapieux et le col de la Seigne, montrent une épaisseur réduite (15 à 20 m en moyenne), une tendance au feuilletage avec des lits minces de schistes argileux ou gréseux, des plaquettes de calcaires gréseux brunâtres (coupes du Nant des Favergettes, du Creux du Regnou, du ruisseau des Mottets, du col de la Seigne).

Au-delà du col, les niveaux de quartzites reprennent un peu d'importance. Ils sont particulièrement caractéristiques dans le petit ravineau situé à une cinquantaine de mètres au Sud Sud Ouest de l'ancien bâtiment des douanes italiennes coté 2362 m (feuille Saint-Gervais-les-Bains n° 8 au 1/20 000).

Ensuite, en se dirigeant vers le Nord Est, en Italie, on retrouve les caractères précédents, notamment vers les Pyramides Calcaires (coupe du 1er affluent de rive gauche du torrent de la Lex Blanche - point de confluence coté 2230 m - feuille Saint-Gervais-les-Bains n° 8).

Dans le secteur mont Fortin, Testa d'Arp, col de Youla, mont Nix et jusque vers la Doire Baltée, le niveau des Marmontains devient assez difficile à distinguer du flysch dont la base est dans son ensemble plus gréseuse.

Au Nord de la Doire Baltée il en va de même, les quartzites typiques restent rares, et la série est très schisteuse. Il en va ainsi sur le versant nord ouest de la Testa di Liconi où affleurent schistes et calcaires gréseux, sur le versant sud ouest de la Testa di Sécheron, ainsi que le long du chemin du col du Bataillon d'Aoste, vers la cote 2400 m ; ici toutefois dans les éboulis on peut observer d'assez nombreux blocs de quartzites brun vert typiques qui proviennent de la paroi sus-jacente. Les derniers affleurements visibles sont ceux de l'arête nord est du mont Chichet dans le Haut Vallon de Malatra à l'altitude 3000 m environ. Nous avons là des schistes noirs, des plaquettes rousses de calcaires gréseux, et quelques bancs de quartzites typiques à la partie supérieure. Au-delà, les niveaux des Marmontains sont

peu accessibles dans les parois sauvages qui ferment, à l'Est, le vallon de Bella Comba (versant nord ouest du Grand Golliat). Ils ne sont à nouveau observables qu'aux confins italo-suisse, dans le secteur des Aiguilles d'Angroniettes, à proximité de la localité type (petit massif des Marmontains) où ils ont été décrits par R. TRUMPY. Les caractères décrits par cet auteur (1955, p. 335), pour la bande de terrain correspondant à celle suivie depuis la France, sont très analogues. L'épaisseur ne dépasse pas 20 m, et en deux points il y a même disparition complète (vers la Peula et au-dessus de Ferret). Il s'agit là encore de schistes argileux noirs, alternant avec des grès fins ferrugineux un peu calcifères et de petits lits de calcaires gréseux.

Conclusion : les descriptions ci-dessus montrent donc que les faciès à prédominance schisteuse sont localisés essentiellement à la partie externe du domaine considéré. Dans ce cas l'épaisseur de la formation entière est très réduite et il paraît logique de considérer que l'absence de la formation des Marmontains, en certains points, est d'origine stratigraphique plutôt que tectonique.

- Zone à quartzites prédominants

+ Zone des quartzites en bancs minces

(Épaisseur des bancs variant de 20 à 50 cm en moyenne).

Géographiquement ce faciès est limité à une portion restreinte de ce que j'ai appelé plus haut le domaine médian : pourtour du plateau de Bassa Serra, et boutonnière d'Entre-Deux-Eaux, versant nord est du mont Ouille et de Laytire, région du confluent du torrent des Chavannes et de la Doire de Verney (Alpetta, la Cretaz), replis isoclinaux de la Tête du Chargeur, mont Belleface et Belleface bas, coupe de La Thuile. Dans tout ce secteur l'épaisseur des bancs de quartzites est assez modeste (de 10 à 20 cm en moyenne), elle peut toutefois augmenter jusqu'à 50 ou 60 cm (base du versant est de Laytire à l'Ouest de l'alpage d'Alpetta). La proportion des bancs de quartzite par rapport aux niveaux de schistes est variable. Les quartzites sont pratiquement seuls représentés sur tout le pourtour de la fenêtre d'Entre-Deux-Eaux, ainsi que sur l'arête qui vers 3050 m joint le mont Ouille à la Pointe Fornet. En descendant en direction de La Thuile, les schistes noirs reprennent de l'importance à partir de la Tête du Chargeur pour atteindre le faciès normal à la coupe de La Thuile. Les épaisseurs sont en général difficiles à estimer, car les affleurements sont fréquemment incomplets ou peu accessibles ; de plus les étirements sont intenses sur toute la marge interne de l'unité. On peut admettre qu'elles varient entre 20 et 50 mètres.

+ Zone des quartzites en bancs massifs

Lorsque l'on se déplace vers le Nord Est, depuis La Thuile jusqu'au vallon de Planavalle, en rive gauche de la Doire Baltée, on constate une augmentation rapide de l'épaisseur des bancs de quartzites ainsi que la disparition quasi totale des schistes noirs associés.

Nous prendrons pour base de la description de ce faciès la coupe de la retombée nord de l'anticlinal de Pré Saint-Didier telle qu'on peut l'observer au-dessus du village, à la base des parois de la rive droite de la Doire Baltée à l'altitude 1325 m environ.

Au-dessus des calcaires microbréchoïdes de l'Aroley, en série légèrement renversée vers le Nord, nous notons :

- un premier couloir correspondant à 2 ou 3 m de quartzites brun vert en minces plaquettes alternant avec de très minces interlits schisteux ;
- un ensemble massif épais d'environ 12 m, formé de bancs de quartzites métriques, jointifs, sans intercalations de schistes noirs. Le dernier banc est épais de 2 mètres ;
- un deuxième couloir correspondant à des niveaux de quartzites en bancs décimétriques, dépourvus de schistes noirs sur une épaisseur de 1 à 2 m ;
- un nouvel ensemble massif, épais de 8 à 10 m, ne présentant pas de litage bien net. Avec du recul, on remarque des bancs épais de 2 à 3 m, totalement dépourvus d'interstrates de schistes noirs ;
- enfin, sur 4 à 5 m d'épaisseur, une zone de transition au "flysch" proprement dit, plus litée (plaquettes émoussées) présentant déjà une teneur notable en calcaire.

L'épaisseur totale n'atteint donc ici qu'une trentaine de mètres.

Les caractères ci-dessus se maintiennent pour l'enveloppe du synclinal de "flysch" du versant nord de la Testa d'Arpy (rebord supérieur de l'épaulement glaciaire de Parimont - Mollié, au Sud Ouest de Pré Saint-Didier). Les conditions d'affleurement, pentes raides, ressauts, forêt ne permettent pas de suivre le détail de l'évolution. Toutefois l'épaisseur des bancs augmente considérablement pour atteindre parfois cinq ou six mètres (observation en forêt sur le sentier de Parimont à Morgex à la cote 1250 m).

L'épaisseur de la série, par contre, peut être estimée entre 80 et 90 m. Notons qu'en un point j'ai pu constater qu'il existait, au moins à la base de la formation, quelques mètres de schistes noirs et de niveaux gréseux.

Le caractère massif de cet ensemble des Marmontains se retrouve au Nord Est de la Doire Baltée, sur le versant gauche du vallon de Planavalle ainsi que sur la crête comprise entre Grand Crêto et Costone di Mezzodi (sommet 3046 m). Dans tout ce secteur, les bancs de quartzites sont particulièrement épais (cinq à six mètres), et se reconnaissent de fort loin. Ce développement est surtout spectaculaire en rive gauche du vallon de Planavalle.

### - Conclusion

Les descriptions précédentes, pour sommaires qu'elles soient, montrent donc une certaine similitude entre les variations d'épaisseur des couches des Marmontains et celles de la formation basale du "Flysch" de Tarentaise ; dans les deux cas il y a accroissement de l'Ouest Sud Ouest vers le Nord Nord Est.

Au premier abord, il n'y a là rien que de très normal. Cependant l'examen rapide de la lithologie tel qu'exposé précédemment suscite quelques questions auxquelles il est difficile de répondre actuellement. J'ai par exemple montré que dans l'ensemble, aux épaisseurs moindres (domaine externe) correspondaient les faciès les plus fins, où prédomine le matériel d'interstrate. L'augmentation de l'épaisseur totale de la série correspond, par contre, à la prépondérance de strates quartzitiques de plus en plus épaisses. De ce point de vue la variation est donc l'inverse de celle mise en évidence dans la formation basale du "Flysch". Une telle disposition pourrait bien indiquer une inversion dans la disposition des zones d'apport malgré une direction générale de transport du matériel détritique similaire.

### b3) Caractères sédimentologiques des couches des Marmontains

Malgré la monotonie apparente du faciès nous avons pu distinguer quelques caractères intéressants.

Le type général de la formation est une alternance de strates de quartzites et d'interstrates de schistes noirs. Dans ce cas, les limites de strates sont des surfaces plan parallèles dépourvues, en général, d'empreintes basales caractéristiques. J'ai pu observer, toutefois, à la coupe de La Thuile, en compagnie de J. PERRIAUX, certaines cannelures qui peuvent s'interpréter comme des figures de trainage. Il convient cependant d'être particulièrement prudent en ce domaine où la discrimination des figures dues à la tectonique, de celles d'origine proprement sédimentaire, est souvent très délicate. Sur la même coupe il est en effet possible de trouver de petits "drag folds" qui miment des sections de "flute casts".

Les strates elles-mêmes montrent parfois une texture de litage, également plan parallèle, en sommet de banc indiquant un certain granoclassement.

A plus grande échelle nous rappellerons l'existence du niveau de slumping mentionné à la base de la coupe de La Thuile.

Ces diverses observations marquent donc des différences très nettes avec les figures sédimentaires décrites dans la formation basale sous-jacente. Nous nous rapprochons déjà beaucoup d'un faciès flysch.

Il convient cependant, là encore de ne pas généraliser hâtivement. En effet, à distance relativement faible vers le Nord ou le Nord Est (dès l'anticlinal de Pré Saint-Didier) l'épaississement considérable des strates mentionné au paragraphe précédent, s'accompagne de la disparition concomitante des interstrates schisteux. Le faciès se rapproche alors, plutôt de celui d'une molasse, et ce caractère d'ensemble se conserve loin en direction du Nord Est.

Pour résumer, les couches des Marmontains ne peuvent être définies en bloc en termes de faciès. Elles présentent dans notre région une évolution continue du Nord Est vers le Sud Est, dans le sens d'un affinement et de la réduction progressive de la phase détritique siliceuse. On assiste alors à l'inverse, au développement du matériel schisteux d'interstrates. Sur le plan du faciès, ceci se traduit par un passage d'une formation quasi molassique dans son aspect général, à un faciès flysch assez bien réalisé (indépendamment de l'épaisseur totale de la formation).

b4) Conclusion générale relative aux couches des Marmontains

La disposition ci-dessus peut s'expliquer en admettant une origine du matériel détritique au Nord Est de la région étudiée. La direction et le sens de ces apports seraient, dans ce cas, du Nord Est vers le Sud Ouest.

Si cette hypothèse est exacte les couches des Marmontains marquent un changement très net par rapport à la formation basale sur deux points très importants :

- dans la nature du matériel des strates où prédomine très largement le quartz ;
- dans le sens des apports qui serait l'inverse de celui noté dans la formation basale.

Tout se passe donc comme si le dépôt des couches des Marmontains correspondait à une modification dans la géographie du bassin, entraînant une modification dans l'origine et le sens des apports, dont le corollaire serait un changement dans la nature des roches mères fournissant les détritiques. Etant donné la localisation approximative de ces nouvelles sources, leur origine est peut-être à rechercher vers de nouvelles "cordillères", situées au Nord Est de la région étudiée dans un domaine paléogéographique correspondant par exemple aux unités de la Pierre Avoi et des cols (voir 2e partie). Cela reste pour l'instant très hypothétique.



Photo n° 12 - Le versant nord de la Pointe Fornet (Haut vallon des Chavannes) - Exemple de paysage dans le "Flysch" de Tarentaise. La barre sommitale est constituée par la formation basale, les ressauts inférieurs par les couches de Saint-Christophe.



c ) La série terminale (couches de Saint-Christophe)

c1) Introduction

La série lithostratigraphique des unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen s'achève avec une épaisseur assez considérable de schistes, calcschistes plus ou moins gréseux, et de calcaires cristallins en plaquettes, qualifié de flysch depuis H. SCHOELLER (1929) puis ultérieurement par R. BARBIER (1948 - 1951), R. TRUMPY (1952 - 1955a), P. ELTER (1954), G. et P. ELTER (1965), R. ZULAUF (1964).

Le fait que toutes les descriptions des auteurs ci-dessus se limitent à des généralités prouve la difficulté d'aborder le sujet dans son ensemble. Comme mes prédécesseurs, j'ai été assez vite rebuté par la monotonie des faciès, la décevante stérilité en restes organiques fossiles, due en partie peut-être, au léger métamorphisme régional, mais plus probablement originelle.

Dans ce qui suit, je me suis donc efforcé de dégager les caractères principaux et les singularités présentant une signification dans le cadre général de la présente étude.

c2) Caractères sédimentologiques les plus marquants

- Stratonomie (cas du faciès normal)

Le faciès le plus fréquent est une alternance de bancs calcaires, de calcaires gréseux, parfois de calcschistes et de schistes noirs. Les niveaux microbréchoïdes ou conglomératiques fins, s'ils existent par endroits, doivent être considérés comme des accidents. Les seules variations susceptibles d'être observées concernent la proportion strate/interstrate, c'est-à-dire, en général calcaire/schiste, et l'épaisseur des strates. Ces variations sont très nuancées, et seule une étude de grand détail, fastidieuse et malaisée pourrait, peut-être, en dégager quelques conclusions générales. Je me bornerai ici, à donner d'après quelques "coupes échantillon" une idée approchée de la constitution de la formation. Le principe de ces coupes, ainsi que les critères mesurés, sont les mêmes que pour la formation basale. Les résultats sont exprimés de la même façon et ils sont synthétisés dans le tableau n° 8, ci-dessous.

Numéro des coupes :	1	2	3	4	5	6
Clastic/shale ratio D/S	2,3	3,9	4,4	0,6	2,9	1,7
Classe moyenne d'épaisseur des bancs Clm	6	5	5	5	6	6
Banc moyen en mètres Bm	0,041	0,095	0,14	0,27	0,036	0,038
Longueur de la coupe en mètres	2,29	6,66	4,22	6,56	1,61	2,89
Nombre de bancs mesurés	55	70	30	24	44	76

Tableau n° 8 - Résultats des mesures effectuées sur quelques coupes de la série terminale de Tarentaise -

Les coupes 1, 2, 3 sont prises sur une même transversale (au niveau du haut vallon du Breuil), sensiblement suivant la verticale et de bas en haut.

La coupe 4 correspond à un domaine équivalent, mais beaucoup plus au Nord.

Ces quatre coupes représentent, par leur situation, le domaine externe. Les coupes 5 et 6, au contraire, ont été prises à la marge interne de l'unité.

La localisation de ces coupes est la suivante :

- n° 1 : versant italien du col de la Seigne - Talweg de la Lex Blanche, cote 2250 m ;
- n° 2 : versant nord du col des Chavannes : au bord du sentier, cote 2530 m ;
- n° 3 : base de l'arête nord de la Pointe Léchaud (cote 3050 m), sur la frontière franco-italienne ;
- n° 4 : base de l'arête ouest de l'Aiguille de Malatra à la cote 2570 m (versant nord du col Bonalé) ;
- n° 5 : versant nord de la Tête du Chargeur, talus de la route d'alpage de Champontaille ;
- n° 6 : vallon de Planavalle - Première barre de flysch en rive gauche du torrent, cote 1850 m, 1 km en amont des chalets.

Les quelques indications fournies par le tableau n° 8, malgré le faible nombre des points de mesures, sont concordantes avec l'impression retirée de l'examen d'ensemble de la région au cours de nombreuses courses.

En premier lieu, on peut constater que le rapport strates/interstrates (D/S) est en général fort, le plus souvent supérieur à deux. Les interstrates schisteuses sont donc nettement subordonnées aux strates calcaires, ce qui traduit une activité sédimentaire forte et une grande fréquence des apports.

En second lieu, les coupes 1, 2, 3 laissent entrevoir une évolution de la stratonomie selon la verticale. Elles montrent, en effet, que le clastic/shale ratio augmente progressivement du bas vers le haut de la formation, et que l'épaisseur des strates s'accroît dans le même sens. Ceci est nettement confirmé par l'examen des parties sommitales de la formation dans la vallée de la Doire par exemple. Là on rencontre des strates extrêmement épaisses, que nous décrivons plus loin dans un paragraphe spécial.

Signalons également que les parties "internes" du bassin paraissent, ici aussi, devoir se caractériser par une réduction d'ensemble de l'épaisseur des strates.

#### - Variations dans la stratonomie

##### + Faciès à strates minces

Dans le secteur des Pyramides Calcaires, au voisinage de la coupe 1 du tableau n° 8, P. ELTER (1954) a décrit un "flysch inférieur schisteux". Effectivement, dans cette région, la base de la série de Saint-Christophe est plus feuilletée, ce qui se traduit dans la morphologie par des pentes plus molles. Si l'on regarde les choses de près, on constate (coupe 1, tableau 8) que cet aspect plus schisteux est dû simplement à une réduction considérable de l'épaisseur des strates. Un histogramme des épaisseurs de couches montre que 36 % des couches appartiennent à la classe 7 (0 à 1 cm) et 43,6 % à la classe 6 (1 à 5 cm). Le "clastic shale ratio" n'en est pas moins de 2,3, c'est-à-dire avec prépondérance des strates calcaires.

Ce phénomène reste sensible en Italie dans tout le haut Val Veni, et en France dans le haut vallon du torrent des Glaciers (coupes entre le col de la Seigne et le Golet de la Seigne, du ruisseau des Mottets, du Creux du Rognon qui marque à peu près la fin de l'extension vers le Sud Ouest de ce faciès particulier). Morphologiquement, en France, la présence de cet ensemble plus tendre se traduit par la vaste dépression des alpages de la Seigne, au pied du versant nord ouest de la Pointe Léchaud.

##### + Faciès à strates épaisses

La coupe de la base des falaises qui, en rive droite de la Doire Baltée, dominant Pré Saint-Didier et Champeux, d'accès malaisé, montre des faciès fort différents.

Au-dessus des quartzites brun vert des Marmontains, de la retombée nord de l'anticlinal de Pré Saint-Didier, on rencontre 150 à 200 m d'une alternance de calcaires gréseux et de schistes noirs appartenant à la base des couches de Saint-Christophe. Ces niveaux passent peu à peu à une formation, constituée de très gros bancs (épais parfois de plusieurs mètres) de grès calcaires, voire même de grès francs. Les interstrates sont quasi inexistantes et se résument à une mince pellicule schisteuse. A l'affleurement, la similitude de faciès, par rapport aux couches des Marmontains qui précèdent, est frappante. Si la position structurale n'était pas ici dépourvue d'ambiguïté, le doute serait permis. Certains échantillons de ce grès se révèlent, sous le microscope, constitués de quartz recristallisé en mosaïque, très



largement prédominant, de chlorite plus ou moins oxydée, brunissante en lumière naturelle, mais proche de la pennine par ses teintes de polarisation, et de minéraux très accessoires, d'origine détritique pour la plupart tels que tourmaline, grenats, sulfures et oxydes de fer. Ce faciès est donc tout à fait similaire sur le plan pétrographique à celui des quartzites des Marmontains. En moyenne, toutefois, la teneur en carbonate n'est pas négligeable et ces grès font une légère effervescence à l'acide dilué.

Cette formation singulière se poursuit jusqu'à la rive droite du grand ravin issu du mont Grammont et qui débouche à Champeux (vallée de la Doire Baltée). En rive gauche de ce même ravin, vers la cote 1320 par exemple, on retrouve le faciès de calcaires gréseux et de schistes noirs qui marquaient précédemment le début de la coupe.

Ainsi donc notre formation gréseuse à bancs très épais occupe -t-elle le cœur du synclinal de Pallusieux qui représente la branche nord ouest du vaste synclinorium de Verrand (Morgex) déjà cité. Nous pouvons donc admettre que le faciès massif représente la partie supérieure des couches de Saint-Christophe, et par conséquent, les ultimes niveaux visibles de la série stratigraphique de Tarentaise.

Une disposition analogue avec les mêmes phénomènes d'accroissement considérable de la taille des bancs se retrouve en rive gauche de la Doire Baltée, au-dessus de Verrand. Le sentier qui descend du mont Cormet sur Verrand franchit à grand peine des bancs extraordinairement massifs et épais qui présentent un aspect quasi molassique. L'extension vers le Nord Ouest de ce faciès est très difficile à préciser du fait de la très mauvaise accessibilité des parois, des recouvrements quaternaires et de la végétation. Il ne semble pas, toutefois, dépasser le niveau de la Tête de Liconi.

La branche sud est du synclinorium de Verrand Morgex, qui se développe entre le flanc nord de la Testa d'Arpy et la rive gauche du vallon de Planavalle, montre, autant que l'on puisse en juger, une disposition et des faciès similaires. Il est en particulier très délicat, en bien des points, de discriminer ce qui appartient aux niveaux des Marmontains de ce qui appartient à la partie supérieure des couches de Saint-Christophe. Ceci est particulièrement le cas, dans la région très forestière de Parimont (au Sud Est de Pré Saint-Didier) et sur le flanc ouest de la Costa di Serena dans le haut vallon de Planavalle.

Vers le Sud Ouest, le faciès massif est bien développé sur les basses pentes du versant sud est du mont Grammont et il peut s'observer au bord de la route du Petit Saint-Bernard, sous le village d'Elevaz par exemple, où il fut confondu dans le passé, avec les quartzites des Marmontains. Un peu au Nord de l'alpage de Peson on voit même apparaître, au sein des formations gréseuses massives, un faciès conglomératique singulier (que je décrirai plus loin). Vers le Sud Ouest le faciès en bancs massifs ne paraît pas dépasser le vallon de Youla.

En résumé, au niveau de la Doire Baltée, au cœur des structures actuelles (synclinorium de Verrand Morgex), les couches de Saint-Christophe passent progressivement, de bas en haut, d'une série alternée de calcaires gréseux et de schistes noirs, à une série dépourvue de schistes noirs, caractérisée par des bancs très épais de grès et calcaires gréseux. Celle-ci marque, selon toute vraisemblance, la partie terminale, visible actuellement, des couches de Saint-Christophe. Nous retrouvons donc ici une évolution générale de la stratonomie, comparable à celle notée sur la transversale des Pyramides Calcaires, mais beaucoup plus tranchée dans ses différences. Une telle disposition selon la verticale évoque le passage flysch-molasse, décrit dans des bassins plus externes (J. PERRIAUX - bassin d'Annot).

#### - Caractères lithologiques des strates

Une étude minutieuse des variations lithologiques ou bien du litage au sein des strates permet, en général, de tirer un certain nombre de conclusions, quant au mode de dépôt des séries à faciès flysch. Celles-ci peuvent se trouver corroborées ou complétées par l'examen des figures de base des bancs.

En Tarentaise, une telle recherche s'avère très vite décevante, la monotonie du faciès trouvant, en quelque sorte, son origine au niveau de la strate.

La nature du matériel constituant les strates est presque toujours calcaire et renferme une proportion plus ou moins grande de quartz clastique, disséminé sous forme d'une fine poussière au sein de la matrice carbonatée. On peut aussi rencontrer tous les intermédiaires possibles entre des calcaires francs, des calcaires sableux, voire, mais assez rarement, des grès quasi quartziteux (niveaux épais du sommet de la série).

Ce quartz clastique représente le seul indice d'éléments véritablement détritiques au sein du matériel sédimentaire. Nous devons remarquer, à ce propos, que la présence de quartz n'est perceptible à l'œil qu'à partir d'une certaine teneur. Les bancs deviennent alors plus rugueux au toucher.

La disposition de ces détritiques fins ne présente, en général, rien de remarquable. Dans certains cas favorables, on observe un fin litage, tantôt plan parallèle, tantôt entrecroisé en sommet de banc. Parfois également certaines figures évoquent des "convolutes laminations".

Le granoclassement est le plus souvent inexistant. Il se manifeste, tout au plus, par un passage progressif, bien que rapide, au sommet de banc, à l'interstrate schisteuse sus-jacente. Parfois la base du banc est un peu plus gréseuse et cela peut se déceler au toucher (plus onctueux au sommet du banc, plus rugueux à la base).

La face inférieure des strates est de façon générale dépourvue d'empreintes, que ce soit de figures de courant d'origine hydrodynamique, ou bien de traces physiologiques. Il y a là un fait remarquable par sa généralité.

On peut s'interroger sur la nature primaire de cette absence. A. LOMBARD cite, en effet, des flyschs dépourvus de telles figures. Par ailleurs, il est très possible que des déformations tectoniques intenses, accompagnées d'étirement et de métamorphisme, aient pu provoquer la disparition des empreintes de base des bancs. C. KERCKHOVE (communication orale) a, en effet, constaté que dans le Flysch à Helminthoïdes de l'Ubaye où de telles figures ne sont pas rares, celles-ci sont curieusement absentes dans les zones les plus déformées tectoniquement.

Quoiqu'il en soit, l'étude sédimentologique du bassin s'en trouve considérablement gênée, et il n'est pas possible pour l'instant de distinguer quelles pouvaient être les zones d'apport, ainsi que nous l'avons tenté pour les ensembles précédents. Il est, en effet, impossible d'y parvenir autrement, par le biais des variations de la clasticité de la phase détritique par exemple.

### c3) Caractères pétrographiques

#### - Cas des strates

L'étude pétrographique des divers faciès des strates des couches de Saint-Christophe s'avère vite fastidieuse en raison de sa grande monotonie. L'espoir d'une découverte de microfaune est le seul stimulant préservant l'observateur de l'abandon définitif. En règle générale le faciès pétrographique résulte du mélange, en proportions variables de deux phases :

- une phase carbonatée, constituant le fond de la roche, représentée par de la calcite très largement recristallisée lors du métamorphisme. Ce dernier est également responsable de la présence en faible quantité de phyllites variées (mica blanc, chlorites diverses) vraisemblablement formées au détriment d'une fraction argileuse de la vase primitive. Il n'est, toutefois, pas impossible que certaines de ces phyllites soient d'origine détritique. Cette phase carbonatée est le plus souvent salie par un pigment limoniteux (et carboné ?) disséminé à l'état de fine poussière, au sein de la roche. Ce pigment est responsable de la patine brunissante prise par les affleurements de la série de Saint-Christophe, et qui la caractérise assez bien dans le paysage.
- une phase déritique, représentée surtout par du quartz, mais également, bien qu'en quantités moindres, par des feldspaths, plagioclases (albite surtout) et de la tourmaline. Les grenats, l'épidote sont extrêmement rares.

Les proportions respectives de ces deux phases déterminent le faciès pétrographique de la roche. On rencontre ainsi tous les intermédiaires entre des calcaires pratiquement purs (proportion de la phase déritique inférieure à 5 %) et des grès à ciment calcaire, voire même des grès quartziteux (85 à 90 % de quartz).

Ceci étant posé, il convient de rappeler que, tous les terrains ayant subi un léger métamorphisme général, celui-ci a oblitéré un certain nombre de nuances pétrographiques primaires : nourrissage secondaire éventuel des grains de quartz et modification de leur morphoscopie, disparition d'une éventuelle phase argileuse, redistribution des pigments ferrugineux etc.

Les principaux caractères pétrographiques actuellement observables sur la plupart de nos plaques minces sont finalement les suivants :

- la calcite présente de façon constante une structure granoblastique, sans orientation préférentielle, exception faite des zones très étirées tectoniquement ;

- le pigment ferrugineux (et carboné ?) est souvent regroupé en flots isolés par des zones où la calcite est parfaitement limpide. C'est le phénomène de disjonction en mosaïque décrit par F. ELLENBERGER (1958) dans les marbres chloriteux de la Vanoise, intéressant par la possibilité de conservation des vestiges organiques. Ici nos recherches sont malheureusement restées infructueuses. Nous n'avons découvert dans quelques cas seulement, que des fragments douteux et en tout cas non identifiables;
- le quartz se présente soit à l'état de grains isolés dans la matrice calcaire, soit sous forme d'agrégats. Dans ce dernier cas la recristallisation en mosaïque est la règle, et les grains de petite taille (inférieure à 0,1 mm) ont l'aspect de polygones dont les côtés sont parfaitement rectilignes.

Les grains isolés sont plus intéressants à étudier. Ils montrent, en général, une forme anguleuse, mais dans certains cas les contours sont assez émoussés. Cette observation est valable dans certains cas pour les grains situés à la périphérie des amas recristallisés en mosaïque.

Plus intéressante est la présence très fréquente sur les grains isolés ou peu agrégés, de profonds golfes de corrosion dans lesquels pénètre la pâte carbonatée. Comme il n'existe aucun indice de réaction métamorphique entre la matrice carbonatée et le grain de quartz, je pense qu'il y a là persistance d'un caractère sédimentaire primaire, antérieur au métamorphisme. Mme RECH FROLLO, 1960 met en relation ce phénomène de corrosion avec le développement de contraintes d'origine orogénique dans le sédiment en voie de diagenèse.

Les feldspaths sont peu abondants. Dans le cas le plus général ils montrent des sections fraîches, en général maclées (macle de l'albite). Il s'agit de plagioclases (albite). Dans quelques cas il m'a été donné d'observer des porphyroblastes d'albite incluant poecilolithiquement de la calcite, ou du quartz.

Je pense donc que l'origine des feldspaths peut être double. D'une part une origine détritique, correspondant à la première catégorie citée, d'autre part une néoformation résultant du métamorphisme.

Les phyllites ne représentent, dans tous les cas, qu'une proportion très faible en volume. Il s'agit soit de micas blancs (séricite) ou de chlorites (pennine, clinochlore, ripidolite). Certaines de ces chlorites montrent parfois, en lumière naturelle un pléochroïsme marqué dans les bruns qui peut les faire passer, à un examen rapide, pour du stilpnomélane ; mais il n'en est rien en général.

#### - Cas des interstrates : les schistes

Les schistes de la série de Saint-Christophe sont extrêmement banaux, tant à l'affleurement que sous le microscope. Ils sont en effet constitués essentiellement de quartz très fin, bien recristallisé et d'un feutrage de phyllites. Ces minéraux sont en proportions variables, ce qui définit un certain nombre de nuances, par ailleurs inutilisables.

Il semble bien par contre, que l'étude de leur chimisme, étendue à la totalité du bassin, puisse fournir un certain nombre de précisions d'ordre paléogéographique. L'étude des "schistes noirs" de l'ensemble antéflysch nous a montré l'intérêt de la méthode. Je rappelle, à ce propos, que le résultat d'une analyse chimique de schiste des cauches de Saint-Christophe est donnée dans le paragraphe en question (B-b4).

#### - Conclusions relatives à l'étude pétrographique des strates

L'étude précédente permet d'envisager quelques directions de recherches complémentaires.

En certains points du bassin (entre la frontière franco-italienne et la Doire Baltée), l'évolution de la teneur en quartz détritique paraît se faire dans le même sens que celle de l'accroissement de l'épaisseur des strates. Les derniers bancs visibles de la série, les plus épais, sont aussi les plus gréseux (aspect quasi molassique).

Cette règle, si elle se vérifiait, n'en serait pas générale pour autant. H. SCHOELLER a clairement montré que au Sud Ouest de ma région, la base de ce qu'il appelle le flysch est surtout gréseuse, voire même conglomératique (grès grossier calcarifère et microbréchiforme).

Par ailleurs, les quelques critères pétrographiques qu'il m'a été donné de relever sur certaines plaques minces s'accordent assez bien avec ceux que M. RECH FROLLO (1960) admet comme caractéristiques du Flysch proprement dit (Flysch A de la note ci-dessus). La présence, entre autres, de quartz corrodés est tout à fait remarquable.

c4) Description de quelques faciès singuliers

- Les conglomérats du flanc méridional de la Tête des Jeunes

Sur le flanc sud de la Tête des Jeunes, le long du sentier supérieur qui fait communiquer le vallon de l'Ecureuil et le vallon de Youla, affleure, entre les cotes 2100 et 2150 m, un faciès de conglomérat assez curieux.

Cette formation est constituée de blocs légèrement émoussés, d'un calcaire gris bleu, cristallin, fréquemment microbréchoïde ou conglomératique, dont les éléments sont constitués de dolomie brune. Ce faciès n'est pas sans rappeler, par certains traits, les calcaires microbréchoïdes de la série basale. La taille de ces blocs est très variable et peut aller jusqu'à 1 mètre pour la plus grande dimension. Le ciment du conglomérat est clair, d'aspect farineux, légèrement phylliteux. La proportion des blocs par rapport au ciment paraît varier entre 50 et 70 %.

Sous le microscope, le ciment montre en abondance des cristaux de quartz recristallisés en mosaïque, dans les interstices desquels s'infiltre de la calcite en proportion assez faible. Les phyllites, malgré l'aspect macroscopique de la roche, sont peu abondantes. Une mesure faite sur plaque mince donne les proportions suivantes :

quartz	83 %
calcite	12 %
phyllites	4,7 %
oxydes et sulfures	0,3 %

Mentionnons également la présence en quantité bien moindre de tourmaline, grenat, épidote.

L'examen du contexte structural montre que ce conglomérat apparaît comme un accident à la partie basale de la série de Saint-Christophe. Pour autant que l'on puisse en juger, il surmonte les couches des Marmontains de la petite boutonnière anticlinale de Peson, dans le vallon de Youla. Son extension latérale est très limitée. Latéralement ce conglomérat se dilue dans les grès grossiers, en bancs épais qui forment le ressaut situé au-dessus de l'alpage de Peson.

Conclusion ; les éléments calcaires ou calcaires microbréchoïdes de ce conglomérat malgré leur ressemblance avec les faciès de la formation basale du "Flysch" appartiennent sans doute au Lias. La présence de ce conglomérat indique la possibilité de quelques apports détritiques, très grossiers au début du dépôt des couches de Saint-Christophe. L'aspect général et l'extension très réduite de l'affleurement ne permettent malheureusement pas de préciser quelle pouvait être l'origine, la localisation et la distance de la source de ce matériel grossier. Nous rappellerons toutefois que beaucoup plus au Sud H. SCHOELLER a décrit, lui aussi, des conglomérats au même niveau "stratigraphique".

- Les schistes du col de Malatra

R. ZULAUF signale, au Nord de la Doire Baltée, une "série de Malatra" constituée uniquement de schistes noirs, tendres et fissiles, qu'il place apparemment au sommet des couches de Saint-Christophe (R. ZULAUF, 1964, figure 15, p. 90). Ce niveau est bien individualisé sur un court tronçon du domaine externe, entre le col de Malatra et la Tête de Sécheron. R. ZULAUF indique qu'il se poursuit jusque sur le versant nord du mont Grammont. Personnellement je ne l'ai pas retrouvé. Je connais, toutefois, un affleurement de schistes noirs similaires formant le petit ensellement entre le mont Bério Blanc et le mont Favre en Val Veni. Cet affleurement pourrait très bien correspondre à la série de Malatra. Etant donné sa situation il se prolongerait sous les éboulis et le glaciaire, dans le vallon du lac de Plate au pied du mont Nix.

Les relations de ce niveau schisteux avec les autres termes de la série sont assez bien visibles lorsque l'on parcourt l'arête située, dans le haut vallon de Malatra, entre le mont Chichet et le col de Malatra. Après les calcaires de l'Aroley et les schistes à quartzites verts des Marmontains (ici très calcareux) viennent 20 à 25 m de calcaires gréseux roux alternant avec des schistes noirs (sommet coté 3020 m sur l'arête). Au-delà, viennent les schistes noirs de Malatra qui ne passent pas au col même. Il s'agit de schistes noirs ou gris foncé, luisants, très pyriteux. Ces schistes renferment de nombreuses passées gréseuses claires qui dessinent un fin rubanage assez caractéristique.

Conclusion : cette coupe me porte à placer les "schistes de Malatra" dans la partie inférieure des couches de Saint-Christophe.

c5) Epaisseur des couches de Saint-Christophe

L'épaisseur de la série terminale est impossible à déterminer avec quelque précision, faute de pouvoir définir avec certitude son sommet véritable. On est ainsi obligé de s'en remettre aux coupes structurales avec toutes les imprécisions qui en résultent. Nous avancerons donc des chiffres avec prudence. En tout état de cause les couches de Saint-Christophe ne nous paraissent pas excéder actuellement 1000 m de puissance, le chiffre le plus probable nous paraît se situer dans une "fourchette" de 600 à 900 m. Mais rien ne peut actuellement nous indiquer si la série est complète ou si certaines parties ont disparu.

c6) Conclusion générale à l'étude des couches de Saint-Christophe

Les couches de Saint-Christophe se distinguent des autres ensembles lithologiques de la série détritique de Tarentaise par plusieurs caractères : leur puissance, l'homogénéité relative de leur faciès, la constance (à quelques exceptions près) de la stratification faite d'une alternance de strates calcaires et d'interstrates schisteuses. Il convient de noter la prédominance du matériel carbonaté.

La structure interne des strates, si elle est assez peu marquée, révèle quand même à l'observation attentive des phénomènes de litage que l'on rencontre dans certaines formes évoluées de turbidites.

Si l'on s'en tient aux critères classiques, rien ne s'oppose à voir dans les couches de Saint-Christophe une sédimentation de type flysch. Cet aspect de la question va être abordée plus en détail dans le paragraphe suivant où les caractères globaux de la série détritique de Tarentaise vont être rassemblés et passés en revue pour tenter de mieux cerner la signification de la formation, sur le plan de l'évolution orogénique.

d) Une question délicate : définition des limites d'emploi du terme "Flysch" en Tarentaise  
.....

Les paragraphes précédents ont mis en évidence les principales caractéristiques lithologiques et sédimentologiques de la série détritique de Tarentaise. Je me suis, avant toutes choses, efforcé d'harmoniser les résultats obtenus par les nombreux chercheurs qui m'ont précédé, tout en les complétant par des données personnelles. Ce faisant, je suis employé à parvenir à une vue synthétique de l'évolution d'une bonne partie du bassin de Tarentaise, possibilité que n'avait eu aucun de mes prédécesseurs dans le cadre de recherches trop limitées géographiquement.

Avant d'aborder la question très controversée de l'âge des diverses formations décrites ci-dessus, puis ultérieurement leur signification dans le cadre de l'orogénèse, il me paraît indispensable de faire le point sur un certain nombre de définitions à la lumière des résultats acquis.

Il est en effet d'usage, tout au moins chez les auteurs français, de qualifier de "flysch", à la suite de H. SCHOELLER comme nous l'avons vu, l'ensemble détritique tout entier, depuis la formation des calcaires et conglomérats de base jusqu'aux couches terminales de Saint-Christophe. R. TRUMPY, quant à lui, dans certains de ces travaux (1958 - 1960) emploie, dans les mêmes conditions le terme de "préflysch". Depuis (renseignement oral récent) il aurait plutôt tendance à restreindre ce terme à l'ensemble Aroley + Marmontains, selon sa terminologie, voyant dans les couches de Saint-Christophe, une formation très proche d'un flysch.

Il me paraît nécessaire de discuter ici le terme "préflysch" pour estimer dans quelle mesure il peut s'appliquer en Tarentaise et éventuellement apporter quelque clarté dans les débats.

Le terme a été employé à l'origine par l'auteur suisse pour désigner une formation particulière de la puissante série du Prättigau dans les Grisons. Celle-ci, souvent comparée à nos ensembles de Tarentaise comprend de bas en haut :

- 1 - Les "Bundnerschiefer" = schistes lustrés des Grisons d'âge inconnu (Crétacé inférieur à moyen ?)
- 2 - La formation qualifiée de "préflysch" dont les caractères sédimentologiques s'apparentent à ceux des séries de Tarentaise ou bien du flysch du Niesen - Son âge est Crétacé supérieur -
- 3 - Un flysch typique, argilo-gréseux, peu carbonaté, d'âge paléocène à eocène inférieur.

L'ensemble 2 présente, sur le terrain, des caractères sédimentologiques et lithologiques intermédiaires entre ses deux voisins. Le vocable "préflysch" a donc été créé pour le désigner commodément. Selon R. TRUMPY la distinction

repose cependant sur des critères d'ordre sédimentologiques tels que absence de granoclassement, de cycles réguliers, de très gros bancs, de flute casts. Les figures de base de bancs existent cependant : drag marks - load casts - stries diverses.

Avant de conclure sur l'opportunité de l'emploi de ce terme, dans le cas de la Tarentaise, je signalerai une possibilité de confusion. Le terme "préflysch" est également employé par J. AUBOUIN (1965) mais dans un sens différent. Cet auteur applique, en effet, le terme non plus à un faciès, mais à un stade du développement des géosynclinaux. Il s'agit du stade qui précède immédiatement dans le temps le dépôt d'un flysch, dans un sillon géosynclinal. Les dépôts correspondants présentent alors des faciès pélagiques, peu épais, accompagnés d'un magmatisme basique représenté par des intrusions ophiolitiques au sein des sédiments. Ceux-ci renferment des microbrèches (microbrèches de flanc) à l'approche de rides en voie de formation. Aux ophiolites sont souvent associées des radiolarites que J. AUBOUIN considère comme caractéristiques de la période préflysch, au même titre que le faciès "ammonitico rosso". Ainsi défini dans le cadre orogénique, par un stade précis de l'évolution géosynclinale le terme "préflysch" pourrait, en Tarentaise, qualifier notre ensemble antéflysch, à ceci près qu'à notre avis les conditions sont loin d'y être "géosynclinales" ; il ne pourrait donc, en aucun cas, s'appliquer à la formation détritique elle-même.

La définition à base sédimentologique proposée par R. TRUMPY peut, semble-t-il, s'appliquer assez bien aux couches de Saint-Christophe conformément à l'opinion première, exprimée par cet auteur. Par contre, l'exposé de mes observations montre qu'elle ne peut absolument pas s'appliquer à la formation basale, tout au moins dans la région étudiée. L'appliquer aux couches des Marmontains me paraît également discutable. Finalement, si l'on devait retenir la première possibilité (préflysch = couches de Saint-Christophe) on introduirait, à mon avis, une notion assez subjective concernant l'existence possible d'un "flysch vrai", au-dessus des couches de Saint-Christophe. Or, nous n'avons aucune preuve qu'un tel faciès ait jamais existé, et l'on peut remarquer que l'évolution sédimentologique mise en évidence au sein des couches de Saint-Christophe (tendance vers un comblement) rend même cette existence problématique. Je suis donc personnellement peu favorable à l'emploi du terme préflysch en Tarentaise, en raison de son ambiguïté. Par ailleurs, les nécessités des études sur le terrain ne l'imposent pas.

A. LOMBARD, quant à lui (renseignement oral), considère très classiquement que la série de Tarentaise toute entière, (qu'il appelle encore série de Ferret au sens primitif du terme) doit être considérée comme un flysch. Ce dernier serait constitué de trois mégaséquences correspondant aux trois subdivisions lithologiques qui y sont reconnues. Ces trois séquences s'ordonnent, d'après lui, selon une série évolutive positive, conglomérats à la base, grès, puis calcaires au sommet. Cette idée, très séduisante à priori, suggère néanmoins quelques remarques.

Nous avons démontré que la formation basale n'est pas uniformément conglomératique, loin s'en faut. Dans le domaine interne de notre région par exemple, la séquence est en réalité de bas en haut, calcaire, grès, calcaire (ou mieux alternance de schistes et de calcaires, les schistes n'apparaissant alors qu'à ce niveau supérieur. Dans ces conditions, la séquence évolutive positive théorique n'est valable que dans une partie du domaine paléogéographique considéré. Elle ne peut donc servir à le définir.

Du point de vue évolutif, il se dégage en outre assez nettement des résultats présentés plus haut que la formation basale est très particulière. Il s'agit en fait d'un ensemble très spécial dont la sédimentation est étroitement liée au jeu d'une cordillère. La forme des fonds marins, la proximité relative des zones d'apport expliquent fort bien les variations de faciès et les particularités du litage qui apparentent au reste cette formation davantage à une molasse qu'à un flysch. Par contre, l'apparition du faciès de schistes noirs à quartzites verts marque un changement rapide dans les conditions de sédimentation. Ce changement porte à la fois sur la nature du stock détritique et selon toute vraisemblance, ainsi que nous l'avons exposé, sur la localisation géographique des zones d'apport. De plus, à ne considérer que les couches de Saint-Christophe, il existe au sein de cette dernière formation une ébauche d'évolution négative, puisque l'on passe de niveaux calcaires en minces bancs à la base, à des formations gréseuses en gros bancs au sommet. Ceci est donc incompatible avec le schéma théorique proposé qui tend à voir dans l'ensemble, une série à évolution positive.

Nous constatons donc qu'il est bien difficile de ranger notre série de Tarentaise dans telle ou telle catégorie, selon les critères les plus usuels. Ayant écarté la dénomination préflysch, la question de l'appellation de la série de Tarentaise dans son ensemble devient embarrassante. Il reste à voir si certains des ensembles lithologiques (couches des Marmontains de Saint-Christophe) peuvent être valablement qualifiés de "flysch" selon les définitions classiques. Ceci revient malheureusement à aborder un vaste sujet qui est celui de la définition de ce type de formation, et sur ce point les controverses sont loin d'être closes !

Il semble qu'à l'heure actuelle les critères utilisés par les spécialistes puissent se ranger en trois catégories : critères d'ordre sédimentologique, pétrographique et orogénique.

En ce qui concerne le premier groupe, la définition proposée par J. TERCIER (1947) paraît encore le moins prête à discussion, car elle fait intervenir des notions très générales : caractère rythmique des séries, nature lithologique (prédominance de grès et de schistes), puissance importante du dépôt, origine exclusivement marine, origine paléogéographique (dépôt de bassin accidenté par des cordillères).

Un grand nombre de géologues alpins souscrivent encore, à l'heure actuelle, à une telle définition (R. TRUMPY 1960).

A. LOMBARD apporte quelques compléments en insistant beaucoup sur les caractères de la stratonomie et sur la rythmicité du dépôt. A son avis, la plupart des caractères permettant de définir le faciès flysch au niveau de la strate rhytmiquement d'une mise en place par courant de turbidité, selon les idées de KUENEN et de son école. Il est bon de rappeler que tous les spécialistes ne sont pas d'accord à ce propos - J. Ph. MANGIN (1964) par exemple a dénoncé les excès d'une généralisation hâtive du dogme des turbidités. Dans ce cas cependant, il ne s'agit peut-être que d'une question d'échelle - J. Ph. MANGIN s'insurge surtout contre l'assimilation abusive : courant de turbidité = phénomène profond - Une mise au point récente de W. D. NESTEROFF (1966) semble pouvoir concilier les divers points de vue en montrant que le courant de turbidité n'est pas lié à une profondeur spécifique.

Le groupe des critères pétrographiques, limité au niveau de l'échantillon, paraît incapable, à lui seul, de fournir une définition, malgré les résultats intéressants obtenus sur ce plan par M. RECH FROLLO (1960). Nous avons montré dans le cours de l'exposé que certains de ces caractères pétrographiques se retrouvaient dans les couches de Saint-Christophe, mais cela reste bien insuffisant.

Le critère orogénique connaît encore une réelle faveur auprès des spécialistes de géologie structurale - Rappelons la définition orogénique :

Le flysch est un sédiment à dominante détritique, déposé dans un sillon orogénique au moment des premiers mouvements de l'orogénèse avant le paroxysme. J. AUBOUIN (1965) ajoute une condition supplémentaire : le flysch est concordant et en continuité avec les sédiments de la période préflysch.

Mais là encore l'unanimité est loin d'être faite et de nombreux auteurs citent des faciès de type flysch ayant pris naissance en dehors de bassins orogéniques ou bien discordants sur leur substratum donc postérieurs aux premiers mouvements d'un cycle orogénique.

Il semble donc bien, après cette rapide revue qu'en présence d'un cas concret, aucune des définitions précédentes ne puissent être utilisées concurremment avec d'autres. Toutes pèchent un peu par dogmatisme ou par une systématique trop poussée alors que la nature est toute de souplesse et de nuances.

Dans ces conditions je ne suis guère éloigné de la pensée de certains de mes collègues grenoblois, et notamment C. KERCKHOVE, et prêt à admettre que finalement le faciès flysch peut apparaître n'importe quand, dans n'importe quel type de bassin sédimentaire marin, pourvu que les conditions s'y prêtent : dimension du bassin, pente du fond, éloignement des sources d'apports, etc. Les conditions en question ont le plus de chances de se rencontrer dans les zones orogéniques, en période de gestation, c'est pourquoi le faciès flysch s'y rencontre le plus fréquemment, mais il n'y a pas là de caractère obligatoire.

L'histoire, brièvement résumée du bassin de Tarentaise montre bien la difficulté d'appliquer les définitions classiques, ce qui, par contre-coup, justifie quelque peu la dernière proposition.

Après la période d'émersion de la cordillère taurine, un bassin marin peu profond et légèrement subsident s'installe sur le domaine précédemment émergé. Les apports y sont très faibles et des ophiolites apparaissent grâce à des fissures de distension marquant le début de la subsidence (ensemble antéflysch).

Puis, probablement par suite d'une surélévation des bordures du bassin, la sédimentation reprend activement : épandage de matériel détritique et de vases calcaires sous une faible tranche d'eau (formation basale à faciès quasi molassique) la forme du bassin se modifie, les zones d'apports changent de place, les roches mères également, et l'on passe à la formation des Marmontains. La profondeur s'accroît probablement un peu, les pentes deviennent plus fortes (slumps - turbidites).

Avec les couches de Saint-Christophe nous assistons à une homogénéisation du faciès, mais avec une prédominance du calcaire. Ce fait traduit probablement un élargissement du bassin. Les conditions bathymétriques nous sont inconnues mais rien ne vient prouver qu'elles soient très profondes. La puissance relative de la formation indique une certaine mobilité du fond et une poursuite modérée de la subsidence. Le faciès flysch apparaît par endroits dès le dépôt des couches des

Marmontains, mais dans la plupart des cas seulement avec les couches de Saint-Christophe et encore peu nettement. A leur sommet celles-ci montrent des indices nets d'une évolution négative entraînée, soit par un arrêt de la subsidence, soit par un rétrécissement du bassin.

Nous montrerons, au paragraphe suivant que tous ces phénomènes se sont probablement échelonnés sur tout le Crétacé, soit bien avant la période orogénique paroxysmale.

Finalement, en prenant comme guide l'histoire évolutive du bassin, nous constatons que le fait important est l'établissement de conditions propres à une sédimentation du type détritique, sur un substratum préalablement exondé et érodé, beaucoup plus que l'apparition de tel ou tel faciès. C'est du reste la position soutenue depuis longtemps par H. SCHOELLER d'abord, puis R. BARBIER ensuite.

Pour cette raison je préfère nettement désigner sous le terme très général de "série détritique de Tarentaise" la formation toute entière dénommée jusqu'à présent "Flysch de Tarentaise". Néanmoins, les usages même incorrects étant bien assis, et pour ne pas trop rompre avec les ouvrages antérieurs je continuerai à utiliser concurremment les deux termes. Je tiens bien à préciser que dans ces conditions, lorsque j'écris "Flysch de Tarentaise" le mot est pour moi pratiquement vide de toute signification classique.

En ce qui concerne les principales subdivisions de cet ensemble, les termes suivants sont proposés de haut en bas :

- le flysch (proprement dit) = couches de Saint-Christophe ;
- les schistes noirs à quartzites verts = couches des Marmontains ;
- la formation de base (ou formation détritique de base)

Je préfère abandonner le terme d'Arole qui en fait ne désigne qu'un faciès particulier d'une formation très ubiquiste.

e) Chronologie de l'évolution du bassin de Tarentaise - Le problème de l'âge de la série détritique

e1) Introduction

La bibliographie des travaux consacrés à notre région, met en lumière nombreux désaccords qui ont surgi à diverses reprises entre les auteurs, quant à l'âge de la série du "Flysch de Tarentaise" (voir historique). Une des manifestations les plus spectaculaires en fut la controverse qui opposa le grand géologue italien S. FRANCHI, à plusieurs auteurs français, KILIAN et REVIL tout d'abord, H. SCHOELLER par la suite. Il est amusant de constater que, dès les premières recherches sur notre région, la grande rareté des fossiles contribua à accroître la vigueur des polémiques ; il en est, du reste, toujours ainsi pour des raisons identiques, chaque auteur ayant tendance à appuyer la discussion sur "son" fossile.

Tout commença avec "la" bélemnite découverte par FRANCHI dans les conglomérats du col de la Seigne (voir H. SCHOELLER, 1929, p. 281 et 282) qui lui suffisait pour ranger la formation toute entière dans les schistes lustrés. La mise en doute de cette attribution par H. SCHOELLER, étayée par une argumentation solide et objective valant une quasi démonstration, n'ébranla pas la conviction de FRANCHI. Il n'en est pour preuve que la publication de 1929, où l'on sent percer une certaine condescendance d'un auteur à la valeur universellement reconnue, envers le jeune chercheur téméraire. Et pourtant H. SCHOELLER avait raison en très grande partie.....

Passée cette époque, les discussions prirent une autre tournure avec les attributions chronologiques de H. SCHOELLER, reprises par R. BARBIER (âge nummulitique), et celles de R. TRUMPY (âge crétacé moyen à supérieur) ainsi que nous l'avons montré dans l'historique général du présent travail.

Il nous faut, maintenant, faire le point des données considérées comme acquises, lorsque je commençais mes propres recherches.



e2) Etat de la question au début de mes recherches

Rappelons, tout d'abord, que R. TRUMPY a attribué un âge fini-néocomien (Urgonien, bien que ce terme surprenne toujours les habitués des chaînes subalpines), à ses couches de l'Aroley grâce à la découverte de fantômes d'Orbitolines dans les calcaires microbréchoïdes de l'alpage de l'Aroley, dans le massif de la Pierre Avoi en Valais ; attribution d'abord prudente (R. TRUMPY, 1951, p. 343, note infrapaginale) puis plus catégorique (R. TRUMPY, 1955a, p. 334, note infrapaginale). Selon cet auteur, un argument supplémentaire en faveur de cette attribution stratigraphique est la grande similitude de faciès qui existe entre l'Aroley et le Tristel Kalk de la nappe de Falknis (âge barrémo-aptien) et entre les couches des Marmontains et certain "Gault" de la même région (quartzites du Beverin des nappes penniques inférieures).

En 1954, P. ELTER paraît apporter des arguments nouveaux en faveur de la thèse de R. TRUMPY. Il signale en effet la découverte de fragments d'Orbitolines dans les microbrèches qui ravinent le Lias de la Pyramide Calcaire Méridionale (haut Val Veni). Nous avons, toutefois, attiré l'attention (voir B, I, 1, a) sur le fait que ces microbrèches, qui représentent en fait la base de l'ensemble antéflysch, ne peuvent en aucun cas être assimilées à l'Aroley. Cette confusion fut cependant introduite inconsciemment par les auteurs suisses (R. TRUMPY - R. ZULAUF) ainsi que l'ont fort bien remarqué G. et P. ELTER (1965).

En 1958, M. BURRI signale, dans la région comprise entre Sion et Chippis en Valais, une faune de radiolaires dans un équivalent probable des couches des Marmontains. Les conclusions chronologiques qu'il en tire, manquent malgré tout de précision. L'auteur admet tout d'abord que ces faunes déterminent un âge crétacé. Puis il indique que la plupart des formes qu'il a identifiées ont été signalées dans le Crétacé supérieur du Jura et de Californie. Néanmoins, il conclut en se ralliant à l'hypothèse de R. TRUMPY (âge crétacé moyen). Cette opinion, apparemment quelque peu renforcée par le travail de BOLLIG et NABHOLZ (1959), a été maintenue récemment (M. BURRI, 1967).

P. E. FRICKER (1960), en Val Ferret suisse, ne mentionne dans les couches de l'Aroley que des débris organiques non identifiables, sauf un Miliolidé pyritisé. Il reprend donc, faute de mieux, la chronologie de R. TRUMPY, sans être, toutefois, très affirmatif

"..... Diese Überlegungen sprechen für die Annahme, dass die Ferret Schiefer kretazisch, keinfalls aber älter sind".

Enfin, R. ZULAUF (1964) adopte une position similaire sans avoir, lui non plus, trouvé de fossile particulier, si ce n'est une Bélemnite sur laquelle nous allons revenir.

Ayant ainsi passé en revue toutes les découvertes de vestiges organiques dans la série du flysch "valaisan" nous pouvons en tirer un certain nombre de conclusions :

- Les divers termes lithologiques constituant la série sont caractérisés par une grande pauvreté en vestiges organiques. Nous discuterons plus loin les causes possibles de cette rareté, causes primaires ou bien conséquence du métamorphisme ?
- Des trois termes lithologiques, c'est le niveau détritique basal qui a fourni le plus de matériel organique. Si j'en crois ma propre expérience la raison en est, sans doute, qu'il fut le plus fouillé de ce point de vue.
- Les vestiges découverts ne sont, en aucun cas, déterminants. Il s'agit toujours soit de fragments ou de fantômes, soit de formes mal déterminables ou peu caractéristiques. Sur nombres d'entre eux, et particulièrement sur les Orbitolines, pèse la menace du remaniement.
- Devant cet état de chose, et en désespoir de cause, la plupart des chercheurs, conscients du caractère aléatoire d'une chronologie basée sur des indices aussi fragiles ont cherché des arguments dans des analogies de faciès, à plus ou moins longue distance entre les unités dont l'homogénéité paléogéographique n'était guère prouvée. Ce fut, entre autres, le cas, aux deux extrémités du domaine valaisan, avec les attributions au Nummulitique de H. SCHOELLER puis R. BARBIER, par comparaison avec les unités du type Niélard, et pour R. TRUMPY avec les Grisons.

e3) Quelques raisons de douter des diverses chronologies proposées jusqu'alors

R. ZULAUF (1964), dans un paragraphe consacré à la question de l'âge du "Flysch de Tarentaise", fait preuve d'un certain embarras. Il mentionne, en effet, la découverte faite par lui au mont Ouille, dans la formation détritique basale, d'une bélemnite. La forme de cette dernière dut lui paraître assez curieuse puisqu'il envisage la possibilité qu'il s'agisse en fait d'une bélemnitelite (la photographie qu'il en donne n'est malheureusement pas très expressive). Il n'hésite pas à écrire que s'il en est ainsi les terrains considérés doivent être rangés dans le Maëstrichtien.

R. ZULAUF et surtout P. E. FRICKER (1960) rappellent également certaines conclusions de P. NANNY (1946). Selon cet auteur certains termes des schistes du Prättigau et en particulier la "Gyrenspitz serie" sont très analogues lithologiquement au faciès Aroley. Datée du Campanien - Maëstrichtien inférieur, elle renferme également des fragments d'orbitolines dont le remaniement est ainsi prouvé.

A propos de ces phénomènes de remaniement, citons également la grande prudence dont ont toujours fait preuve P. et G. ELTER. En particulier, dans leur publication de 1965, ils insistent sur le fait que le doute subsiste toujours sur la représentativité des débris découverts aux Pyramides Calcaires. Très récemment, toutefois, (1968, renseignement oral) G. ELTER, à la suite des découvertes de SODERO paraissait incliner à son tour vers l'hypothèse suisse.

Dans un tout autre ordre d'idée, l'absence générale de nummulites déjà soulignée par H. SCHOELLER, si elle ne constitue qu'un argument négatif, n'est pas sans valeur. L'action destructive possible du métamorphisme invoquée à leur égard par cet auteur, à titre d'hypothèse, est en effet, rien moins que prouvée ainsi que nous le verrons au paragraphe suivant. Si l'on considère, en effet, que de nombreux vestiges plus fragiles ont fini par être découverts et que des organismes au moins aussi résistants, tels que les orbitolines (qu'elles soient remaniées ou non) ont pu être conservés, on incline à penser que l'absence de nummulites est bel et bien primaire. Nos séries pourraient donc couvrir tout le Crétacé, mais n'auraient que peu de chances d'atteindre le Tertiaire (peut-être tout au plus le Paléocène).

Une autre raison de s'interroger à propos de l'âge du "Flysch de Tarentaise" résulte de la comparaison avec le contexte général. Si l'on considère, par exemple, l'époque d'apparition et d'évolution du faciès flysch dans les bassins "ultra helvétiques" au Nord du Rhône (HSU, 1960, p. 580), on constate une très nette prédominance d'activité au Crétacé supérieur.

Ainsi les flyschs du Wäggital, de Sardona, du Schlieren, de Gurnigel, débutent au Maëstrichtien et montent dans le Tertiaire (du Paléocène au Lutétien). Les flyschs les plus anciens (Voralberg, Fänneren, Wiidhaus) évoluent en totalité au Crétacé supérieur, leur apparition n'étant jamais antérieure au Cénomanién ou au Turonien.

Le flysch du Niesen, qui par certains points rappelle assez bien les formations valaisannes, montre une série calcaire conglomératique d'âge cénomanién supérieur - turonien (LOMBARD, 1946). Il monte probablement jusque dans le Paléocène.

Les séries du Prättigau échelonnées dans le temps depuis le Crétacé inférieur (NANNY, 1946) selon toute vraisemblance, montrent des faciès calcaires, conglomératiques, gréseux, débutant avec le Turonien (Pfäfigrat serie - Fadura serie). La Gyrenspitz serie qui serait assez analogue à notre formation basale est datée du Campanien et du Maëstrichtien.

Au Sud, par contre, en territoire français, les flyschs des unités subbriançonnaises (nappe du Pas du Roc) et certaines unités de la zone des Brèches de Tarentaise (Niélard) débutent au Lutétien et évoluent jusqu'à la fin de l'Eocène (Priabonien). Dans la digitation du Niélard, le Crétacé est considéré comme absent par R. BARBIER, tandis que dans les unités plus internes, appartenant à la nappe du Pas du Roc, le Crétacé est représenté par deux ensembles. L'un, basal, attribué au Crétacé inférieur par sa position sous-jacente au niveau terminal, daté lui, du Crétacé supérieur, par des Rosalines. Cet ensemble inférieur comprend des calcaires à zones siliceuses et des microbrèches, évoquant par là certains faciès internes de la formation détritique basale de Tarentaise. L'autre ou ensemble supérieur, présente, à peu de choses près, le faciès des marbres en plaquettes du Briançonnais.

Ce bref examen du contexte géologique régional met en évidence, d'une façon assez nette, l'établissement au Crétacé supérieur d'une sédimentation calcaire ou détritico-calcaire prenant souvent, au gré des conditions locales, un faciès flysch. Ceci est vrai plus spécialement pour la partie septentrionale du domaine considéré. Les travaux antérieurs ne nous indiquent que très rarement et toujours de façon hypothétique, qu'un tel type de sédimentation se soit installé dès le Crétacé inférieur. Ces faits généraux paraissent devoir être mis en relation avec les premières manifestations d'une activité orogénique débutant vers le Crétacé moyen et atteignant un maximum relatif au Crétacé supérieur. On peut voir alors une conséquence de cette activité dans l'apparition de rides ou de hauts fonds accidentant le domaine marin (conditions favorables à la genèse de brèches et microbrèches, et à la sédimentation calcaire). Les bordures du bassin

devaient également, en certains points, subir un exhaussement, avec en corollaire; et pour peu que les distances du transport et la morphologie des fonds s'y prêtent, l'apparition de flyschs précoces.

Remarquons enfin que la démonstration de la liaison stratigraphique entre le "Flysch de Tarentaise" et l'ensemble ophiolitique du Versoyen (situé au-dessous) constitue un fait nouveau important (voir plus haut B13, a et P. ANTOINE, 1968). Bien que la série à roches vertes ne soit pas ici datée directement, il paraît logique, en se référant au système alpin tout entier, de considérer que cette période d'activité magmatique a pu s'étendre sur tout le Néocomien, voire même au Crétacé moyen.

#### e4) Quelques données chronologiques nouvelles

Le désir de préciser l'âge du "Flysch de Tarentaise" fut très rapidement une de mes principales préoccupations. Il était, en effet, irritant de voir cet ensemble daté d'une façon incertaine, que ce soit par des analogies de faciès discutables ou par de très rares faunes suspectes de remaniement ; mais dès mes premières recherches, je fus à même de constater la difficulté de la tâche, et d'apprécier les raisons profondes de la perplexité de mes prédécesseurs. En effet, la rareté des vestiges organiques n'est pas un vain mot, et je pus vérifier, à mon détriment, l'effet déprimant que provoque l'accumulation de plaques minces stériles. Cette absence quasi générale de traces organiques mérite du reste que l'on tente d'en analyser les causes.

#### - Causes possibles de la rareté des vestiges organiques

Les raisons généralement invoquées pour l'absence de fossiles dans les terrains métamorphiques sont au nombre de deux :

- la série peut être azoïque primordialement et le fait que le terrain soit plus ou moins métamorphisé ne change rien à l'affaire ;
- la série peut être primitivement fossilifère, mais les recristallisations métamorphiques ont effacé toute trace des structures organiques.

W. H. BUCHER (1953) dans un intéressant article général sur cette question fait également quelques remarques pertinentes. Par exemple, le fait que les roches métamorphiques soient beaucoup plus indurées explique que les fossiles ne se trouvent jamais dégagés naturellement à la différence de la plupart des roches sédimentaires. Une autre raison, beaucoup plus "psychologique" mais néanmoins très valable est que les paléontologistes ont horreur des fossiles mal conservés, et que vice versa il vient rarement à l'esprit du commun des pétrographes "hard-rock geologists" de chercher des fossiles dans les métamorphites.

Ces considérations un peu marginales mises à part BUCHER dégage de son exposé deux faits généraux intéressants :

- Les séries atteintes de métamorphisme général sont le plus souvent des séries géosynclinales. BUCHER paraît admettre que les sédiments primaires se sont ainsi déposés à une profondeur assez grande, ce qui expliquerait la rareté ou l'absence des macro fossiles par des conditions biologiques et écologiques particulières (la présence occasionnelle de fossiles benthiques ou littoraux pouvant s'expliquer par un apport par courants de turbidité).

S'appuyant sur le résultat de carottage de fonds marins actuels, il montre que les foraminifères sont les formes les plus fréquentes dans de tels sédiments.

- Le deuxième point mis en évidence, confirmé du reste par les nombreuses recherches effectuées depuis 1953 sur les modalités du métamorphisme, est que les recristallisations ne s'accompagnent pas forcément de déformations destructives des structures organiques. En outre, il existe dans toute série métamorphique, des volumes plus ou moins préservés, en raison d'une composition particulière ou bien de conditions locales de température, pression, tension de vapeur plus favorables.

La recherche de vestiges fossiles dans les terrains métamorphiques peut donc être entreprise à condition d'être patient et de disposer d'un très grand nombre de lames minces, surtout si, comme en Tarentaise, l'on se trouve dans les zones hautes du métamorphisme. En tout état de cause, il semble même que les foraminifères doivent être parmi les formes les plus intéressantes à rechercher. De nombreuses découvertes récentes ont, du reste, confirmé ce point de vue.

Ainsi, F. ELLENBERGER (1958) a pu découvrir de nombreux gisements de foraminifères dans les marbres chloriteux de la Vanoise. Selon cet auteur, le milieu le plus favorable à une telle recherche est celui de croûtes ferrugineuses ou phosphatées à faciès de hard ground (voir aussi à ce propos et pour des terrains différents J. LE GUERNIC, 1966). Malheureusement ce type de concrétion est inexistant en Tarentaise. Plus intéressant dans ce cas, est le phénomène de disjonction en mosaïque qui accompagne fréquemment la marmorisation des calcaires. Ce phénomène, bien décrit par F. ELLENBERGER, se rencontre fréquemment en Tarentaise, dans les séries du flysch qui sont très carbonatées. F. ELLENBERGER a montré que des fantômes de foraminifères pouvaient rester visibles, en clair sur le fond plus gris du pigment ferreux et carboné, regroupé en îlots, lors du métamorphisme. Malheureusement la finesse des détails a pu souffrir quelque peu lors de la recristallisation, ce qui interdit trop souvent une détermination précise. L'aspect général du foraminifère reste, néanmoins bien reconnaissable, mais la détermination spécifique peut être impossible.

Un autre cas de conservation, assez général, connu depuis longtemps, est celui des fossiles épigénéisés en pyrite. De nombreux auteurs ont décrit par le passé, en Suisse particulièrement, des organismes ou fragments d'organismes constitués de minéraux opaques, ayant bien résisté au métamorphisme. Récemment, entre autres, A. K. HIGGINS (1964) a décrit des fragments d'échinodermes et des débris de foraminifères ou d'algues dans les Bündnerschiefer au Sud Ouest d'Airolo, dans la région au Sud du col du Saint-Gottard. Ces vestiges, pyritisés, ont été découverts dans des schistes à grenats staurotite et disthène. M. BURRI (1967) mentionne à son tour des radiolaires pyritisés dans les Bündnerschiefer de la région de Visp. Cet auteur signale, dans la même note une trace éventuelle de Praeglobotruncana pyritisée dans un lit quartzeux.

#### - Résultats de mes propres recherches

Devant les difficultés matérielles que présente la sélection et l'examen sur de multiples plaques minces d'un très grand nombre d'échantillons, j'ai dû limiter quelque peu mon champ d'investigation. Les calcaires et microbrèches de la formation basale du flysch ont ainsi été examinés beaucoup plus en détail que le flysch proprement dit.

Au cours de cette recherche, de nombreux vestiges ou organismes entiers ont été découverts dans chacun des deux types de conservation indiqués ci-dessus (pyritisation, ou fantômes clairs sur fond pigmenté).

#### + Vestiges divers d'organismes à test carbonaté

Les restes les plus fréquents sont les plaques d'échinodermes conservées par pyritisation. Ils sont présents en quantité souvent appréciable dans des faciès microbréchiens, tant dans l'ensemble antéflysch que dans la formation basale du flysch.

Les entroques existent également dans certains niveaux (Lias, faciès microbréchiens de l'ensemble antéflysch). Ces formes particulièrement résistantes sont en général conservées telles quelles ou simplement recristallisées.

Certaines plaques m'ont fourni des fantômes d'organismes présentant de nombreuses sections de tubes cylindriques (calcaires du mont Ouille). Il s'agit probablement de vestiges d'algues calcaires, à vrai dire indéterminables.

Famille des Miliolidés : j'ai rencontré, à plusieurs reprises, des Miliolidés (Quinqueloculines entre autres) parfaitement conservés et bien reconnaissables. Malheureusement, ils sont toujours inclus dans les éléments d'une microbrèche, formés d'un calcaire oolithique à structure parfaitement conservée, dont je ne connais pas l'équivalent à l'heure actuelle en affleurements dans la région étudiée, mais dont le microfaciès est très proche de celui du Dogger à Mytilus subbriançonnais ou briançonnais. Rappelons que P. E. FRICKER a signalé une Miliole pyritisée dans les calcaires de l'Aroley.

Famille des Globigérinidés : groupe des Globigérines : je n'ai jamais rencontré de forme sûre appartenant à ce groupe. Deux lames taillées sur des échantillons de la série basale m'ont, toutefois, montré des fantômes d'organismes à loges circulaires, dont le test n'est malheureusement plus souligné que par une trame diffuse d'impuretés, mais dont l'aspect évoque assez bien une Globigérine (faciès calcaires du mont Ouille).

groupe des Rosalines : à plusieurs reprises dans des lames taillées dans des échantillons de la formation basale du "Flysch", j'ai découvert des fantômes ou des silhouettes pyritisées évoquant nettement des Globotruncana. Dans la plupart des cas l'incertitude était telle que ces formes ne furent pas prises en considération.

#### - Coupe du ravin de la Chail

La première forme relativement sûre fut découverte dans un échantillon appartenant à l'ensemble antéflysch (P. ANTOINE, 1965 - Coupe du ravin de la Chail déjà citée), à une trentaine de mètres, sous la formation détritique de base du "Flysch". Le faciès de la roche est ici une microbrèche calcaire à très nombreux éléments dolomitiques. La taille des éléments varie de 0,5 à 1 mm. Ceux-ci sont anguleux, émoussés. Le ciment est calcaire, légèrement gréseux. La calcite est granoblastique et ne présente aucune déformation. On peut cependant remarquer quelques "pressure shadow" au voisinage des corps figurés.

Une des caractéristiques de la lame est, d'une part sa richesse en pyrite (sous forme de grains et d'amas et sous forme de pigment diffus), en éléments bioclastiques d'autre part. On peut, en effet, observer de très nombreuses entités elliptiques ou circulaires assez bien conservées, et de nombreux fragments de plaques d'échinodermes dont le fin treillis est parfaitement conservé par pyritisation.

Cette lame contient deux foraminifères. Une première forme circulaire, pyritisée, serait à rapprocher de certains radiolaires (Flustrelle ?).

L'autre forme a été déterminée par M. PORTAULT du laboratoire de Géologie de Lyon, comme Globotruncana lapparenti coronata Bolli. Il s'agit d'un individu nettement bicaréné à section rectangulaire dont le diamètre est de 0,76 mm et la hauteur 0,22 mm. Le test est entièrement épigénéisé en pyrite, et le foraminifère se détache en noir sur le fond clair de calcite du ciment. La finesse des détails paraît exclure le remaniement. L'âge de la formation correspondante irait donc du Turonien au Santonien inclus.

Je dois à la vérité de signaler que les avis des diverses personnes ayant examiné cette lame sont assez partagés. Aussi, devant le peu d'enthousiasme des spécialistes à se prononcer sur des échantillons de ce type (voir à ce propos M. BURRI, 1967 pour une Praeglobotruncana conservée dans les mêmes conditions et également discutée), la question serait restée en suspens si une autre découverte n'était venue appuyer la première.

#### - Les calcschistes tachetés du Fort du Truc

Le Fort du Truc, aujourd'hui désaffecté, est un ancien ouvrage fortifié qui domine Bourg-Saint-Maurice à la cote 1500 environ, entre les vallées du Charbonnet et de l'Arbonne. Il s'appuie sur des calcaires marmoréens massifs, attribués jadis au Lias, mais qui appartiennent en fait à la formation basale du "Flysch". Ils représentent les vestiges du flanc normal du pli du Versoyen (voir plus loin étude structurale). A l'extrémité nord du grand fossé qui isole l'arrière du fort de la montagne, une petite dépression (ancienne carrière ?) montre que les calcaires marmoréens gris de l'ouvrage repose sur une passée de calcschistes plaquetés, légèrement phylliteux, présentant des mouchetures plus sombres de taille millimétrique, donnant un aspect ocellé bien caractéristique à la roche. Les terrains situés au-dessous de ce niveau particulier sont mal visibles, car la pente est très herbeuse et plus ou moins empâtée de moraines. Néanmoins une recherche attentive y révèle, en plusieurs points, la présence de conglomérats polygéniques typiques de la formation basale du flysch. Il ne fait pas de doute que les calcschistes tachetés appartiennent à ce dernier niveau. Je connais par ailleurs, et notamment dans le vallon de Liconi, un faciès similaire au sein de la même formation. Enfin R. BARBIER m'a signalé avoir remarqué un tel type de roche dans les niveaux, déjà très recristallisés, des marbres en plaquettes du Crétacé supérieur de la nappe du Pas du Roc.

Une lame mince taillée dans un échantillon de ces schistes tachetés m'a fourni un exemplaire de Globotruncana, dans des conditions de conservation toutes différentes de la première. Sous le microscope, on observe un fond de calcite granoblastique légèrement orientée. La phase détritique est représentée par une poussière de quartz peu abondante (taille des grains de 50 à 100 $\mu$ ). On remarque également un peu de séricite. Selon les lits, la roche renferme un pigment diffus (ferreux et graphiteux ?) présentant une teinte générale grisâtre et un aspect très finement granuleux. Ce pigment est regroupé en petits filots indépendants, de la forme des cristaux de calcite. Ainsi un cristal de calcite peut recouper un tel filot pigmentaire, une partie restant limpide, l'autre étant surchargée de pigments. Il s'agit là, sans aucun doute, d'un phénomène assimilable à la disjonction en mosaïque, contemporain de la marmorisation, tel que l'a décrit F. ELLENBERGER en Vanoise.

Un de ces amas pigmentaire a permis la conservation d'un fantôme net de Rosaline. Le test, assez bien conservé, est constitué de calcite limpide se détachant sur le fond pigmenté gris qui envahit l'extérieur du foraminifère, ainsi que les loges. Le diamètre de cette Rosaline est de l'ordre de 0,48 mm, la hauteur étant de 0,19 mm. A première vue, il est difficile de préciser s'il s'agit d'une forme unie ou bi carénée. Un examen attentif, notamment en lumière polarisée, montre qu'il s'agit vraisemblablement d'une forme bi carénée. Dans ces conditions il est probable que cette Rosaline soit proche de l'espèce Globotruncana lapparenti. Elle indiquerait donc un âge allant du Turonien au Campanien.

e5) Conclusions générales

Les indications précédentes sont encore trop fragmentaires pour permettre l'établissement d'une chronologie très précise. Les données micro-paléontologiques nouvelles permettent cependant de réserver la fourchette des incertitudes.

La formation basale du "Flysch" représente, à mon avis, une bonne partie du Sénonien, probablement jusqu'au Campanien inclus. La base appartient peut-être encore au Turonien supérieur.

Dans ces conditions les couches des Marmontains et de Saint-Christophe peuvent représenter le Maestrichtien seul, ou bien le Maestrichtien et le Paléocène. L'absence totale de nummulites me fait, pour l'instant, exclure l'Eocène.

L'ensemble antéflysch avec ses ophiolites représenterait alors le Néocomien et le Crétacé moyen. Nous retrouverions par là un âge normal pour le cycle ophiolitique alpin.

Dans cette hypothèse, les fragments d'Orbitolines découverts aux Pyramides Calcaires par P. ELTER, dans le faciès de transgression de la base de l'ensemble antéflysch, auraient moins de chances d'être remaniés que ceux découverts, par endroits, dans la formation basale du "Flysch".

## CHAPITRE DEUXIEME - L'UNITE DU PETIT-SAINTE-BERNARD

### I. - GENERALITES

L'unité du Petit-Saint-Bernard, au sens actuel du terme (voir plus haut historique général), correspond à un court feston tectonique, qui prend naissance en France, au niveau de Bourg-Saint-Maurice, au débouché de la vallée du Charbonnet, et qui se termine brusquement en Italie, dans la vallée de la Doire de Verney, à la Tête du Chargeur. Cette unité atteint son développement maximum, sur une transversale passant par le col du Petit-Saint-Bernard. Les principaux sommets en sont : la pointe du lac Sans Fond, le Roc de Belleface, le mont Fourcla (ou sommet des Rousses), la pointe de Lancebranlette, le mont Laytire. Il est remarquable de constater que, géométriquement, le développement de la zone du Petit-Saint-Bernard est parfaitement homologue de celui de l'anticlinal du Versoyen qui le précède actuellement cartographiquement.

Considérée pendant de longues années comme une klippe de schistes lustrés piémontais, pincée secondairement au front de la zone houillère, la tendance actuelle, à la suite de G. et P. ELTER (1957), est de rattacher cette zone à un domaine plus externe, subbriançonnais ou valaisan. Nous discuterons plus loin cette possibilité.

Lithologiquement, l'unité du Petit-Saint-Bernard est caractérisée par la prédominance de calcschistes et de schistes sombres, à faciès "schistes lustrés". Un important niveau de décollement existe à la base, dans le Trias supérieur, et le contact anormal est souligné sporadiquement par de rares affleurements de cargneules (région de la Pointe Rousse ; G. et P. ELTER, 1957 ou versant sud de la Pointe du Clapey). Les termes de la série, compris entre le Trias supérieur et les calcschistes, n'ont été conservés qu'en quelques points du territoire italien :

- au sommet de la montagne de Laytire,
- dans les écaïlles de la Tête du Chargeur,
- très sporadiquement à la marge interne de l'unité, sous le contact anormal de la zone briançonnaise, entre le col du Petit-Saint-Bernard et la Tête du Chargeur.

Ces localités présentent en commun des difficultés d'interprétation des coupes, du fait de la tectonique qui les a morcelées, doublée de mouvements superficiels considérables (glissements de terrains) dans le cas de Laytire notamment. Les coupes que je vais donner ci-après sont, de ce fait, qualitatives plutôt que quantitatives. Pour cette raison, j'adopterai, pour l'exposé, un plan différent de celui suivi lors de la description du substratum des unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen. Après avoir décrit plusieurs coupes fragmentaires, je proposerai une coupe synthétique, qui sera utilisée lors de la discussion paléogéographique. Pour conserver le "fil directeur" utilisé sur le terrain, je distinguerai, toutefois, deux grands ensembles lithologiques :

- la série basale renfermant surtout des dolomies et des calcaires, d'épaisseur réduite ;
- la série des calcschistes d'épaisseur beaucoup plus considérable.

### II. ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE BASALE

La coupe de référence classique, depuis les travaux de G. et P. ELTER, est celle du Grand Bérié. Cette éminence se présente comme une tour calcaire, curieusement fichée sur le flanc sud de Laytire et culminant à 2464 m. Cette disposition, très anormale, laisse à penser que le Grand Bérié n'est pas en place. En fait un examen attentif du secteur,

tant sur le terrain qu'en photographies aériennes, montre que la totalité du versant sud de Laytire est affectée de deux gigantesques glissements, emboîtés l'un dans l'autre. (voir fig. 5). Le Grand Bérié correspond, très exactement, à un fragment du sommet même de Laytire parti "en luge" dans le versant et constituant, de ce fait, un énorme paquet glissé. La coupe complète des deux ensembles lithologiques montre une analogie frappante de structure. Au Grand Bérié comme à Laytire, nous trouvons en effet des dolomies jaunes probablement nororhétiques, tant à la base qu'au sommet. La série liasique calcaire est donc là, plissée synclinalement. Dans ces conditions je préfère prendre comme coupe de base, celle de la partie restée en place, à savoir la coupe de Laytire.

## 1 - La coupe de Laytire

### a) Description de la coupe

.....

Cette coupe est prise le long de l'arête sommitale nord du mont de Laytire (feuille La Thuile au 1/25 000 de la carte d'Italie, à 5 mm au Nord du 2 du point coté 2727). Nous observons de bas en haut :

- 1 - Les schistes noirs bleutés de la série du Versoyen (ensemble antéflysch).
- 2 - En partie cachées par des éboulis 3 à 4 m de dolomies jaunes plus ou moins cargneulisées, et de cargneules.
- 3 - 2,50 m de dolomies crème, massives, mais assez feuilletées tectoniquement.
- 4 - Un niveau irrégulier épais de 0,30 m en moyenne, d'une dolomie à patine crème nettement ravinée par la couche supérieure.
- 5 - Un banc plus épais (de 0,80 à 1 m) d'aspect gréseux et phylliteux renfermant de petites mouchetures brunes ou ocre. Sous le microscope la roche présente une structure cataclastique avec une assez grande abondance d'albite de néoformation. La calcite et les phyllites (mica blanc et chlorite) forment le fond de la roche. Une phase probablement détritique primairement est représentée par du quartz et des amas ankéritiques (anciens granules de dolomie riches en fer ?).
- 6 - Au-dessus vient un ensemble peu épais, observable sur 2 à 3 m, formé de niveaux bien réglés, alternants de schistes noirs très indurés et d'un calcaire cristallin gris bleu à débris de coquilles très recristallisés. L'examen microscopique révèle un fond calciteux granoblastique banal. L'examen direct de la plaque mince, à l'œil nu ou à la loupe révèle, par contre, une très grande quantité de vestiges de petits lamel-libranches (en fait une véritable lumachelle) dont l'aspect n'est pas sans rappeler de très près celui des classiques lumachelles à Ayicula contorta du Rhétien.
- 7 - Ensuite, sur 20 m environ, vient un calcaire marmoréen, gris bleu, à nombreuses bandes siliceuses, épaisses de 3 à 10 cm. Ces zones siliceuses, très particulières, sont le plus souvent parallèles entre elles mais elles peuvent aussi parfois s'anastomoser plus ou moins, dessinant une sorte de réticulum (le cas est toutefois assez rare - Base du Grand Bérié par exemple). Cette silice présente un grain très fin et une teinte ivoirine. La dureté de ces niveaux est très grande et ils sont mis en fort relief sur les affleurements. L'aspect d'ensemble est bien différent de celui des zones siliceuses décrites dans la série basale du "Flysch".
- 8 - Le contact avec le niveau précédent n'est pas exactement visible, en raison d'une petite faille verticale orientée N. 110°. Le niveau 8 est un calcaire gréseux (environ 15 % de quartz) à tendance calcschisteuse (alternance de niveaux calcaires et de niveaux plus schisteux); on peut l'observer sur une dizaine de mètres d'épaisseur environ. Cet ensemble est affecté de microplis.
- 9 - Au-dessus, on retrouve la formation de calcaires à zones siliceuses (niveau 7) qui s'étend presque jusqu'au sommet 2727. Elle y est surmontée par des schistes bruns ou noirs, d'aspect satiné, puis par des dolomies triasiques.



b) Interprétation  
.....

Bien que les fossiles soient assez rares ou bien mal conservés, cette coupe peut s'interpréter sans grosses erreurs de la façon suivante :

Niveaux 2, 3 et 4 : vestiges d'une série triasique clivée à sa partie supérieure, représentée ici essentiellement par des dolomies très jaunes, probablement noriennes.

Niveaux 5 et 6 : ils représentent, selon toute probabilité le Rhétien.

Niveau 7 : le niveau 7 (calcaire à zones siliceuses) représenterait dans ces conditions, le Lias inférieur (Hettangien ou Sinémurien ?).

Niveau 8 : plus difficile à attribuer, il peut représenter le sommet du Lias inférieur ou bien le Lias moyen.

2 - Quelques coupes complémentaires

a) Passage des calcaires à zones siliceuses aux calcschistes  
.....

La coupe précédente ne nous montre pas très clairement le contact entre les niveaux 7 et 8. Ce dernier peut, par contre, s'observer très commodément, un peu au Nord Est du Grand Bérié, à l'altitude 2550 m environ, sur un gradin intermédiaire dû au glissement supérieur de Laytire.

Sur cet affleurement le contact apparaît nettement stratigraphique entre les deux niveaux, lithologiquement assez différents.

Une lame taillée dans l'ultime niveau des calcaires à zones siliceuses, montre une profusion de vestiges organiques : fragments de lamellibranches, plaques d'échinodermes, entroques, voire foraminifères agglutinants. Il est intéressant de remarquer que ces vestiges se trouvent remaniés au sein de nodules (aspect pseudobréchique) emballés dans un ciment formé de très fines paillettes de séricite, maculé d'opacités. Le quartz clastique est peu abondant.

Immédiatement au-dessus du contact, le faciès change. Nous avons à faire à un calcschiste grésophylliteux, homogène, dépourvu de tout vestige organique. Il s'agit de la base de la série schisteuse. Le microscope ne révèle que de la calcite, des phyllites plus ou moins regroupées en lits, et du quartz (15 à 20 % du volume). Ce dernier se présente sous forme de grains anguleux, parfois légèrement corrodés.

Il ne fait pas de doute à l'examen des lames que la différence de faciès pétrographique correspond à un changement dans des conditions de sédimentation, souligné par le mince niveau de remaniement.

b) Coupes du Rhétien  
.....

Les niveaux 5 et 6 de la coupe de Laytire sont attribuables, nous l'avons vu, au Rhétien par leur faciès et leur position. Ils ne sont cependant pas très typiques. Il est malgré tout possible de trouver dans le voisinage des fragments de coupes plus caractéristiques :

b1) Tête du Chargeur  
.....

Le versant nord de la Tête du Chargeur a fait l'objet de quelques travaux de reconnaissance par galeries, en vue de l'établissement d'un barrage de retenue dans la gorge de la Doire de Verney. Bien que ces galeries soient closes, leur entrée montre les terrains qui sans cela étaient cachés sous du glaciaire. L'une d'entre elles (galerie n° 1, fig. 42) montre la coupe suivante de bas en haut :

- Calcaire spathique noir à mouchetures de dolomie blanche, en bancs de 0,10 à 0,30 m. Les interlits sont constitués de minces niveaux de calcschistes gris, mats, très tendres, faisant légèrement effervescence.

Le dernier interlit schisteux est épais de 0,20 m environ. Epaisseur totale visible : 1 mètre.

- 0,80 m de dolomie grise à patine très jaune.

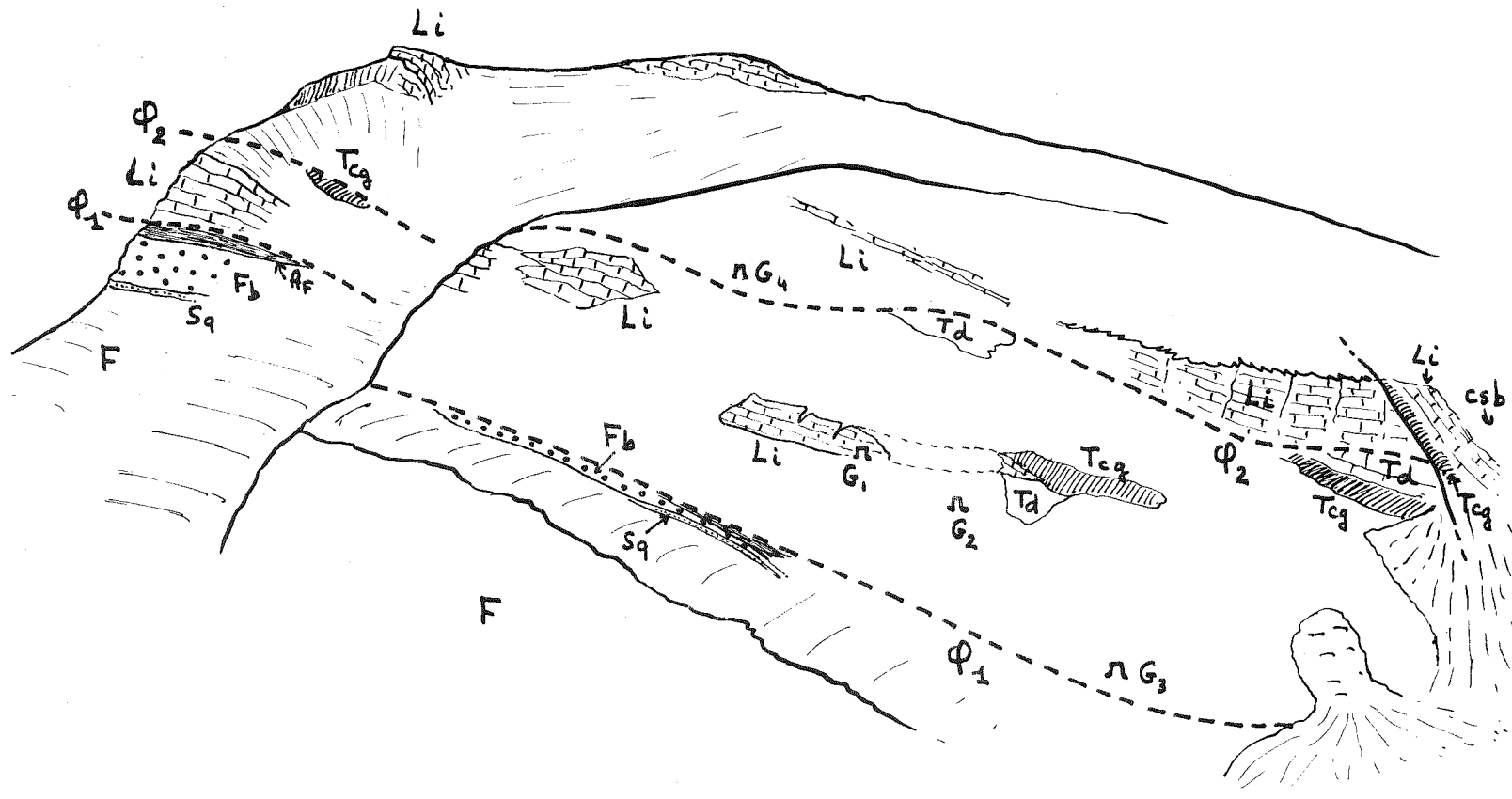


Fig. 42 Panorama schématique du versant Nord de la Tête du Chargeur  
(d'après un croquis de terrain)

- Li : Lias calcaire (unité du Petit Saint Bernard) - c.s.b : calaschistes (id.)  
 F "Flysch"  
 Sq Schistes à quartzites } Unité du Roignais Versoyen  
 Fb Formation basale  
 AF Ensemble anté-flysch  
 ∩ G : entrées de galeries  
 Td : Trias moyen  
 Tcg : Caraqueules

- Calcaire spathique très dur, noir, présentant des sections d'organismes calcifiés (ammonites ?). Epaisseur : 0,30 m. Ce banc se feuillette progressivement vers le sommet (granoclassement positif).
- Un passage de schistes noirs, épais de 0,05 m.
- Un banc de calcaire cristallin noir analogue au précédent. Epaisseur : 0,20 m.
- Sur 1,50 m, alternance de calcaire finement cristallin gris foncé en cassure, à patine brunâtre flammée de jaune et de schistes très noirs, mats.
- Vient alors la base du calcaire gris à zones siliceuses.

J'ai trouvé dans un des niveaux calcaires plaquetés quelques sections assez bien reconnaissables d'Avicula contorta. Ceci confirme donc l'appartenance au Rhétien de cet ensemble.

#### b2) Col du Petit-Saint-Bernard

Une coupe très analogue existe au col du Petit-Saint-Bernard, en Italie, à proximité de la maison cantonnière du col. Elle a été décrite par G. et P. ELTER (1965). La série est ici renversée et la base du Rhétien est en relation directe avec les gypses et cargneules du front Briançonnais. Remarquons aussi que le calcaire à zones siliceuses y est pratiquement inexistant pour des raisons probablement tectoniques.

#### 3 - A propos de la série triasique de l'unité du Petit-Saint-Bernard

Les quelques coupes qui viennent d'être décrites donnent l'impression d'un très net clivage de la série du Petit-Saint-Bernard au niveau du Trias supérieur, les dolomies terminales (noriennes ?) restant seules adhérentes au Rhétien. L'examen attentif des environs de Laytère conduit à nuancer cette opinion.

Une première coupe effectuée vers la cote 2650 m à la base du ressaut terminal de Laytère, sur le versant sud, montre en effet, de haut en bas :

- 1 - La série des calcschistes.
- 2 - Une lacune de visibilité (éboulis) recouvrant un contact anormal visible un peu plus haut.
- 3 - Quelques mètres de dolomies jaunes, très feuilletées.
- 4 - Un niveau schisteux brun rouge ou noir violacé.
- 5 - Quelques mètres de dolomies grises.
- 6 - Calcaires sombres à réseaux dolomités à patine brune, et dolomies capucin appartenant à la masse principale du sommet de Laytère.

L'observation est assez mal commode en raison du "foirage" du versant et de l'abondance des débris rocheux.

Une deuxième petite coupe effectuée un peu plus haut, à proximité du sommet de Laytère (vers la cote 2700 m au Sud Est du sommet) montre la disposition suivante d'Est en Ouest :

- 1 - La série des calcschistes.
- 2 - Une dolomie jaune, très écrasée jalonnant un contact anormal (épaisseur 1,50 m).
- 3 - Quelques mètres de schistes et calcschistes dont certains portent des traces évoquant des vermiculures.
- 4 - La série dolomitique du sommet de Laytère.

Au vu de ces coupes, il semble possible que le sommet de Laytère renferme des niveaux du Trias autre que supérieur (Trias moyen peut-être ?). Nous rappellerons, à ce propos, que G. et P. ELTER ont fait mention également de niveaux de quartzites laminés que je n'ai pas retrouvés, dans le dédale assez chaotique des affleurements sommitaux de Laytère.

Ainsi donc, si le décollement basal de la série au niveau du Trias n'est pas niable, il est fort possible que l'amplitude de ce décollement ne soit pas très considérable pour que des copeaux de la série inférieure au Trias supérieur puisse exister en quantité assez importante.

### III. - ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE SUPERIEURE

Si l'ensemble basal de la série du Petit-Saint-Bernard présente des caractères lithologiques et stratigraphiques bien tranchés, il n'en va pas de même pour l'épaisse formation de schistes et calcschistes qui lui fait suite.

Attribuée durant de longues années aux schistes lustrés "piémontais", elle en possède la plupart des caractères qui rendent son étude si difficile : monotonie des faciès, absence de faune, tectonique souvent plus complexe en réalité qu'en apparence, métamorphisme léger...

Par ailleurs tous les termes lithologiques n'apparaissent pas sur une même transversale. Il est donc nécessaire pour synthétiser, de disposer de coupes nombreuses et d'une cartographie aussi bonne que le permettent les pentes gazonnées couvertes de glaciaire, ou les falaises abruptes qui se partagent les affleurements.

Pour donner une idée aussi fidèle que possible de la succession des terrains et des problèmes qui se posent encore, je partirai d'une coupe "moyenne" choisie, à peu de chose près, au maximum de développement dans l'espace des affleurements actuels de la zone. Des comparaisons avec les coupes déjà établies, ou bien avec des coupes complémentaires, apporteront quelques précisions.

#### 1 - Coupe générale de l'unité passant par le Roc de Belleface

Cette coupe est choisie à peu près perpendiculairement aux structures (fig. 43).

##### a) Description sommaire de la coupe

Dans le vallon de Beaupré, au-dessus des roches vertes compactes de l'ensemble antéflysch, viennent des schistes noirs et le conglomérat du type Collet des Rousses (voir ci-dessus B, I, 3 b5). Au-dessus débute en général une première bande de calcaire cristallin et de calcschistes plus ou moins gréseux dont l'aspect rappelle un peu les couches de Saint-Christophe. Cette série calcaire forme toutes les falaises qui limitent, à l'Est le vallon de Beaupré, entre le col de Forcles et le Collet des Rousses.

Puis vient un niveau de schistes noirs, très tendres qui occupe l'ensellement entre la pointe du lac Sans Fond et le Roc de Belleface.

Ce dernier sommet marque la réapparition d'une série de calcaires cristallins bien lités, et de calcschistes, très analogue à celle du vallon de Beaupré. La falaise sommitale ouest du Roc de Belleface montre de très jolis replis aigus, soulignant une structure anticlinale très étirée.

Les calcaires du Roc de Belleface s'étendent pratiquement jusqu'au ruisseau de la Commune. Vient alors un second niveau de schistes noirs, tendres qui affleure dans le ravin même de la Commune. Ces schistes noirs sont surmontés à nouveau par des calcschistes et des calcaires compacts, à patine gris rosé, qui s'étendent jusqu'au chevauchement de la zone houillère briançonnaise.

Les diverses données structurales réunies sur la région (emplacement des plis, mesures de pendage, polarité des ensembles) conduisent à dessiner la coupe comme sur la figure 43. Les ensembles schisteux noirs occupent ainsi le cœur de gouttières synclinales comme l'avait déjà supposé H. SCHOELLER ; ils représentent donc le terme le plus élevé de la série.

La coupe de la figure 43 conduit à attribuer une épaisseur de 200 à 250 m pour les schistes noirs, de 800 à 1000 m pour les calcschistes, soit un rapport de 1 à 4.

##### b) Comparaison de cette coupe avec les secteurs voisins

###### b1) Comparaison avec la coupe de Laytire

Vers le Nord Est les calcschistes du Roc de Belleface se poursuivent par le sommet de Lancebranlette puis constituent, en Italie les mamelons situés au Nord Ouest du lac Verney. De là, par les Chalets de Balme et de l'Alpe de Verney ils atteignent le flanc sud est de Laytire. Ils ne montent pas tout à fait jusqu'à ce dernier sommet.

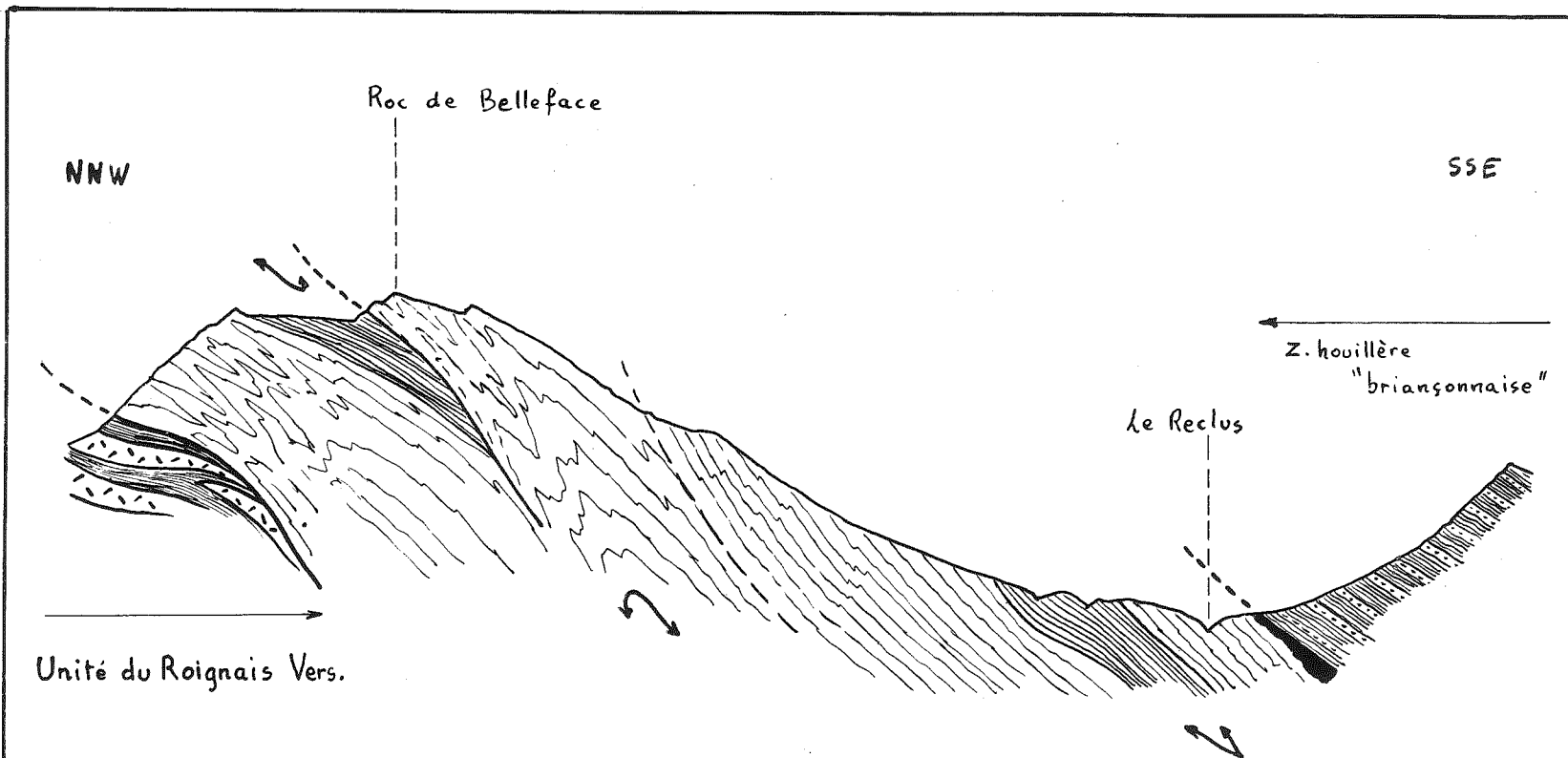







Fig n° 43 Coupe de l'Unité du Petit S<sup>t</sup> Bernard au niveau du Roc de Belleface (Tarentaise)

- |   |                |                           |   |                          |  |
|---|----------------|---------------------------|---|--------------------------|--|
|  | Schistes noirs | } U. du Roignais Versoyen |  | Schistes noirs Lias sup? | } - U. du Petit S <sup>t</sup> Bernard |
|  | Ophiolites     |                           |  | Caleschistes Lias moyen  |  |
|   |                |                           |  | Carbonifère              | Zone "briangonnaise"                   |

0 ————— 1 Km

La coupe de Laytire nous a montré, que le niveau immédiatement inférieur à ces calcschistes est le calcaire à zones siliceuses du Lias inférieur. Nous rappellerons, à ce propos, que les découvertes célèbres de bélemnites effectuées par FRANCHI à l'Alpe de Verney le furent au sein des calcschistes en question.

Nous remarquons aussi que les niveaux de schistes noirs tendres de la coupe du Roc de Belleface, ne se prolongent pas très loin en Italie (pour autant que les importants recouvrements de glaciaire permettent de s'en rendre compte). Ils ne semblent pas, en tout état de cause, dépasser de beaucoup le col du Petit-Saint-Bernard.

J'ai toutefois indiqué précédemment qu'en Italie, entre le col du Petit-Saint-Bernard et la Tête du Chargeur affleuraient sporadiquement certains termes inférieurs de la série en position renversée. Il s'agit, à n'en pas douter, du flanc inverse de la structure synclinale la plus interne de notre figure 43.

- "Le conglomérat de base" : H. SCHOELLER dans sa description de la série du Petit-Saint-Bernard fait débiter celle-ci par le conglomérat à galets calcaires qui s'observe dans le vallon de Beaupré, au-dessus des roches vertes.

J'ai indiqué plus haut pour quelles raisons ce conglomérat, dit du Collet des Rousses, devait être rattaché à l'unité du Roignais-Versoyen et non pas à l'unité du Petit-Saint-Bernard, bien que paléogéographiquement il en soit sans doute assez proche.

#### b2) Comparaison avec la coupe de la montagne du Combottier

La montagne du Combottier est l'épaulement par lequel vient se terminer, vers le Sud Ouest le chafron de la Pointe du Clapey, au-dessus de Seez (Savoie).

Le sommet et le versant sud de cette éminence sont entièrement constitués par des terrains appartenant à la zone du Petit-Saint-Bernard. Du fait des nombreux placages glaciaires et de la couverture forestière, l'établissement précis de la succession des terrains est impossible. L'examen du versant montre, en gros, deux ensembles lithologiques.

- Tout d'abord une série à dominante calcaire (calcschistes et calcaires marmoréens gris bleuté) qui affleure approximativement entre le sommet de la butte et Plan Méret.
- Au-dessus, une série schisteuse, fissile, tendre, qui occupe toutes les basses pentes jusqu'au torrent du Reclus. Il s'agit des schistes à patine gris jaunâtre qui affleurent au bord de la route de Bourg-Saint-Maurice à Sééz, entre les ponts du Versoyen et du Reclus. Les faciès de ces deux ensembles sont assez différents de ceux rencontrés jusqu'alors dans la zone du Petit-Saint-Bernard. On rencontre en particulier une bande de calcaire compact, cristallin, gris bleuté en cassure, à patine grise, présentant parfois quelques zones ou passées plus gréseuses roussâtres. Ce calcaire se suit assez bien entre le Plan du Mont et le versant sud du col de Forcles (entre les cotes 2400 et 2500 m). Ce faciès particulier paraît venir s'intercaler dans la série des calcschistes du col de Forcles et de la pointe du lac Sans Fond.

Cette difficulté relative de corrélation avec la coupe du Roc de Belleface est aggravée par un énorme glissement du versant sud de la Pointe du Clapey, entre Saint Germain et Prariond, qui constitue un hiatus d'observation très gênant.

Si par le haut du versant il est possible de constater, en suivant pas à pas les affleurements, que les calcaires du Plan du Mont se relie à la zone du Petit-Saint-Bernard, il n'en va pas de même pour la série schisteuse.

Le faciès de schistes fissiles à patine gris jaunâtre n'existe pas, en effet, en d'autres points de l'unité du Petit-Saint-Bernard. Sous le microscope même, on relève quelques différences notables : teneur très faible en quartz détritique, et surtout présence en quantité relativement importante de beaux cristaux d'albite, automorphes ou subautomorphes, en général bien maclés.

L'appartenance de ces schistes à la série du Petit-Saint-Bernard est assez problématique. On peut envisager qu'ils appartiennent à une unité différente, dont malheureusement ils seraient le seul terme lithologique représenté. Cette façon de voir implique l'existence d'un contact anormal à la base de ces schistes. Or, un tel contact existe, et il est facilement observable à la Bourgeaz près de Bourg-Saint-Maurice. Là, au bord de la route des Chapieux, au lieu-dit la Cristallerie, on voit les schistes en question reposer sur des terrains appartenant à l'unité du Roignais-Versoyen par l'intermédiaire de gypses et de cargneules. De même, tant à l'Ouest qu'à l'Est de la montagne du Plan du Mont, au voisinage même de la limite basale des calcschistes, existent d'abondants dépôts de tufs (tufs des Bochères et de Saint Germain) qui pourraient indiquer la présence de gypses et cargneules triasiques sous les formations glaciaires. Ceci expliquerait également la présence d'entonnoirs de dissolution très nets vers la cote 1750, à l'Ouest de la montagne du Plan du Mont, précisément sur le tracé supposé de ce contact.

Malheureusement une certitude sera bien difficile à obtenir en raison de la grande complexité tectonique des environs immédiats de Bourg-Saint-Maurice et surtout de la rareté des affleurements corrects.

## 2 - Description des principaux faciès

### a) Les faciès calcaires

#### a1) Aspect macroscopique

Le front de l'unité est caractérisé, en France, par des niveaux très calcaires qui culminent au sommet des Rousses (ou mont Fourcla). Ceux-ci peuvent s'observer commodément aux alentours du lac Sans Fond.

La roche se présente sous l'aspect d'un calcaire à patine jaune beige, à surface rêche, rugueuse, en raison d'une certaine teneur en quartz détritique, mis en relief par les intempéries. La cassure, gris foncé, présente souvent une fine granulation blanche due à la présence de calcite très pure. Les phyllites qui donnent un aspect scintillant ne sont pas, cependant, en quantité suffisante pour former des lits continus permettant un clivage facile. Des accidents de calcite pure, parfaitement recristallisée de teinte blanche ne sont pas rares. Parfois ils correspondent à des vestiges organiques bien difficiles à identifier (sauf les bélemnites), parfois il s'agit de simples crevasses de tension cicatrisées de calcite. Ce dernier type d'accident mime, souvent à s'y méprendre, certaines sections longitudinales de bélemnites.

Si cette série du sommet des Rousses présente, vue de loin, un aspect stratifié, il n'en va pas de même lorsqu'on examine certains affleurements de près. On note, tout d'abord, l'absence de bancs schisteux gris ou noirs, traduisant la présence d'anciennes intercalations argileuses. La roche est uniquement carbonatée, d'où l'aspect massif et déchiqueté des sommets qui ferment, au Nord, le cirque du lac Sans Fond. On constate ensuite que la stratification originale n'est pratiquement plus visible. Les couches sont affectées de microplis extrêmement serrés, empilés les uns sur les autres, qui évoluent parfois vers le boudinage ou la succession d'amygdales calcaires. Les empilements de plis extrêmement serrés mettent en évidence une schistosité assez fruste dont le plan est le plan axial de ces plis (direction N. 70°, pendage 30° vers le S.S.E.). L'intersection de ces surfaces avec l'ancienne stratification donne une linéation très régulière dont la direction varie de Nord-Sud à Nord 15° et dont le plongement moyen est de l'ordre de 20° vers le Sud.

Au Roc de Belleface ce faciès a déjà évolué vers un pôle plus schisteux. Une coupe bien représentative est observable le long d'un petit canal d'irrigation, à la cote 2340 m, sur le flanc sud est du Roc de Belleface.

Il s'agit là d'une série moins massive que la précédente et d'aspect général mieux stratifié. Ceci est dû à l'apparition de niveaux schisteux plus marqués. Il n'y a pas, cependant, de limite tranchée entre les niveaux "carbonatés" et les niveaux schisteux. La roche est dans son ensemble un calcschiste phylliteux formé d'alternance de minces feuillets calciteux épais d'environ 1 mm et de très minces films de phyllites. Les surfaces sont assez rugueuses, la teinte est gris fer, tirant parfois sur le roux. Les niveaux plus "durs" sont caractérisés par l'augmentation de l'épaisseur des feuillets calcaires qui peuvent atteindre de 0,3 à 1 cm d'épaisseur.

Là encore, le microplissement est général, bien que moins visible que dans le cas précédent et il suffit à interdire toute étude stratonomique.

Ce faciès est très proche de celui des calcschistes de l'Alpe de Verney, dans lesquels FRANCHI a fait ses célèbres découvertes de bélemnites.

#### a2) Examen microscopique - Faciès moyen

Le faciès pétrographique de ces séries calcaires est, à quelques exceptions près, fort monotone. Les constituants principaux sont la calcite, le quartz, les phyllites. La calcite est toujours largement prédominante et peut représenter jusqu'à 90 ou 95 % du volume total. Le fond calciteux présente toujours une structure granoblastique, plus ou moins salie par diverses inclusions où prédominent sulfures et oxydes de fer. L'existence de pigments graphiteux est probable. Dans certains cas on observe le phénomène de disjonction en mosaïque de la trame pigmentaire.

Le quartz est en proportion variable (de 5 à 50 % du volume total), la teneur moyenne oscillant autour de 15 à 20 %. Les grains sont en général de petite taille (de 0,05 à 0,1 mm), anguleux le plus souvent, parfois corrodés.

Les phyllites sont, par contre, peu abondantes et représentées en général par de la séricite, quelquefois par diverses chlorites (pennine et clinocllore).

Notons au passage qu'il n'existe que très peu d'albite de néoformation. De nombreux échantillons en sont même totalement dépourvus.

Le faciès de la roche est directement induit par les proportions relatives des trois constituants principaux, et en fait surtout des deux premiers.

La roche originelle variait dans sa composition du calcaire franc au calcaire silteux, voire à des grès.

Dans la région du lac Sans Fond, il m'a été donné, en effet, de découvrir de véritables niveaux de grès feldspathiques et micacés totalement dépourvus de calcite.

#### b) Quelques faciès particuliers

##### b1) Calcschistes à chloritoïde

Un échantillon provenant de la série calcaire du Roc de Belleface (ruisseau de la Commune, cote 2090 m), à proximité des schistes noirs terminaux, montre une certaine richesse en chloritoïde. Le fond de la roche est constituée par de la calcite granoblastique. Les phyllites sont représentées par de grandes lamelles de phengite, et un peu de chlorite. Le quartz représente 20 à 25 % du volume total. Le chloritoïde, très frais, semble correspondre à une phase tardive de la cristallogénèse.

##### b2) Les albitites et roches connexes du versant sud de Lancebranlette

Sur le versant sud de Lancebranlette, à peu près vers la bifurcation du sentier menant au lac Sans Fond, affleurent sur une surface restreinte, quelques pointements d'une roche particulière. Sur l'échantillon, cette roche se montre compacte quoique grossièrement schisteuse, de teinte blanchâtre, piquetée de taches rouilles. Cet affleurement, unique en son genre dans toute l'unité du Petit-Saint-Bernard, révèle sous le microscope, divers faciès dont deux sont très singuliers.

Le premier est une véritable albitite. La roche est constituée pour au moins 95 % d'albite granoblastique, présentant en général sa macle caractéristique. Quelques grosses plages d'une chlorite verte, presque isotrope en lumière polarisée, voisine de la pennine, se détachent sur le fond albitique clair. Un fin feutrage sériciteux se développe sur les feldspaths. On remarque enfin la présence d'apatite en quantité assez notable.

Le second faciès est franchement singulier. La lame montre du quartz sous forme de petits amas de cristaux anguleux de faible taille. D'abondantes ocelles d'albite attestent la parenté avec le faciès précédent. Mais, fait curieux, on observe de très nombreuses pseudomorphoses en séricite, albite et quartz, de minéraux préexistants se présentant, soit en bâtonnets trapus isolés, soit enchevêtrés. Parmi les minéraux secondaires nous relevons de l'apatite, du rutile et d'assez nombreux grains d'ankérite, plus ou moins oxydés. Aucune relique n'a malheureusement pu être mise en évidence, la nature primaire de la roche est donc entièrement conjecturale.

Il paraît cependant raisonnable, à titre d'hypothèse, d'envisager une origine magmatique pour de tels niveaux. Le second faciès décrit, fait même penser à une ancienne structure microlitique. Mais l'isolement de l'affleurement, son peu de puissance, l'incertitude quant à sa position réelle dans la série (il paraît situé à la partie supérieure des calcschistes, c'est-à-dire à peu près au même niveau que les calcschistes à chloritoïde précédents), incitent à la prudence.

### 3 - Age de la série des calcschistes

La série des calcschistes est datée du Lias depuis la découverte par FRANCHI (1900) de bélemnites dans les affleurements de l'Alpe de Verney. Il n'existe, à l'heure actuelle, aucune raison de mettre en doute cette attribution, bien que les bélemnites en question soient spécifiquement indéterminables. J'ai pu, personnellement, découvrir de nouveaux spécimens en divers points du territoire français, mais sans davantage de précisions.

Par contre, vers la base de la série des calcschistes, sur le versant Beaupré, j'ai pu récolter une Pentacrine, très recristallisée, mais encore bien reconnaissable. L'attribution au Lias d'une partie des calcschistes paraît donc très raisonnable (j'ai également découvert, dans une lame mince, un très beau foraminifère du groupe des Textularidés ne donnant malheureusement aucune indication précise).



Cependant, ainsi que l'ont fait remarquer G. et P. ELTER (1965), le Lias est déjà présent dans la série calcaire sous-jacente (Rhétien et calcaire à zones siliceuses). Dans ces conditions on doit admettre que les calcschistes représentent, à eux seuls, le Lias moyen et supérieur. Il n'existe cependant aucun autre argument à l'appui de cette dernière hypothèse.

Nous avons signalé que la série des calcschistes est surmontée par des schistes noirs, tendres, très fissiles. Leur âge est évidemment parfaitement inconnu. Dans l'hypothèse précédente on pourrait, à la rigueur, concevoir que ces schistes représentent le Lias supérieur. On sait, en effet, depuis R. BARBIER (1948) que dans certaines unités sub-brainçonnaises vraies (digitation de la Grande Moendaz), assez proche, peut-être, de notre unité du Petit-Saint-Bernard, (je rappellerai, à ce propos, que G. et P. ELTER, 1965 n'ont pas hésité à paralléliser les deux ensembles) le Lias supérieur (Aalénien) est représenté par des schistes noirs, très tendres. Or les descriptions que donne R. BARBIER du Lias moyen de cette unité s'accordent assez bien, au métamorphisme près, avec notre ensemble de calcschistes. Ce parallélisme singulier, remarqué nous l'avons dit par les auteurs italiens, est toutefois bien insuffisant pour conclure à l'équivalence ou à la parenté des deux zones paléogéographiques correspondantes.

#### IV. - CONCLUSION

##### 1 - Essai de coupe stratigraphique synthétique des terrains constituant l'unité du Petit-Saint-Bernard

(fig. 44)

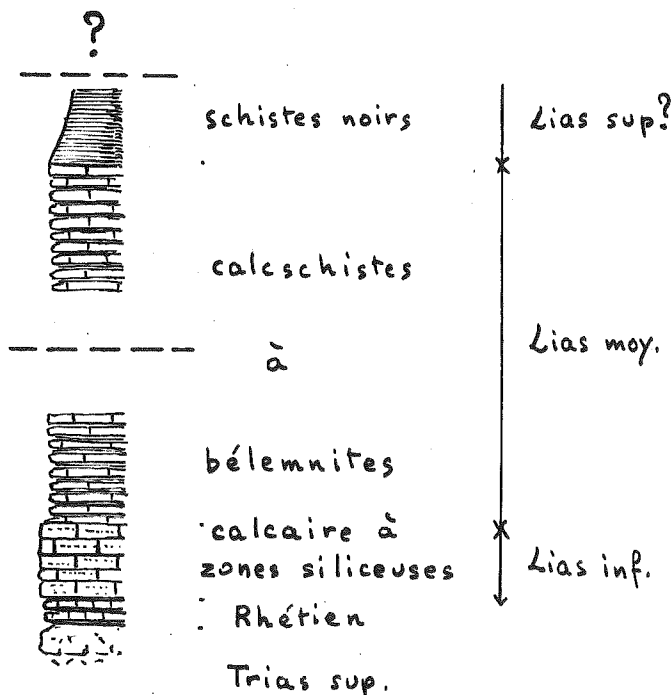


Fig. 44 : Coupe stratigraphique synthétique de l'unité du Petit Saint Bernard

En résumé la coupe générale de la série du Petit-Saint-Bernard, malgré sa puissance, ne représente qu'une période restreinte dans l'évolution de la région.

Les vestiges triasiques permettent de supposer que, antérieurement aux grands clivages tectoniques, cet étage devait être complet avec ses trois niveaux classiques du Trias alpin, mais sous une épaisseur probablement réduite et assez comparable en ce sens à celui des unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen. A l'heure actuelle, on ne trouve, adhérent au restant de la série dont il constitue, en quelque sorte, la semelle, que l'extrême sommet de cet étage, à savoir des dolomies jaunes probablement noriennes. Remarquons à ce propos, l'absence d'argilites.

Au-dessus vient un Rhétien peu épais, mais très classique d'aspect.

Les calcaires à zones siliceuses représentent le Lias inférieur (Hettangien ?).

Ensuite, la série très épaisse des calcschistes (800 à 1000 m) représente très probablement le Lias moyen.

Nous admettons enfin que les schistes noirs terminaux représentent le Lias supérieur.

## 2 - Quelques conséquences d'ordre paléogéographique

La coupe précédente appelle, d'ores et déjà, quelques remarques, qui seront développées plus en détail, lors d'un examen global de la paléogéographie de notre région.

Ces remarques se dégagent de la comparaison avec l'unité tectonique la plus voisine (et également plus externe), celle du Roignais-Versoyen.

Nous noterons, tout d'abord, une certaine similitude entre les coupes du Trias supérieur et du Lias inférieur des deux unités. Ceci est surtout vrai pour les faciès du Lias de la marge interne de l'unité du Roignais-Versoyen. Nous avons signalé en effet à la coupe du Charbonnet, dans le Trias supérieur, des dolomies jaunes bréchiques représentant très vraisemblablement un Nororhétien. Cette similitude avec les coupes de l'unité du Petit-Saint-Bernard doit être soulignée.

Il n'en va plus de même dès le Lias moyen, où l'épaisse série de calcschistes est sans équivalent dans l'unité précitée (ainsi du reste que les schistes noirs terminaux). Ceci indique que dès le Lias moyen, l'unité du Petit-Saint-Bernard connaît un changement paléogéographique correspondant à une modification du bassin marin. Ce type d'évolution n'est pas sans rappeler la "digitation de la Grande Moendaz" de R. BARBIER. L'absence des termes stratigraphiques supérieurs au Lias supérieur, ne permet pas de pousser la comparaison plus avant. Si l'on peut discuter l'âge des schistes noirs qui terminent la série, on ne peut cependant le supposer beaucoup plus récent que le Lias supérieur ; dans ces conditions on doit admettre que la série stratigraphique de l'unité du Petit-Saint-Bernard est très incomplète et cela vraisemblablement en raison d'un clivage tectonique au niveau des schistes noirs. Nous verrons, lors de la discussion paléogéographique générale, tout l'intérêt, mais aussi les problèmes que soulève cette remarque.

## CHAPITRE TROISIEME - L'UNITE DE SALINS

### I. - GENERALITES

R. BARBIER (1948) créa le terme de faisceau de Salins pour souligner une profonde différence, sur le plan structural, entre les parties externe et interne de sa "digitation de Moûtiers". Cependant des analogies stratigraphiques et lithologiques, jugées suffisamment fortes à l'époque, entre les séries de ces deux sous ensembles de la nappe des Brèches de Tarentaise retenaient l'auteur dans la voie d'une séparation plus radicale.

Ce point devra cependant être réexaminé en fonction de nouvelles connaissances acquises. à l'heure actuelle et qui portant sur un domaine beaucoup plus vaste, permettent une discussion paléogéographique et structurale plus approfondie. Ceci sera abordé au stade de la synthèse générale.

Pour l'instant la seule modification apportée le sera dans le terme lui-même, que nous transformons en "unité de Salins". L'explication viendra ultérieurement.

A cela près, l'unité de Salins marque, dans notre secteur d'étude, l'épanouissement de l'élément structural défini par R. BARBIER. Il s'agit d'une bande de terrains carbonifères pour l'essentiel, d'abord étroite et de style isoclinal au Sud de la vallée de l'Isère, entre Salins et Notre-Dame-du-Pré, puis au Nord de la vallée, entre Granier et la vallée de l'Ormente. Cette bande s'épanouit alors en passant progressivement à l'horizontale et vient former le plateau qui domine les vallées de l'Arbonne et du Nant Blanc au Nord Ouest de Bourg-Saint-Maurice. Dans ce secteur quelques vestiges de la couverture mésozoïque sont conservés ; ils forment les petits massifs du Roc de l'Enfer et des Deux Antoinnes. Les affleurements se terminent brutalement au niveau de la vallée du Charbonnet.

Ceci montre bien que le "faisceau de Salins" de R. BARBIER et la "bande occidentale de Houiller" de H. SCHOELLER appartiennent en réalité au même ensemble structural.

### II. - DESCRIPTION DE LA SERIE STRATIGRAPHIQUE (fig. 45)

#### 1 - Le Houiller

Dans la région comprise entre Lancevard et le massif des Deux Antoinnes, l'étude du Houiller est malaisée. Toute stratigraphie est bien entendu impossible en raison des clivages tectoniques, tant à la base qu'au sommet des affleurements actuels, et de l'absence de flore ou de faune. Les coupes observables dans de bonnes conditions sont pratiquement inexistantes, soit à cause des recouvrements glaciaires anciens, soit surtout en raison de multiples phénomènes de fauchage, ou de glissements des versants. Mes propres observations n'apportent aucun élément nouveau par rapport à celles de mes prédécesseurs (H. SCHOELLER, 1929 - J. FABRE, 1958), notamment quant à une éventuelle datation.

A la suite de J. FABRE, je distinguerai deux ensembles lithologiques :

#### a) Le Houiller schisto gréseux

Il s'agit du faciès le plus courant, celui qui constitue la majeure partie des affleurements. Des schistes ardoisiers d'un noir profond à micas détritiques sont interstratifiés de niveaux gréseux fins, parfois psammitiques. Les schistes sont, dans l'ensemble, prédominants. Des niveaux plus massifs de grès grossiers feldspathiques, voire parfois d'arkoses, de teinte grise ou gris bleuté en cassure fraîche, s'observent en certains points (arête du Grand Châtelet - col de Leisette).

Dans cet ensemble, on rencontre parfois de minces niveaux anthraciteux.

## b) Les conglomérats du Grand Châtelet

Le long de l'arête du Grand Châtelet, cet ensemble schisto-gréseux passe à la base (sans que l'on puisse connaître la polarité exacte de la série) à une formation conglomératique épaisse d'environ 200 m pour autant que la tectonique permette de l'estimer. Selon J. FABRE ce conglomérat évoque fortement par les associations de galets qu'il contient (divers types de quartz, quartzites, granite, roches vertes, rhyolites), l'assise de Courchevel du Stéphien moyen de la zone houillère briançonnaise.

En conclusion pour FABRE, ce carbonifère de l'unité de Salins est très proche de celui de la zone houillère voisine (zone briançonnaise).

## 2 - Le Permien

Le passage du Houiller aux formations mésozoïques qui le surmontent n'est visible que sur une seule coupe, au col de Leisette, immédiatement à l'Ouest du Roc de l'Enfer. Partout ailleurs les contacts sont dilacérés par la tectonique et ne peuvent être interprétés.

Au col de Leisette, l'observateur est frappé par le passage brusque du Houiller aux quartzites de la base du Trias. Une petite coupe effectuée sur le versant est du col, montre la succession suivante :

- 1 - Quartzites blancs, un peu farineux d'aspect en cassure, très compacts et résistants. La teinte bronzée en patine se colore légèrement de violet vers la base et la cassure prend un reflet huileux. Ces quartzites forment le Roc de l'Enfer.
- 2 - Quartzites phylliteux gris clair, très feuilletés. Les phyllites se développent sur les plans de schistosité et donnent un aspect lustré à la roche. Par ailleurs une cataclase importante rend ce niveau particulièrement friable et fragile. Localement cependant on peut découvrir quelques galets centimétriques de quartz translucide. L'examen microscopique confirme l'intense cataclase subie par la roche, et la présence quasi exclusive du quartz parmi les éléments détritiques. Ce niveau est épais de quelques mètres.
- 3 - Cinq à six mètres de schistes noirs, à patine brune d'aspect houiller.
- 4 - Vingt à vingt cinq mètres de grès grossiers parfois feldspathiques, tendant assez fréquemment vers une microbrèche polygénique avec quartz, feldspaths, fragments de schistes noirs. Un niveau franchement conglomératique est intercalé dans cet ensemble. A noter la présence de phyllites d'origine double, détritique et métamorphique.
- 5 - Des schistes noirs à micas détritiques qui forment le col proprement dit.

Le niveau 1, nous le verrons au paragraphe suivant, représente les quartzites du Trias inférieur. Les niveaux 3, 4 et 5 appartiennent au Carbonifère sensu lato.

Ainsi donc, seul le niveau 2 pourrait, à la rigueur, représenter un vestige du Permien. Cette disposition n'est pas sans rappeler les coupes de la Pointe de Mya ou des Pyramides Calcaires de l'unité de Moûtiers. La grande réduction et la violente cataclase du niveau 2, voire même son absence totale en de nombreux points indique une désolidarisation tectonique entre les lambeaux de la couverture mésozoïque rigide et son soubassement carbonifère. Un effet de traînage intense dû au déplacement de cette couverture lors du charriage, explique la disparition quasi totale du Permien, niveau intermédiaire relativement déformable par sa nature propre (quartzites phylliteux).

## 3 - Le Trias

La couverture mésozoïque à laquelle il vient d'être fait allusion, présente une extension assez réduite. Elle constitue les petites crêtes d'orientation nord-sud qui encadrent la Grande Combe et la Petite Combe.

La crête occidentale compte parmi les meilleurs affleurements triasiques de notre région. La coupe de l'extrémité nord du chañon (coupe du Roc de l'Enfer) permet l'étude détaillée des niveaux inférieur et moyen de cet étage (P. ANTOINE, 1964).

a) Description de la coupe du Roc de l'Enfer  
.....

Nous décrivons cette coupe telle qu'on peut l'observer en longeant la base des falaises depuis le Roc de l'Enfer en direction de l'Est (altitude variant entre 2370 et 2390 m).

- 1 - Quartzites du Roc de l'Enfer, de teinte blanche à grise en cassure, patine bronzée ou noirâtre (100 à 120 m).
- 2 - Schistes noirs ou gris à patine brun rougeâtre (1 à 3 m).
- 3 - Dolomies à grain très fin, noires en cassure, à patine jaune ocre. Ces dolomies présentent un délit en petites dalles alternant avec des interlits minces de schistes noirs d'aspect plus ou moins graphiteux. Un de ces niveaux schisteux plus épais (0,50 m) emboîte des fragments de la dolomie encaissante. Epaisseur totale du niveau 3 : 1,50 à 2 m.
- 4 - Dolomie noire à patine jaunâtre, à débit en minces plaquettes (inférieures à 5 cm), alternant surtout vers la base avec de minces interlits de schistes noirs analogues aux précédents (1,80 m).
- 5 - Calcaires dolomitiques gris foncé à patine ocre, à cloisons dolomitiques (4 m).
- 6 - Schistes dolomitiques tendres, formant couloir (1,50 à 3 m).
- 7 - Dolomie à patine brun rougeâtre, cassure très fine gris foncé, comportant deux niveaux plus lités encadrés de bancs compacts (5 m).
- 8 - Deux gros bancs de dolomie à patine jaune, à cassure noirâtre (1,50 m). Ce niveau m'a fourni, au sommet du Roc de l'Enfer, quelques articles de crinoïdes de petite taille, peu déterminables.
- 9 - Calcschistes et calcaires vermiculés. L'ensemble est assez compact en apparence mais, fissile, se débite en grandes dalles. Le calcaire présente une patine gris très clair et une cassure finement spathique noire. Les vermiculures sont le plus souvent de petite taille. Mais il existe également de beaux boudins vermiculés bien typiques (3 m).
- 10 - Niveau de dolomies à patine ocre jaune et cassure fine, très sombre. Le litage est irrégulier avec de minces plaquettes noduleuses ou schistoïdes sur les dix premiers mètres, plus épaisses vers le haut (0,15 à 0,20 m). Les vermiculures sont fréquentes.
- 11 - Calcaire cristallin noir, à délit schisteux, friable, formant un léger couloir (3,50 m).
- 12 - Gros banc de dolomie à patine crème ou jaune, constellé de taches circulaires en relief représentant des manchons d'algues calcaires épigénéisées et nourries en dolomie (1 - 1,50 m).
- 13 - Dolomie jaune et schistes gris jaunâtre formant couloir (1 m).
- 14 - Calcaire cristallin noir en bancs décimétriques (10 m). A la base sur 1,60 m calcaire spathique noir à patine grise, en bancs de 0,20 à 0,50 m. Puis alternance de bancs calcaires et de niveaux plus schisteux portant des traces plus ou moins vermiculées. Une petite faille vient perturber la succession. Enfin la partie supérieure est pseudobréchique.
- 15 - Dolomie et calcaires dolomitiques à cassure gris clair, d'aspect un peu corné. Patine ocre. Les bancs, épais vers la base (0,50 à 1 m) deviennent décimétriques au sommet de ce niveau. Quelques manchons d'algues calcaires (3 m).
- 16 - Dolomie à patine crème, en gros bancs, alternant avec des calcaires cristallins noirs à patine grise (4 m).
- 17 - Alternance de dolomies et de calcaires cristallins noirs, à débit noduleux feuilleté. Ces niveaux portent encore des vermiculures. Au sommet, sur 1 mètre, quelques bancs décimétriques de calcaire gris à interlits schisteux (4 m).
- 18 - Calcaires et dolomies crèmes en bancs décimétriques (4 m visibles). Ce niveau est tronqué par une faille et l'on passe à :
- 19 - Début d'une série épaisse constituée de dolomies grises très massives, en gros bancs, mal stratifiées. La cassure est gris clair ou gris beige, la patine d'un gris très clair, parfois cendré, parfois crème. Les niveaux pseudobréchiques à éléments anguleux de teinte un peu plus foncée que le ciment sont fréquents et bien typiques. Les autres termes de la série ne sont pas visibles, ils disparaissent sous les éboulis du versant ouest de la Grande Combe.

Ainsi que je le signalais en 1964, cette coupe type se retrouve, plus ou moins dégagée sur tout le versant est du vallon du Clapey Vert. Je rappelle, à ce propos, que dans ce versant j'ai pu récolter quelque faunule de Gastéropodes dans les calcaires vermiculés, ainsi qu'un faciès très particulier de calcaires spathiques noirs à mouchetures de dolomie blanche, classique par ailleurs dans l'Anisien briançonnais (F. ELLENBERGER, 1958 - J. DEBELMAS, M. LEMOINE, 1961).

b) Interprétation de cette coupe  
.....

Par comparaison avec les séries de la Vanoise, si minutieusement décrites par F. ELLENBERGER, j'ai pu établir en 1964 l'interprétation suivante :

- Niveau 1 : quartzites du Werfénien,
- Niveaux 2, 3, 4 : équivalent probable de l'épisode lagunaire suprawerfénien,
- Niveaux 5 à 18 : Anisien,
- Niveau 19 : Ladinien.

Nous constatons ainsi une très grande parenté avec les coupes précédemment décrites à propos de l'unité de Moûtiers : les faciès et leur répartition selon la verticale sont similaires, la série semble partout tronquée au sein du Ladinien, et dans tous les cas les parties terminales, Keuper entre autres, sont inconnues en place.

Enfin une dernière remarque sera utile pour qui désire parcourir nos régions. Dans le paysage les affleurements triasiques complets, montrent trois subdivisions très nettes grâce à leur coloration bien contrastée : les quartzites ont une teinte bronzée. Au-dessus vient le "Trias jaune" qui correspond en gros à l'Anisien, puis le "Trias gris" qui correspond au Ladinien.

c) La question des termes supérieurs du Trias moyen  
.....

J'ai mentionné ci-dessus, que les termes supérieurs au Ladinien étaient dans tous les cas inconnus. A vrai dire, cela n'est pas absolument exact. Mais à ce niveau il se pose des problèmes très difficiles à résoudre à cause du morcellement tectonique des masses rocheuses bordant la Grande Combe et des difficultés d'identification de certains ensembles lithologiques.

H. SCHOELLER, sur la première édition de la feuille Bourg-Saint-Maurice au 1/50 000, ne figure, au centre de la Grande Combe, aucun terrain autre que du Quaternaire. Or, il n'en est rien et j'ai pu découvrir de nombreux affleurements passés inaperçus de cet auteur et dont l'existence vient compliquer les choses (voir carte détaillée figure 69).

En effet, si l'on effectue une coupe ouest-est passant par le sommet 2445 m on rencontre depuis ce dernier :

- 1 - Le "Trias gris" qui forme la crête proprement dite.
- 2 - Les éboulis qui tapissent la base versant est de la crête précédente.
- 3 - Une moraine relativement récente, aux formes assez fraîches, bien qu'elle soit gazonnée.
- 4 - Une nouvelle bande de "Trias gris" comprenant des dolomies pseudobrêchiques à patine un peu crème, et parfois des brèches véritables, à éléments et ciment dolomitique mais dont les éléments paraissent constitués d'une dolomie différente de celle du ciment. Certains niveaux de dolomie grise à grain très fin et à patine d'un gris mat montrent des vestiges épigénéisés de tests de gastéropodes très reconnaissables.
- 5 - Vers la cote 2350 m, après un léger hiatus d'observation, on passe à une brèche d'un type très différent. Les éléments extrêmement hétérométriques et anguleux (taille pouvant atteindre 0,40 m) représentent, à peu près, tous les types lithologiques du Trias moyen : dolomies beiges et grises, calcaires cristallins gris foncé ou noirs, dolomies zonées, dolomies crèmes ou ocre à manchons d'algues calcaires épigénéisés, de l'Anisien. Le ciment est très peu abondant, les blocs étant quasiment jointifs ; sa nature est dolomitique. L'aspect général de ces brèches est massif, mal stratifié. L'épaisseur maximale visible est pour ce niveau brêchique de 5 à 6 mètres.
- 6 - Vers la cote 2400 m on assiste au passage progressif de ces brèches à un niveau de schistes noirs, relativement épais.

Il ne paraît pas que la coupe doive être poursuivie en direction de la crête orientale de la Grande Combe. En effet, çà et là, des pointements de carneules indiquent l'existence probable d'un contact anormal qui limiterait, à l'Est, les affleurements précédemment décrits.

Le niveau 4 de la coupe ci-dessus représente indubitablement le Ladinien, tel que nous l'avons décrit à de multiples reprises. Il serait très satisfaisant d'en faire la suite du niveau 1, c'est-à-dire, en quelque sorte la partie supérieure que nous n'avions pu observer à la coupe du Roc de l'Enfer. Cela s'accorderait au reste bien avec la géométrie des masses en présence.

Malheureusement, à la cote 2450 m, entre les niveaux 5 et 6 qui restent seuls visibles au centre de la Grande Combe, et le niveau 1, les éboulis 2 sont affectés par des entonnoirs de forte taille qui laissent présager au dessous d'eux l'existence de gypses. Il ne peut s'agir, en l'occurrence, que d'une prolongation des amas gypseux bien visibles au débouché nord de la Grande Combe. Il paraît donc probable que les niveaux 4, 5, 6 appartiennent, en fait, à une écaïlle tectonique sans continuité avec les terrains encaissants, tant à l'Ouest qu'à l'Est.

Quoi qu'il en soit, cette écaïlle montre (à quelques réserves près, dues au léger hiatus d'observation) un passage du Ladinien à la formation bréchiq. 5, puis aux schistes noirs 6. Le passage de 4 à 5 n'est pas sans rappeler la coupe de la Pierre Avoi, ou bien celle du mont Fourchon, où une formation de brèches dolomitiques surmonte le Trias moyen. Rappelons que dans ces deux localités, les brèches en question sont rapportées au Trias supérieur.

Il serait évidemment excessif de tirer des conclusions définitives d'affleurements aussi disparates et isolés de leur contexte général. Je ne considérerai donc les brèches du niveau 5 comme appartenant au Trias supérieur qu'avec prudence, l'attribution du niveau de schistes noirs 6 restant, quant à elle, très incertaine.

#### 4 - Le Lias

Si, jusqu'à maintenant nous disposons de suffisamment de faciès repères ou de points de comparaison pour établir une série stratigraphique logique, il n'en va plus de même dès que nous quittons les niveaux triasiques.

Pour passer des terrains différents, il nous faut examiner la crête qui limite à l'Est la Grande Combe. Celle-ci est constituée, en majeure partie, d'un calcaire très largement cristallin, marmoréen, de teinte très claire, translucide en cassure. La stratification est très mal visible, la roche étant hachée par un réseau de diaclases très serrées. Les contacts avec les terrains encaissants sont à peu près partout tectoniques, sauf en un point que nous examinerons au paragraphe suivant.

H. SCHOELLER hésitait pour ranger cette formation, soit dans le Lias, soit dans le Trias. La première solution me paraît la plus raisonnable. Je ne connais pas en effet, dans toute la région, de faciès analogue qui soit sûrement triasique. L'analogie est par contre forte (à l'intense marmorisation près) avec les calcaires liasiques de l'unité de Moûtiers par exemple. Il est, par contre, tout à fait impossible de préciser si ces calcaires représentent la totalité du Lias, ou bien la seule partie inférieure.

#### 5 - Les terrains post-liasiques

L'importance des tectoniques tangentielle d'une part, génératrice d'écaïlles, et cassante post-paroxysmale d'autre part, hachant l'ensemble selon une direction N. 70°, ne permet pas en général l'examen des relations du calcaire précédent avec les terrains normalement sus-jacent.

L'observation n'est possible qu'en un seul point, à l'extrémité sud de la crête liasique, au bord du sentier qui remonte la Grande Combe à la cote 2280 m environ.

Le fragment de coupe observable montre les dispositions suivantes :

- 1 - Le calcaire marmoréen liasique supposé, incliné de 30° vers l'Ouest.
- 2 - Un niveau de schistes noirs épais de 3 m.
- 3 - Des calcaires en plaquettes épais de 1 m.
- 4 - Un niveau bréchiq. épais de 3 à 3,50 m.
- 5 - Des schistes noirs qui disparaissent très rapidement sous une couverture morainique.

Le seul terme intéressant de cette petite coupe est le niveau bréchiq. 4.

L'aspect de ces brèches et microbrèches rappelle celles de la formation détritique du "Flysch" de Tarentaise, bien que les éléments en soient beaucoup plus anguleux. Il ne m'a pas été donné d'y découvrir le moindre vestige organique. Leur âge est donc parfaitement inconnu.

L'étude microscopique ne révèle rien de particulier. Les éléments sont constitués de dolomies et de calcaires. Certaines des variétés représentées, particulièrement dolomies et calcaires oolithiques sont analogues à celles rencontrées dans la série basale du "Flysch". Le ciment est entièrement calcaire et dépourvu presque totalement de quartz. La recristallisation en est intense accompagnée d'une forte orientation. Les éléments, par contre, ne sont absolument pas déformés. La présence de cristaux d'albite de néoformation n'est pas rare. Les quelques lits terminaux du niveau de brèche (calcschistes) présentent une grande abondance de ce minéral (30 à 40 %).

Le niveau 5 (formation schisteuse), qui n'est pas très développé vers l'extrémité sud de la Grande Combe, gagne en importance plus au Nord. Bien que la continuité des affleurements ne puisse être vérifiée à cause des recouvrements quaternaires, il n'y a aucune raison majeure de la suspecter. Ainsi je rattache au niveau 5 la puissante formation de schistes qui forme la totalité du versant est du sommet 2532. Un peu au Sud de ce dernier point, un affleurement isolé au milieu des éboulis montre un banc de brèches et microbrèches, très proche de 4, mais beaucoup plus riche en oxyde de fer. Sous le microscope on remarque en particulier que chaque élément détritique, qu'il soit de dolomie ou de calcaire, est enrobé d'une mince pellicule ferrugineuse.

Il ne fait aucun doute que la formation schisteuse et les brèches et microbrèches qui lui sont associées sont superposées au calcaire cristallin attribué au Lias.

Une telle disposition évoque soit la coupe des Pyramides Calcaires, soit les coupes de l'unité de la Pierre Avoi (voir 2e partie). Dans les deux cas cela tendrait à indiquer un style de cordillère sans cependant que l'existence d'une lacune importante puisse être prouvée entre le Lias et les terrains post-liasiques. La présence de brèches dans le Trias supérieur s'accorderait bien avec cette façon de voir, et renforcerait l'analogie avec les unités externes voisines.

Il peut cependant s'agir tout simplement, comme aux Etoits du Ciaix (R. BARBIER, communication orale) d'un niveau schisteux représentant le sommet du Lias,

### III. - CONCLUSION

L'unité de Salins montre, pour les termes allant du Trias au Lias, une grande parenté de faciès avec les autres unités de la zone des Brèches de Tarentaise.

L'absence de datation précise, portant sur les termes post-liasiques ne permet pas de pousser le parallèle plus loin. Il n'est pas possible de savoir si ces termes représentent le début d'une série détritique comme à la Pierre Avoi par exemple, ou tout simplement le Lias supérieur. Pour l'instant les conclusions d'ordre paléogéographique général devront rester très prudentes.



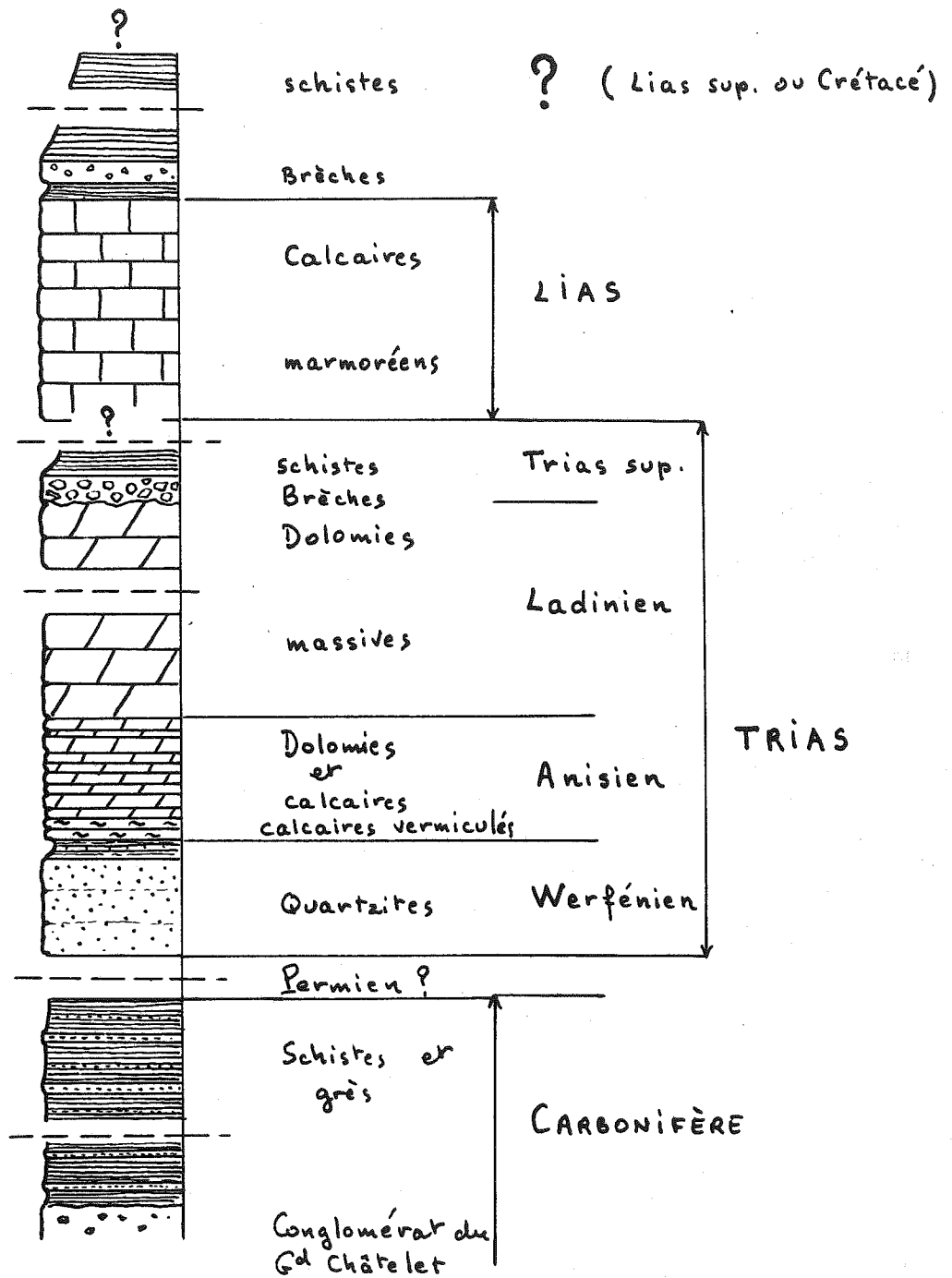


Fig.45 : Coupe stratigraphique synthétique de l'unité de Salins

## CHAPITRE QUATRIEME - LA "NAPPE DU PAS DU ROC"

### I. - GENERALITES

La nappe du Pas du Roc est une unité structurale définie par R. BARBIER (1948) intermédiaire entre la "nappe des Brèches de Tarentaise" et la zone briançonnaise. Ses caractères stratigraphiques mixtes (intermédiaires entre ceux de la zone externe et ceux du briançonnais) l'opposent vivement à la zone des Brèches de Tarentaise, mais ne restent pas homogènes, à tel point que R. BARBIER put y opérer deux subdivisions. Il individualisa une "digitation de la Grande Moendaz" qui présente des caractères de sillon au Lias et une digitation du "Perron des Encombres" qui présente, à la même époque des caractères de haut fond relatif (la tendance positive se retrouve jusqu'à l'Oxfordien représenté par les Brèches du Télégraphe).

Sur le plan structural, seule la digitation de la Grande Moendaz atteint la vallée de l'Isère. Elle se lamine alors progressivement pour disparaître aux environs de Notre-Dame-du-Pré (R. BARBIER, travaux inédits). Au-delà la zone des gypses (plus interne) surmonte directement l'unité de Salins.

### II. - LA COUPE DU RUISSEAU DU DARD

Aux environs de Bourg-Saint-Maurice cependant, affleure dans les gorges de l'Arbonne, entre le Nant Blanc et le ruisseau d'Orgières, une masse calcaire violemment plissée (plis d'axe nord-sud à plans axiaux verticaux), recoupée par le ruisseau du Dard.

Cette entaille d'érosion permet d'observer la coupe des terrains (transversalement aux structures) dans d'assez bonnes conditions, bien que l'accès en soit peu aisé.

Compte non tenu de quelques désordres tectoniques, cette coupe paraît être la suivante (fig. 46).

- 1 - A la base, des dolomies jaunes plus ou moins injectées de cargneules, paraissant occuper le cœur d'un repli anticlinal.
- 2 - Quelques mètres d'un calcaire gris foncé presque noir, massif, très compact, à cassure cristalline. Ce calcaire montre quelques sections de bélemnites, et de lamellibranches.
- 3 - Un très mince niveau de calcschistes très noirs, en plaquettes centimétriques.
- 4 - Au-dessus débute une série monotone formée, tout d'abord, de strates de calcaires spathiques gris foncé, à patine gris sombre roussâtre, d'épaisseur décimétrique, alternant avec des interstrates de calcschistes feuilletées, dont l'épaisseur varie de 1 à 5 cm.

Les bancs calcaires sont parfois marmoréens à zones siliceuses, parfois constitués de calcaire à entroques. Ces divers niveaux renferment en assez grande quantité des bélemnites dont certaines atteignent 7 à 8 cm de long, des sections de lamellibranches (plus rares) ainsi que quelques sections d'ammonites. Je n'ai trouvé aucune autre forme.

Cette série devient progressivement plus schisteuse vers le haut. Sur la route du Fort 2 000, en face du ruisseau du Dard, juste sous les gypses, on peut ainsi observer un faciès de calcschistes à débit en plaquettes de teinte gris roussâtre.

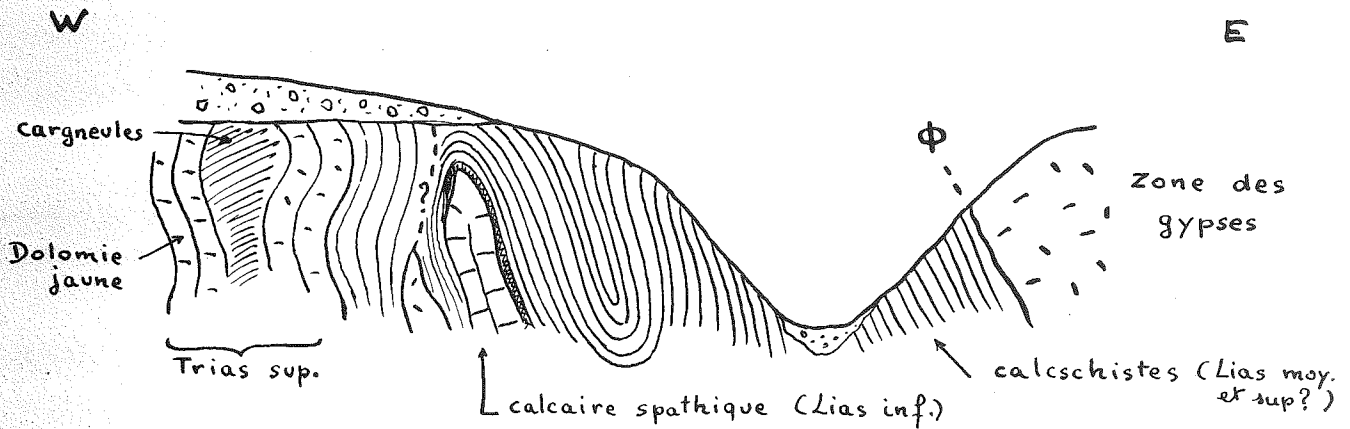


Fig 46 . Coupe schématique des terrains rapportés à la nappe du Pas du Roc (Ruisseau du Durd)

### III. - CONCLUSION

La position structurale de la masse calcaire du ruisseau du Dard est très particulière. Environnée de toutes parts par les gypses et cargneules des Gorges de l'Arbonne, elle évoque tout à fait, mais à grande échelle, les "blocs klippe" définis par R. BARBIER dans la zone des gypses en Maurienne.

La coupe décrite ci-dessus, dont la quasi totalité des terrains est d'âge liasique, présente de fortes analogies avec les descriptions données par R. BARBIER pour la série correspondante de sa "digitation de la Grande Moendaz". Paralléliser l'affleurement du ruisseau du Dard avec cette dernière unité me paraît raisonnable. L'aspect de "bloc klippe" serait alors parfaitement compréhensible. On sait, en effet, que les termes correspondants à la nappe du Pas du Roc n'existent plus au Nord de l'Isère : ils ont été expulsés vers les Préalpes. L'affleurement du ruisseau du Dard serait alors un vestige de ces unités abandonné, au sein de la cicatrice gypseuse, lors de l'expulsion.

## ETUDE STRUCTURALE

---

### AVANT - PROPOS

L'étude stratigraphique précédente a permis, par la description des faits d'observation sur le plan lithologique, sédimentologique et stratigraphique, de dégager ou de confirmer un certain nombre de conclusions générales relatives à l'évolution d'ensemble du secteur considéré au mésozoïque.













Il nous est maintenant possible de reconnaître quatre périodes principales dans l'histoire géologique de notre région :

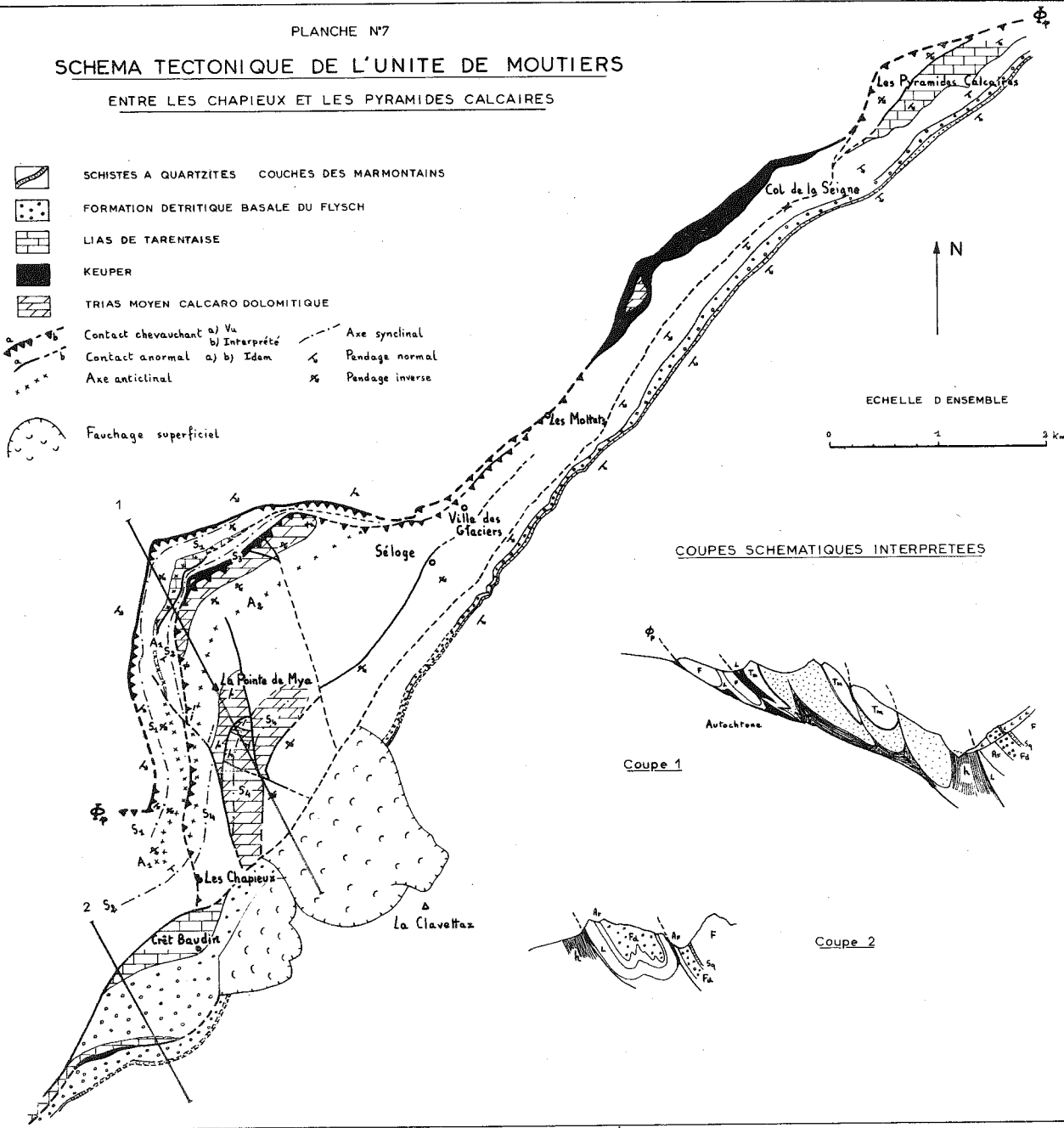
- a) la fin de l'orogénèse hercynienne qui n'est marquée que par les manifestations d'un magmatisme acide (calcoalcalin) post-orogénique (écaillés de la Pointe Rousse) ;
- b) la mise en place et le jeu de la cordillère tarine selon le terme proposé par R. BARBIER (1948);
- c) la mise en place et l'évolution du bassin de Tarentaise (dépôt du "Flysch" et magmatisme antéflysch). Ces dépôts sont discordants sur les structures héritées de la période précédente;
- d) le paroxysme orogénique alpin, responsable des structures actuellement observables, dues, pour l'essentiel, à des contraintes tangentielles.

L'examen des trois premiers points noirs a permis de définir quelques ensembles, avec plus ou moins de précision (substratum, ensemble antéflysch, "Flysch"). La reconstitution paléogéographique qui reste notre but, nécessite maintenant l'étude des rapports géométriques de ces ensembles entre eux. La subdivision structurale adoptée est celle indiquée en introduction générale (tableau 2).

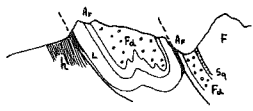
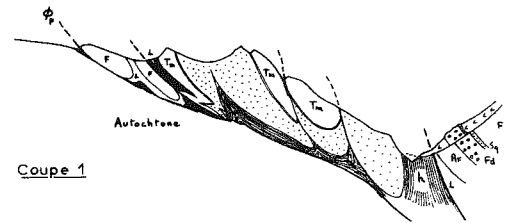
**SCHEMA TECTONIQUE DE L'UNITE DE MOUTIERS**

ENTRE LES CHAPIEUX ET LES PYRAMIDES CALCAIRES

-  SCHISTES A QUARTZITES COUCHES DES MARMONTAINS
-  FORMATION DETRITIQUE BASALE DU FLYSCH
-  LIAS DE TARENTEISE
-  KEUPER
-  TRIAS MOYEN CALCAREO DOLOMITIQUE
-  Contact chevauchant a) Va b) Interprété
-  Contact anormal a) b) Idem
-  Axe anticlinal
-  Fauchage superficiel
-  Axe synclinal
-  Pendage normal
-  Pendage inverse



COUPES SCHEMATIQUES INTERPRETEES



## CHAPITRE PREMIER - L'UNITE DE MOÛTIERS

### I. - REMARQUES PRELIMINAIRES

- Le terme "unité de Moûtiers" est préféré ici à celui de "digitation de Moûtiers" créé par R. BARBIER en 1948. Les raisons de cette préférence seront expliquées ultérieurement au stade la synthèse (IIIe partie).

- Divers auteurs, postérieurement à la définition première de cette unité, ont admis sa prolongation vers le Nord Est, par la totalité de la "nappe de l'Embrunais de H. SCHOELLER" jusqu'en Italie et en Suisse. J'ai été amené récemment à restreindre très nettement cette assimilation par des considérations paléogéographiques et structurales nouvelles (P. ANTOINE, 1970). Ceci m'a amené à distinguer en réalité deux unités au sein de la "nappe de l'Embrunais de H. SCHOELLER" : les unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen.

- Le schéma structural de l'unité de Moûtiers (pl. 2) s'établit donc comme suit :  
L'unité proprement dite se développe essentiellement en rive droite du torrent des Glaciers, à l'amont des Chapieux. Elle vient se terminer en biseau dans le petit massif des Pyramides Calcaires.

Au-delà, en Italie, il ne subsiste plus qu'un chapelet d'écailles qui jalonnent la disparition par laminage de l'unité de Moûtiers entre les unités de Ferret à l'extérieur et du Roignais-Versoyen vers l'intérieur. C'est ce que j'ai appelé la zone des écailles frontales.

Terminologie : pour simplifier l'exposé et mettre en accord le texte et les schémas, je désignerai le plus souvent, à l'avenir, les trois termes de la série du "Flysch" par les initiales utilisées sur les figures et schémas :

F = couches de Saint-Christophe  
Sq = schistes noirs à quartzites verts (couches des Marmontains)  
Fb = formation détritique basale.

### II. - SECTEUR COMPRIS ENTRE LES CHAPIEUX ET LES PYRAMIDES CALCAIRES

La structure de cette région a déjà fait l'objet d'une courte note (P. ANTOINE, 1965). Les conclusions peuvent maintenant en être précisées et développées.

#### 1 - Le massif de la Pointe de Mya

Je désigne sous ce nom, le massif bien individualisé qui se développe en rive droite du torrent des Glaciers entre les Chapieux et Séloges. Le sommet le plus connu, la Pointe de Mya, 2 516 m, n'est cependant pas le point culminant (fig. 10).

Cartographiquement la position de ce massif est anormale, il représente, par rapport au tracé régional moyen du "front pennique" qui le délimite une saillie vers l'Ouest. Ceci permet le tracé des horizontales de ce plan de chevauchement majeur et de constater que la surface basale de cisaillement est assez régulièrement plane. Son pendage moyen est de l'ordre de 25°. Elle a tendance à se redresser légèrement pour atteindre un pendage de 30 à 35° à l'extrémité du saillant (photo n° 13).

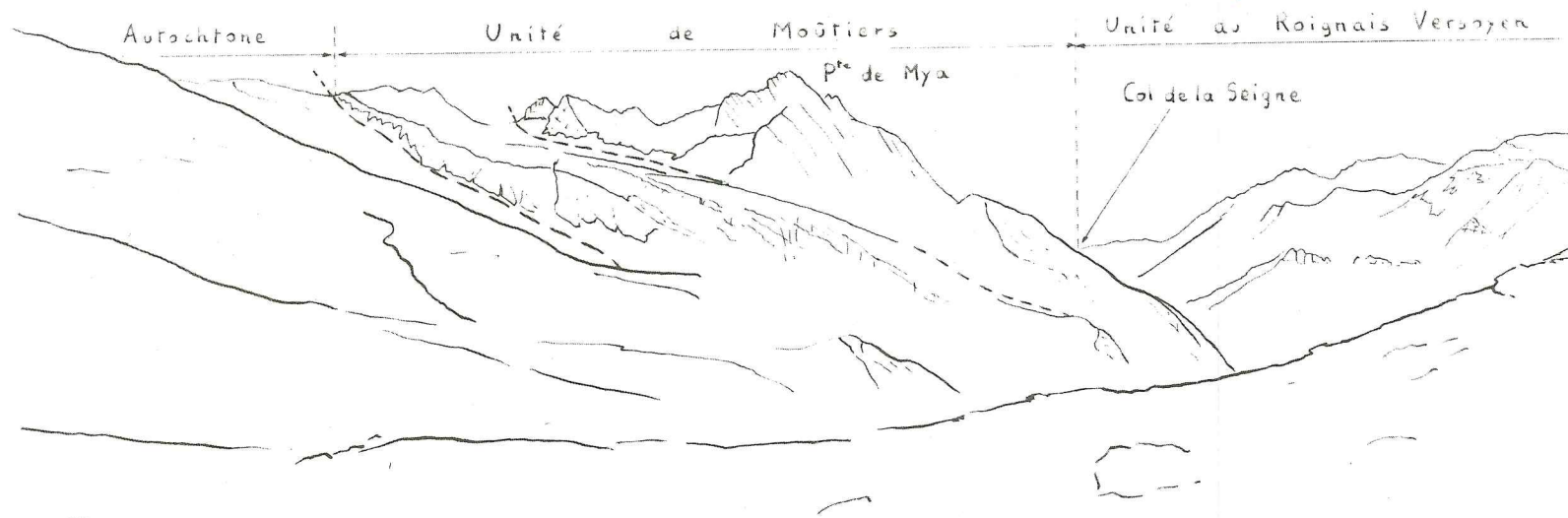
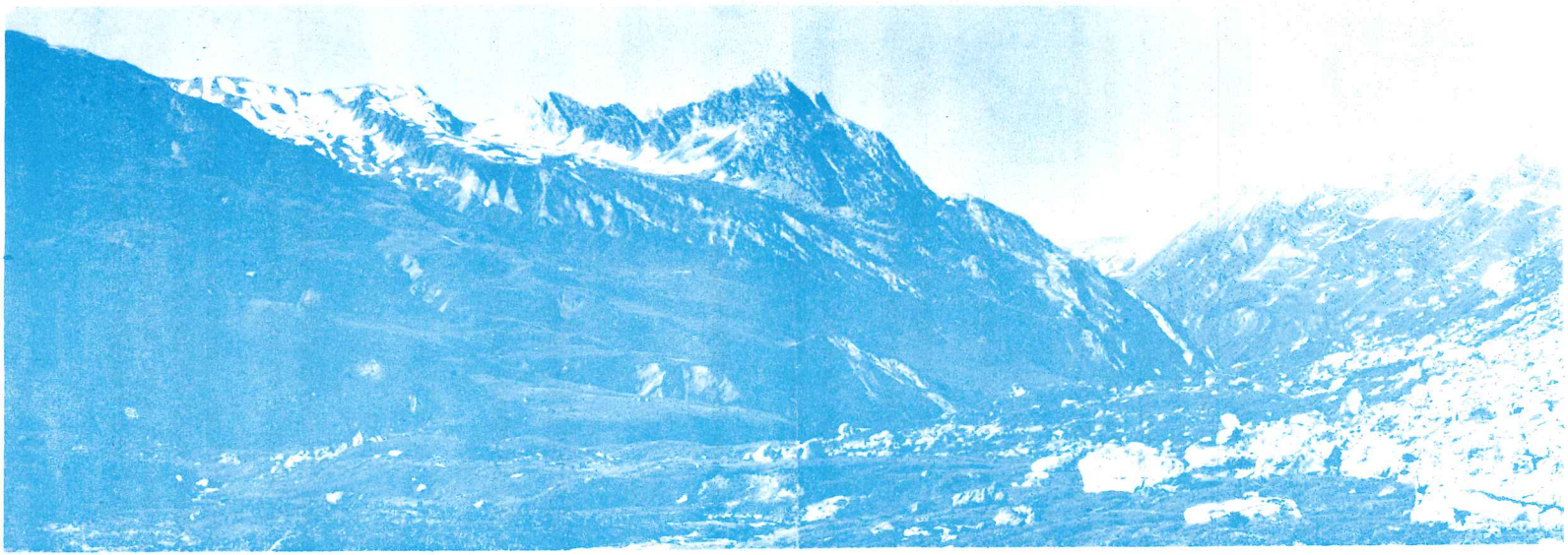


Photo n° 13 - Le versant sud ouest du massif de la Pointe de Mya.

a) Structure du massif (pl. 7)

Le massif de la Pointe de Mya comprend deux ensembles structuraux, bien individualisés morphologiquement, sous la forme de deux gradins étagés d'Ouest en Est. On rencontre ainsi, successivement, une zone de plis isoclinaux externes où les divers termes de la série du "Flysch" sont prépondérants, puis l'écaille de la Pointe de Mya à ossature permo-triasique et triasique.

a1) La zone des plis isoclinaux externes

Cette zone chevauche directement le Lias autochtone (zone dauphinoise) le long du "front pennique". Elle est constituée du Nord Ouest au Sud Est par un faisceau de quatre plis isoclinaux : SI - AI - S2 - S3.

- Le synclinal SI : Ce pli est complet au Nord des Chapieux dans le secteur des chalets de la Raja. Le cœur en est formé par le flysch F, et l'enveloppe par sa formation basale (Fb). Les deux flancs sont observables le long du torrent de la Raja. Vers le Nord, SI est peu à peu tronqué par le plan de chevauchement pennique et son flanc externe disparaît progressivement. Ainsi Fb disparaît un peu au Sud des chalets de Plan Vararo, Sq disparaît à son tour vers la cote 2400 ; au point culminant, sur l'arête sud est issue de la Tête des Fours, c'est la série du flysch, F, qui repose sur le Lias supérieur autochtone par l'intermédiaire d'un mince liséré de cargneules.

Le flanc interne est par contre bien continu en dépit d'un étirement très prononcé. On le suit, matérialisé par une bande de Fb, depuis les chalets de la Raja, jusqu'au lac du Petit Mont-Blanc.

- L'anticlinal AI : le cœur de ce pli est matérialisé sur le terrain par une étroite bande de calcaires cristallins liasiques (le cœur même de la structure est régulièrement jalonné par une très mince bande de dolomies triasiques très écrasées). Le pli AI est extrêmement laminé au Sud. Dans le vallon du torrent de la Raja, à la cote 1700 m, il ne subsiste plus qu'une bande de Fb encadré par le flysch F (fig. 47, coupe 4). Les calcaires liasiques viennent à l'affleurement à 300 m au Nord Nord Ouest du chalet du Mont-Blanc. Ils présentent leur puissance maximale sur la crête sud est issue de la Tête des Fours, à la cote 2600 m environ. AI se réduit ensuite très vite pour se laminer complètement, immédiatement au Nord du lac du Petit Mont-Blanc.

A ses deux extrémités, cette bande liasique est encadrée sur ses deux flancs par la formation basale (Fb) dont elle est séparée par un niveau schisteux attribué au Dogger par H. SCHOELLER.

Remarquons toutefois que le flanc ouest de ce pli est très laminé et que certains termes lithologiques disparaissent temporairement (coupes n° 2 et 3, fig. 47), ainsi le flysch repose-t-il fréquemment directement sur le Lias (avec apparition, par places, de cargneules au contact).

- Le synclinal S2 : ce pli qui constitue en quelque sorte le symétrique de SI par rapport à AI ne montre, en fait, que son flanc externe constitué surtout par du flysch. Le flanc interne, en admettant qu'il existe, disparaît sous l'écaille de la Pointe de Mya.

- La cicatrice synclinale S3 : la structure anticlinale de la Pointe de Mya est séparée sur son flanc nord ouest du synclinal S2 par une épaisse bande de cargneules triasiques ; celles-ci renferment localement (coupe 2, fig. 47) une écaille de calcaires liasiques. Je suis porté à voir, dans ces cargneules, le terme lithologique représentant le Trias supérieur, qui couronnait primitivement la série calcaire et dolomitique du Trias moyen de l'anticlinal A2 (Pointe de Mya). L'écaille de Lias ci-dessus représenterait alors les vestiges d'un noyau synclinal S3. Cette hypothèse est renforcée par l'aspect de terminaison périsonclinale de la butte de Trias moyen, cotée 2376 m, un peu à l'Est du lac du Petit Mont-Blanc (cette disposition structurale particulière est bien visible en photo aérienne).

a2) L'écaille de la Pointe de Mya

Cette écaille qui présente une structure relativement simple, en plis isoclinaux, chevauche sur toute sa périphérie la zone des plis externes.

La structure en sera étudiée à partir de la coupe 3 de la figure 47. Du Nord Ouest au Sud Est apparaissent les structures suivantes :



- Anticlinal A2 : ce pli montre, tout d'abord, un flanc inverse constitué de bas en haut par les cargneules du Trias supérieur (synclinal S3), le Trias moyen calcaro-dolomitique (Ladinien puis Anisien), les calcaires vermiculés, les schistes suprawarféniens, les quartzites du Trias inférieur, puis les quartzites phylliteux attribués au Permo-Trias.

Le flanc normal du pli existe et montre ;

- les quartzites du Trias inférieur qui forment le sommet même de la Pointe de Mya ;  
- la profonde encoche qui lui fait suite immédiatement à l'Est correspond à la vire des schistes suprawarféniens, et des calcaires vermiculés ;  
- le sommet secondaire de la Pointe de Mya représente la série calcaro-dolomitique du Trias moyen avec dans l'ordre l'Anisien et le Ladinien.

- Synclinal S4 : en suivant l'arête vers le Sud, à la cote 2250 m environ, apparaît une nouvelle encoche, jalonnée par une bande de cargneules. Comme au synclinal S3, elles peuvent marquer le sommet de la série triasique : leur situation stratigraphique serait donc normale ; il n'empêche qu'elles ont facilité un certain jeu tectonique entre A2 et S4.

Le synclinal S4 est représenté par la masse de dolomies et de calcaires du Trias moyen faisant suite à cette bande de cargneules. La structure synclinale n'est pas évidente, la paroi devant être observée de loin, et sous une orientation convenable. Les quartzites triasiques, qui, çà et là, réapparaissent au contact du Trias moyen sur ses limites internes, en apportent la confirmation.

### a3) L'écaille de Séloges

Le synclinal S4 sur son flanc est, est en contact anormal avec une série de dalles de quartzites phylliteux du Permo-Trias à fort pendage inverse, surmontée par du Houiller qui apparaît en quelques points dans la vallée des Glaciers (principaux affleurements : route des Chapieux à Ville des Glaciers, 1 km à l'amont des Chapieux - petit barrage E.D.F. entre les Chapieux et Séloges). Il est probable que cette écaille résulte de l'évolution de plis de même style que précédemment mais très comprimés par la masse chevauchante proche de l'unité du Roignais-Versoyen. Signalons à ce propos que le contact anormal se fait le long d'un plan dont la pente qui est de l'ordre de 50° sans doute au Nord du massif s'accroît probablement au voisinage des Chapieux.

### b) Evolution de la structure au sein du massif

La coupe telle qu'elle vient d'être décrite ne se retrouve pas semblable à elle-même sur toute l'étendue du massif. Tout d'abord, un certain nombre d'accidents cassants, propres semble-t-il à l'écaille de la Pointe de Mya, perturbent l'ordonnement des masses rocheuses (pl. 7). Ensuite certaines des structures précédentes s'atténuent ou disparaissent.

Ainsi l'anticlinal A2 paraît se biseauter entre la zone des plis isoclinaux externes et l'écaille de Séloges (immédiatement au Nord de cette localité).

Le synclinal S4 ne dépasse pas la selle glaciaire qui échancre profondément le massif au Sud Est de la Pointe de Mya. Il est impossible de dire si les accidents cassants jouent un rôle dans sa disparition (recouvrements morainiques abondants). Il semble qu'il n'en soit rien.

### c) Conclusion

Le massif de la Pointe de Mya, pris dans son ensemble, est limité sur la quasi totalité de son pourtour par des plans de cisaillement. Le plan inférieur ou externe (chevauchement pennique) présente un pendage moyen de l'ordre de 25°. Le plan interne (contact avec l'unité du Roignais-Versoyen est beaucoup plus fort. Cette disposition (voir coupe schématique n° 1 de la planche 7) amène à considérer le massif tout entier comme un vaste lambeau de poussée, pratiquement déraciné, flottant sur l'autochtone, coincé au front de l'unité principale du Roignais-Versoyen.

- F
  - Sq
  - Fb
  - Af
  - L
  - Ts
  - Tm
  - Tq+Rt
  - h
- La Lias autochtone

UNITE DE MOUTIERS

Pyramides Calcaires

Echelle x 2

1

Plan Lombard

2

Plan Lombard

3

4

5

NNW

SSE

Figure 47 - Coupes en série de l'unité de Moutiers entre les Pyramides calcaires et le massif de la Pointe de Mya.

0 1 Km

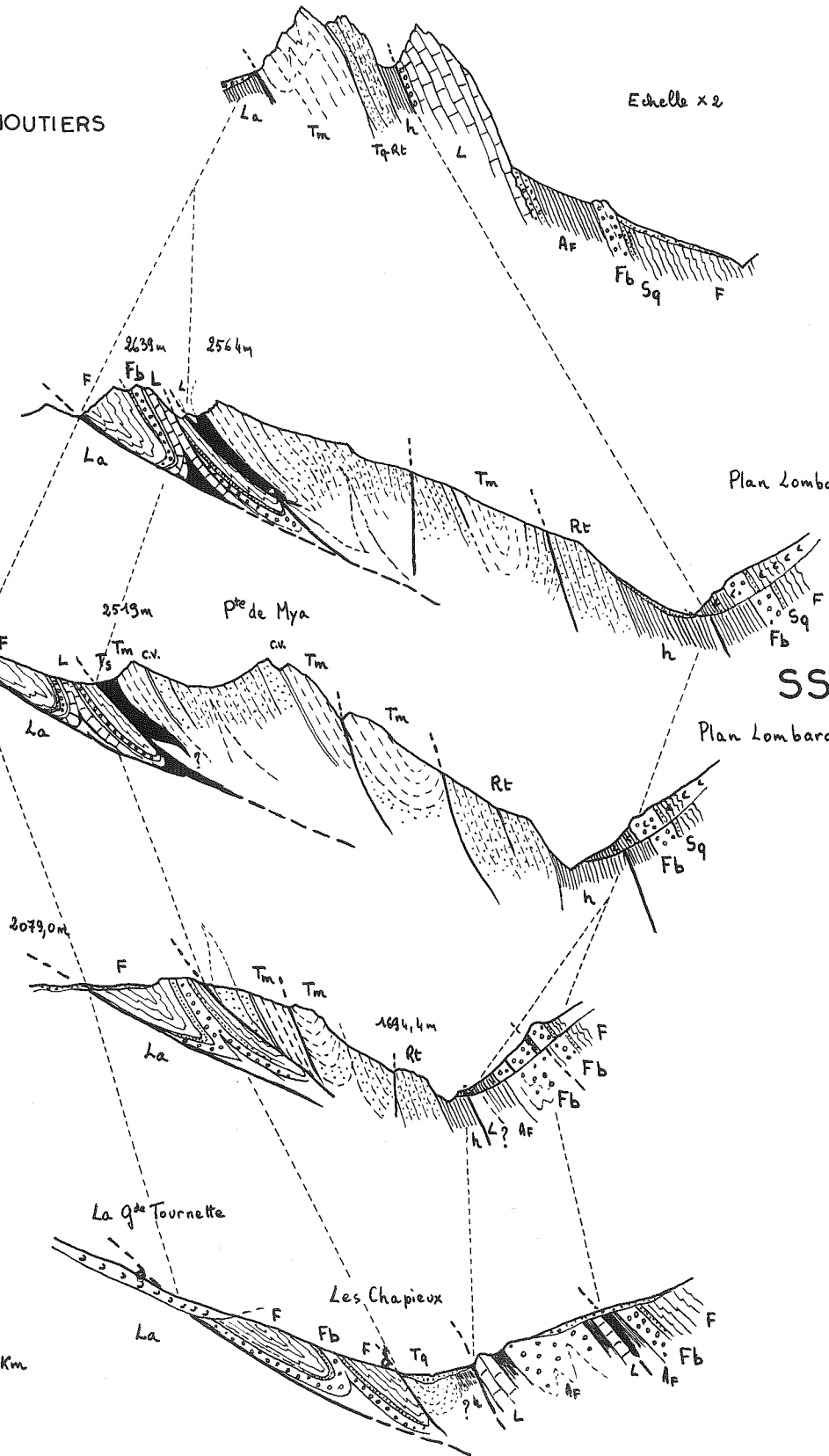
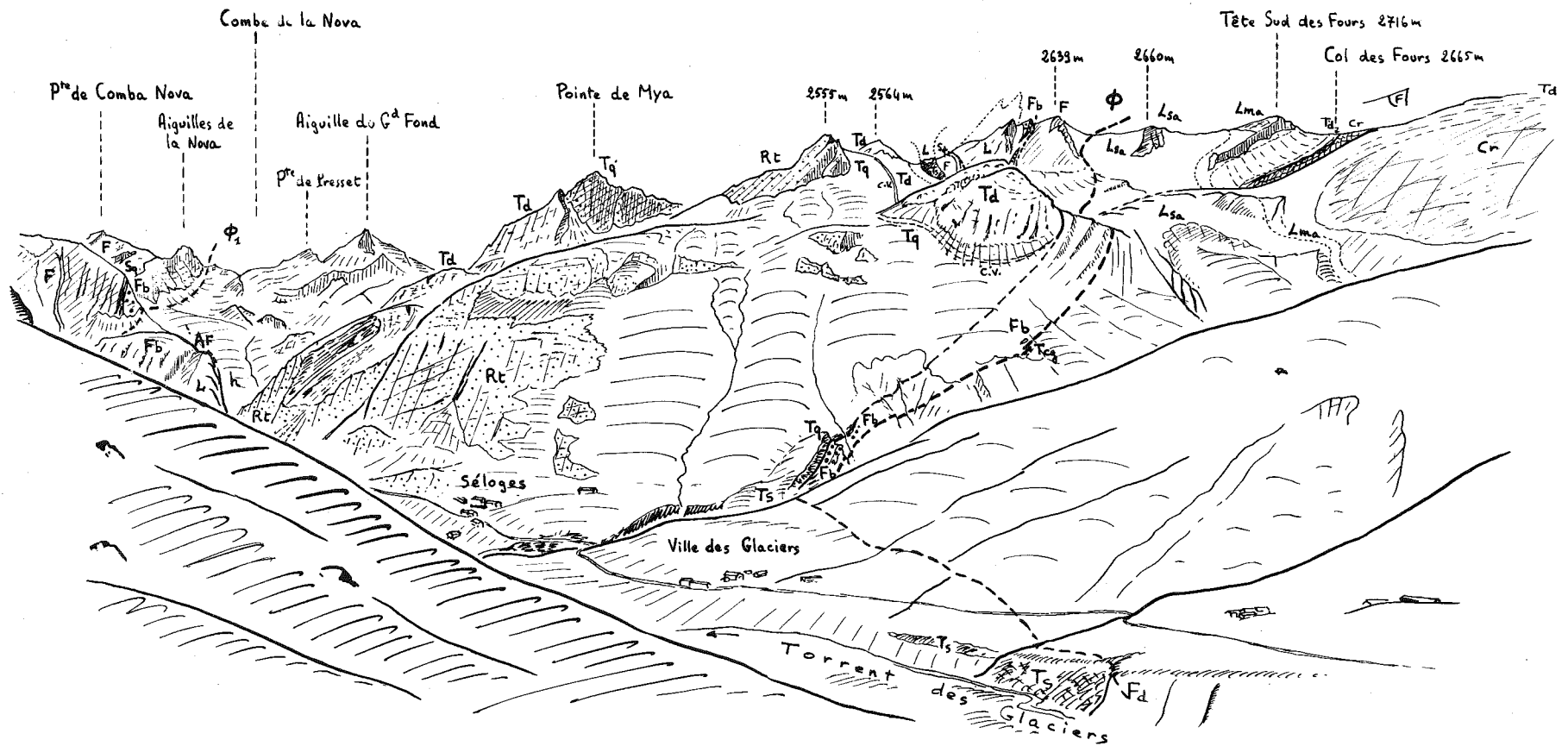


Figure 48 - Panorama de l'extrémité nord du massif de la Pointe de Mya (vu depuis le sentier du Col de la Seigne)



Autochtone : Cr : cristallin (massif du Mont-Blanc) - Td : Trias moyen dolomitique - Lma : Lias moyen - Lsa : Lias supérieur.  
 Unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen : F : Flysch - Sq : couches des Marmontains - Fb : formation basale - Af : ensemble antéflysch - L : Lias - Tcg - Ts : Trias supérieur - Td : Trias moyen - c.v. : calcaires vermiculés - Tq : Trias inférieur - Rt : Permo-trias -  
 = front pennique - 1 : contact entre unité du Roignais-Versoyen et unité de Moûtiers.

La zone des plis isoclinaux externes doit à la nature du matériel la constituant, son style en plis aigus empilés. L'écaille de la Pointe de Mya dont l'ossature est beaucoup plus rigide présente un style plus cassant (plis éclatés, écailles). Nous remarquerons, à ce propos, que le classique niveau de décollement du Trias supérieur a joué un rôle là où il était présent ; il ne suffit pas à expliquer tous les décollements et clivages observés. Ceux-ci ont été favorisés par des séries fissiles comme le flysch mais surtout le Houiller. Ce dernier niveau paraît avoir joué un rôle prépondérant dans les déformations subies par l'écaille de la Pointe de Mya (coupe 1, pl. 7).

Quoiqu'il en soit ce style fortement éjectif se poursuit en direction du col de la Seigne par une véritable cicatrice tectonique, marquant la disparition progressive de l'unité de Mottiers proprement dite et annonçant les écailles frontales.

## 2 - Le massif des Pyramides Calcaires (coupe 1, fig. 47)

La structure de ce massif a été abondamment décrite, tant dans le cours du présent exposé, que dans des notes préliminaires, ou bien par d'autres auteurs. Je n'y reviendrai pas. Rappelons qu'il s'agit d'un petit massif constitué d'une écaille (Pyramide externe) en position inverse, et d'une lame liasique (Pyramide interne), en position normale, passant stratigraphiquement à l'ensemble antéflysch, puis au flysch. Seule la Pyramide externe appartient à l'unité de Mottiers.

## 3 - Evolution de la structure entre les Chapieux et les Pyramides Calcaires (fig. 47)

La zone des plis isoclinaux externes se lamine considérablement dès le lac du Petit Mont-Blanc, entre le front pennique qui la recoupe en biseau, et l'écaille de la Pointe de Mya. Elle apparaît encore par place (conglomérats laminés de Fb) au débouché du ruisseau des Iris sous les cargneules de la cicatrice S3, ainsi qu'à la passerelle du Clapey. Elle disparaît définitivement entre cette dernière localité et les Mottiers.

L'anticlinal A2 subit une évolution parallèle et il disparaît dans le même secteur.

Seul, le panneau interne (écaille de Séloges) paraît subsister très longtemps par l'intermédiaire de son Houiller. Ce dernier se suit, en effet, continuellement jusqu'au col situé entre les Pyramides. Attribuer tout ce Houiller à l'écaille de Séloges paraît excessif, de multiples clivages pouvant passer inaperçus au sein de cette masse plastique.

Quoiqu'il en soit, par sa constitution (Houiller - Permo-Trias - Trias) la Pyramide septentrionale paraît bien représenter un équivalent de l'écaille de la Pointe de Mya. Elle chevauche directement l'autochtone, les unités intermédiaires ayant disparu.

## 4 - Relation avec les structures établies plus au Sud par H. SCHOELLER

La zone des plis isoclinaux externes est l'équivalent du synclinal du Crêt du Rey de H. SCHOELLER. L'écaille de la Pointe de Mya correspond à l'anticlinal complexe Portetta - Combe de la Nova de cet auteur (écaille de Crêt Baudin).

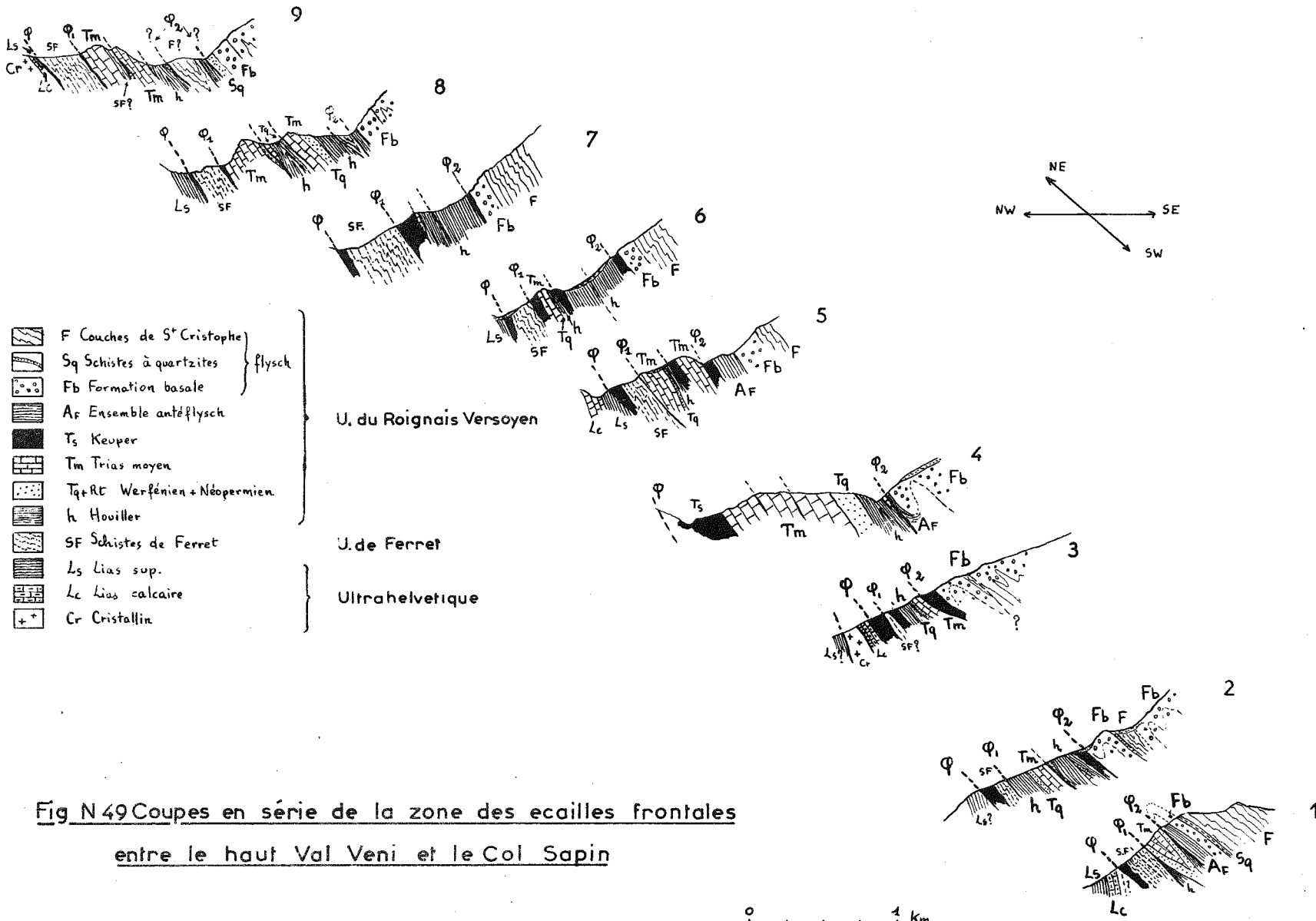


Fig N49 Coupes en série de la zone des ecailles frontales  
entre le haut Val Veni et le Col Sapin

## CHAPITRE DEUXIEME - LA ZONE DES ECAILLES FRONTALES

### I. - SECTEUR COMPRIS ENTRE LES PYRAMIDES CALCAIRES ET LA VALLEE DE LA DOIRE BALTEE (fig. 49)

Au-delà des Pyramides Calcaires, en descendant le Val Veni, la zone des écaïlles frontales disparaît complètement sous la couverture quaternaire (région du lac Combal). Elle ne réapparaît momentanément à mi pente, en rive droite de la Doire de Veni, que dans une portion du versant, au Nord du col de Youla (P. ANTOINE, 1966b).

A la base du mont Favre, la zone des écaïlles frontales n'est guère représentée que par un synclinal triasique complètement refermé et laminé (quartzites et dolomies) emballé dans des schistes noirs houillers (fig. 49, coupe 1).

Il est intéressant de constater en ce point la présence, sous les écaïlles frontales, d'une nouvelle série analogue au "Flysch" mais sous un unique faciès proche de celui des couches de Saint-Christophe (F). Le dilemme posé dans ma note de 1966 n'est toujours pas résolu de façon sûre. Cette série inférieure peut structurellement appartenir aussi bien au flysch (F) de l'unité de Moûtiers, représentant, dans ce cas, un équivalent possible de la zone des plis synclinaux externes, qu'à l'unité de Ferret qui se développe plus au Nord (R. ZULAUF, 1964). Cette deuxième solution me paraît la meilleure, mais cela reste très subjectif.

Une coupe correcte de la zone des écaïlles frontales peut toutefois être faite assez commodément dans un ravin voisin qui aboutit immédiatement à l'amont du pont sur la Doire à la Cantine de la Visaille. Cette coupe - n° 2 de la figure 12 - a été décrite plus haut à propos de la stratigraphie du Trias.

Il y a là une série triasique normale, réduite par une intense laminage, et qui présente le caractère singulier d'être directement ravinée à sa partie supérieure par un conglomérat (niveau 3, p. 51) à éléments triasiques (mais peut-être aussi liasiques). Ce conglomérat peut être interprété de deux façons :

- soit comme du Trias supérieur en admettant que tous les galets calcaires appartiennent au Trias moyen ;
- soit comme un équivalent des conglomérats et microbrèches de la base de l'ensemble antéflysch, transgressifs sur le Lias à la Pyramide Calcaire méridionale.

Cette deuxième solution me paraît possible en raison de la présence d'une série schisteuse, noire, surmontant ce conglomérat. Par ailleurs le faciès bréchiq ue du Trias supérieur signalé à la Pyramide méridionale a un aspect bien différent. La différence paléogéographique entre unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen pourrait donc s'estomper quelque peu. La coupe ci-après peut en effet être considérée comme proche de celle de la Pyramide méridionale, mais elle s'en distingue fondamentalement par sa situation tectonique. Elle est en effet encadrée par deux contacts anormaux et ne passe pas en continuité à la série détritique de l'unité du Roignais-Versoyen. Au-dessus vient, en effet, une deuxième zone d'écaïlles à matériel essentiellement quartzitique (Trias inférieur - Carbonifère) observables çà et là au milieu d'un Quaternaire abondant.

Cette deuxième zone d'écaïlles est surmontée par un dernier contact anormal qui la sépare de l'unité du Roignais-Versoyen (Ø 2 sur la coupe n° 2, fig. 49).

A partir du Plan Chécrouit (fig. 49, coupe 3) l'évolution de ces structures ne peut plus se suivre. Toute la dépression comprise entre le mont Chétif, la Testa d'Arp et le mont Brisé est occupée en majeure partie par une énorme masse de cargneules et de gypses, présentant une morphologie caractéristique, criblée d'entonnoirs de dissolution. Le lac Chécrouit occupe une de ces dépressions.

La présence de cet énorme amas d'évaporites qui se poursuit au Nord de la Doire Baltée en Val Sapin, est assez insolite. Nous avons, en effet, constaté à plusieurs reprises la faible importance des évaporites du Trias supérieur dans l'unité de Moûtiers. Cette accumulation de gypses et de cargneules doit sans doute être mise en relation avec la complexité structurale de la région de Courmayeur.

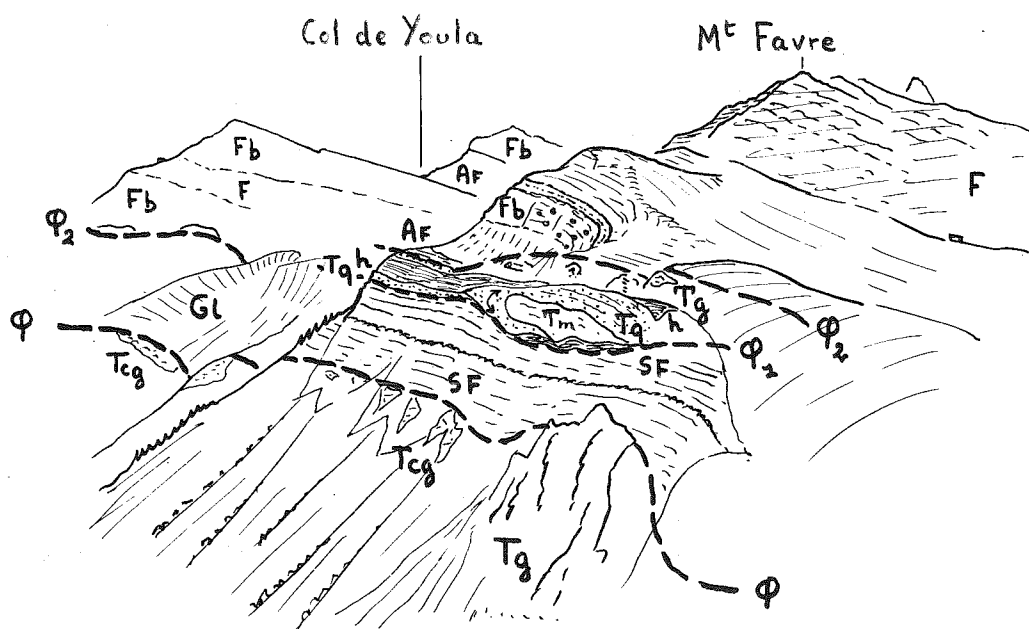


Figure 50 - Panorama du versant nord du mont Favre -

F : flysch ; Sq : couches des Marmontains ; Fb : formation basale ;  
 A<sub>F</sub> : ensemble antéflysch ; Tcg, Tg : cargneules et gypses ;  
 Td : Trias moyen ; Tq : Trias inférieur ; H : Houiller ; φ : front  
 pennique ; φ<sub>1</sub> φ<sub>2</sub> : limites internes et externes de la zone des  
 écailles frontales -

La dernière coupe visible (fig. 49, coupe 4) est celle de la rive droite de la Doire Baltée en aval de Courmayeur (P. ANTOINE, 1966b). Les dolomies triasiques, très probablement plissées un certain nombre de fois, prédominent largement. Renversés sur ces dolomies viennent les quartzites du Werfénien et du Permo-Trias puis le Houiller. Un contact anormal, souligné d'un mince liséré de cargneules terreuses, sépare ici la zone des écailles frontales de l'unité du Roignais-Versoyen qui débute ici par les schistes noirs de l'ensemble antéflysch et par Fb qui affleure à la base des pentes du versant nord du mont Grammont.

Cas particulier du mont Brisé : le mont Brisé est une éminence rocheuse qui domine (cote 2145 m) le vallon de Dolonne, à peu de distance au Nord Est de l'Alpe d'Arp (panorama fig. 51).

Cartographiquement, il se présente sous la forme d'une grosse lentille de dolomies du Trias moyen (Ladinien pseudobrèche) et quelques dolomies jaunes vraisemblablement anisiennes sur son flanc méridional (pendage environ 70° vers le Sud Sud Est).

Au sommet reposent, en discordance avec un pendage faible, des microbrèches à éléments dolomitiques et calcaires très analogues à celles du versant sud de la Pyramide méridionale (base de l'ensemble antéflysch).

A l'extrémité orientale, des conglomérats de la base du "Flysch" s'appuient sur les dolomies sans que l'on puisse vraiment dire si le contact est stratigraphique ou tectonique. Les relations du mont Brisé avec les structures avoisinantes sont malheureusement peu visibles. Il paraît correspondre assez bien géométriquement à la grosse masse de dolomies

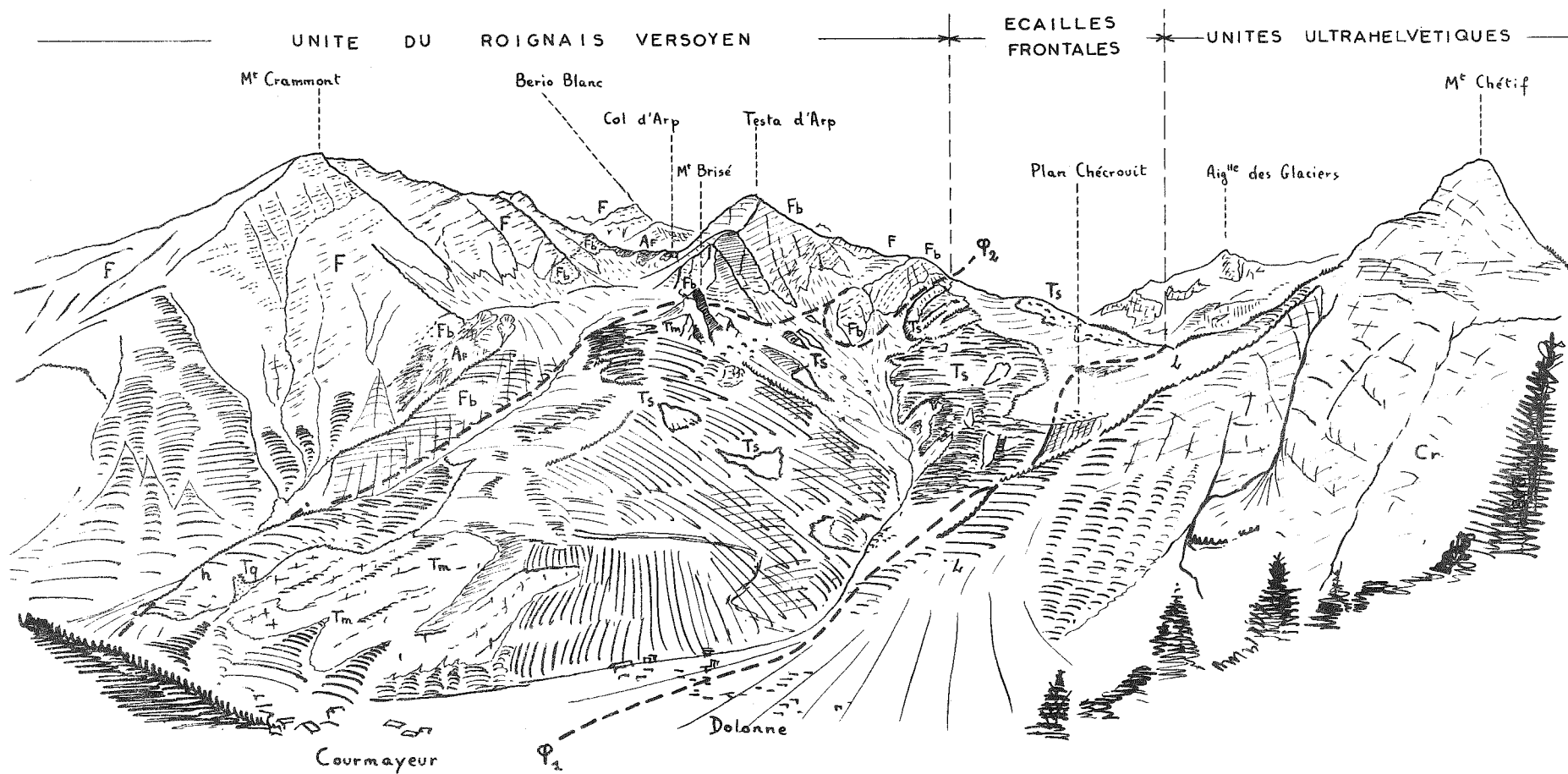


Figure 51 - Panorama de la rive droite de la Doire Baltée au niveau de Courmayeur -

Ultrahelvétique : Cr : cristallin (Mont Chétif) - L : Lias indifférencié -

Zone des écaillles frontales : Ts : Trias supérieur (gypses et cargneules) - Tm : Trias moyen (calcaro-dolomitique) -  
Tq : Trias inférieur (quartzites) - h : Carbonifère -

Unité du Roignais-Versoyen : F : Flysch - Fb : formation basale - Af : ensemble antéflysch -

$\Phi_1$  : front de la zone des Brèches de Tarentaise -  $\Phi_2$  : limite frontale de l'unité du Roignais-Versoyen.



de la rive droite de la Doire Baltée mentionnée au paragraphe précédent. Son appartenance à la zone des écaïlles frontales paraît donc structurellement indubitable, bien qu'il soit pour l'instant impossible de préciser si les niveaux détritiques sommitaux appartiennent à la base de l'ensemble antéflysch (comme à la Pyramide méridionale), ou à la formation basale (Fb) du "Flysch" de Tarentaise.

## II. - LES ECAILLES FRONTALES AU NORD DE LA DOIRE BALTEE

Ce secteur a été étudié en détail par R. ZULAUF (1964). Pour les descriptions de coupes détaillées, nous renvoyons au mémoire correspondant. Quelques points de désaccord seront toutefois soulignés au passage.

Au Nord de la Doire Baltée, la zone des écaïlles frontales emprunte la rive gauche du Val Sapin (versant nord ouest de la Testa di Liconi, Testa di Curru). Elle est malheureusement presque totalement cachée à l'affleurement entre Courmayeur, Verrand et la Suchère. De ce fait le raccord structural entre les deux rives de la Doire Baltée est impossible.

### 1 - Coupes de la rive gauche du Val Sapin

Les affleurements réapparaissent au niveau de Chapy. La zone des écaïlles frontales n'est plus alors représentée que par une série de lames imbriquées, fortement écaïllées, où les séries triasiques prédominent. La plupart des contacts sont anormaux et soulignés par des cargneules (fig. 49, coupes 5, 6, 7).

Le décollement basal de l'unité du Roignais-Versoyen, déjà amorcé au niveau de la Testa d'Arpy, se poursuit très nettement.

L'ensemble antéflysch, encore visible à la base de Fb (coupe 5, fig. 49), disparaît tectoniquement (coupes 6, 7, fig. 49). Fb repose alors par l'intermédiaire de cargneules et de gypses, directement sur le Houiller de la zone des écaïlles frontales.

Mon interprétation diffère sur ce point de celle de R. ZULAUF. Ce dernier attribue, en effet, les séries schisteuses tendres bien développées dans les pentes entre Freydevaz et Curru, où elles sont responsables de glissements généralisés du versant, aux couches de la Vasse et de la Peula selon la terminologie de R. TRUMPY (équivalent de mon ensemble antéflysch).

Cette attribution me paraît discutable pour plusieurs raisons :

- Il existe, nous venons de le voir, un contact anormal très net entre ces séries schisteuses et la masse du Flysch. Le seul argument péremptoire (liaison stratigraphique avec les conglomérats de base du Flysch) disparaît de ce fait. Mais il y a mieux : au niveau de la coupe 5 de la figure 49 l'ensemble antéflysch est présent à sa place normale sous Fb et le contact anormal précédent est situé au-dessous. Il y a donc une distinction structurale très nette entre ce dernier et le Houiller de Curru.
- Les faciès de la série schisteuse de Curru sont en tous points semblables à ceux du Houiller suivi depuis la Combe de la Nova (schistes noirs à micas détritiques, schistes noirs anthraciteux, grès fins psammittiques, grès quartziteux, quartzites phylliteux, conglomérats grossiers à dragées de quartz d'aspect gneissoïde). Ils ne renferment jamais les micro-brèches et conglomérats polygéniques ou les bancs calcaires qui caractérisent les couches de la Vasse et de la Peula à la Pierre Avoi par exemple.
- Enfin FRANCHI et STELLA 1903 ont signalé d'anciennes exploitations d'anthracite dans le secteur Freydevaz Curru. Bien que la présence d'anthracite ne soit en aucun cas caractéristique du Houiller, je ne connais nulle part dans l'ensemble antéflysch (équivalent des couches de la Peula) de l'anthracite en quantité suffisante pour avoir pu justifier des grattages.
- Signalons enfin, qu'en de nombreux points de la zone des écaïlles frontales, ces schistes et grès sombres sont associés aux quartzites triasiques ou permo-triasiques.

## 2 - Coupe du col Sapin

Le col Sapin est situé sur l'ensellement qui sépare les hauts vallons de Sapin et d'Armina (fig. 52). La crête qui s'étend au Sud Est depuis la Testa Bernarda offre la dernière bonne coupe, lorsque l'on se déplace vers le Nord Est. A ce titre elle a déjà été décrite de nombreuses fois (R. BARBIER 1951, M.B. CITA 1953, R. ZULAUF 1964), mais ces diverses descriptions ne concordent pas toujours. Aussi donnerai-je à mon tour le résultat de mes observations.

En partant de la Testa Bernarda j'ai relevé :

- 1 - dernière lame cristalline de la Testa Bernarda (microgranite porphyroïde cataclaté) ;
- 2 - 6 - 8 m de calcaire cristallin gris clair, zoné ;
- 3 - un mince niveau de schistes noirs tendres ;
- 4 - des cargneules. Celles-ci soulignent ici le "front pennique" ;
- 5 - un ensemble épais analogue aux couches de Saint-Christophe, formé d'une alternance de calcaires gréseux roux, de calcschistes et de schistes noirs brillants. Quelques critères de polarité assez ténus, semblent indiquer une série normale (épaisseur 180 à 200 m) ;
- 6 - un mince liséré de cargneules ;
- 7 - une série de dolomies grises à patine crème incluant de nombreuses brèches intraformationnelles (épaisseur 125 m environ) ;
- 8 - une cinquantaine de mètres d'une série très proche de 5 (aspect "flysch") ;
- 9 - une écharde de quartzites feuilletés, épaisse de 2 à 3 m, associée au niveau suivant ;
- 10 - un liséré de cargneules ;
- 11 - 4 à 5 m de dolomies crèmes devenant progressivement grises en patine ;
- 12 - un niveau de calcschistes gris, spathiques, très feuilletés, rappelant beaucoup les calcaires vermiculés ;
- 13 - un ensemble dolomitique comprenant :
  - 10 m de dolomies massives, patinées alternativement de gris et de jaune, à cassure fine ;
  - 8 m de dolomies plaquettées formant vire ;
  - 2 m de dolomies à patine ocre en bancs massifs ;
  - 1 à 2 m de dolomies grises pseudobréchiques.
- 14 - une dizaine de mètres de dolomies cendrées en bancs plus minces, plaquettés, souvent pseudobréchiques avec de temps à autre un banc gris foncé plus spathique. Vers le haut cet ensemble se feuillette beaucoup ;
- 15 - un mince liséré de cargneules ;
- 16 - 8 m environ de dolomies crèmes ou grises en plaquettes passant parfois à des dolomies brunâtres un peu sableuses ;
- 17 - 30 à 40 m de calcaires gris spathiques en plaquettes minces s'étendant jusqu'au col Sapin ;
- 18 - des quartzites phylliteux et conglomérats de type "Verrucano" sous forme d'échardes laminées ;
- 19 - des schistes noirs du Houiller ;
- 20 - une lame de quartzites permo-triasiques visible un peu en contrebas, sur le versant nord du col Sapin ;
- 21 - des schistes noirs du Houiller ;
- 22 - en contact anormal probable, une série à caractère de flysch (du type couches de Saint-Christophe) ;
- 23 - à la base de la falaise de la Testa di Curru, niveaux de calcaires gréseux compacts, brunâtres, évoquant fortement le faciès local de Sq (tel qu'on peut l'observer aux alentours du lac Liconi) ;
- 24 - la série détritique basale du flysch apparaît déjà assez haut dans la falaise. Elle est de ce fait peu accessible.

Cette coupe montre les ensembles suivants :

Le cristallin de la Testa Bernarda, écaillé arrachée au noyau du Mont de la Saxe. Quelques lambeaux de sa couverture normale restent adhérents (niveaux 2 - 3).

Le niveau 5 correspond aux schistes de Ferret (voir IIe partie).

Le niveau 7 correspond à une lame de Trias moyen à valeur anticlinale selon R. ZULAUF.

Le niveau 8 à caractère de "flysch" comparable soit aux schistes de Ferret, soit aux couches de Saint-Christophe, reste d'attribution incertaine.

Les niveaux 9 à 17 correspondent à un noyau triasique à valeur synclinale.

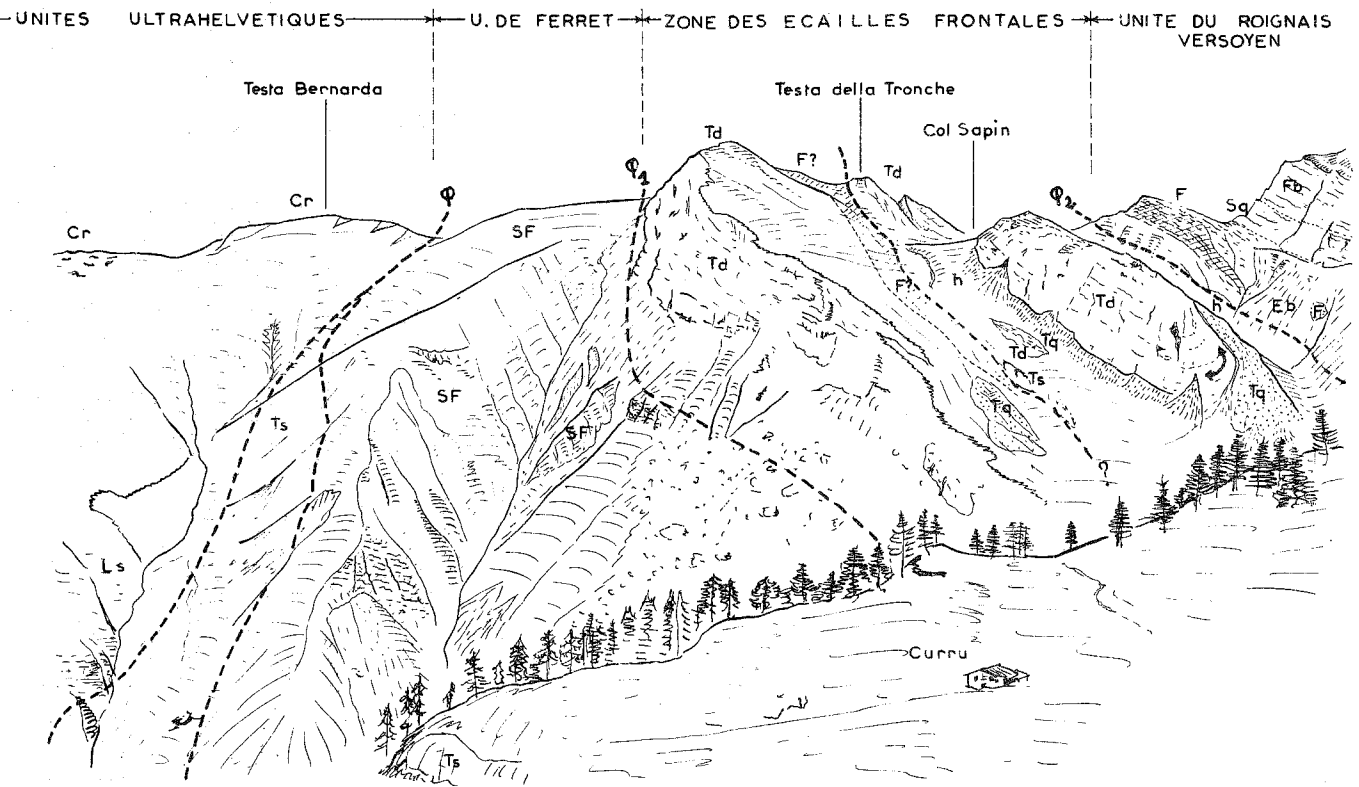


Figure 52 - Panorama de l'arête Testa Bernarda - col Sapin vu des environs de l'alpage de Curru -

Unités delphino-helvétiques : Cr : cristallin ; Ls : Lias supérieur (schisteux).

Unité de Ferret : S.F. schistes de Ferret ; Ts : Trias supérieur (gypses et cargneules).

Ecailles frontales : F : flysch indifférencié ; Ts : gypses et cargneules ; Td : Trias moyen ;  
Tq : Trias inférieur ; h : Carbonifère.

Unité du Roignais-Versoyen : F : couches de Saint-Christophe ; Sq ; couches des Marmontains ;  
Fb : formation basale.

- Φ : front de l'unité de Ferret
- Φ<sub>1</sub> : front des écailles frontales
- Φ<sub>2</sub> : front de l'unité du Roignais-Versoyen.

Les niveaux 18 à 21 correspondent à un anticlinal étiré à cœur de Houiller.

La discussion de la position structurale des niveaux 21 à 23 sera abordée avec la description structurale de l'unité du Roignais-Versoyen.

### III. - CONCLUSION : LES ENSEIGNEMENTS FOURNIS PAR LA ZONE DES ECAILLES FRONTALES

a) La zone des écaïlles frontales est un trait structural important de notre région. Elle se suit en effet sur plus de 15 km entre le Haut Val Veni et le Pas-entre-Deux-Sauts.

b) Son homogénéité n'est cependant qu'apparente : nous avons montré que sa position structurale en fait la suite logique de l'unité de Moûtiers. Il se pose alors des problèmes d'ordre paléogéographiques non encore résolus. La zone des plis isoclinaux externes de l'unité de Moûtiers ne se retrouve pas, en effet, dans les écaïlles frontales, exception faite du lambeau de "flysch" de la base du versant nord du mont Fortin. Or, au Nord de la Doire Baltée, et peut-être même dès le Haut Val Veni (voir ci-dessus), nous voyons à la place même que devraient occuper ces plis externes, apparaître l'unité de Ferret. Les relations paléogéographiques entre les unités de Moûtiers et de Ferret ne peuvent être établies puisque le domaine paléogéographique assurant la transition se trouve "escamoté" par l'écaillage isoclinal intense que devient la règle à partir des Pyramides Calcaires.

Il est néanmoins pratiquement certain que les divers affleurements triasiques et liasiques reconnus dans la zone des écaïlles externes ne sont pas absolument comparables, malgré leur analogie de faciès, si on essaye de les replacer dans leur localité d'origine.

La distinction entre les unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen, basée entre autres et surtout sur la présence ou l'absence de l'ensemble antéflysch paraît s'estomper quelque peu, puisque ce dernier nous a paru en quelques points pouvoir être identifié dans les écaïlles frontales.

En résumé le domaine paléogéographique d'origine des écaïlles frontales doit être considéré comme une zone intermédiaire entre deux grandes subdivisions du "domaine valaisan" : les unités de Ferret et du Roignais-Versoyen. Plissée et érodée avant le Crétacé cette zone devait séparer, de façon relativement nette, les bassins du "Flysch de Tarentaise" et de Ferret.

Malheureusement la zone des écaïlles frontales n'offre aujourd'hui que des affleurements incomplets. Les déformations et écaillages tectoniques liés au paroxysme ont expulsé, ou plus certainement, englouti en profondeur la véritable zone de transition paléogéographique.

## CHAPITRE TROISIEME - L'UNITE DU ROIGNAIS - VERSOYEN

Schématiquement, l'unité du Roignais-Versoyen se présente sous forme d'un vaste synclinorium, bordé de deux zones anticlinales. Cette disposition ressort très clairement de la carte géologique synthétique au 1/50 000. Les zones anticlinales sont en réalité des faisceaux de plis isoclinaux très resserrés. Cartographiquement ils se distinguent du synclinorium par la "remontée" de la formation basale du "Flysch" (Fb).

### I. - LA ZONE ANTICLINALE EXTERNE

#### 1 - Région des Chapieux

Une coupe continue du Plan Lombard, depuis le torrent des Glaciers jusqu'aux contreforts de la Clavettaz montre, contre toute attente, assez peu de terrains attribuables avec certitude aux couches de Saint-Christophe ; on remarque à plusieurs reprises l'alternance des conglomérats (Fb) avec des niveaux gréseux ou quartziteux (Sq probable). Le front de l'unité est donc affecté d'un système de plis isoclinaux le plus souvent très laminés. L'interprétation en est impossible en raison d'une part du fauchage généralisé du versant, d'autre part du manque de continuité des affleurements. Des clivages tectoniques paraissent compliquer les choses en provoquant certaines juxtapositions anormales.

Enfin remarquons que les structures anticlinales de Crêt Bertex et du pont Saint-Antoine (synclinorium médian) paraissent devoir se fondre dans la zone anticlinale externe, du fait de leur obliquité (direction sensiblement nord sud) sur les lignes structurales de l'unité (Sud Ouest - Nord Est). Cela n'est toutefois pas visible à l'affleurement.

#### 2 - En Val Veni

En Val Veni la zone anticlinale externe est particulièrement développée dans le massif de la Testa d'Arp et du mont Nix, ainsi que sur les pentes septentrionales du mont Favre (P. ANTOINE 1966 a et b).

Dans ce secteur la succession est la suivante, de bas en haut (fig. 53 bis, coupes 7 et 8) :

- Un pli anticlinal couché repose par contact anormal sur la zone des écailles frontales (base de l'arête nord du mont Favre - fig. 50). Le cœur du pli est constitué par les schistes noirs de l'ensemble antéflysch, l'enveloppe par une barre de calcaires microbréchoïdes et conglomérats (Fb).

Vers l'Est Nord Est (base de la Testa d'Arp) cette barre de Fb se plisse intensément et passe à un lambeau pratiquement déraciné, flottant sur le gypse au niveau de Plan Chécrouit.

- Un pli synclinal marqué par l'affleurement d'une bande de couches de Saint-Christophe (talus sous la Testa d'Arp versant nord).

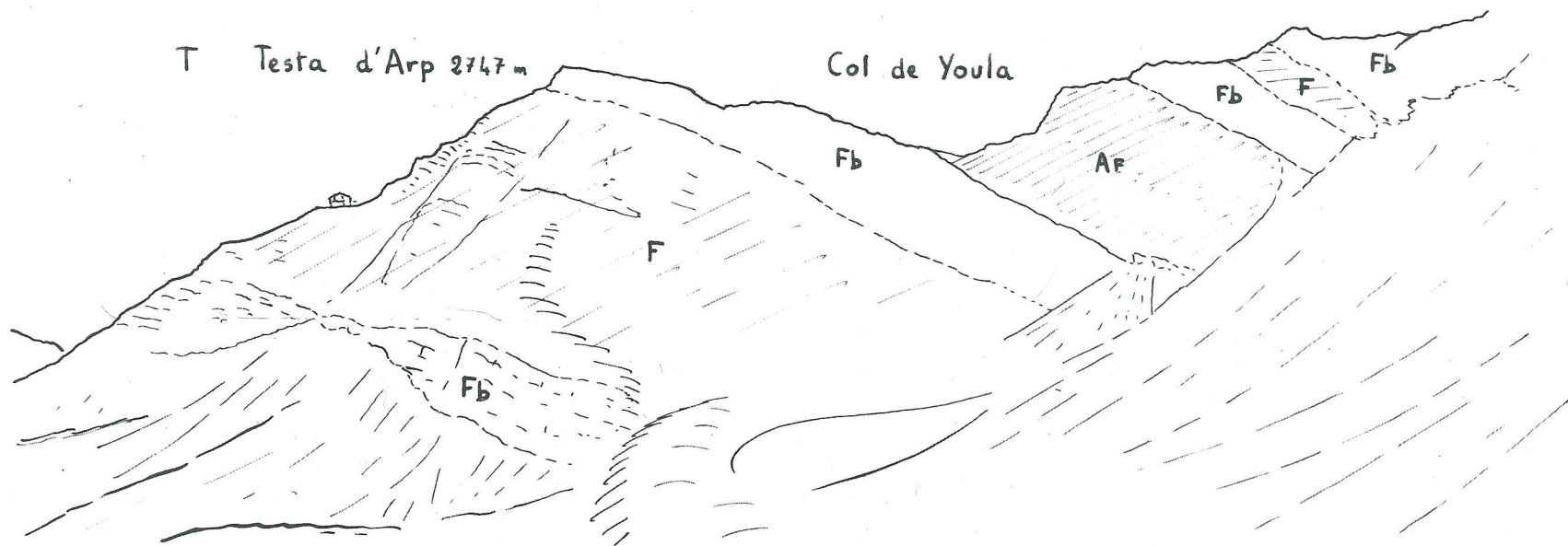
- Une structure anticlinale importante qui constitue ici l'ossature de la zone. Le cœur en est constitué par les schistes noirs et calcschistes de l'ensemble antéflysch qui affleure au col de Youla. Le flanc inverse de ce pli forme le sommet du chafnon de la Cresta d'Arp (Fb) et la raccorde avec le synclinal précédent (photo 14).

- Un faisceau de plis isoclinaux extrêmement resserrés accidente le flanc normal de l'anticlinal précédent, entre le col de Youla et le mont Nix. Ce faisceau de plis est matérialisé par l'alternance de minces "lanières" de couches de Saint-Christophe (F) pincées dans les niveaux plus durs (Fb). Les couches des Marmontains (Sq), souvent laminées, ne sont pas toujours reconnaissables (P. ANTOINE 1966 b).

Cette structure se poursuit vers le Nord Est jusqu'au niveau de l'Alpe d'Arp et du mont Brisé. Là elle devient moins visible, par suite de sa réduction à quelques replis, et du développement d'un abondant Quaternaire.



Photo n° 14 - Panorama de la Testa d'Arp et du Col de Youla.



L'axe de la structure, souligné par les schistes noirs des cols de Youla et d'Arp, reste visible jusqu'à la base du versant nord du mont Grammont.

Au-delà, et jusqu'à la Doire Baltée, la zone anticlinale externe paraît se laminer en arrière de la masse de dolomies et quartzites qui représente, sur la rive droite du torrent, la zone des écailles frontales.

### 3 - Zone intermédiaire

Entre Plan Lombard et le mont Favre, la zone anticlinale externe paraît ne pas exister dans tout le haut vallon des Glaciers et le haut Val Veni. L'examen attentif des falaises de flysch peu accessibles, qui surmontent dans toute cette zone la barre de Fb fournit cependant quelques indices. On observe fréquemment des plis fermés de faible amplitude (quelques mètres) et des variations dans la lithologie.

Il me paraît logique de considérer que la zone anticlinale externe existe bien dans ce secteur, mais que l'érosion ne l'a pas ouverte jusqu'aux niveaux de base du "Flysch" faciles à identifier. De ce fait, les structures ne sont observables qu'au niveau du flysch proprement dit, ce qui en rend le déchiffrement pratiquement impossible.

### 4 - Prolongation au Nord Est de la Doire Baltée

Les abondants placages de glaciaire et d'éboulis qui empêchaient l'observation de la zone des écailles frontales, entre Courmayeur et Verrand, masquent également, en rive gauche de la Doire Baltée, la prolongation de la zone anticlinale externe.

Celle-ci ne réapparaît, à mi pente du versant rive gauche du Val Sapin, qu'au niveau de la Trappe. La structure apparaît alors considérablement simplifiée, pour autant que les difficiles conditions d'observation permettent d'en juger (parfois abruptes, peu accessibles - observation à la jumelle obligatoire).

La zone externe paraît se résumer à un seul pli anticlinal dont le flanc inverse serait, la plupart du temps, cisailé par le contact supérieur de la zone des écailles frontales.

En effet, en allant du Sud Ouest vers le Nord Est, on observe l'évolution suivante, interprétée sur la figure 54.

Au niveau de la coupe 2 (prise un peu au Nord Est de la Suche), le cœur de la structure est visible sous forme de schistes noirs de l'ensemble antéflysch. Ils surmontent directement la zone des écailles frontales ( 2).

Puis, à partir de Curru (coupe 3), l'ensemble antéflysch n'est plus visible, Fb surmonte directement les écailles frontales.

Au col Sapin, coupe 4, un lambeau de flanc inverse du pli serait conservé (sous toutes réserves en ce qui concerne les couches de Saint-Christophe).

Au Pas-entre-Deux-Sauts, on retrouve au contact de  $\varphi$  2 et sous Fb un petit affleurement d'ensemble antéflysch.

Enfin, la structure anticlinale redevient nettement visible sur la crête du mont Chichet, coupe n° 6.

Au-delà le contact  $\varphi$  2 tronque complètement la structure ne laissant plus subsister qu'une partie du flanc normal. Entre temps, les écailles frontales ont disparu un peu au Nord Est du Pas-entre-Deux Sauts ; ainsi à partir du mont Chichet la formation basale (Fb) du "Flysch" de Tarentaise surmonte-t-elle directement les schistes de Ferret. Cette disposition particulière se poursuit jusqu'à la frontière italo-suisse, et au-delà en direction du Valais, jusqu'au massif de la Pierre Avoi.

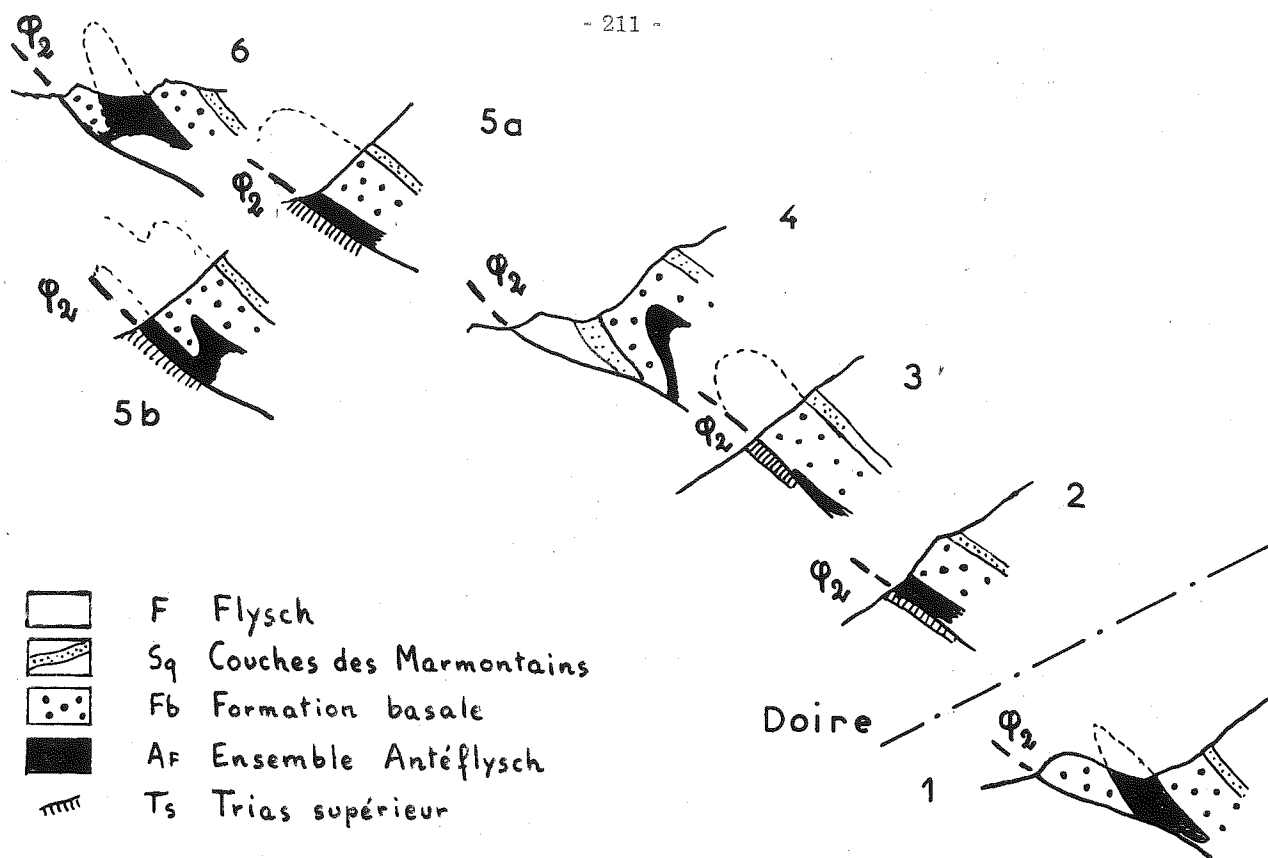


Figure 54 - Schéma partiellement hypothétique de l'évolution du pli frontal de l'unité du Roignais-Versoyen entre la Doire Baltée et le vallon de Malatra -  
 1 - Sous le mont Grammont ; 2 - Au niveau de la Trappe ; 3 - Au niveau de Curru ; 4 - Au col Sapin ;  
 5 a et 5 b - Au Pas-entre-Deux-Sauts (2 hypothèses) ; 6 - Au mont Chichet -

## II. - LE SYNCLINORIUM MEDIAN

### 1 - Définition et extension

La disposition synclinale de l'unité du Roignais-Versoyen est connue depuis longtemps en Tarentaise (synclinal du Roignais - H. SCHOELLER 1929). Dans le secteur Roignais - Aiguille de Leisette - vallée du Charbonnet, cette structure n'est pourtant que partiellement visible. Elle est en effet partiellement oblitérée par les replis du flanc inverse de l'anticlinal déversé du Versoyen, ainsi que par le chevauchement d'une unité tectonique plus interne, l'unité de Salins.

A partir de la vallée du torrent des Glaciers et vers le Nord Est, la structure synclinale est, par contre, très apparente, en dépit de son recouvrement partiel par l'anticlinal déversé du Versoyen, qui atteint pourtant là son développement maximum. Elle est alors caractérisée par l'affleurement sur de vastes surfaces des couches de Saint-Christophe, qui forment la plupart des sommets élevés de la région : Grandes Aiguilles 2830 m - Pointe des Ouillons 3093 m - Pointe de Léchaud 3128 m - Berio Blanc 3252 m - Tête des Vieux 2872 m - Mont Grammond 2737 m.



A partir de la vallée de la Doire Baltée, cette structure synclinale se restreint considérablement du fait de l'apparition d'une énorme zone anticlinale qui la scinde en deux bandes synclinales plus étroites ainsi que nous le montrerons ci-après.

Le synclinal médian n'est donc une unité bien définie que dans le secteur compris entre Bourg-Saint-Maurice et la Doire Baltée, et nous allons maintenant justifier l'emploi du terme de synclinorium.

## 2 - Les replis anticlinaux

Les grands bombements anticlinaux qui accidentent la structure synclinale générale sont connus depuis longtemps. Leur existence est en effet révélée par la profonde entaille de la vallée du torrent des Glaciers, entre les Chapieux et Bonneval-les-Bains (anticlinaux de Pont Saint-Antoine et de Crêt Bertex). Rappelons, à ce propos, qu'il s'agit de plis asymétriques dont le flanc inverse (Nord Ouest) est redressé ou légèrement inverse, et le flanc normal (Est Sud Est) en pente douce. Le pli du Pont Saint-Antoine est plus serré que celui de Crêt Bertex, qui est pratiquement un vaste bombement (tout au moins en ce qui concerne son flanc normal).

Ces deux replis restèrent longtemps les seuls connus. Vers le Nord Est, la série était alors considérée comme devenant très épaisse et isoclinale, ainsi que cela est figuré sur la plupart des coupes publiées par les auteurs récents (G. et P. ELTER - R. ZULAUF).

En réalité, cette conception doit être nuancée, ainsi que je l'ai indiqué dans une note précédente (P. ANTOINE 1966 a). Un examen attentif de la région montre que d'autres affleurements à valeur anticlinale existent en quelques points du synclinal de flysch. Ils sont toujours marqués par la présence de calcaires microbréchoïdes ou conglomérats de la série basale, ceinturés par une auréole plus ou moins continue de schistes à quartzites. Cette disposition exclut qu'il puisse s'agir de niveaux conglomératiques isolés au sein même du flysch (pour leur localisation voir le schéma structural pl. 2).

### a) L'anticlinal du haut vallon des Chavannes .....

Le premier de ces bombements, remarqué par G. et P. ELTER (1965), se situe dans le haut vallon des Chavannes sur le versant sud du mont Fortin, entre les cotes 2600 et 2700 m (affleurement déjà mentionné lors de l'étude sédimentologique "A" sur planche n° 5). Il s'agit là encore d'un pli, à charnière très douce, dont le flanc nord s'abaisse rapidement et dont le flanc sud est recoupé par une fracture ouest sud ouest - est nord est.

Par sa position structurale il peut être considéré comme sensiblement équivalent du pli du Pont Saint-Antoine ; je ne sous entends pas, toutefois, qu'il s'agit du même pli, cela relèverait d'un "cylindrisme" que le contact régional ne justifie pas.

### b) Le pli faillé du Bério Blanc .....

En rive gauche du vallon des Chavannes, dans les ressauts qui dominent un alpage coté 2065, de coordonnées  $x = 35,750$  ;  $y = 67,300$  (feuille La Thuile au 1/25 000 de la carte d'Italie), on retrouve les conglomérats de la série basale du "Flysch" surmontés par les quartzites des Marmontains (visibles par exemple sous le point coté 2265 m). Les contours cartographiques de l'affleurement sont difficiles à préciser en raison de dépôts morainiques et d'éboulis. Il y a donc là un nouveau pointement anticlinal analogue au précédent.

Cette hypothèse est confirmée par l'observation à distance du versant ouest du Bério Blanc (depuis l'Alpe supérieure de Bério Blanc par exemple). Un examen attentif de la paroi révèle en effet à la base de celle-ci, 500 m environ à l'Est de l'alpage ci-dessus, une charnière anticlinale assez bien marquée (quoique estompée) dans les couches ici relativement massives du flysch. Le dessin de la charnière est encore visible, peu sous le sommet du Bério Blanc, souligné par quelques bancs roussâtres. Cette disposition a été vérifiée lors d'un survol à basse altitude de ce massif.

Le flanc nord ouest de l'anticlinal du Bério Blanc est affecté par une importante fracture, soulignée par un couloir bien marqué dans la topographie. Cette fracture sépare le Bério Blanc de son contrefort nord ouest. L'examen

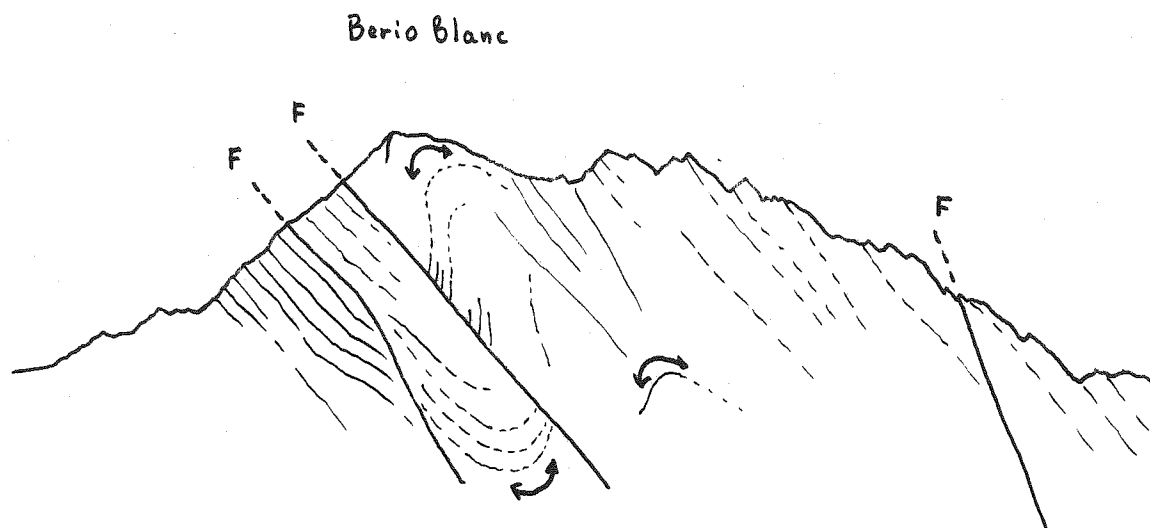


Figure 55 - Structure du mont Bério Blanc -

attentif de celui-ci montre une structure "synclinale" avec rebroussement des couches au voisinage du plan de cisaillement (fig. 55). Une importante schistosité de fracture, parallèle à ce plan, peut se confondre, lors d'un examen rapide et à distance, avec un litage stratigraphique, d'où une conclusion erronée en faveur d'un style isoclinal.

La structure du massif du Bério Blanc est en réalité celle d'un pli faillé.

c) L'anticlinal du vallon de Youla  
.....

Le torrent de Youla prend naissance vers le col du même nom et se jette dans la Doire de Verney, au hameau de la Balme. Le haut vallon de Youla correspond à un fond d'auge glaciaire suspendue au-dessus de la vallée principale. Le gradin de confluence apparaît à la cote 2000 m environ, à l'Ouest Nord Ouest de l'alpage de Peson. Lorsque l'on se dirige vers ce ressaut morphologique par la rive droite du vallon depuis Montagnole au-dessus de la Balme, on rencontre successivement :

- Le flysch qui forme les pentes au-dessus de Montagnole.
- Les schistes noirs à quartzites verts des Marmontains qui affleurent à la base de la falaise en face de Peson à la cote 1920 m environ. Il convient pour les observer en place de quitter le sentier et de gravir la pente d'éboulis. Ces derniers montrent du reste en grande abondance les blocs de quartzites typiques. Sur l'affleurement les niveaux de schistes noirs montrent une belle schistosité dont le pendage supérieur à celui du litage stratigraphique indique un flanc normal de pli anticlinal.
- En poursuivant vers le Nord, à la base du ressaut sommital du gradin de confluence, alors que le sentier s'engage dans la falaise, on observe derrière un ancien parc à moutons, les calcaires gris bleu microbréchoides de la série basale du flysch.

Nous retrouvons ainsi un noyau anticlinal (Fb) analogue à ceux précédemment cités, ceinturé par une auréole plus ou moins continuellement visible de quartzites des Marmontains.

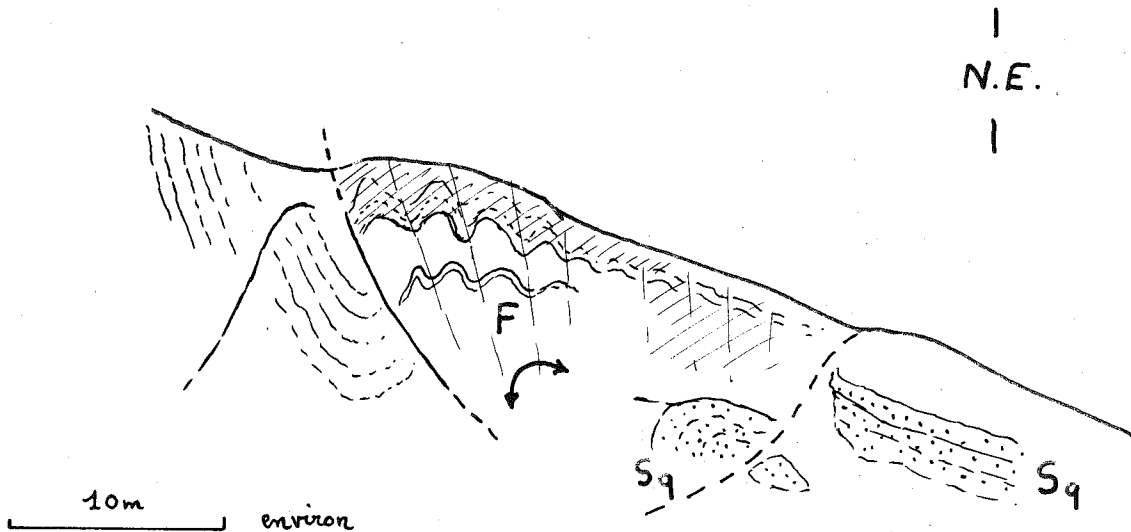


Figure 56 - Le pli anticlinal du vallon de Youla au-dessus de Peson -  
F : flysch ; Sq : couches des Marmontains.

De même qu'au Bério Blanc l'observation de la pente au Nord de Peson, vers le point coté 2222 (x = 40, 200 ; y = 68, 100, feuille La Thuile au 1/25 000 de la carte d'Italie) montre la réalité de la charnière anticlinale au niveau des couches des Marmontains, puis du flysch (fig. 56).

Le pli apparaît, là encore, asymétrique (flanc normal en pente douce) et accidenté par une fracture sur son flanc nord ouest.

Il est donc d'un style très voisin du pli précédent.

#### d) L'anticlinal de Pré Saint-Didier

Lorsque l'on va par la route (S. N. 26) de La Thuile à Pré Saint-Didier on constate que la vallée, déjà relativement étroite, se resserre encore à l'aval du hameau de Torrent. L'accès à Pré Saint-Didier se fait par une gorge étroite, puis une pente très rapide que la route descend par des lacets extrêmement serrés. La Doire de Verney s'engage de son côté dans une gorge profonde aux parois verticales entaillées dans une série calcaire très épaisse. Il s'agit là encore de la formation basale de la série détritique de Tarentaise (Fb) mais ici, sous son faciès interne à calcaire prédominant. De nombreux facteurs contribuent à l'extension très grande des affleurements de Fb dans tout le secteur situé au Sud de Pré Saint-Didier :

- les séries sont stratigraphiquement beaucoup plus épaisses ;
- un réseau de fractures décroche de proche en proche les affleurements.

Mais le facteur le plus important est l'apparition d'un nouveau pli anticlinal qui vient approximativement doubler l'épaisseur apparente de la formation basale de Tarentaise.

Ce pli, passé inaperçu jusqu'ici semble-t-il, est bien visible dans la paroi qui domine Pré Saint-Didier au Sud Ouest (par exemple depuis le lacet de Pallusieux sur la "Route Blanche", si possible le matin où l'éclairage est favorable).

La charnière du pli passe pratiquement au point coté 1772 m ( $x = 42,650$  ;  $y = 69,550$ , feuille Courmayeur de la carte d'Italie au 1/25 000). Sa direction est sensiblement sud ouest - nord est (donc parallèle aux lignes structurales majeures de la région). Elle présente un plongement vers le Sud Ouest. Le pli assymétrique : flanc sud est (normal) incliné en moyenne de 15 à 20° vers le Sud Est pour la partie visible - flanc sud ouest légèrement renversé à pendage de 60° vers le Sud Est (fig. 53 bis, coupe 9).

Cartographiquement ce pli apparaît très bien avec son auréole de schistes noirs à quartzites verts qui en souligne parfaitement le dessin.

Cette nouvelle structure anticlinale va maintenant jouer un rôle considérable dans l'architecture de notre région. Pour en juger, il convient de franchir la Doire Baltée.

### 3 - Evolution au Nord Est de la Doire Baltée (fig. 53 ter, coupes 1, 2, 3, 4, 5, 6)

Le versant rive gauche de la Doire Baltée montre un formidable développement des niveaux de calcaires, calcaires microbréchoïdes (Fb) dans tout l'espace compris entre la gare de Pré Saint-Didier, le mont Cormet, la Testa de la Suche, la Testa di Liconi et la Testa Drumiana (coupes 1 et 2, figure 53 ter).

Cet accroissement considérable de l'épaisseur apparente de la série basale, s'il correspond en partie à une augmentation stratigraphique réelle, ainsi que nous l'avons montré, résulte du développement vers le Nord Est de l'anticlinal de Pré Saint-Didier.

Au niveau des coupes 1 et 2 l'existence du pli n'est pas évidente et seuls des détails mineurs laissent penser que la charnière puisse exister.

La preuve de son existence réelle est fournie, par contre, de façon indubitable, plus au Nord Est, dans le vallon de Liconi. Si l'on observe avec un éclairage favorable (de préférence en fin d'après-midi) depuis la Testa di Liconi par exemple le versant sud ouest des Aiguilles de Chambave (fig. 57), on voit se dessiner un énorme pli assymétrique présentant les mêmes caractères géométriques que celui de Pré Saint-Didier. La charnière en est visible un peu au-dessous du sommet 3089 m ( $x = 47,650$  ;  $y = 74,550$ , feuille Courmayeur au 1/25 000).

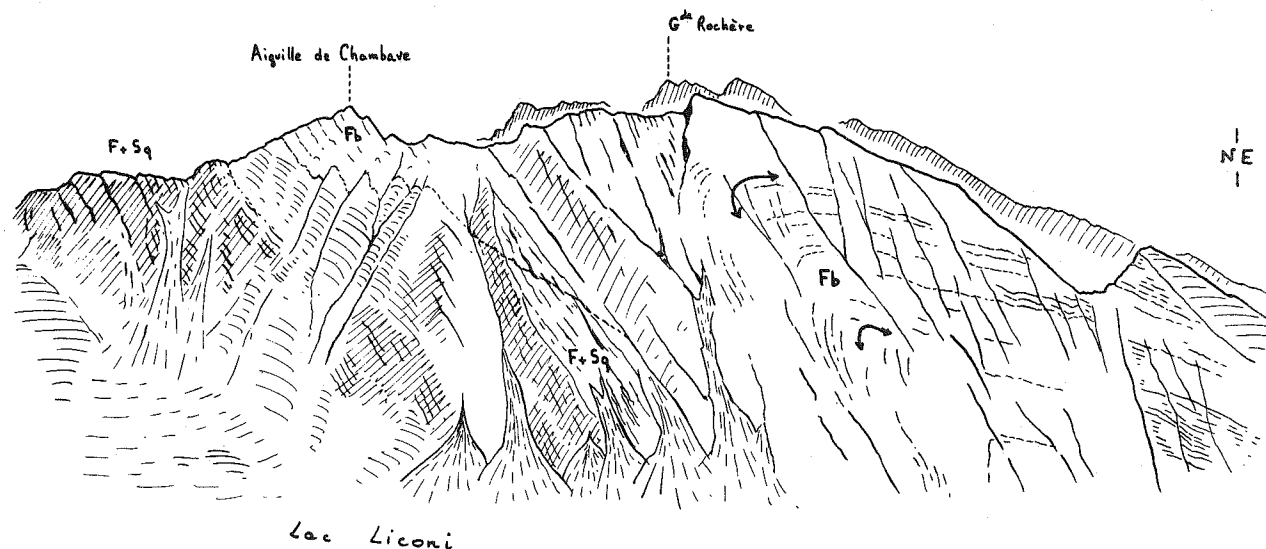


Figure 57 - Le pli des Aiguilles de Chambave vu de la Testa di Liconi -

Ce pli affecte une allure "en genou" avec un flanc nord ouest légèrement inverse (pendage 80° vers le Sud Est) et un flanc sud ouest en pente douce avec des couches subhorizontales sur une certaine distance à partir de la charnière (coupe 3, fig. 53 ter). Là encore une schistosité grossière, parallèle au plan axial du pli peut se prendre de loin pour un litage stratigraphique correspondant à une disposition monoclinale.

L'ensemble antéflysch n'affleure nulle part au centre de la structure, ce qui confirme la forte épaisseur stratigraphique de la série basale que l'on peut évaluer ici au minimum à 300 m.

Ainsi la coupe 9 de la planche IV du mémoire de R. ZULAUF nous paraît-elle assez éloignée de la réalité. Le style isoclinal n'est pas encore établi au niveau des Aiguilles de Chambave.

Si l'on extrapole les données de la coupe 3, on constate que la charnière du pli au contact Fb/Sq (actuellement disparue par érosion) pouvait atteindre la cote 3200 ou 3300 m, Or, à Pré Saint-Didier, la cote de la charnière au même niveau stratigraphique est aux environs de 1800 m.

Le relèvement axial du pli du Sud Ouest vers le Nord Est est donc plus modeste qu'il n'y paraît (environ 1400 m pour 7 km, soit une pente moyenne de 11° à 12°).

A partir de la Grande Rochère la structure va évoluer assez rapidement. En premier lieu, la charnière du pli n'est plus visible. Ceci est dû, pour une part, au surélévation axial mais surtout à un début de serrage de la structure qui tend à devenir réellement isoclinale. Ce phénomène est révélé par l'apparition en son cœur d'une bande d'ensemble antéflysch très laminée, et de redoublements locaux par failles inverses comme à Tête Noire.

Ce serrage devient la règle en se déplaçant vers le Nord Est. Combiné avec une réduction de l'épaisseur des séries, il se traduit à l'affleurement par la réduction rapide de l'importance cartographique de l'anticlinal Pré Saint-Didier - Aiguilles de Chambave (coupes 5 et 6, fig. 53 ter). Ce dernier n'est plus représenté sur la frontière italo-suisse que par l'étroite bande de Fb qui forme les Aiguilles de Leisache.

#### 4 - Conclusion relative au synclinorium médian :

La grande structure synclinale de l'unité du Roignais-Versoyen est donc affectée d'un certain nombre de replis anticlinaux ; le terme de synclinorium est bien adapté. Le rôle structural de ces replis est toutefois très inégal. Le pli de Pré Saint-Didier - Aiguilles de Chambave par exemple doit être rangé à part ; il s'agit d'un véritable pli de fond au sein de la structure. Son développement coïncide avec le domaine où l'épaisseur primaire de la série basale du "Flysch" est maximale.

Il ne fait pas de doute, dans ce cas particulier, que l'extension et le style de cette structure anticlinale ont été influencés par les variations de l'épaisseur et de la nature lithologique des terrains. Les déformations tectoniques se sont en quelque sorte calquées sur les variations de faciès au sein de la série basale du "Flysch".

Les autres plis mentionnés au cours du paragraphe précédent apparaissent en comparaison assez secondaires. Il convient à mon sens de leur attacher moins d'importance en eux-mêmes que pour ce qu'ils nous révèlent du style tectonique de l'unité (avec toutes les conséquences qui en découlent relatives au mode de mise en place de la nappe, ou à l'épaisseur du "Flysch"). Il est en effet pratiquement certain que de nombreux autres plis du même type existent, qui n'ont pu être décelés, faute pour l'érosion, d'avoir suffisamment incisé les reliefs. De ce fait les corrélations entre les divers plis observés n'ont pas été tentées, en raison des risques d'erreurs trop importants.

Nous avons également montré ci-dessus que la plupart de ces plis étaient faillés sur l'un ou l'autre de leur flanc (en général le flanc nord ouest). La remarque précédente peut s'appliquer aussi à ce type de failles et il est certain qu'un bon nombre de ces accidents échappent à l'observation (les plans de fracture liés au plissement se confondant en général avec la "schistosité" en grand du massif).

En résumé, l'étendue des affleurements des couches de Saint-Christophe au sein du synclinorium médian, correspond à une épaisseur apparente bien supérieure à la puissance réelle des terrains concernés. Cette épaisseur apparente résulte de multiples replis à tendance isoclinale, et de clivages et décollements le long des flancs de ces plis.

### III. - LA ZONE ANTICLINALE INTERNE

La bordure interne de notre synclinorium médian voit réapparaître les termes stratigraphiques profonds de la série du "Flysch de Tarentaise" à la faveur d'un système de plis très serrés, qui déterminent une véritable zone anticlinale. Ceci apparaît clairement sur les coupes des figures 53, 53 bis et 53 ter. Sur le terrain cependant l'étude détaillée de cette structure peut se heurter à des difficultés d'interprétation suivant le point de départ choisi.

La région de la Tête du Chargeur, un peu au Nord Est du col du Petit Saint-Bernard, en territoire italien, est la plus indiquée pour aborder l'étude des replis internes de l'unité du Roignais-Versoyen. Sur le plan tectonique elle marque en effet une transition entre une structure plissée très souple (au Sud Ouest) et une structure en plis isoclinaux se resserrant de plus en plus vers le Nord Est. Partant de la Tête du Chargeur, il est donc commode d'examiner les modalités du passage d'un type à l'autre de structure.

#### 1 - Structure de la colline de la Tête du Chargeur

(x = 37,300 ; y = 63,650 ; z = 2078, feuille La Thuile au 1/25 000 de la carte d'Italie).

Cette petite éminence, contournée par la S.N. 26 d'Aoste au Petit Saint-Bernard, présente l'avantage d'un accès facile et peut être étudiée commodément en détail.

Je vais, en premier lieu, décrire deux coupes telles qu'elles peuvent être faites sur le terrain (coupes 1 et 2, fig. 58).

##### a) Coupe 1 .....

Au virage coté 1861 de la S.N. 26, on empruntera la nouvelle route pastorale de l'Alpe de Verney, que l'on suivra pendant 250 m environ. Ce trajet permet d'observer (niveau 1) de beaux affleurements des couches de Saint-Christophe (coupe mesurée n° 5, p. 153). Puis à partir du point où la piste commence à descendre vers le torrent, on remontera le versant nord de la Tête du Chargeur, en suivant tout d'abord un petit sentier mal tracé. Vers la cote 1900 on rencontre un calcaire cristallin (niveau 3) gris bleu, à zones siliceuses, formant ressaut. Une recherche attentive permet d'y trouver des faciès microbréchiques (éléments de dolomies brunes). Il s'agit de Fb. Au-dessus vient un talus en pente douce qui ne permet aucune observation. Puis vient un deuxième ressaut important formé par des calcaires massifs. Il convient alors d'appuyer vers le Nord Est pour poursuivre et compléter la coupe.

Après une légère lacune d'observation, le premier ressaut mentionné vient former la falaise. Il s'agit bien de Fb (bancs de calcaires microbréchoïdes de 0,20 à 0,70 m d'épaisseur à granoclassement négatif calcaires à zones siliceuses).

Au-dessous apparaissent parfois les couches des Marmontains (niveau 2) réduites à 1 à 2 m de schistes noirs, de niveau de calcaires gréseux, et de quartzites en alternances centimétriques.

Plus bas encore, on rejoint les couches de Saint-Christophe observées au début de la présente coupe (niveau 1). Celle-ci est donc bien cohérente, la polarité de la séquence confirme les données du granoclassement.

Des arrachements montrent que le talus qui apparaît au-dessus de la barre de Fb est constitué d'une série de schistes noirs dont l'épaisseur peut atteindre 8 à 10 m (niveau 4). Ceux-ci sont bien visibles sur l'arête qui domine le virage 1861 de la S.N. 26 à la cote 1960. D'après ce que nous venons d'établir, ces schistes noirs correspondent à l'ensemble antéflysch (ce fait est confirmé par l'existence çà et là de lambeaux de prasinites complètement écrasés, en particulier en bordure même de la piste de l'Alpe de Verney).

La présence de ces schistes noirs se traduit dans la morphologie par une petite vire qui descend jusqu'au virage du kilomètre 50,5 de la S.N. 26 (entre K 50 et K 49 sur la carte).

La suite de la coupe nécessite la remontée des pentes abruptes qui mènent au sommet de la butte.

On rencontre d'abord un premier ressaut formé d'un calcaire cristallin gris, massif, présentant parfois des zones siliceuses (niveau 5). Puis un niveau sporadique de cargneules (niveau 6). Enfin la barre sommitale est constituée à nouveau par le calcaire précédent qui montre cette fois-ci des zones siliceuses absolument typiques (niveau 7). Il s'agit du Lias de la zone du Petit Saint-Bernard. Le premier ressaut mentionné (niveau 5) est également formé par le calcaire liasique de la zone du Petit Saint-Bernard. En effet, plus à l'Ouest, vers Champontailles on voit ces calcaires ceinturés par des

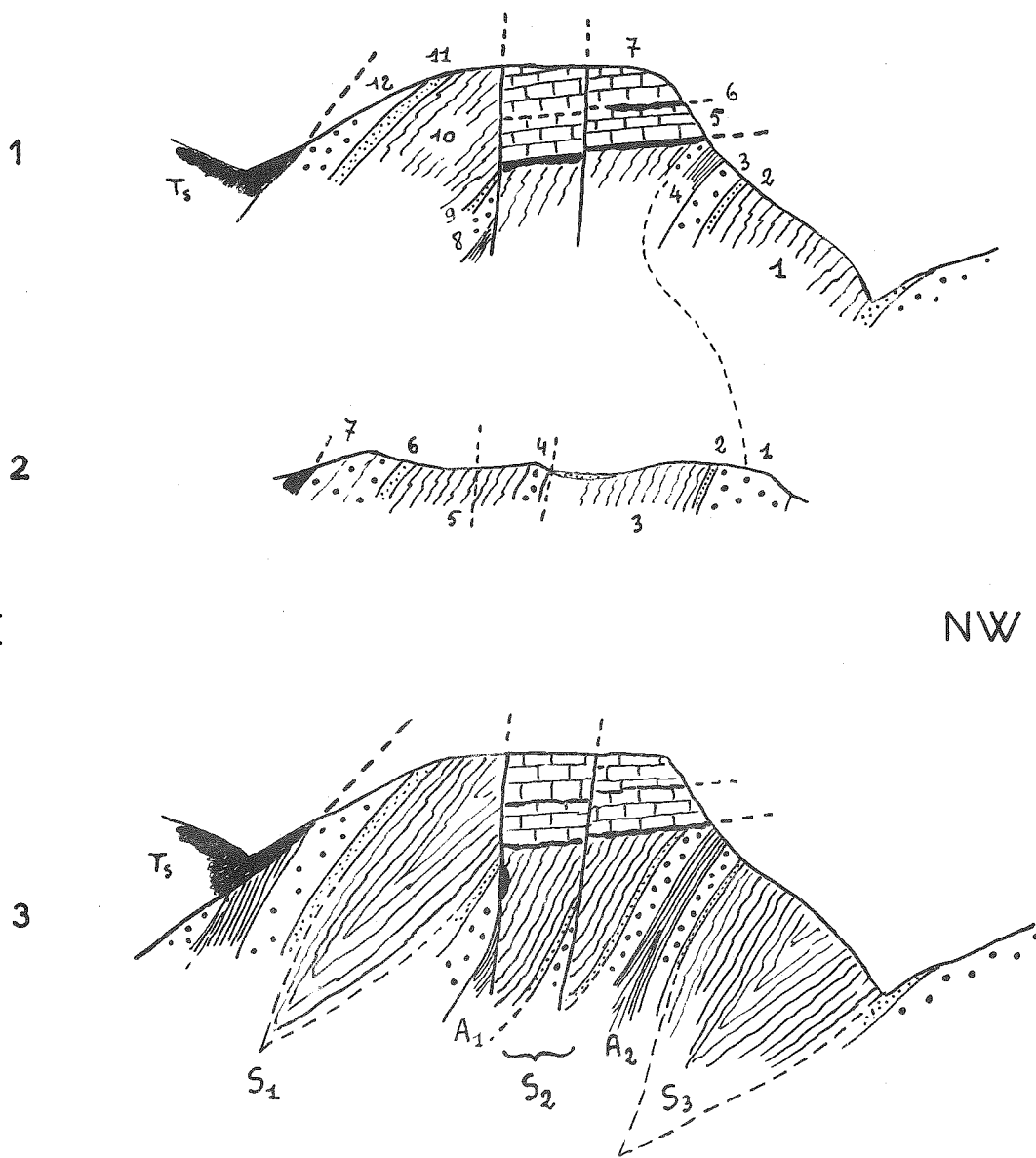


Fig N° 58

COUPES GEOLOGIQUES DE LA TETE DU CHARGEUR



Echelle approchée  500m

dolomies et cargneules du Trias supérieur. La coupe est ainsi très analogue à celle du versant nord est de Laytère. En poursuivant la coupe sur le flanc est de la Tête du Chargeur, on rencontre successivement, butant contre les calcaires de la zone du Petit Saint-Bernard, le flysch (niveau 10), les couches des Marmontains (niveau 11), puis la formation basale (niveau 12), et enfin les masses de cargneules du front Briançonnais. Nous retrouvons donc un ensemble de terrains appartenant à l'unité du Roignais-Versoyen.

#### b) Coupe 2

Elle peut se faire le long de la route S.N. 26 vers l'amont depuis le lacet du K 50,5. On rencontre successivement :

- 1 - une quarantaine de mètres de calcaires cristallins gris bleu, microbréchoïdes ou conglomératiques (Fb) ;
- 2 - 3 m de schistes noirs et de quartzites verts (un seul niveau bien typique de quartzites épais de 0,30 m) ;
- 3 - du flysch sur quelques mètres, puis lacune de visibilité ;
- 4 - un calcaire cristallin gris bleu formant un pointement isolé (Fb). Ses relations avec les terrains voisins ne sont pas visibles ;
- 5 - du flysch ;
- 6 - les couches des Marmontains ;
- 7 - les calcaires gris bleu et microbrèches de Fb.

#### c) Corrélation entre les deux coupes

Lorsque l'on parcourt la pente est de la Tête du Chargeur, entre le sommet et la S.N. 26, de nouvelles observations permettent de mieux définir la structure (voir carte géologique détaillée - figure 59 et panorama, figure 60) dans l'intervalle entre les coupes 1 et 2.

On constate ainsi que sous le niveau 10 de la coupe 1 réapparaissent quartzites des Marmontains et Fb (niveaux 8 et 9). Ainsi se matérialise un premier synclinal de "Flysch de Tarentaise" butant par faille contre les calcaires liasiques de la zone du Petit Saint-Bernard. Le long de cette faille des écailles indubitables de prasinites montrent que l'ensemble antéflysch n'est pas très loin en profondeur, et qu'il est, en tout cas, sous-jacent à Fb.

On remarque également que les niveaux 5 et 7 de la coupe 1 (calcaires liasiques de la zone du Petit Saint-Bernard) reposent par un contact anormal jalonné sporadiquement de cargneules et de brèches cargneuliques sur la tranche des niveaux 1, 2, 3 de la coupe 2. Les deux niveaux de calcaires liasiques de l'unité du Petit Saint-Bernard représentent donc les vestiges d'une petite klippe coïncée par faille dans la zone anticlinale interne de l'unité du Roignais-Versoyen.

Une autre remarque intéressante concerne le niveau 4 de la coupe 1 (ensemble antéflysch). Il matérialise le cœur d'une structure anticlinale dont le flanc normal est le niveau 1 de la coupe 2, et le flanc inverse le niveau 3 de la coupe 1. J'ai mentionné la découverte à ce niveau, de lambeaux de prasinites. Ainsi le niveau 4 de la coupe 1 représente bien l'ensemble antéflysch de par sa position structurale, sous le faciès série du Versoyen à ophiolites.

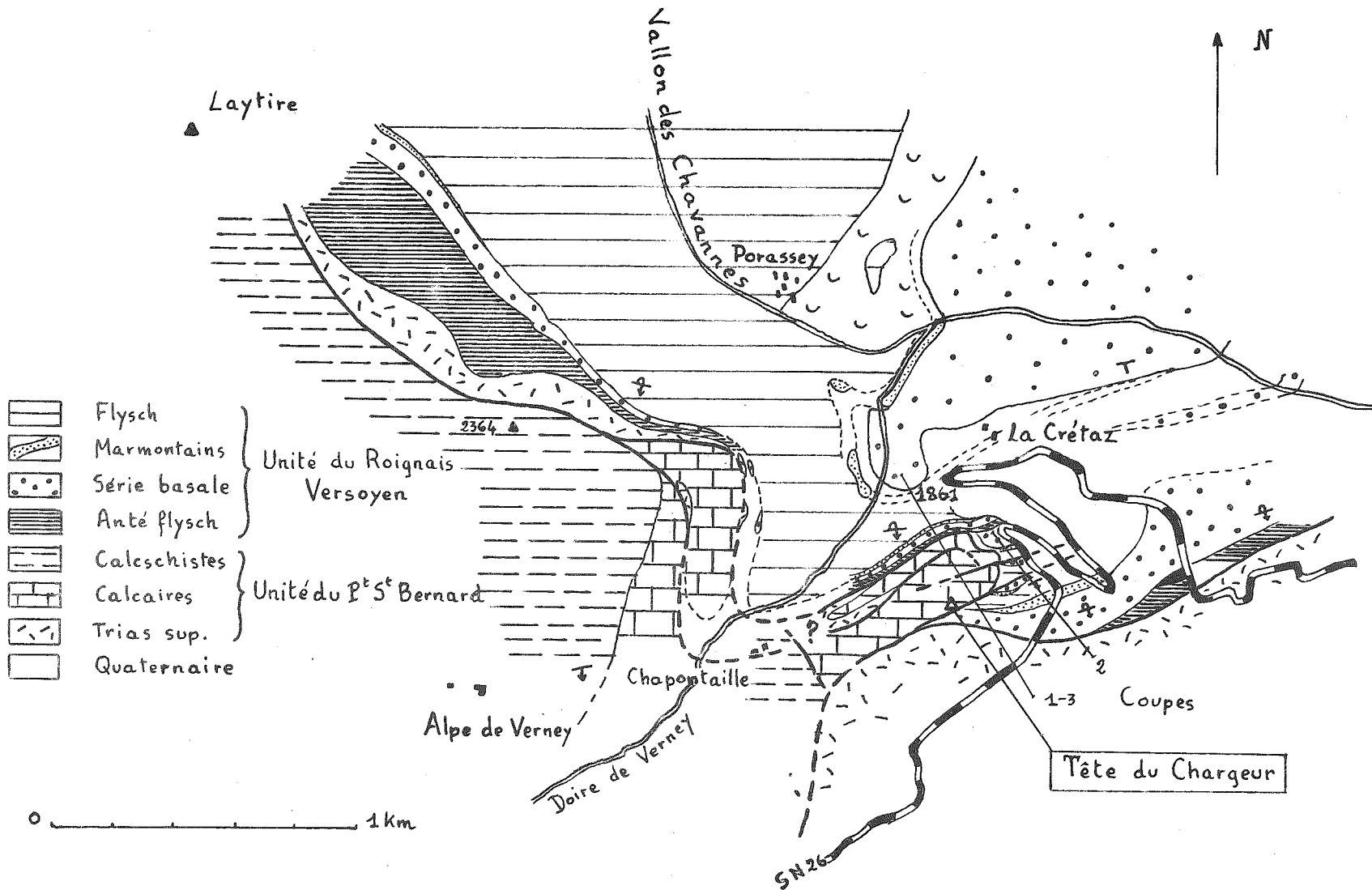
Enfin, je rappellerai une dernière observation intéressante un peu en dehors du domaine de la coupe 2 (à une cote plus basse et davantage vers l'Est). Au-dessus du niveau 7 (formation basale du Flysch en série inverse), on retrouve l'ensemble antéflysch typique sous forme de schistes noirs à niveaux de prasinites. Les roches vertes peuvent s'observer en bordure même de la S.N 26, au point  $x = 38,00$  ;  $y = 63,750$  ;  $z = 1825$  m. Le niveau de schistes noirs se poursuit quelque temps vers l'aval ; il est alors au contact même avec les cargneules du front Briançonnais.

#### d) Conclusion

Les observations ci-dessus sont récapitulées sur la coupe interprétée de la figure 58. Il se dégage de cette interprétation quelques faits fondamentaux :

- Dans le secteur de la Tête du Chargeur, l'unité du Roignais-Versoyen présente, sur sa marge interne, une série de plis pratiquement isoclinaux. On reconnaît du Sud Est vers le Nord Ouest :





REGION DE LA TETE DU CHARGEUR

CARTE GEOLOGIQUE DETAILLEE

Fig 59

Un synclinal S1 suivi de l'anticlinal A1 tronqué par une faille subverticale. Ensuite vient un synclinal S2 incomplet et faillé, suivi d'un nouvel anticlinal A2. Ces deux structures sont recouvertes en contact anormal par une klippe de calcaires liasiques appartenant à la zone du Petit Saint-Bernard. Au-delà de l'anticlinal A2 vient un synclinal S3 beaucoup plus ouvert qui amorce le raccord avec le corps de l'unité de structure beaucoup plus calme.

- L'ensemble antéflysch avec ses roches vertes apparaît très normalement dans le cœur des anticlinaux. Il y a là une confirmation géométrique absolue de son appartenance à l'unité du Roignais-Versoyen, et de sa position sous la série basale du "Flysch".
- La zone du Petit Saint-Bernard, par contre, recouvre tectoniquement les replis internes de l'unité du Roignais-Versoyen. Elle n'apparaît pas affectée par ceux-ci. Le lambeau liasique de la Tête du Chargeur doit être considéré comme une klippe mise en place postérieurement au plissement, conservée accidentellement grâce au jeu d'une faille tardive.
- La succession des événements tectoniques mis en évidence à la Tête du Chargeur est donc la suivante :
  - 1 - plissement de l'unité du Roignais-Versoyen ;
  - 2 - mise en place par chevauchement de la zone du Petit Saint-Bernard ;
  - 3 - apparition de failles tardives.

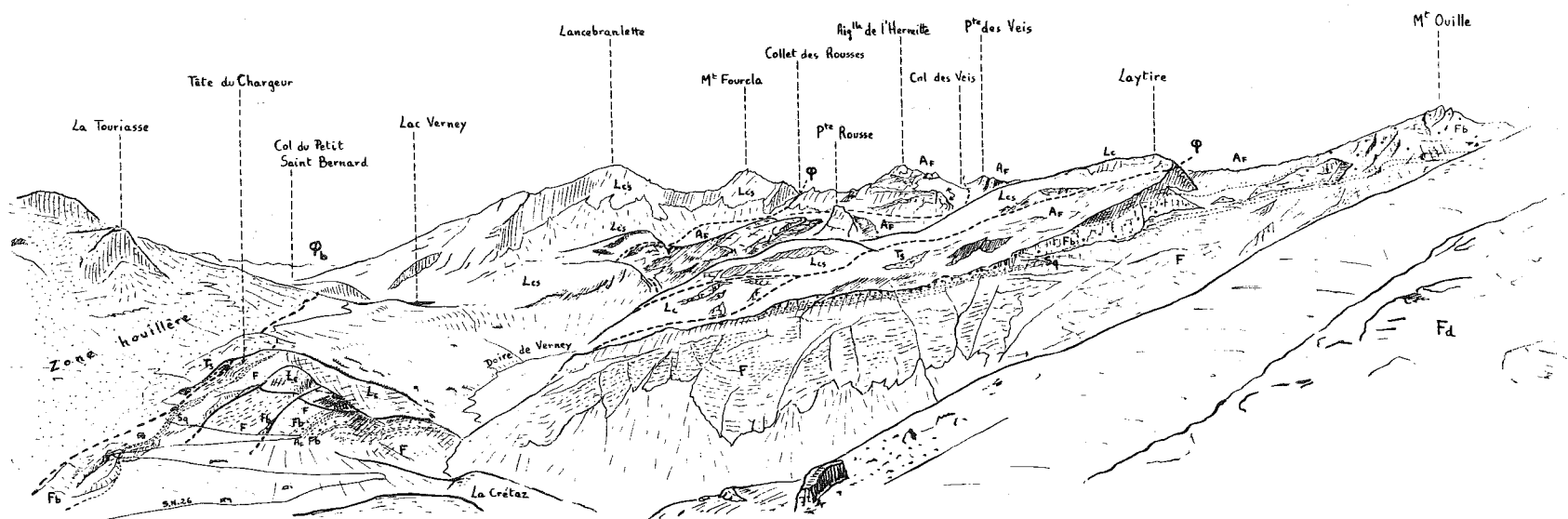


Figure 60 - Panorama du versant italien du Col du Petit Saint-Bernard, vu depuis les pentes du Mont Belleface bas (au-dessus de La Thuile) -

Unité du Roignais-Versoyen : F : Flysch - Sq : Couches des Marmontains - Fb : formation basale -

Unité du Petit Saint-Bernard : Lcs : Calcschistes (Lias moyen) - Lc : calcaires (Lias inférieur) -

Ts : cargneules (Trias supérieur) -

## 2 - Evolution vers le Sud Ouest : le pli couché du Versoyen

### a) Le feston du Breuil

Partant de la colline de la Tête du Chargeur, essayons de suivre vers le Sud Ouest le flanc inverse de l'anticlinal A2, en prenant comme repère la barre de Fb (fig. 59). Assez rapidement ce niveau disparaît sous le glaciaire qui tapisse le fond de la vallée de la Doire de Verney, aux environs du pont de Champtaille. Il réapparaît brièvement en rive gauche du torrent, isolé au milieu des éboulis, aux environs de la cote 2000, à proximité de la croupe sud est, issue de la butte 2364 (x = 36,00 ; y = 64,400 ; z = 2364 - contrefort sud est de Laytire).

Le long de cette croupe, la coupe de bas en haut est schématiquement la suivante :

- 1 - le flysch (F) qui forme les falaises en rive droite, au débouché du vallon de Chavannes ;
- 2 - les couches des Marmontains ne sont pas visibles (forte probabilité d'étirement tectonique) ;
- 3 - les calcaires microbréchoïdes de la formation basale (Fb) sous une épaisseur très réduite (laminage intense) ;
- 4 - une légère vire gazonnée qui correspond aux schistes noirs de l'ensemble antéflysch (série du Versoyen), ici très laminés ;
- 5 - des cargneules (base de l'unité du Petit Saint-Bernard) ;
- 6 - des calcaires liasiques à zones siliceuses de l'unité du Petit Saint-Bernard ;
- 7 - un niveau sporadique de cargneules ;
- 8 - la masse principale de calcaires liasiques de l'unité du Petit Saint-Bernard.

Nous avons là, somme toute, une coupe identique à notre coupe n° 1 de la Tête du Chargeur.

Notre barre repère de Fb représente donc bien ici la suite du flanc inverse de l'anticlinal A2 de la figure 58.

Au-delà, et en raison du pendage des séries, il nous faut poursuivre temporairement vers le Nord Nord Ouest.

Nous voyons alors les divers termes de la coupe précédente prendre peu à peu de l'importance, tout en respectant la même disposition géométrique. Nous constatons ainsi que le niveau repère 3 s'épanouit et passe très progressivement aux affleurements étendus qui forment le mont Ciavaretta, le mont Ouille et la pointe Fernet (coupe 6 de la fig. 53 bis photo 15).

Dès lors, les affleurements de la série basale du flysch vont dessiner un vaste feston à pendage très faible en dépit d'ondulations locales. On peut les suivre en continuité depuis la pointe Fernet, par le col de Bassa Serra, le glacier du Breuil, le col du Breuil et le versant est de la vallée du Versoyen en France (par le soubassement du mont Miravidé et des Aiguilles de Beaupré, puis les falaises entre le plan des Crottes et Bonneval les Bains). La vallée du Versoyen recoupe notre niveau repère entre Bourg-Saint-Maurice et Sééz, un peu à l'Est du Châtelard.

En résumé, entre les vallées des Chavannes (Italie) et du Versoyen (France), nous assistons à un développement spectaculaire et un déversement complet du pli anticlinal A2 de la Tête du Chargeur. Cartographiquement, cette disposition présente un aspect très particulier que je qualifierai de "feston du Breuil", du nom de la vallée qui suit à peu près l'axe de symétrie de cette figure.

Sur tout le pourtour de ce feston la disposition géométrique des divers termes lithologiques est la même, ainsi que je l'ai précisé dans une note récente (P. ANTOINE, 1968). La série ophiolitifère dite "du Versoyen", en position renversée comme je l'ai montré dans le chapitre stratigraphique, surmonte la série de Tarentaise elle-même en position inverse. Le contact se fait toujours au niveau inférieur de la formation basale du "Flysch", sans qu'aucun terrain différent ne vienne s'insérer entre les deux ensembles. Cet argument structural m'a paru déterminant (P. ANTOINE, 1968) pour intégrer la série du Versoyen à l'unité du Rognais-Versoyen dont elle représente le terme stratigraphique immédiatement antérieur à la série détritique de Tarentaise). Le passage progressif de cette structure aux replis de la Tête du Chargeur, dans lesquels l'ensemble antéflysch avec ses roches vertes apparaît systématiquement au cœur des anticlinaux, confirme ce qui ne fut un temps qu'une hypothèse de travail.

Il reste maintenant à suivre l'évolution de la structure vers le Sud Ouest jusqu'à sa disparition à l'affleurement sous des unités tectoniques plus internes.

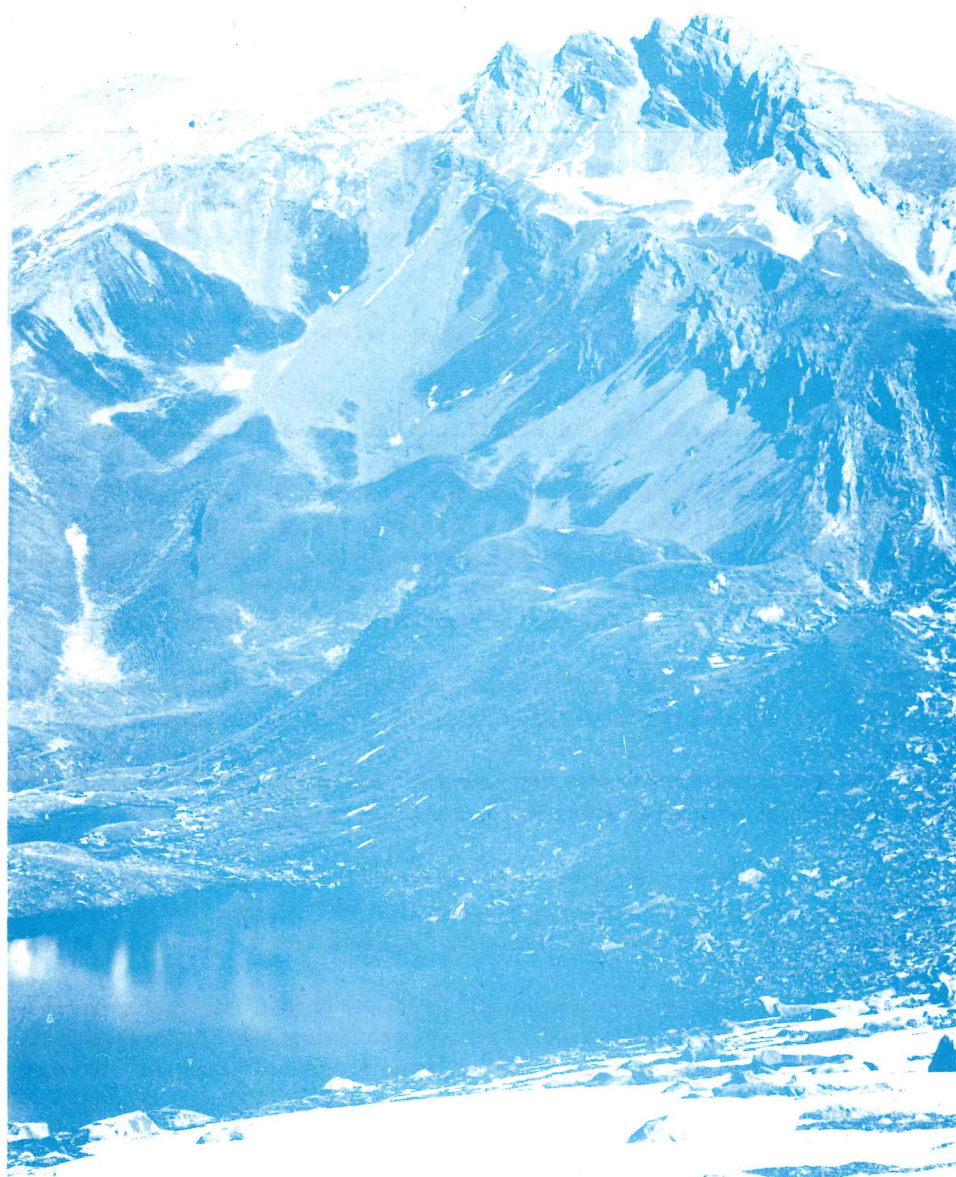


Photo n° 15 - Panorama du mont Ouille (rive gauche du torrent du Breuil).

b) Structure du chañon : Aiguille de la Terrasse, Aiguille de Prainan, les Echines  
.....

b1) Description de la coupe

La coupe de ce chañon montagneux qui sépare la vallée du Charbonnet de celle du torrent des Glaciers est fondamentale.

La description rapide que je vais donner ci-après correspond à la coupe n° 3 de la figure 53 (signalons au passage qu'il est impossible de procéder de la même façon sur le terrain, la ligne de coupe suivant, la plupart du temps, des arêtes peu praticables. La coupe ne peut se faire réellement que par tronçons).

- 1 - L'Aiguille de la Terrasse est constituée par le flysch (F).
- 2 - En redescendant vers l'ensellement du Passage de la Brebis, à partir de 2700 m environ, on rencontre les calcaires microbréchoïdes de la formation basale du flysch (Fb). Les couches sont alors verticales. Il s'agit en l'occurrence de replis très serrés à plans axiaux verticaux. Ceux-ci sont bien visibles lorsqu'on observe le chañon soit depuis le Sud Ouest (du fort 2000 par exemple), soit depuis le Nord Est (de la Clavettaz).
- 3 - Vient ensuite la grande masse des schistes noirs et gris qui occupent l'ensellement du Passage de la Brebis.
- 4 - Le ressaut qui limite, à l'Est, ce passage montre de nouveau les calcaires microbréchoïdes de la formation basale du "Flysch".

L'arête qui fait suite en direction de la Terrasse est de constitution assez complexe.

- 5 - Très rapidement on rencontre des calcaires gréseux et des calcschistes jaunâtres. Il s'agit des couches de Saint-Christophe.
- 6 - Puis de nouveau les calcaires microbréchoïdes de la formation basale.

Ces formations sont affectées de nombreux replis d'axe nord-sud à nord 20°, dont la signification échappe lorsque l'on est sur l'affleurement.

En suivant l'arête le long du petit ensellement situé immédiatement à l'Ouest de l'Aiguille de Prainan, on constate que cette formation 6 se poursuit en continuité jusqu'à l'Aiguille de Prainan qui en est entièrement constituée.

- 7 - Mais si l'on descend un peu sur le versant sud de l'ensellement ci-dessus, on retrouve des schistes noirs analogues à ceux du Passage de la Brebis. Ceux-ci reposent sur la formation 6 ainsi que cela peut s'observer en quelques points. Ces schistes noirs tapissent ainsi toute la combe des Chalets du Couchet. Leur présence passe en général inaperçue, sauf au bas du versant où ils sont observables le long du sentier de Plan André Dessous aux Chalets du Couchet. Ils sont probablement responsables du vaste glissement ancien qui occupe le centre de la combe du Couchet.

L'Aiguille de Prainan est constituée de niveaux analogues à 6.

Si depuis le sommet de l'Aiguille de Prainan on poursuit la coupe vers le Sud Sud Est on rencontre :

- 8 - Au-dessus des calcaires microbréchoïdes qui forment le sommet, vient la formation épaisse des schistes noirs à ophiolites dont il a été longuement question dans la partie stratigraphique.

J'ai montré (P. ANTOINE, 1968 et ci-dessus p. 78 ), qu'une coupe faite en redescendant sur la vallée des Glaciers révélait sous le niveau 8 la série de Tarentaise en position inverse, avec de haut en bas, dans l'ordre : formation basale (notre niveau 6), couches des Marmontains et flysch.

Par contre, si l'on descend vers le Sud, les affleurements de la série ophiolitique se poursuivent jusqu'aux abords des Echines dessous où ils disparaissent sous des prairies.

- 9 - On retrouve cependant au Sud Est des Echines en plusieurs points les calcaires cristallins gris bleu microbréchoïdes qui apparemment reposent sur 8. Les rapports exacts sont toutefois invisibles.

b2) Interprétation de cette coupe

L'interprétation de cette coupe, donnée sur le profil 3 de la figure 53, résulte d'observations complémentaires fondamentales. On sait depuis H. SCHOELLER que le niveau 3 (schistes noirs du Passage de la Brebis) occupe le cœur d'une structure synclinale. Ceci est évident lorsque l'on observe la rive droite du torrent des Glaciers depuis la Clavettaz (fig. 17).

Il convient, néanmoins, de préciser la polarité des termes lithologiques. Le critère le plus sûr est la position des couches des Marmontains, qui ne sont malheureusement pas très apparentes dans la coupe ci-dessus. La recherche entreprise à cet effet sur les deux versants du chafnon montre indubitablement que ce niveau repère est toujours situé sous les calcaires microbréchoïdes.

La feuille Bourg-Saint-Maurice au 1/50 000 1<sup>re</sup> édition, levée par H. SCHOELLER porte du reste des indications très précises à cet égard (présence des couches des Marmontains à la base de la falaise des calcaires microbréchoïdes au-dessus des Sapioux dans la vallée du Charbonnet).

Il devient alors évident que la disposition des divers termes lithologiques observés au cours de la coupe ci-dessus résulte du plissement secondaire d'une série préalablement renversée, comportant les couches de Saint-Christophe à la base et l'ensemble antéflysch au sommet. Le niveau 3 "synclinal du Passage de la Brebis" est en réalité une synforme anticlinale, alors que le niveau 5 est une antiforme synclinale. Cette disposition peut se vérifier aux affleurements, à condition de prendre du recul (observation depuis le fort 2000, ou depuis la Clavettaz) tant sur un versant que sur l'autre. Le niveau 7 matérialise également une synforme anticlinale restée plus ou moins sous la forme d'une gouttière.

En se référant à la structure du feston du Breuil établie précédemment, l'évolution de la présente coupe se comprend aisément. Le flanc inverse du pli anticlinale du Versoyen exista à un moment donné au Nord de Bourg-Saint-Maurice. Un effort secondaire de serrage (déjà sensible au Breuil) beaucoup plus marqué ici, donna les structures replissées observables actuellement. Remarquons dès maintenant à ce propos que ces replis secondaires ont une direction voisine de Nord Sud et un plongement sud. La cartographie et les mesures de linéations concordent bien sur ce point. Or les grandes lignes structurales de l'unité du Roignais-Versoyen sont orientées N. 30° à N. 40°. Entre les deux phases de déformation, la direction des poussées avait donc quelque peu changé, passant de Sud Est vers le Nord Est à Est vers Ouest.

Enfin, dernier point, le niveau 9 de la coupe du paragraphe précédent qui se trouve, lui apparemment en série normale, doit être considéré comme un vestige du flanc normal du pli du Versoyen. Ceci sera confirmé par la coupe suivante.

c) Structure de la rive droite de la vallée du Charbonnet entre les Sagières et le fort du Truc  
.....

La coupe de la rive droite du Charbonnet s'interprète facilement à partir de la structure précédente.

Entre les Sagières et le ruisseau des Vieilles (issu de la butte du fort 2000), on recoupe la synforme anticlinale du Passage de la Brebis. L'enveloppe de ce pli est également constituée par les calcaires microbréchoïdes et calcaires à zones siliceuses de la formation basale du "Flysch".

Le cœur de la structure avec ses schistes noirs correspond à la Combe du Chalet de Plan Martin. Celle-ci, qui remonte jusque sous le fort 2000, correspond à la zone de départ du gigantesque glissement qui a barré la vallée du Charbonnet au niveau des Chalets du Pleyney. La barre importante, essentiellement constituée par Fb, qui sépare au Sud la combe de Plan Martin du vallon du ruisseau des Vieilles (flanc inverse de la synforme anticlinale), est l'équivalent des niveaux 4, 5, 6 de la coupe précédente (paragraphe 2 b b1). Sa structure de détail est assez complexe, ainsi que l'attestent un microplissement et un boudinage intenses, puisqu'elle résulte de l'écrasement et de l'étirement des structures secondaires de la coupe précédente. Un examen attentif permet d'identifier dans cette falaise du flysch (F) et des couches des Marmontains (Sq). Leur disposition n'est pas cartographiable. De largeur déjà relativement restreinte au niveau de la vallée du Charbonnet, ce ressaut va en se laminant peu à peu pour pratiquement disparaître sous la butte du fort 2000.

Les schistes noirs à ophiolites du ruisseau des Vieilles représentent naturellement la prolongation de l'ensemble 8 de la coupe de Prainan. Les affleurements de Trias supérieur et de Lias de la vallée du Charbonnet matérialisent, selon moi, le cœur très écrasé du pli du Versoyen.

Plus au Sud en direction du fort du Truc, le "bed rock" échappe presque totalement à l'observation (couverture morainique - produits de solifluxion donnant des pentes gazonnées). Ce glacis herbeux, qui correspond sans doute partiellement à des niveaux schisteux, montre toutefois assez rapidement des pointements de conglomérats polygéniques de la série basale du "Flysch". Le plus important d'entre eux peut s'observer à la cote 1500 m environ en rive droite du Charbonnet, à peu près à mi-distance entre les affleurements liasiques du cœur de l'anticlinal et le fort du Truc. Au-dessus on passe aux séries du fort du Truc essentiellement constituées de calcaires cristallins à zones siliceuses souvent anastomosées, et de rares niveaux microbréchoïdes. C'est dans un niveau de calcschistes mouchetés, intercalés dans cette série qu'il m'a été donné de découvrir un fantôme de *Globo truncana* (p. 167). Bien qu'il n'y ait pas de critère de

polarité très net, il semble difficile de voir dans ces affleurements autre chose qu'un vestige du flanc normal du pli anticlinal du Versoyen, peut-être écaillé, ou plus ou moins décollé de l'ensemble antéflysch sous-jacent. Il ne s'agit pas, en tout cas, des calcaires liasiques de la zone du Petit Saint-Bernard ainsi que cela est figuré sur la première édition de la feuille Bourg-Saint-Maurice au 1/50 000. La présence d'une Globotruncana suffirait, au reste, à le prouver.

Mentionnons enfin pour terminer qu'en rive droite du Charbonnet, depuis le Fort du Truc jusqu'au Fort 2000, toutes les structures précédentes sont recoupées obliquement par le contact basal de l'unité de Salins plus interne. Ce contact basal est souligné par une très épaisse cicatrice tectonique à cargneules et blocs klippe divers dont la signification capitale sera examinée en détail ci-après (p. 257).

#### d) Récapitulation et compléments

##### d1) Récapitulation des données acquises par l'étude précédente

L'étude précédente révèle finalement une grande homogénéité et une logique très satisfaisante dans la répartition géométrique actuelle des masses rocheuses.

Un des replis décelés sur la marge interne de l'unité du Roignais, à la Tête du Chargeur (pli A2 de la figure 58) se développe considérablement vers le Sud Ouest sous forme d'un vaste pli couché. La structure mise en évidence dans le vallon du Breuil (grand développement du flanc inverse subhorizontal) a été la règle jusqu'à la vallée du Charbonnet et probablement au-delà vers le Sud Ouest. La terminaison de cette structure dans cette direction n'est malheureusement pas observable actuellement. Elle est cachée sous le recouvrement de l'unité de Salins (massif des Deux Antoinnes). Les replis du Passage de la Brebis et de l'Aiguille de Prainan correspondent au flanc inverse de cette grande structure anticlinale replissée tardivement. Le lambeau de série inverse formant le soubassement de la Clavetraz (Sq + Fb) est un ultime témoin de l'avancée vers le Nord Ouest de ce flanc inverse. Sa position est maintenant assez complexe en raison d'un fort pincement et d'une rupture par cisaillement lors de la phase de serrage final. La flèche du flanc inverse atteint ici en projection environ 5 km compte non tenu des plissements. Cette disposition rappelle donc fortement une petite nappe de charriage, mais sans qu'il y ait décollement ni contact anormal. Ce phénomène explique la disposition en "feston" de ce qui était considéré comme "l'unité tectonique du Versoyen".

Nous venons de montrer par des arguments, tout à la fois géométriques, stratigraphiques et sédimentologiques que cette unité tectonique indépendante n'existe pas. La série du Versoyen - notre ensemble antéflysch - fait partie intégrante de la zone des Brèches de Tarentaise (unité du Roignais-Versoyen). Elle en suit fidèlement toutes les vicissitudes tectoniques, on la retrouve en particulier au cœur des replis anticlinaux de la Tête du Chargeur. Le flanc normal de la structure, un moment visible en cette localité, se trouve rapidement tronquée par le chevauchement de l'unité du Petit Saint-Bernard. Le flanc inverse est lui-même un moment partiellement étiré et même rompu pour certains de ces termes lithologiques sur le flanc est de Laytire. Il ne réapparaît qu'en France, au Nord de Bourg-Saint-Maurice (fort du Truc - Les Echines) lorsque l'unité du Petit Saint-Bernard se restreint elle-même considérablement à l'affleurement. Ainsi, cartographiquement, le pli du Versoyen est-il une structure plus importante que le court feston de l'unité du Petit Saint-Bernard, bien qu'un examen rapide paraisse indiquer un développement semblable et quasi homothétique.

##### d2) Réfutation de l'argument favorable au décollement général de la série du Versoyen

L'hypothèse du décollement général de la série du Versoyen fut émise par P. ELTER (1954) et reprise par R. ZULAUF (1964), puis de nouveau par G. et P. ELTER (1965). Elle était basée sur l'existence d'une écaille de flysch (couches de Saint-Christophe) à la Tormotta et au mont Ouille (voir à ce propos les coupes 7 et 8 de la planche 1 dans la publication G. et P. ELTER, 1965).

Pour les auteurs valdotains, cette écaille s'insère dans le vallon du Breuil, entre la série renversée de Bassa Serra et leur unité du Versoyen. Les schistes noirs à ophiolites sont ainsi amenés à reposer tantôt sur la formation basale, tantôt sur le flysch de la formation détritique de Tarentaise, d'où la nécessité d'invoquer un contact tectonique pour expliquer cette superposition.

Je me suis attaché à vérifier de très près ce point important. La coupe continue à la base des falaises de la Tormotta entre le vallon situé au Nord de la Pointe Rousse et le cirque d'Entre Deux Eaux, montre qu'en fait la totalité de la paroi est constituée par la formation basale du "Flysch" (Fb). Il n'y a donc pas d'écaille de flysch (F) à la Tormotta.



Les observations peuvent commencer dès le deuxième petit ravineau au Nord de la Pointe Rousse dans lequel, à la cote 2120 m environ, on rencontre un petit affleurement isolé situé à peu de distance des schistes noirs de l'ensemble antéflysch. Il y a là une série carbonatée montrant les faciès suivants : calcaires cristallins gris mat, calcaires plus ou moins siliceux à patine roussâtre, calcaire cristallin gris bleu finement conglomératique (éléments dolomitiques peu étirés, taille comprise entre 0,5 et 1 cm, bien calibrés, densité du conglomérat environ 25 %), calcaires à zones siliceuses claires. On y trouve également un calcaire tacheté, dans lequel l'observation microscopique m'a révélé l'existence de plusieurs fantômes organiques se détachant en clair sur une pigmentation en mosaïque. Ces vestiges sont malheureusement méconnaissables. Tous ces faciès caractérisent indubitablement la formation basale du "Flysch" (Aroley pour G. et P. ELTER).

A la base même de la falaise est de Tormotta, à la cote 2180 m, soit 80 à 100 m à l'Ouest de l'affleurement précédent, on peut observer les conglomérats polygéniques bien typiques avec des éléments dont la taille moyenne est de l'ordre de 3 cm. L'éboulis donne par ailleurs un bel échantillonnage des divers faciès fins de la série basale.

A peu près à l'aplomb du sommet de Tormotta, vers la cote 2200, existent des couches très plissées d'aspect noirâtre à patine brune qui, de loin, sont très semblables aux couches des Marmontains. Vérification faite sur place, il s'agit encore de Fb, sous un faciès (dépourvu d'interlits schisteux) de calcaires cristallins gris bleu, très sombre, très finement microbréché. Ce faciès se retrouve sous le sommet du mont Ouille où mes vérifications m'ont conduit aux mêmes conclusions.

Ainsi l'écaille de la Tormotta, qui paraît bien exister, est constituée exclusivement par la formation calcaro-conglomératique de la base du "Flysch". Le contact avec les schistes noirs sus-jacents (en position renversée) est stratigraphique. Ceci peut se vérifier lorsque l'on descend l'arête sud de Tormotta en direction de la combe qui sépare ce sommet de la Pointe Rousse. Des observations similaires peuvent être faites sur les flancs du mont Ouille. L'écaille de la Tormotta n'est probablement qu'un panneau appartenant au flanc inverse du pli du Versoyen, constitué de Fb en position renversée, surmonté des schistes noirs à ophiolites (ensemble antéflysch). Ce "panneau" a été amené à chevaucher très localement la partie très horizontale du flanc inverse lors d'une phase de serrage tardive.

Le seul argument important en faveur du décollement de la série du Versoyen disparaît donc de ce fait.

### d3) Données complémentaires sur les déformations tectoniques du pli du Versoyen

La réfutation du charriage de la série ophiolitifère ne doit cependant pas nous faire perdre de vue l'intensité des efforts tangentiels appliqués à notre pli anticlinal du Versoyen, qui s'en est trouvé complètement déversé.

Or il se trouve que le cœur de la structure est occupé par une masse considérable de terrains très hétérogènes. Nous y avons décrit, en effet, des roches de compétence très diverses telles que les diabases stratoïdes, les formations à pillows lavas et hyaloclastites, les schistes gris indurés, les schistes noirs très tendres, les serpentinites, les écailles de leptynite de la Pointe Rousse. Des lambeaux de Trias supérieur (dolomies albitisées, cargneules, argilites) sont même présents en certains points.

Les contraintes tectogéniques ont provoqué de multiples clivages, au niveau des formations peu résistantes (schistes noirs, serpentinites, cargneules et argilites du Trias supérieur).

L'examen de la carte géologique détaillée montre que les parties supérieures de l'édifice volcano-sédimentaire : niveaux à pillows lavas, brèche de pillow, schistes gris, sont en général restés adhérents à la série du "Flysch" après leur renversement. C'est le cas, en particulier sur toute la périphérie du feston du Breuil.

Les niveaux inférieurs, qui constituent les actuelles superstructures (alternances de schistes noirs et de diabases tantôt stratoïdes tantôt massives), déjà plus sensibles par leur position élevée aux efforts tangentiels, présentaient en outre une constitution qui les prédestinaient à des clivages par glissement entre couches de compétence différente. De multiples discontinuités ont certainement pris naissance de cette façon. Elles sont bien difficiles à mettre en évidence. Seul, l'examen de la carte géologique détaillée, qui met en relief les dispositions anormales de certaines masses (comme la Punta dei Ghiacciai), suggère l'existence de tels clivages.

Parfois cependant il existe des indices précis. J'ai découvert au col d'Arguerey (entre la Pointe des Veis et l'Aiguille de l'Hermitte) un affleurement restreint de cargneules et d'argilites du Keuper. Outre le fait que les argilites ne sont pas très fréquentes à ce niveau dans ce secteur de l'unité du Roignais-Versoyen, la position de cet affleurement, en pleine série du Versoyen, est assez curieuse. Or, continuant la descente sur le glacier d'Arguerey, j'ai découvert à la cote 2600 m (au point x = 32,450 ; y = 63,850, feuille La Thuile au 1/25 000) un pointement de dolomie claire

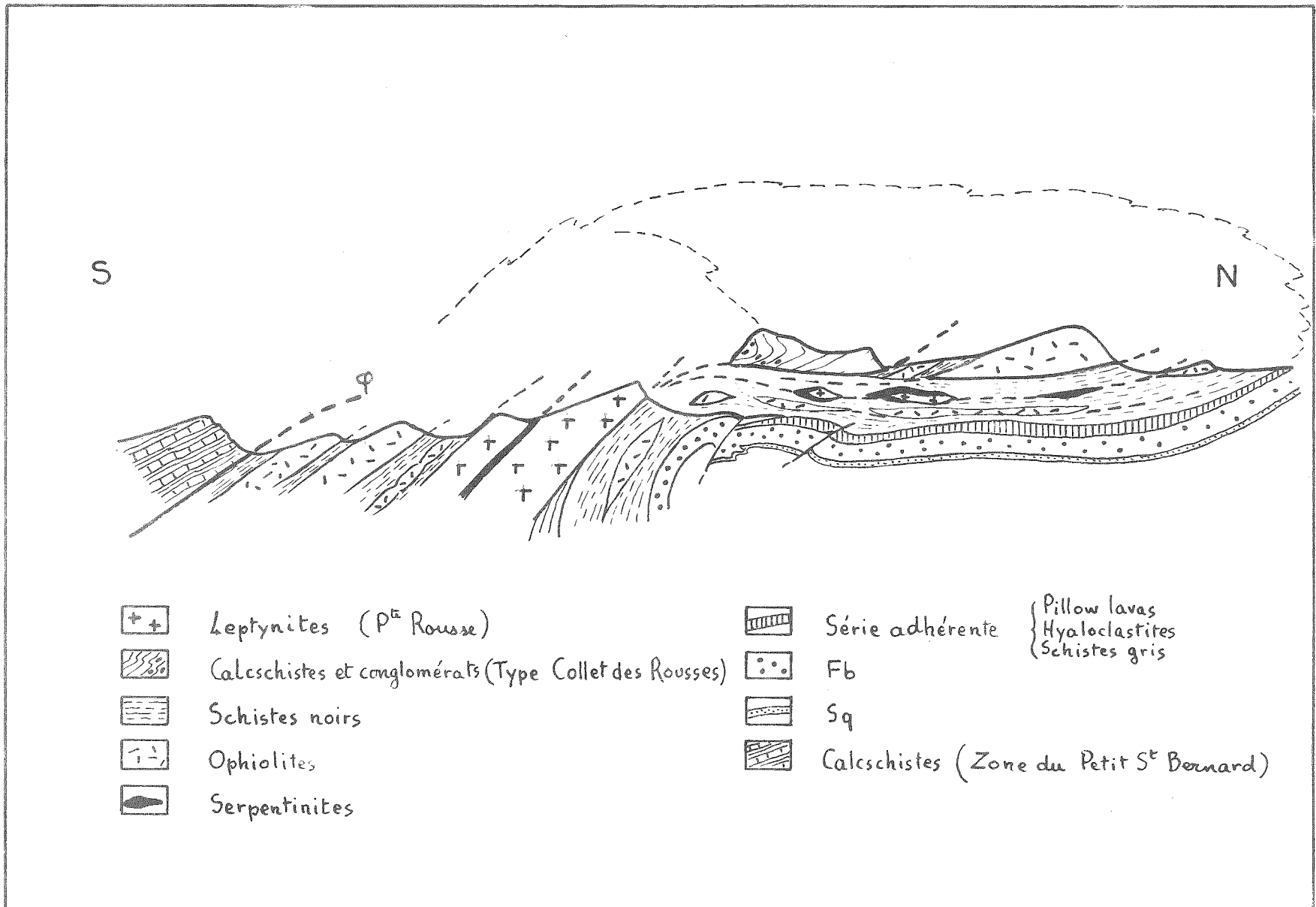


Figure 61 - Schéma de la structure du feston du Breuil, mettant en évidence les diverses possibilités de clivage tectonique.

albitisée, indubitablement triasique. Un peu plus bas ( $x = 32,850$  ;  $y = 63,900$  ;  $z = 2540$ ) on découvre un pointement de cargneules. On peut rejoindre ainsi pratiquement la cicatrice cargneulique qui longe à l'Ouest la boutonnière de Tormotta et dont le dernier témoin visible se trouve pratiquement au point ( $x = 32,800$  ;  $y = 63,050$  ;  $z = 2635$ ).

Ainsi, sur les trois-quarts du périmètre du petit massif de l'Aiguille de l'Hermitte, trouve-t-on des indices de contact anormal. Or ce massif est le seul secteur dans le haut vallon du Breuil où l'on trouve des calcschistes et des conglomérats du Collet des Rousses, d'âge liasique, apparemment inclus dans l'ensemble antéflysch.

Ces diverses observations tendent à individualiser nettement ces terrains par rapport à leur contexte. Pour ces diverses raisons j'ai tendance à interpréter le massif des Aiguilles de l'Hermitte comme une écaille, voire peut-être une klippe, de terrains appartenant au substratum de l'unité du Roignais-Versoyen, poussée vers l'avant lors des efforts tangentiels. La présence de lambeaux triasiques n'a rien d'anormal si l'on considère que stratigraphiquement les calcschistes et conglomérats qui forment la masse principale de l'écaille sont intermédiaires entre la série ophiolitique et le Trias.

Signalons enfin à propos de ce massif qu'une charnière (à convexité tournée vers le Nord Ouest ?) semble exister dans le chafnon (calcschistes et conglomérats du type Collet des Rousses) qui relie les sommets 2849 m à 2820 m. J'ai tenu compte de ce fait sur le schéma de la figure 61.

Pour terminer nous envisagerons le cas de la Pointe Rousse.

Tout porte à penser que les lames de leptynite qui la composent sont extrusives au sein de la série du Versoyen. La présence des diverses écaillés du même type, parfois associées au conglomérat de base de la série ophiolitique, échelonnées entre la Pointe Rousse et le col de Bassa Serra (fig. 5), suffirait à le prouver. Nous avons déjà mentionné que les masses de serpentinites sont le plus souvent associées à ces écaillés.

Par ailleurs j'ai souvent constaté un véritable boudinage des roches vertes au sein des schistes noirs, au voisinage du contact.

Toutes ces observations complémentaires, malgré les développements auxquels elles conduisent, sont nécessaires pour expliquer l'interprétation figurée sur le schéma de la figure 61. Ce dernier résumé, de façon synthétique, la structure intime du feston du Breuil telle que je la conçois à la suite de l'étude précédente.

### 3 - Evolution vers le Nord Est

#### a) Région comprise entre la Tête du Chargeur et La Thuile

De la Tête du Chargeur à Pont Serrand, la structure en plis imbriqués se poursuit sans qu'il soit possible d'en établir exactement le détail. Le Quaternaire et les prairies isolent trop les affleurements.

Le flanc inverse du synclinal S1 de la figure 58 se suit parfaitement jusqu'à Pont Serrand. Il est représenté, sur le terrain, par la bande la plus interne de Fb, qui, sous un faciès très calcaire, plaqueté, est exploité en carrière à proximité du village. Le niveau de schistes noirs (ensemble antéflysch), qui le surmonte, suit un petit talweg, qui se jette dans la Doire immédiatement à l'aval de l'agglomération. Il disparaît peu après le pont ainsi que l'ont noté G. et P. ELTER (1957).

La bande de flysch qui s'étend entre la Crétaz et la Doire de Verney, juste au Nord de Pont Serrand (fig. 59), correspond aux synclinaux S2 et S3 de la figure 58. Localement, au cœur de cette bande, réapparaissent de petits affleurements de série basale qui sont peut-être des vestiges de l'anticlinal A2.

Mais le fait important est le développement à partir de la butte de la Crétaz d'un nouvel anticlinal, faisant suite vers le Nord à S3 (donc plus externe que A2). Cet anticlinal se développe en rive gauche de la Doire de Verney et atteint son extension maximale sur le versant sud du mont Belleface bas, au-dessous de La Thuile.

Cet anticlinal est en réalité assez complexe, il tend vers l'anticlinorium. Il présente en effet au-dessus de La Thuile un repli synclinal de flysch (F) extrêmement pincé.

La base du versant sud du mont Belleface bas est malheureusement couverte de glaciaire et d'éboulis qui masquent la prolongation des structures de la région de Pont Serrand.

Il faut noter également que dans le secteur de La Thuile le front de la zone briançonnaise s'avance jusqu'à la naissance de l'anticlinal du mont Belleface bas (niveaux de cargneules de Goletta et de Thovex). Ainsi toute la partie de la zone anticlinale interne correspondant aux replis de Pont Serrand est-elle cachée de toutes façons sous la zone briançonnaise.

b) Région comprise entre La Thuile et la Doire Baltée  
.....

De La Thuile à la Tête d'Arpy, puis à Morgex, la zone anticlinale interne n'est plus représentée que par la prolongation de l'anticlinal du mont Belleface bas. On n'observe en général qu'une bande relativement étroite de Fb sous son faciès calcaire le plus interne, comme au mont du Parc, au-dessus de Thovex. L'existence de replis isoclinaux complètement laminés est probable, ainsi que l'atteste la présence d'une étroite bande de flysch pincée synclinalement au cœur de la structure entre La Thuile et Prélion.

L'ensemble antéflysch ne réapparaît nulle part jusque vers la Tête d'Arpy. Toutefois, des lentilles de prasinites ont été signalées par S. FRANCHI sur le versant est de la Tête d'Arpy, au-dessus de Morgex, aux environs de Prarion. Ces lentilles incluses dans la série basale du flysch, matérialisent à mon avis comme à la Tête du Chargeur un cœur d'anticlinal extrêmement écrasé.

c) Prolongation au Nord Est de la Doire Baltée  
.....

La zone anticlinale interne se poursuit avec les caractères précédents, entre la vallée de la Doire Baltée et la frontière italo-suisse. Encore relativement large au niveau de Morgex (versant au-dessus de Villair) et à la butte de Bella Cresta, à l'Ouest Nord Ouest de Morge, elle disparaît temporairement à l'observation au niveau de Planavalle, par suite d'importants recouvrements quaternaires. Elle réapparaît ensuite sous forme d'une bande étroite, en rive gauche du vallon de Planavalle, à partir de la montagne de Casa Bianca, et se dirige vers la Costa di Serena qu'elle franchit entre les cotes 2650 m et 2750 m. Elle disparaît à nouveau temporairement pour des raisons tectoniques à l'Ouest de l'Alpe di Bois, au pied du versant est du Costone di Mezzodi dans la vallée d'Artereva. Elle réapparaît entre les vallons de Merdeux et de la Tula, franchit la combe de la Tula à la cote 2500 m et vient former le versant nord du col de Saint Rhémy. On la retrouve finalement sous forme de deux petites écailles au pied de l'arête est du mont Fourchon sur la frontière italo-suisse (fig. 53 ter, coupes 2, 3, 4, 5, 6). Tout ceci a été fort bien décrit et cartographié par R. ZULAUF, 1964.

La valeur anticlinale de cette zone est traduite à l'affleurement par la réapparition en plusieurs points de l'ensemble antéflysch (avec ses ophiolites) au cœur de la structure.

Les affleurements les plus intéressants à cet égard sont ceux du vallon de Planavalle.

Les premières observations peuvent se faire dans le fond du vallon, au pied du versant nord de Bella Cresta (fig. 53 ter, coupe 2).

Sous le pont du chemin de Morge à Liconi (cote 1620 m) et dans son voisinage, on observe des roches vertes massives (prasinites) semblables en tous points à celles du pli du Versoyen. Sur les surfaces polies par l'eau, un certain débit amygdaloïde évoque des pillows très laminés. L'examen microscopique et les analyses chimiques (An n° 25, tableau 4) montre une identité parfaite avec les diabases de l'ensemble antéflysch.

Un peu à l'aval, à proximité du pont coté 1468 m, affleurent des schistes noirs, tendres, associés à des niveaux de roches vertes (affleurant juste sous le pont), un peu schisteuses mais bien reconnaissables. Le microscope révèle du reste une roche à albite, chlorite, séricite, épidote, sphène qui est une prasinite typique. Malheureusement, ce fond de vallon est très couvert de végétation et les affleurements sont disparates. Une cartographie aussi détaillée que possible montre, sans ambiguïté, que les affleurements précédents sont situés au cœur de la bande calcaire (Fb) qui représente ici la zone anticlinale interne.

À l'amont de Planavalle maintenant, à proximité de la montagne de Casa Bianca, nous voyons la zone anticlinale externe émerger de sous les alluvions de la vallée et former peu à peu le ressaut qui monte sous l'alpage de Rantin.

Une coupe effectuée de bas en haut, à l'extrémité sud de cette barre, est la suivante :

- 1 - calcaires marmoréens et microbréchiques de la formation basale du "Flysch de Tarentaise" ;
- 2 - roche verte massive (prasinite) en contact direct avec le niveau précédent par un faciès schisteux vert (épaisseur 10 à 12 m) ;
- 3 - un niveau de schistes noirs ou mordorés très feuilletés, épais de 3 mètres ;
- 4 - calcaires cristallins gris bleuté présentant des zones siliceuses à la base (au voisinage du niveau précédent). Il s'agit à nouveau de la série basale du "Flysch".

En remontant un peu le vallon, on voit apparaître sous le niveau 1, les couches des Marmontains, puis les couches de Saint-Christophe. La série est donc renversée. A partir du niveau 4, la série est de nouveau à l'endroit. Ceci est attesté par la position relative du calcaire à zones siliceuses et du flysch un peu plus haut.

Il ne fait donc aucun doute que nous avons ici une disposition anticlinale analogue à celle décrite à la Tête du Chargeur. Cette conclusion peut s'étendre aux affleurements précédents.

Le niveau de roche verte mis en évidence dans la coupe ci-dessus se poursuit très régulièrement par la butte de Rantin et l'alpage de Pra Barlet. Les derniers témoins de roches vertes isolés dans les prairies se rencontrent vers la cote 2675 m, à peu de distance de la Costa di Serena.

Plus au Nord Est, divers indices de la présence de l'ensemble antéflysch existent sous forme d'affleurements plus ou moins visibles de schistes noirs. Il en va ainsi à la base du versant est de Tête Face, en face de l'Alpe di Sez, et dans Comba la Tula.

#### 4 - Conclusion à l'étude de la zone anticlinale interne

L'étude structurale détaillée de la zone anticlinale interne de l'unité du Roignais-Versoyen est fondamentale à plusieurs points de vue. Son principal résultat est de confirmer que l'ensemble antéflysch avec ses schistes noirs et roches vertes appartient à l'unité du Roignais-Versoyen. Les dispositions structurales observées ne peuvent en aucun cas s'accorder avec l'hypothèse d'une origine plus interne à la faveur d'un recouvrement tectonique et d'un plissement ultérieur.

Par contre, la structure de la marge interne de l'unité est parfaitement cohérente et logique depuis Bourg-Saint-Maurice jusqu'à la frontière italo-suisse. Les affleurements de roches vertes du vallon de Planavalle, attribués, avec juste raison par R. ZULAUF (1964), à ses couches de la Peula sont les homologues exacts des roches vertes du feston du Breuil et de Prainan. Elles représentent donc, en tout état de cause, "Le Versoyen" dans le sens de l'époque. Sur ce point, l'interprétation de R. ZULAUF qui attribuait "au Versoyen" une unité tectoniquement distincte et plus interne (voir IIe partie, chapitre IV) était erronée.

#### IV. - MICROTECTONIQUE

L'exposé précédent montre bien que dans toute la région considérée, l'étude structurale reste possible par les moyens classiques (cartographie détaillée). Ceci se comprend aisément puisque nos structures ne résultent que d'un seul épisode tectonique majeur, correspondant au paroxysme alpin. Une étude microtectonique approfondie peut alors paraître superflue. J'étais assez enclin à cette opinion au début de mes recherches. . . . Le but du présent paragraphe est simplement de montrer, à l'aide de quelques exemples précis, le parti que l'on peut tirer de la confrontation des deux méthodes dans un cas simple. Notre série de Tarentaise, d'âge crétacé supérieur, est en effet d'un abord plus facile que les séries polymétamorphiques de socle où les méthodes ci-dessus ont permis ces dernières années d'importants progrès. Ici la microtectonique complètera utilement l'étude structurale classique en permettant de préciser diverses phases de l'évolution tectonique et de les relier à l'apparition du métamorphisme léger d'âge alpin.

On peut également espérer préciser ainsi le "climat" général des déformations et de la cristallogénèse. Une telle étude détaillée demanderait, à notre sens, des recherches particulières très spécialisées. Ce point ne sera donc pas abordé dans le présent travail.

##### 1 - Rappel de quelques définitions

Afin d'ôter toute ambiguïté au texte suivant, je préciserai, au préalable, quel sens je donne à quelques termes courants :

Litage - strates - interstrates ont été définis plus haut, lors de l'étude sédimentologique. Ces termes seront repris exactement dans le même sens.

Schistosité : nous utiliserons la définition classique (P. FOURMARIER, 1951 - 1952 ; P. VIALON, 1966 b ; etc.) : débit d'une roche en feuillets perpendiculairement à la compression maximale.

Foliation : débit d'une roche en feuillets dans le plan desquels s'est produite une recristallisation métamorphique.

Dimension des plis : à la suite de P. FOURMARIER, je conserverai la distinction entre plis minuscules et microplis. Les plis minuscules sont ceux observables sur le terrain dont l'amplitude varie du mètre au centimètre voire au millimètre. Les microplis s'observent à l'échelle de la lame mince.

## 2 - Constatations générales

A qui parcourt notre région, une constatation s'impose d'évidence : tous les terrains rencontrés, et particulièrement la série détritique de Tarentaise, sont métamorphiques.

La schistosité est également partout présente. Dans de nombreux cas cette schistosité se confond avec une véritable foliation caractérisée par la recristallisation métamorphique de certains éléments, en particulier les phyllites, ainsi que nous le verrons plus loin.

Il existe des structures plissées à toutes les échelles, allant de plusieurs kilomètres jusqu'à l'échelle de la lame mince (microplis de P. FOURMARIER).

Ces plis peuvent revêtir des formes variées. Ils sont parfois asymétriques, ce qui est le cas pour les plus grandes structures (anticlinaux de Pont Saint-Antoine, Crêt Bettex, Pré Saint-Didier), mais le plus souvent isoclinaux à charnières visibles ou non.

Le développement des plis de faible amplitude (décimétriques à métriques) se remarque surtout à l'emplacement des grandes structures. Ainsi les plis minuscules se rencontrent-ils exclusivement dans les zones violemment plissées en grand (zones anticlinales internes et externes - flanc inverse du pli du Versoyen dans le secteur sud ouest).

- Les indices de déformations plastiques sont nombreux : étirement des flancs de plis et aspect fluïdal de ceux-ci, aplatissement des galets, des conglomérats. En lame mince on observe l'étirement des cristaux de calcite ; les cristaux de quartz sont souvent à extinction roulante, parfois même rendus biaxes. Les figures de "pressure shadow" ne sont pas rares.

- Les indices de glissement couche sur couche, feuillet sur feuillet sont très fréquents.

## 3 - Eléments mesurés

D'une façon générale, au fur et à mesure du relevé cartographique, j'ai mesuré un certain nombre de lignes caractéristiques, en particulier les axes de petits plis. Il s'agit en l'occurrence, soit des axes de plis proprement dits, soit des linéations déterminées par des manifestations secondaires du plissement.

Quelques exemples particulièrement favorables ont été étudiés plus en détail pour tenter de mieux comprendre la succession des déformations.

Les linéations particulières, telles que stries de friction, direction d'étirement, alignements de minéraux phylliteux, intersections de plan de schistosité et de stratification n'ont été étudiées que sur quelques cas particuliers.

## 4 - Répartition géographique des principales linéations relevées

Sur la figure 62, j'ai figuré les principales linéations relevées (axes de plis) au cours du présent travail. Bien que le nombre de mesures soit relativement faible, la disposition générale de ces linéations suggère quelques remarques :

- Leur direction est en général conforme à celle des grandes structures plissées. On trouve ainsi une confirmation de ce qui était avancé au paragraphe précédent : dans l'ensemble les petits plis sont "induits" par les structures plissées d'échelle régionale.

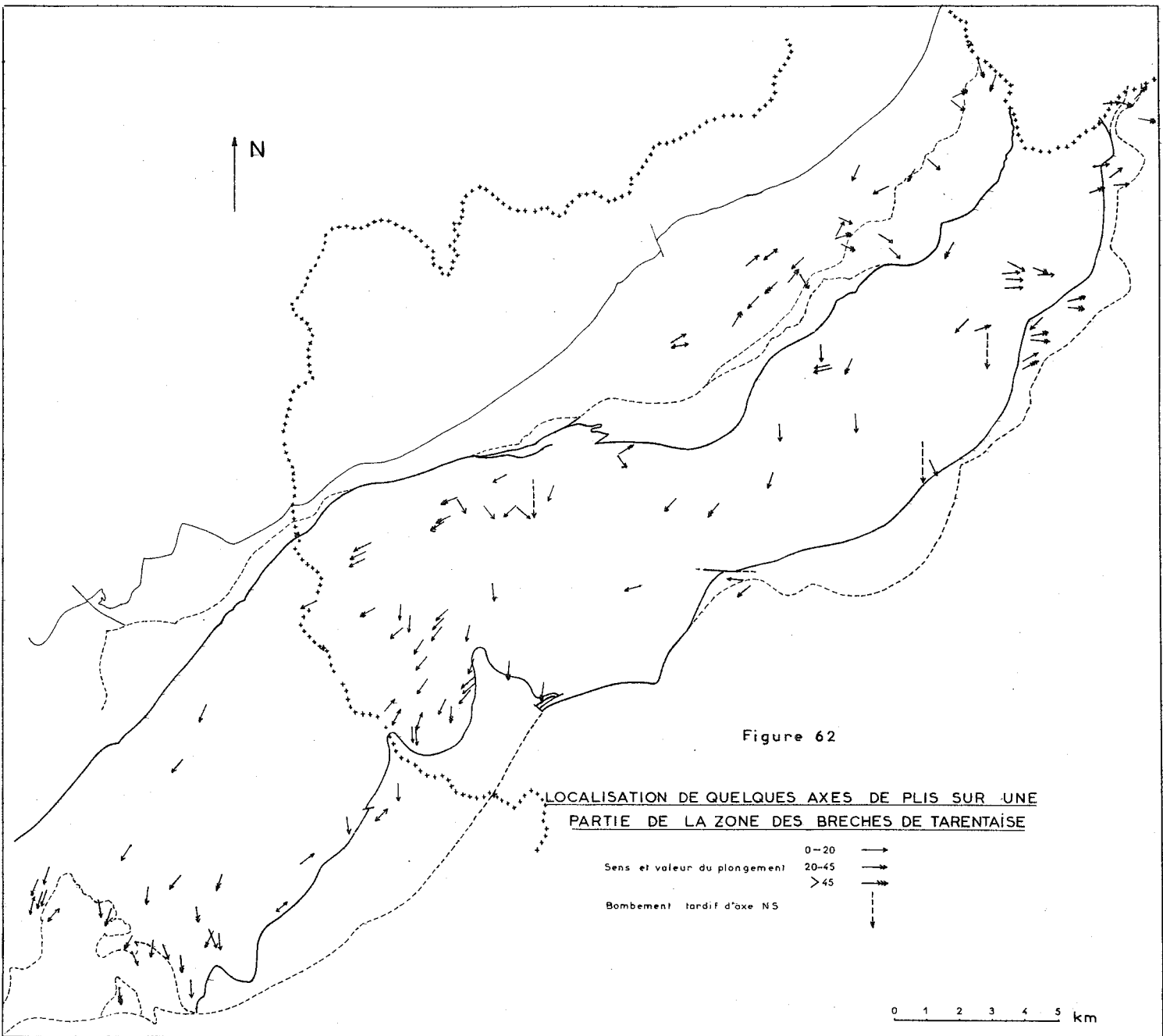


Figure 62 - Localisation de quelques axes de plis sur une partie de la zone des Brèches de Tarentaise.

A l'exception des bombements d'axe nord-sud représentant une phase tardive, postérieure à l'établissement des structures majeures, ni la hiérarchie ni la chronologie relative des divers plis n'ont été figurées.

- Une anomalie sensible apparaît toutefois dès le feston du Breuil (à l'Ouest de la vallée des Chavannes). Les linéations ont tendance à devenir nord-sud alors que les grandes structures sont orientées de N 50° à N 60° (d'après la cartographie). On peut remarquer à ce propos la coexistence, dans le feston du Breuil entre autres, de deux directions de linéation. Il apparaît ainsi que, dans le secteur sud ouest de notre région, deux épisodes tectoniques se sont superposés.

- Des observations curieuses peuvent être faites également à propos du sens du plongement de ces linéations.

Sur la plus grande partie de la région considérée, le plongement est dirigé vers le Sud Ouest (pour les linéations correspondant aux grandes structures), ou vers le Sud pour la deuxième catégorie.

Mais vers l'extrémité nord est, à l'Est du vallon de Planavalle, on voit s'inverser soudain le sens du plongement qui est alors dirigé vers l'Est ou le Nord Est. Cette disposition se retrouve, du reste, dans les unités tectoniques voisines plus internes (ceci ressort également assez bien de la carte tectonique de R. ZULAUF).

Les deux anomalies ainsi décelées seront examinées plus loin. Au préalable, il est nécessaire de faire un bref retour sur les données tirées de la cartographie.

## 5 - Données retirées de la cartographie

### a) Relatives aux grandes structures

La carte géologique met en évidence les faits suivants :

- Dans le secteur sud ouest, entre la vallée du Charbonnet et le vallon des Chavannes, la direction moyenne des grandes structures (matérialisée par celle du synclinorium médian) est voisine de N 45° E. Les directions relevées le long de la bordure interne de l'unité du Roignais-Versoyen sont assez variables, car perturbées par les unités tectoniques voisines.
- Entre la vallée des Chavannes et la Doire Baltée, la direction moyenne devient N 70° E.
- Ensuite, au Nord de la Doire Baltée, la direction des structures redevient progressivement N 40° E.

### b) Relatives aux structures plissées secondaires

Des structures plissées secondaires apparaissent nettement en plusieurs points de l'unité. Ainsi, du Sud Ouest vers le Nord Est :

- les replis de la région Passage de la Brebie - Prainan ;
- les ondulations qui affectent la bordure externe du feston du Breuil (sur les flancs de la Pointe Fornet) ;
- le repli anticlinal qui déforme l'anticlinal du col de Youla, entre le mont Favre et le mont Nix ;
- les ondulations du vallon de Planavalle (Bella Cresta et verrou médian du vallon).

Tous ces replis ont en commun la direction nord-sud et sont postérieurs aux grandes structures qu'ils affectent.

La seule cartographie montre donc, en certains points de notre région, que deux phases au moins se sont succédées lors de l'édification des structures alpines. Une analyse microtectonique de quelques affleurements va le confirmer et apporter quelques précisions.

## 6 - Etude de quelques exemples

Le premier exemple est pris le long de la falaise qui descend du mont Ouillé vers la vallée du Breuil, à la cote 2 400 m environ (localisation approchée x = 33,725 ; y = 65,025 ; z = 2 425, feuille La Thuile de la carte d'Italie au 1/25 000).

Structuralement nous sommes ici dans le flanc inverse du feston du Breuil, à la partie supérieure (stratigraphique) de la formation détritique basale. Quelques interstrates schisteux très minces séparent les strates décimétriques des calcaires cristallins gris bleu.



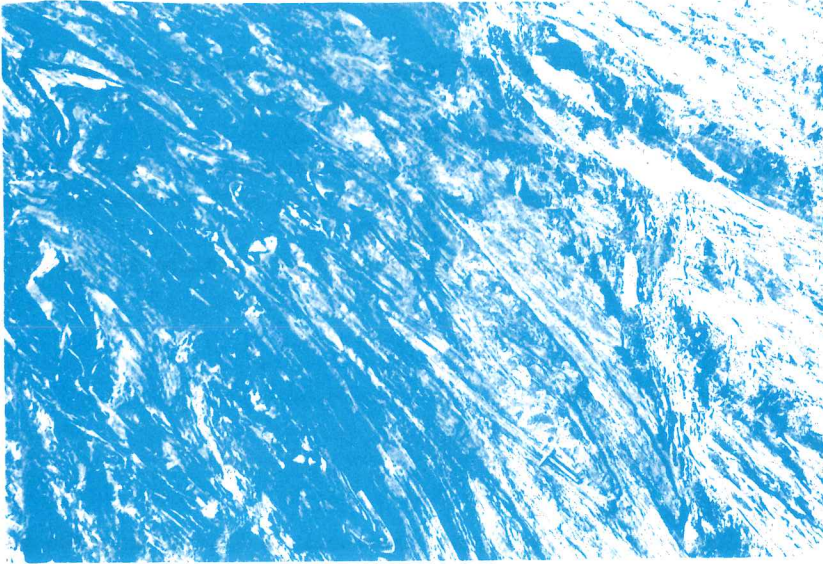


Photo n° 17 - Charnière anticlinale de l'Alpe d'Arp.

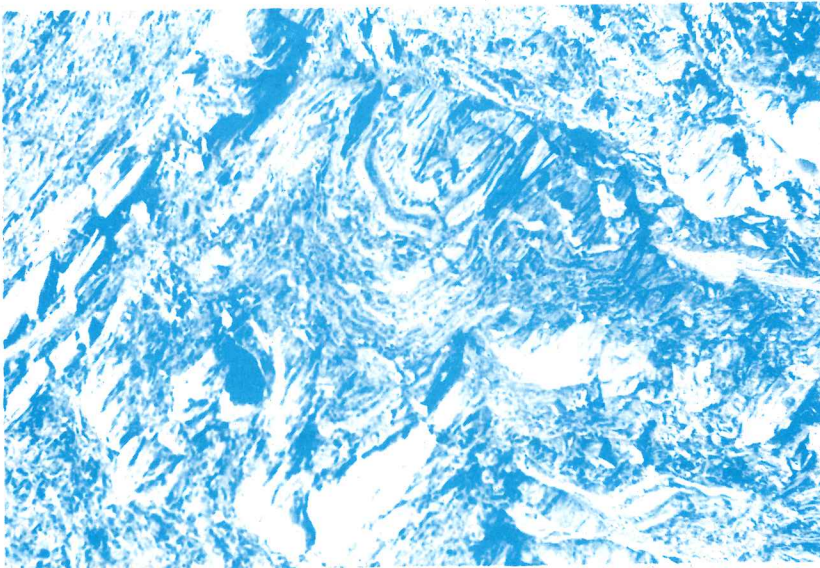


Photo n° 16 - Plis métriques d'axe est-ouest dans les couches des Marmontains  
(versant sud du Grand Crêto).

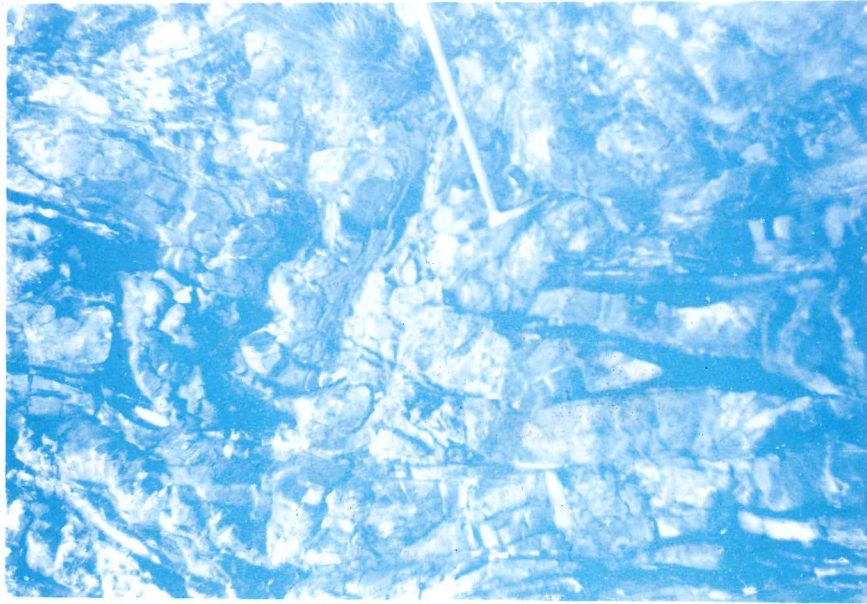


Photo 18 - Plis superposés dans la formation basale du Flysch (base du versant sud du mont Ouille).  
Comparer avec la figure 63 -

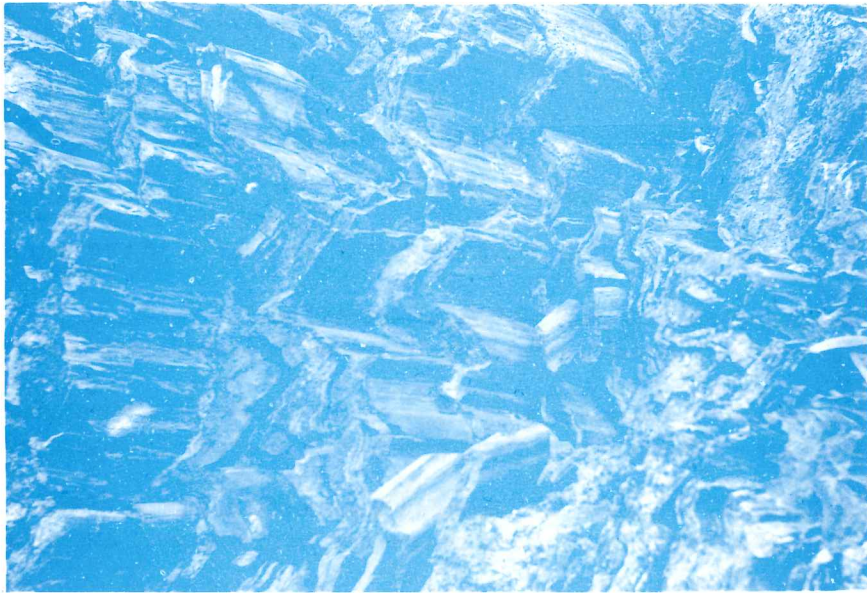


Photo 19 - Linéation (L<sub>2</sub>) provoquant un débit en "tuile" dans des niveaux calcaires de la  
formation basale du "Flysch" (vallée du Charbonnet) -

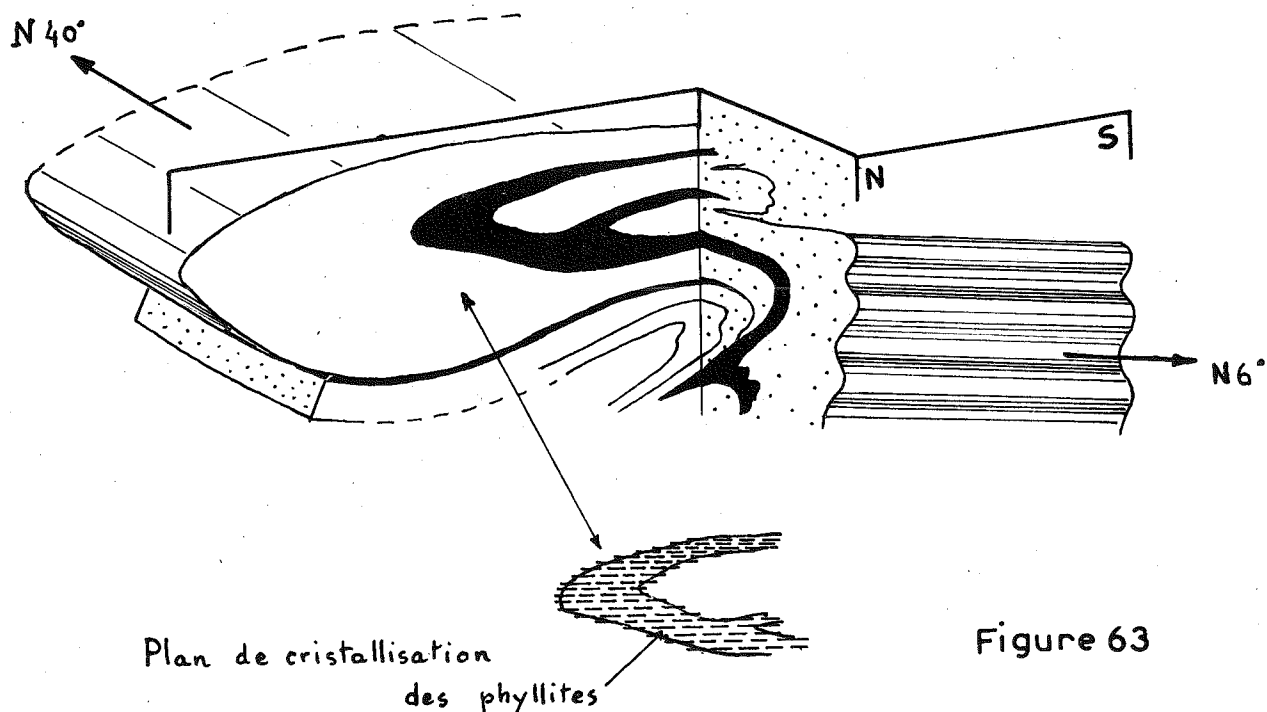


Figure 63

On observe la disposition suivante (voir figure 63 et photo 18) :

Une série de plis semblables, isoclinaux d'axe N. 40° subhorizontal, à plan axial ici faiblement penté vers le Sud Est (plis 1), est replissée par des ondulations assez régulières d'axe N. 6° E. plongeant de 10 à 15° vers le Sud (plis 2).

Deux observations complémentaires très intéressantes peuvent être faites :

Le litage stratigraphique primaire est bien visible souligné par les alternances d'interstrates schisteuses et de strates calcaires.

Dans le cœur des plis 1, les interstrates montrent un feuillement de plan axial très net. Ce feuillement est en réalité une foliation. Le plan de clivage est en effet marqué par la cristallisation des phyllites. Cette foliation n'est visible que dans les interstrates.

Par contre, les ondulations du type 2 sont accompagnées d'une schistosité de fracture dont le plan est orienté N. 8° E. - pendage 45° vers l'Est. Cette schistosité est visible à la fois dans les interstrates où elle recoupe la foliation, et dans les strates.

De nombreuses observations du même type peuvent être effectuées un peu partout sur le versant rive droite de la vallée du Breuil entre le mont Ouille et la Pointe Fonet.

Dans certains cas, lorsque les plis 1 ne sont pas visibles, on observe une linéation LI (intersection du litage et de la foliation) qui s'enroule autour des charnières des plis 2 qui sont alors les seuls visibles.

A une échelle encore plus petite on retrouve les mêmes phénomènes dans les schistes de l'ensemble antéflysch. Ainsi, en un point situé approximativement en  $x = 32,850$  ;  $y = 65,850$  ;  $z = 2600$  m, (feuille de La Thuile), on observe les éléments suivant sur les plaquettes de schistes (fig. 64 a).



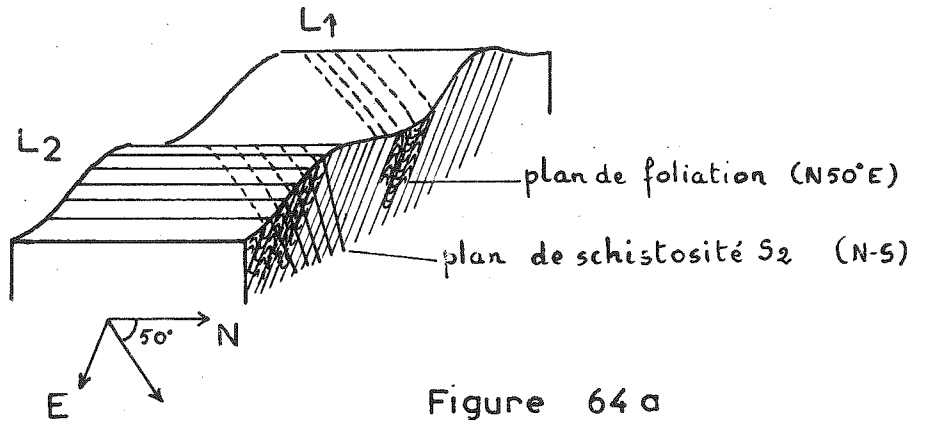


Figure 64 a

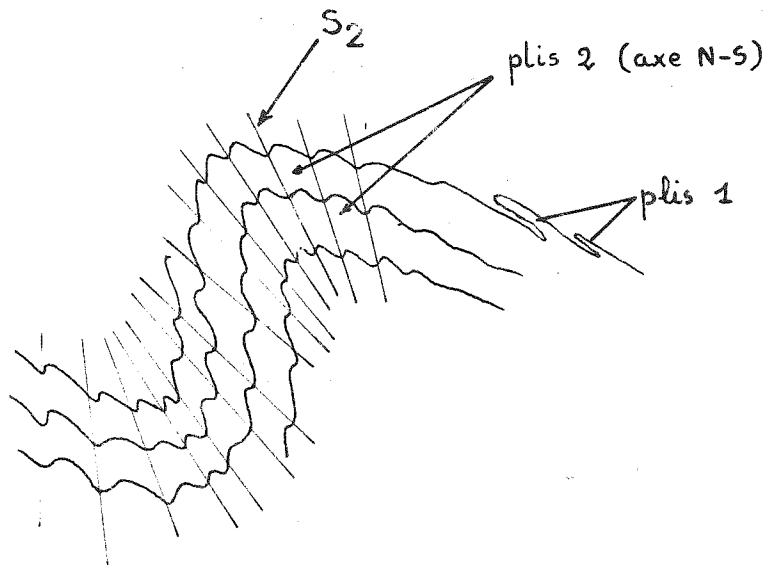


Figure 64 b

Plis superposés - Explication dans le texte -

Un gaufrage (linéation L1) de direction N. 50° correspond à des microplis des feuillets schisteux (et en fait au cisaillement sur leur flanc). La direction de ce gaufrage coïncide avec celle des grandes structures. Le plan de cisaillement des flancs de microplis est parallèle au plan axial des grandes structures.

La surface des schistes (plan de litage) est affectée d'ondulations qui déterminent une linéation L2. Ces ondulations sont accompagnées d'une schistosité de fracture, indemne de recristallisation, parallèle aux plans axiaux de ces ondulations.

On retrouve donc une disposition très similaire à celle du cas précédent.

Plus au Sud Ouest dans la vallée du Charbonnet, on peut faire des observations du même type (en particulier dans la barre de Eb qui sépare la combe de Plan Martin du ruisseau des Vieilles).

Ainsi par exemple (fig. 65) peut-on voir des plis 1, d'axe N. 30° extrêmement étirés, moulés sur de grandes ondulations d'axe nord-sud à léger plongement sud. La réduction très importante des interstrates schisteuses, ici pelliculaires, ne permet pas l'examen facile de leur foliation. Néanmoins, quelques observations isolées permettent d'affirmer que cette foliation existe et qu'elle est liée aux plis 1.

En effet, les rouleaux nord-sud montrent une linéation L1 orientée N. 30°, enroulée autour de leur charnière. Cette linéation, marquée par des alignements de phyllites, correspond à l'intersection de la foliation (par ailleurs peu visible) avec le litage. Sur cet affleurement on n'observe pas de schistosité liée aux plis 2.

Par contre, à peu de distance, un redan rocheux offre une section intéressante des plis 2 (section perpendiculaire au plan axial). On peut alors y observer les faits suivants :

Les plis 2 d'axe nord-sud à léger plongement sud sont réguliers et inclinés vers l'Ouest. Le pendage de leur plan axial est d'environ 30° vers l'Est. Comme dans l'exemple précédent le matériel plissé est formé de strates centimétriques de calcaires cristallins et d'interstrates pelliculaires. Une belle schistosité liée aux plis 2 recoupe les strates calcaires. Sur les flancs du pli le litage souligne des plis d'un autre type très étirés et qui sont probablement des plis 1 (fig. 64 b).

Localement (à proximité du ruisseau des Vieilles), les ondulations 2 apparaissent comme des plis concentriques à plan axial subhorizontal. La schistosité liée à ces plis 2 (ici donc subhorizontale) recoupe les strates calcaires et aussi les interstrates schisteuses (foliation) ici bien développées. On obtient alors un débit en crayon caractéristique.

Dans la vallée du Charbonnet, et surtout en rive gauche, les plis 2 sont en de nombreux points les seuls visibles. Ils donnent alors aux affleurements un aspect ondulé très caractéristique avec un débit en "tuile" (photo 19).

Dans certains cas il y a homoaxie entre les plis 1 et les plis 2, ce qui explique que les plis 1 soient difficilement décelables. Les linéations observables ont alors elles aussi la direction nord-sud. Il convient, dans ce cas, de rechercher les charnières des plis sur des sections perpendiculaires au plan axial des plis 2

## 7 - Conclusion relative à l'étude microtectonique

- L'étude microtectonique précédente, bien que très partielle (limitée au feston du Breuil) donne des résultats encourageants. Elle confirme d'une part l'existence de deux phases de plissement décelées cartographiquement, et d'autre part elle permet de relier mieux ces épisodes de déformation au phénomène du métamorphisme.

- Le feston du Breuil montre deux types de plissement superposés. Le premier est caractérisé par un type isoclinal souvent très poussé, avec écrasement des charnières, voire leur disparition quasi totale ; il s'accompagne en outre de déformations plastiques très importantes (étirement des flancs de plis, boudinage, déformation dans certains cas des galets, des conglomérats, etc.).

Ce premier plissement est responsable de l'architecture générale de l'unité du Roignais ainsi que cela ressort de la cartographie.

L'étude microtectonique montre que le métamorphisme a pris naissance avec cette première phase de plissement. En effet, la foliation observable surtout dans les niveaux schisteux, correspond aux plans axiaux des plis de cette première phase. Le contexte général de cette phase de déformation semble donc correspondre à un étage tectonique relativement profond. Il est à cet égard très frappant de retrouver dans une déformation d'âge crétacé supérieur appartenant à des niveaux élevés de la chaîne alpine des figures de plis et des modalités de développement du métamorphisme décrits en général dans des niveaux beaucoup plus profonds (J. GROLIER et P. VIALON, 1964).

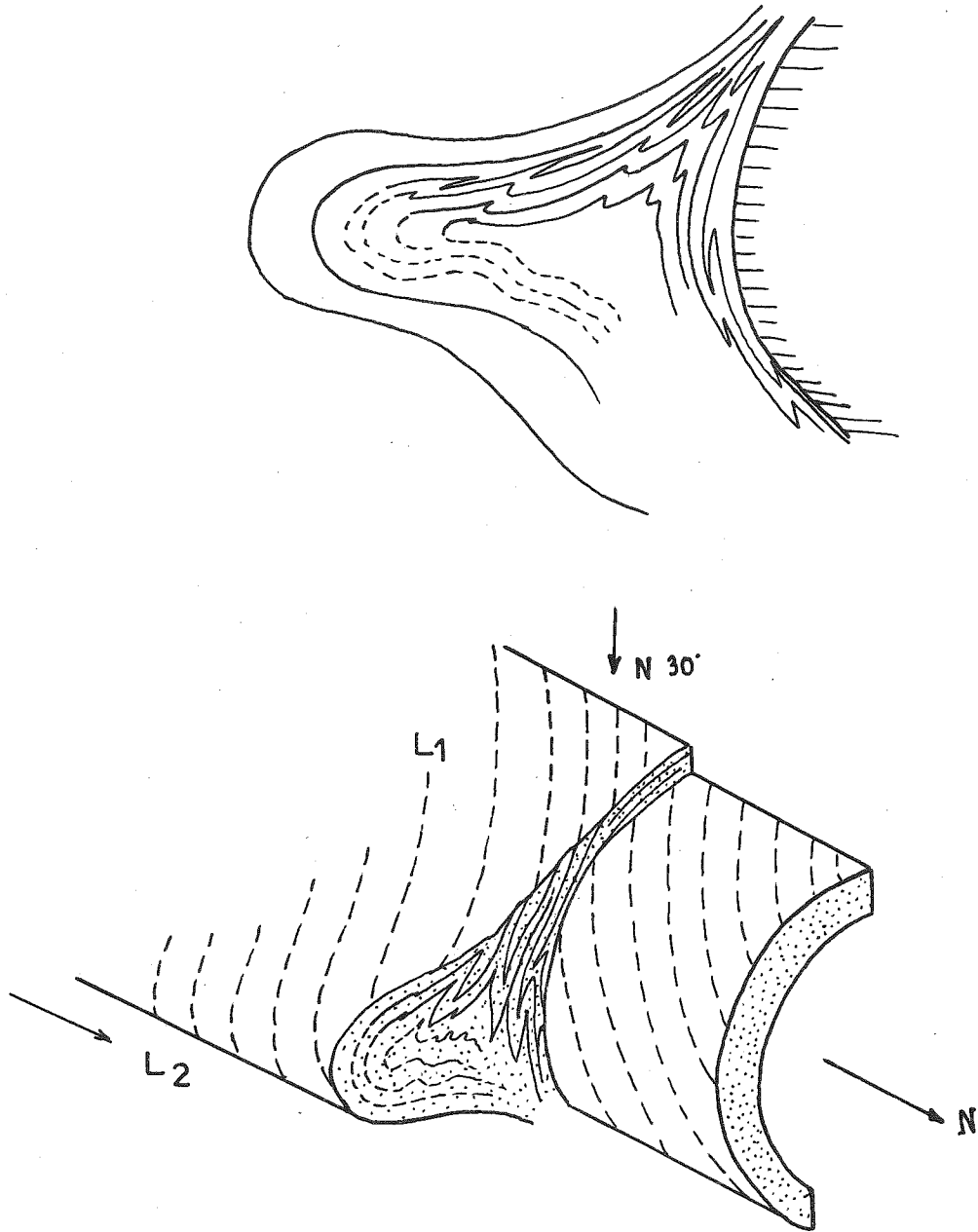


Figure 65

- Plis superposés - Explication dans le texte -

Une deuxième phase de plissement a repris les structures établies précédemment. Ses effets paraissent se manifester avec une intensité croissante du Nord Est vers le Sud Ouest.

Les conditions générales qui ont présidé à cette deuxième phase apparaissent beaucoup moins "profondes" que dans le premier cas. Les plis sont très souvent concentriques et en tout cas n'atteignent jamais le style isoclinal. Ils sont accompagnés en général d'une schistosité de plan axial (schistosité de fracture).

## V. - LES FAILLES (schéma structural planche n° 2)

La recherche des accidents cassants, qu'il s'agisse de failles à rejet vertical ou horizontal, est décevante dans toute notre région. Cette constatation est déjà ancienne et n'a jamais paru surprenante. Nos séries à caractère dominant de "schistes lustrés" furent de tous temps considérées comme un matériel aisément déformable dont la vocation était de réagir sagement aux contraintes tectoniques en se plissant, avec ou sans décollement, le long de niveaux de clivage privilégiés. Cette opinion était admise quasi dogmatiquement pour toutes les formations analogues qu'il s'agisse des schistes lustrés (de type piémontais) ou de toute la gamme des flyschs.

Mais des travaux récents, et en particulier ceux de C. KERCKHOVE (1969) sur le Flysch à Helminthoïdes de l'Ubaye, ont démontré que de telles masses dites "plastiques" pouvaient fort bien être affectées d'un réseau de fractures très développé et parfaitement cartographiable.

Les "règles générales" établies un peu trop hâtivement doivent être réexaminées dans chaque cas particulier. C'est cet examen auquel nous allons procéder en ce qui concerne notre région.

### 1 - Localisation des principales fractures

#### a) Unité de Moûtiers .....

Un réseau de fractures n'a pu être mis en évidence que dans le massif de la Pointe de Mya. Ces accidents sont purement locaux, dus à l'incompétence des niveaux rigides de quartzites et de dolomies, coïncés entre deux masses plus souples (zone des plis isoclinaux externes d'une part, Unité du Roignais-Versoyen d'autre part. Il n'y a donc pas lieu de voir ici une influence quelconque du socle.

#### b) Unité du Roignais-Versoyen .....

Les fractures sont beaucoup plus difficiles à mettre en évidence par manque de niveaux repères. Nous distinguons trois types possibles :

#### b1) Les accidents liés aux plis

Nous considérerons essentiellement le cas des plis de grande amplitude, ceux qui déterminent la structure de la région à grande échelle. Ces plis peuvent être du type isoclinal ou bien asymétriques.

Le meilleur exemple est le pli anticlinal (versant sud du mont Fortin) du haut vallon des Chavannes (voir p bien décrit par G. et P. ELTER (1965). La cartographie détaillée de ce secteur montre que le flanc sud est de ce pli est affecté par une cassure sensiblement parallèle à la direction générale de la structure (N. 50° environ). Cette dernière est mise en évidence cartographiquement par le contact brutal des couches de Saint-Christophe contre la formation basale qui constitue le noyau de l'anticlinal.

Non loin de là, le pli faillé du Bério Blanc est un autre bon exemple. Là c'est le flanc nord ouest d'un pli isoclinal qui est cisailé. La discontinuité, visible sur la coupe naturelle que constitue le flanc du chaînon, ne peut être suivie latéralement dans la masse monotone du flysch. Ceci d'autant moins qu'elle se confond avec les plans de schistosité (peut-être foliation en certains cas), parallèles au plan axial du pli, qui confèrent au terrain son aspect pseudo-isoclinal.

J'ai de bonnes raisons de penser qu'il en va de même pour les grands plis du Pont-Saint-Antoine et de Crêt Bettex.

Tous ces accidents sont par nature parallèles aux structures régionales.

#### b2) Les accidents obliques sur les structures régionales

Ceux-ci ne peuvent être décelés avec certitude que lorsque la lithologie s'y prête. Ils apparaissent cantonnés au niveau de la vallée de la Doire Baltée. Là, un faisceau de fractures, dont l'orientation est comprise entre N. 100 et N. 130° peut se déceler dans les affleurements compacts situés au Sud et au Sud Est de Pré Saint-Didier (terminaison sud ouest du pli de Pré Saint-Didier - région de Combes et de Parimont). Ces accidents paraissent avoir joué essentiellement en coulissage latéral (décrochement dextre).

Hors des affleurements rigides de la formation basale, ils deviennent également très difficiles à retrouver dans la masse des couches de Saint-Christophe. Il paraît très possible que certains d'entre eux affectent la totalité de l'unité au niveau de la vallée de la Doire Baltée. J'ai en effet trouvé des plans de fracture de même orientation au Roc Brisé, s'alignant parfaitement sur ce faisceau.

Or, cartographiquement, l'existence de ce faisceau d'accidents correspond à une inflexion des lignes structurales générales de l'unité. Nous avons mentionné au paragraphe précédent que celles-ci prenaient au niveau de la vallée de la Doire Baltée une direction voisine de N. 70° à N. 80° contre N. 40° environ, tant au Nord Est qu'au Sud Ouest. Cette disposition pourrait traduire la présence en profondeur d'un accident de socle coulissant (dextre), aligné pratiquement sur la direction de la vallée entre Courmayeur et Pré Saint-Didier, et dont notre faisceau de fractures serait une manifestation amortie au niveau de la couverture.

#### b3) Les accidents de type divers

Nous rangeons dans ce groupe un certain nombre de failles qui ne peuvent raisonnablement se classer dans les deux catégories précédentes.

Dans le secteur Grand Creto - Aiguilles de Saulié (région de Bosses), existent des indices de failles est-ouest dont il est bien difficile de préciser le sens du rejet.

Le flanc inverse du pli du Versoyen montre des fractures très nettes ayant l'orientation des structures primaires du pli (N. 50° environ). Celles-ci s'observent soit au feston du Breuil (région du sommet des Rousses - Punta des Ghiacciai), soit à Prainan.

Dans les deux cas il paraît s'agir de fractures relativement épidermiques (résultant peut-être de tensions lors du déversement et de l'étirement du pli du Versoyen dans le cas du feston du Breuil).

## 2 - Conclusion

Aucun des accidents précédemment énumérés ne revêt d'importance majeur vis-à-vis de l'architecture générale de l'unité. Force nous est de reconnaître qu'ils sont dans l'ensemble mal définis, que leur extension, le sens et la valeur des rejets sont mal connus.

En apparence l'unité du Roignais-Versoyen est donc dépourvue d'accidents de type cassant, ce qui serait bien conforme à la "règle" exposée en préambule.

Peut-on relier ce fait à la nature lithologique du terrain le mieux représenté (flysch) ? Faut-il au contraire, raisonner en termes de tectonique de socle ? Nous allons examiner rapidement ces deux hypothèses.

Les exemples mentionnés ci-dessus prouvent que notre série de Tarentaise peut très bien se fracturer. Cela signifie que compte tenu des propriétés mécaniques globales du massif, un certain état de contraintes peut entraîner déformation puis rupture. D'où une première réponse possible à la question posée :

- Dans toute la région considérée il ne s'est jamais développé, hors des phases tectoniques majeures, responsables des plissements et phénomènes connexes, d'état de contrainte susceptible d'entraîner une fracturation complète des ensembles lithologiques.

Le "moteur" des déformations tectoniques tardives est en général une déformation profonde liée à des mouvements



de réajustement du socle ; le réseau de fractures de la région de l'Ubaye est expliqué de cette façon. Dans notre secteur, le socle cristallin paraît très proche, au moins cartographiquement... c'est le massif du Mont-Blanc. Or, il est prouvé que ce dernier a connu une phase de déformation importante postérieure à la mise en place des unités penniques. Comment se fait-il, dans ces conditions, que nos séries de Tarentaise si voisines n'aient pas réagi par fracturation ?

Je vois à cela deux explications possibles :

- les déformations du socle se sont effectuées de telle sorte que les plans de cisaillement résultants avaient même direction que les plans de moindre résistance de nos ensembles lithologiques hérités, eux, des phases de plissement (plan de schistosité, plan de foliation). On conçoit ainsi que par une infinité de mouvements de très faible amplitude le long de ces multiples plans de faiblesse, la déformation d'ensemble se soit cantonnée dans un véritable domaine de plasticité à l'échelle de la formation toute entière. On peut expliquer ainsi l'absence ou la rareté des fractures.

- une deuxième explication conduit à admettre qu'en dépit des apparences, le socle cristallin proprement dit se trouve en réalité à grande profondeur, sous l'actuelle unité du Roignais-Versoyen. Cette hypothèse paraît surprenante au premier abord. Nous montrerons cependant plus loin que la reconstitution paléogéographique met en évidence d'importants hiatus entre les diverses unités observables actuellement en surface (entre ultrahelvétique et unité de Ferret d'une part - et entre cette dernière et les unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen d'autre part). Il est logique de penser que ces domaines sont actuellement engloutis en profondeur, surmontés par les unités ci-dessus. Ainsi on peut admettre que, sur une verticale, entre le socle cristallin et l'unité du Roignais-Versoyen on puisse rencontrer :

- une bonne partie des zones delphinohelvétique et ultrahelvétique,
- la zone de transition de l'ultrahelvétique aux schistes de Ferret,
- la zone de transition de ceux-ci aux unités de la zone des Brèches de Tarentaise. Cette superposition représente une épaisseur importante de terrains de compétence très diverse, séparés en outre les uns des autres par de vastes surfaces de clivage listrique.

Ainsi des déformations tardives, au niveau du socle, peuvent-elles n'avoir aucun effet sur les structures les plus superficielles, amorties en quelque sorte dans les unités sous-jacentes.

Il est évidemment impossible en l'état actuel de nos connaissances de trancher en faveur de l'une ou l'autre de ces hypothèses. Certaines observations (stries horizontales sur des plans de litage stratigraphiques) constituent un indice en faveur de la première. Mais il s'agit là d'observations rares et fragmentaires, la réalité est sans doute plus complexe. Les deux hypothèses ci-dessus peuvent également représenter chacune une parcelle de la vérité. La question reste donc posée.

## VI. - CONCLUSION GENERALE RELATIVE A LA STRUCTURE DE L'UNITE DU ROIGNAIS-VERSOYEN

Le processus de reconstitution de l'évolution orogénique de notre région vient de s'enrichir de quelques données essentielles qui marquent une étape importante vers la synthèse finale de notre travail.

- Le résultat le plus significatif concerne, bien entendu, la position et l'origine de la série de schistes noirs à ophiolites, qualifiée jusqu'alors d'unité du Versoyen. Nous venons de montrer à l'aide d'arguments tout à la fois stratigraphiques et géométriques que ce concept d'unité tectonique indépendante doit être abandonné. La série ophiolitifère, que je continue, dans ce cas, à appeler série du Versoyen, fait partie de l'ensemble antéflysch tel qu'il a été défini dans le chapitre stratigraphique. Elle appartient à l'unité du Roignais-Versoyen, donc, à la zone des Brèches de Tarentaise. Point n'est besoin dans ces conditions d'invoquer les complications structurales extrêmes auxquelles conduisaient inmanquablement, jusqu'à maintenant, l'hypothèse d'une origine ultrabriançonnaise.

Si les idées de l'école suisse (R. TRUMPY) se trouvent ainsi confirmées, cela ne va pas sans modifications du schéma proposé par certains de ses membres (R. ZULAUF). J'ai brièvement démontré, sur des arguments géométriques cohérents, l'impossibilité de paralléliser la série ophiolitique du Versoyen avec ce que R. ZULAUF propose d'appeler "digitation du Versoyen" au Nord Est de la Doire Baltée. Ce point sera repris et développé dans la deuxième partie de l'ouvrage.

- D'autres résultats positifs se sont dégagés de l'étude structurale, ayant trait au style des déformations et dans une moindre mesure au "climat" physique dans lequel elles se sont effectuées.

La structure de l'unité du Roignais-Versoyen résulte, dans l'ensemble, d'un plissement de style isoclinal. Un examen attentif permet de retrouver la plupart des charnières des grandes structures. La disposition rigoureusement isoclinale admise jusqu'à maintenant (dépourvue de charnières) était donc trop schématique. Il existe de bons arguments, je l'ai montré, pour prouver que les structures régionales se sont élaborées dans une première phase de plissement. Le métamorphisme a également débuté dès ce stade. Le style et l'allure des plis révèle des conditions tectoniques relativement profondes (prépondérance des déformations plastiques).

Ultérieurement une seconde phase de déformation a entraîné un plissement secondaire dont l'intensité paraît croître d'Est en Ouest. Ce plissement, de type concentrique, s'accompagne d'une schistosité assez peu marquée.

Enfin les déformations tardives par failles sont très peu importantes.

Quelques autres données sont venues compléter ce schéma.

- L'étude de la zone anticlinale interne montre une véritable disposition "en festons" des plis anticlinaux. Du Sud Ouest au Nord Est nous voyons ainsi se relayer trois plis anticlinaux, de plus en plus externes :

- le pli du Versoyen qui se termine vers la Tête du Chargeur,
- il est alors relayé par le pli plus externe du mont Belleface, mont du Parc,
- celui-ci va à son tour en diminuant d'importance, au fur et à mesure qu'apparaît une nouvelle mégastucture anticlinale, le pli de Pré Saint-Didier - Aiguilles de Chambave. Nous retrouvons ici, à l'échelle d'une unité, la disposition mise en évidence par R. BARBIER (1948) pour les diverses unités tectoniques de sa zone subbriançonnaise.

- Le rôle important joué par certaines formations vis-à-vis des efforts de clivage a été mis en évidence (unité de Moûtiers - zone des écaillés frontales).

Les principales d'entre elles paraissent être les évaporites du Trias supérieur et les schistes noirs houillers. Accessoirement les schistes noirs de l'ensemble antéflysch peuvent jouer localement le rôle de niveau de décollement. Il n'y a aucune raison, à mon avis, de ne pas étendre ce mécanisme à l'ensemble de l'unité partout où ces niveaux existaient lors de l'application des contraintes latérales.

Ainsi tout ce qui précède tend à donner une image assez précise du mécanisme de mise en place des structures de l'unité du Roignais-Versoyen. Une contraction du socle profond a provoqué un ou plusieurs décollements de la couverture mésozoïque, accompagnés peut-être d'un début de plissement. Ensuite, un épisode intense de serrage en provenance de l'Est Sud Est a définitivement établi le style isoclinal et provoqué très probablement les grands clivages inter unités. Des mouvements de serrages ultimes de direction plus franchement est-ouest ont affecté la moitié sud ouest du domaine. Ce schéma, assez fruste encore, sera précisé ultérieurement après l'étude du comportement des unités voisines.

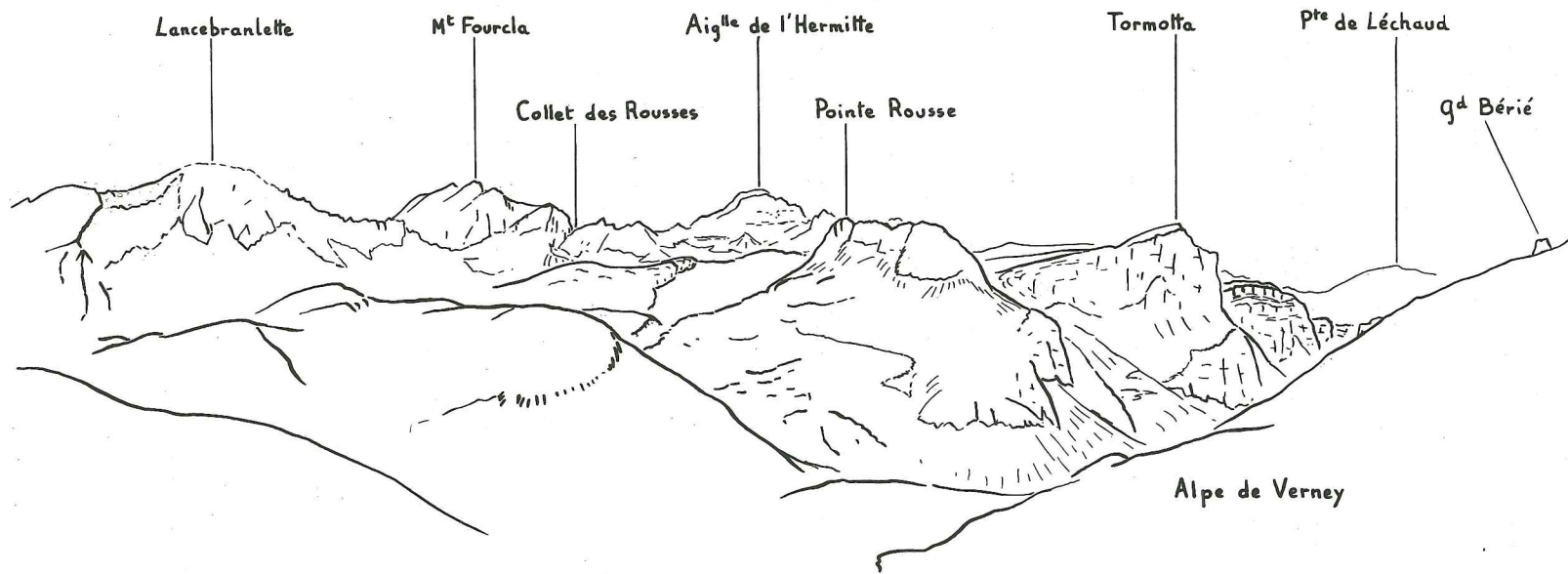


Photo n° 20 - Panorama du col du Petit Saint-Bernard dans le secteur de l'Alpe de Verney -

## CHAPITRE QUATRIEME - L'UNITE DU PETIT SAINT-BERNARD

### I. - INTRODUCTION

L'historique du présent travail met en relief la place importante occupée par l'unité du Petit Saint-Bernard dans les discussions géologiques concernant notre région. Le présent chapitre laissera de côté le contexte structural régional, pour se borner à une description tectonique de l'unité. Nous n'aborderons donc pas ici le problème de son origine.

### II. - ETUDE DE LA STRUCTURE

Cartographiquement, la zone du Petit Saint-Bernard se présente entre Bourg-Saint-Maurice et la Tête du Chargeur sous forme d'une sorte de "feston" intercalé, la plupart du temps, entre unité du Roignais-Versoyen et zone houillère briançonnaise.

On peut ainsi constater que son développement est pratiquement "homothétique" de celui du pli du Versoyen dont l'extension vers l'Ouest est bien supérieure.

C'est en Italie, nous l'avons vu, que se rencontrent les coupes les plus complètes. Nous commencerons donc notre étude par l'extrémité nord est de l'unité.

#### 1 - Coupe au niveau de Laytire

La coupe étudiée (fig. 66) est prise intentionnellement au voisinage de la limite orientale de la zone. Son aspect d'ensemble assez surprenant montre bien les caractères tectoniques singuliers du petit massif de Laytire.

Le sommet même, dont la coupe a été décrite dans la partie stratigraphique, se présente sous forme d'un synclinal couché, dont le cœur est formé des calcschistes à bélemnites et l'enveloppe du calcaire à zones siliceuses du Lias inférieur et des dolomies triasiques. Cartographiquement ce pli synclinal présente une direction sensiblement est-ouest et à plan axial penté vers le Sud.

Ce petit synclinal sommital est complètement désolidarisé de la masse des calcschistes qui se développe sur le flanc sud de la montagne. Ceux-ci, bien que s'appuyant sur les formations calcaires et dolomitiques du sommet, le font par un contact anormal qui peut s'observer en quelques points. Le ressaut ouest sud ouest qui limite le sommet de Laytire, au-dessus du Grand Bérié, montre un repli synclinal très net dans ces calcschistes au voisinage de ce contact.

Cette masse de calcschistes repose, par ailleurs, directement sur l'ensemble antéflysch (schistes noirs du Versoyen) de l'unité du Roignais-Versoyen par l'intermédiaire d'un coussinet de cargneules bien visibles un peu au Nord Est de l'axe de la coupe.

Vers la partie basse du versant, sous la butte 2364, le contact entre les calcschistes et les calcaires à zones siliceuses du Lias inférieur est normal. Nous retrouvons ensuite la disposition en écailles superposées de ce Lias inférieur, mise en évidence à la Tête du Chargeur.

Le pendage des ensembles lithologiques est ici assez anormal par rapport à celui noté plus au Sud Ouest dans la même unité, ou bien même par rapport à celui de l'unité du Roignais-Versoyen. Il évolue entre les directions est-ouest au sommet de Laytire et N. 120° E. à la butte 2364.

Cette coupe de Laytire montre bien le clivage tectonique très important et le recouvrement selon une surface faiblement inclinée de l'unité du Petit Saint-Bernard, par rapport à celle du Roignais-Versoyen sous-jacente. Le petit

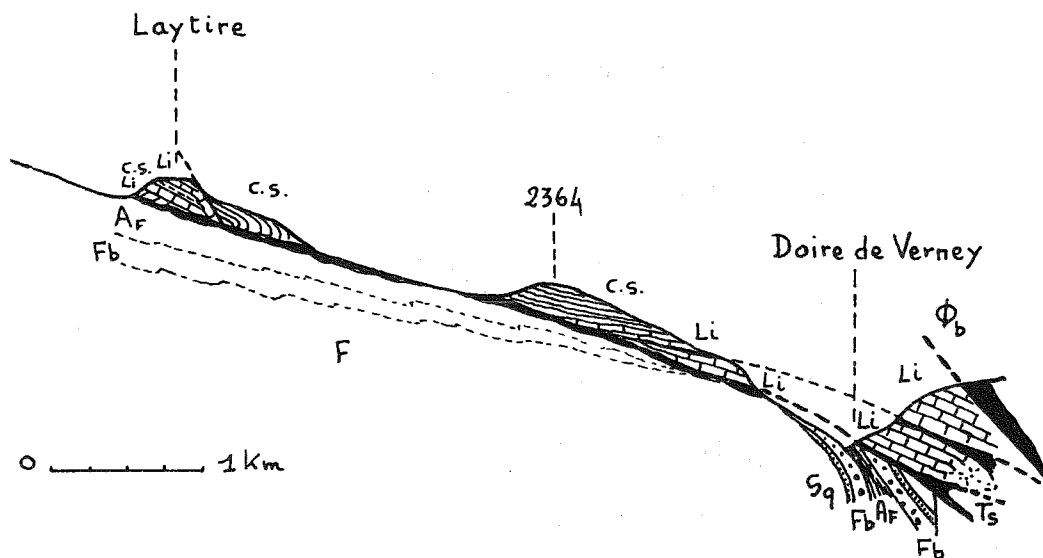


Figure 66 - Coupe de l'unité du Petit Saint-Bernard passant par Laytère et la Tête du Chargeur -

Unité du Petit Saint-Bernard - C.S. : calcschistes ; Li : Lias inférieur ; Ts : Trias supérieur  
Unité du Roignais-Versoyen - F : flysch ; Fb : formation basale ; Af : ensemble antéflysch.

synclinal sommital doit être interprété dans ces conditions comme une écaille frontale du chevauchement, constituant un véritable petit lambeau de poussée.

## 2 - Evolution de la structure vers le Sud Ouest (fig. 67)

### a) Jusqu'au niveau du col du Petit Saint-Bernard




Le contact anormal basal se suit avec difficulté sur le versant sud ouest de Laytère : il y est affecté par les phénomènes de fauchage de versant déjà décrits (p. 169). En rive droite du torrent du Breuil, les cargneules réapparaissent sporadiquement au Sud et à l'Ouest de la Pointe Rousse. Le dernier affleurement visible est situé au pied du versant nord de Lancebranlette.

Au-delà, jusqu'à la frontière, ce contact anormal n'est plus marqué par rien de particulier (il disparaît la plupart du temps sous les nappes d'éboulis de la crête frontière).

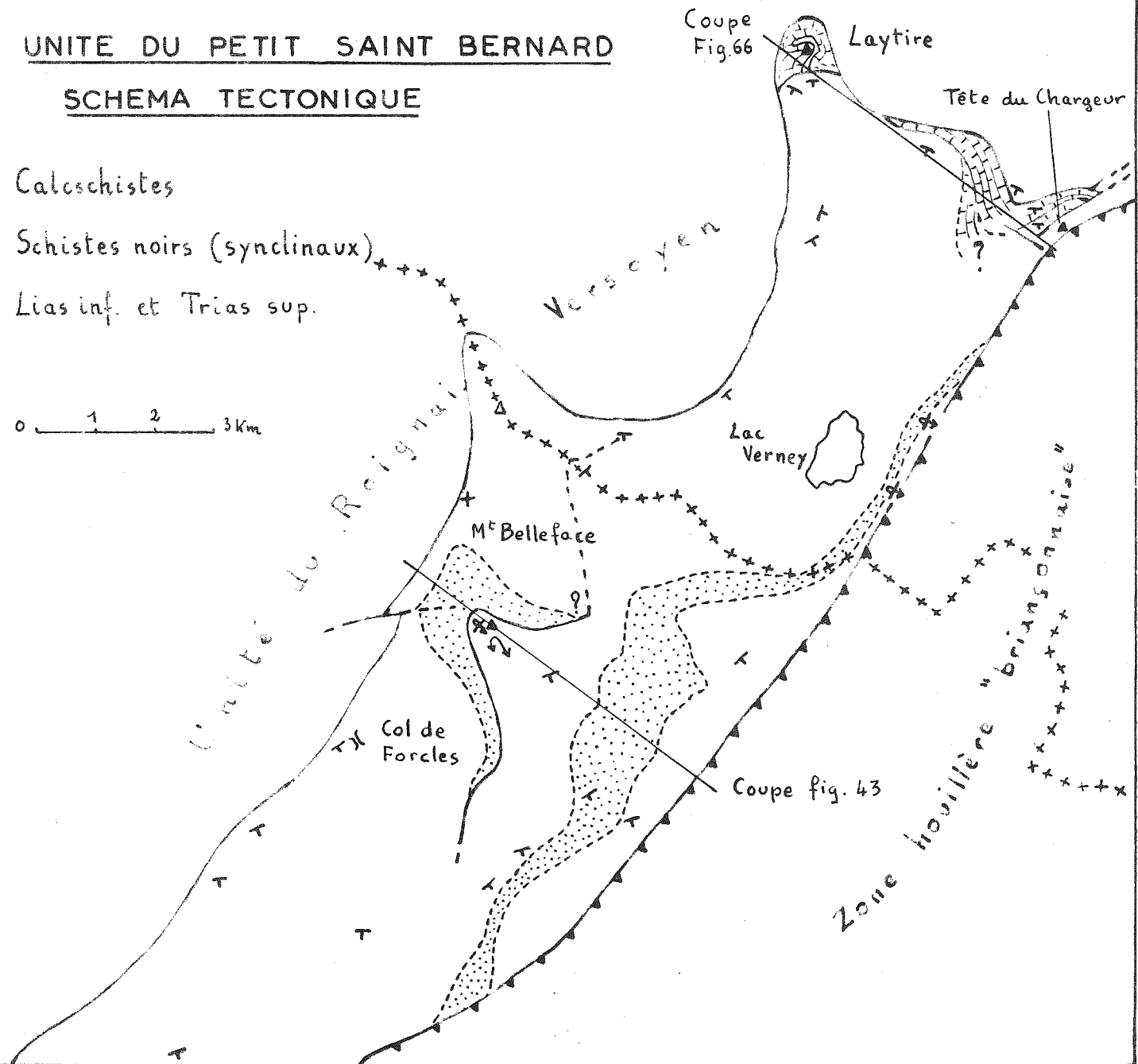
Rappelons que l'existence de ce clivage tectonique fut mis en évidence pour la première fois par G. et P. ELTER (1957).

Les structures plissées décelées au front de l'unité à Laytère n'existent plus (ou ne sont plus visibles) dès le niveau du Grand Bérié. Les calcschistes à bélemnites arrivent alors directement au contact de l'ensemble antéflysch. Ils sont apparemment exempts de petits plis ou de plis minuscules, ce qui paraît indiquer l'absence de grande structure plissée au voisinage du contact.

**Fig. 67**    UNITE DU PETIT SAINT BERNARD  
SCHEMA TECTONIQUE

-  Calcschistes
-  Schistes noirs (synclinaux)
-  Lias inf. et Trias sup.

0 — 1 — 2 — 3 km



L'étude de la marge interne de la zone, bien que moins aisée, en raison de la couverture quaternaire, est cependant plus riche d'enseignements. Nous avons montré au chapitre stratigraphique, qu'entre le col du Petit Saint-Bernard et la Tête du Chargeur, existait une série d'affleurements plus ou moins complets. Ceux-ci montrent les divers termes lithologiques de la zone du Petit Saint-Bernard en position renversée, sous le front briançonnais.

De façon synthétique la succession est la suivante, de haut en bas :

- cargneules du front briançonnais,
- dolomies jaunes du Norien,
- Rhétien,
- calcaire à zones siliceuses,
- calcschistes.

Le calcaire à zones siliceuses n'est pas présent partout, ce qui prouve l'existence de clivages secondaires.

Puisque nous retrouvons sur la marge interne de l'unité du Petit Saint-Bernard les mêmes terrains qu'à Laytire mais en position inverse, on peut admettre que celle-ci présente, dans son ensemble, une valeur synclinale.

#### b) En France

.....

Sur le territoire français les observations deviennent délicates à interpréter. Seuls, en effet, affleurent les termes supérieurs de la série lithologique. Les reconstitutions structurales sont plus aléatoires.

Les caractères suivants doivent être signalés :

- Le contact anormal externe (avec l'ensemble antéflysch) ne se traduit par rien de particulier entre le Collet des Rousses et le versant sud de la Pointe du Clapey. Il est, de ce fait, très difficile à reconnaître, de près, comme de loin.

Sur le versant sud de la Pointe du Clapey réapparaissent sporadiquement les cargneules - cote 2150 m aux Combettes d'en haut et cote 2400 m sous le signal du Mont.

Notons également que ce contact anormal a été à l'origine de graves difficultés lors de la perforation de la galerie d'adduction amont de l'aménagement de Roselend (J. MOLBERT et R. CORDEL, 1961). Il alimenta en effet une énorme venue d'eau dont le débit fut estimé au début à 6 m<sup>3</sup>/s.

A cette occasion les observations suivantes furent effectuées :

Imperméabilité totale du massif de roches vertes (donc fracturation quasi nulle). La zone broyée du contact, épaisse de 10 m environ, n'affectait que les calcschistes. Dans ce contact fut découvert un peu de gypse et d'anhydrite.

Rappelons, à ce propos, que la même galerie avait franchi auparavant le contact formation basale / série ophiolitique du Versoyen sans aucune espèce d'ennui ni remarque particulière. Ceci met particulièrement en relief la différence entre le contact stratigraphique et le contact tectonique.

Sur le pourtour de la colline du Combottier le contact est à nouveau invisible. Il ne réapparaît clairement qu'au moment de disparaître définitivement sous les unités plus internes, à la Bourgeaz, au Nord de Bourg-Saint-Maurice.

- Le front de la zone présente une structure particulière, qui, en coupe verticale, affecte la forme d'un S. Ceci est particulièrement bien observable lorsque l'on va du lac Sans Fond au vallon de Beaupré, par le passage du lac Sans Fond.

Ainsi l'examen "de profil" du sommet 2898 m depuis le passage du lac Sans Fond montre-t-il (fig. 68) :

- des couches subhorizontales qui forment le sommet proprement dit ;
- ces couches s'infléchissent peu à peu vers l'Est, puis passent à la verticale ;
- elles se renversent alors momentanément vers l'Ouest, puis passent de nouveau à la verticale (le passage du lac Sans Fond est situé à ce niveau - les couches y sont donc verticales) ;
- enfin, elles amorcent une nouvelle inflexion qui leur donne peu à peu le pendage général, normal dans la zone du Petit Saint-Bernard.

Cette position en S, bien visible ici à l'affleurement paraît être la règle générale jusqu'au niveau de la Pointe du

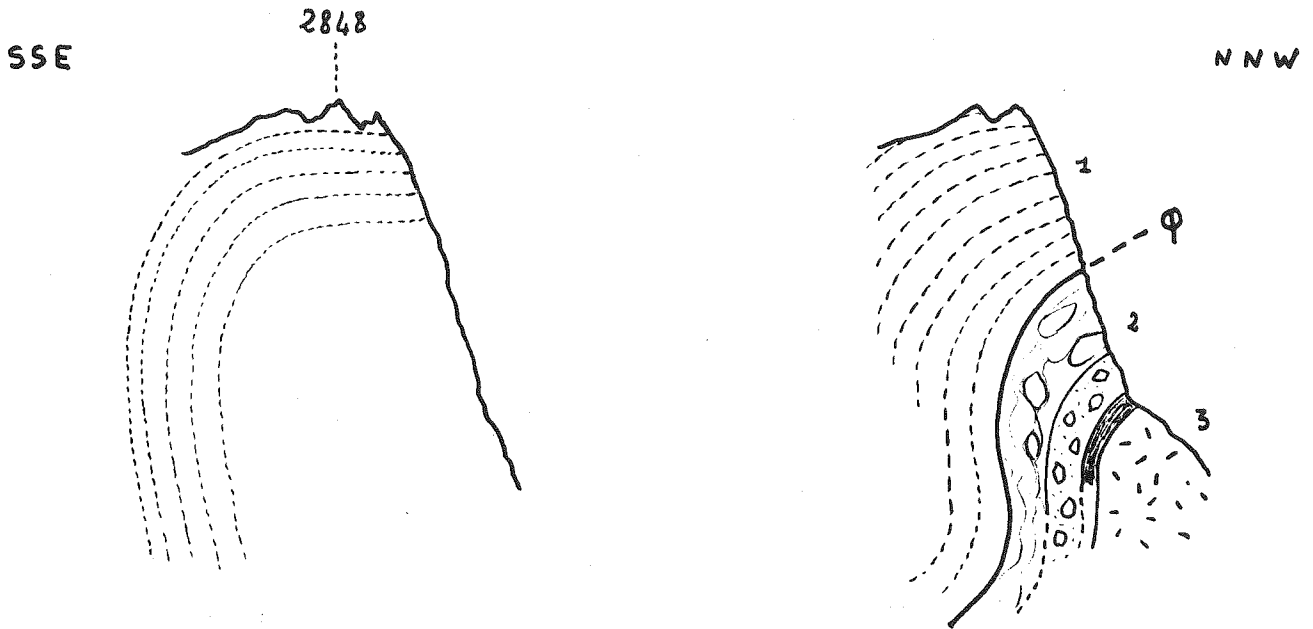


Figure 68 - Structure du front de l'unité du Petit Saint-Bernard au Sud du passage du lac Sans Fond -  
1 - Calcschistes à bélemnites ; 2 - Conglomérat du Collet des Rousses ; 3 - Roches vertes du  
Versoyen ; Ø - Limite entre les unités du Petit Saint-Bernard et du Roignais-Versoyen -

Clapey. En effet, les enseignements fournis par la galerie d'adduction amont de Roselend sous la Pointe du Clapey avaient amené P. GIDON (1961) à admettre une disposition de ce type pour l'ensemble des terrains du secteur.

Une telle structure ne va pas sans soulever quelques problèmes quant à son origine. On peut par exemple penser qu'elle procède d'un léger rétrocharriage... Cette explication est peu satisfaisante, car la structure observée est trop locale, et les indices d'un semblable phénomène manquent totalement par ailleurs. Il est plus raisonnable, à mon sens, d'admettre que la zone du Petit Saint-Bernard, lors de sa mise en place, est venue se mouler sur les volumineux noyaux de roches vertes de la marge interne de l'unité du Roignais-Versoyen. La structure en S précédente n'existe effectivement que dans la zone d'affleurement des noyaux d'ophiolites les plus volumineux (Pointe du Clapey - rive gauche du vallon de Beaupré).

Cette constatation d'apparence mineure est cependant chargée de signification. Elle conduit à admettre que l'unité du Roignais-Versoyen était très fortement plissée (puisque l'ensemble antéflysch avait déjà été amené en "position haute") avant la mise en place définitive de l'unité du Petit Saint-Bernard.

Cette constatation est à rapprocher des conclusions tirées de l'étude de la Tête du Chargeur (existence de plis au sein de l'unité du Roignais-Versoyen recouverts tectoniquement par des couches subhorizontales de celle du Petit Saint-Bernard).

Bien que les faits précédents se recourent, il convient de ne rien exagérer. On peut très bien concevoir que le décollement de la zone du Petit Saint-Bernard s'est produit en fin de plissement, lors de l'apparition de plans de cisaillements obliques, les deux événements (plissement et décollement) s'effectuant pratiquement en continuité.



- Localement il existe la preuve que des replis de grande amplitude, de style isoclinal affectent la série de calcschistes, comme au Roc de Belleface (fig. 43).

- Ces replis ne présentent apparemment aucune continuité latérale ; le pli du Roc de Belleface paraît ne plus exister au niveau de Lancebranlette (à 1,500 km seulement plus au Nord Est). La falaise orientale de la crête frontière montre en effet une bonne coupe transversale de la zone, entre le col du Petit Saint-Bernard et le Collet des Rousses (observations depuis la région de la Pointe Rousse par exemple). Cette coupe ne révèle apparemment aucun plissement de grande envergure, mais dénote plutôt un style en écailles un peu particulier, résultant du chevauchement d'un grand nombre de compartiments isoclinaux le long de plans de clivage obliques.

Les plis isoclinaux peuvent évidemment contribuer à ce type d'architecture en se cisillant le long de leurs flancs laminés.

- La disposition cartographique des ensembles lithologiques constituant la zone du Petit Saint-Bernard suggère, qu'en France, le front Briançonnais recouvre en discordance tectonique les structures de la première unité, mais les indices de l'existence d'un flanc renversé de la structure synclinale générale ne dépassent pas le col du Petit Saint-Bernard. Un peu à l'Ouest de la cantine du Creux des Morts, à la butte de Plan Gerbier affleure cependant un calcaire gris clair, marmoréen, à zones siliceuses qui rappelle par bien des points le Lias inférieur de Laytère. Etant donné l'isolement de cet affleurement il est difficile de préciser sa situation structurale.

### III. - CONCLUSION RELATIVE A LA STRUCTURE DE L'UNITE DU PETIT SAINT-BERNARD

L'unité du Petit Saint-Bernard affecte une structure générale synclinale qui n'est perceptible dans sa totalité qu'à son extrémité nord est. Sa surface basale est une surface de décollement au niveau du Trias supérieur.

Par ailleurs cette structure se trouve accidentée par un plissement de type isoclinal, ainsi que par de multiples clivages obliques. L'analogie de structure avec l'unité voisine du Roignais-Versoyen est donc très grande.

L'étude du contexte montre que l'unité du Petit Saint-Bernard est d'origine plus interne que les unités de Moutiers et du Roignais-Versoyen. De fortes présomptions existent en faveur d'une mise en place postérieure au plissement de l'unité du Roignais-Versoyen.

## CHAPITRE CINQUIEME - L'UNITE DE SALINS

### I. - INTRODUCTION

Les terrains rapportés à cette unité n'intéressent que l'extrémité sud ouest de la région étudiée. Ils constituent en réalité les derniers témoins, avant disparition totale au niveau de Bourg-Saint-Maurice, d'un ensemble de plis apparu vers Fontaine-le-Puits au Sud de Moûtiers (R. BARBIER, 1948).

Malgré l'étendue restreinte de leurs affleurements, ces terrains constituent un point de repère précieux dans l'analyse tectonique du secteur le plus compliqué du domaine étudié. Le massif compris entre les vallées de l'Arbonne et du Charbonnet, au Nord Ouest de Bourg-Saint-Maurice, voit effectivement l'empilement de cinq unités tectoniques dont les rapports ne sont pas toujours commodes à saisir. Certaines d'entre elles sont séparées par d'énormes cicatrices triasiques dont les gypses ont tendance à s'injecter dans toutes les discontinuités secondaires. Parallèlement il se développe, ainsi que l'avait noté R. BARBIER dans les environs de Feissons sur Salins, un véritable style radical caractérisé par des étirements très violents et un fort laminage d'ensemble. Pour compléter ce schéma peu engageant, des fauchages et glissements considérables viennent brouiller complètement les données en provoquant de pseudo-contacts anormaux, ou en découvrant des séries chaotiques cachées jusqu'alors. Tout ensemble de terrains susceptible de constituer un repère sûr dans une telle complexité est évidemment précieux. Les paragraphes suivants vont illustrer ce propos.

### II. - CARACTERES TECTONIQUES PRINCIPAUX

Décrivant le style tectonique du "faisceau de Salins", R. BARBIER écrivait dans son mémoire de 1948... "Pincé entre le faisceau de Moûtiers, dont le déplacement a été d'amplitude relativement faible, et la nappe du Pas du Roc qui, au contraire, a déferlé au moins jusqu'aux klipptes de Savoie, les terrains du faisceau de Salins se sont trouvés complètement écrasés entre ces deux nappes, l'une "cassante", l'autre plastique : c'est de là que provient le style isoclinal que nous lui voyons actuellement".

Le présent paragraphe montrera que cette définition peut être conservée telle quelle, au moins dans ses prémices, pour l'extrémité nord est de l'unité. La conclusion, par contre, devrait être adaptée, puisque le style d'isoclinal évolue vers une nappe de recouvrement horizontale ; le mécanisme fondamental défini par R. BARBIER reste cependant le même.

#### 1 - Evolution vers une nappe de recouvrement

J'insisterai peu sur ce fait bien connu depuis H. SCHOELLER (1929), Il appartenait, nous l'avons signalé, à R. BARBIER, de montrer que la "bande externe de Houiller" de son prédécesseur correspondait en fait à l'unité de Salins qu'il venait de définir.

Le contact des schistes et grès houillers sur les terrains de l'unité du Roignais-Versoyen se fait approximativement selon une courbe de niveau.

Dans les pentes au Nord Ouest du Fort 2000 (entre l'alpage du Grand Pré et la butte 2247) les replis du flanc inverse de l'anticlinal du Versoyen (équivalents en rive droite du Charbonnet au replis Passage de la Brebis - Prainan de la rive gauche) sont recouverts horizontalement par le Houiller non plissé de l'unité de Salins.

Ici encore on doit donc admettre que cette unité s'est mise en place postérieurement à la phase principale de plissement de l'unité du Roignais-Versoyen.

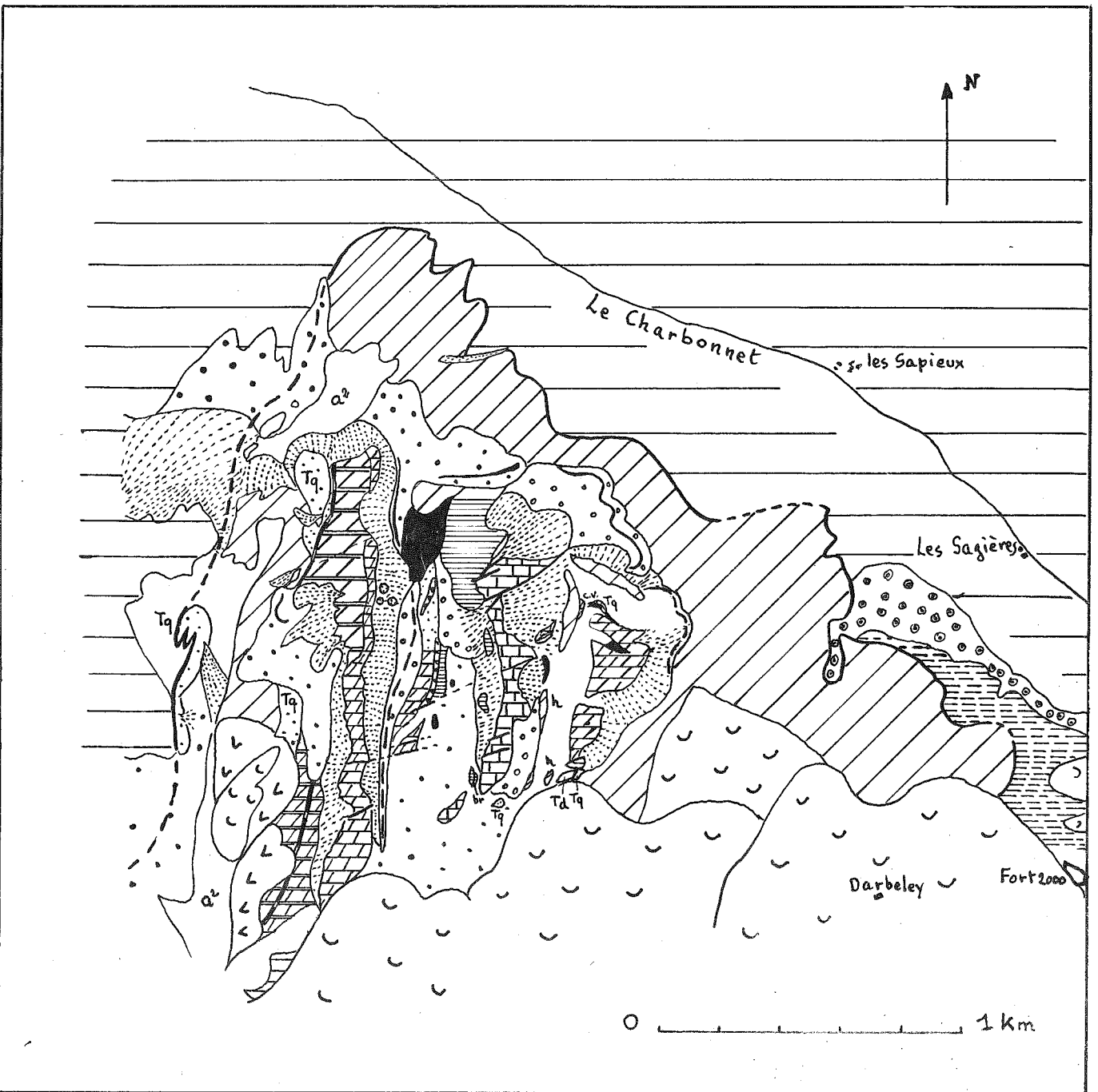









Figure 69 - Carte géologique du massif des Deux Antoinnes et du Roc de l'Enfer (Unité de Salins), au Nord Nord Ouest de Bourg-Saint-Maurice.









Formations quaternaires

-  Eboulis
-  Glaciaire (2 stades)
-  Glissements et fauchage
-  Eroulement

Unité du Roignais Versoyen

-  Flysch (c. de S<sup>t</sup> Christophe)
-  Formation basale
-  Ensemble antéflysch

Unité de Salins

-  Lias supérieur ?
-  Lias calcaire
-  Keuper
-  "Trias gris" } Trias moy.
-  "Trias jaune" }
-  Calcaires vermiculés
-  Trias inf. (Quartzites)
-  Houiller

Légende explicative de la figure 69

2 - Existence d'un clivage au toit du Houiller

La série houillère précédente, qui constitue la semelle de la "nappe", porte quelques vestiges d'une couverture mésozoïque (massifs du Roc de l'Enfer et des Deux Antoines). Leur cartographie détaillée (fig. 69) montre que les termes les plus divers de cette couverture mésozoïque peuvent se trouver en contact avec le Houiller. L'étude stratigraphique a également révélé l'absence quasi totale du Permien, entre les quartzites werféniens et les schistes noirs carbonifères, en des points où l'aspect du contact est quasi normal.

Tous ces faits parlent en faveur d'un décollement d'ensemble de la couverture mésozoïque au niveau du Carbonifère. La disposition générale de certains affleurements (en particulier aux Deux Antoines), par le désordre de leurs lignes structurales, évoque même un véritable trafnage de lambeaux de couverture à la surface de la semelle paléozoïque (fig. 70). Sans doute faut-il voir là, conformément au schéma de R. BARBIER, une trace manifeste du passage, par dessus l'unité de Salins, de celles plus internes (nappes du Pas du Roc) "déferlant" vers les Préalpes.

Ce processus rappelle également, toutes proportions gardées, le trafnage de la couverture mésozoïque du socle "briançonnais" en Vanoise, sous le déferlement de la nappe des schistes lustrés piémontais (F. ELLENBERGER, 1958).

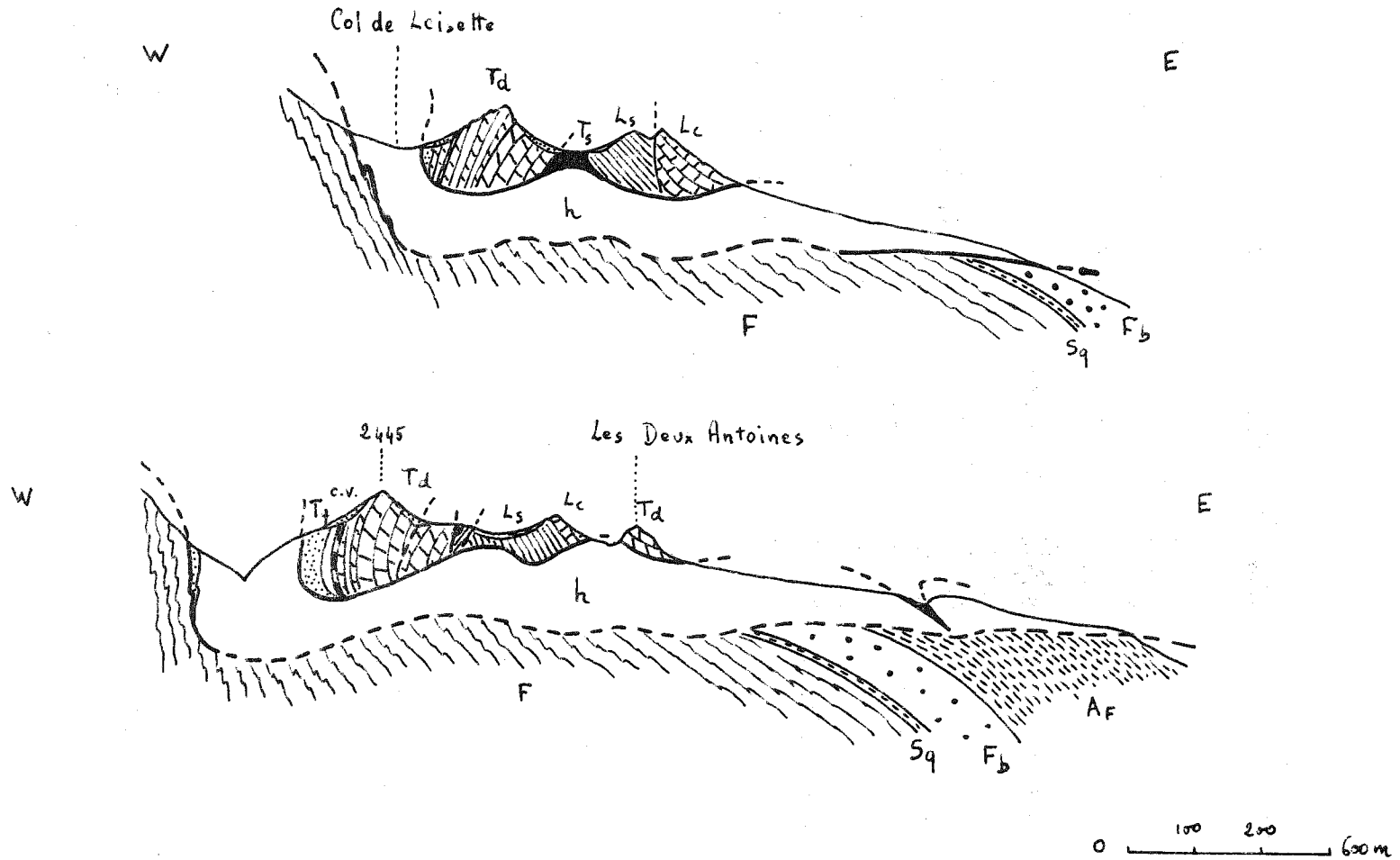


Fig n° 70 Décollement de la couverture mésozoïque de l'unité de Salins  
 (Massif du Roc de l'Enfer - Deux Antoinnes au NNW de B35<sup>e</sup> Maurice)

### III. - RELATION AVEC LES UNITES TECTONIQUES PLUS EXTERNES : LA CICATRICE TECTONIQUE "DES FORTS".

Les observations précédentes et les hypothèses qu'elles permettent d'élaborer sont intéressantes quant à la compréhension du mécanisme tectonique, responsable de la disposition actuelle des affleurements. Elles n'apportent malheureusement pas d'arguments fondamentaux permettant de faire avancer la synthèse géodynamique. Pourtant, dans cette ligne générale, l'unité de Salins va maintenant pouvoir jouer le rôle précieux de repère évoqué en préambule. Pour cela, il convient d'abandonner l'étude "intrinsèque" de sa structure pour se préoccuper des relations qui peuvent exister entre elle et les diverses unités tectoniques décrites jusqu'à maintenant. L'examen approfondi de zones particulières de son contact anormal basal sera déterminant à cet égard.

#### 1 - La cicatrice tectonique "des Forts" (fig. 71)

Le contact anormal séparant les unités de Salins et du Roignais-Versoyen ne présente rien de particulier entre la crête du Grand Châtelet à l'Ouest, et les environs du Fort 2000, c'est-à-dire sur la majeure partie du trajet intéressant notre région d'étude. Ce contact se fait "à sec" sans l'intervention de gypses ni de cargneules.

Il n'en va plus de même à partir du Fort 2000 (ouvrage dit de la Plate, de cote 2000, en rive droite du Charbonnet.) Là, nous voyons apparaître, sous des calcaires supportant l'ouvrage, un mince niveau de cargneules terreuses qui reposent sur les replis de l'unité du Roignais-Versoyen. Lorsque l'on descend la croupe herbeuse qui s'étend au Sud Est de l'ouvrage, le niveau de cargneules précédent s'épaissit très rapidement (fig. 71) pour venir longer la partie arrière du Fort du Truc (ouvrage à la cote 1500 m). Là, les cargneules reposent sur la formation basale de la série de Tarentaise (flanc normal du pli du Versoyen). Le toit de ces cargneules est, par contre, en contact direct avec les schistes noirs houillers de l'unité de Salins, depuis le voisinage immédiat du Fort 2000, jusqu'à l'aval de Mineurville (cote 1500 m).

Revenons maintenant au Fort 2000. L'ouvrage est fondé sur un affleurement relativement restreint de calcaires. Examiné de près, ce dernier s'avère être un calcaire très marmoréen, gris bleu, portant d'épaisses zones siliceuses ivoirines, en fort relief sur les surfaces exposées aux intempéries. Une recherche attentive m'a permis d'y découvrir un morceau de phragmocône de bélemnite, indubitable. Le faciès est trait pour trait celui du calcaire du Lias inférieur, de l'unité du Petit Saint-Bernard tel que l'on peut l'observer à la Tête du Chargeur par exemple. La découverte d'un fragment de bélemnite vient confirmer ici également l'âge liasique de cette formation.

Mais il y a plus intéressant encore. Dans l'enceinte du fort, le long de la partie occidentale du mur, on voit les schistes noirs houillers de l'unité de Salins reposer sur ce calcaire de l'unité du Petit Saint-Bernard. Cette observation, surprenante au premier abord, conduit à envisager pour l'unité de Salins une origine interne par rapport à celle du Petit Saint-Bernard. Un examen attentif de la zone de contact fournit d'autres arguments, sans équivoque, à ce sujet. En effet sur la croupe gazonnée, située au Sud Est du Fort 2000, j'ai pu découvrir emballés dans les cargneules du contact, entre les cotes 1850 m et 2000 m, toute une série de chicots rocheux d'origines diverses (voir aussi fig. 13). Deux d'entre eux appartiennent au Lias de la zone du Petit Saint-Bernard, deux autres à un Trias moyen assez anonyme et le dernier est un conglomérat polygénique attribuable sans hésitation à la formation basale de la série détritique de Tarentaise !

Le niveau de cargneules, compris entre les deux forts correspond donc à une vaste cicatrice tectonique, dans laquelle existent sous forme de blocs klippe (selon le terme créé par R. BARBIER pour la zone des gypses), des lambeaux des unités tectoniques plus externes, arrachés en profondeur lors de l'avancée de l'unité de Salins.

Au-dessous du Fort du Truc, cette cicatrice se poursuit en direction de la Chapelle Saint-Michel (sous Mineurville). L'important niveau de calcaires à fréquentes zones siliceuses, entouré complètement de gypses ou de cargneules, qui se développe entre les cotes 1100 m et 1400 m au Nord Est du Replatet, doit également être interprété comme un gigantesque bloc klippe, ou mieux ici comme une écaille, de zone du Petit Saint-Bernard.

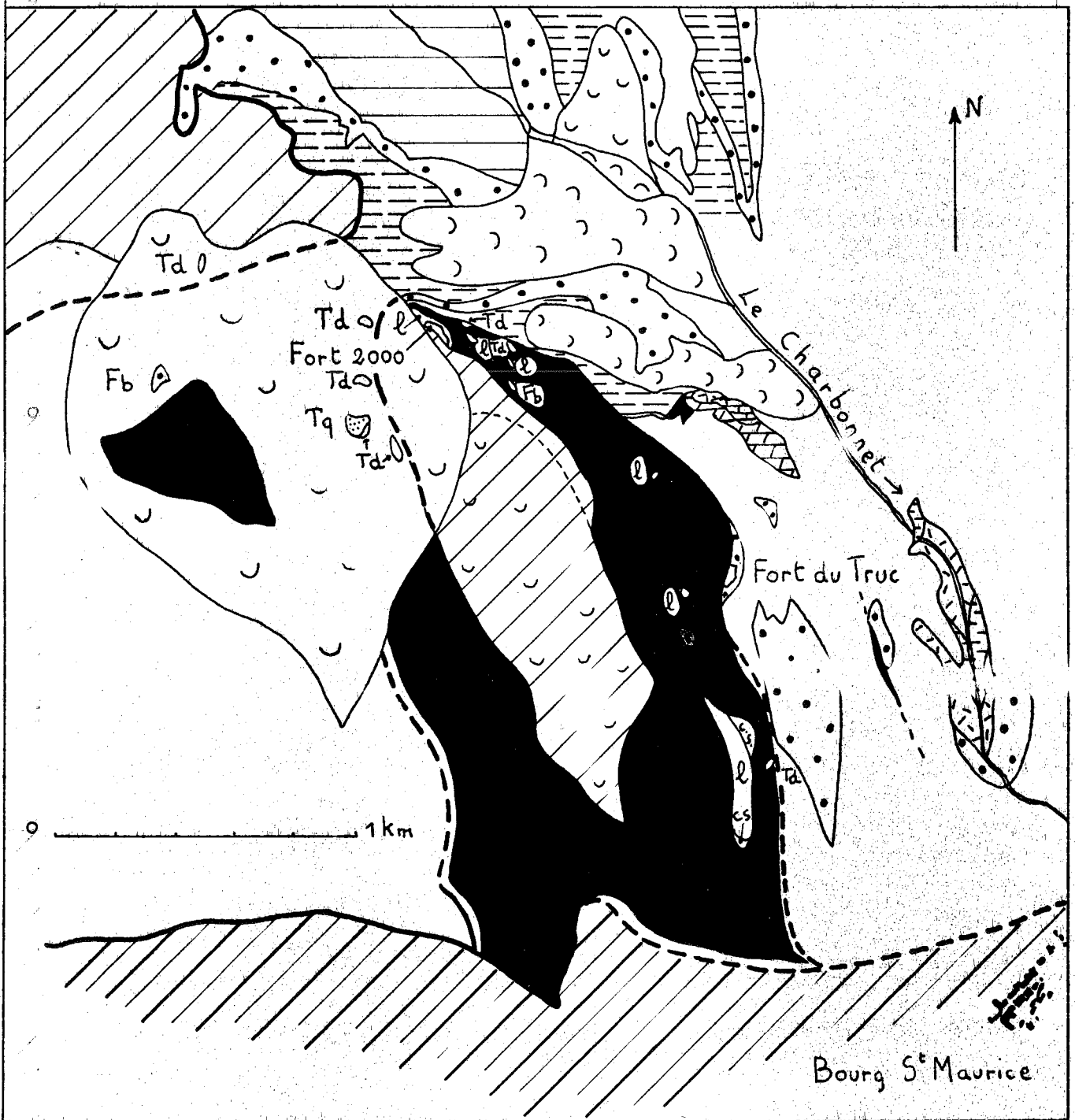







Figure 71 - Carte géologique détaillée de la cicatrice des Forts, au Nord de Bourg-Saint-Maurice  
(voir légende sur page ci-contre) -

Unité du Roignais Versoyen

-  Flysch (c. de S<sup>t</sup> Christophe)
-  Formation basale
-  Schistes noirs } antéflysch
-  Ophiolites }
-  Keuper

Unité du Petit S<sup>t</sup> Bernard

- l Lias inf. (calcaire)
- cs Lias moyen (calcschistes)

Unité de Salins

-  Houiller

Zone briançonnaise

-  Houiller

Légende explicative de la figure 71

2 - Conclusion

Sans anticiper sur les conclusions de ce paragraphe on peut donc considérer comme démontré que la position structurale normale de l'unité du Petit Saint-Bernard est intermédiaire entre les unités du Roignais-Versoyen et de Salins.

IV. - RÔLE DES GLISSEMENTS DE VERSANT DANS L'INTERPRETATION STRUCTURALE

Toute la dépression formée par la convergence des vallons de l'Arbonne, du Nant Blanc et du Dard (au Nord Nord Ouest de Bourg-Saint-Maurice) est caractérisée par de multiples mouvements de versant, tant superficiels qu'en grandes masses. Le plus spectaculaire étant le glissement généralisé du versant nord du signal de Changelina (rive droite de l'Arbonne), bien repéré et figuré par H. SCHOELLER sur la première édition de la feuille Bourg-Saint-Maurice au 1/50 000. Les masses glissées sont venu occulter temporairement le contact tectonique de la zone briançonnaise avec les unités plus externes.

D'une façon générale la superposition de schistes noirs houillers et d'évaporites du Trias est particulièrement propice à ce type de phénomène. Ainsi la plupart des pentes de la région de Lancevard, de même que le versant sud du massif des Deux Antoines, sont-elles affectées de glissements anciens considérables, partiellement stabilisés. Il est bien délicat dans de telles conditions de tracer un contour précis pour les affleurements carbonifères de l'unité de Salins. La planche 2 montre quel paraît être le tracé le plus probable du contour de cette unité, compte tenu des anomalies ci-dessus.

Parfois de tels glissements posent des problèmes délicats d'interprétation.

Considérons par exemple la combe très douce et ouverte qui descend un peu à l'Ouest du Fort 2000 en direction du ruisseau du Dard. Les pentes, gazonnées, portent les beaux alpages de Coleur, des Rochettes, Plan Rosière, Darbeley, les Orgières, etc.. Le recensement des affleurements visibles, révèle une nette prédominance des schistes noirs houillers



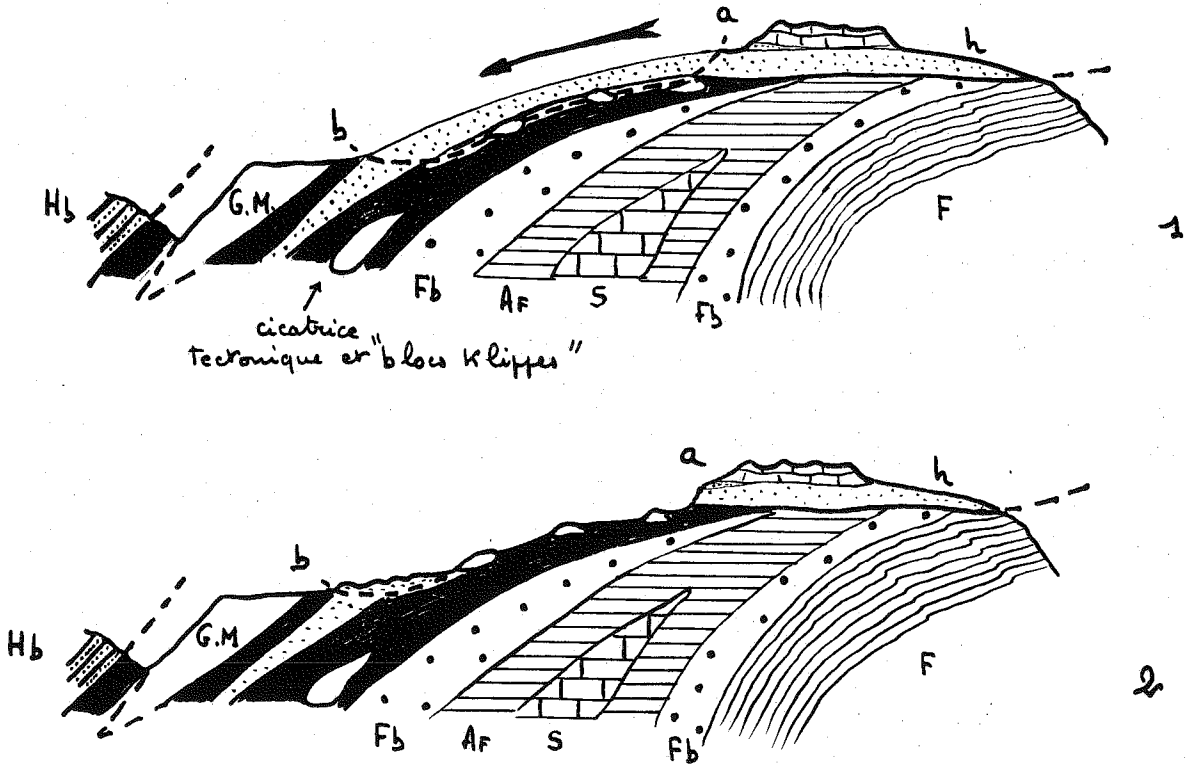


Figure 72 - Schéma expliquant la genèse des affleurements désordonnés du secteur situé au Sud Ouest du Fort 2000 (région des Orgières - Darbeley - La Rochette) -

La cicatrice tectonique "des Forts" (cargneules et blocs klippes divers, notamment de Lias de l'unité du Petit Saint-Bernard) est primitivement recouverte (1) par les schistes houillers de l'unité de Salins (pointillés serrés).

Dans un deuxième stade un clivage se produit au sein des schistes houillers (h) selon la ligne ab. Un glissement en grande masse prend naissance, peu à peu détruit par l'érosion.

La cicatrice "des Forts" est alors mise à nu sur une vaste région (2) et présente à l'affleurement le désordre de ses blocs klippes (comparer avec la figure 71).

Hb : zone houillère briançonnaise ; G.M. : nappe du Pas du Roc (digitation de la Grande Moendaz).

Unité du Roignais-Versoyen : F : flysch ; Fb : formation basale ; AF : ensemble antéflysch ; S : substratum (Trias et Lias).

appartenant à l'unité de Salins. Cependant, çà et là (fig. 72) des terrains différents apparaissent : étendues de cargneules du Rosset, pointements triasiques multiples (notamment la curieuse superposition, visiblement tectonique de quartzites sur des dolomies triasiques à l'alpage des Rochettes), affleurements de conglomérats polygéniques (série basale) de Plan Rosière etc. Il n'existe aucun lien possible entre ces divers pointements. La première édition de la feuille Bourg-Saint-Maurice au 1/50 000 indique dans cette région des contours d'affleurements triasiques continus qui relèvent de l'utopie.

L'explication de ce désordre structural est simple. La combe en question correspond en réalité primitivement à la surface de décollement d'un grand glissement de terrain au contact entre les schistes noirs houillers et les cargneules de la cicatrice tectonique sous-jacente ; de multiples indices l'attestent.

Ce glissement créa une sorte de "boutonnière" dans l'unité de Salins, mettant plus ou moins à jour les terrains sous-jacents, et au premier chef des lambeaux de la cicatrice tectonique basale. La plupart de nos chicots rocheux isolés, posés sur la pente tels des blocs erratiques, sont en fait des "blocs klippe" de cette cicatrice mis à jour lors du glissement. Le voisinage avec les étendues de cargneules du Rosset confirme cette hypothèse.

Par ailleurs, il est certain que le décapage fut en certains points suffisant pour provoquer l'affleurement de certains éléments de l'unité du Roignais-Versoyen (affleurements de Fb et de schistes noirs du type Versoyen).

Cet exemple, parmi d'autres cités ces dernières années, montre combien l'attention du géologue alpin doit être sollicitée par les grands glissements du versant. Ceux-ci peuvent conduire à de notables erreurs interprétatives en brouillant la logique normale des affleurements.

## V. - CONCLUSION

Le principe même de la distinction d'une unité de Salins, énoncé par R. BARBIER (1948) doit être conservé dans la région de Bourg-Saint-Maurice alors que cette unité est proche de sa disparition complète.

Le style tectonique mis en évidence dans les montagnes comprises entre les gorges de l'Arbonne et la vallée du Charbonnet confirme parfaitement le mécanisme analysé par R. BARBIER dans la région de Moûtiers. L'effet de déferlement d'une masse plus interne est beaucoup plus sensible, et par là évocateur dans la région considérée.

Mais l'acquisition la plus décisive est la preuve fournie des situations primaires respectives des unités du Roignais-Versoyen, du Petit Saint-Bernard et de Salins qui se suivaient dans cet ordre de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne.

Si au Sud de Moûtiers, l'unité de Salins pouvait être définie comme une unité tectonique, intercalée entre l'unité de Moûtiers de la zone des Brèches de Tarentaise et la nappe du Pas du Roc, il n'en va plus ainsi dans la région de Bourg Saint-Maurice. Là, deux unités supplémentaires, celles du Petit Saint-Bernard et du Roignais-Versoyen viennent s'intercaler entre les unités de Moûtiers et de Salins.

Comme pour R. BARBIER cette dernière doit être rattachée, par sa stratigraphie (si l'on peut employer ici le terme pour des affleurements disparates) à la zone des Brèches de Tarentaise, il en résulte nécessairement que l'unité du Petit Saint-Bernard en fait également partie. L'incertitude sur l'origine des "Schistes lustrés" du Petit Saint-Bernard se trouve donc levée sans qu'il soit nécessaire d'invoquer de trop grandes complications structurales.

En fait, si toute possibilité d'une origine "interne" (piémontaise par exemple) paraît devoir être définitivement écartée, la localisation paléogéographique exacte de la zone du Petit Saint-Bernard, entre les domaines valaisans et subbriançonnais vrais, peut encore se discuter. L'unité de Salins appartient-elle vraiment à la zone des Brèches de Tarentaise ? Si non, les déductions ci-dessus perdent une partie de leur valeur. Pour l'instant nous manquons d'éléments permettant d'élargir la discussion et de mieux dominer le problème. Ce point particulier sera donc repris dans la discussion finale, au terme du présent ouvrage.

## CHAPITRE SIXIEME - APERÇU SUR LE METAMORPHISME

### I. - INTRODUCTION

Un fait sur lequel j'ai eu a maintes reprises l'occasion d'insister dans le cours du présent travail, frappe d'emblée l'observateur qui parcourt la région étudiée. La plupart des ensembles lithologiques ont subi des transformations métamorphiques. Selon leur nature propre et les conditions structurales auxquelles ils se sont trouvés soumis au cours de leur histoire, ils ont réagi diversement et de ce fait l'intensité des transformations apparaît inégale selon les points considérés. En fait, un examen attentif montre qu'il n'en est généralement rien et que sur le plan "zonéographique" le degré de métamorphisme est remarquablement constant.

Il n'est jamais entré dans le cadre de mes recherches d'aborder de façon détaillée la question du métamorphisme des séries de la zone des Brèches de Tarentaise. Ceci d'autant moins que H. LOUBAT (1968) a remarquablement exposé le cas le plus complexe de la série ophiolitique du Versoyen.

Le présent chapitre, très succinct doit être considéré comme un complément à l'étude structurale et l'occasion d'émettre en une sorte de conclusion quelques hypothèses susceptibles de servir de base à des recherches futures.

Les principaux caractères qui donnent, sur le plan lithologique, son aspect particulier à notre région sont les suivants :

- L'ensemble des terrains considérés s'est trouvé placé, pendant une période donnée de son évolution géologique, dans le champ des actions métamorphiques.
- Les transformations subies et notamment les paragenèses de néoformation sont remarquablement constantes sur la majeure partie du territoire étudié (exception faite dans une certaine mesure de la série du Versoyen avec ses ophiolites, étudiée en détail par H. LOUBAT).
- Sur le plan lithologique, les séries soumises au métamorphisme sont pour l'essentiel carbonatées et pélitiques. Les minéraux susceptibles d'apparaître dans les conditions du métamorphisme (léger, nous le verrons) sont peu variés, et les paragenèses monotones.
- Le métamorphisme, bien que peu intense, a néanmoins oblitéré dans la presque totalité des cas les textures originelles des diverses roches. Ainsi, comme nous l'avons déjà souligné, si les méthodes d'études classiques en terrain sédimentaire peuvent s'appliquer de l'échelle de l'affleurement à celle de la formation, elles se trouvent en défaut au niveau de l'échantillon ou de la plaque mince.

Cet ensemble de conditions n'est pas spécifique à la Tarentaise. Il est au contraire commun à de nombreuses zones de l'orogène alpin, et particulièrement à tous les pays de "schistes lustrés". Ceci se trouve bien illustré par le fait qu'avant les travaux de H. SCHOELLER, tout le domaine du "Flysch de Tarentaise" était rangé dans les schistes lustrés de la zone de Sion Courmayeur.

### II. - LES PRINCIPAUX MINERAUX

#### 1 - Le quartz

##### a) Origine sédimentaire

Le quartz est un des constituants communs de la phase détritique de nos faciès sédimentaires (fine poussière disséminée dans une matrice carbonatée, lits en lentilles dans les faciès schisteux). Il est prédominant dans les faciès gréseux.

b) Origine magmatique  
.....

La silice libre est en général peu abondante dans les faciès ophiolitiques vrais. Elle représente, par contre, le constituant principal des faciès leptynitiques de la Pointe Rousse.

c) Degré de transformation métamorphique  
.....

Le degré de recristallisation du quartz est en général assez marqué et l'on observe, la plupart du temps, des amas ou des lits recristallisés sous forme d'une mosaïque. Parfois le phénomène est plus poussé et les cristaux s'interpénètrent sous forme d'un assemblage granoblastique indenté. Ceci ne peut s'observer que dans les faciès de leptynite de la Pointe Rousse, qui ont subi les déformations tectoniques les plus importantes. Très souvent la cristallisation s'est opérée sous contrainte et les cristaux de quartz participent à l'anisotropie générale du faciès (ils présentent alors une extinction roulante caractéristique). Des recristallisations tardives après cataclase s'observent fréquemment (textures en mortier, filonnets tardifs, etc.) évoquant de multiples reprises du matériel siliceux dans une succession de phases de déformations.

2 - La calcite

Tous nos faciès carbonatés présentent une très large recristallisation de la calcite, et je n'ai jamais pu déceler de zones respectées et indemnes. La roche présente alors une trame granoblastique, limpide ou surchargée d'impuretés, dans laquelle il ne subsiste que très rarement des vestiges, peu reconnaissables d'ailleurs, de la texture primaire du sédiment.

En dépit de cette recristallisation, qui selon les cas, peut être quasi isotrope ou bien orientée, la calcite est restée très stable dans les conditions physiques du métamorphisme, et je n'ai jamais noté la moindre ébauche de réaction, avec la silice en particulier.

3 - La dolomie

Qu'il s'agisse des faciès de dolomies triasiques dans leur gisement d'origine, ou bien des éléments dolomitiques de la plupart des conglomérats post-triasiques, ce minéral révèle une très grande stabilité vis-à-vis du métamorphisme. Dans bien des cas la pâte fine, micritique, de la roche d'origine est encore reconnaissable, avec parfois même des vestiges organiques.

4 - Les feldspaths

a) L'albite  
.....

C'est le feldspath universellement représenté dans notre région, quel que soit le faciès considéré. Il peut revêtir des formes multiples, depuis les petits cristaux automorphes maclés des dolomies du Trias, jusqu'aux phénoblastes poëcilitiques communs dans les faciès schisteux, carbonatés, ou magmatiques.

L'abondance de l'albite est très variable. Elle constitue parfois, à elle seule, certains faciès d'origine quelque peu énigmatique (albitites de l'unité du Petit Saint-Bernard, ou de la série du Versoyen). Parfois, également, elle apparaît en quantité notable dans certains faciès carbonatés. Elle peut alors être reconnaissable sur l'échantillon à l'œil nu (calc-schistes albitiques du col de Youla).

L'examen de plaques minces suggère, en fait, que la cristallogenèse de l'albite ait pu s'échelonner sur une période assez longue lors des déformations structurales. On peut reconnaître, en effet, quelques "habitus" caractéristiques représentant des époques de cristallogenèse variable lors de l'application des contraintes tectoniques:

- Phénoblastes d'albite déformés et épousant le microplissement des lits phylliteux.
- Phénoblastes à inclusions noirâtres plissotées (vestiges d'un litage phylliteux préexistant). Génération de l'albite postérieure à la première cristallogenèse des phyllites et à leur microplissement.

- Phénoblastes très frais dépourvus d'inclusions recoupant à l'emporte pièce des textures plus anciennes. Génération "post-tectonique".
- Phénoblastes très frais du type précédent mais cataclasés. Indice de déformation avec rupture très tardive postérieure à la genèse de l'albite.
- Signalons enfin l'existence en certains points de filonnets d'albite très fraîche, correspondant également à une formation tardive (à la Pointe Rousse notamment).

Bien que des mesures systématiques n'aient pas été faites il faut signaler que dans la plupart des cas il s'agit d'albite à faible teneur en anorthite ( $An \leq 5 \%$ ).

#### b) Les feldspaths potassiques

Ceux-ci ne se rencontrent que dans quelques faciès bien déterminés (leptynite de la Pointe Rousse - grès quartziteux du Carbonifère et du Permien).

Leur origine est donc soit magmatique franche soit détritique. Dans la plupart des cas ils sont désorganisés, altérés, voire complètement épigénisés en un amalgame d'albite et de séricite. Il est cependant possible de reconnaître encore l'orthose et le microcline (surtout dans les leptynites de la Pointe Rousse).

### 5 - Les phyllites

#### a) Les micas

Le groupe des phyllites est très développé dans la plupart des faciès de notre région, en particulier dans la gamme très variée des schistes. On le rencontre également dans les roches d'origine magmatique ainsi que dans les faciès calcaires des strates du flysch.

D'une façon très générale, ces phyllites résultent de néoformation au cours du métamorphisme. Dans le cas des faciès sédimentaires, ces minéraux se sont développés à partir de la fraction argileuse de la roche d'origine. Des micas d'origine primaire (détritiques) ne se rencontrent guère que dans certains schistes carbonifères, et avec doute dans divers types lithologiques du flysch.

Le faciès le plus répandu est celui appelé communément "séricite" qui confère à nos schistes et calcschistes leur aspect lustré caractéristique. Il s'agit alors d'un feutrage extrêmement serré de fines paillettes dont l'identification précise est pratiquement impossible optiquement. Il s'agit probablement de phengite dans de nombreux cas ainsi que l'ont fait remarquer R. MICHEL (1953) et F. ELLENBERGER (1958).

Cependant il n'est pas rare de pouvoir observer, pour les micas, sur une même lame, deux habitus bien différents.

Le feutrage sériciteux ordinaire coïncide le plus souvent avec le litage sédimentaire originel de la roche. Il en subit alors toutes les vicissitudes (plissement microplis, etc.). Sa genèse paraît coïncider avec la phase principale du métamorphisme ainsi que cela est confirmé par l'étude microtectonique.

Mais il est fréquent de rencontrer de grandes lames de muscovite disposées comme au hasard et ne préservant pas d'orientation particulière et surimposées en quelque sorte au feutrage sériciteux. Il s'agit peut-être là d'une deuxième génération.

#### b) Les chlorites

Les chlorites sont omniprésentes tant dans les faciès sédimentaires qu'éruptifs (dont elles représentent parfois l'un des constituants majeurs). Leurs caractéristiques optiques sont extrêmement variables, et il est utopique de vouloir déterminer les différentes variétés. Le groupe de la pennine semble le plus fréquemment représenté.

Les chlorites sont en général très étroitement associées aux micas et les remarques faites à propos de ceux-ci peuvent être répétées ici. Il convient, cependant, d'insister sur le fait que plus encore que dans le cas des micas il ressort fréquemment l'importance d'une génération tardive de chlorite, attestée par de grandes lames dépourvues d'orientation qui recoupent toutes les textures plus anciennes.

Mentionnons également, en association fréquente avec les chlorites, la présence d'une phyllite de teinte acajou en lumière naturelle, dont les caractéristiques optiques sont très voisines de celle décrite par A. MICHARD (1967) (chlorite oxydée selon CHATTERJEE).

Cette espèce minérale prête souvent à confusion, lors d'un examen rapide, avec le stilpnomélane et l'attention doit de ce fait être attirée sur son existence.

### c) Le stilpnomélane

Cette phyllite colorée se rencontre surtout dans certains de nos faciès d'origine magmatique (VUAGNAT, 1956). H. LOUBAT a minutieusement décrit quelques faciès typiques à l'Aiguille de Prainan, au mont Miravidi (H. LOUBAT, 1968, p. 321), ainsi qu'à la Pointe du Clapey (id. p. 389).

Le stilpnomélane est également la phyllite la plus fréquente dans les quartzites brun vert des couches des Marmon-tains (DEBENEDETTI, 1961).

### 6 - Le chloritoïde

Le chloritoïde apparaît occasionnellement dans certains faciès schisteux de la série du Versoyen, associés aux ophiolites, ou bien au sommet de la série (au voisinage de la boutonnière de Tormotta par exemple). Rappelons également la découverte de chloritoïde dans un niveau des calcschistes du Petit Saint-Bernard.

Ce minéral présente dans notre région deux "habitus" bien différents. H. LOUBAT, par exemple l'a décrit (avec prudence) à l'état de fantômes pseudomorphosés (H.L. 1968, p. 302, p. 327, 328, 329) dans divers faciès de "schistes noirs" associés étroitement aux ophiolites. Il ne rejette cependant pas la possibilité qu'il puisse s'agir d'andalousite ou de staurotide.

Par ailleurs, certains types de "schistes gris" au voisinage de la boutonnière de Tormotta renferment du chloritoïde très frais, parfaitement reconnaissable à son pléochroïsme et à ses macles polysynthétiques. Il s'agit visiblement, dans ce cas, d'une genèse tardive.

L'apparition du chloritoïde qui est normale pour le degré de métamorphisme subi par notre secteur, traduit surtout un chimisme particulier des sédiments originels (richesse en alumine et déficit en alcalis notamment en potassium).

### 7 - La pumpellyite

Ce minéral qui n'avait jamais été décrit auparavant dans notre région a été découvert par H. LOUBAT dans les conglomérats du type Collet des Rousses, que ce soit dans des échantillons de la série du Collet des Rousses même, ou dans des blocs éboulés du vallon de Beaupré. La pumpellyite, parfois très abondante est associée à de la tourmaline.

La roche est un conglomérat à éléments carbonatés (calcaires liasiques probablement) dont le ciment est lui-même carbonaté et gréseux mais enrichi en minéraux divers tels que albite, épidote, muscovite, tourmaline, grenats. Des gerbes d'amphiboles pseudomorphosées en chlorite sont également reconnaissables (H. LOUBAT, 1968, p. 427). Il faut alors remarquer l'extrême proximité des faciès éruptifs et du conglomérat sédimentaire. La forte minéralisation du ciment témoigne probablement d'une forte activité métasomatique.

### 8 - Minéraux divers

De nombreuses autres espèces minérales sont représentées dans notre secteur, au sein des faciès d'origine magmatique. Toutes ont été décrites en grand détail par H. LOUBAT et je me bornerai à rappeler ici les principales :

Amphibole : glaucophane (Pointe du Clapey) et amphiboles de la famille actinote trémolite dans certains faciès de prasinites.

Epidotes : parmi lesquelles zoïsite et clinozoïsite.

Tourmaline, sphène, grenats.

Rappelons également que l'auteur ci-dessus a découvert dans certains faciès de schistes noirs associés aux ophiolites des pseudomorphoses dont il a envisagé l'attribution à de l'andalousite, voire à du staurotide.

### III. - METAMORPHISME ET TECTONIQUE

Les paragenèses minérales rencontrées indiquent un métamorphisme général du faciès des schistes verts, dans son subfaciès de gradation la plus légère à quartz - albite - muscovite et chlorite (TURNER et VERHOOGEN, 1960). Cette paragenèse correspond à la série de faciès de type Barrow (subfaciès B. 1. 1) - WINKLER, 1965.

Les conditions physiques requises sont selon TURNER et VERHOOGEN :  $t^{\circ} = 300$  à  $500^{\circ}$  ; P H<sub>2</sub>O de 3000 à 8000 bars.

La présence de glaucophane dans certaines paragenèses exclusivement limitées aux roches d'origine magmatique pose un problème qui est abordé en détail par H. LOUBAT, 1968. Il est, en effet, considéré de façon classique que le glaucophane est un minéral index de haute pression, ce qui en principe devrait supposer un enfouissement considérable ou tout au moins un champ de contrainte très élevé. Or diverses observations vont à l'encontre d'une telle conception.

L'isotropie parfaite des structures macroscopiques et microscopiques des glaucophanites de la Pointe du Clapey dément l'existence d'une contrainte importante orientée (H. LOUBAT, 1968).

Par ailleurs, rien dans l'étude structurale d'ensemble de la zone ne permet d'envisager les surcharges considérables de terrain que nécessite l'hypothèse de l'apparition des faciès glaucophanitiques par simple enfouissement.

Discutant ces diverses considérations H. LOUBAT est amené à envisager une hypothèse assez audacieuse qui consiste à voir une genèse primaire du glaucophane lors d'un épisode tardif de refroidissement du magma. . .

Une telle hypothèse expliquerait également bien la localisation des faciès glaucophanitiques à la seule série ophiolitique du Versoyen. Je n'ai en effet pas trouvé trace de ce minéral dans aucune des unités voisines qu'il m'a été donné d'étudier, qu'elles comportent ou non des faciès magmatiques. Bien qu'il ne soit pas possible d'exclure a priori un "contrôle chimique" de l'apparition du glaucophane, il paraît difficile d'admettre que dans notre région des conditions glaucophanitiques aient pu régner sur un vaste domaine en relation avec des phénomènes structuraux généraux à grande échelle.

On peut alors constater, si l'on admet l'hypothèse de H. LOUBAT que rien de fondamental, quant aux conditions physiques de développement du métamorphisme ne sépare les diverses unités et les divers terrains qui les constituent dans tout le secteur considéré. Les conditions rappelées ci-dessus pour l'établissement du faciès des "schistes verts" semblent donc avoir prévalu de façon très générale. Les nuances remarquées dans les diverses paragenèses trouveraient alors leur origine soit dans la lithologie initiale des divers types de roches, soit dans des variations locales de certains facteurs physiques telles que les pressions de CO<sub>2</sub> et de H<sub>2</sub>O.

Cerner la cause probable de ce métamorphisme général de nos séries apparaît finalement très difficile. De nombreuses questions surgissent qui restent sans réponse faute d'une étude pétrographique et minéralogique assez détaillée et couvrant une région suffisamment vaste (supérieure à celle étudiée ici).

Il est par exemple très difficile d'apprécier le rôle de la tectonique dans ses multiples petites saccades successives au cours du "paroxysme". J'ai pu montrer que l'analyse microtectonique révélait l'existence de plusieurs phases de déformation ; le métamorphisme paraît assez nettement relié à la phase de plissement qui a engendré les mégastructures de notre région (en particulier pour l'unité du Roignais-Versoyen) ; les néoformations minérales s'appuient en général sur les linéations de cette phase. En outre, il est assez facile de montrer que les plis "métriques" et les microstructures connexes correspondent très souvent aux grandes structures des unités. Malheureusement, de par sa qualité lithologique, (séries à prédominance carbonatée) le matériel intéressé par le métamorphisme réagit en donnant des paragenèses assez peu sensibles aux variations des conditions physiques dans une gamme relativement vaste. Il est alors très difficile de rattacher tel ou tel fait d'observation microscopique (genèses successives d'albites ou de phyllites, cataclases, filonnets tardifs) à un instant très précis de l'évolution structurale.

Les faciès ophiolitiques se prêtent beaucoup mieux à l'étude en chronologie relative des divers épisodes physico-chimiques de la transformation métamorphique. Les travaux de H. LOUBAT en font largement la preuve. Malheureusement dans ce cas les observations des tectonites sont en général très décevantes, de sorte qu'il est difficile de "remonter" aux conditions structurales.

La question d'une éventuelle surcharge peut comme c'est la coutume, être posée. Celle-ci ne peut certainement pas être trouvée dans une hypothétique masse de terrains érodés qui complétait, au moment voulu, les séries stratigraphiques de nos unités. J'ai indiqué, dans le cas du "Flysch de Tarentaise" qu'il y avait peu de possibilité pour qu'une importante série l'ai recouvert (tendance possible vers une "fermeture" des bassins au Paléocène ?). En admettant même cette possibilité, on ne dispose guère que de l'Eocène pour le dépôt d'une telle couverture. Ceci

pourrait conduire en ordre de grandeur à une formation comparable au flysch des Aiguilles d'Arves. Or, celui-ci pour épais qu'il soit ne permet pas un instant d'envisager qu'il puisse être responsable d'un métamorphisme par surcharge.

Il reste, bien entendu, une ultime possibilité assez classique, elle aussi, quant à sa conception : le passage des unités subbriançonnaise et briançonnaise (accompagnées par certains lambeaux de séries "valaisannes") lors de leur expulsion et de leur migration vers les Préalpes. Risquer une hypothèse sur l'épaisseur de terrains ainsi mise en mouvement par dessus notre région paraft, pour le moins, hasardeux. On ne sait pas, en effet, si le mouvement s'est fait "en bloc" ou bien par "lames" successives, ce qui paraft le plus plausible... mais conduit à étaler la charge dans le temps et dans l'espace.

Pour résumer il semble logique de s'en tenir aux faits suivants, encore bien imprécis :

- Le métamorphisme d'âge alpin paraft avoir débuté avec les premières phases du plissement paroxysmal (peut-être avant l'individualisation des grandes unités structurales).
- Les divers épisodes de cristallogénèse qui peuvent être mis en évidence, correspondent probablement à l'évolution ultérieure des replis au gré de conditions structurales plus ou moins variables au sein des diverses unités.
- Il paraft plausible d'envisager que l'évolution finale de ces plis se soit effectuée sous la surcharge apportée par la masse des unités préalpines (sans que l'on puisse apprécier l'importance exacte de ce facteur). Certaines figures de plis très étirés (vallon du Breuil, vallée de la Doire de Verney, vallon de Planavalle, etc.) attestent d'un niveau structural assez profond que le contexte général dément par ailleurs, et peuvent s'expliquer de cette façon.



DEUXIEME PARTIE

---

ETUDE DES UNITES VOISINES

---

## INTRODUCTION

Les développements précédents ont été centrés exclusivement sur l'étude détaillée des unités "valaisannes" ("subbriançonnais externe" selon la terminologie de R. BARBIER, 1948). Il est nécessaire pour élargir notre vision générale de l'évolution du domaine compris entre les actuels massifs cristallins externes (Mont-Blanc) et la zone briançonnaise (nappe du Grand Saint-Bernard) de passer rapidement en revue les unités qui encadrent, tant à l'extérieur qu'à l'intérieur, le domaine étudié dans le cadre du présent travail. Accomplir cette tâche de façon approfondie aurait dépassé de très loin les buts de la présente étude. Aussi les paragraphes suivants ne représenteront-ils qu'un "survol" des problèmes majeurs destinés à mettre en évidence l'essentiel des connaissances acquises grâce aux efforts de nombreux chercheurs. Ayant effectué moi-même de nombreuses courses sur les territoires examinés successivement, j'exposerai, chemin faisant, des observations ou réflexions personnelles sur ces questions délicates.

## CHAPITRE PREMIER

### LES UNITES DELPHINO-HELVETIQUES ET ULTRA HELVETIQUES

#### I. - PRELIMINAIRE

Il est tentant, en raison de la proximité du massif cristallin externe du Mont-Blanc, d'étendre notre tentative de reconstitution paléogéographique jusqu'à la couverture de ce dernier (au sens large). Ceci nous conduit à aborder le difficile problème du comportement de la couverture orientale du massif du Mont-Blanc, tant au cours de son histoire sédimentaire que de ses déformations tectoniques. De nombreux articles antérieurs auxquels je me référerai dans le cours de l'exposé, ont mis en évidence les très grandes difficultés offertes par la région correspondante. N'ayant pas entrepris d'étude détaillée sur le terrain à ce propos, il n'est donc pas question ici pour moi de présenter un point de vue original, mais d'effectuer simplement une mise au point des idées admises actuellement. Quelques observations personnelles seront toutefois prétextes à suggestions ou réflexions. L'étude de quelques coupes inédites de la couverture de la partie méridionale du massif du Mont-Blanc, représentera l'essentiel de ma contribution à la discussion ci-après.

#### II. - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE INTERNE DU MASSIF DU MONT-BLANC VERS SA TERMINAISON MÉRIDIIONALE

Dans son cours supérieur, le torrent des Glaciers reçoit, entre Séloge et le pied du col de la Seigne, trois affluents de rive droite : les ruisseaux des Iris, de Belleval et des Lanchettes.

Ceux-ci, très actifs, dissèquent le versant droit du Val des Glaciers et déterminent deux arêtes aiguës, caractérisées par de spectaculaires lames de terrains dressées vers le ciel. Ces deux arêtes dont l'altitude varie de 2400 à 2800 m, très difficiles à parcourir, offrent cependant d'excellentes coupes de la couverture sédimentaire de la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc. La meilleure des deux, et heureusement la moins "sportive", est celle passant par l'aiguille de Belleval, la Grande Ecaille et la Pointe de la Tépia.

Cette coupe encore inédite servira de base à l'étude de la couverture autochtone du massif cristallin externe dans toute la région comprise entre la Tête des Fours et le col de la Seigne.

##### 1 - Coupe de l'arête Grande Ecaille - Pointe de la Tépia

Du Nord Ouest vers le Sud Est nous rencontrons successivement (fig. 73) :

- 1 - Le cristallin représenté ici par des micaschistes.
- 2 - Un mince niveau de grès calcaire épais de 2 à 3 m. Ce grès montre sous le microscope des grains de quartz baignant dans un ciment calcaire abondant. La taille des grains varie de 0,5 à 5 mm. Tous sont corrodés sur les bords et la plupart sont entourés d'une mince auréole de recristallisation. La calcite du ciment et certains cristaux de quartz néoformés sont très nettement orientés (recristallisation sous contrainte).
- 3 - Un niveau de schistes noirs cartonneux, très tendres, lardés de nombreux filons de quartz. L'épaisseur de ce niveau est variable pour des raisons tectoniques (il peut atteindre une vingtaine de mètres).

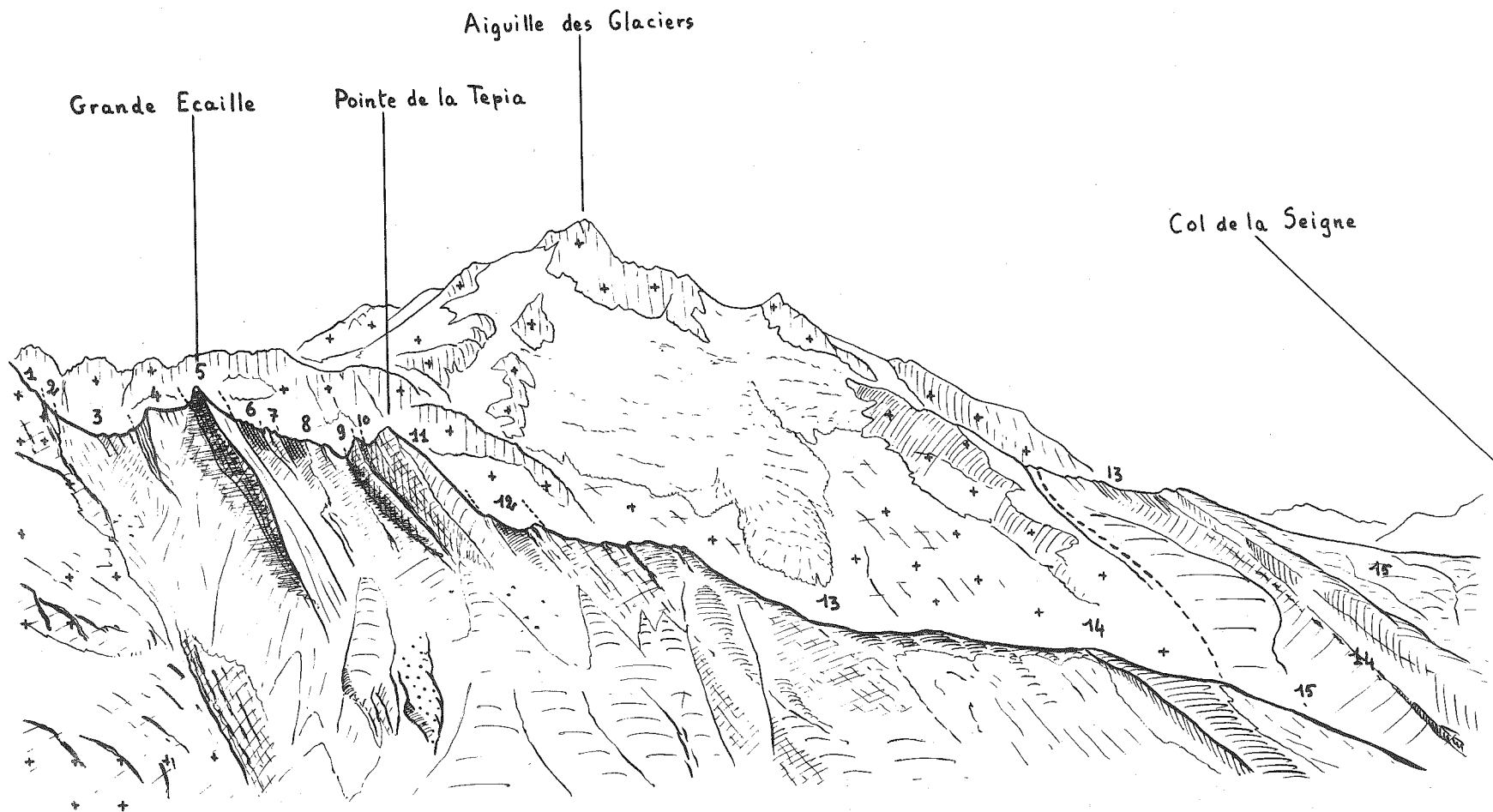


Figure 73 - Panorama de l'arête Grande Ecaille - Pointe de la Tépia (région de Ville des Glaciers) vu du Sud -  
Les numéros sont ceux de la coupe correspondante décrite dans le texte.

- 4 - Progressivement les schistes précédents se chargent en carbonates, le débit schisteux se conserve, mais donne des feuillets épais de cinq à dix millimètres. La série prend une teinte ocre en patine et les filonnets de quartz deviennent de plus en plus nombreux. Cet ensemble de calcschistes jaunes paraît atteindre de 60 à 80 mètres.
- 5 - On passe alors à un calcaire franc, marmoréen, de teinte claire, présentant une fine zonation gris bleu et blanche. Il forme la lame aiguë appelée "La Grande Ecaille" (40 m environ).
- 6 - Un mince niveau de schistes argileux très tendres à patine brune ou rougeâtre.
- 7 - Un banc assez disloqué de quartzites. Ceux-ci sont surmontés par un mince niveau de grès calcaire analogue à 2. Remarquons, à propos de ces quartzites qu'ils reposent probablement en contact tectonique sur les terrains sous-jacents. Bien développés sur le versant sud de la Grande Ecaille, où vers la cote 2450 m ils atteignent une quinzaine de mètres d'épaisseur, ils diminuent d'importance en allant vers la crête qu'ils n'atteignent pas.
- 8 - Un niveau de schistes brun rouge d'épaisseur variable (moyenne 25 à 30 m ?).
- 9 - En contact franc avec le niveau précédent, un banc de calcaire spathique sombre lardé de filonnets de quartz.
- 10 - A nouveau des schistes argileux tendres, gris foncé, à patine d'altération rougeâtre.
- 11 - Ensuite, formant barre (Pointe de la Tépia) vient un niveau de calcaire à entroques gris, à patine jaunâtre, épais de 100 à 120 m. Ce calcaire renferme de nombreuses bélemnites. Cette barre est clivée en deux parties d'épaisseur inégale par une petite vire correspondant à 4 - 5 mètres de schistes noirs violacés très tendres.
- 12 - La partie supérieure de la barre précédente est plus feuilletée, mais le calcaire reste spathique (belles entroques, plaques d'échinodermes). Le microscope révèle une phase détritique peu abondante, formée de quartz et de feldspaths potassiques. A noter également, la présence d'agrégats de cristaux de dolomies. L'extrême sommet est représenté par 2 à 3 m de calcaire gréseux un peu dolomitique..
- 13 - L'on passe alors à un ensemble de terrains schisteux très épais (350 m ?), où sont représentés les faciès suivants : schistes noirs argileux, schistes ardoisiers gris foncé, schistes tendres gris clair d'aspect soyeux, calcschistes gris sombre ou argentés.
- 14 - Une barre de calcaire gris bleu zoné de blanc (Tête des Lanchons). Les zones siliceuses correspondent, peut-être, à d'anciens lits de chailles.
- 15 - Une très épaisse série de schistes noirs, tendres, s'étend jusqu'au contact avec la nappe des Brèches de Tarentaise (épaisseur visible de l'ordre de 800 mètres).

## 2 - La coupe de l'arête sud est de la Tête de Belleval

Plus courte que la précédente, cette arête est également plus délicate à parcourir. En fait, l'alpiniste solitaire ne peut que longer la base des lames sommitales, ce qui ne permet que des observations incomplètes. Fort heureusement la base de la coupe, la plus susceptible de variations, est accessible sans trop de risques. On peut ainsi observer du Nord Ouest vers le Sud Est :

- 1 - Le cristallin.
- 2 - Un niveau de schistes noirs, très tendres, se feuilletant en "copeaux", à reflets noirs ou violacés, épais de 15 à 20 m. Le contact avec le cristallin n'est pas accessible.
- 3 - Un banc de calcaire gréseux à patine rousse, tacheté, à débit en minces plaquettes (épaisseur 0,50 m).
- 4 - Une série d'une vingtaine de mètres d'épaisseur formée d'une alternance de calcschistes gréseux et de schistes noirs. A la base, sur 4 à 5 mètres d'épaisseur, on note plusieurs intercalations de calcaire spathique noirâtre, à patine rousse, d'épaisseur décimétrique. Sur certains bancs on reconnaît nettement des entroques. La base même de la série est marquée par un banc épais de 20 cm, d'un calcaire grossièrement spathique. Sous le microscope, outre la présence d'entroques circulaires (sections elliptiques), on note en abondance des débris de plaques d'échinodermes. Une légère phase détritique est constituée par de petits grains de quartz, en général recristallisés et orientés. Il en va de même pour le ciment calciteux qui englobe les éléments figurés.
- 5 - Des schistes tendres, noirâtres, épais de 6 à 7 m. Ces schistes renferment encore quelques intercalations de calcaires spathiques sous forme de plaquettes épaisses de 1 à 3 cm.
- 6 - Des schistes ardoisiers noirs dont la base est soulignée par deux niveaux de calcaire spathique noir à patine crème, et le sommet par des intercalations de calcaire gris, cristallin.
- 7 - Un niveau de schistes noirs satinés, à très nombreux filonnets de quartz (épaisseur 40 m). Ce niveau m'a fourni un fragment d'ammonite indéterminable.

8 - On passe alors à la série de calcschistes à patine jaune, plus ou moins gréseux, lardés de filonnets et nodules de quartz correspondant au terme 4 de la coupe précédente.

Au-delà il n'est plus possible de poursuivre la coupe en longeant la crête, il convient alors de descendre un peu dans le versant sud.

Au-dessus du niveau 8 surgissent des complications tectoniques. En effet, nous retrouvons le niveau de quartzite équivalent du terme 7 de la coupe précédente, mais il repose tantôt sur les calcschistes jaunes (niveau 8 de la présente coupe), tantôt sur les calcaires marmoréens zonés de la Grande Ecaille. Ces derniers se retrouvent parfois même superposés aux quartzites.

La suite de la coupe peut donc s'établir ainsi :

- 9 - Les calcaires zonés, marmoréens, de la Grande Ecaille.
- 10 - Les quartzites.
- 11 - Un niveau de schistes rougeâtres, d'épaisseur variable.
- 12 - Une première barre de calcaires à entroques.
- 13 - Un niveau mince de schistes rougeâtres.
- 14 - Une deuxième barre de calcaires à entroques.

Les niveaux 9, 10, 11, 12, 13, 14 sont très marqués par une intense tectonique d'étirement qui peut perturber l'ordre ci-dessus en entraînant localement des étirements et disparitions de termes.

- 15 - Au-dessus des barres de calcaires à entroques vient une épaisse série de schistes noirs ou argentés et de calcschistes.
- 16 - Formant corniche, un niveau de quelques mètres de calcaire zoné à passées siliceuses.
- 17 - La série monotone et très épaisse des schistes noirs de Belleval.

### 3 - Interprétation des coupes précédentes

L'absence de fossiles déterminables spécifiquement va nous obliger à procéder par comparaison avec certaines coupes établies au voisinage (DUMAS, 1964 - PAREJAS, 1920 - 1922).

Simplifions tout d'abord et résumons les caractères lithologiques majeurs des deux profils ci-dessus en une coupe synthétique. Celle-ci comprend alors de bas en haut (fig. 74) :

- 1 - Une série de schistes noirs à patine souvent rouille, de schistes et calcschistes gréseux, de minces niveaux de grès calcaires. Vers le sommet, ces schistes reçoivent des intercalations de calcaires noirs spathiques (calcaires à entroques).
- 2 - Des calcschistes gréseux à patine jaune très riches en inclusions quartzieuses.
- 3 - Une série calcaire subdivisée en plusieurs niveaux par des passées schisteuses. Les termes principaux en sont un calcaire marmoréen zoné (calcaire de la Grande Ecaille), et un calcaire à entroques et bélemnites. A noter également à la base de cet ensemble la présence d'une barre de quartzites.
- 4 - Une épaisse série schisteuse.
- 5 - Une corniche de calcaires à zones siliceuses.
- 6 - Une très épaisse série de schistes noirs.

Cette coupe simplifiée s'apparente bien au log synthétique figuré par PAREJAS (1922) pour la région de Bionnassay Miage.

Ainsi le niveau 1 à dominante schisteuse représenterait le Lias inférieur. La partie basale, plus gréseuse, peut correspondre au Rhétien, alors que la partie sommitale, avec ses intercalations de calcaires à entroques noirs représenterait plutôt l'Hettangien.

Les niveaux 2 et 3 à dominante carbonatée, à caractère néritique représenteraient le Lias moyen. Le niveau 2 peut, dans ce cas, correspondre au Sinémurien (analogie de faciès avec certains termes de la coupe du Nant de l'Arête J. P. DUMAS, 1964), alors que le niveau 3 cadre bien avec les descriptions données par PAREJAS pour le Domérien.

Les niveaux 4, 5, 6 très épais, à dominante argileuse, représenteraient, dans cette hypothèse, le Lias supérieur.

Ce dernier apparaît ainsi très épais et pourrait de ce fait inclure le Jurassique moyen et peut-être le Callovo Oxfordien ; cela est pour l'instant purement hypothétique, mais je rappellerai à ce propos que R. BARBIER (1963) a signalé dans un secteur plus méridional une coupe assez similaire. Il décrit en effet à propos de la zone dauphinoise orientale dans le pays d'Arves, un Lias supérieur schisteux, une corniche peu épaisse de calcaires siliceux attribués au Dogger, et une épaisse série de schistes noirs représentant le Callovo Oxfordien. Je serai personnellement porté à voir dans le niveau 5 de la coupe ci-dessus le Dogger, 6 représentant le Callovo Oxfordien.

Signalons, toutefois, la coupe donnée par H. SCHOELLER (1929) de l'arête sud ouest de la Tête sud des Fours. Cette coupe que j'ai parcourue rapidement est assez semblable à mes coupes de référence ci-dessus. Des comparaisons sont ainsi rendues possibles avec l'interprétation de l'auteur précédent qui peuvent apporter quelques lumières sur le problème des épaisses séries schisteuses terminales. Ainsi la Tête sud des Fours est constituée par le calcaire zoné de la Grande Ecaille. Le calcaire à entroques et bélemnites sus-jacent se trouve assez réduit (niveau 6 de la coupe de H. SCHOELLER). Au-dessus, selon cet auteur, viennent les schistes à miches du Lias supérieur (Toarcien + Aalénien). Selon cette interprétation seul le niveau 4 de la coupe synthétique du paragraphe 3 ci-dessus représenterait le Lias supérieur. Les niveaux 5 et 6 seraient alors plus récents. En fait, à titre d'hypothèse, H. SCHOELLER rattache bel et bien au Jurassique moyen l'épais niveau terminal (6 de ma coupe synthétique).

#### 4 - La coupe de la Tête nord des Fours

##### a) Description de la coupe

La Tête nord des Fours, située un peu au Nord du col des Fours, est un des belvédères conseillés à qui emprunte le sentier de la grande randonnée du tour du Mont-Blanc (fig. 48).

Géologiquement elle représente un vestige de couverture mésozoïque, plaqué sur le cristallin de la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc. On peut y étudier commodément la partie basale de la série mésozoïque. De bas en haut la coupe est la suivante :

- 1 - Le cristallin du massif du Mont-Blanc ici formé de micaschistes.
- 2 - Un niveau de grès grossier arkosique et conglomératique reposant directement sur le cristallin (épaisseur 4 à 5 m).
- 3 - Une cinquantaine de mètres de dolomies capucin à niveaux de brèches monogéniques.
- 4 - Un niveau de grès quartziteux épais d'une dizaine de mètres.
- 5 - Une série de schistes et calcschistes jaunâtres plus ou moins gréseux, formant le sommet de la Tête nord des Fours.

Cette série schisteuse, plus ou moins enfouie sous ses produits d'altération, est très mal visible à la Tête nord des Fours. Le faciès des plaquettes dures que l'on y rencontre rappelle beaucoup le niveau 2 de la coupe synthétique du paragraphe 3 ci-dessus, attribué au Sinémurien. Ceci est confirmé par la coupe de l'arête septentrionale de la Tête sud des Fours. Là nous retrouvons en effet dans le compartiment ouest de la grande faille du col des Fours, une coupe analogue à celle de la Tête nord débutant avec le niveau 2 ci-dessus. Au-dessus nous retrouvons les dolomies (niveau 3) puis les quartzites et grès conglomératiques (niveau 4), la série schisteuse jaunâtre puis les calcaires marmoréens du sommet (faciès de la Grande Ecaille - Domérien probable). Nous pouvons ainsi faire le raccord avec nos coupes de référence.

##### b) Interprétation (fig. 74)

En s'appuyant sur les travaux déjà effectués dans le secteur, la coupe de la Tête nord des Fours peut s'interpréter comme suit :

Les niveaux 2 et 3 représentent le Trias inférieur et moyen. Le Trias supérieur paraît absent (fait déjà noté par J.P. DUMAS).

Le niveau 4 est l'équivalent des grès singuliers du col du Bonhomme (d'âge sinémurien) ici déjà très réduits.

Le niveau 5 correspond, par contre, aux calcschistes jaunâtres et schistes à quartz formant le niveau 2 de la coupe synthétique du paragraphe 3 ci-dessus.

Le reste de la série est très analogue à nos coupes de référence.

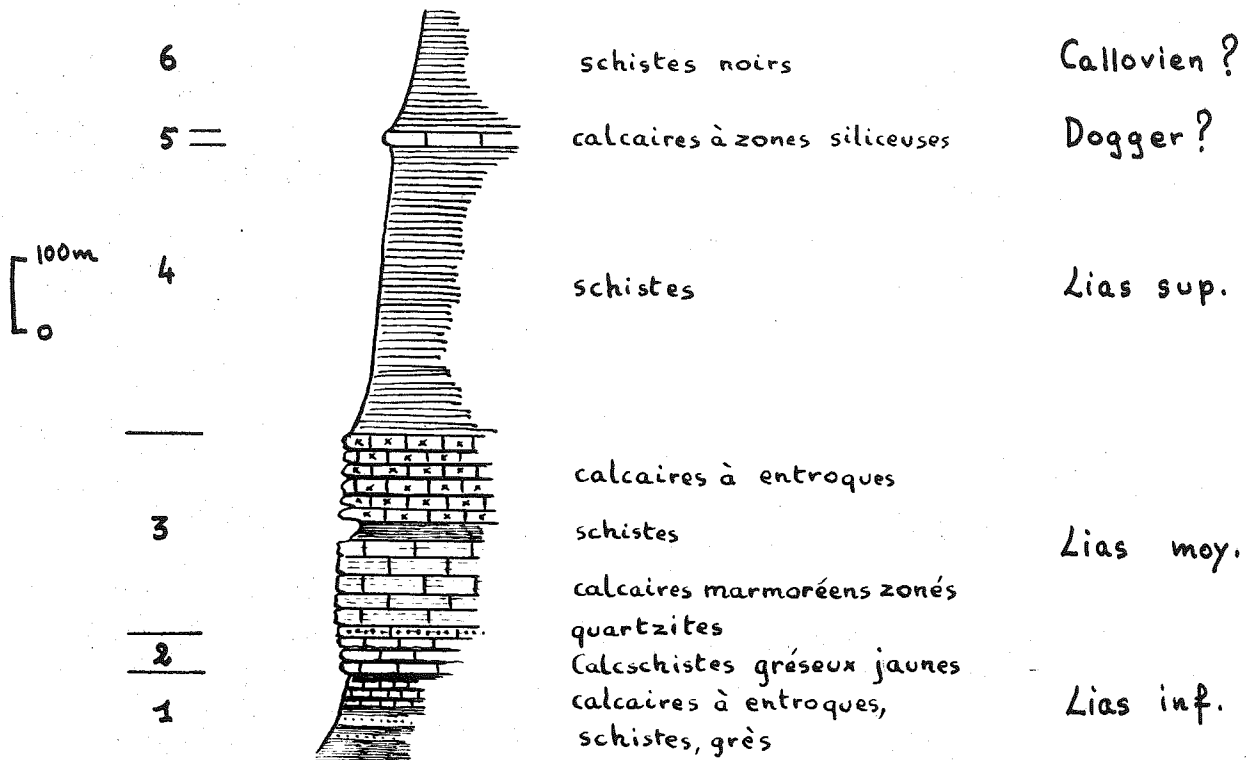


Fig 74 : Coupe synthétique du Lias de la  
couverture sud orientale du Massif du  
Mont Blanc



c) Conclusions  
.....

Aux environs du col des Fours nous voyons donc la base de la série mésozoïque se compléter par l'apparition d'un Trias réduit de faciès germanique.

Le Lias inférieur (Rhétien - Hettangien) paraît absent, ce qui dénote une grande instabilité des conditions au niveau de l'Infralias.

Par contre, dès le Lias moyen, nous retrouvons des coupes similaires à nos coupes de référence.

5 - Evolution vers le Nord Est jusqu'au col de la Seigne

Entre l'arête Grande Ecaille - Pointe de la Tépia et le col de la Seigne, on assiste à une réduction rapide de la série par disparition des termes inférieurs du Lias. Diverses observations permettent de penser que la cause en est tectonique.

Les niveaux repères du Lias moyen (calcaire marmoréen de la Grande Ecaille, calcaires à entroques de la Pointe de la Tépia) sont encore visibles sporadiquement sur le versant rive droite du ruisseau des Lanchettes dans le secteur du Bouillu des Lanchettes.

Les schistes du Lias supérieur sont responsables du grand glissement ancien du chalet des Marmottières.

La partie inférieure de la série est peu visible excepté le contact avec le cristallin qui est particulièrement net aux alentours du Bouillu des Lanchettes (en particulier à proximité du point coté 2209 m).

Le cristallin est là, recouvert transgressivement par un niveau de grès grossiers, microconglomératiques, à patine rose et cassure plus ou moins fétide, épais de quelques mètres. A la base, sur une épaisseur de 0,40 m, un cordon de galets cristallins bien roulés, de taille réduite (allant du grain à quelques centimètres de diamètre) souligne la transgression.

Ce grès est surmonté, en discordance tectonique, par des schistes tendres noirs, du Lias inférieur.

Il est dans ces conditions difficile de préciser si le grès précédent représente la base transgressive du Lias ou bien un vestige de grès basal du Trias surmonté en contact anormal (clivage tectonique) par le Lias inférieur. Cette dernière solution me paraît plus probable pour des analogies de faciès.

Au pied du versant sud de l'Aiguille des Glaciers on retrouve, au débouché du ruisseau des Cabottes, pour la dernière fois, les niveaux repères du Lias moyen. Ils se présentent sous forme de deux affleurements isolés montrant l'un (à la cote 1940 m) les calcschistes jaunes et les quartzites, l'autre à la cote 1980 m des schistes noirs, le calcaire marmoréen de la Grande Ecaille et les quartzites. Les rapports mutuels de ces divers faciès sont anormaux, perturbés par la tectonique.

Au-delà, en remontant jusqu'au col de la Seigne, on ne rencontre plus que la série du Lias supérieur qui s'appuie alors directement sur le cristallin (voir panorama pl. 4).

III. - LA STRUCTURE DU VAL FERRET SUISSE

Du col du Bonhomme à la frontière franco-italienne la structure géologique est donc simple en dépit d'une certaine variabilité des faciès et de l'existence de clivages tectoniques au sein de la couverture du massif cristallin.

En Suisse, dans le Val Ferret, bien au contraire la complication structurale atteint un maximum. Heureusement, les travaux détaillés des auteurs suisses et notamment ceux de R. TRUMPY (1951 - 1958) et de K. GRASMUCK (1961) permettent de compléter, au Nord Est, l'encadrement du secteur italien. Rappelons-en brièvement les principaux résultats :

De l'Ouest vers l'Est, trois zones structurales se rencontrent dans le Val Ferret. Ce sont respectivement :

- la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc ;
- la zone des racines helvétiques, elle-même subdivisée en quatre écailles ;
- la zone des racines ultrahelvétiques.

## 1 - La couverture autochtone du massif du Mont-Blanc

Elle montre un Trias réduit à des arkoses et dolomies, transgressif sur le cristallin.

Le Lias inférieur débute par un Rhétien très mince à quartzites et calcaires lumachelliques, suivi d'une série marneuse (épaisseur 20 à 30 m).

Le Lias moyen est essentiellement détritique (épaisseur 100 m environ).

Le Lias supérieur est formé de schistes noirs de l'Aalénien qui recouvrent directement le Domérien.

A l'Amône l'Aalénien transgresse directement le cristallin.

Le Dogger n'est représenté que par un Bajocien réduit et fossilifère (calcaires à entroques et ammonites). Il est surmonté par des calcaires du Malm. Le Bathonien, le Callovien, l'Oxfordien inférieur manquent. Il existe, en général un clivage tectonique entre ces formations calcaires et les schistes noirs aaléniens.

Ainsi la coupe complète ci-dessus est assez analogue du Trias à l'Aalénien, à celles que nous avons établies au Sud du massif du Mont-Blanc. La transgression directe de l'Aalénien sur le cristallin à l'Amône révèle une paléogéographie très variable au Lias inférieur et moyen, ce qui est le cas également au Sud, quoique de façon moins marquée.

## 2 - La zone des racines helvétiques

Cette zone est subdivisée en quatre écailles (R. TRUMPY, 1951) formées d'une succession de couches allant du Lias au Malm. Dans l'ensemble les séries constituant ces écailles sont complètes (présence de Callovo Oxfordien schisteux). Les faciès rappellent par certains traits, au Lias notamment (grès feldspathiques, marbre à entroques) et au Dogger, ceux de la zone helvétique. La corrélation de ces diverses écailles avec telle ou telle nappe helvétique reste néanmoins difficile.

## 3 - La zone radicale ultrahelvétique

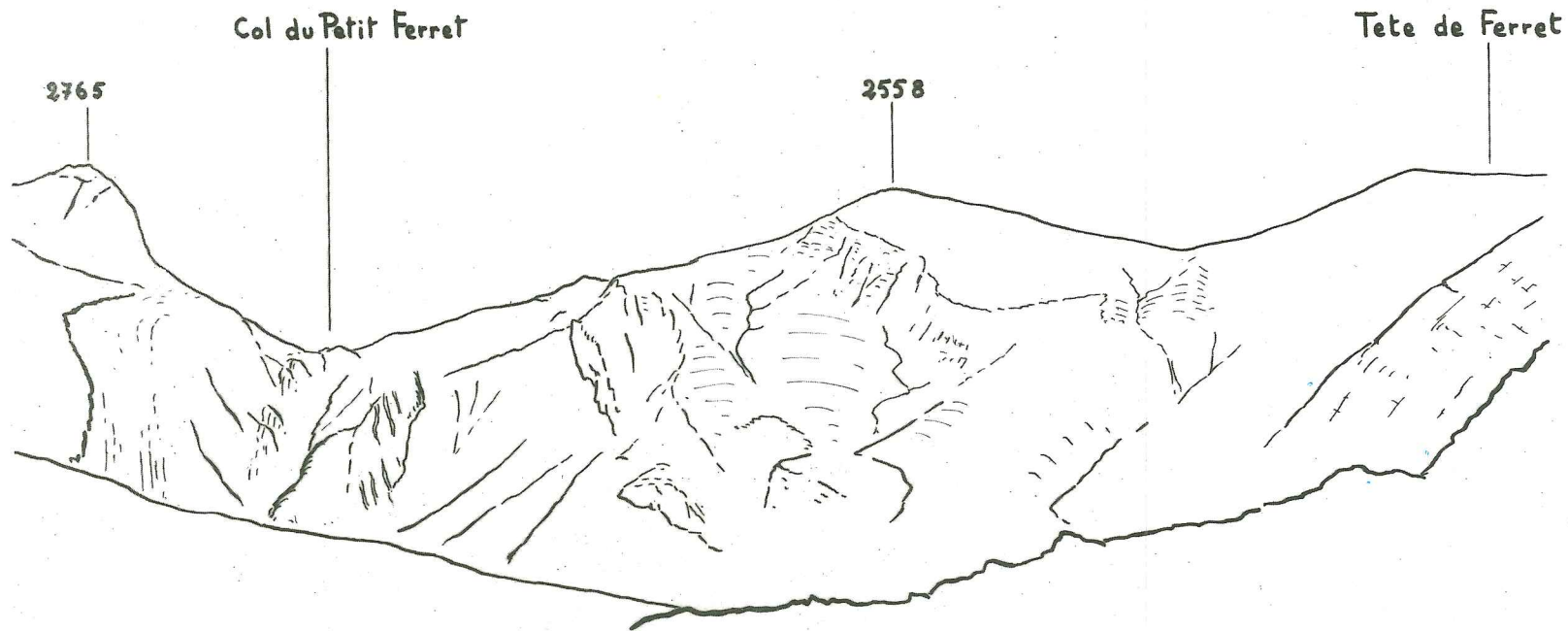
La complexité tectonique en est parfois extraordinaire. Il s'agit le plus souvent d'un empilement de lames isoclinales séparées par des contacts anormaux jalonnés de Trias. La série stratigraphique va du Trias moyen et supérieur à un Aalénien schisteux très épais. Le Dogger, s'il existe, est également représenté par une série schisteuse. Les caractères stratigraphiques remarquables sont la présence d'argilites du Trias supérieur, un Lias dauphinois de type réduit et la puissante série schisteuse terminale du Lias supérieur.

## 4 - Conclusions

Les coupes du Val Ferret suisse montrent qu'en arrière de l'actuel massif du Mont-Blanc s'étendait un vaste domaine paléogéographique présentement débité en toute une série d'écailles isoclinales. Les zones des racines helvétiques ne paraissent pas avoir d'équivalents en France, au Sud du massif. Les disparitions tectoniques par laminage s'effectuent en Italie entre le col Ferret et le col de la Seigne. Au col Ferret (fig. 75), selon K. GRASMUCK, affleurent en effet la couverture autochtone, trois des quatre écailles radicales helvétiques, et la zone des racines ultrahelvétiques. Au col de la Seigne, seule la couverture autochtone est présente.



Figure 75 - Panorama du col Ferret sur le versant italien -



#### IV. - LE SECTEUR ITALIEN

Les diverses séries constituant la couverture orientale (au sens large) du massif cristallin du Mont-Blanc sont, nous venons de le montrer, bien connues, tant en Suisse qu'en France (ou tout au moins peuvent s'y étudier dans des conditions correctes d'observation). Il apparaît ainsi que, sur le plan proprement structural, une simplification s'opère du Nord Est vers le Sud Ouest ; en Suisse, en effet, six unités tectoniques ont pu être distinguées par les auteurs, alors qu'en France, apparemment il n'en subsiste plus qu'une seule.

Le secteur italien, intermédiaire géographiquement, devrait ainsi donner la solution de ce problème. Il n'est malheureusement que de parcourir la région considérée (Val Veni - Val Ferret) aux grandioses paysages, pour se convaincre des difficultés offertes à qui veut examiner le terrain en place (fig. 76). Les moraines actuelles et anciennes sont considérablement développées, les éboulis tapissent la base des parois du massif cristallin, les fauchages et glissements de versants sont fort nombreux. Finalement les affleurements utilisables sont très isolés les uns des autres, les fossiles ou faciès caractéristiques sont peu nombreux, et les corrélations d'affleurement à affleurement sont très aléatoires.

La tâche des géologues italiens qui se sont attachés à résoudre le problème posé par ce secteur était donc fort délicate. Nous ne retiendrons que les plus récents : M.B. CITA (1953) d'une part, pour le Val Ferret italien, P. ELTER (1954), et surtout Giulio ELTER pour le Val Veni et la zone d'Entrêves, ainsi que pour une intéressante tentative de synthèse.

##### 1 - Conceptions actuelles des auteurs italiens

Apparemment les deux auteurs précédents exposent des conceptions quelque peu différentes. Selon M.B. CITA (1953), dans le Val Ferret italien il est possible de distinguer, sans descendre au même degré de détail que les auteurs suisses, deux ensembles de terrains représentant d'une part la zone helvétique, d'autre part l'ultrahelvétique.

Pour G. ELTER qui a surtout travaillé entre Entrêves et le col de la Seigne, toute tentative de distinction est aléatoire. De fait, dans toutes ses publications G. ELTER (1960), G. et P. ELTER (1965), cet auteur ne figure cartographiquement qu'une zone helvétique au sens large, entre le cristallin et les unités penniques.

Reprenons séparément chacun des points de vue.

Pour M.B. CITA, la zone helvétique correspondrait en Val Ferret aux terrains directement plaqués contre le cristallin, c'est-à-dire à la rive droite de la vallée, les séries ultrahelvétiques se rencontrant en rive gauche. Il est à remarquer que la limite indiquée entre les deux ensembles correspond bien, au col Ferret, à celle établie ultérieurement par K. GRASMUCK. Stratigraphiquement les ensembles lithologiques s'étageraient du Lias moyen au Malm. Mais récemment R. COMPAGNONI - G. ELTER et C. STURANI (1964) ont signalé, dans cette zone, un gisement fossilifère d'âge albien à la base de la paroi est des Grandes Jorasses, en face de la Vachey, et ceci à très peu de distance du cristallin. Il semble donc que le caractère lacunaire de la série helvétique, mis en évidence en Suisse se soit trouvé ici accentué. Toute corrélation plus précise est malheureusement impossible. Cette découverte nouvelle tendrait à prouver, soit que la série stratigraphique est plus complète que ne l'avait indiqué M.B. CITA, soit que plusieurs unités tectoniques y existent.

En ce qui concerne l'ultrahelvétique il s'agit, selon M.B. CITA, d'un ensemble plus épais de schistes et de calcaire à structure isoclinal laminaire (sans charnières). Les termes dominants y sont des schistes noirs très épais attribués au Lias supérieur et un calcaire à zone siliceuses attribué au Dogger. La base de la série serait dans ce cas constituée par un niveau de clivage tectonique. Une exception toutefois serait fournie par les lames cristallines de la Testa Bernarda (équivalent probable du mont de la Saxe), où le cristallin est directement recouvert par un calcaire à entroques attribué au Lias (fig. 77).

Giulio ELTER, par l'étude de la zone d'Entrêves arrive à des conclusions un peu différentes. Disposant pour "caler" sa série, de niveaux triasiques d'une part, et d'un Malm à Calpionelles d'autre part, il envisage la possibilité d'une série continue allant du Trias au Berriasien. Toutefois, il inclut dans le même ensemble, les faciès attribués au Nord Est par M. B. CITA à l'Ultrahelvétique (calcaire à zones siliceuses du Dogger et schistes noirs aaléniens probables).

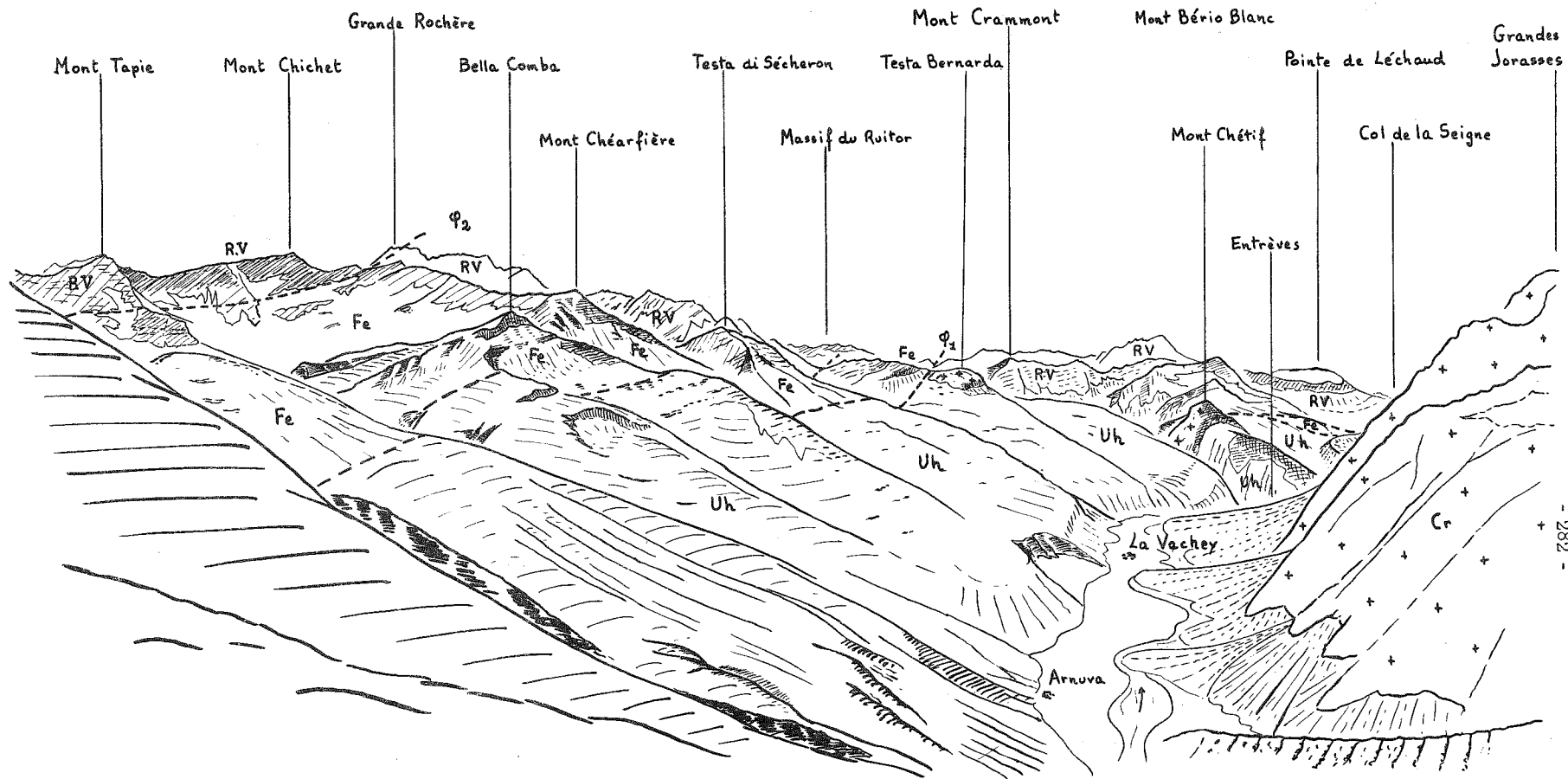


Figure 76 - Panorama du Haut Val Ferret italien vu depuis le Col Ferret (frontière italo-suisse) -

RV : unité du Roignais-Versoyen - Fe : unité de Ferret - Uh : Ultrahelvétique -

$\Phi_1$  : limite externe de l'unité de Ferret

$\Phi_2$  : limite externe de l'unité du Roignais-Versoyen.

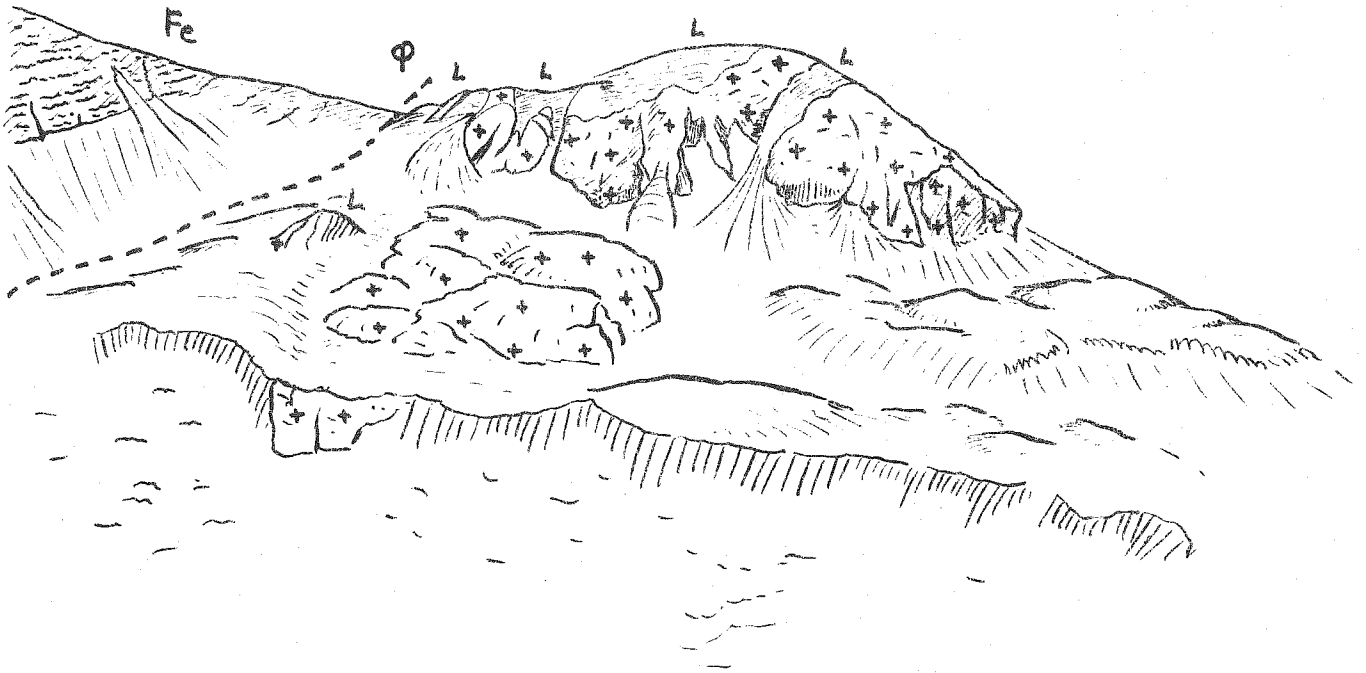


Figure 77 - Les écaillés de cristallin à la Testa Bernarda (Val Ferret italien) - Le versant est de la Testa Bernarda (ci-dessus) montre bien la disposition en lames alternantes du cristallin (tufs rhyolitiques et porphyres) et de sa couverture liasique.

A noter particulièrement l'existence de replis affectant à la fois le matériel siliceux et les calcaires plaquettés ou calcschistes de couverture.

Fe = unité de Ferret -  $\Phi$  : contact externe de cette unité - L : Lias - Les croix indiquent le cristallin -

Mais, dans le cadre du présent travail, l'analyse critique présentée par cet auteur dans sa publication de 1960, retiendra surtout notre attention. Nous en résumerons ici les points principaux :

- Un fait caractéristique est l'absence dans la zone étudiée des séries du Crétacé supérieur et de l'Eocène.
- Des unités tectoniques distinctes peuvent très bien ne présenter de différence qu'au sein des termes récents du Crétacé ou du Tertiaire. Ainsi en leur absence la délimitation en unités peut devenir impossible.
- Rien ne vient démontrer que la lame de cristallin mont Chétif - mont de la Saxe marque la limite entre Helvétique et Ultrahelvétique.
- L'hypothèse d'une homogénéisation et d'une atténuation progressive des différences de faciès notées en Suisse, entre Helvétique et Ultrahelvétique ne peut être rejetée a priori.
- Enfin, et ce point est ici particulièrement important, G. ELTER émet l'opinion, qu'en France, au Sud du col de la Seigne, l'épaisse série comprise entre le Cristallin et le Pennique puisse correspondre essentiellement à sa zone d'Entrèves (autochtone relatif). L'autochtone vrai ne serait représenté dans ce cas que par les lambeaux de couverture adhérant véritablement au Cristallin (séries triasiques réduites et grès singuliers du col du Bonhomme).

## 2 - Quelques remarques personnelles

Les quelques courses que j'ai pu faire (essentiellement au cours de marches d'approche) m'ont permis des observations d'ordre structural plutôt que stratigraphique. Elles ne portent en outre que sur la bande de terrain mitoyenne des zones penniques (Ultrahevétique, selon M.B. CITA).

Elles contribueront, je pense, à montrer la complexité de la question, sans prétendre aucunement à ébaucher des solutions.

- Les terrains qui viennent au contact du Cristallin du mont Chétif, sur son versant nord, présentent vus de loin une structure isoclinale. Observés de près dans les ravinelements situés au-dessus de la route qui mène au Val Veni vers la cote 1400, il en va bien différemment.

On peut en effet constater la présence d'une structure plissée bien reconnaissable telle que figurée très schématiquement sur la figure 78.

Deux niveaux lithologiques bien tranchés peuvent s'observer. Un niveau de calcaire à zones plus gréseuses, dessinant un rubanement très caractéristique. La patine d'ensemble est rousse. Au-dessous, viennent les schistes noirs très tendres et fissiles, riches en nodules pyriteux oxydés. Par analogie avec les descriptions de M. B. CITA il semble s'agir du Dogger et de l'Aalénien (Ultrahelvétique ?).

Sur l'affleurement on observe un plissement dysharmonique intense en plis semblables dont les flancs étirés correspondent à une belle schistosité parallèle au plan axial des plis d'échelle supérieure. Cette schistosité est verticale (légèrement pentée vers le Sud Sud Est). Les axes des petits plis varient de N. 50° à N. 70° E. avec un plongement vers l'Est Nord Est de 15° à 35°.

Ces structures plissées paraissent affecter d'anciens replis très étirés, mais le fait n'a pas été établi avec certitude (la forme des affleurements examinés ne facilite pas la recherche des linéations).

Une phase de déformation tardive a laissé des traces très nettes au niveau des calcaires. Il s'agit en l'occurrence de stries horizontales résultant du glissement couches sur couches des feuillet calcaires dans un mouvement de translation (coulissage) parallèle aux lignes directrices des structures actuelles de la chaîne. Ce mouvement serait assimilable à un décrochement sénestre. Cette observation est à rapprocher de l'aspect du plan de contact externe du Cristallin du mont Chétif. Celui-ci montre en effet des cannelures de grande longueur d'ondes, subhorizontales, qui attestent, là aussi, d'un coulissage de l'écaille cristalline. Le sens en est par contre impossible à préciser. Remarquons également que la plupart

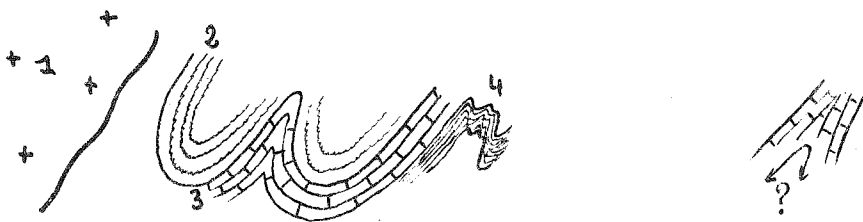


Figure 78 - Coupe très schématique des replis de la couverture sédimentaire au Nord Est du mont Chétif (rive droite de la Doire Baltée au Nord de Courmayeur, entre les cotes 1400 et 1450 m environ. Longueur de la coupe de l'ordre de 250 m).

1 - Porphyres et tufs rhyolitiques - 2 - Calcaire argileux - 3 - Calcaires à zones siliceuses - 4 - Schistes noirs.



Photo n° 21

Petit pli d'axe parallèle aux grandes structures,  
dans les calcaires à zones siliceuses attribués  
au Dogger ultra-helvétique.

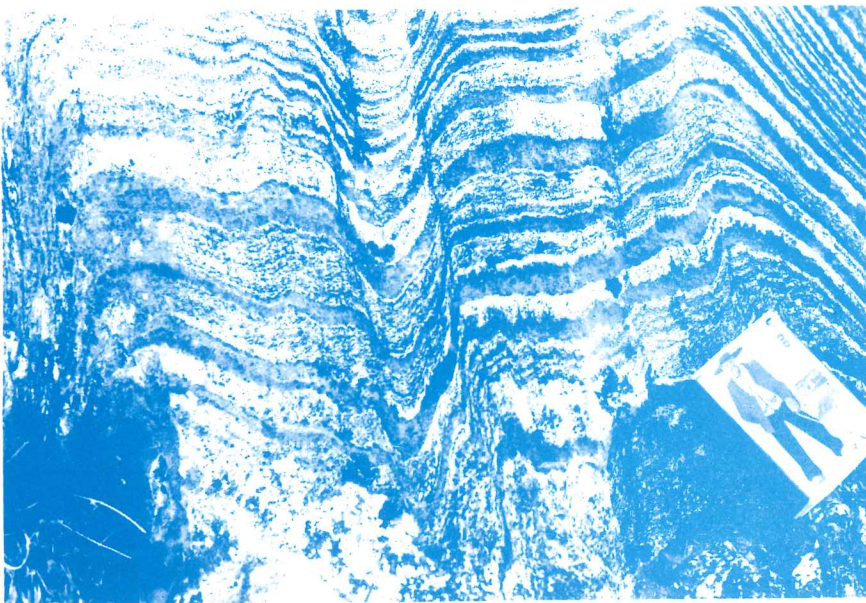
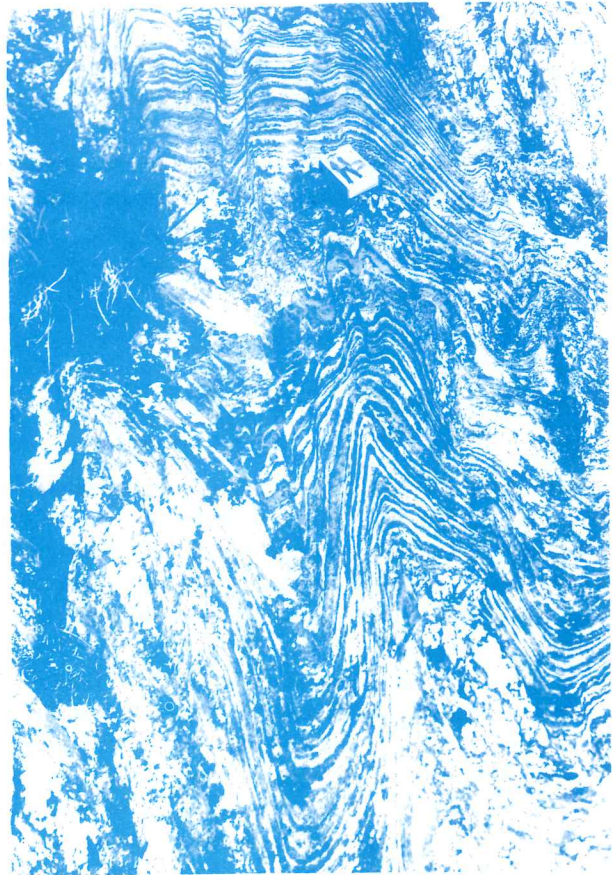


Photo n° 22

Détail de la photo précédente  
montrant l'ébauche de schistosité  
parallèle au plan axial du pli.



des fractures affectant le Cristallin, quelle que soit leur orientation, portent des stries horizontales. Il est donc indéniable qu'un mouvement tardif de translation a affecté l'ensemble de la zone.

- Un style de plissement similaire semble devoir être retrouvé tout au long du versant rive gauche du Val Ferret italien. Certaines coupes naturelles le suggèrent assez nettement (Val d'Armina - Val de Malatra dans la région de Gioè). Ainsi, au lieu d'une alternance Lias supérieur - Dogger par écailles isoclinales, il faudrait envisager une alternance par plis Lias supérieur - Dogger - Callovo-Oxfordien. La précision de ce point pourrait sans doute éclairer quelque peu la stratigraphie.

## V. - CONCLUSION

En l'état actuel des connaissances, la reconstitution paléogéographique du domaine compris à l'Est du Mont-Blanc, entre le Cristallin et les premières unités penniques, apparaît impossible.

Nous n'avons, à notre disposition, que des séries incomplètes (il manque en particulier comme le fait remarquer G. ELTER 1960 - les ensembles terminaux - flyschs ? -) qui rendraient plus aisées les comparaisons. Les termes inférieurs sont trop peu différenciés et datés avec trop d'incertitude pour que les distinctions entre unités soient possibles avec le degré nécessaire de précision.

Le style tectonique lui-même reste à préciser. Plusieurs phases de déformation se sont, en effet, succédées dont les effets sur la répartition des affleurements devront être pris en considération. La phase tardive de coulissage révélée aux environs du mont Chétif, n'est sans doute pas la moins importante.

Le but visé par le présent paragraphe n'a donc pas été atteint. Dans notre reconstitution paléogéographique un hiatus subsistera, très gênant, à l'articulation entre les domaines, helvétique au sens large et pennique proprement dit.

Il apparaît finalement que la comparaison souvent faite (à titre plus didactique que fondamental) entre zone dauphinoise et zone helvétique d'une part, zone ultradauphinoise et zone ultrahelvétique d'autre part, ne trouve pas sa confirmation dans les faits d'observation et qu'il soit gênant de continuer à l'utiliser plus longtemps.

## CHAPITRE DEUXIEME - L'UNITE DE FERRET

### I. - INTRODUCTION

La "zone de Ferret" constitue dans notre région l'unité pennique la plus externe. Elle fut englobée longtemps dans le complexe des "schistes lustrés" considérés, dans leur ensemble, d'âge liasique. Après que R. STAUB ait envisagé la possibilité d'un âge plus récent (Crétacé), il appartient à R. TRUMPY (1952 - 1955 a) de la rattacher au domaine valaisan. Dans sa définition première, cet auteur y distinguait trois subdivisions :

les séries inférieures, moyennes et supérieures.

La série moyenne comprenait les calcaires microbréchoïdes de l'Aroley et les quartzites des Marmontains ; la série supérieure était représentée uniquement par les couches de Saint-Christophe. Ainsi apparaissait une analogie frappante entre les termes supérieurs de la série de Ferret, et les ensembles stratigraphiques définis plus au Sud par H. SCHOELLER puis R. BARBIER (digitation de Moûtiers). R. ZULAUF (1964) démontra que les séries moyennes et supérieures de Ferret appartenaient en fait à ce qui était alors considéré comme digitation de Moûtiers (notre actuelle unité du Roignais - Versoyen).

L'unité de Ferret en tant qu'élément structural distinct est donc actuellement réduite à la seule série inférieure de R. TRUMPY.

Sous cette forme elle constitue une mince bande de schistes et de calcschistes légèrement métamorphiques apparaissant au niveau de Courmayeur, puis se poursuivant de façon continue au front de la zone pennique, jusqu'aux environs de Sierre (Valais) où elle disparaît sous les alluvions de la vallée du Rhône (M. BURRI, 1958).

Nous ne sommes intéressés ici que par le secteur de la zone qui flanque immédiatement au Nord Ouest l'unité du Roignais-Versoyen, entre Courmayeur et la frontière italo-suisse. Ce secteur ayant fait l'objet d'un travail approfondi de la part de R. ZULAUF (1964), nous n'en rappellerons ici que les traits essentiels.

### II. - CARACTERES PRINCIPAUX DE L'UNITE DE FERRET

#### 1 - Distinctions lithologiques

Trois ensembles lithologiques peuvent être distingués :

- le niveau de décollement basal représenté surtout par du Trias supérieur ;
- des schistes noirs ;
- une épaisse série alternante de schistes, calcschistes, calcaires gréseux à faciès "flysch" (schistes de Ferret s. str.).

##### a) Le niveau de décollement triasique

Le contact externe, avec les séries dites ultrahelvétiques, est souligné par un mince liséré sporadique de terrains attribuables au Trias supérieur.

Il s'agit surtout de cargneules jaunes ou rouges, parfois bréchiques, fréquemment écrasées en une terre friable. Des lambeaux de dolomies ankéritiques leur sont associés de temps à autre.

Un des termes les plus constants est une roche assez peu schisteuse, d'aspect corné, vert pâle ou beige, au toucher

soyeux. Sous le microscope on ne décèle qu'un feutrage extrêmement ténu de séricite, plissé et recoupé par de gros phénoblastes d'albite de venue tardive. De la pyrite souvent oxydée se rencontre à l'état de mouchetures.

Tous les auteurs ont admis que ces roches sont l'équivalent des argilites classiques du Trias supérieur dans les zones externes comme dans le subbriançonnais. Ici elles ont subi des transformations métamorphiques altérant leur faciès initial.

b) Les schistes noirs  
.....

Au-dessus du niveau de décollement, la série de Ferret débute en général par un niveau d'épaisseur variable de schistes noirs ou gris et de calcschistes. Le passage aux schistes de Ferret sus-jacent paraît stratigraphique. Le contact basal est malheureusement tectonique (ces schistes noirs disparaissent vers le Sud Ouest à partir du Val d'Armina). Il est impossible dans ces conditions de préciser leur âge, même d'une façon approximative.

c) Les "schistes de Ferret"  
.....

Cette formation lithologique présente à grande échelle les caractères généraux suivants :

Il s'agit d'un ensemble épais formé d'une alternance de calcaires sableux ou de grès à ciment calcaire, plus rarement de microbrèches, de schistes tendres, noirs ou gris, ou de calcschistes ; la patine est brunâtre.

Tous ces caractères assurent aux schistes de Ferret une certaine ressemblance avec les couches de Saint-Christophe de la série de Tarentaise.

c1) Stratonomie

Afin de porter un jugement sur des données plus précises, nous avons mesuré quelques coupes selon les principes retenus pour le "Flysch de Tarentaise". Le résumé chiffré de ces observations est reporté dans le tableau ci-dessous :

N° des coupes	1	2	3	4	5		6
Clastic/shale ratio D/S	0,73	3,5	6,6	7,1	0,4	2	0,58
Classe moyenne d'épaisseur des bancs	5	6	5	6	5	5	6
Banc moyen en m	0,13	0,043	0,13	0,07	0,17	0,25	0,09
Longueur de la coupe en m	3,15	3,89	7,14	4,99	4,04	6,34	9,37
Nombre de couches mesurées	24	89	53	72	23	29	95

La localisation des coupes est la suivante :

Coupe 1 : Val Veni : base du versant nord du mont Fortin.

Coupe 2 : Val Sapin : base de la rive gauche sous Curru.

Coupe 3 : Val Sapin : coupe du col Sapin (p. 205) niveau 5.

Coupe 4 : Val Sapin : coupe du col Sapin (p. 205) niveau 22. L'attribution de ce niveau à la série de Ferret est très incertaine.

Coupe 5 : Pas-entre-Deux-Sauts (petit ressaut) immédiatement au Nord du col.

Coupe 6 : Arête des Econduits.

Ce tableau appelle quelques commentaires. En premier lieu, le nombre de coupes mesurées est trop restreint et celles-ci, surtout, sont trop dispersées pour mettre en évidence une évolution éventuelle de la stratonomie au sein de la série. En raison des incertitudes considérables, quant à la structure profonde de la zone (plis ? écailles isoclinales ? etc. il n'était pas question de poursuivre un tel but.

Par contre, et comme pour les couches de Saint-Christophe, la stratonomie "moyenne" se trouve ainsi mieux définie.

On constate une dispersion assez grande des valeurs du clastic/shale ratio (rapport strate/interstrate). Selon les points, la série peut donc présenter une large prédominance des strates, ou au contraire, une prédominance des interstrates. Les niveaux schisteux (interstrates) ne l'emportent toutefois jamais de beaucoup.

Il est à remarquer (coupe 5) que deux coupes séparées de quelques mètres, prises sur un même affleurement, peuvent donner des résultats assez différents de ce point de vue. Ceci pourrait s'expliquer par l'existence de séquences de bancs à évolution régulière selon la verticale, mais l'examen sur le terrain montre qu'il n'en est rien en général.

L'épaisseur moyenne des couches (strates et interstrates) n'apparaît jamais très forte (de 0,04 m à 0,25 m).

Tout cet ensemble où prédominent les niveaux carbonatés plus ou moins gréseux apparaît donc assez monotone. R. TRUMPY (1952), plus au Nord Est, entre le Rhône et la vallée de Bagnes, avait pu distinguer des grès et schistes inférieurs et des calcschistes moyens. Cette subdivision, reprise dans le secteur étudié par R. ZULAUF, ne se justifie pas à notre avis, tant au niveau de l'affleurement que sur les panoramas. Tout au plus, peut-on noter une certaine tendance à l'épaississement des bancs et une augmentation de la teneur en carbonates vers le haut de la série, en particulier sur l'arête frontière italo-suisse, vers les Aiguilles d'Angronnette.

#### c2) Caractères des strates

La monotonie du faciès d'ensemble se retrouve au niveau de la strate. L'aspect extérieur : patine brune à jaunâtre, toucher rugueux, traduit deux caractéristiques qui se confirment sous le microscope, la tendance gréseuse d'une part, une certaine richesse en sulfures et oxydes de fer d'autre part.

La texture des strates ne présente rien de particulier. Très fréquemment on décèle un fin litage plan parallèle souligné par des alternances ténues de petits lits gréseux et carbonatés.

Parfois en sommet de banc apparaît une texture assez fruste de litage entrecroisé. Les bases de strates, comme dans le cas des couches de Saint-Christophe, sont remarquablement dépourvues d'empreintes. A noter également la rareté du granoclassement. Parfois cette notion peut, au reste, devenir assez subtile : base de banc rugueuse, sommet lisse. Mais cela est bien subjectif...

#### c3) Caractères des interstrates

Les interstrates sont représentées par des schistes argileux noirs, très fissiles, gris de fer, assez riches en quartz clastique, ou par des calcschistes. Il devient alors difficile, dans certains cas, de distinguer une strate fissile suivant son litage, du calcschiste d'interstrate.

#### c4) Caractères pétrographiques

##### - Faciès microbréchiq

Les quelques lames observées révèlent les caractères suivants :

- la densité des éléments par rapport au ciment calcaréo-gréseux est très faible ;
- les types lithologiques représentés dans les corps figurés sont peu variés : fragments de dolomie ou de dolomie ankéritique, fragments de schistes chloriteux et sériciteux, et parfois des fragments de calcaires oolithiques très semblables à ceux observés dans les microbrèches de la série de Tarentaise. A noter sur une lame la présence d'un élément de dolomie albitisée (deux cristaux d'albite automorphes), alors que par ailleurs la lame est dépourvue d'albite de néoformation.

##### - Faciès calcaires ou gréseux

La plupart du temps, les strates sont constituées de matériel carbonaté dominant qui constitue le ciment, et d'une phase détritique formée surtout par du quartz, mais parfois également de plagioclases ou un peu de tourmaline (ces derniers en proportion très faible). La teneur en quartz est assez variable de 10 à 50 %, une moyenne paraissant se situer vers 25 à 30 %. Par ailleurs, le ciment renferme presque toujours, en faible quantité, des phyllites néoformées (séricite chlorites).

### c5) Conclusion

Les descriptions ci-dessus relatives aux schistes de Ferret rappellent, tant sur le plan stratonomique que pétrographique, celles effectuées à propos des couches de Saint-Christophe de la série de Tarentaise.

Les deux ensembles lithologiques présentent une bonne similitude que confirme l'aspect des affleurements.

Ayant conclu au faciès "flysch" pour les couches de Saint-Christophe, nous émettrons l'avis que ce dernier est moins franchement affirmé au sein de la série de Ferret. Ce jugement doit cependant être nuancé, car dans la région étudiée, la série de Ferret est relativement peu développée et certains éléments de diagnostic nous manquent très certainement.

R. TRUMPY (1955 a) et M. BURRI (1958) signalent, au Nord de la Dranse de Bagnes et dans la région de Sion, la présence de niveaux conglomératiques et microbréchiques à la base des schistes de Ferret. Nous n'avons rien trouvé de semblable dans la région étudiée. Ceci est en accord avec les observations de R. TRUMPY qui note la disparition de ces faciès au Sud de la Dranse de Bagnes.

### 2 - Age des principaux termes lithologiques

Nous entrons ici dans le domaine de l'incertitude absolue. En ce qui concerne les schistes de Ferret proprement dits, ceux-ci étaient jadis datés par leur position sous le faciès Aroley à petites Orbitolines (que par ailleurs j'estime remaniées). Depuis, les recherches de R. ZULAUF ont montré que le contact entre les deux formations n'est pas stratigraphique, mais tectonique...

L'examen des termes basaux n'est pas davantage fructueux. R. TRUMPY (1955 a) pense que les schistes noirs de base, qui en Val Ferret suisse paraissent passer progressivement au Trias supérieur, pourraient être liasiques. Il note à leur propos une certaine analogie avec l'Aalénien ultrahelvétique. Ceci pourrait indiquer une origine paléogéographique relativement externe, un peu comparable à celle de la zone des Aiguilles d'Arves.

### 3 - Structure de l'unité de Ferret

En l'absence de tout niveau repère il est, pour l'instant, impossible d'établir la structure de la zone de Ferret. Celle-ci présente apparemment un aspect isoclinal (fig. 79) selon une direction moyenne N. 50° à N. 60° E., passant à N. 20° N. 30° vers la frontière italo-suisse et un pendage de 45 à 50°, qui correspond aux lignes structurales actuelles de la chaîne. L'existence de grandes structures plissées apparaît assez problématique, d'autant plus que les rares observations de critères de polarité (assez sujettes à caution nous l'avons dit) indiquent pratiquement toujours une série normale.

A noter, néanmoins, qu'en quelques points privilégiés où un microplissement est observable et mesurable, j'ai pu constater l'existence d'une linéation variant de N. 130° à N. 160° E. plongeant de 40 à 45° vers le Sud Sud Est (vallon de Malatra, sommet de Bellecombe, col d'Angroniette). Cette linéation correspond à de petits plis aplatés visibles seulement sur la tranche des "couches" de la structure isoclinale. Le "pendage" de cette dernière est constant et de l'ordre N. 40° E. penté de 50° vers le Sud Sud Est. Ces observations font évidemment penser à deux phases possibles de déformation, la linéation N. 130° - 150° correspondant à la plus ancienne.

Enfin pour compliquer la compréhension générale, il paraît bien exact, ainsi que le suppose R. ZULAUF (1964), que des phénomènes de clivage tardifs, couche sur couche, sont responsables de phénomènes d'écaillage bien difficiles à mettre en évidence.

## III. - CONCLUSIONS GENERALES

A l'heure actuelle le domaine paléogéographique d'origine de la zone de Ferret ne peut être déterminé avec exactitude. Cela constitue le point d'achoppement principal des synthèses portant sur le domaine de transition des ensembles ultrahelvétiques à ceux du domaine valaisan. Il ne me semble guère possible de pouvoir apporter beaucoup d'éléments nouveaux en venant du Sud Ouest : trop de termes intermédiaires manquent, tant en France que dans le

Haut Val d'Aoste. Les données essentielles du problème se trouvent surtout en territoire suisse et une éventuelle solution à cette question devra nécessairement englober en une synthèse d'ensemble les unités dauphinoises et helvétiques internes, ultrahelvétiques et peut-être un ensemble encore énigmatique quant à son origine tel le flysch du Niesen.

Quelques points essentiels peuvent, malgré tout, être mis en évidence :

- l'unité de Ferret est bien externe par rapport à l'unité du Roignais-Versoyen. Selon le schéma structural exposé plus haut, les écaïlles mésozoïques (écaïlles frontales) du Val Veni au Val Sapin représentent les ultimes témoins de l'unité de Moûtiers, en voie de disparition par laminage en direction du Nord Est. Au-delà du Pas-Entre-Deux-Saut, l'unité de Ferret vient en contact direct avec celle du Roignais-Versoyen qui appartient cependant à un domaine paléogéographique beaucoup plus interne;
- bien que l'unité de Ferret soit très pauvre en termes lithologiques ou "lithostratigraphique", les analogies avec les séries stratigraphiques du type "Brèches de Tarentaise" sont très faibles (différences en ce qui concerne le Trias, le Lias éventuel (schistes noirs basaux) et absence, dans la série "détritique" terminale, de quoi que ce soit rappelant les conglomérats de base ou les calcaires microbréchoïdes de l'Aroley). Le seul trait commun, à vrai dire peu significatif, est un "air de famille" entre les schistes de Ferret et les couches de Saint-Christophe.

Je suis donc, de ce point de vue, peu favorable à la subdivision proposée par R. ZULAUF (1964) qui voyait dans l'unité de Ferret une "digitation inférieure" de la nappe des Brèches de Tarentaise. Depuis la restriction par cet auteur de l'ancienne zone de Ferret (au sens de R. TRUMPY, 1952 - 1955 a) aux seuls schistes de Ferret, cette conclusion me paraît inévitable. Sous ce nouvel aspect la position première de R. TRUMPY qui voyait entre "zone de Ferret" et "digitation de Moûtiers" deux éléments bien distincts paraît se justifier à nouveau.

- Si l'on considère l'unité de Ferret dans son contexte structural actuel (situation intermédiaire entre unités ultrahelvétiques et zone des Brèches de Tarentaise - ou domaine valaisan -) on est bien obligé de constater que les unités assurant la transition paléogéographique manquent, tant d'un côté que de l'autre.

Dans ces conditions une comparaison intéressante dictée par le contexte structural entre unité de Ferret et zone des Aiguilles d'Arves paraît difficile ainsi que l'avait souligné R. TRUMPY dès 1952. Des deux arguments avancés alors par cet auteur, différence dans la nature et différence d'âge, seul le premier subsiste vraiment, le second ayant été depuis escamoté (on ne sait en effet plus rien de l'âge des schistes de Ferret). Il subsiste, cependant, une légère possibilité d'assimiler l'unité de Ferret, non pas à la zone des Aiguilles d'Arves proprement dite, mais à un ensemble ultradauphinois au sens large dont la zone des Aiguilles d'Arves pourrait n'être qu'une unité particulière, primitivement un peu plus interne. Mais nous sommes là dans un domaine entièrement conjectural.

La situation curieuse de l'unité de Ferret ressort clairement des diverses coupes et schémas illustrant la synthèse finale du présent ouvrage (IIIe partie).

U. du Roignais Versoyen

U. de la Pierre Avoi

U.C.?

Z o n e h o u i l l è r e

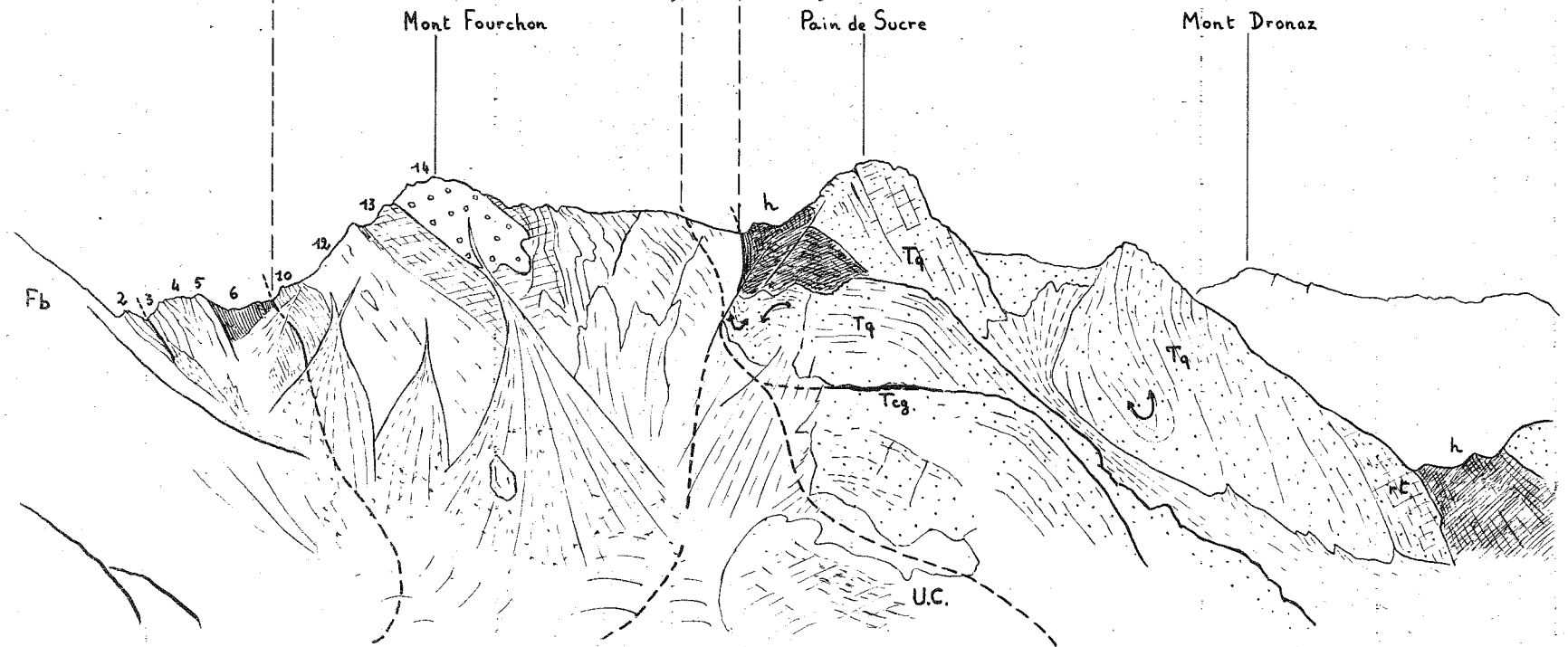


Figure 79 - Le mont Fourchon et le Pain de Sucre vus depuis l'arête col Saint-Rhémy - mont Rotzo

Unité du Roignais-Versoyen : Fb : formation basale du "Flysch" de Tarentaise.

Zone houillère : Tq : quartzites triasiques - rt : Permo-trias.

U. C. : Unité des Cols : h : houiller - Tcg : cargneules extravasées

Les numéros renvoient à la coupe donnée dans le texte (chapitre III, paragraphe II, 1).

## CHAPITRE TROISIEME - L'UNITE DE LA PIERRE AVOI

### I. - GENERALITES

La coupe du col du Lin (au-dessus de Levron en Valais), jusqu'au massif de la Pierre Avoi (au Nord Ouest de la station de Verbier) devenue classique à la suite des travaux de R. TRUMPY, est le point de départ obligatoire pour l'étude des unités valaisannes internes. C'est là qu'on été définis un certain nombre d'ensembles lithologiques qui, par la suite, ont pu être suivis et reconnus jusqu'au Val Ferret suisse (P. E. FRICKER) ou même jusqu'au Haut Val d'Aoste (R. ZULAUF).

Cette coupe de référence montre immédiatement au-dessus l'unité du Roignais-Versoyen (considérée, rappelons-le, jusqu'à maintenant comme "digitation de Moûtiers") les écailles dites de la Pierre Avoi, du nom de la tour sommitale constituant le point culminant du massif.

Il y a là des terrains présentant des caractères lithologiques particuliers, et dont certains termes peuvent être datés par des fossiles : niveau puissant de brèches au Trias supérieur, calcaires liasiques datés du Pliensbachien, "série conglomératique" et série schisto-quartzitique d'âge inconnu (voir R. TRUMPY 1955 a - 1960).

A proximité de la frontière italienne, aux lacs Fenêtre dans le Haut Val Ferret, la série conglomératique renferme des blocs énormes. R. TRUMPY compare une telle formation aux brèches du Grand Fond de l'unité de Moûtiers.

Ces fortes analogies avec la zone des Brèches de Tarentaise conduisirent même l'auteur à admettre que cette dernière n'était plus représentée, dans le secteur considéré, que par ces écailles de la Pierre Avoi. Cette interprétation figure sur le schéma structural de la feuille Grand-Saint-Bernard au 1/25 000 de l'Atlas Géologique de la Suisse.

Les travaux de P. E. FRICKER puis de R. ZULAUF complétèrent peu à peu les levés de R. TRUMPY vers le Sud Ouest, sans modification notable de la conception structurale de la zone chez le premier nommé. R. ZULAUF (1964) par contre, adoptant en un certain sens les vues de R. BARBIER (1951) voit dans les écailles de la Pierre Avoi une "digitation interne" d'une très importante nappe des Brèches de Tarentaise. Il dénomme donc cette unité "digitation de la Pierre Avoi".

Dans les limites de l'étude entreprise ici, la zone des écailles de la Pierre Avoi n'intéresse qu'une portion de territoire extrêmement restreinte, réduite au seul mont Fourchon à la frontière italo-suisse. Les meilleures coupes de la série se trouvent en territoire suisse où elles ont été décrites par R. TRUMPY.

Je donnerai ici les résultats d'observations effectuées en territoire italien.

### II. - DESCRIPTIONS DE QUELQUES COUPES DANS LE SECTEUR DU MONT FOURCHON

#### 1 - La coupe de l'arête sud ouest du mont Fourchon (brèches du mont Fourchon et série conglomératique)

La coupe donnée ci-après débute sur l'arête frontière au petit col de cote 2695 m, elle suit l'arête jusque vers 2800 m (sommet du mont Fourchon : 2902 m). Ensuite elle continue en longeant la base du versant sud du mont Fourchon aux alentours de la cote 2800 m (fig. 79).

- 1 - Au col 2695 m calcschistes gréseux (couches de Saint-Christophe de l'unité du Roignais-Versoyen).
- 2 - Calcaires gris bleu, cristallins, microbréchiqes (petits éléments de dolomie brune). Il s'agit de la formation basale sous le faciès Aroley. Ce niveau est séparé du premier par une faille, ce qui explique l'absence des couches des Marmontains.



- 3 - Puis, sur quelques mètres, une formation identique à 2. Toutefois, 2 et 3 sont séparées par une faille très nette, d'orientation N. 120° et de pendage 70° vers le Sud Sud Est. La surface de faille porte des stries horizontales.
- 4 - Un niveau de calcschistes jaunâtres, renfermant quelques passées conglomératiques.
- 5 - Des calcaires gris bleu, microbréchoïdes.
- 6 - Un niveau de calcschistes feuilletés, roux, alternant avec des schistes argileux noirs, très tendres. Epaisseur de l'ordre de 15 mètres.
- 7 - Une épaisseur réduite de quartzites blancs, un peu granuleux, très feuilletés.
- 8 - Des schistes noirs indurés gréseux (épaisseur 5 à 6 m).
- 9 - Une mince bande de cargneules.
- 10 - Une série débutant par une alternance de calcaires très siliceux (patine rousse, toucher rugueux) et de schistes, passant peu à peu à un calcaire roussâtre à filets siliceux. Cet ensemble s'achève avec une formation calcaire en bancs épais, gris bleuté en cassure, à patine roussâtre. Epaisseur (10 - 15 m ?).
- 11 - Un petit couloir correspond à des schistes noirs, alternants avec des calcschistes phylliteux de teinte ivoirine.
- 12 - La formation suivante, épaisse, prend de loin l'aspect d'un flysch. Il s'agit en réalité d'un conglomérat très feuilleté à galets polygéniques. Ceux-ci, très aplatis, sont en général "pelliculaires". Le ciment est un calcaire siliceux (quartz détritique) et phylliteux (phyllites néoformées), à patine roussâtre.
- 13 - Une zone plus tendre donne à nouveau un couloir relatif. Il s'agit de schistes noirs et de calcschistes conglomératiques. Les schistes noirs renferment en particulier des éléments très polygéniques parmi lesquels j'ai noté la présence de galets d'un conglomérat à ciment calcaire gris bleuté et éléments de dolomies brunes.

Ces schistes noirs renferment également des blocs très volumineux aux formes très émoussées de roches diverses (calcaire, conglomérat). Associées aux schistes noirs il existe des passées plus calcaires à éléments polygéniques de forte taille.

- 14 - Puis vient un ensemble massif, très mal stratifié, de brèches à gros éléments, (calcaires et dolomies) à patine crème. Ce niveau atteint le sommet du mont Fourchon. Epaisseur 80 m ?
- 15 - Au-delà, un nouveau couloir correspond à des terrains tendres analogues en tous points au niveau 13. Il s'agit encore de schistes noirs conglomératiques renfermant parfois des blocs énormes, pouvant atteindre jusqu'à 5 ou 6 mètres de long.
- 16 - Sur ces schistes conglomératiques vient une série très semblable au niveau 12, qui, peu développée sur l'arête est du mont Fourchon, prend une certaine extension sur son versant sud.

## 2 - Description de quelques coupes au sommet du mont Fourchon

Le sommet du mont Fourchon est très accessible depuis la route du col du Grand-Saint-Bernard. Il suffit de remonter la combe en pente douce qui aboutit à l'alpage de Montagna Baus.

Lorsque l'on achève la coupe de l'arête frontière italo-suisse, venant du col Fenêtre (p. 313) on rencontre successivement du Nord au Sud à proximité du mont Fourchon :

- 1 - Des schistes noirs à niveaux conglomératiques. Ces derniers sont constitués par des éléments de calcaire spathique noir ou gris clair, et de dolomies brunes ou grises. Les galets sont assez étirés sauf les plus gros qui peuvent atteindre 30 cm. La patine des bancs de conglomérat est gris roussâtre.
- 2 - Le niveau précédent repose sur des brèches bien différentes. Il s'agit d'une roche massive dont la patine gris clair tranche nettement sur les terrains environnants plus sombres. Le ciment de la brèche est un calcaire marmoréen gris bleu. Il est parfois très largement prédominant et, dans ce cas, la formation prend l'aspect d'un calcaire cristallin gris.

La nature des éléments est peu variée. Ils sont constitués de dolomies ou de calcaires (dolomies crèmes en général, plus rarement brunes, calcaire gris cristallin, ou bien gris zoné de blanc).

La taille des éléments paraît augmenter lorsque l'on descend la série. Ainsi dans les bancs supérieurs, la taille moyenne est-elle de l'ordre de 5 cm, alors que dans les bancs inférieurs elle peut s'élever jusqu'à 15 ou 20 cm. Les éléments les plus gros peuvent atteindre jusqu'à 50 cm. Leur forme est alors souvent très anguleuse, prismatique.

D'une façon générale les éléments de nature calcaire l'emportent en proportion sur les éléments dolomitiques.

- 3 - Le contact entre les brèches grises et le niveau sous-jacent suit à peu près la crête du mont Fourchon dans la partie nord-sud de son tracé. Il s'en écarte peu sous le sommet, qu'il laisse à l'Ouest et se dirige ensuite vers le versant sud où il plonge rapidement.

Le terme sous-jacent est constitué par un ensemble de terrains dolomitiques et calcaires qui peuvent être raisonnablement attribués au Trias moyen. Nous avons là des faciès de dolomies grises à patine beige ou crème, d'aspect un peu bréchiq (formant le sommet même du mont Fourchon), de calcaire cristallin gris, et de dolomies à patine brune. Les limites de ces divers faciès ne sont pas évidentes sur le terrain. A noter que les faciès ci-dessus sont ceux-là même qui se retrouvent en éléments dans la brèche du n° 2 ci-dessus.

Remarquons aussi que l'aspect général des niveaux de dolomie grise ou beige plus ou moins bréchiq évoque assez fortement les niveaux triasiques sommitaux de Laytire.

L'examen du contact entre les niveaux 2 et 3 est intéressant.

a) On peut observer que la transition se fait par l'intermédiaire de niveaux calcaires tout d'abord dépourvus d'éléments détritiques (ciment seul). Le contact même entre la dolomie et ce calcaire est parfois très subtil. Sur le versant est du mont Fourchon cependant on remarque que la dolomie beige est corrodée et que le calcaire gris marmoréen paraît occuper d'anciennes crevasses, d'anciennes poches (lapiaz fossile ?). Le ciment calcaire occupant ces poches, renferme de très fins débris silicifiés qui dérivent sans doute de vestiges organiques.

Une comparaison s'impose à l'esprit avec les phénomènes similaires décrits aux Pyramides Calcaires (ancienne surface corrodée au sommet des calcaires liasiques de la Pyramide méridionale). La comparaison doit se limiter toutefois au phénomène.

b) Peu au-dessus du niveau de transition apparaissent les premiers éléments détritiques sous forme de blocs de calcaires cristallins d'assez bonne taille.

On passe alors progressivement au faciès décrit ci-dessus en 2, de brèches à patine crème ou grise. Celles-ci forment la crête sud du mont Fourchon et elles plongent vers le grand couloir du versant sud. Elles correspondent au niveau 14 de la coupe précédente.

### 3 - Interprétation des coupes précédentes

L'interprétation de ces diverses coupes a déjà été effectuée par les auteurs cités en référence, en tête du présent chapitre.

Les dolomies et calcaires du mont Fourchon représentent un noyau anticlinal probablement dilacéré par la tectonique (on n'en retrouve pas trace sur le versant sud).

Les brèches claires qui ravinent ces dolomies sont très comparables à celles de la Pierre Avoi. Elles représentent probablement le Trias supérieur. Ici toutefois, elles ne peuvent pas être "encadrées" correctement, le Lias n'étant jamais en rapport stratigraphique avec elles. Sur le versant est du mont Fourchon, elles supportent la série des schistes noirs et conglomérats sans que l'on puisse dire nettement si le contact est stratigraphique ou tectonique.

La coupe II a) pourrait, dans ces conditions s'interpréter de la façon suivante :

Les niveaux 1 à 8 appartiennent encore, à mon avis, à l'unité du Roignais-Versoyen :

- 1 et 4 couches de Saint-Christophe
- 2, 3, 5 formation basale (faciès Aroley).
- 6 ensemble antéflysch
- 7 quartzites triasiques
- 8 schistes et grès houillers.

Cette interprétation, logique par rapport au contexte, est cependant très sujette à caution (rareté des niveaux repères sûrs, hormis les calcaires microbréchoïdes ; rôle incertain de la tectonique).

Avec le niveau 10 nous entrerions vraiment dans la zone des écaillés de la Pierre Avoi. Ce niveau paraît représenter le Lias (calcaires gris bleu à patine roussâtre et zones siliceuses).

Les niveaux 11, 12, 13 riches en conglomérats représentent apparemment la série conglomératique.  
Le niveau 14 représente les brèches du Trias supérieur.  
Les niveaux 15 et 16 appartiennent à nouveau à la série conglomératique.

La coupe II a) et son interprétation appellent quelques remarques :

- Nous relevons tout d'abord certaines différences avec la même coupe, décrite par R. TRUMPY (1955 a, p. 353). Ceci est surtout valable pour la partie basale, où les terrains attribués ici à l'unité du Roignais-Versoyen paraissent en grande partie rangés par l'auteur suisse dans la série de la Pierre Avoi.
- Les différences notées au-dessus du niveau 10 (calcaires liasiques) tiennent, sans doute, au fait que le trajet suivi pour effectuer la coupe n'a pas été le même dans les deux cas.
- La présence de quelques blocs énormes très émoussés dans les niveaux conglomératiques 13 et 15 montre qu'il s'agit là, très probablement, de l'équivalent du niveau qualifié de brèches du Grand Fond par R. TRUMPY, aux lacs Fenêtre.
- Les différences entre les coupes voisines, le désordre des successions lithologiques démontrent amplement que le mont Fourchon est un empilement de lames tectoniques séparées par des contacts anormaux. En particulier la terminaison méridionale des affleurements triasiques qui constituent le sommet proprement dit est assez énigmatique. Le panorama du versant sud (fig. 80) révèle au premier abord une structure d'aspect synclinal. En fait, il n'en est rien, l'enveloppe de ce "synclinal" (série conglomératique) étant plus récente que le cœur. Il peut donc s'agir soit d'une écaille, soit, éventuellement, d'un pli anticlinal d'axe proche de la direction est-ouest (plongeant à l'Est) et dont la charnière serait tournée vers le Sud. L'examen des affleurements ne permet pas de trancher cette question.
- Jusqu'à présent rien n'est venu rappeler, parmi les terrains rencontrés et décrits, la série schisto-quartzitique de R. TRUMPY qui, à la Pierre Avoi, surmonte la série conglomératique ; mais si l'on poursuit au-delà du mont Fourchon, vers l'Est, la coupe des arêtes issues de ce sommet, nous allons rencontrer des terrains qui peuvent raisonnablement lui être rattachés.

#### 4 - Les coupes situées à l'Est du mont Fourchon : "la série schisto-quartzitique"

##### a) La coupe de l'arête frontière italo-suisse (fig. 80)

Cette coupe peut s'étudier très facilement en longeant la crête frontière entre le mont Fourchon et le col Fenêtre. Sa direction est tout d'abord Nord-Sud au voisinage du mont Fourchon, puis s'infléchit progressivement vers l'Est.

- 1 - Il s'agit du niveau de conglomérats à passées de schistes noirs décrits en 1 de la coupe II b), ci-dessus. A noter que certains bancs conglomératiques à ciment de calcaire gris bleu sombre et galets de dolomies claires sont très proches comme faciès de la formation basale de la série de Tarentaise.
- 2 - 1 à 2 m de schistes noirs, argileux tendres.
- 3 - 4 à 5 m de calcschistes renfermant encore à leur base quelques niveaux conglomératiques très étirés.
- 4 - 5 à 6 m de schistes grésos-quartzitiques, d'aspect "gneissoïde".
- 5 - 8 à 10 m de calcschistes gréseux, à patine roussâtre, en bancs décimétriques, d'un faciès rappelant le flysch de Tarentaise.
- 6 - 10 à 12 m de schistes gréseux alternant avec des schistes noirs.
- 7 - 5 à 6 m d'un faciès d'aspect micaschisteux. Sous le microscope la roche s'avère constituée d'une alternance de feuillets phylliteux (mica blanc et chlorite) et de niveaux quartzeux. De gros phénoblastes d'albite tournée (inclusions de rutile essentiellement) recourent ce litage. A noter également la présence d'épidote et de sphène.
- 8 - 4 à 5 m de calcschistes feuilletés très riches en carbonate.
- 9 - 12 à 15 m de grès quartziteux formant le sommet coté 2854 m.
- 10 - Un épais niveau de calcschistes (30 à 40 m ?) formant le versant est du sommet 2854 m.
- 11 - 4 à 5 m de schistes noirs, tendres et de schistes gréseux.
- 12 - 10 à 12 m de calcschistes feuilletés à patine rousse, dont les couches sont alternativement plus gréseuses ou plus carbonatées. L'aspect général évoque un peu le flysch de Tarentaise.

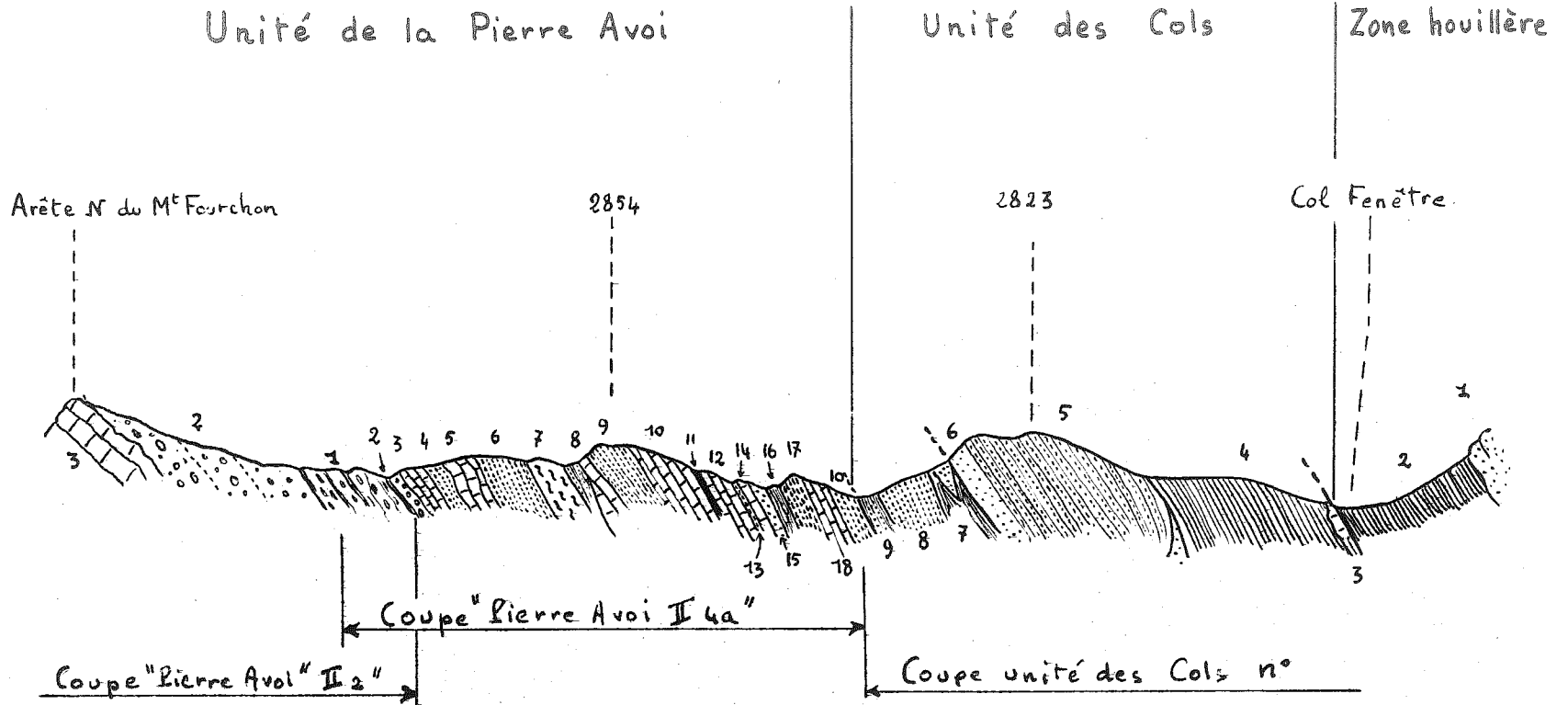


Fig n° 80 : Coupe de l'arête frontière italo suisse entre le Col Fenêtre et le Mont Fourchon

Echelle approximative (pour les longueurs) 0 — 80 — 160 — 240 m

Les numéros correspondent aux niveaux distingués sur les coupes citées en référence

- 13 - Une lame gréseuse, épaisse de 1,50 m.
- 14 - Une passée calcschisteuse roussâtre, épaisse de 2 à 3 m. Ces calcschistes montrent une belle linéation est-ouest correspondant à de petits plis très serrés, visible sur la tranche des "couches". Leur plan axial est le plan de "pendage" (Nord-Sud, 40° Est).

Sous le microscope, ces calcschistes révèlent une forte teneur en quartz (pouvant atteindre jusqu'à 60 %). Il s'agit donc plutôt de grès à ciment calcaire. Les phyllites (séricite + chlorite) ne dépassent jamais 5 % du volume total. Parmi les accessoires, la tourmaline en très petite quantité est assez fréquente.

- 15 - 3 à 4 m de grès d'aspect "gneissoïde". La roche présente en effet un fond homogène de quartz recristallisé (85 à 90 %) alternant avec de minces lits phylliteux constitués de séricite et de chlorite (pennine).

Des feldspaths (albite), fréquents, sont soit d'origine détritique (associés en ce cas uniquement aux lits quartziteux), soit de néoformation, très tardifs. Dans ce cas ils revêtent un aspect xénomorphe "amiboïde" incluant du quartz, des niveaux de phyllites ou bien des impuretés opaques rubanées.

Les minéraux accessoires sont assez variés et rappellent les associations rencontrées dans les roches vertes : épidote, leucoxène, grenat, tourmaline.

La calcite est totalement absente.

- 16 - 5 à 6 m de schistes noirs.
- 17 - 3 à 4 m de schistes gréseux siliceux.
- 18 - 5 à 6 m de calcschistes gréseux, très cristallins, à patine roussâtre et débit en minces feuilletés.

Ce faciès renferme de 30 à 35 % de quartz au sein d'un ciment calciteux. L'ensemble est extrêmement laminé. De gros porphyroblastes tardifs d'albite apparaissent postérieurement à l'étirement.

Au-delà de ces calcschistes la coupe se poursuit dans un ensemble à dominante grés-quartzitique dépourvu de niveaux carbonatés, appartenant à une unité tectonique différente. Rien de particulier ne vient souligner le contact qui est, de ce fait, difficile à localiser sur le terrain (des failles tardives viennent en outre compliquer les observations).

#### b) La coupe de l'arête reliant le mont Fourchon au Pain de Sucre

Cette coupe est visible sur une distance beaucoup plus restreinte, et si, dans l'ensemble, elle présente des caractères analogues à ceux de la coupe précédente, les détails sont difficiles à corrélérer. De nombreuses disparitions de termes, pour des causes tectoniques, se produisent donc à la traversée du vallon central. Depuis les dolomies du mont Fourchon on peut observer :

- 1 - Transgressant les dolomies, un niveau de brèches de la Pierre Avoi d'épaisseur réduite (2 à 3 m).
- 2 - 1 m de calcaire cristallin gris bleu présentant une ancienne fracturation recimentée par de la dolomie ocre.
- 3 - 1,50 m de schistes noirs, gréseux et conglomératiques, alternant avec des lits de calcaire spathique.
- 4 - 5 à 6 m de schistes noirs à passées gréseuses ou siliceuses rousses, rugueuses. Vers la base, niveau conglomératique très laminé, à galets "pelliculaires" de dolomie brune. Ces schistes renferment, à la cote 2865, un banc conglomératique à patine roussâtre. Le ciment est gréseux et les éléments étirés constitués de dolomies et de calcaires.
- 5 - 2 à 3 m de schistes gris de fer, gréseux, à patine roussâtre.
- 6 - Une passée de calcschistes jaunâtres épaisse de 2 mètres environ. A la base, sur 0,70 m, niveau conglomératique à éléments de dolomies brunes et de calcaire gris.
- 7 - 1,50 m de schistes noirs, à passées leucocrates plus gréseuses.
- 8 - 1,50 m de grès quartziteux.
- 9 - 4 à 5 m de calcschistes gréseux roux.
- 10 - 5 m de schistes noirs, et grès schisteux à passées verdâtres.
- 11 - 4 à 5 m de calcschistes gréseux roussâtres.
- 12 - 25 à 30 m de schistes noirs et grès schisteux.
- 13 - 3 à 4 m de calcschistes gréseux roussâtres.
- 14 - 3 à 4 m de schistes gréseux et de niveaux quartziteux.

- 15 - Une zone écrasée tectoniquement.
- 16 - Sur 12 à 15 m à nouveau schistes gréseux et niveaux quartzitiques.
- 17 - 1,50 m de quartzites blancs feuilletés.
- 18 - 4 à 5 m de calcschistes très feuilletés.

Au-delà vient un ensemble de terrains, entièrement différents, dont les caractères sont à maints égards singuliers, et qui appartiennent, selon toute vraisemblance, à une unité tectonique différente.

### c) Conclusion relative aux coupes précédentes

Les coupes ci-dessus donnent une idée générale de la constitution de la série schisto-quartzitique. Un des traits caractéristiques de cet ensemble est la présence de plusieurs niveaux de calcschistes gréseux, dont le faciès évoque tantôt le "Flysch" de Tarentaise, tantôt des calcschistes du type Petit-Saint-Bernard.

R. TRUMPY (1955) n'indique qu'un seul niveau calcschisteux qui, selon lui, marque le sommet de la série. On peut donc s'interroger sur la raison d'être des multiples niveaux similaires décrits dans nos coupes. S'agit-il de répétitions stratigraphiques ?, auquel cas les coupes de la région du mont Fourchon paraîtraient plus complètes.

S'agit-il, au contraire, de répétitions tectoniques, un seul et même niveau de calcschistes se trouvant répété par de multiples accidents ?

La première solution paraît la plus plausible pour divers motifs : absence de "marques" tectoniques sur la plupart des contacts, constitution pétrographique assez variable des niveaux carbonatés.

Autre point important : il n'a jamais été rencontré, dans les coupes précédentes, de niveau attribuable avec certitude à des roches vertes. Des ovardites ont cependant été mentionnées en Suisse, dans un secteur très voisin (entre les lacs Fenêtre et la paroi des Vans).

A maintes reprises j'ai toutefois constaté, par l'examen des lames minces, que certains niveaux gréseux présentent une tendance assez nette vers un "faciès vert", avec développement anormal d'albite, de chlorite, de séricite et de minéraux accessoires fréquents dans les prasinites typiques : épidote, sphène, leucoxène, rutile, grenats, tourmaline. Il me paraît donc possible qu'une certaine contamination magmatique ait laissé quelque trace dans les sédiments de la série schisto-quartzitique. Nous aurons la preuve, au chapitre suivant, lors de l'étude de l'unité des Cols, de l'existence de phénomènes magmatiques indubitables (d'âge malheureusement assez imprécis), dans un domaine paléogéographique qui paraît proche de celui de l'unité de la Pierre Avoi. Une hypothèse sera proposée en IIIe partie, permettant de relier les divers phénomènes magmatiques observés tant au Versoyen, que dans les unités de la Pierre Avoi et des Cols.

### III. - CONCLUSION GENERALE

R. TRUMPY et ses élèves ont comparé, depuis longtemps, la zone des écaillies de la Pierre Avoi avec la "digitation de Moûtiers". Certaines analogies sont en effet frappantes (fig. 82) : la série présente un caractère lacunaire, où les niveaux bréchiqes et conglomératiques sont nombreux. Ceci atteste d'un régime de cordillère très marqué ; la présence de conglomérats du type "Aiguille du Grand Fond" est, à ce propos, particulièrement évocatrice.

Ces analogies ont paru suffisantes à R. ZULAUF, nous l'avons vu, pour attribuer les terrains de la Pierre Avoi à une "digitation" particulière de la nappe des Brèches de Tarentaise.

Cependant l'examen comparatif détaillé, révèle quelques différences assez profondes qui, si elles ne modifient pas la signification paléogéographique d'ensemble de la zone, doivent nuancer les conclusions.

En effet, si nous reprenons rapidement terme à terme la comparaison, les constatations suivantes se dégagent (voir figures 81 et 86).

- La présence de brèches dans le Trias supérieur ne peut être considérée comme une différence fondamentale. De telles brèches existent dans les unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen. Il en va ainsi aux Pyramides Calcaires, ainsi que dans la région du mont Rosset (observation nouvelle).

- Le Lias présente un caractère plus récifal dans les unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen avec l'apparition fréquente de calcaire à polypiers. Le faciès est, en tout cas, bien différent à la Pierre Avoi (présence de petites ammonites à certains niveaux), et surtout présence au-dessus du Lias de schistes noirs et de calcschistes d'âge Lias supérieur ou Dogger (R. TRUMPY - P. E. FRICKER).

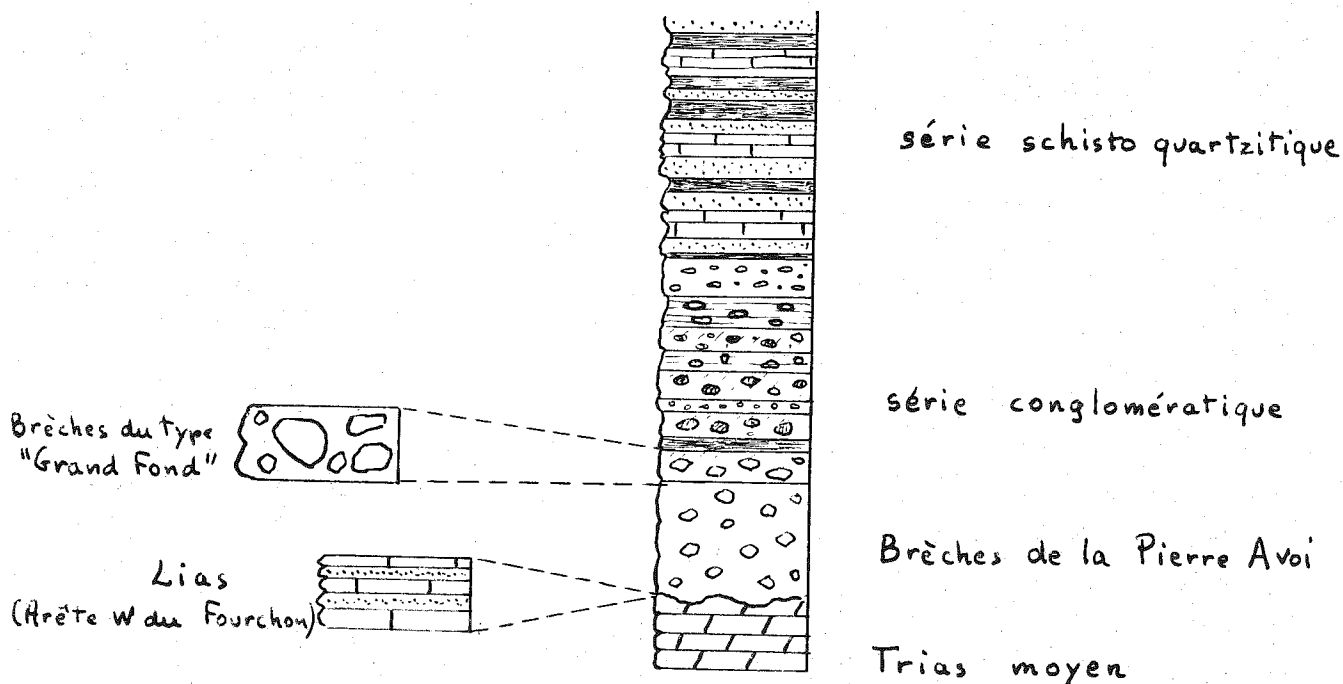


Figure 81 - Coupe synthétique de la série stratigraphique de l'unité de la Pierre Avoi -

- C'est cependant avec la série post-liasique que les choses deviennent plus confuses. Pour R. TRUMPY la série conglomératique doit être comparée à la formation basale de la série de Tarentaise, et la série schisto-quartzitique aux couches des Marmontains ? On ne retrouverait donc, à la Pierre Avoi, ni l'équivalent de l'épais flysch terminal de Tarentaise (couches de Saint-Christophe), ni celui de l'ensemble antéflysch (couches de la Peula et de la Vatsse). Là réside, à mon avis, la différence fondamentale entre les deux séries de Tarentaise et de la Pierre Avoi. Ce point essentiel sera examiné en détail au cours de la synthèse générale ; il permet en effet d'avancer une hypothèse nouvelle intéressante, en comparant la série post-liasique de la Pierre Avoi, non pas avec le "Flysch de Tarentaise" lui-même mais avec l'ensemble antéflysch qui le précède stratigraphiquement.

Il convient donc, à mon sens, de ne retenir pour l'instant comme point commun que le caractère très affirmé de cordillère sous-marine, qui reste valable dans les deux cas. Dans l'unité de la Pierre Avoi ce caractère persiste jusqu'au moment du dépôt de la série conglomératique. La nature beaucoup plus schisteuse des terrains encaissants tendrait, peut-être, à prouver un éloignement relatif des zones d'apport en matériel détritique. Les faciès de conglomérats du type Aiguille du Grand Fond résulteraient alors plutôt d'écroulements sous-marins locaux, d'extension limitée à la fois dans l'espace et dans le temps.

La situation du domaine paléogéographique originel de la zone des écailles de la Pierre Avoi est à rechercher en arrière de l'unité du Roignais-Versoyen. Ses relations exactes avec des unités également plus internes, telles la zone du Petit Saint-Bernard, voire l'unité de Salins, ne peuvent être exactement démontrées sur le terrain. Elles seront, par contre, discutées dans la IIIe partie du présent ouvrage.

## CHAPITRE QUATRIEME - L'UNITE DES COLS

### I. - INTRODUCTION

Ce nouvel ensemble structural appartient au groupe des unités intercalées entre l'unité du Roignais-Versoyen et le front de la zone houillère briançonnaise, au même titre que les unités précédemment décrites du Petit Saint-Bernard, de Salins, de la Pierre Avoi. Géographiquement elle apparaît un peu au Nord Ouest de La Thuile (Val d'Aoste) entre Préliion et Pétozan (planche 2). Elle franchit alors le chaînon de la Tête d'Arpi, au col Saint-Charles. Son tracé devient très difficile à préciser jusqu'à Morgex, en raison de la couverture forestière et du recouvrement morainique. Il en va de même entre Morgex et Morge (rive gauche de la Doire Baltée) où les affleurements sont très rares sur ce versant sud bien cultivé. Au-delà de Planaval, en montagne, les conditions d'affleurement deviennent meilleurs et l'unité peut alors se suivre par le col Serena, le secteur de l'Alpe de Bois (vallée d'Artanavaz), la rive gauche de la combe la Tula, le col Saint-Rhémy et le col Fenêtre, sur l'arête frontière italo-suisse.

Si l'homogénéité tectonique de l'unité paraît bien assurée au Nord de Planaval, un doute subsiste quant au raccord avec les terrains similaires compris entre Préliion et le col Saint-Charles. Nous considérerons dans ce qui suit, faute de preuves contraires, que l'homogénéité tectonique est réelle entre les environs de La Thuile et le col Fenêtre.

L'unités des Cols paraît jusqu'à présent n'avoir guère retenu l'attention des auteurs français ou italiens. Ceux-ci l'ont en effet toujours considérée comme une simple duplication frontale de la zone houillère - voir à ce propos les cartes de FRANCHI (1903), de HERMAN (1938) et également l'opinion de G. et P. ELTER (1965, p. 45, note infrapaginale).

Les auteurs suisses depuis quelques années admettent des hypothèses diverses, la plus originale étant celle de R. ZULAUF (1964), qui assimile l'unité des Cols à sa "digitation du Versoyen". Le présent chapitre est en grande partie motivé, dans la ligne générale de mes recherches, par la réfutation de cette interprétation que j'estime erronée.

Le présent chapitre s'efforce de faire le point sur des questions délicates de paléogéographie et de tectonique, aussi revêtira-t-il surtout une forme analytique. Il est en effet encore prématuré de passer à des conclusions, aussi me contenterai-je, avant tout, de poser aussi nettement que possible les données du problème.

### II. - CONSTITUTION LITHOLOGIQUE DE L'UNITE DES COLS

L'unité des Cols présente sur le plan lithologique deux groupes de terrains d'importance très inégale, mais très nettement différenciés.

Le plus important des deux est une série schisto-gréseuse renfermant des "faciès verts", et qui évoque fortement le Houiller. Le second groupe, d'importance mineure, correspond pour l'essentiel à des formations triasiques. Nous lui rattacherons des formations carbonatées rappelant vaguement un flysch, assez curieuses et énigmatiques.

#### 1 - L'unité des Cols au Sud de la Doire Baltée : les faciès de la région Pétozan - col Saint-Charles

L'unité des Cols n'affleure, dans cette région, que de façon disparate, et la plupart du temps en forêt. Il est donc impossible d'établir une coupe si courte soit-elle. Heureusement les variations lithologiques sont réduites. Le type principal (le plus répandu) est un quartzite phylliteux verdâtre, parfois feuilleté, formant des masses compactes d'aspect "gneissoïde". Aux Barracones San Maurizio des schistes noir mat sont associés aux faciès quartziteux.



a) Description du faciès quartziteux  
.....

L'échantillon décrit ci-après provient de Pétozan. Macroscopiquement il s'agit d'un quartzite phylliteux typique montrant une alternance de lits millimétriques leucocrates et d'une trame phylliteuse verdâtre essentiellement chloriteuse.

Le quartz, très abondant, est bien recristallisé. L'albite de néoformation est également bien développée, sous forme de phénoblastes amiboïdes incluant poëcilitiquement les autres minéraux. Cet aspect "spongieux" de l'albite, et les traces de cataclases reconnaissables par ailleurs dans la lame, évoquent une genèse tardive de ce minéral postérieurement à une phase de déformation intense - voire peut-être même durant la déformation - (sur certains échantillons, en effet, des "éponges" albitiques sont elles-mêmes déformées). Des phénomènes similaires ont été remarqués et décrits à propos des leptynites de la Pointe Rousse.

Les phyllites sont représentées par du mica blanc et une chlorite (pennine). Les lits de micas sont tordus, tronçonnés, dispersés et ne révèlent pas d'organisation particulière, ce qui renforce l'impression d'une cataclase tardive postérieure à la genèse des niveaux phylliteux.

En dehors des minéraux ci-dessus on ne note que quelques opaques, ainsi que de rares grenats et un peu d'apatite. La roche d'origine est très probablement un grès feldspathique, argileux, albitisé lors du métamorphisme.

b) Les schistes noirs  
.....

Les schistes noirs, associés aux faciès quartzitiques ci-dessus, sont visibles aux Barracones San Maurizio, au bord du chemin du col Della Croce. Il s'agit d'un faciès de schistes argileux, noirs, assez mats, légèrement micacés, relativement peu fissiles. Ils présentent une certaine richesse en pyrite, dont l'oxydation leur confère une patine rougeâtre.

2 - L'unité des Cols au Nord de la Doire Baltée

Dans tout le versant compris entre Planavalle et Rantin, notre unité des Cols affleure dans d'assez bonnes conditions. Celles-ci ne sont cependant pas suffisantes pour une description très précise. De plus, la limite tectonique avec la zone houillère proprement dite est très difficile à placer sur le terrain jusqu'aux environs du col Serena.

a) Coupe de la Montagna Casa Bianca  
.....

a1) Description de la coupe

Cette coupe peut se relever à partir du chemin de Planavalle à Rantin, dans les arrachements et ravines qui dominent les ruines de l'alpage.

On observe ainsi de bas en haut :

- 1 - Du glaciaire et des éboulis recouvrant le flysch de l'anticlinal de Rantin (dont le cœur est ici constitué par des prasinites de l'ensemble antéflysch, équivalentes de la série du Versoyen).
- 2 - 3 à 4 m de schistes noirs, brillants, alternant avec des schistes quartziteux laiteux, ou argentés, à nodules de quartz.
- 3 - 1 m à 1,50 m de quartzites blancs à patine ivoirine, très proches par leur faciès des quartzites du Trias inférieur.
- 4 - 2 m de schistes noirs graphiteux, tendres et feuilletés.
- 5 - 1 m environ de quartzites phylliteux complètement feuilletés, dessinant des replis très aigus dans lesquels s'engage le niveau suivant.
- 6 - 5 à 6 m de schistes noirs à micas détritiques, alternant avec de minces lits de schistes gréseux à amas pyriteux plus ou moins oxydés. La patine de ce niveau est brun rougeâtre.
- 7 - 3 à 4 m de quartzites phylliteux de teinte claire.
- 8 - 5 m de calcaire gris extrêmement recristallisé présentant malgré tout un fin litage. La cassure très grossière montre de petits grains translucides.

- 9 - 2 m de schistes noirs, tendres, graphiteux, renfermant des passées de schistes quartziteux d'aspect laiteux.
- 10 - 0,50 m de quartzite blanc, feuilleté, montrant une très belle charnière écrasée et étirée, d'axe sensiblement est-ouest.
- 11 - 2 m environ de schistes noirs, tendres, graphiteux.
- 12 - 2,50 m de schistes quartziteux feuilletés, d'aspect argenté, à nodules de quartz. Ces schistes passent latéralement à des quartzites phylliteux verdâtres dont les lits micacés soulignent de petits lits très serrés non mesurables.
- 13 - 2 m environ de schistes à patine gris brunâtre. Il s'agit là encore de quartzites très feuilletés et microplissés (abondance "d'amandes" de quartz qui sont en fait des charnières de plis resserrées et étirées, d'orientation probable N. 140°).
- 14 - 8 à 10 m de quartzites triasiques blancs légèrement phylliteux, bien lités.
- 15 - 2 m à 2,50 m de schistes noirs.
- 16 - 10 à 12 m de calcaires dolomitiques (Trias moyen probable) montrant de petits plis d'axe nord-sud plongeant de 35° vers le Sud.
- 17 - 15 à 20 m ? de quartzites triasiques surmontant en contact tectonique probable le niveau précédent. On observe en effet une légère discordance entre les pendages de ces deux ensembles.  
Ce niveau de quartzites montre une belle linéation N. 160° plongeant de 35 à 40° vers le Sud. Cette linéation correspond à des plis très serrés, visibles sur la tranche des couches.
- 18 - 20 à 25 m de dolomies et calcaires triasiques.
- 19 - Des quartzites formant falaise entre la cote 2010 et 2050.

Au-delà, en continuant de remonter le versant, la coupe n'est plus très claire. Le talus correspond à un épais niveau de schistes noirs, de schistes gréseux, renfermant des écaillés de quartzites du type triasique et de dolomies. Le contact anormal de base de la zone houillère passe probablement à ce niveau.

Un petit ravin situé immédiatement au Nord de la coupe précédente montre une succession semblable des mêmes types lithologiques : schistes noirs, quartzites feuilletés, quartzites francs, calcaires et dolomies.

#### a2 Conclusion

Tous les faciès rencontrés dans cette coupe évoquent ceux décrits à maintes reprises à propos de l'unité de Moûtiers ou de la zone des Ecaillés Frontales dans le Permo-Carbonifère, le Trias inférieur et le Trias moyen.

L'étroite association des faciès de schistes noirs, de schistes à niveaux graphiteux, de quartzites phylliteux avec des lames de quartzites typiquement werféniens et de calcaires et dolomies appartenant au Trias moyen ne permet guère, à mon avis, de ranger les premiers cités, ailleurs que dans le Permo-Carbonifère.

Cette impression est renforcée quand on poursuit les investigations vers le Nord. L'examen du ressaut rocheux qui domine à l'Est le chemin de Planavalle à Rantin montre, en effet, (fig. 82) entre les cotes 2200 et 2300 m, une belle charnière synclinale complètement pincée et couchée vers le Sud. L'enveloppe en est constituée par les faciès de schistes noirs, tendres, graphiteux, puis par des quartzites triasiques. Le cœur est occupé par des dolomies et calcaires du Trias moyen.

Cette observation montre bien que :

- Les faciès de schistes noirs et quartzites phylliteux sont normalement situés sous le niveau triasique et qu'ils appartiennent donc probablement bien au Permo-Carbonifère.
- Les alternances de ces schistes avec des lames de terrains triasiques divers résultent de l'évolution très poussée d'une structure plissée isoclinale passant à des écaillés imbriquées.

#### b) Les coupes du vallon de Rantin

Je désigne ainsi le petit vallon qui, au Sud Est de l'alpage de Rantin monte vers le col Serena. Ce vallon correspond au passage d'une faille relativement importante de direction N. 55° subverticale (85° vers le Nord Nord Ouest). Le mouvement de cette faille présente une composante horizontale très marquée (stries inclinées à 25° vers l'Ouest Sud Ouest). La coupe géologique est donc différente selon la rive considérée de ce vallon. Je donnerai rapidement la coupe de chaque rive, en partant du bas (cote 2310 m sur le chemin de Rantin).

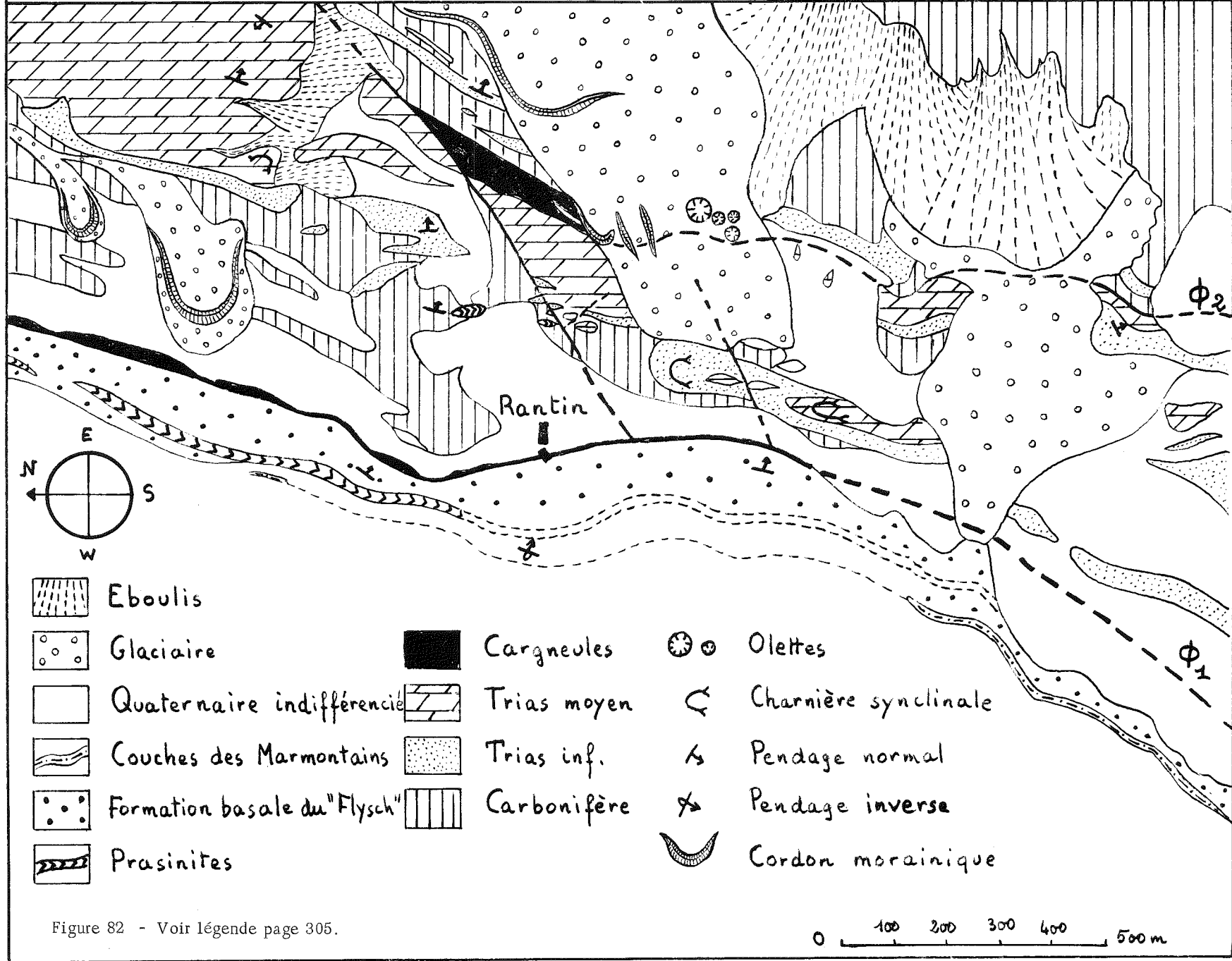


Figure 82 - Voir légende page 305.

b1) Description des coupes (fig. 83)

- Rive droite

Début de la coupe à la cote 2330 m.

- 1 - De 2330 à 2350 m alternance de schistes noirs et de niveaux gréseux en minces lits.
- 2 - A 2350 m affleure un faciès vert sous forme d'un banc compact.
- 3 - Au-dessus et jusqu'à 2380 m viennent à nouveau des schistes noirs, très semblables à 1.
- 4 - A partir de 2380 m affleure un niveau épais de 3 à 4 m de quartzites blancs de type triasique. Ces quartzites portent une linéation est-ouest.
- 5 - Sur une épaisseur de 2 m environ, au-dessus des quartzites, viennent des niveaux de schistes noirs à passées anthraciteuses et quelques niveaux microbréchiques (à éléments noirâtres).
- 6 - Une lentille de quartzite feuilleté épaisse de 0,70 m.
- 7 - Au-dessus et jusqu'à la cote 2390 m vient une alternance de schistes noirs et de niveaux ovarditiques. Ces derniers revêtent en général une teinte verdâtre.
- 8 - De 2390 m à 2450 m affleurent essentiellement des schistes noirs, dans lesquels se trouvent pincés vers 2412 m une petite écaille de dolomie.

Au-delà les affleurements sont masqués par du Quaternaire, mais l'on rencontre assez rapidement les quartzites (Trias inférieur) de la base du sommet 2710 m.

- Rive gauche

- 1 - En dessous de la cote 2330 m affleurent les niveaux de schistes noirs et de grès fins, correspondant au n° 1 de la coupe précédente.
- 2 - A 2330 m une grosse amande de dolomie triasique, épaisse de 6 à 7 m est emballée dans les schistes précédents (schistes quartziteux très indurés). Interprétée comme olistolithe par R. ZULAUF, cette lentille de Trias moyen me paraît correspondre plus probablement à une écaille tectonique.
- 3 - A 2340 m affleure une autre lentille de même type mais d'épaisseur moindre (3 à 4 m), complètement enchassée dans les schistes noirs.
- 4 - La série schisto-gréseuse précédente se poursuit jusqu'à la cote 2365 m environ.
- 5 - Viennent ensuite 3 mètres de quartzites triasiques surmontés eux-mêmes par 2 à 3 m de dolomies du Trias moyen.
- 6 - Des niveaux schisto-gréseux noirs s'étendent jusqu'à la cote 2400 m.
- 7 - Au-dessus de la cote 2400 m débute un très épais niveau de dolomies et de calcaires du Trias moyen représentant la terminaison des affleurements mésozoïques du sommet 2710 m. Ces dolomies sont en contact par faille dans l'axe du vallon avec les schistes noirs terminaux de la coupe précédente.

(\*) Figure 82 - Carte Géologique détaillée des environs de l'alpage de Rantin -

Le contact 1 sépare l'unité du Roignais-Versoyen de l'unité des Cols.

Le contact 2 sépare unité des Cols et zone houillère "briançonnaise".

On notera le style isoclinal très marqué de l'unité des Cols attesté par des charnières complètement refermées.

Dans tout le secteur considéré il n'y a pratiquement aucune différence lithologique entre les terrains constituant l'unité des Cols et la "zone briançonnaise".

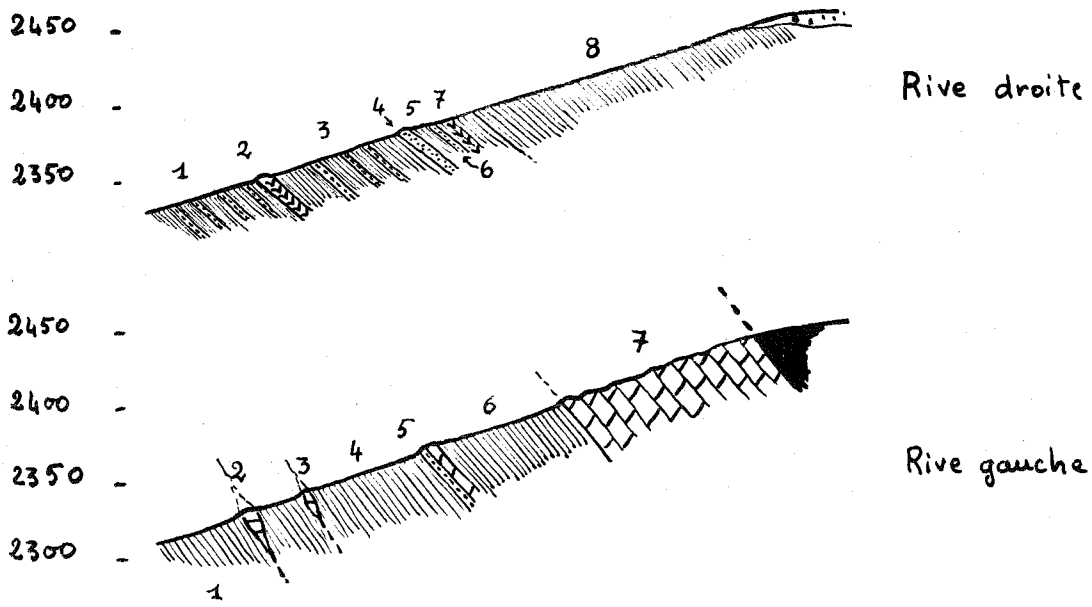


Figure 83 - Coupes dans le vallon de Rantin

Ces deux coupes sont prises de part et d'autre de la faille du col Serena qui emprunte exactement l'axe du talweg (parallèlement aux plans de ces coupes). On remarque surtout le style isoclinal très poussé (écaillés imbriqués) dérivant des replis de dolomies et de quartzites triasiques au sein de la masse des schistes carbonifères. Les numéros sont ceux utilisés dans le texte pour la description des coupes correspondantes.

Au Sud de cette faille, ces affleurements de Trias moyen se terminent avec le contact anormal basal de la zone houillère, ici particulièrement bien visible. Il est en effet souligné par des cargneules et probablement des gypses ainsi qu'en attestent les entonnoirs affectant le lobe de moraines récentes qui recouvrent la base du versant ouest de la Testa di Serena (fig. 82).

b2) Conclusion

Quelle que soit la rive considérée, malgré de fortes différences dans la répartition des terrains, nous retrouvons dans l'ensemble les mêmes faciès qu'à la coupe précédente. Outre la nette dominante des faciès schisteux, notamment en rive droite, la présence de "faciès verts" bien typiques constitue un fait nouveau.

Y a-t-il là un élément suffisant pour mettre en doute la précédente attribution au Permo-Carbonifère des niveaux schisteux noirs, et schisto-gréseux qui leur sont associés. Je ne le pense pas, d'autant plus que le Carbonifère des environs de la Salle (vallée de la Doire Baltée) renferme des faciès verts similaires.

c) Evolution de la lithologie vers le Nord : les coupes de la Costa di Serena.

c1) Description des coupes (fig. 84)

- Au Nord de Rantin

Si de la cote 2450 m sur le chemin de Rantin au col Serena, on se dirige directement vers l'Ouest on rencontre successivement :

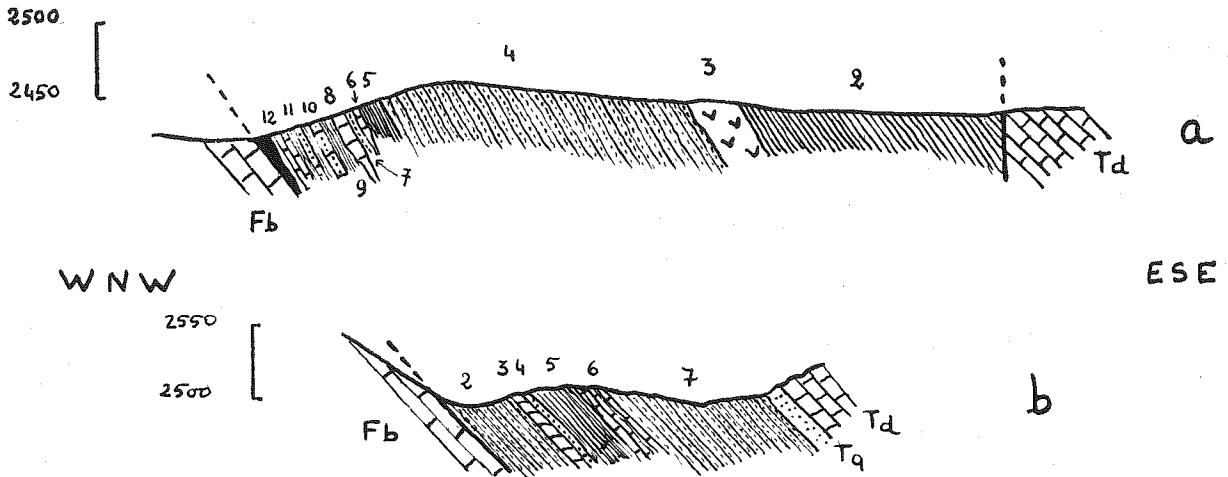


Figure 84 - Coupes de l'unité des Cols de part et d'autre de la Costa di Serena -

a) - versant sud (au-dessus de Rantin)

b) - versant nord (cote 2500 m)

Les numéros correspondent à ceux utilisés dans le texte pour la description de chaque coupe.

- 1 - Du glaciaire recouvrant les dolomies et les quartzites qui prolongent vers le Sud le sommet 2710 m,
- 2 - Des schistes noirs (n° 8 de la coupe 2a précédente).
- 3 - Un important amas d'une roche verte à faciès de prasinite, épais de 15 à 20 m. Les rapports avec les terrains encaissants ne sont pas très nets, l'amas en question semble correspondre à un repli anticlinal.
- 4 - Des faciès de quartzites phylliteux d'aspect "gneissoïde" qui vont former entre autre la butte 2477.
- 5 - Des schistes noirs se terminant par un niveau très feuilleté mordoré.
- 6 - Une écharde de calcaire très grossièrement grenu, translucide. Epaisseur 2 m.
- 7 - Des quartzites feuilletés très peu épais.
- 8 - Un niveau analogue à 6 mais plus épais (environ 10 m).
- 9 - Des schistes noirs (6 - 8 m ?).
- 10 - Un niveau plus compact de grès calcaire, feuilleté, formant ressaut (épaisseur 4 à 5 m).
- 11 - Une alternance de schistes noirs, de calcaires marmoréens gris, de calcschistes et de niveaux calcaires légèrement conglomératiques à éléments très étirés. Epaisseur 10 à 12 m .
- 12 - Quelques décimètres de calcaire marmoréen de teinte sombre.
- 13 - Les cargneules et brèches cargneuliques jalonnant le contact de l'unité du Roignais-Versoyen.

La présence des derniers niveaux nettement carbonatés est assez remarquable dans une série qui en était jusqu'à présent dépourvue.

Un peu plus au Sud, au petit col dominant au Nord les maisons de Rantin, ces niveaux calcaires sont encore mieux développés et bien observables. Entre les cargneules et les premiers niveaux de schistes noirs on rencontre ainsi 15 à 20 mètres de calcaires cristallins à zones siliceuses roussâtres. Le faciès rappelle fortement celui de la formation basale de la série de Tarentaise, sous son faciès interne, tel qu'on peut l'observer à Villair près de Morgex.

Au Nord par contre, entre la butte 2477 et la Costa di Serena, nous n'observons plus de niveaux carbonatés, et seuls affleurent les schistes noirs, des niveaux massifs de quartzites phylliteux gneissoïdes, et des bancs gréseux.

#### - Versant nord de la Costa di Serena

A partir de la Costa di Serena l'unité des Cols est surtout représentée par ses termes mésozoïques. La série schisto-gréseuse ne forme plus qu'une étroite bande frontale qui descend en direction de l'Alpe di Bois dans le vallon d'Artereva. Le contact anormal basal, avec les terrains de l'unité du Roignais-Versoyen, souligné par des cargneules jusqu'à la Costa Serena, n'est plus directement visible sur le versant nord. Il est masqué par du glaciaire ou "effacé" par des fauchages de versant.

Dans toute la partie basse du versant, soit jusqu'aux environs de la cote 2300 m, les affleurements sont assez sporadiques et une coupe d'ensemble est impossible. Le faciès prédominant est celui des quartzites phylliteux verdâtres d'aspect gneissoïde déjà rencontrés dans les coupes précédentes. Certains affleurements bien exposés, au Nord de l'Alpe di Bois, permettent des observations de microtectonique. Les surfaces de schistosité présentent un pendage de direction N. 30° E., penté de 50° vers l'Est Sud Est. Ces surfaces portent une linéation dont la direction varie légèrement de N. 80° à N. 100°, le plongement étant de l'ordre de 25° vers l'Est. Cette linéation correspond à de petits plis bien visibles sur la tranche des bancs.

La seule coupe complète peut se relever en traversant en courbe de niveau, à la cote 2500 m, la combe qui se développe au Nord du sommet coté 2675 m. On observe ainsi :

- 1 - La formation basale du "Flysch de Tarentaise" appartenant au flanc normal de l'anticlinal Rantin.
- 2 - Des quartzites phylliteux verdâtres d'aspect gneissoïde, épais de 50 à 60 m. Le contact avec 1 est marqué par des éboulis. Cet ensemble renferme parfois des niveaux d'aspect ovarditique qui en fait, ne se différencient des précédents que par une teneur plus forte en albite (pouvant atteindre jusqu'à 40 % en volume) et en phyllites (chlorite + mica blanc). Certains minéraux fréquents dans les ortho prasinites (épidote, zoïsite, clinozoïsite, sphène, etc.) sont absents.
- 3 - Une mince bande de dolomies, probablement triasique, épaisse de 3 mètres.
- 4 - Surmontant les dolomies un niveau de quartzites chloriteux d'aspect un peu prasinitique, appelle les mêmes remarques que précédemment (épaisseur 2 m).
- 5 - Des schistes noirs à niveaux anthraciteux alternant avec des schistes quartziteux (épaisseur environ 30 m).
- 6 - Un niveau carbonaté formé d'une alternance de calcaires gréseux, à patine roussâtre, en bancs décimétriques très tourmentés, alternant avec des schistes gris ou blancs et avec des calcschistes feuilletés (épaisseur 10 à 15 mètres). Ce faciès particulier présente une analogie frappante avec les niveaux carbonatés décrits plus haut, au sein de la série schisto-quartzitique de l'unité de la Pierre Avoi.
- 7 - De nouveau le faciès de quartzites phylliteux, extrêmement microplissé, d'aspect gneissoïde, sur une épaisseur supérieure à 50 m.

Ce niveau est surmonté directement par la série mésozoïque (ici triasique) débutant par les quartzites werféniens d'épaisseur réduite. Le contact même n'est pas absolument visible, il est donc impossible de préciser sa nature (tectonique ou stratigraphique).

#### c2) Conclusion

Les coupes ci-dessus montrent à nouveau les faciès schisteux et schisto-gréseux largement prédominants. Ils sont toujours, plus ou moins, associés à des lames ou à des niveaux plus épais de quartzites et de dolomies du Trias.

Le fait nouveau est cependant l'apparition de faciès carbonatés différents, étroitement associés, eux aussi, aux ensembles schisteux attribués jusqu'à maintenant au Permo-Carbonifère.

Il s'agit de grès calcaires, de calcschistes et de calcaires marmoréens (au Nord de Rantin), de calcschistes gréseux jaunâtres, d'aspect "flyschöïde" sur le versant nord de la Costa di Serena.

La présence de ces niveaux carbonatés est assez troublante. Il est, en effet, exclu qu'ils puissent appartenir eux-mêmes au Permo-Carbonifère. Doit-on en déduire pour autant que les niveaux schisteux et quartzitiques qui leur sont associés n'en font pas partie non plus ? Ce serait conclure hâtivement. D'autres éléments vont apparaître dans la coupe suivante qu'il nous faut décrire avant de poursuivre plus avant la discussion.

d) La coupe du col Saint-Rhémy au mont Rotzo  
.....

Au franchissement de la profonde vallée du Rio Artervera (ou Artanavaz) les affleurements sont masqués par les terrains de couverture ou perturbés par des fauchages de versant. Pour retrouver notre unité des Cols dans de bonnes conditions il faut monter jusqu'à l'arête séparant la Comba la Tula de la vallée du Grand Saint-Bernard, c'est-à-dire jusqu'au col Saint-Rhémy.

d1) Description de la coupe (fig. 85)

La coupe qui s'étend du col Saint-Rhémy au mont Rotzo est l'une des plus intéressante que la région puisse offrir, par la variété de ses faciès lithologiques et par la grande difficulté de son interprétation. La description en sera donnée avec quelques détails, ceux-ci s'avérant nécessaires dans la discussion des problèmes soulevés. Remarquons enfin que, géographiquement, loin de se limiter au seul col Saint-Rhémy, la coupe s'étend en réalité à toute l'arête comprise entre le versant ouest du contrefort coté 2862 m des Aiguilles de Leisache et le col situé au Sud du mont Rotzo.

Cette coupe sera divisée en deux parties : la première, du niveau 1 au niveau 12 est marqué par une tectonique isoclinale très complexe mettant probablement en contact des écaillés d'origine structurale diverse. Des coupes partielles relevées hors de la ligne de crête viendront alors compléter la description. La seconde partie, (niveaux 13 à 38), plus homogène, fera l'objet d'une description unique, la coupe selon l'arête étant dans ce cas la plus complète.

- Coupe le long de la crête : 1re partie (niveaux 1 à 12)

La coupe débute à l'Ouest du col Saint-Rhémy, contre les grandes dalles calcaires du massif des Aiguilles de Leisache, à la cote 2590 m.

On observe du Nord Nord Ouest au Sud Sud Est :

- 1 - Des calcaires marmoréens gris, à zones siliceuses jaunâtres. Il s'agit des ultimes dalles de la formation basale de Tarentaise.
- 2 - Un mince liséré de cargneules terreuses (épais de moins de 1 mètre ?) jalonne un contact anormal.
- 3 - Un niveau schisteux, épais de 40 à 50 m, comprenant : des schistes noirs argileux, brillants, à patine brunâtre à minces niveaux gréseux - des schistes argentés - des schistes quartziteux d'aspect un peu laiteux - des schistes beiges ou bruns à fins micas détritiques. La pyrite est relativement abondante à certains niveaux.
- 4 - 1 à 2 m de quartzites phylliteux, très argentés, patinés parfois de rouille.
- 5 - 2 à 3 m de schistes noirs ou gris de fer, à reflets violacés, d'aspect lustré. On remarque toutefois la présence de quelques micas détritiques.
- 6 - 0,50 m à 1 m d'une brèche cargneulique à éléments de calcaire marmoréen clair (affleurant à peu près au col Saint-Rhémy).
- 7 - Une vingtaine de mètres de schistes noirs, pyriteux, d'aspect lustré, à patine rouille ou violacée.
- 8 - Une écharde de calcaire marmoréen, très pur, blanc jaunâtre à patine rougeâtre.
- 9 - (Avec doute). 3 à 4 m de schistes noirs masqués par des éboulis.
- 10 - Des cargneules rougeâtres.
- 11 - Sur 5 à 6 m, série probablement schisteuse formant talus, mais masquée par des éboulis.
- 12 - 15 à 20 m de calcaire gris marmoréen en petits bancs formant ressaut. A l'Ouest ce niveau est tronqué par une faille.

- Coupes partielles sur le versant nord du col Saint-Rhémy

+ A la cote 2500 m : cette coupe partielle a été relevée sur quelques affleurements à peu de distance des niveaux carbonatés de la série de Tarentaise. On observe du Nord au Sud :

- 1 - Des schistes noirs présentant des caractères de schistes houillers. L'épaisseur est indéterminée mais probablement de l'ordre d'une vingtaine de mètres.
- 2 - Un mince niveau de quartzites, probablement triasiques, très laminés. Epaisseur 2 m.
- 3 - Une croûte cargneulique représentant, sans doute, un vestige de calcaires et dolomies du Trias moyen.
- 4 - Quelques mètres d'un calcaire marmoréen de teinte claire.
- 5 - Des schistes noirs apparaissant dans la combe principale dont ils forment le versant nord. J'ai découvert dans ces schistes, une lentille conglomératique à éléments de dolomies brunes.



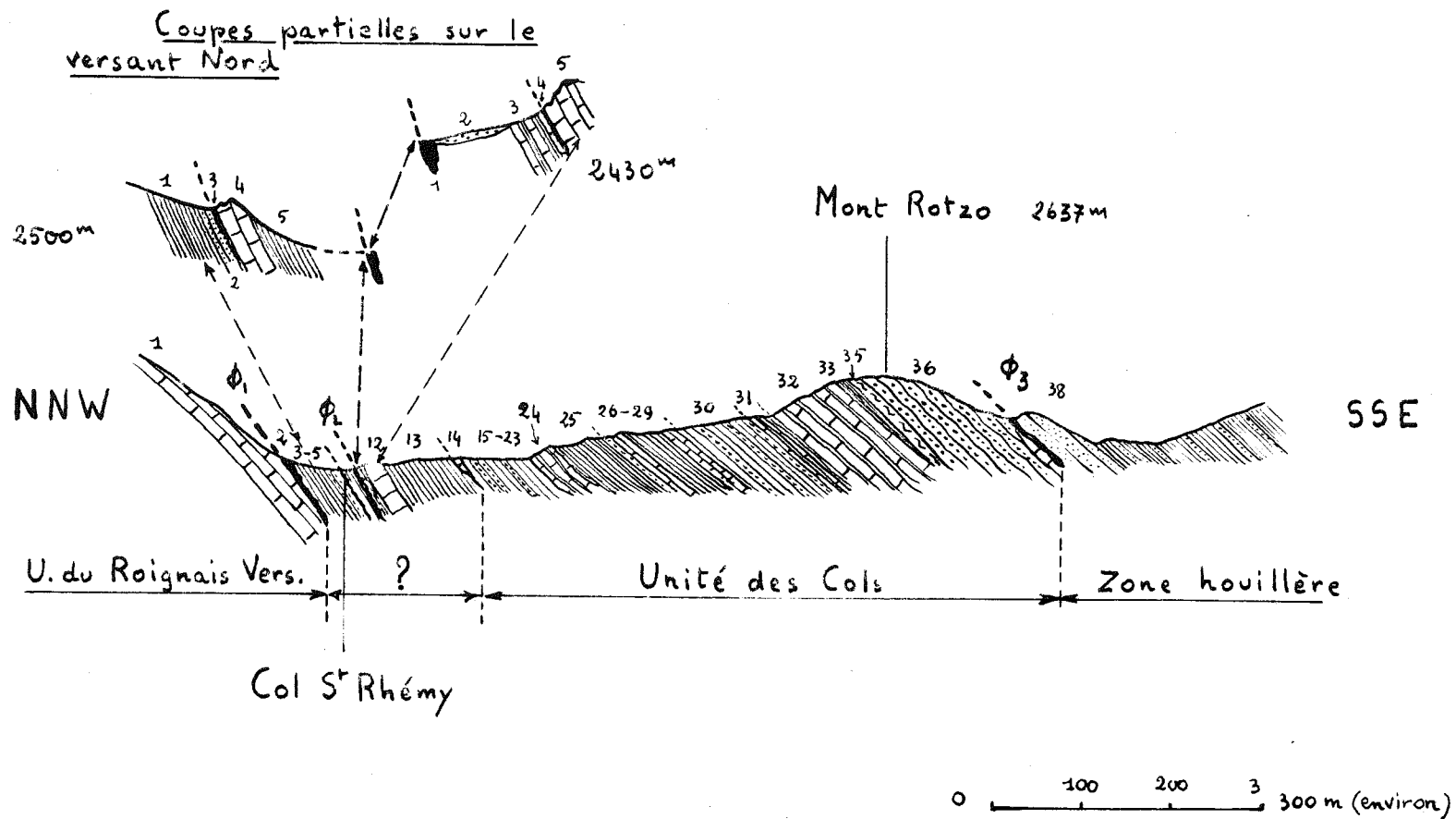


Figure 85 - Coupe de l'arête comprise entre les Aiguilles de Leisache et la Testa Crévacol (pour le secteur compris entre le Col Saint-Rhémy et le Mont Rotzo) -

Les numéros correspondent à ceux utilisés dans le texte pour la description des coupes correspondantes -

Du glaciaire et des éboulis masquent la suite de la coupe.

Les équivalences de niveaux entre la coupe de l'arête et la présente coupe sont soulignées sur la figure 85.

+ A la cote 2430 m : cette coupe partielle est prise sur le versant sud de la combe. On observe du Nord au Sud :

- 1 - Les cargneules qui occupent le centre de la combe.
- 2 - Des éboulis masquant le substratum de la base du versant sud.
- 3 - Quelques mètres de calcaires gréseux et de calcschistes en petits bancs. La patine d'ensemble est roussâtre et les surfaces sont très rugueuses (quartz détritique). Quelques nodules ou galets de calcaires gris sont visibles çà et là.
- 4 - Un mince niveau cargneulisé.
- 5 - Le calcaire marmoréen correspondant au niveau 12 de la coupe de l'arête. Un examen attentif de cette barre calcaire montre une étroite association d'une dolomie capucin et du calcaire. La dolomie isole des flots de calcaires gris. Rappelons qu'une disposition analogue a été décrite sur le versant est du mont Fourchon.  
La figure 85 montre les équivalences entre la présente coupe et celle de l'arête.

- Deuxième partie de la coupe de l'arête (niveaux 13 à 38)

Nous reprenons maintenant la coupe de l'arête au-dessus du niveau 12 (calcaire marmoréen). La succession suivante a été observée du Nord Ouest vers le Sud Est :

- 13 - Niveau de schistes noirs intercalés de grès schisteux et de quartzites feuilletés (épaisseur 60 à 70 m). A la base ces schistes renferment une écaille de calcaires marmoréens analogues à 12. Une écaille de quartzites est visible un peu plus haut.
- 14 - Nouvelle écaille, épaisse de quelques mètres, d'un calcaire marmoréen analogue à 12.
- 15 - 10 m environ de schistes noirs.
- 16 - 20 à 25 m de schistes gréseux passant vers le haut sur 2 à 3 m à des grès quartziteux.
- 17 - 5 à 6 m de schistes noirs argileux tendres.
- 18 - Un banc massif épais de 3 à 4 m, d'aspect ovaritique.
- 19 - 5 à 7 m de schistes noirs indurés. Dans ce niveau existent de minces passées décimétriques d'un faciès vert bien marqué (ovardite).
- 20 - 10 à 15 m de grès quartziteux et de schistes noirs plus ou moins gréseux. On arrive alors à la base du premier ressaut important annonçant l'éminence du mont Rotzo.
- 21 - 2 à 3 m de schistes noirs argileux, tendres, emballant une grosse lentille de dolomies pseudo-bréchiques.
- 22 - Au-dessus de ces schistes noirs apparaissent des conglomérats feuilletés, d'aspect calcschisteux. Les éléments sont constitués de dolomies grises et de dolomies brunes, engagés dans un ciment de calcaire spathique gris foncé. Ces conglomérats sont affectés de petits plis d'axe nord 50° subhorizontaux. Epaisseur 3 m.
- 23 - 1 m environ de schistes noirs argileux, tendres.
- 24 - Le ressaut proprement dit est formé d'une série carbonatée très plissée dans le détail, où la succession des faciès est, de ce fait, difficile à établir. On rencontre essentiellement :
  - des niveaux de calcschistes gréseux à patine roussâtre, associés à des schistes gris de fer ;
  - des niveaux de conglomérats clairs à ciment siliceux (aspect de grès feuilleté). Les galets, très étirés, sont constitués de dolomies noires ou brunes et parfois de calcaire spathique ;
  - dans le cœur de certains plis apparaissent des faciès de calcaire gris, microbréchoïdes, évoquant le faciès Aroley.L'épaisseur de ce niveau atteint vingt à vingt cinq mètres.
- 25 - 40 à 50 m de schistes argileux noirs, brillants, à intercalations de grès fins quartziteux. Ces schistes renferment des passées microbréchiques à petits éléments anguleux de dolomies brunes.
- 26 - 5 m de grès quartziteux feuilletés renfermant quelques galets de dolomie.
- 27 - 10 m de calcschistes gréseux, très feuilletés.
- 28 - 25 m de schistes noirs. Ce niveau renferme un banc épais de 0,15 à 0,20 m d'une microbrèche semblable à celles de l'ensemble antéflysch de l'unité du Roignais-Versoyen. Les éléments dont la taille varie de 2 mm à 1 cm sont formés de dolomies, de dolomies oolithiques, de quelques fragments de schistes. Ils sont relativement anguleux, et non déformés. La périphérie des éléments est caractérisée par un enrichissement en oxydes de fer, comme s'ils avaient été patinés avant d'être sédimentés. Certains fragments de dolomies présentent des fantômes de plagioclases pseudomorphosés en albite et quartz.

A noter également un fragment organique 'épigénisé' en pyrite, malheureusement peu identifiable (fragment de test d'échinoderme ?).

Le ciment est un calcaire gréseux et phylliteux.

- 29 - Quelques mètres de calcschistes gréseux roux.
- 30 - 50 à 55 m environ d'un ensemble de terrains assez hétérogène où dominent des schistes noirs et des niveaux quartziteux plus ou moins feuilletés. Quelques niveaux présentent un faciès vert rappelant certaines prasinites. Il s'agit de roches formées presque exclusivement d'albite et de phyllites.
- 31 - Ensuite et jusqu'au pied du ressaut sommital du mont Rotzo, viennent 15 - 20 m de calcschistes gréseux roux associés à des schistes noirs et à des faciès verdâtres (grès chloriteux) rubanés et plissés, d'aspect massif.
- 32 - L'épaulement nord du mont Rotzo est également formé d'une série carbonatée rappelant le flysch par certains traits : alternance de calcschistes feuilletés, gréseux, et de schistes noirs. Les bancs calcaires les plus compacts présentent des surfaces très rugueuses où les accidents siliceux prennent un aspect spongieux sur les surfaces exposées aux intempéries.
- 33 - 2 à 3 m de grès quartziteux.
- 34 - 3 à 4 m de schistes noirs.
- Le sommet et toute la partie sud du mont Rotzo montrent une série de quartzites grossiers, phylliteux, et de mica-schistes dorés qui rappellent beaucoup certains des faciès décrits à la Pointe Rousse. On rencontre ainsi :
- 35 - 10 m environ de micaschistes dorés. La roche est constituée d'une alternance de petits lits quartziteux et de rubans phylliteux très importants. Le tout est extrêmement microplissé. De gros porphyroblastes d'albite sont en général localisés dans les lits micacés.
- 36 - Au-dessus vient une masse très importante de quartzites phylliteux verdâtres, très grossiers, ressemblant beaucoup à certains faciès verrucano, en particulier à ceux rencontrés à la Pointe Rousse. Ce faciès s'étend jusqu'au pied de l'arête sud du mont Rotzo (cote 2570).
- 37 - Puis vient une bande de cargneules rougeâtres et de brèches cargneuliques. Un peu en contrebas de l'arête, sur le versant est, une écaille de calcaire marmoréen est intercalée entre les cargneules et les faciès de quartzites phylliteux verdâtres du niveau 36. Par contre, sur le versant ouest, dans la même situation, on trouve un lambeau de dolomies du Trias moyen.
- 38 - Au-delà, vient la zone houillère proprement dite débutant par quelques mètres de quartzites blancs ou verdâtres, peut-être werféniens, surmontés par des faciès de quartzites phylliteux verdâtres "gneissoïdes".

Ensuite, en direction de la Testa Crevacol se développe l'épaisse série schisto-gréseuse du Carbonifère de la zone houillère dite "non métamorphique".

## d2) Conclusion

Les niveaux 13 à 20, schisto-gréseux, présentent de très fortes analogies avec ceux attribués dans les coupes précédentes au Permo-Carbonifère.

Il n'en va pas de même des niveaux 21 à 32 où nous voyons réapparaître des faciès carbonatés variés. Il y a là des calcschistes gréseux jaunâtres, d'aspect "flyschoides" (analogues à ceux décrits sur le versant nord de la Costa di Serena) et des conglomérats fins et microbrèches à ciment calcaire.

Le faciès de ces niveaux détritiques est très proche de celui de certains niveaux microbréchiques et conglomératiques rencontrés dans les diverses séries détritiques des unités appartenant à la zone des Brèches de Tarentaise. L'âge de ces niveaux est nécessairement post-triasique puisque leurs éléments sont constitués de divers faciès du Trias moyen.

L'étroite association de ces niveaux détritiques avec des schistes noirs et des schistes gréseux semble indiquer que de tels faciès schisto-gréseux peuvent ne pas être nécessairement tous d'âge carbonifère, ainsi que je l'ai admis jusqu'à présent.

La fin de la coupe apporte cependant des indications complémentaires intéressantes. Nous voyons en effet réapparaître des faciès quartziteux verdâtres grossiers, rappelant beaucoup le "verrucano". La présence d'un niveau de "micaschistes" dorés, très semblables à ceux de la Pointe Rousse, permet, à mon avis, la comparaison avec ce massif. Nous aurions donc là un ensemble (niveaux 35 et 36) attribuable au Permo-Trias.

Il me paraît donc possible d'envisager la présence, au sein de l'unité des Cols, de deux ensembles schisto-gréseux, l'un antétriasique (Permo-Carbonifère), l'autre post-triasique associé aux faciès carbonatés.

e) La coupe du col Fenêtre (voir fig. 80)

e1) Description de la coupe

La coupe débute un peu à l'Est du col Fenêtre, dans des niveaux appartenant à la zone houillère. On rencontre ainsi successivement d'Est en Ouest, depuis la cote 2720 m.

- 1 - Quartzites triasiques formant le sommet coté 2772 m sur la crête frontière italo-suisse.
- 2 - Schistes noirs argileux, tendres, à patine brunâtre. Ces schistes alternent avec de minces niveaux gréseux de teinte plus claire, dessinant un fin rubanage. Ces niveaux gréseux renferment des paillettes de micas détritiques. L'ensemble forme un talus qui s'étend jusqu'au col Fenêtre (cote 2698 m).
- 3 - Une écaille de dolomies plus ou moins écrasées, épaisse de 4 à 5 m ne présentant pas d'extension vers le Nord.
- 4 - Des schistes noirs analogues à ceux du niveau 2 ci-dessus. Ils renferment en particulier des intercalations de quartzites feuilletés, de niveaux finement gréseux à micas détritiques, et des passées anthraciteuses.
- 5 - La masse principale du sommet 2823 m est formée par des grès quartziteux fins, d'aspect schisteux, mais très difficilement clivables. Sous le microscope on constate qu'il s'agit de grès fins à mica blanc et chlorite, partiellement albitisés.
- 6 - Les grès précédents reposent sur un niveau de quartzites probablement triasiques épais d'une vingtaine de mètres.
- 7 - Sous ces quartzites apparaissent des schistes noirs argileux, tendres, à patine brunâtre.
- 8 - A nouveau des grès quartziteux, à nodules de quartz (anciennes charnières de plis), prenant le plus souvent un aspect gneissoïde.
- 9 - Des niveaux schisteux, noirs, présentant un très fin litage leucocrate (niveaux plus gréseux) et quelques passages anthraciteux.
- 10 - Une dizaine de mètres d'un faciès schisteux à alternance de niveaux noirâtres (anthraciteux) et leucocrates (plus gréseux).

On rejoint ensuite la coupe (chapitre III, 4a) ci-dessus, décrite à propos des écailles de la Pierre Avoi.

e2) Conclusion

La coupe du col Fenêtre est bien différente de celle du mont Rotzo, car elle est totalement dépourvue de niveaux carbonatés. Elle ne montre que des formations schisto-gréseuses très proches de celles que l'on rencontre dans la zone houillère. Cette impression est confirmée par la structure du sommet 2823 m qui représente un anticlinal d'axe grosso modo est-ouest très redressé ; l'enveloppe de cet anticlinal est formée par des quartzites triasiques bien typiques et les séries schisto-gréseuses en occupent le cœur. Il est, dans ces conditions, bien difficile de préciser si les niveaux décrits ci-dessus appartiennent bien à l'unité des Cols. Nous l'admettons cependant pour l'instant.

f) Coupe de l'arête mont Fourchon - Pain de Sucre

La coupe précédente qui s'effectue sur le terrain dans d'excellentes conditions d'observation se montre différente de celle du col Saint-Rhémy - mont Rotzo à laquelle, structurellement, elle paraît devoir correspondre. Pour juger de la façon dont s'opère le passage de l'une à l'autre, nous ne disposons que de la coupe intermédiaire visible le long de la courte arête joignant le mont Fourchon au Pain de Sucre, déjà partiellement décrite à propos de l'unité de la Pierre Avoi. En fait, entre le dernier niveau (n° 18 de la coupe du chapitre III 4b, ci-dessus) attribué à la série schisto-quartzitique de la Pierre Avoi et les premiers niveaux de la zone houillère (laquelle débute avec le massif du Pain de Sucre par les schistes noirs de la base de l'arête nord) il ne reste pas beaucoup de place.

Celle-ci est occupée par un ensemble de terrains divers, extrêmement plissés dans le détail et dont une coupe d'ensemble apparaît impossible. Je me bornerai ici à la description des principaux faciès rencontrés.

Le faciès dominant est un quartzite extrêmement pur, à grain très fin, présentant une zonation colorée rose, jaune pâle ou grise. Sous le microscope on reconnaît de minces lits d'épidote détritique, un peu d'albite, quelques vestiges probables de feldspaths potassiques, ainsi qu'un peu de chlorite. Ces quartzites sont très étroitement associés à des roches

vertes d'origine magmatique certaine. Il s'agit essentiellement de prasinites typiques (roches à albite, chlorite, actinote, épidote, sphène) au sein desquelles il m'a été donné de découvrir des vestiges de gabbros encore bien reconnaissables (pointement de roche verte à la cote 2650 m environ dans la petite combe immédiatement au Nord du Pain de Sucre). Ces roches vertes paraissent par endroits emballer les quartzites, ailleurs elles sont replissées avec eux, ou bien incluses à l'intérieur sous forme de poches.

Cette association particulière de quartzites et d'ophiolites est propre au secteur considéré et n'a été remarquée nulle part ailleurs, ainsi qu'en attestent les coupes précédentes.

### 3 - Récapitulation des données lithologiques

Toutes les coupes précédentes attribuées d'emblée à une "unité des Cols" supposée homogène, présentent de nombreux points communs, mais aussi un certain nombre de différences. Il eut ainsi été très gênant de tenter une interprétation coupe par coupe, les conclusions de l'une risquant de contredire celles de la suivante. C'est pour cette raison que j'ai préféré exposer les faits, c'est-à-dire décrire les coupes relevées sur le terrain, en signalant en conclusion pour chacune ses caractères particuliers. Une tentative d'interprétation ne sera abordée qu'après confrontation générale des données réunies. Ceci nécessite au préalable une récapitulation des divers faciès rencontrés.

#### a) Principaux faciès rencontrés

##### a1) Les faciès schisto-gréseux

Je rangerai dans cette catégorie tous les faciès à prédominance de matériel détritique siliceux. Pétrographiquement il s'agit, dans tous les cas, de niveaux quartziteux dérivant par métamorphisme, d'anciens grès plus ou moins purs ou bien alternant avec des niveaux de lithologie différente (schistes argileux par exemple). Ceci explique la variabilité des faciès rencontrés et décrits intentionnellement avec des termes de terrain. Ainsi le terme grès a-t-il été souvent employé lorsque l'aspect de la roche à l'affleurement est celui d'un grès, la nature quartzitique n'apparaissant qu'en section.

Dans tous les cas la constitution pétrographique est assez homogène. Il s'agit de roches à quartz prédominant (rarement moins de 50 %), à albite de néoformation (en quantité parfois importante - jusqu'à 25 %). Les phyllites sont en proportions variables, en fonction probablement de la teneur en argile originelle de la roche. Il s'agit de mica blanc et d'une ou plusieurs chlorites. Les minéraux accessoires, appartenant à la phase détritique, sont en général des grenats, de l'apatite, parfois un peu d'épidote et des minéraux opaques, tous en faible quantité.

Nous donnerons, à titre d'exemple, les compositions mesurées sur deux échantillons de quartzites phylliteux, d'aspect gneissoïde :

A : faciès de la région de Pétozan (lame 6 - 3)  
échantillon prélevé derrière les chalets de Pétozan.

B : faciès pris sur le versant nord de la Costa de Serena  
(niveau 4 de la coupe précédente II, 2, c).

	A	B
Quartz	56,6 %	54,3 %
Albite	17,3	25,4
Chlorite	5,8	7,6
Mica blanc	18,4	10,3
Opaques	1,2	2,3
Divers (apatite, grenats, etc.)	0,1	0,2

Sur l'échantillon l'aspect des divers types de roches quartzitiques varie en fonction de la teneur en albite d'une part, en minéraux phylliteux et spécialement en chlorite d'autre part. Ainsi peut-on observer des roches compactes peu fissiles, presque dépourvues de phyllites, des quartzites feuilletés à lits de phyllites bien développés, prenant parfois un aspect gneissoïde. Dans certains cas l'augmentation concomitante des teneurs en albite et chlorite donne à la roche un certain air de prasinite ainsi que nous allons le voir au paragraphe suivant.

## a2) Les ophiolites

### - Rappel

C'est à R. ZULAUF (1964) que l'on doit, pour la première fois, d'avoir signalé la présence de niveaux ophiolitiques dans les terrains constituant notre unité des Cols. Cet auteur voyait là un argument majeur pour assimiler cette unité à sa "digitation du Versoyen" à laquelle il donnait, de ce fait, une très grande extension vers le Nord. Mes premières recherches sur les traces de l'auteur suisse se heurtèrent, tout d'abord, à une certaine difficulté à retrouver sur le terrain les niveaux ophiolitiques indiqués (ils sont en général très peu puissants et se confondent aisément avec leur environnement). Une fois identifiés, leur aspect, leurs conditions de gisement, leur environnement lithologique, étaient par trop différents du "Versoyen" d'origine pour que je puisse souscrire à l'hypothèse avancée. Cette constatation m'a amené à m'intéresser de plus près aux niveaux ophiolitiques de l'unité des Cols.

### - Etude des ophiolites

Le terme général d'ophiolite employé systématiquement par R. ZULAUF recouvre ici une grande variété de types lithologiques. Le caractère commun à toutes ces roches est de présenter à l'affleurement un faciès vert dû à la présence de minéraux de cette couleur tels chlorite, épidote, amphiboles, mais également d'albite et de quartz en proportions diverses. Nous reconnaissons là les associations minérales caractéristiques de la famille des prasinites et ovarditites. Il importe donc préalablement à tout exposé de préciser quel sens nous accorderons à ces termes.

Cette mise au point terminologique aurait pu être effectuée dès l'étude des roches vertes du Versoyen. Cela ne nous a pas paru nécessaire, tous les types examinés alors dérivant directement de roches dont l'origine magmatique était prouvée ; les noms des roches d'origine (diabase - gabbros) furent alors conservés.

Ici cette simplification n'est pas possible car elle reposerait sur une hypothèse relative à l'origine primaire du faciès ; or dans bien des cas les données manquent pour cette détermination. Il paraît donc plus logique d'employer un terme purement descriptif ne laissant pas trop présumer de l'origine de la roche.

De nombreux auteurs se sont préoccupés de la nomenclature du groupe des prasinites. Un bref rappel est donné par J. M. VALLET (1950).

La petite synthèse tirée par cet auteur (placé devant des nécessités semblables aux miennes) convient parfaitement dans le cadre de mes propres recherches. A la suite de cet auteur, j'appellerai donc prasinite dans ce qui suit une roche formée d'albite ocellaire, d'éléments riches en chaux (épidote, amphibole) et d'un élément magnésien (chlorite par exemple).

Une ovardite, par contre, sera une roche où dominant l'albite ocellaire et la chlorite. Si du quartz vient s'y ajouter en quantité appréciable, nous aurons une ovardite gneissique.

L'examen de tous les échantillons que j'ai pu récolter, lors de l'établissement des diverses coupes ci-dessus montre qu'ils se répartissent selon les définitions précédentes en deux domaines : le groupe des faciès ovarditiques, et le groupe des faciès prasinitiques.

### + Le groupe des faciès ovarditiques

Toutes ces roches présentent, sur le terrain, un aspect gris verdâtre. Sur la cassure fraîche on distingue souvent un certain feuilletage souligné par des lits plus chloriteux. La présence d'albite ocellaire est souvent décelable à l'œil nu. Les variétés massives sans feuilletage apparent ressemblent très fortement aux prasinites. Lorsque la teneur en quartz augmente, les structures ocellaires de l'albite apparaissent moins nettement et l'aspect de la cassure devient plus huileux, conformément aux observations rapportées par J. M. VALLET.

Il faut également remarquer que ces faciès n'apparaissent jamais en grosses masses compactes, mais en bancs souvent décimétriques étroitement associés à des faciès sédimentaires (grès, schistes). Des épaisseurs de l'ordre du mètre sont tout à fait exceptionnelles.

### Examen microscopique

Je vais donner ici une description générale d'un type moyen de roches rencontrées dans les coupes décrites ci-dessus.

Nous considérerons en effet que le faciès évolue entre deux pôles :

un pôle albitique : la roche correspondante est une albitite renfermant au moins 70 % d'albite ;

un pôle quartzitique : la roche correspondante n'est finalement rien d'autre qu'un quartzite phylliteux (teneur en quartz > 50 %).

Tous les termes intermédiaires paraissent exister.

La structure peut être définie comme allant de granolépido-blastique à gros porphyroblastes d'albite, à porphyroblastique pure dans le type albitique.

Le quartz est en général bien recristallisé en une mosaïque de fins cristaux. Ceux-ci peuvent être regroupés en lits (héritage probable d'un ancien litage sédimentaire) ou bien en amas sans organisation particulière si la roche a subi de multiples déformations.

Les porphyroblastes d'albite sont localisés en général le long d'anciennes fissures ou bien dans les lits micacés. Ils peuvent apparaître également en groupements plus ou moins diffus. Ces porphyroblastes englobent de nombreux minéraux dont les plus fréquents sont du sphène plus ou moins leucoxénisé, du rutile en fines aiguilles ou des traînées de minéraux opaques. Ces inclusions sont elles-mêmes parfois plissotées et ne correspondent pas forcément aux alignements phylliteux de l'échantillon (structures hélicitiques).

Les phyllites sont toujours représentées à la fois par du mica blanc (le plus souvent sous forme de séricite) voire par de grandes plages de muscovite ou de phengite, et par de la chlorite (assez fréquemment de la pennine).

Parmi les minéraux accessoires, les opaques (pyrite plus ou moins limonitisée) sont les plus fréquents. De l'épidote, du sphène, des grenats, de l'apatite se rencontrent en faible quantité. Leur origine détritique paraît manifeste si l'on considère la forme roulée de la plupart de ces grains.

A noter l'absence totale de minéraux de la famille des amphiboles dans tous les échantillons examinés au sein du présent groupe.

Je récapitule dans le tableau ci-dessous les compositions modales de sept échantillons, déterminées à l'aide d'une platine intégratrice. L'imprécision de cette méthode a été bien soulignée par A. NICOLAS (1966), aussi faut-il ne voir là qu'un ordre de grandeur destiné à fixer les idées.

La provenance des divers échantillons est la suivante :

- 1 - Quartzite phylliteux "gneissoïde" de Pétozan.
- 2 - Ovardite - Ruisseau de Rantin (coupe b1, niveau 2).
- 3 - Ovardite - Ruisseau de Rantin (coupe b1, niveau 7).
- 4 - Ovardite - Versant nord de la Costa di Serena (coupe c, niveau 4).
- 5 - Ovardite - Coupe du col Saint-Rhémy (coupe d 2, niveau 18).
- 6 - Ovardite gneissique - Coupe du col Saint-Rhémy (coupe d 2, niveau 19).
- 7 - Albitite - Coupe du col Saint-Rhémy (niveau 18).

Echantillons	1	2	3	4	5	6	7
Quartz	56,6	9,8	8,8	4,5	5,1	45,8	15,3
Albite	17,5	44,9	37	39,2	24,9	22,3	70,6
Chlorite	5,8	26,9	16,3	25,8	26,6	7,2	0,5
Mica blanc	18,5	8,6	27,8	3,1	20,4	20,1	2,2
Opacques	1,5	1,6	4,7	19,1	12,5	4,1	6,8
Calcite		8,3	5,2	8,3	10,5	0,3	4,5
Epidote						0,1	
Apatite	0,2		0,1			0,1	
Grenat			0,1				

Sur le tableau ci-dessus figurent donc les deux faciès extrêmes de quartzites phylliteux et d'albite. Nous constatons qu'il est ainsi très possible de passer de l'un à l'autre par une simple modification de la teneur relative des divers constituants.

Il est en particulier remarquable que la limite entre notre faciès de quartzites phylliteux "gneissoïde" et le faciès d'ovardite gneissique soit très subjective (j'ai pris très arbitrairement la teneur 50 % en quartz comme critère de distinction).

Ceci permet d'envisager une genèse commune des faciès de grès quartziteux et d'ovardites, c'est-à-dire une origine sédimentaire. La différence de faciès n'apparaît que grâce à des apports par éruptions sous-marines.

Par ailleurs, le tableau 4 et 4 bis ainsi que les diagrammes des figures 24, 25, 26, 27 montrent que les niveaux d'ovardites gneissiques sont chimiquement très à part des émissions diabasiques du Versoyen.

#### + Le groupe des faciès prasinitiques

A la différence des faciès précédents les prasinites ne se rencontrent dans le secteur étudié que sous forme de grosses masses compactes, épaisses de plusieurs mètres, d'extension limitée et de formes amygdalaires. Les efforts tectoniques sont responsables de cette disposition.

Je ne connais, pour l'instant, que deux affleurements de telles roches :

- A l'Est Nord Est de Rantin, le niveau 3 de la coupe rive droite du vallon de Rantin.
- Au Nord du Pain de Sucre, la masse de prasinite à vestiges de gabbro décrite ci-dessus en 2f.

#### Aspect macroscopique

Sur échantillon ces roches présentent une teinte allant du gris verdâtre au vert. Elles sont massives et ne présentent aucun feuilletage préférentiel. En cassure leur grain est en général fin et les minéraux sont peu discernables à l'œil nu. Toutefois, sur certains spécimens, les ocelles d'albite, aussi bien que les aiguilles d'actinote sont visibles, le grain de la roche apparaît alors plus grossier.

#### Aspect microscopique

Sous le microscope l'aspect est très caractéristique :

le fond de la roche est constitué par de l'albite en gros porphyroblastes ocellaires, renfermant des inclusions de toutes sortes (quartz, épidote, amphibole, rutile, opaques) la proportion d'albite peut atteindre 60 à 70 %.

Une trame "verte" formant un véritable feutrage s'insinue dans les intervalles entre amas albitiques. Cette trame est constituée, d'une part de phyllites (mica blanc et surtout chlorite), mais aussi d'une amphibole de la famille tremolite - actinote en grandes fibres étroitement associées à la chlorite, ou bien engagées dans les porphyroblastes d'albite. Sur certaines lames chlorite et amphibole sont en proportions équivalentes.

Des minéraux de la famille des épidotes sont très abondants : clinzoïsite ou pistacite. Parmi les minéraux accessoires le sphène est très fréquent. Il se présente soit sous forme de cristaux isolés, soit en amas plus ou moins leucoxénisés.

Le rutile se présente surtout en inclusions dans les porphyroblastes d'albite.

Les carbonates sont peu abondants et se rencontrent sous forme de rhomboèdres isolés ou bien d'inclusions à contours capricieux.

D'une façon très générale le métamorphisme a oblitéré tous les caractères primaires de la roche, le "faciès vert" est très homogène, dépourvu de reliques ou de fantômes permettant de préciser le type de la roche d'origine.

La très grande analogie, voire l'exacte similitude de ces roches avec celles décrites dans la série du Versoyen par H. LOUBAT ou par moi-même, l'opinion généralement admise à propos des faciès prasinitiques, portent à y voir d'anciennes roches éruptives (diabases, gabbros) transformées par le métamorphisme général alpin.

Cette opinion s'est trouvée confirmée par la découverte, au sein de la masse prasinitique située au Nord du Pain de Sucre ( $x = 81,425$  ;  $y = 55,625$  ;  $z = 2645$  - feuille Grand Saint-Bernard de la carte d'Italie au 1/25 000), de vestiges de gabbro bien conservés et très reconnaissables. Il s'agit de "poches" de petites dimensions englobées dans la masse prasinitique à laquelle elles semblent se fondre ; la roche, grossièrement grenue, présente une teinte verdâtre ; les pyroxènes bien qu'ouraltisés restent néanmoins parfaitement visibles.

Sous le microscope on constate l'abondance d'actinote de néoformation, pseudomorphosant les anciens pyroxènes, ou bien se développant sous forme d'un feutrage matriciel. L'albite est extrêmement peu abondante ainsi que le quartz. Epidote et sphène se rencontrent en forte proportion.



#### + Conclusions

Les "roches vertes" de l'unité des Cois peuvent se classer en deux catégories :

- les roches dont l'origine magmatique primaire est indubitable (faciès prasinitique) ;
- les roches dont l'origine sédimentaire, influencée peut-être par un magmatisme voisin, est probable.

Les descriptions données par R. ZULAUF semblent indiquer que les échantillons étudiés par lui appartiennent uniquement à la seconde catégorie, et que l'existence ou la signification des roches du premier groupe aient échappé à cet auteur.

Dans l'état actuel de nos connaissances de nombreuses questions restent encore sans réponse :

- Quel est l'âge du magmatisme responsable de la genèse des faciès étudiés ?
- Quelles sont les relations entre les deux groupes distingués ?
- Est-il logique de rechercher une telle relation, ou en d'autres termes les deux groupes de roches vertes appartiennent-ils bien à une même unité tectonique ?

Nous discuterons ces divers points dans la conclusion générale relative à l'unité des Cois dans son ensemble. Les seuls arguments apportés par l'étude des "faciès verts" eux-mêmes sont en effet insuffisants ; ceux-ci doivent être confrontés avec les données de l'étude sédimentaire et tectonique.

#### a3) Les faciès conglomératiques et microbréchiques

Une seule de nos coupes montre de tels faciès : celle du col Saint-Rhémy au mont Rotzo.

Les caractéristiques générales sont les suivantes : le ciment est carbonaté mais présente souvent une forte teneur en quartz. Les éléments, polygéniques, sont constitués de dolomies triasiques de divers types et de calcaires gris ou noirs.

Un aplatissement intense entraîne généralement le feuilletage du ciment et l'étirement des galets.

L'étude microscopique ne révèle rien de particulier ; l'absence de vestiges organiques est quasi totale.

Les microbrèches du niveau 28 de la coupe du mont Rotzo sont très analogues à toutes les microbrèches d'âge crétacé déjà rencontrées et décrites dans les autres unités (Roignais-Versoyen entre autre). Cette considération n'a, du reste aucune valeur stratigraphique.

D'après l'aspect aux affleurements et les associations de faciès (schistes noirs plus ou moins gréseux, calcschistes gréseux), c'est avec les termes supérieurs des écaillés de la Pierre Avoi qu'une comparaison pourrait être tentée le plus raisonnablement.

#### a4) Les faciès carbonatés

Ils sont extrêmement banaux et ne permettent aucune conclusion. Il s'agit, nous l'avons montré, de calcschistes gréseux, apparaissant à plusieurs niveaux sans qu'il soit jamais possible de distinguer si la répétition en est stratigraphique ou tectonique. Ces calcschistes sont très semblables à ceux de la série schisto-quartzitique de l'unité de la Pierre Avoi. Ils peuvent également rappeler, dans certains cas, les couches de Saint-Christophe, toute considération d'épaisseur mise à part.

#### a5) Les niveaux anthraciteux

Des niveaux anthraciteux quelque peu graphitisés, ont été relevés par endroit (particulièrement au vallon de Rantin et à la coupe du col Fenêtre). Ils m'ont paru, dans l'ensemble, moins abondants que les descriptions de R. ZULAUF ne le laissaient prévoir.

L'opinion générale de cet auteur est qu'il s'agit là de remaniements de terrains carbonifères dans une série mésozoïque.

Je n'ai, pour l'instant, aucun argument convaincant pour ou contre cette hypothèse, qui me paraît plausible dans certains cas.

#### a6) Les niveaux de clivages tectoniques à cicatrices triasiques

L'existence de clivages tectoniques est en général impossible à mettre en évidence avec certitude. La présence d'écaillés de dolomies, de quartzites, ou bien de calcschistes constitue un indice sérieux, mais les traces manifestes

manquent généralement. La coupe du col Saint-Rhémy montre cependant à proximité du col plusieurs bandes de cargneules constituant un indice sérieux de coupures tectoniques relativement profondes. Ceci nous amène à considérer avec prudence notre hypothèse de départ relative à l'homogénéité tectonique de l'unité des Cols.

b) Conclusions d'ensemble relative aux faciès lithologiques  
.....

L'étude lithologique ci-dessus révèle la complexité des questions soulevées dès que l'on désire aborder la discussion de la position structurale et de l'origine paléogéographique de l'unité des Cols.

Le seul examen des faciès est assez déroutant. Ceux-ci présentent en effet et tout à la fois des affinités avec les terrains d'âge carbonifère présents dans l'unité immédiatement voisine à l'Est, mais aussi avec certains termes lithologiques de la série des écailles de la Pierre Avoi, voisine elle aussi, mais à l'Ouest.

A vrai dire l'affinité "carbonifère" est surtout sensible au Sud, de Pétosan à la Costa di Serena, l'affinité "Pierre Avoi" se manifeste à la coupe du mont Rotzo.

En l'absence de toutes données chronologiques sûres, la discussion ne pourra être basée que sur la présence de quelques niveaux singuliers (fragments de série triasique - roches vertes - niveaux conglomératiques) et sur des analogies de faciès.

### III. - ETUDE TECTONIQUE

Avant de poursuivre plus avant une discussion générale, il est indispensable de rassembler les données de terrain relatives à la structure d'ensemble de la zone.

#### 1 - Délimitation de l'unité .....

##### a) Limite externe .....

L'unité des Cols se trouve surtout en contact avec celle du Roignais-Versoyen jusqu'aux environs du col Saint-Rhémy. Entre Pétosan et Rantin, le contact est masqué et ne peut être étudié. De Rantin au col Saint-Rhémy ce contact est visible de façon discontinue, il est alors jalonné de cargneules.

Au-delà du col Saint-Rhémy, des écailles appartenant à l'unité de la Pierre Avoi viennent s'insérer entre les unités du Roignais-Versoyen et l'unité des Cols. Le contact entre ces deux dernières ne peut se placer avec certitude sur le terrain (les cargneules ont disparu).

##### b) Limite interne .....

La zone houillère "briançonnaise" vient partout directement au contact de l'unité des Cols sur son bord interne.

D'abord souligné par d'abondantes formations d'évaporites (gypses et cargneules) entre Pétosan et le col Saint-Charles, le contact en rive gauche de la Doire Baltée est franc, sans cargneules, de Morge aux environs de Rantin. Celles-ci apparaissent temporairement au voisinage de Rantin et du col Serena. Au-delà, sur les flancs de la Testa Crevacol, le contact est jalonné par des écailles triasiques (quartzites, dolomies) ; entre le Pain de Sucre et le col Fenêtre ces derniers jalons deviennent très sporadiques.

#### 2 - Les structures .....

##### a) Disposition isoclinale des ensembles lithologiques .....

La structure d'ensemble de l'unité est isoclinale, et les charnières de plis sont rarement visibles à grande échelle. Comme bien souvent en pareil cas, des mouvements listriques se sont produits le long des plans structuraux (joints de couches, plans de schistosité), et tronquent ou répètent les divers termes de la série.

Les clivages les plus importants sont apparemment ceux jalonnés de cargneules, relevés au début de la coupe col Saint-Rhémy - mont Rotzo.

La première des coupes partielles du versant nord du col Saint-Rhémy rappelle, par quelques termes, celle de la base de l'arête ouest du mont Fourchon, décrite à propos de l'unité de la Pierre Avoi. Une certaine ressemblance avec le mont Fourchon lui-même a été également notée dans la seconde des coupes partielles. On peut donc émettre l'hypothèse que les quelques écailles par lesquelles débute la coupe du col Saint-Rhémy - mont Rotzo, sont les ultimes témoins vers le Sud de l'unité de la Pierre Avoi.

#### b) Existence de plissements superposés .....

Cette structure isoclinale tranquille masque en réalité, selon les niveaux considérés, une certaine complexité. Ceci est particulièrement net pour les faciès schisto-gréseux si caractéristiques de la partie méridionale de l'unité.

Des phénomènes de plissements superposés peuvent, en effet, s'y observer dans le secteur de Rantin - Costa di Serena, du fait de la bonne exposition des affleurements. On peut observer là des plis métriques, présentant une schistosité de plan axial orientée N. 45° - 50° E. de pendage 40° à 65° S.S.E.. Le plongement de ces plis, lorsqu'ils est mesurable, est de 20° vers le Nord Nord Est. Cette schistosité recoupe une foliation correspondant à une phase de plissement plus ancienne. Les charnières des petits plis correspondants, complètement refermées, restent visibles par endroits. Localement une troisième schistosité recoupe de façon quelconque les éléments précédents.

Dans la région de l'Alpe di Bois, l'intersection de cette foliation et de la schistosité donne une linéation dont l'orientation est comprise entre N. 80° et N. 100° E.

De tels phénomènes de plissement superposés ne se remarquent pas dans les niveaux carbonatés ou conglomératiques de la coupe du col Saint-Rhémy. Par contre, la direction de plis N. 50° avec un plongement de 10° vers le Nord Nord Est se retrouve dans les calcschistes au voisinage du mont Rotzo, ou bien dans les conglomérats.

Les faciès schisto-gréseux "gneissoïdes" s'individualisent donc bien vis-à-vis des termes carbonatés ou conglomératiques, par une histoire tectonique plus complexe et donc probablement plus longue. Il est logique de les considérer comme étant plus anciens.

#### c) Récapitulation et conséquences .....

La phase tectonique responsable de la formation des plis d'axe N. 50° est la plus récente. La schistosité résultante correspond à la disposition isoclinale des diverses formations (cette schistosité est en réalité une foliation car elle s'accompagne de néoformations minérales - recristallisation de phyllites en particulier).

Cette phase est, à mon sens, responsable de l'architecture actuelle de la zone par évolution vers un style isoclinal dû à un serrage tardif des grandes structures plissées. Comme les petits plis encore visibles montrent un plongement général vers le Nord Nord Est de l'ordre de 10 à 20°, on peut admettre que les grandes lignes structurales (plis à grande échelle) de la dernière phase présentaient un plongement analogue.

Cette remarque nous permettra, lors de la conclusion générale, de formuler une hypothèse structurale expliquant l'actuelle répartition des faciès observés.

### IV. - EXAMEN CRITIQUE DE L'HYPOTHESE DE R. ZULAUF SUR LA PROLONGATION DE LA "DIGITATION DU VERSOYEN" AU NORD DE LA DOIRE BALTEE

Le schéma structural figuré en page II de l'ouvrage de R. ZULAUF (1964) nécessite une mise au point. L'auteur figure en effet une "digitation du Versoyen" extrêmement continue de la région de Moûtiers jusqu'à la vallée du Rhône. Cette interprétation est parfaitement inexacte en ce qui concerne le secteur sud plus particulièrement entre Moûtiers et Bourg-Saint-Maurice. Il y a là une confusion entre des unités différentes (assimilation unité de Salins - "digitation du Versoyen") que l'étude du terrain dément aisément, ainsi que nous l'avons montré plus haut.

Vers le Nord, l'homogénéité tectonique de la "digitation du Versoyen" est tout aussi critiquable ; je vais en exposer les principales raisons.

Dans le cours du présent travail j'ai montré que la "digitation du Versoyen" n'existe pas en temps qu'unité distincte, mais que la série du Versoyen fait partie intégrante de l'unité du Roignais-Versoyen de la zone des Brèches de Tarentaise.

L'étude structurale de cette unité montre également que le "feston du Versoyen" correspond au flanc inverse d'un méga-anticlinal couché, issu de la marge interne de l'unité. L'extension de ce pli diminue rapidement dès la région de Pont Serrand où il devient de plus en plus difficile à déceler. Le dernier témoin identifiable avec certitude en est la mince bande de roches vertes qui jalonne le cœur de l'anticlinal de Rantin, au Nord de la Doire Baltée. Cette disposition, conforme à notre interprétation de la série du Versoyen (soubassement de la série détritique de Tarentaise), est en outre cohérente avec ce que nous connaissons de la structure d'ensemble de l'unité du Roignais-Versoyen entre Bourg-Saint-Maurice et la frontière italo-suisse (vaste synclinorium encadré de deux zones anticlinales. L'anticlinal du Versoyen n'est que l'un des plis, fortement exagéré, de la zone anticlinale interne).

Or, dans le secteur de Planavalle - Costa di Serena, la "digitation du Versoyen" au sens de R. ZULAUF, correspond à une unité tectonique distincte, séparée de l'anticlinal de Rantin par une coupure tectonique profonde jalonnée de cargneules (fig. 82). Il s'agit d'un élément d'origine plus interne (notre unité des Cols), étranger à l'unité du Roignais-Versoyen. Géométriquement donc, le parallèle unité des Cols - "digitation du Versoyen" ne peut être admis.

En dehors des considérations purement géométriques ou structurales, l'examen approfondi du contexte lithologique, exposé dans les paragraphes précédents, conduit à une conclusion similaire.

Une comparaison globale montre tout d'abord que :

- Les niveaux "ophiolitiques" sont très nettement subordonnés aux autres faciès (d'origine sédimentaire), dans l'unité des Cols, alors qu'au Versoyen ils l'emportent nettement en proportion.
- Les sédiments associés présentent des types beaucoup plus variés dans l'unité des Cols qu'au Versoyen. A considérer les divers faciès plus en détail, d'autres constatations se dégagent :
- Parmi les "ophiolites", les faciès dont l'origine magmatique directe est certaine sont rares. Les plus fréquents sont les ovardites et ovardites gneissiques, dont l'origine sédimentaire paraît probable (mélange de matériel pyroclastique et d'un sédiment gréseux ?).

De tels faciès, surtout celui des ovardites gneissiques, sont inconnus au Versoyen.

- Les conditions de gisements des niveaux ophiolitiques de l'unité des Cols sont bien différentes de celles des ophiolites du Versoyen. A l'exception des prasinites qui constituent, nous l'avons mentionné, des masses relativement épaisses bien que très localisées, les ovardites donnent toujours de minces bancs étroitement associés à des faciès schisto-gréseux. La fréquence d'apparition de ces bancs verts est très faible.
- Il n'a jamais été rencontré la moindre trace de brèche volcanique ou de formations en coussins.

Tous ces faits parlent en faveur d'un éloignement assez important des éventuels centres d'émissions, alors que leur proximité est manifeste au Versoyen. On peut objecter à cela la présence du gabbro de la région du Pain de Sucre associé aux niveaux sédimentaires. La position de l'affleurement à proximité immédiate du front de la zone houillère incite cependant à la prudence ; il peut s'agir d'une écaïlle tectonique.

- Les faciès sédimentaires à dominante détritique (conglomérats, grès, microbrèches) témoignent dans le même temps d'une activité sédimentaire plus intense qu'au Versoyen où prédominent, rappelons-le, des schistes noirs fins, peu fournis en matériaux clastiques, exceptions faites de quelques passées microbréchiques.

Ainsi, que l'on prenne en compte les arguments structuraux, ou les arguments lithologiques et sédimentologiques, la conclusion persiste : l'unité des Cols ne peut pas être considérée comme la prolongation directe vers le Nord des séries du Versoyen.

Les grandes difficultés dues à la mauvaise connaissance des effets de la tectonique, jointes à l'absence de repère chronologique sûr rendent assez aléatoire une nouvelle tentative d'interprétation. C'est pourtant ainsi que j'entends conclure, ne serait-ce que pour ouvrir d'autres discussions et faire ainsi œuvre constructive.

V. - A LA RECHERCHE D'UNE EXPLICATION

L'exposé précédent constitue, avant tout, rappelons-le, l'énoncé d'un problème, pour lequel aucune solution satisfaisante n'a pu être dégagée jusqu'à présent. Le plan adopté se ressent évidemment de cette incertitude. Pour cette raison j'ai tenu à présenter, en premier lieu, les faits d'observation et les quelques conclusions partielles relativement sûres. En guise de conclusion d'ensemble, je vais présenter maintenant une interprétation qui tente de relier entre eux les faits observés afin de dégager une explication qui soit du domaine du possible.

Dans un premier stade je trierai, parmi les données présentées, celles ayant ou pouvant revêtir une signification particulière ; enfin j'essaierai de les coordonner.

La première tâche consiste à établir une certaine chronologie (malheureusement très relative) entre les divers faciès étudiés.

1 - Tentative d'attribution chronologique des divers faciès examinés

Je baserai mes déductions sur le seul niveau dont la datation ne prête pas à discussions : le Trias.

Celui-ci comprend les termes classiques : quartzites de base attribués au Werfénien, dolomies et calcaires du Trias moyen, cargneules du Trias supérieur. Les meilleurs affleurements sont ceux de la Costa di Serena où l'on note l'association quartzites - ensemble calcaro-dolomitique en série normale.

a) Les terrains probablement antétriasiques

a1) Faciès attribuables au Permien

La coupe du col Saint-Rhémy - mont Rotzo montre la présence de quartzites phylliteux plus ou moins conglomératiques, très proches du faciès verrucano (niveau 36). Ce faciès assez caractéristique est lié à des micaschistes dorés (niveau 35). Cette association a été rencontrée à la Pointe Rousse dans l'unité du Roignais-Versoyen. Son attribution au Permien terminal (Permo-Trias) paraît plausible.

a2) Faciès attribuables au Permo-Carbonifère

Pour l'attribution de certains faciès au Permo-Carbonifère, je retiendrai les critères suivants :

- Prédominance du matériel détritique siliceux (grès schisteux, quartzites, quartzites feuilletés) associé à des schistes noirs. La présence d'anthracite plus ou moins graphitisé ne sera pas prise en considération.
- Liaison étroite et statistiquement prédominante avec des faciès du Trias inférieur.

J'admettrai également que la présence de déformations superposées constitue une certaine preuve d'ancienneté du matériel qui peut dans quelques cas constituer un argument supplémentaire (bien que non décisif).

b) Les faciès post-triasiques

Seront considérés comme tels tous les faciès conglomératiques ou microbréchiques remaniant des éléments triasiques.

Les niveaux de calcschistes gréseux seront également rangés dans cette catégorie.

c) Les faciès d'attribution chronologique incertaine

Au premier rang d'entre eux je placerai les faciès verts. Les émissions volcaniques basiques ont été fréquentes et parfois abondantes au Crétacé inférieur et moyen en de nombreux domaines de l'orogène alpin. Le meilleur exemple à proximité est celui de l'unité du Roignais-Versoyen. Des faciès volcaniques ou volcano-sédimentaires ont été également signalés depuis longtemps dans la série schisto-quartzitique de l'unité de la Pierre Avoi (R. TRUMPY, 1954).

Néanmoins des faciès similaires sont également mentionnés dans la zone houillère externe, quoique en moins grande abondance (J. FABRE - P. E. FRICKER - G. ELTER - renseignement oral). Il est donc imprudent d'attribuer un âge déterminé à tous les faciès verts.

Les calcaires marmoréens dont l'attribution au Lias est assez classique dans la région étudiée seront rangés également dans la présente catégorie. En effet, lorsqu'ils se rencontrent sous forme d'écaille, déracinés de leur contexte originel, métamorphisés, la confusion peut être possible avec les termes calcaires du Trias moyen.

Certaines des séries schisto-gréseuses ou schisto-quartzitiques (coupe du col Saint-Rhémy) entre autres, ne peuvent être attribuées avec certitude au groupe post-triasique ou au groupe antétriasique. Dans ce cas les faciès associés peuvent éventuellement faciliter le choix.

Ces indications étant données, je vais réexaminer rapidement, en tentant de les interpréter, les diverses coupes ayant servi de base au présent exposé, en procédant du Nord vers le Sud.

## 2 - Essai d'interprétation des coupes de référence

### a) Coupe du col Fenêtre

Le niveau 6 (quartzites francs) peut être attribué au Werfénien. La structure du sommet 2823 m correspond à un pli anticlinal cylindrique d'axe est-ouest. Les faciès formant le sommet 2823 m lui-même sont très analogues aux faciès de "quartzites gneissoïdes" de Rantin.

Les niveaux 1 et 2 de la coupe appartiennent à la zone houillère "briançonnaise".

Le niveau 3 (écaille de dolomie) jalonne un contact anormal.

Les niveaux 4 à 10 peuvent, à mon avis, être attribués au Permo-Carbonifère et au Trias, mais leur rattachement à l'unité des Cols est très subjectif.

Au-delà du niveau 10 nous serions déjà dans la série schisto-quartzitique de l'unité de la Pierre Avoi (contact anormal). Mon interprétation rejoint ici celle de R. TRUMPY (feuille Grand Saint-Bernard au 1/25 000 de l'Atlas géologique de la Suisse).

### b) Coupe mont Fourchon - Pain de Sucre

Le petit massif du Pain de Sucre correspond à une série de replis très compliqués appartenant à la zone houillère proprement dite, auxquels ne participent guère que des quartzites triasiques et permo-triasiques et des schistes noirs carbonifères.

Le long de l'arête est, les terrains attribués à la série schisto-quartzitique de l'unité de la Pierre Avoi arrivent très près des schistes noirs de la zone houillère (base du Pain de Sucre).

Les seuls termes d'attribution indéterminés correspondent aux faciès quartziteux étroitement associés à des prasinites décrits plus haut (paragraphe II, 2, f). L'association de ces quartzites, dont l'âge werfénien peut être envisagé, à des faciès d'origine magmatique sûrs (gabbros) est probablement d'origine tectonique (écaillage au front de la zone houillère). Les quartzites peuvent correspondre au niveau 6 de la coupe précédente ; les gabbros, quant à eux, peuvent appartenir aussi bien à la série schisto-quartzitique de la Pierre Avoi qu'à l'unité des Cols.

La cartographie suggère que le massif du Pain de Sucre occupe une position relativement avancée par rapport au tracé moyen du front de la zone houillère. On peut donc admettre qu'il recouvre localement la quasi totalité des terrains appartenant à l'unité des Cols, ce qui expliquerait la brièveté de la coupe visible entre lui et le mont Fourchon.

### c) Coupe col Saint-Rhémy - mont Rotzo

J'ai admis à titre d'hypothèse que les écailles par lesquelles débute la coupe représentent la terminaison de la zone des écailles de la Pierre Avoi. J'analyserai donc ici la seconde partie de la coupe. Les niveaux 13 à 21 sont constitués par des termes schisto-gréseux à intercalations d'ovardites. Leur attribution est délicate. Ils peuvent appartenir, nous l'avons vu, soit à la série post-triasique, soit à la série antétriasique.

Par contre, du niveau 22 au niveau 32 la prédominance des faciès carbonatés et conglomératiques à éléments de dolomies et de calcaires indique nettement un âge post-triasique.

J'aurai tendance finalement à voir dans l'ensemble des niveaux précédents (de 13 à 32) quelque chose d'assez proche des formations supérieures de l'unité de la Pierre Avoi (série conglomératique et série schisto-quartzitique) d'âge crétacé probable, dans lesquelles, rappelons-le, il a été signalé à plusieurs reprises des niveaux d'ovardites.

Les niveaux terminaux de la coupe de 33 à 36 et plus spécialement 35 et 36 représentent probablement le Permien.

#### d) Coupe sur le versant nord de la Costa di Serena .....

Les faciès de "quartzites gneissoïdes" sont à ranger dans le Permo-Carbonifère dans le cadre de nos hypothèses de départ. Le niveau carbonaté 6 et le niveau dolomitique 3 correspondent dans ce cas à des écaïlles tectoniques.

Les quartzites et dolomies du versant nord du col Serena appartiennent à la couverture mésozoïque de l'unité (Trias inférieur et moyen).

#### e) Coupes de Rantin .....

Les coupes du vallon de Rantin présentent, d'une part des faciès bien identifiables du Trias (quartzites et dolomies), et d'autre part une série schisto-gréseuse à passées plus ou moins anthraciteuses. L'examen des replis bien visibles au Sud de Rantin, au pied du ressaut limitant à l'Est le vallon de Rantin montre que des noyaux synclinaux triasiques (cœur du pli en dolomies, enveloppe quartzitique) sont emballés par la formation schisto-gréseuse. Celle-ci apparaît ainsi, antétriasique sauf complication tectonique extravagante. Un âge carbonifère ou permo-carbonifère paraît très probable. Ceci conduit à admettre que les faciès prasinitiques décrits dans les diverses coupes de Rantin soient de cet âge.

Les seuls niveaux post-triasiques certains apparaissent seulement à la coupe prise au Nord de Rantin (II, 2, c1) (niveaux 10 - 11 - 12).

#### f) Coupe de l'Alpe de Casa Bianca .....

Cette coupe montre uniquement une alternance de niveaux triasiques et antétriasiques (Permo-Carbonifère et Carbonifère).

#### g) Secteur de Pétosan .....

La série schisto-gréseuse avec le faciès de quartzites gneissoïdes prédominent largement. Ces terrains seront rangés dans le Permo-Carbonifère.

### 3 - Conclusion

La zone que nous venons d'étudier est caractérisée par la juxtaposition de faciès très vraisemblablement permo-carbonifères et de terrains d'âge post-triasique certain. Les niveaux triasiques intermédiaires sont peu fréquents et n'apparaissent, en général, que sous forme d'écaïlles incluses dans les ensembles précédents.

La répartition géographique de ces différents faciès présente une certaine ordonnance dont la cause nous paraît structurale.

Ainsi, au Sud de la Doire Baltée, n'affleurent que des terrains permo-carbonifères. Entre la Doire Baltée et le vallon d'Artereve, ces faciès permo-carbonifères sont associés à de multiples écaïlles triasiques résultant d'un violent plissement isoclinal. Des niveaux post-triasiques n'apparaissent que très exceptionnellement, probablement sous forme d'écaïlles. Ceux-ci n'existent de façon certaine que sur l'arête col Saint-Rhémy - mont Rotzo, où ils deviennent prédominants. Ils sont associés à des faciès permien à peu près certains. Enfin à partir de l'arête mont Fourchon - Pain de Sucre nous ne retrouvons plus que des faciès du Permo-Carbonifère (si nous avons bien toujours à faire à la même unité).

Si l'on n'admet pas l'homogénéité tectonique de l'unité des Cols, on peut concevoir une telle disposition comme le résultat d'un phénomène intense d'écaillage au front de la zone houillère. Cet écaillage mêlerait des "sous-unités" d'affinité "briannonnaise" et d'affinité valaisanne. L'unité des Cols deviendrait ainsi une sorte de "fourre-tout" structural, commode, mais finalement peu explicite.

Si l'on admet l'hypothèse de l'unicité tectonique, donc l'existence d'une "unité des Cols", il est possible d'avancer une explication plus élaborée.

La structure générale correspondrait primitivement à un vaste synclinal ou synclinorium (analogue quant à son origine aux structures "en grand" présentées par les unités du Roignais-Versoyen et du Petit Saint-Bernard. Le flanc occidental en serait alors représenté par les terrains carbonifères de la région de Pétozan. - Planavalle, le flanc oriental par les terrains similaires de la région du col Fenêtre, les terrains occupant le cœur du synclinal n'apparaissant vraiment bien que dans le secteur du mont Rotzo.

L'échelonnement actuel de ces divers ensembles lithologiques (lithostratigraphiques ?), de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne lorsque l'on se déplace du Sud Ouest vers le Nord Est ne peut alors guère s'expliquer que par un coulissage axial dont le sens ne peut être précisé exactement pour l'instant en dépit d'une apparence de mouvement sénestre.

Le fait le plus intéressant révélé par l'étude ci-dessus est cependant d'ordre "stratigraphique". Il s'agit de l'absence des termes intermédiaires entre les terrains triasiques et les terrains post-triasiques.

J'ai montré, au vu du contexte général et malgré l'absence totale d'arguments paléontologiques, que les terrains post-triasiques pouvaient être rapprochés des ensembles post-triasiques de la Pierre Avoi par exemple (série conglomératique et surtout série schisto-quartzitique).

Dans ces conditions les diverses coupes n'ont révélé aucun ensemble lithologique comparable au Lias-Dogger de la Pierre Avoi. La question peut alors se poser de savoir si cette disparition est primaire (lacune stratigraphique) ou tardive et dans ce cas purement tectonique.

Le fait que nous n'ayons trouvé aucun affleurement attribuable, même avec doute, aux termes manquants parle, à mon avis, en faveur de la première possibilité. En effet, les termes triasiques, qui eux existent, subsistent toujours plus ou moins à l'état de lambeaux dans les cicatrices tectoniques.

Il paraît donc logique d'envisager à titre d'hypothèse la possibilité d'une longue période d'émergence et d'érosion post-triasique sur le domaine paléogéographique correspondant à l'unité des Cols, antérieurement au dépôt des faciès carbonatés et microbréchiques (au Crétacé par exemple). Le contexte général ne s'oppose pas à une telle conception. L'érosion post-triasique pourrait même avoir eu suffisamment d'intensité pour dénuder le soubassement permo-carbonifère. Ceci expliquerait plus facilement l'étroite association de faciès permien ou permo-carbonifères aux faciès post-triasiques, observée à maintes reprises.

Ainsi s'expliqueraient également des remaniements possibles de terrains carbonifères, à une époque beaucoup plus récente, évoqués par R. ZULAUF par exemple, et que je ne vois à priori aucune raison de rejeter.

Pour conclure, j'exposerai dans des termes clairs le résumé de l'hypothèse ci-dessus:

L'unité des Cols peut, dans l'état actuel des connaissances, s'interpréter comme une unité valaisanne proche paléogéographiquement de l'unité de la Pierre Avoi, mais de situation paléogéographique plus interne. Les actions érosives post-triasiques (et antécrotacées ?) y ont été plus profondes découpant largement le substratum jusqu'au Permo-Carbonifère semble-t-il.

A ce degré d'hypothèse nous ne pouvons nous empêcher d'établir également un parallèle entre l'unité des Cols et celle de Salins bien plus méridionale, mais qui présente des caractères très voisins.

Il ne fait pas de doute cependant que beaucoup de travail reste à faire pour préciser, modifier ou éventuellement abandonner, l'explication ci-dessus.



TROISIEME PARTIE

---

SYNTHESE GENERALE

---

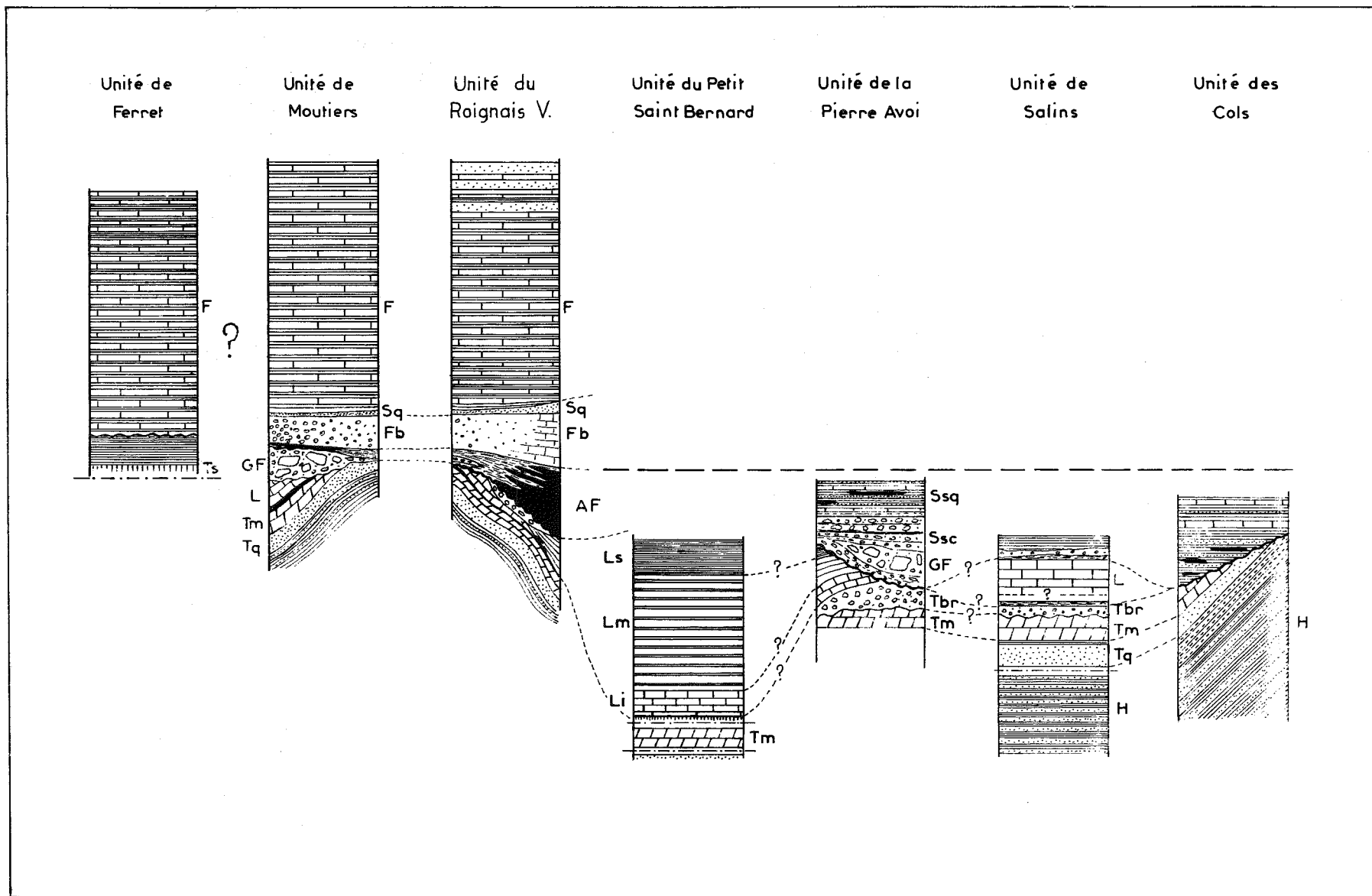


Figure 86 - Tableau comparatif des séries stratigraphiques des diverses unités de la zone des Brèches de Tarentaise.  
 Ssq : Série schisto-quartzitique - Ssc : Série schisto-conglomératique - GF : Brèches du type Grand Fond  
 Tbr : Trias supérieur bréchiq.

Les chapitres précédents ont dégagé les faits d'observation principaux sur lesquels repose la synthèse présentée maintenant en conclusion de mes recherches. La part de l'interprétation, volontairement réduite dans les deux premières parties de l'ouvrage, va prendre progressivement de l'importance.

Le schéma général de l'exposé sera le suivant :

- résumé des données acquises unité par unité sur le plan stratigraphique et structural,
- évolutions paléogéographique et structurale du domaine étudié,
- comparaison avec les domaines voisins.

## A. - RECAPITULATION DES PRINCIPAUX RESULTATS (fig. 86)

Ce résumé portera non seulement sur les secteurs que j'ai étudié personnellement en détail, mais aussi sur les secteurs voisins étudiés par d'autres auteurs et dont il a été fait mention dans le cours des chapitres précédents. Il ne s'agit donc pas là d'un rappel de faits nouveaux établis dans le présent ouvrage mais du rassemblement de toutes les données indispensables à la synthèse générale de la région.

### I. - UNITES DELPHINO-HELVETIQUES ET ULTRAHELVETIQUES

La complexité de ce vaste domaine s'accroît considérablement du Sud Ouest vers le Nord Est. On passe en effet progressivement de la couverture autochtone des massifs cristallins externes français aux zones radicales des unités helvétiques et ultrahelvétiques.

Devant l'impossibilité d'établir des coupures structurales nettes nous résumerons les caractères stratigraphiques de l'ensemble du domaine paléogéographique actuellement observable entre les Chapieux et la frontière italo-suisse.

Le Trias présente, lorsqu'il existe, un faciès germanique, réduit le plus souvent aux grès et conglomérats du Trias inférieur (adhérant au socle cristallin), et aux dolomies capucin du Trias moyen. Les niveaux attribuables au Keuper n'ont jamais été observés en place.

Le Lias inférieur et moyen est à la fois lacunaire et néritique. Il traduit une grande instabilité du fond marin à l'époque du dépôt (faciès très peu profond ; Lias calcaire).

Le Lias supérieur très épais est à dominante schisteuse. Ce caractère, considéré comme typique de la "zone dauphinoise", persiste dans les unités attribuées à l'Ultrahelvétique.

En France l'existence de termes plus récents que le Lias supérieur n'est plus prouvée. On peut supposer que le Dogger et le Callovien sont représentés localement (niveaux 14 et 15 de la coupe de la Grande Ecaille, niveaux 16 et 17 de la coupe de l'arête sud est de la Tête de Belleval), sous des faciès de schistes et de calcschistes.

En Italie, par contre, la série se complète vers le haut par :

- un Dogger formé de calcaires à zones siliceuses,
- des schistes noirs attribués au Callovo-Oxfordien,
- un Malm calcaire à Calpionelles

Le Crétacé et le Tertiaire sont partout absents exception faite des niveaux albiens récemment découverts par G. ELTER, C. STURANI et R. COMPAGNONI sur le versant est du Mont-Blanc.

Remarquons toutefois que les grandes difficultés présentées par l'étude du secteur italien rendant le schéma ci-dessus très aléatoire et susceptible de modifications rapides soit par de nouvelles découvertes de faunes, soit par une meilleure compréhension de la structure.

## II. - UNITE DE FERRET

L'unité de Ferret est considérée comme la première des unités penniques au sens classique du terme. Elle est constituée d'un nombre restreint de termes qui ont en commun l'absence de datation.

Le Trias est représenté par des copaux de dolomies (Trias moyen) et des schistes bariolés ou des cargneules du Keuper.

La base de la série de Ferret proprement dite est une formation de schistes noirs non datés assez semblables à ceux décrits dans le domaine plus externe (Aalénien en particulier). Ce genre de comparaison ne signifie malheureusement pas grand chose.

Les schistes de Ferret (faciès "flysch") constituent la majeure partie de l'unité. Leur âge est inconnu, mais une certaine similitude avec les couches de Saint-Christophe des unités plus internes de Moûtiers et du Roignais-Versoyen peut les faire attribuer au Crétacé (?).

## III. - UNITE DE MOÛTIERS

Cette unité, structurellement plus interne que l'unité de Ferret, est surtout développée entre Moûtiers et les Chapiéux. Elle montre une série stratigraphique assez complète dont les caractères principaux sont les suivants :

Houiller : schistes noirs et grès fins d'épaisseur inconnue.

Permien : ce niveau montre deux faciès bien distincts. D'une part celui des schistes verts et violets (schistes de la Bagnaz) développé au Sud Ouest dans la partie frontale de l'unité, et d'autre part le faciès classique dit "verrucano" de quartzites phylliteux conglomératiques développé, lui, surtout au Nord Est.

Nous ne savons pas s'il existe un passage latéral de l'un à l'autre de ces faciès ou bien s'ils peuvent être superposés.

Le faciès des schistes de la Bagnaz pourrait dénoter une certaine affinité avec la zone des Aiguilles d'Arves alors que le faciès verrucano indiquerait plutôt une affinité plus interne "briançonnaise". Cependant dans le Briançonnais classique des schistes verts et violets existent aussi dans le Permien à Saint-Martin-de-Belleville et au col des Encombres par exemple (R. BARBIER).

Le Trias : cet étage présente une subdivision classique en trois niveaux, très proche de celle de la "zone briançonnaise" mais d'épaisseur plus réduite :

Trias inférieur : quartzites

Trias moyen : dolomies et calcaires, comportant à la base les classiques calcaires vermiculés.

Trias supérieur : évaporites et argilites du Keuper (à noter aussi parfois la présence de brèches à ce niveau).

Le Lias : peu épais dans l'ensemble il présente un faciès néritique marqué (calcaires blancs, massifs, marmoréens). Localement (Etroits du Siaix) le Lias moyen est calcschisteux.

Dogger - Jurassique supérieur - Crétacé inférieur et moyen, Cette période correspond très probablement à une longue émergence suivie d'une amorce de "renversement de subsidence" (Crétacé inférieur et moyen). H. SCHOELLER rangeait cependant dans le Dogger, les brèches de l'Aiguille du Grand Fond, ainsi qu'un niveau de schistes noirs et de calcschistes sous-jacent au "Flysch" que je parallélise pour cette raison avec l'ensemble antéflysch de l'unité du Roignais-Versoyen (Crétacé inférieur à moyen).

Rappelons que R. BARBIER admet la comparaison des Brèches du Grand Fond avec celles du Niélard. Il aurait donc tendance à leur attribuer un âge oxfordien. Cette question sera étudiée en détail plus loin.

Crétacé supérieur (incluant peut-être aussi le Paléocène) : cette période voit le dépôt du "Flysch de Tarentaise" avec ses divers ensembles lithologiques. Rien n'indique que le Tertiaire soit représenté avec certitude dans cette formation.

#### IV. - UNITE DU ROIGNAIS-VERSOYEN

La série stratigraphique de cette unité est très proche de celle de l'unité de Moûtiers en ce qui concerne les termes inférieurs jusqu'au Lias inclus.

Houiller : semblable à celui de l'unité de Moûtiers.

Permien : faciès verrucano, leptynites et faciès associés de la Pointe Rousse.

Trias : semblable à celui de l'unité de Moûtiers avec apparition toutefois sur la marge interne, de faciès bréchi-ques dans le Trias supérieur et de dolomies jaunes nororhétiques.

Lias : assez semblable à celui de l'unité de Moûtiers y compris sur la marge interne où apparaissent des calcschistes et des calcaires à silex.

Dogger Malm : cette période, comme dans le cas précédent, paraît correspondre à une émergence plus ou moins généralisée, qui se traduit, la plupart du temps, par une lacune des terrains correspondants. Nous avons montré, toutefois, que le conglomérat du Collet des Rousses peut être attribué à cette période (ou au Lias supérieur).

Crétacé inférieur et moyen : dépôt de l'ensemble antéflysch caractérisé par ses émissions volcaniques sous-marines et sa sédimentation réduite (faciès de schistes noirs).

Crétacé supérieur (incluant peut-être aussi le Paléocène) : série analogue à celle de l'unité de Moûtiers ("Flysch") à quelques variations de faciès près, en ce qui concerne la formation basale.

#### V. - UNITE DU PETIT-SAINT-BERNARD

La série stratigraphique en est très incomplète ; elle débute avec le Trias.

- Trias inférieur : quartzites (à l'état d'écailles).
- Trias moyen : calcaro-dolomitique.
- Trias supérieur : cargneules, dolomies jaunes (assurant la transition avec le Lias).

Lias : il comporte trois ensembles lithologiques d'importance inégale :

- Lias calcaire (Lias inférieur) : formé surtout de calcaires clairs à grosses zones siliceuses, il passe à la base à un Rhétien bien typique.

- Calcschistes (Lias moyen ?) : épaisse formation des schistes et calcschistes à bélemnites du Petit-Saint-Bernard.
- Schistes noirs : le niveau schisteux qui paraît terminer la série n'est pas daté directement ; sa position stratigraphique au-dessus des calcschistes à bélemnites permet d'y voir un Lias supérieur (?).

Cette série tronquée au-dessus du Lias, est trop incomplète pour pouvoir être comparée utilement à ses voisines. Les termes stratigraphiques présents montrent, toutefois, quelques analogies avec l'unité du Roignais-Versoyen :

- similitude des faciès au Lias inférieur ;
- analogie entre les calcschistes à bélemnites et les calcschistes associés au conglomérat du Collet des Rousses (versant sud de l'Aiguille de l'Hermitte).

La comparaison avec les unités voisines permet de penser qu'il existait autrefois des termes crétacés, à faciès "flysch" probable, actuellement disparus pour des raisons tectoniques.

## VI. - UNITE DE SALINS

Là encore nous rencontrons une série stratigraphique incomplète à la partie supérieure, tout au moins dans le secteur étudié. La prédominance des terrains carbonifères en est la caractéristique principale.

Houiller : schistes noirs, anthracite, grès et conglomérats présentant de fortes analogies avec les terrains de la "zone houillère" voisine (Briançonnais).

Permien : pratiquement absent en raison d'un décollement tectonique général au toit du Houiller.

Trias : l'étage présente les trois subdivisions classiques avec les mêmes caractéristiques que dans les unités de Moûtiers et de Roignais-Versoyen. A noter la présence de brèches étroitement associées aux dolomies du Trias moyen. Elles peuvent représenter, soit le sommet du Trias moyen, soit le Trias supérieur.

Lias : calcaire marmoréen très analogue à celui des unités de Moûtiers et du Roignais-Versoyen.

"Série supraliasique" : schistes gris à niveaux microbréchiques d'âge inconnu (Lias supérieur ? ou crétacé).

On peut donc remarquer ici encore l'absence des termes supérieurs de la série et notamment du "flysch" qui devrait normalement la terminer. Des lambeaux de ce dernier existent, plus au Sud aux environs de Moûtiers, où ils ont été décrits par R. BARBIER. Cet auteur voyait là du reste un argument permettant de ranger son "faisceau de Salins" dans la nappe des Brèches de Tarentaise dont il constituait la subdivision la plus interne.

## VII. - UNITE DE LA PIERRE AVOI

Cette unité a été traitée en détail dans la deuxième partie, bien qu'elle ne représente qu'une infime partie des terrains étudiés ici. Sa situation paléogéographique et la place qu'elle occupe dans les discussions nécessitent cependant de lui accorder une grande attention. La série stratigraphique est à nouveau assez complète et ses caractères "Brèches de Tarentaise" ont été soulignés depuis longtemps.

Au-dessus d'un "substratum" comprenant le Trias moyen et supérieur (brèches de la Pierre Avoi) ainsi qu'un Lias fossilifère (surmonté probablement du Dogger, en Valais) vient une puissante série détritique débutant par des niveaux conglomératiques et s'achevant avec un ensemble de schistes et de grès quartzitiques. Des ovardites ont été décrites en Suisse à ce dernier niveau.

La série conglomératique renferme des brèches à éléments énormes rappelant celles de l'Aiguille du Grand Fond.

### VIII. - UNITE DES COLS

L'unité des Cols est intéressante en raison de sa situation structurale. Elle occupe la marge interne du domaine étudié, entre la zone houillère briançonnaise et l'unité de la Pierre Avoi. Elle peut donc représenter un témoin des unités qui existent dans les Grisons par exemple, entre le Briançonnais et le Valaisan externe, selon la solution adoptée pour le problème des nappes du Schams.

L'état actuel de nos connaissances (encore très fragmentaires) exposé dans la deuxième partie du présent ouvrage peut se résumer ainsi :

il est pratiquement certain qu'une grande partie des terrains constituant cette unité appartient au Paléozoïque (Permo-Carbonifère).

Le Mésozoïque est représenté par quelques écailles triasiques (quartzites, dolomies et calcaires, cargneules) et surtout par une série schisto-gréseuse et carbonatée, parfois conglomératique qui n'est pas sans évoquer les termes supérieurs de la série de la Pierre Avoi et qui pourrait être d'âge crétacé. Il existe une forte probabilité de transgression directe de cette série détritique sur le substratum permo-carbonifère. L'hypothèse avancée par R. ZULAUF et R. TRUMPY d'un remaniement de terrains carbonifères au Crétacé, s'accorde bien avec ce schéma et pourrait expliquer la prépondérance des terrains à faciès carbonifères : certains le seraient vraiment, d'autres seraient remaniés. La situation des roches d'origine magmatique indubitable découvertes dans cette unité reste cependant ambiguë, elles peuvent appartenir, soit au Paléozoïque, soit aux formations d'âge crétacé supposé.

### IX. - NAPPE DU PAS DU ROC

Dans la région étudiée des terrains attribuables à cette unité n'existent que sous forme de lambeaux emballés dans la cicatrice tectonique des Gorges de l'Arbonne au Nord Ouest de Bourg-Saint-Maurice. Au-dessus d'un niveau de décollement dans le Trias supérieur, on n'observe guère qu'un Lias inférieur calcaire, et des calcschistes appartenant au Lias moyen ou supérieur.

### X. - CORRELATIONS PROBABLES DES UNITES ETUDIEES, ET CONSEQUENCES POUR LE SCHEMA PALEO-GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL REGIONAL

#### 1 - Introduction : les deux groupes d'unités structurales

Le résumé précédent permet de classer les unités étudiées en deux groupes : celles dont la série stratigraphique est complète (ou pratiquement complète) et celles dont la série est tronquée.

Au premier groupe appartiennent les unités de Moûtiers, du Roignais-Versoyen. Nous y rattacherons également pour l'instant les unités de la Pierre Avoi et des Cols, bien que, nous allons le montrer, des doutes puissent être émis sur l'intégrité de leur série stratigraphique.

Au second appartiennent : les unités dauphinoises, helvétiques et ultrahelvétiques, l'unité du Petit-Saint-Bernard et celle de Salins.

L'unité de Ferret doit être rangée un peu à part ; elle apparaît relativement incomplète en ce qui concerne ses termes inférieurs, mais elle semble bien pourvue de sa série détritique terminale. De ce fait elle serait assez proche du premier groupe.

Seules les unités du premier groupe sont évidemment susceptibles de guider une tentative de reconstitution paléogéographique ; il subsiste malgré tout, entre elles, des hiatus importants dans lesquels viennent s'insérer parfois certaines unités du second groupe (Petit-Saint-Bernard, Salins), ce qui pose des problèmes difficiles à résoudre. Il est nécessaire de discuter ces diverses questions avant de passer à la reconstitution évolutive de toute la zone étudiée.

## 2 - Les unités du premier groupe : la zone des Brèches de Tarentaise sensu stricto

Les unités du premier groupe ont en commun un certain nombre de caractères qui les individualisent nettement.

- Toutes comportent un "substratum" constitué, en ce qui concerne les termes du Mésozoïque inférieur, par une série réduite, lacunaire, où apparaissent déjà fréquemment des brèches (Trias supérieur, Lias, Dogger peut-être au Grand Fond).
- Une lacune généralisée semble affecter la plus grande partie du domaine considéré entre le Lias supérieur et le Malm inclus. Tous ces faits correspondent à une tendance générale positive des mouvements du fond marin (cordillère tarine de R. BARBIER).
- Le substratum se trouve ensuite recouvert par une série détritique marine plus ou moins différenciée lithologiquement suivant les secteurs considérés du domaine paléogéographique. Ces dépôts correspondent à une phase d'affaissement très progressive du fond marin (inversion de subsidence). Nous verrons néanmoins que la tranche d'eau n'est sans doute jamais très profonde, et que de nombreux hauts fonds ou zones émergées subsistent durant cette période.

Tous ces caractères persistent au Sud Ouest de la région considérée. Ils ont permis à R. BARBIER de définir, au Sud de l'Isère, une "nappe des Brèches de Tarentaise" avec les "digitations" du Niélard et de Moûtiers.

Le terme tectonique de "nappe", pour des raisons que j'exposerai plus loin, me paraît mal adapté (ce qui en corollaire à mon sens entraîne la suppression du terme digitation). Je préfère pour l'instant qualifier l'ensemble du domaine paléogéographique correspondant aux unités prises en référence, du terme général de Zone des Brèches de Tarentaise.

## 3 - Les unités du second groupe : problèmes de corrélation

Les unités du second groupe posent deux sortes de problèmes : d'une part déterminer les raisons pour lesquelles elles sont incomplètes à l'heure actuelle, d'autre part définir leur rattachement paléogéographique.

### a) Unités dauphinoises, helvétiques et ultrahelvétiques

En ce qui concerne ces unités il est possible de fournir une réponse d'ensemble à chacune des questions ci-dessus, bien que de très nombreux points restent encore obscurs.

Si l'on se borne à la région étudiée ici, le fait que les séries soient actuellement incomplètes peut s'expliquer de deux façons :

- On peut admettre que les termes du Jurassique supérieur, du Crétacé et du Tertiaire existent (au moins par endroits) mais qu'ils sont enfouis en profondeur sous les unités tectoniques plus internes (front pennique des auteurs). Ceci paraît être le cas, notamment en France au Sud du col de la Seigne.
- Il est, par contre, prouvé et bien connu que des secteurs entiers du domaine paléogéographique correspondant ont été expulsés tectoniquement et se retrouvent dans les nappes helvétiques et ultrahelvétiques actuellement décollées et transportées en position très externes (klippes préalpines).

En France l'histoire post-jurassique du domaine dauphinois est très mal connue puisque les terrains correspondants ne sont presque jamais visibles. Quelques indices incitent à la prudence en ce qui concerne la première des deux raisons exposées ci-dessus. On connaît en effet des formations tertiaires datées par des nummulites qui, en certains points, transgressent directement sur le Lias. Il en va ainsi sur le pourtour du petit massif cristallin du Rocheray (R. BARBIER, 1948) et dans la région de Roselend (J. MENESSIER, 1965). Il ne peut donc être exclu que l'évolution post-jurassique du domaine dauphinois soit parfois assez proche de celle de la zone des Brèches de Tarentaise et que des lacunes importantes y existent par endroits, ce qui fournirait une troisième explication et éclairerait d'un jour nouveau la paléogéographie de la zone dauphinoise.



b) Unités du Petit-Saint-Bernard et de Salins

Les cas des unités du Petit-Saint-Bernard et de Salins, bien que fort différents, ne peuvent guère être dissociés, car leurs relations structurales apportent une solution logique au problème paléogéographique.

b1) Unité du Petit-Saint-Bernard

L'unité du Petit-Saint-Bernard dont l'origine a été fort discutée (voir plus haut historique) est curieusement pincée entre l'unité du Roignais-Versoyen et la "zone houillère briançonnaise".

Sa série stratigraphique, très incomplète, montre des affinités à vrai dire assez légères avec les termes inférieurs de l'unité du Roignais. L'absence des termes supérieurs interdit de pousser le parallèle plus loin.

L'étude structurale, par contre, nous fournit une donnée décisive en révélant l'existence d'écaillés de terrains liasiques de l'unité du Petit-Saint-Bernard dans la cicatrice tectonique qui sépare l'unité de Salins de l'unité du Roignais-Versoyen. Ce fait nouveau établi dans le présent travail permet d'éliminer quelques hypothèses avancées jusque là :

- Le rattachement de l'unité du Petit-Saint-Bernard au domaine piémontais qui avait déjà perdu de son intérêt dès lors que G. et P. ELTER avaient démontré que les roches vertes du Versoyen appartenaient à une unité différente, paraît de plus en plus problématique. On ne voit pas bien par quel mécanisme structural compliqué des schistes lustrés piémontais seraient venus se "prendre au piège" entre deux unités appartenant à la zone des Brèches de Tarentaise.
- La position externe de l'unité du Petit-Saint-Bernard par rapport à celle de Salins exclut de même son parallélisme avec la "digitation" de la Grande Moendaz (nappe du Pas du Roc de R. BARBIER), interne par rapport à elle, hypothèse avancée par G. et P. ELTER. Cette solution était pourtant satisfaisante (au métamorphisme près, ainsi que l'a fait remarquer R. BARBIER), tant sur le plan des faciès que de la géométrie.
- Dans ces conditions la seule solution qui reste disponible est de voir dans l'unité du Petit-Saint-Bernard un élément paléogéographique intermédiaire entre l'unité du Roignais et l'unité de Salins. Cet élément se distinguerait alors des unités voisines par une évolution paléogéographique un peu différente au Lias (tendance vers un sillon un peu plus profond et surtout subsident).

Ainsi le rattachement de l'unité du Petit-Saint-Bernard à la zone des Brèches de Tarentaise paraît raisonnable bien que l'absence de la série terminale soit très gênante pour conclure définitivement.

b2) Unité de Salins

Immédiatement voisine vers l'intérieur de la chaîne l'unité de Salins est nettement rattachée par R. BARBIER à la zone des Brèches de Tarentaise. Elle marquerait en quelque sorte la limite entre les domaines paléogéographiques de cette dernière zone, et de la "nappe du Pas du Roc". Malheureusement la série stratigraphique visible, à très nette dominante de terrains carbonifères (très proches de ceux du Briançonnais - J. FABRE), n'est pas très explicite. En ce qui concerne les termes triasiques et du Lias inférieur, il ne fait pas de doute que les caractères sont très similaires à ceux des unités du Roignais-Versoyen et de Moûtiers. Les schistes qui, à la Grande Combe, surmontent le Lias calcaire peuvent, à la rigueur, être mis en parallèle avec les calcschistes et schistes qui, dans l'unité du Petit-Saint-Bernard, occupent une position similaire, tandis que la présence de brèches au Trias supérieur évoquerait plutôt l'unité de la Pierre Avoi.

A vrai dire le problème paléogéographique posé par l'unité de Salins me paraît lié à celui des unités de la Pierre Avoi et des Cois.

Il ne fait pas de doute, comme cela est admis depuis longtemps (R. BARBIER, 1951 - R. TRUMPY, 1951) que l'unité de la Pierre Avoi appartient à la zone des Brèches de Tarentaise. J'y rangerai également l'unité des Cois qui, à maints égards me paraît assez proche paléogéographiquement de la précédente.

Ces deux unités jalonnent donc, elles aussi, la limite interne entre le domaine de Tarentaise et les unités "sub-briançonnaises vraies".

Cartographiquement, il est impossible d'étudier les rapports entre unités du Petit-Saint-Bernard et de Salins d'une

part, de la Pierre Avoi et des Cols d'autre part. Un important hiatus d'observation entre la Tête du Chargeur et la région de Pétozan ne permet pas d'effectuer le raccord des structures septentrionales et méridionales.

Il est, par conséquent, impossible de déterminer directement si l'unité du Petit-Saint-Bernard vient s'intercaler entre les unités du Roignais et de la Pierre Avoi, ou bien à l'Est de celle-ci, en arrière de l'unité des Cols.

La première solution paraît la plus raisonnable pour les raisons suivantes :

- Malgré une forte analogie de l'ensemble des séries stratigraphiques des unités du Roignais-Versoyen et de la Pierre Avoi (dénotant leur appartenance à une entité paléogéographique commune sur le plan évolutif) il existe d'assez nombreuses divergences de détail. Ceci paraît indiquer que paléogéographiquement les domaines primitifs des deux unités étaient relativement éloignés.
- J'ai émis par ailleurs l'idée qu'en Tarentaise les unités du Roignais-Versoyen et du Petit Saint-Bernard étaient par contre assez proches paléogéographiquement. Rappelons néanmoins que les analogies comme les différences ne reposent dans le cas particulier que sur les seuls termes inférieurs de la série.
- Je rappellerai à ce propos avoir observé en compagnie de R. TRUMPY, à la Pierre Avoi même (Valais) au-dessus d'un Lias calcaire à zones siliceuses daté du Pliensbachien, une série de calcschistes d'aspect "flyschoïde" selon l'expression de l'auteur suisse, et attribué par lui au Dogger. Il pourrait tout aussi bien s'agir de Lias supérieur. Dans la même unité P. E. FRICKER (1960) a même signalé l'existence de schistes noirs attribués avec doute à l'Aalénien, au-dessus des calcschistes (cf. aussi R. TRUMPY, 1951). Quoi qu'il en soit cette superposition Lias calcaire, calcschistes, et éventuellement schistes noirs, évoque plus l'unité du Petit-Saint-Bernard que celle pourtant voisine du Roignais-Versoyen. Par contre, je n'ai rien remarqué de semblable au sein de l'unité des Cols.

Pour toutes ces raisons je pense que le domaine paléogéographique originel de l'unité du Petit-Saint-Bernard est intermédiaire entre celui des unités du Roignais-Versoyen et de la Pierre Avoi.

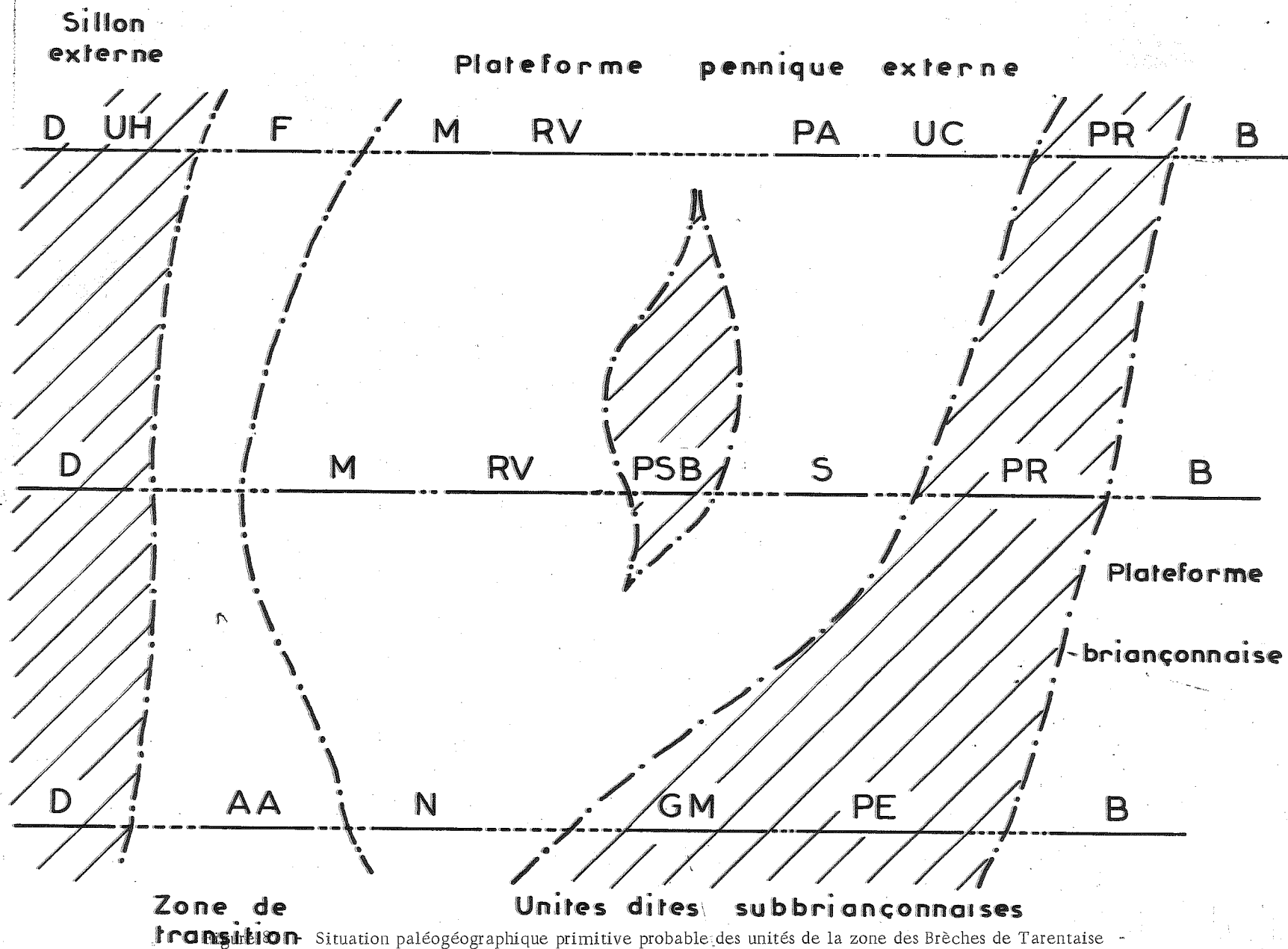
Ceci étant admis, il apparaît immédiatement "un air de famille" certain entre les unités de Salins et des Cols. Toutes deux occupent une même situation structurale, à la marge interne du domaine des Brèches de Tarentaise. L'une et l'autre montrent une grande prédominance des terrains carbonifères, ainsi qu'une série mésozoïque réduite et très morcelée s'apparentant nettement à la zone des Brèches de Tarentaise. Comme par ailleurs j'ai indiqué dans le cours de l'exposé (IIe partie) que l'unité des Cols semble correspondre à une zone sinon de cordillère, tout au moins de haut fond périodiquement émergé, la conclusion paraît inévitable :

Les unités de Salins et des Cols (ainsi sans doute que de la Pierre Avoi) paraissent correspondre à une zone interne de haut fond et de cordillère qui fait la charnière entre la zone des Brèches de Tarentaise et le domaine des unités "subbriançonnaises" (nappe du Pas du Roc).

#### c) Unité de Ferret

.....

Cette unité occupe une place à part dans la classification proposée. Il est d'autant plus difficile de situer son origine paléogéographique que les terrains qui la constituent ne sont pas datés. Il me paraît difficile de la ranger dans la zone des Brèches de Tarentaise, comme le font les auteurs suisses, au seul vu de sa série détritique terminale. Pour une telle attribution il convient de prendre en compte également le substratum, qui est très caractéristique. Or, dans le cas de l'unité de Ferret, celui-ci est incomplet et ce que l'on en voit s'apparente davantage au domaine ultrahelvétique qu'à la zone des Brèches de Tarentaise. Il me paraît donc logique pour l'instant de considérer que l'unité de Ferret appartient à un domaine paléogéographique intermédiaire entre les zones ultrahelvétiques et les Brèches de Tarentaise. Des hiatus très importants tant vers l'extérieur de la chaîne que vers l'intérieur isolent en fait cette unité et lui confèrent son caractère particulier.



Situation paléogéographique primitive probable des unités de la zone des Brèches de Tarentaise

#### 4 - Schéma paléogéographique de l'ensemble de la zone étudiée

La figure 87 résume de façon très schématique les idées exposées ci-dessus. Les unités étudiées sont représentées par un trait plein supporté par une ligne horizontale représentant de façon théorique le socle cristallin avant déformation. Les pointillés représentent les domaines paléogéographiques intermédiaires qui échappent actuellement à l'observation pour diverses raisons (qui ne sont pas explicitées sur le schéma).

Les transversales (1) et (2) correspondent dans l'ordre aux régions situées au Nord de la Doire Baltée (n° 1) et à la région de Bourg-Saint-Maurice (n° 2). La transversale (3), interprétée d'après les travaux de R. BARBIER (1948) prise entre l'Arc et l'Isère, est donnée à titre de comparaison.

### B. - EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE DE LA ZONE DES BRECHES DE TARENTAISE

#### I. - EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE (fig. 88)

Le point de départ de l'étude évolutive sera fourni par les deux unités voisines de Moûtiers et du Roignais-Versoyen. Les résultats seront généralisés à l'ensemble de la région étudiée entre la zone dauphinoise et les unités "subbriançonnaises vraies".

#### 1 - Fin de l'époque hercynienne : (Permien)

Les données dont nous pouvons disposer à ce sujet sont peu nombreuses et disparates. J'ai indiqué plus haut (p. 43) que le futur domaine des Brèches de Tarentaise correspond probablement, à cette époque à une zone de transition entre les faciès "externes" marqués par une subsidence assez faible (Permo-Carbonifère relativement peu épais), et les faciès "internes" résultant d'une subsidence forte (séries épaisses de la "zone briançonnaise"). Je verrais assez volontiers les montées magmatiques acides fini-hercyniennes (leptynites de la Pointe Rousse par exemple) facilitées par une zone de distension, à la charnière de ces deux domaines.

#### 2 - Le Trias

Dans l'ensemble les faciès du Trias restent assez constants dans toute la région étudiée, autant que l'on puisse en juger sur le petit nombre d'affleurements corrects. Sur le plan stratigraphique nous avons relevé de très nombreuses analogies avec le Trias de la zone briançonnaise. La plupart des grandes coupures lithologiques décrites en Vanoise par F. ELLENBERGER par exemple (pour ne considérer que le domaine le plus voisin) se retrouvent en Tarentaise (exception faite pour les niveaux d'évaporites du sommet du Werfénien). La seule différence est une réduction considérable des épaisseurs. A ce titre notre région doit bien être considérée comme paléogéographiquement intermédiaire entre les zones non subsidentes de la couverture des actuels massifs cristallins externes et le domaine briançonnais subsident à la même époque. Les intermédiaires directs entre notre région et la zone briançonnaise sont à rechercher dans les unités "subbriançonnaises vraies" (nappe du Pas du Roc). Du fait du décollement général de cette unité au niveau du Keuper (R. BARBIER, 1948 - 1963 b), les termes inférieurs du Trias subbriançonnais ne sont malheureusement pas connus.

Le caractère faiblement subsident de toute notre région au Trias est confirmé par la présence de brèches en de nombreux points (unités de Moûtiers, de la Pierre Avoi, de Salins) entre la fin du Trias moyen et le Trias supérieur. Il y a là une analogie intéressante avec certains secteurs du domaine briançonnais (J. DEBELMAS, 1955). Ces brèches indiquent pour des secteurs d'extension limités, des mouvements positifs qui entraînaient l'existence de reliefs sous-marins d'une certaine importance. Cette tendance au soulèvement progressif va s'amplifier et se généraliser avec la période suivante.

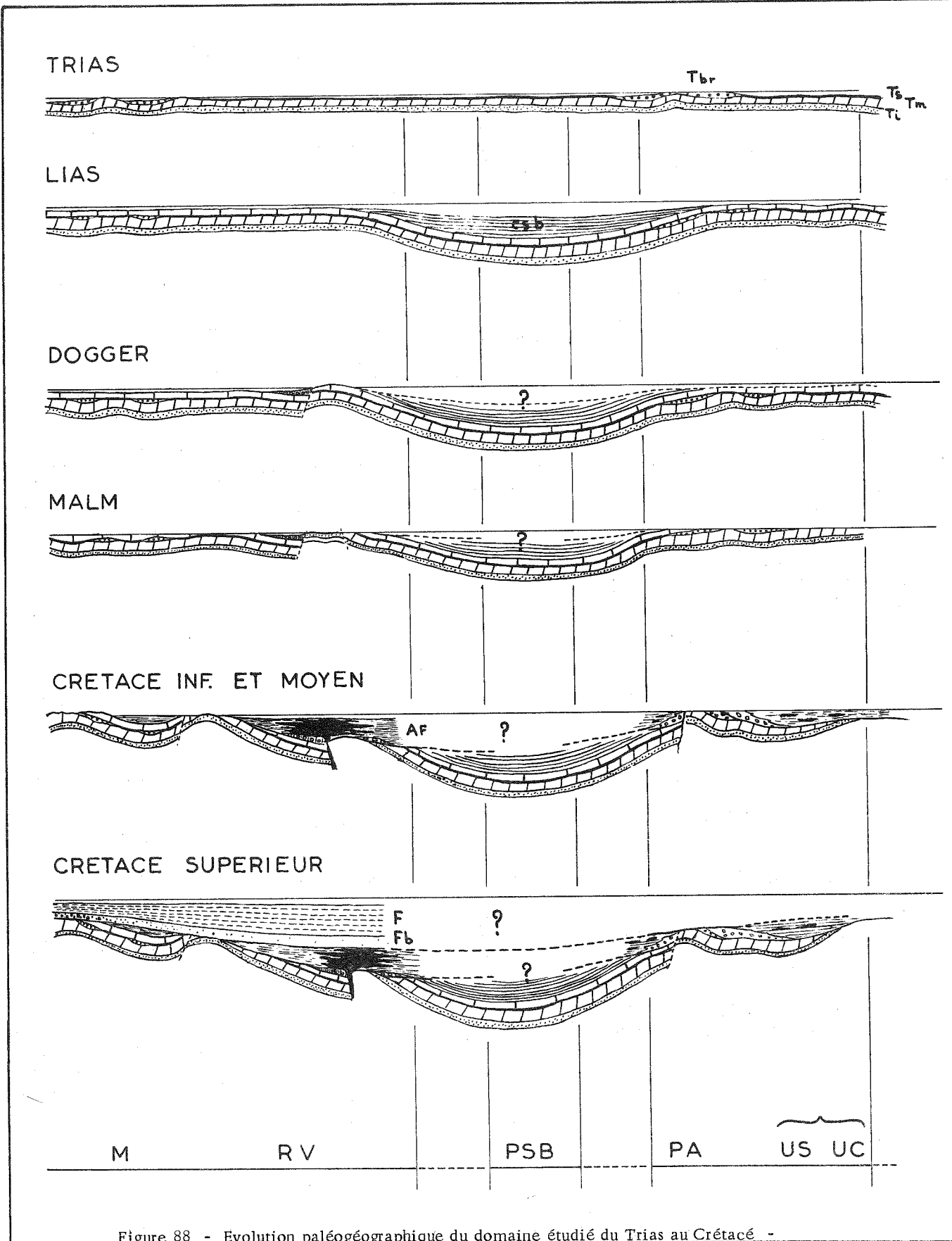


Figure 88 - Evolution paléogéographique du domaine étudié du Trias au Crétacé -

### 3 - Le Lias

Avec le Lias nous voyons en effet s'instaurer un régime de mer très peu profonde donnant naissance à des calcaires zoogènes parfois même récifaux et ceci sur la quasi totalité de la zone étudiée.

Une exception importante est toutefois représentée par l'unité du Petit-Saint-Bernard où nous voyons, localement, se former à partir du Lias moyen un bassin un peu plus profond et subsident. Dans ce bassin se sont déposés les calcschistes épais de la région du Petit-Saint-Bernard. Ce bassin était très vraisemblablement d'extension très limitée dans le sens actuel d'allongement de la chaîne si l'on se fie aux affleurements visibles.

### 4 - Dogger Malm

L'existence de niveaux appartenant, avec certitude, à cette période n'a jamais été démontrée dans notre région. Dans la plupart des cas au contraire leur absence est prouvée (transgression directe de la série détritique de Tarentaise ou de l'ensemble antéflysch sur divers termes échelonnés du Trias au Lias).

Ainsi la période allant du Dogger au Malm marque-t-elle la poursuite du mouvement généralisé d'exhaussement du fond marin provoquant finalement une émergence totale de la zone.

Quelques réserves doivent cependant être apportées à ce schéma. Les brèches et microbrèches crétacées renferment très fréquemment, nous l'avons signalé, des éléments dont le micro-faciès (calcaire oolithique) évoque très fortement celui du Dogger à Mytilus, classique dans les unités subbriançonnaises. Or la reconstitution du bassin crétacé tel que nous l'avons esquissé exclut une telle provenance. Il n'est donc pas impossible que localement le Dogger ait existé au-dessus du Lias dans notre région. Rappelons, à ce sujet, que H. SCHOELLER a montré qu'à Villette, au-dessus des calcaires liasiques, existait un faciès oolithique à Modioles ressemblant à celui du Dogger subbriançonnais. Ce Dogger aurait alors été érodé en totalité lors de la phase d'émergence qui a suivi immédiatement son dépôt. Il est en effet remarquable qu'aucun élément attribuable à du Malm n'ait été découvert dans les brèches postérieures. La présomption est donc très forte pour une émergence à cette époque.

Nous rappellerons également que pour H. SCHOELLER les brèches à blocs énormes de l'Aiguille du Grand Fond appartiennent également au Dogger. A vrai dire cette datation est assez vague et nous montrerons plus loin qu'il pourrait s'agir aussi bien de formations crétacées.

Enfin nous signalerons le cas du conglomérat du Collet des Rousses de l'unité du Roignais-Versoyen, qui peut lui aussi correspondre partiellement au Dogger.

En résumé, la tendance à l'exhaussement du fond marin, débutant par place au Trias supérieur, se poursuit et se généralise au Lias (exception faite de la zone du Petit-Saint-Bernard), pour s'accroître avec le Dogger et surtout le Malm où se produit probablement une émergence généralisée.

### 5 - Crétacé inférieur et moyen

Au Crétacé inférieur et moyen nous assistons à un phénomène léger de basculement entraînant un retour timide de la mer sur la partie interne de notre région. Il s'agit là de la reprise très modérée du phénomène de subsidence qui va conduire à l'individualisation du bassin crétacé de Tarentaise.

A vrai dire le domaine marin correspondant, très peu profond, est le siège d'une sédimentation extrêmement faible où prédomine un faciès de schistes noirs azoïques. Les apports en provenance des zones émergées sont quasi nuls, ce qui implique des reliefs très faibles sur les bords du bassin, et seules quelques passées microbréchiennes sont décelables çà et là.

Ce bassin marin est très probablement cloisonné par des rides, héritage de la période d'émergence précédente (rides de Pont-Saint-Antoine et de Crêt-Bettex - unité du Roignais-Versoyen). Vers l'Ouest et le Sud Ouest l'émergence se prolonge certainement (absence probable du Crétacé dans une partie de l'unité de Mofitiers, région d'Hautecour par exemple), et également dans celle du Niélard, plus au Sud.

Vers l'Est par contre, si la profondeur du bassin ne paraît pas s'accroître notablement, la subsidence est plus intense et cette mobilité du fond est accompagnée de fissures de distension qui livrent passage à des montées magmatiques.

Celles-ci s'épanchent tout d'abord dans des sédiments meubles qu'elles contaminent plus ou moins. Ensuite l'intumescence sous-marine ainsi formée voit peu à peu les épanchements se rapprocher du fond et finir par s'effectuer en eau libre. Il se forme alors des laves en coussins et des brèches d'explosion. Cet ensemble volcano-sédimentaire constitue notre série du Versoyen.

Nous remarquerons également qu'une ride sous-marine précoce, héritage de l'émersion post-liasique existait probablement au niveau de la Pointe Rousse (fig. 88, coupe 5). Contrairement à celui plus externe du Pont-Saint-Antoine - Crêt-Bettex, ce relief sous-marin, pris dans la zone de subsidence plus intense, s'est trouvé assez rapidement submergé au Crétacé inférieur. C'est ainsi que sur la périphérie de la Pointe Rousse la base de la série du Versoyen est marquée par des conglomérats à ciment de schistes noirs et à éléments de leptynites permienne de type Pointe Rousse et de quartzites triasiques.

La présence du conglomérat du Collet des Rousses (d'âge Lias supérieur - Dogger ?) dans le même secteur, montre que ce relief s'est probablement individualisé assez précocement et de façon très marquée (érosion jusqu'au Permien). On peut ainsi définir une véritable petite cordillère de la Pointe Rousse caractérisant une zone particulièrement mobile, au voisinage de laquelle se sont sans doute produites les montées magmatiques. La présence de gros blocs de conglomérat du Collet des Rousses emballés dans les ophiolites à la Pointe du Clapey renforce cette opinion. Le revers oriental de cette cordillère qui fait le raccord probable avec l'unité du Petit-Saint-Bernard nous est malheureusement inconnu.

Nous allons essayer maintenant de préciser quelque peu les limites du Bassin de Tarentaise au Crétacé inférieur et moyen.

Vers l'Ouest il ne dépassait probablement pas l'unité de Moûtiers. Seuls, les calcschistes peu épais attribués par H. SCHOELLER, au Dogger, mais qui sont curieusement toujours situés à la base de la série détritique de Tarentaise et dont l'âge peut être de ce fait discuté, en constituent éventuellement l'équivalent.

Vers le Sud Ouest toute conclusion est impossible, les unités du Roignais-Versoyen et de Moûtiers disparaissant très vite au Sud de l'Isère sous les unités "subbriançonnaises". Nous savons par contre qu'il n'existe pas trace de l'ensemble antéflysch au Niélard.

Vers l'Est nous ne pouvons rien conclure. Si le bassin crétacé s'étendait dans cette direction comme cela est probable, les témoins devraient en être recherchés dans l'unité du Petit-Saint-Bernard (si l'on admet notre schéma paléogéographique d'ensemble). Or, nous y avons montré l'existence d'un clivage complet de la série au niveau des schistes noirs du Lias supérieur. Toute trace du bassin crétacé a donc disparu "accidentellement".

Le problème de l'extension du bassin vers le Nord Est est également difficile à résoudre bien que, comme nous allons le voir, les jalons intéressants ne manquent pas pour émettre des hypothèses.

Si l'on se limite à l'examen de l'unité du Roignais-Versoyen on retire l'impression que le bassin marin devait se fermer assez rapidement dans cette direction, ou que tout au moins, l'on atteignait des zones proches d'un littoral. En Valais en effet, les couches de la Peula de R. TRUMPY, équivalentes de notre ensemble antéflysch deviennent très détritiques (conglomérats, microbrèches, grès) et les niveaux argileux diminuent d'importance en proportion.

Pour tenter de définir le devenir du bassin en position un peu plus orientale il nous faut maintenant revenir sur les unités de la Pierre Avoi et des Cols.

Rappelons le schéma général établi à leur propos (particulièrement pour la première) : sur un substratum allant du Trias (brèches dans le Trias supérieur) au Dogger probable (à la Pierre Avoi) repose une série détritique constituée dans ses grandes lignes d'un ensemble conglomératique basal, et d'une série schisto-quartzitique à ovardites.

C'est au sein de la série conglomératique basale que se rencontrent les brèches à éléments gigantesques parallélisées par R. TRUMPY (1955 a) avec les conglomérats de l'Aiguille du Grand Fond de H. SCHOELLER. La situation stratigraphique pour autant que l'on puisse en juger est effectivement tout à fait comparable. Si ce parallèle est admis, la chronologie proposée par R. TRUMPY pour la série détritique de la Pierre Avoi ne cadre pas très bien avec cette hypothèse. En effet, cet auteur propose (avec prudence cependant) de comparer la série conglomératique de la Pierre Avoi avec la formation basale de la série détritique de Tarentaise (ses couches de l'Aroley), et la série schisto-quartzitique avec les couches des Marmontains. Il faut alors rappeler que dans le massif du Grand Fond (unité de Moûtiers) la succession des couches est la suivante, de bas en haut (H. SCHOELLER, 1949, p. 170 - 173) :

- 1 - Quartzites triasiques.
- 2 - Calcaires microbréchiques, brèches à éléments énormes et ciment calcaire.
- 3 - Calcschistes et schistes renfermant encore des blocs peu nombreux mais de forte taille de toutes les roches du substratum.
- 4 - Schistes et calcschistes.

- 5 - Conglomérat de la base de la série détritique de Tarentaise.
- 6 - Couches des Marmontains.

Sur certaines coupes les brèches de l'Aiguille du Grand Fond transgressent les calcaires liasiques au lieu des quartzites du Werfénien.

Nous constatons donc que les brèches du Grand Fond dans la localité type ne peuvent être en aucun cas assimilées à la formation basale de Tarentaise ; ce à quoi revient pourtant l'hypothèse chronologique de R. TRUMPY. H. SCHOELLER est formel à ce sujet ; pour lui les niveaux 2 - 3 - 4 de la coupe ci-dessus représentent une seule et même entité lithologique qu'il range dans le Dogger.

Je propose ici une hypothèse qui paraît susceptible d'accorder les deux points de vue :

- Les brèches du Grand Fond, considérées comme représentant le Dogger par H. SCHOELLER, l'Oxfordien (éventuellement) par R. BARBIER (analogie avec les brèches du Niélard et du Télégraphe) représenteraient en fait le Crétacé inférieur et moyen. Elles seraient donc synchrones de notre ensemble antéflysch de l'unité du Roignais-Versoyen et pourraient alors marquer la limite occidentale du bassin.
- Dans cette hypothèse il en irait de même pour les séries conglomératiques et schisto-quartzitiques de la Pierre Avoi qui de ce fait représenteraient elles aussi l'équivalent de l'ensemble antéflysch, c'est-à-dire des couches de la Peula de R. TRUMPY et non du couple Aroley - Marmontains.

Les ovardites, signalées depuis longtemps au sein de la série schisto-quartzitique, ainsi que les prasinites et ovardites de l'unité des Cols prendraient alors une signification très précise. Il s'agirait de l'homologue exact, quoique de développement moindre, des émissions sous-marines du Versoyen. On retrouverait ainsi d'une certaine façon les hypothèses avancées tant par R. TRUMPY que par R. ZULAUF mais dans un contexte structural plus satisfaisant.

Cette interprétation soulève cependant un problème d'importance : qu'est devenue, dans ce cas, l'épaisse série détritique qui devrait surmonter, comme dans l'unité du Roignais-Versoyen, l'ensemble antéflysch à ophiolithes ? Y a-t-il eu expulsion globale de la partie terminale de la série comme dans l'unité voisine du Petit-Saint-Bernard ? Dans ce cas les érosions post-paroxysmales ont-elles effacé toutes traces de ces terrains ? Faut-il, au contraire, rechercher là l'origine de certains flyschs charriés vers l'extérieur de la chaîne, et impliqués actuellement dans les complications structurales des unités ultrahelvétiques (flysch du Niésen). Il y a là un problème d'envergure qui dépasse singulièrement le cadre de ce travail.

## 6 - Le Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur voit se poursuivre la tendance subsidente apparue précédemment. Le domaine marin s'étend rapidement à la totalité de la zone des Brèches de Tarentaise prise en considération au cours du présent travail. Certains secteurs restent émergés beaucoup plus longtemps au Sud Ouest ainsi que nous le montrerons en élargissant ultérieurement le cadre de notre reconstitution.

La mobilité extrême du fond subsiste durant toute cette période. Elle est responsable d'une grande variabilité dans la forme, les dimensions, la profondeur du bassin marin. La reconstitution fine des diverses étapes nous est impossible quant aux limites de celui-ci d'une part, à la chronologie d'autre part.

Cependant ces diverses variations ont eu une influence directe sur la nature, le mode de dépôt et l'épaisseur des sédiments correspondants. Ceci nous permet indirectement, par le biais de la sédimentologie d'approcher de façon satisfaisante le schéma évolutif.

Ainsi, dès le début du Crétacé supérieur semble-t-il, nous assistons à un retour général de la sédimentation carbonatée. Des reliefs émergés subsistent encore au Sud Ouest de notre région (cordillère ou dorsale d'Haute-cour) qui alimentent à leur voisinage une série très grossièrement détritique. Cette dorsale est la source principale du matériel détritique de la formation basale de Tarentaise (une source de même type existe probablement au Nord du secteur étudié quelque part en Valais).

L'épandage des produits détritiques s'effectue sous forme de vastes deltas sous-marins sous une tranche d'eau peu profonde, par divagation de courants chargés. Le sens des apports est grosso modo Sud Ouest Nord Est (ou Est Nord Est).



Un affinement progressif très marqué se produit dans cette direction et nous passons ainsi peu à peu à une sédimentation uniquement carbonatée qui caractérise la marge interne de l'unité du Roignais-Versoyen. Les émissions ophiolitiques ont alors cessé depuis peu dans ce secteur avec des conditions d'eau très peu profonde (H. LOUBAT, 1967). La sédimentation carbonatée allochtone remplace alors celle des schistes noirs caractéristique de la phase antérieure de l'évolution du bassin. Remarquons que, si la subsidence paraît là se poursuivre légèrement plus vite, les conditions bathymétriques ne paraissent guère modifiées pour autant. J'ai en effet mentionné la persistance des figures de litage entrecroisé dans les faciès uniquement carbonatés (anciennes calcarénites ?). Aucune figure sédimentologique particulière ne vient en outre attirer l'attention sur la possibilité d'un accroissement rapide de la pente du fond marin. Celle-ci s'avère remarquablement faible et homogène. Localement toutefois la subsidence peut être plus rapide et des séries plus épaisses prennent naissance (massif de la Grande Rochère, Aiguilles de Chambave).

Avec la période correspondant au dépôt des Couches des Marmontains les conditions paléogéographiques changent complètement quant à la nature et l'origine des apports (les deux étant du reste liées). La sédimentation carbonatée s'interrompt pour un temps, alors que cesse de fonctionner la cordillère de Hautecour. Une sédimentation siliceuse (grès et quartzites) la remplace. Les zones d'apport paraissent maintenant se tenir au Nord Est (ce qui implique un véritable basculement des tendances positives), probablement sur le vaste domaine à caractère de haut fond qui sépare la zone des Brèches de Tarentaise des unités subbriançonnaises. Il est très probable que les érosions ont atteint là le socle permio-carbonifère ou triasique siliceux, ce qui explique le changement complet dans la nature du sédiment. Les conditions bathymétriques restent relativement peu profondes ainsi qu'en attestent les bancs très épais de quartzites sur toute la marge interne actuellement visible (faciès quasi molassique). Par endroits, toutefois, une variabilité plus grande de la pente pouvait entraîner des phénomènes de slumping, voire quelques "turbidites" (coupe de La Thuile).

Avec la formation terminale des Couches de Saint-Christophe, nous assistons à une modification radicale de la forme du bassin. Ceci est attesté par l'apparition d'un faciès flysch très homogène dans son ensemble, quelles que soient les régions du domaine considéré, et notamment indifférent aux variations de faciès importantes relevées dans les deux ensembles précédents. Ceci traduit à mon avis un élargissement considérable du bassin marin, dû à la disparition quasi totale de toutes les rides ou dorsales qui l'accidentaient jusqu'alors. Cette disparition est à mettre en relation avec l'accroissement important de la subsidence, attesté par l'épaisseur de la formation correspondante. On peut même se demander si ce bassin marin ne s'étend pas maintenant vers l'extérieur jusqu'au domaine ultrahelvétique. Il me paraît raisonnable de penser tout au moins que l'unité de Ferret est alors englobée dans ce mouvement général. Certains reliefs restent probablement émergés ou tout au moins à l'état de hauts fonds en quelques points difficiles à localiser. Dans l'unité de Moutiers par exemple, très au Sud Ouest, H. SCHOELLER mentionne à nouveau la présence de conglomérats à éléments de cristallins et de grès grossiers microbréchiques à la base des Couches de Saint-Christophe. Nous rappellerons également dans la même position le conglomérat singulier de la Tête des Jeunes dans la basse vallée de la Doire de Verney.

Il faut remarquer que le flysch terminal est avant tout un flysch calcaire. Les strates carbonatées l'emportent nettement en proportion sur les interstrates schisteuses. Ceci signifie d'une part que le matériel carbonaté (légèrement sableux de surcroît) constitue bien la phase détritique allochtone, et d'autre part que la fréquence des apports était grande, ce qui dénote une intense activité érosive sur les bords du bassin. Ceci traduit une montée lente mais continue du domaine émergé, à laquelle paraît répondre momentanément la subsidence du domaine immergé. Ce phénomène de subsidence ne paraît toutefois pas s'être poursuivi indéfiniment comme si, à la limite, la tendance positive des mouvements avait fini par l'emporter à très grande échelle. J'ai en effet montré que les termes probablement les plus récents de la série (selon leur position structurale), dans la zone axiale de l'unité du Roignais-Versoyen, montraient le retour à des conditions particulières : présence de très gros bancs (plusieurs mètres) de grès calcaire, voire de grès pur, absence totale d'interstrates schisteuses, comme si l'on commençait à assister à la "fermeture" du bassin.

Nous touchons là, sans pouvoir le résoudre malheureusement pour l'instant, un des points cruciaux de l'évolution du bassin de Tarentaise. Nous rappellerons en effet qu'il n'a jamais été trouvé dans la série détritique de Tarentaise aucun fossile attestant la présence certaine du Tertiaire, tels les nummulites.

Pour cette raison j'ai émis l'hypothèse que les termes ultimes du flysch pouvaient être au plus d'âge paléocène.

Ceci différencie donc nettement les diverses séries détritiques dont nous avons traité, des "flyschs" des unités voisines (Aiguilles d'Arves, Niélard, unités subbriançonnaises) qui apparaissent tous avec le Lutétien et se développent jusqu'au Priabonien.

Dans le cadre défini ci-dessus il ne m'apparaît pas impossible que ceci soit dû à une reprise des mouvements positifs sur une bonne partie de la zone des Brèches de Tarentaise dès le Paléocène ou l'Eocène inférieur conduisant à la fermeture définitive et à la cessation de l'activité du bassin marin sur les zones correspondantes.

Dans ces conditions il nous est impossible, en se limitant strictement à notre région, d'analyser directement la période fort importante de l'évolution de la chaîne qui correspond au paroxysme des mouvements alpins proprement dits. Celui-ci ne nous a en effet légué que les structures actuelles (souvent complexes) ainsi qu'un métamorphisme général des séries, qui bien que faible, suffit dans la plupart des cas à compliquer la tâche du stratigraphe. La période paroxysmale qui s'étend de l'Eocène inférieur (selon toute vraisemblance) à l'Oligocène ne peut être abordée qu'indirectement par la comparaison avec certaines régions voisines, ou bien avec les secteurs entiers du domaine paléogéographique d'origine, expulsés lors du paroxysme, vers le domaine externe de la chaîne (nappes préalpines). De telles indications restent malgré tout bien aléatoires.

## II. - EVOLUTION GEODYNAMIQUE : HISTORIQUE DES DEFORMATIONS SUBIES PAR LA REGION ETUDIEE DEPUIS LA FIN DE L'EPOQUE HERCYNIEUNE

Ce qui précède montre une évolution géodynamique continue depuis la période laisique jusqu'au paroxysme alpin inclu, dans laquelle on peut cependant distinguer deux périodes :

- La période préparoxysmale qui correspond finalement à la gestation de la partie de la chaîne étudiée jusqu'ici et qui peut, à ce titre, être considérée comme une période embryonnaire.
- La période paroxysmale qui va conférer au matériel préalablement élaboré les structures que nous observons de nos jours.

Je vais, dans ce qui suit, récapituler les grandes lignes de cette évolution telles qu'elles ressortent du présent travail.

### 1 - La période préparoxysmale

De nombreux auteurs, dont R. TRUMPY, admettent que les limites isopiques fini-hercyniennes n'avaient que peu de traits communs avec les futures lignes isopiques proprement alpines. Il n'en serait par exemple pour preuve que la répartition des faciès du "verrucano", que l'on connaît dans les unités de Tarentaise, et surtout en Briançonnais, dans les Alpes occidentales, mais qui forme en Suisse orientale le soubassement de toutes les unités helvétiques (R. TRUMPY 1963). Ceci étant admis, il n'en reste pas moins vrai qu'à cette époque le futur arc alpin paraît quand même ébauché par la zone nettement subsidente du Briançonnais (géosynclinal archaïque de F. ELLENBERGER). Notre région est située, comme nous l'avons expliqué, à la limite de ce domaine mobile, mais encore probablement sur la "plate-forme". Les seules manifestations tardi-hercyniennes décelables dans notre région sont représentées par les montées magmatiques acides qui ont donné naissance aux leptynites de la Pointe Rousse.

Le Trias marque une période de repos sur le plan des déformations, attestée par nos séries très homogènes quelles que soient les unités considérées et leurs épaisseurs restreintes par rapport au domaine briançonnais par exemple, où se poursuivent les mouvements négatifs de subsidence.

Avec le Lias débutent les tous premiers mouvements de l'orogénèse alpine proprement dite. Il ne s'agit en fait que d'une tendance généralisée, sur un très vaste secteur du domaine alpin, à l'exhaussement des fonds marins (mouvements positifs). Certaines zones limitées manifestent pourtant une tendance subsidente marquée (unité du Petit-Saint-Bernard dont l'évolution doit être rapprochée à cette époque de celle de la "zone subbriançonnaise" (sillon relatif).

La tendance positive se poursuit très lentement au Dogger et surtout probablement au Malm qui paraît bien connaître une émergence généralisée.

Avec le Crétacé le sens des mouvements va s'inverser, de façon extrêmement progressive. A la lente pulsation verticale précédente va succéder une pulsation négative dont les effets seront très modérés sur une longue période de temps (du Néocomien au Maestrichtien exclus ?).

Le terme d'inversion de subsidence est donc justifié, bien que les effets en soient modestes.

A vrai dire cette nouvelle période de subsidence faible correspond en réalité à un basculement lent grosso modo d'Ouest en Est, autour d'un pivot où persiste la tendance positive. Les indices les plus nets de cette zone positive rémanente se trouvent au Sud Ouest de notre région, dans les parties externes de l'unité de Moûtiers et dans la "digitation" du Niélard de R. BARBIER où le Crétacé manque totalement ou pourrait n'être représenté que par les faciès bréchiques du Niélard et du Grand Fond, suivant une hypothèse exposée plus haut.

Vers l'Est par contre la subsidence est assez marquée, bien que la profondeur du bassin ne s'accroisse pas notablement pour autant. Des fissures de distension, siège de montées ophiolitiques (série du Versoyen), favorisent le phénomène durant le Crétacé inférieur et moyen.

Le contexte général nous montre donc une particularité de la série ophiolitique du Versoyen. Celle-ci s'est épanchée sur une véritable zone de plate-forme, en voie de dépression certes, mais ne revêtant en aucun cas le caractère de fosse géosynclinale selon la terminologie classique.

La tendance évolutive reste assez indécise au début du Crétacé supérieur (persistance de cordillères ou dorsales, mobiles quant à leurs emplacements). Nous avons une succession de soulèvements et d'affaissements locaux dont l'existence est déduite des changements rapides dans la nature des sédiments qui constituent la série détritique de Tarentaise.

Ensuite les mouvements négatifs de subsidence l'emportent nettement, mais le mouvement de bascule de l'extérieur vers l'intérieur persiste. En effet, si la série détritique de Tarentaise montre l'élargissement du bassin subsident, des reliefs persistent sur les marges du bassin alimentant la sédimentation du bassin de Tarentaise.

Le Paléocène (?) voit une reprise des mouvements positifs sur la région étudiée avec, à nouveau, une tendance à l'exondation.

En conclusion et pour ne s'en tenir strictement qu'à la région considérée, la période préparoxysmale correspond essentiellement à une succession de mouvements verticaux positifs et négatifs, dont la résultante paraît clairement dirigée vers le pôle positif en dépit de l'existence des bassins comblés par des séries détritiques présentant fréquemment le faciès flysch. La rareté des affleurements du substratum de ces séries ne permet pas de mieux préciser si certains des mouvements embryonnaires présentent ou non une composante tangentielle.

## 2 - La période paroxysmale

### a) Chronologie

Les seuls éléments disponibles dans les diverses unités étudiées sont bien insuffisants de ce point de vue. Tout au plus peut on avancer que les déformations paroxysmales sont peut-être post-paléocènes (cette dernière datation étant elle-même très hypothétique), en tous cas post-Crétacé supérieur.

Si l'on prend en considération le style du plissement dans le secteur savoyard, où ne règne pas encore la disposition isoclinale qui devient la règle plus au Nord, les constatations suivantes se dégagent :

Les structures les plus internes montrent des replis extrêmement déversés tel le mégaanticlinal du Versoyen, dont le flanc inverse ramené complètement à l'horizontale présente une flèche de plusieurs kilomètres.

Par ailleurs les superstructures montrent des effets de traînage manifestes : décollement et "dispersion structurale" des lambeaux de la couverture mésozoïque de l'unité de Salins. Clivage au sein de la série volcano-sédimentaire du Versoyen au Nord de la Tormotta, et dispersion de multiples écailles de leptynites de la Pointe Rousse dans le même secteur.

Tout ceci évoque immédiatement le passage au-dessus de notre région d'une masse considérable de terrains jouant quelque peu les "trafnaux écraseurs" pour reprendre une expression emphatique un peu vieillote.

Une telle masse est évidemment à rechercher du côté des unités subbriançonnaises plus internes expulsées au moment du paroxysme, vers l'extérieur de la chaîne où elles participent actuellement à l'édifice structural des Préalpes. Or, l'on sait (voir par exemple J. DEBELMAS, 1963) que leur décollement s'est effectué au Priabonien inférieur et que l'arrivée dans le domaine préalpin s'est produite au Sannoisien. Nous pouvons donc admettre que les structures plissées datent dans notre région, au plus, du Priabonien.

La phase paroxysmale, à la différence de la précédente, est donc celle des déformations tangentielles.

b) Les diverses phases de déformation  
.....

L'étude structurale nous a montré l'existence d'au moins deux phases de plissements :

- La première est probablement responsable de l'individualisation des unités subbriançonnaises et de leur expulsion vers les Préalpes (Priabonien). Elle engendre donc les clivages délimitant nos grandes unités ainsi que les plis dont la direction est parallèle à celle de ces grandes unités structurales. Cette phase s'est étalée sur une période assez longue, ses effets ne se manifestant que progressivement. Nous avons montré que l'unité du Petit-Saint-Bernard s'était mise en place alors que les structures plissées de l'unité du Roignais-Versoyen étaient déjà nettement ébauchées.
- La seconde dont les effets ne sont nets que dans la moitié sud du terrain étudié correspond à un serrage est-ouest des structures élaborées lors de la phase précédente. Celles-ci se sont trouvées replissées selon une direction sensiblement nord-sud. C'est à cette phase que l'on doit les replis en "faux synclinaux" du Passage de la Brebis et de la Clavettaz.

Le métamorphisme a pris naissance au cours de la première phase. Les surfaces de "schistosité" correspondant à ces déformations portent en effet des néoformations phylliteuses.

La deuxième phase n'a entraîné, en général, qu'une simple schistosité sans recristallisation.

Enfin une troisième phase de déformation bien différente est apparue tardivement. Il s'agit d'un étirement longitudinal de la zone étudiée parallèlement aux structures, très probablement provoqué par un décrochement senestre au niveau du socle. Du fait de la profondeur probable de ce dernier sous les superstructures actuellement visibles, ce mouvement de décrochement n'est parvenu que très amorti dans les niveaux structuraux supérieurs et il ne se traduit que par l'existence de failles peu importantes de direction ouest sud ouest - est nord est.

Ce schéma est de toutes façons très simplifié et demanderait à être affiné par une étude minutieuse des relations entre les déformations successives et le métamorphisme. Ce dernier est en effet nettement polyphasé ainsi que l'a bien montré H. LOUBAT par l'étude des transformations minéralogiques subies par les roches vertes. L'extension d'une telle étude à toute la zone se heurte toutefois à la monotonie du faciès pétrographique des séries carbonatées dont les paragenèses, stables dans une gamme assez large de températures et de pressions, ne se prêtent pas bien à des études de ce genre.

c) Style général des déformations  
.....

La première phase de déformations a vu, tout d'abord, par suite de la contraction générale au niveau du socle, apparaître un certain nombre de clivages qui ont découpé la couverture en une série de grandes unités se chevauchant les unes les autres, accompagnés d'un début de plissement. L'amplitude des recouvrements mutuels est assez difficile à préciser. Elle doit être assez importante dans la plupart des cas, si l'on en juge d'après l'ampleur des "relais" paléogéographiques qui manquent actuellement. Une différence apparaît immédiatement lorsque l'on compare notre secteur de la zone des Brèches de Tarentaise, à celui étudié plus au Sud par R. BARBIER. Du fait des actions préparoxysmales beaucoup moins violentes, les érosions antérieures à l'établissement du bassin crétacé de Tarentaise ont beaucoup mieux respecté le substratum. De ce fait des possibilités de clivage non négligeables induites par la lithologie persistaient largement : au niveau du Trias supérieur à évaporites lorsqu'il subsistait, et surtout au niveau des schistes houillers. Ceux-ci se trouvent ainsi très généralement impliqués dans tous les secteurs à tectonique complexe (massif de la Pointe de Mya ou zone des écailles frontales), bien plus fréquemment en tous cas que les évaporites du Keuper. Ceci explique le style à la fois souple comportant de multiples replis, mais aussi en écailles et coins, dus à des clivages secondaires par rupture des charnières rigides de certains plis. Ce style particulier est donc différent de ce qui a été décrit plus au Sud par R. BARBIER, où en général les séries détritiques (qu'elles soient crétacées ou tertiaires) reposent directement sur le socle auquel elles adhèrent fortement. La tectonique paroxysmale les a, alors, découpées en coins et en écailles qui se sont trouvés juxtaposés par les efforts de serrage.

Malgré ce style plus souple, caractéristique de la zone des Brèches de Tarentaise au Nord de l'Isère, il n'apparaît pas que l'on puisse parler tectoniquement d'une nappe générale des Brèches de Tarentaise, mais au mieux de la juxtaposition de recouvrements élémentaires. Par contre, du point de vue lithologique le terme général de nappe pourrait s'appliquer comme définissant un ensemble aux caractéristiques bien tranchées par rapport à ses voisins. Je lui préfère toutefois le terme de zone qui ne présente pas d'allusions à un mode de mise en place particulier.

Dans ces conditions le terme de digitation couramment employé jusqu'alors pour désigner les unités structurales présentant une parenté certaine sur le plan de la lithologie me paraît mal adapté. Nous avons en effet beaucoup plus juxtaposition anormale de domaines paléogéographiques distincts, par translation et plissements ultérieurs (ou tout au moins synchrone), que par évolution d'une vaste structure plissée d'ensemble (nappe selon la définition classique). C'est pour cette raison que j'ai adopté, dans le présent travail, le terme d'unité de préférence au terme de digitation qui me paraissait trop sous-entendre un type d'évolution que les données de terrain ne justifient pas dans la région étudiée.

d) Remarque complémentaire sur la tectonique du socle  
.....

L'examen des linéations b correspondant à la première phase (plissement majeur) montre un changement net dans la direction et le sens du plongement des petits plis au voisinage de l'extrémité nord est du terrain étudié (au niveau de la Costa Serena). La direction voisine jusque là de N. 40° - 50° avec un plongement vers le Sud Ouest, devient proche d'Est-Ouest avec un plongement vers l'Est.

Rien ne permet d'envisager qu'il s'agit là de la manifestation d'une autre phase de plissement dont curieusement les effets ne se feraient sentir que dans ce secteur.

Il me paraît plus logique d'admettre qu'il s'agit bien plutôt du même type de linéation déformée tardivement sous l'effet d'une cause profonde comme la montée anormale d'un "coin" du socle cristallin, sous l'effet du serrage intense qui devient la règle, précisément à partir de ce niveau.

3 - Conclusion

L'évolution de la zone des Brèches de Tarentaise résulte d'une mobilité toute particulière du tréfond cristallin de la chaîne. Durant la longue période échelonnée du Trias à la fin du Crétacé, nous assistons à la lente élaboration de la totalité du matériel sédimentaire qui constitue actuellement nos montagnes.

La nature des dépôts, leurs faciès, leur répartition, leurs épaisseurs résultent d'oscillations verticales, tantôt positives, tantôt négatives des soubassements. Ces mouvements ne sont jamais très violents, mais leur caractère principal est la permanence.

A ce titre ils doivent être considérés non comme un phénomène mineur mais comme la phase d'élaboration principale de l'orogène. Le paroxysme, violent, relativement bref, générateur d'efforts tangentiels, se bornera à la construction des structures complexes actuellement visibles. Par ses plis, ses clivages, son métamorphisme il tirera un véritable rideau dont le principal résultat sera de rendre encore moins perceptible la période précédente.

Après avoir soulevé une partie de ce voile, il nous reste finalement à examiner quelles conséquences découlent de nos déductions, à une échelle plus vaste.

## C. - COMPARAISON AVEC LES DOMAINES VOISINS - QUELQUES CONSEQUENCES

### I. - SCHEMA EVOLUTIF D'ENSEMBLE

Le propre des synthèses paléogéographiques portant sur une chaîne de montagne de type alpin est d'être très hypothétique. Le schéma proposé ci-dessus n'échappe pas à cette critique, mais l'exiguité de la région prise en considération en atténue les effets.

Replacer le secteur dont je viens d'esquisser l'histoire dans un cadre plus vaste est cependant nécessaire, mais peut-être également risqué selon la méthode choisie et le but visé.

La formule idéale est évidemment "le dessin animé" qui s'efforce de reconstituer par tranches de temps successives l'aspect du domaine pris en considération. Malheureusement cette méthode suppose une chronologie correcte, et une certaine continuité dans les unités paléogéographiques, une fois les effets de la tectonique éliminés. Ces conditions ne se trouvent pas remplies dans la portion de l'arc alpin qui nous intéresse ici.

Aussi ai-je préféré baser les comparaisons indispensables sur le style évolutif des unités considérées, c'est-à-dire sur le "moteur" même des variations lithologiques enregistrées : les mouvements du socle. Les hiatus paléogéographiques (zones de relai) et les variations de détail des faciès deviennent ainsi beaucoup moins gênants.

Le tableau 9 qui résume cette méthode prend en considération un secteur particulier du domaine paléogéographique primitif, oblique sur les lignes structurales actuelles de la chaîne (du Sud Ouest vers le Nord Est). Je puis ainsi regrouper les unités les plus représentatives de la zone des Brèches de Tarentaise.

Plusieurs faits se dégagent immédiatement :

#### 1 - Similitude évolutive entre zone Briançonnaise et zone des Brèches de Tarentaise

La similitude de comportement global de la plate-forme Briançonnaise et de la zone des Brèches de Tarentaise est tout à fait frappante, à partir du Lias. A de petits jeux de bascule près (lacune du Lias en Briançonnais - Lias néritique en Tarentaise - absence du Dogger et de Malm en Tarentaise - Dogger réduit et néritique ou absent en Briançonnais, Malm plus profond), l'évolution est très voisine.

Les différences enregistrées au Crétacé sont, malgré les apparences, assez mineures et à mettre dans l'ensemble sur le compte de différence dans la morphologie en bordure de chaque bassin sédimentaire. La présence d'intrusions magmatiques est le seul point de différence très important sur lequel nous reviendrons un peu plus loin.

Enfin le comportement post-crétacé est aussi mal connu dans l'un et l'autre cas, et correspond peut-être à une tendance commune au soulèvement.

#### 2 - L'unité du Niélard : une charnière structurale et paléogéographique

La position de l'unité la plus externe de la zone des Brèches de Tarentaise (Niélard) apparaît tout à fait remarquable. Elle relève indubitablement de la zone des Brèches de Tarentaise par son substratum, mais se parallélise presque rigoureusement avec la zone ultra-dauphinoise des Aiguilles d'Arves par son évolution au Crétacé et au Tertiaire.

Le tableau n° 9 fait bien ressortir ce rôle de charnière entre la zone des Brèches de Tarentaise et un ensemble évolutif regroupant à partir du Crétacé sans doute, l'unité du Niélard, la zone des Aiguilles d'Arves, la zone dauphinoise orientale. Il y a là un fait dont la signification géodynamique est à mon sens très importante et qui fera l'objet d'une discussion spéciale.

	Zone dauphin. orientale	Zone ultra dauphin.	Zone des Brèches de Tarentaise					Subbrianç.	Brianç.	
			Nielard	Moutiers	Vers.	Pt St Bern.	PA. Salins U des Cois			
Priabonien	??	??	??							Priabonien
Lutétien										Lutétien
Eocène inférieur										Eocène inférieur
Crétacé supérieur		↑↑↑								Crétacé supérieur
Crétacé inf. et moyen			Brèches?							Crétacé inf. et moyen
Malm										Malm
Dogger		?								Dogger
Lias			↑↑↑	↑↑↑	↑↑↑		↑↑↑		↑↑↑	Lias
Trias										Trias

Tableau 9 : Tableau des tendances évolutives du domaine compris entre les massifs cristallins externes et le Briançonnais

Intensité de la subsidence :  Forte  Modérée  Faible  Nulle

 Lacune  Tendances positive  Genèse d'un fleisch

### 3 - L'anomalie "subbriançonnaise"

J'ai restreint ici la signification du terme "subbriançonnais" à la seule nappe du Pas du Roc, conformément à une idée émise par R. TRUMPY, (1955 a), développée par J. DEBELMAS et R. BARBIER (1966). Le tableau n° 9 fait ressortir la singularité de cet ensemble. En effet, si les termes inférieurs de la série (du Lias au Malm inclus) présentent une évolution comparable à celle de la zone dauphinoise, si l'évolution et les faciès du Crétacé sont proches de ceux du briançonnais, l'évolution post-crétacée se rapproche de celle de l'ensemble Niélard - Aiguilles d'Arves, exception faite en ce qui concerne les faciès. On a même entendu des classiques plis de la "phase arvinche" caractéristiques de ces dernières unités.

La conception trop classiquement répandue d'un "subbriançonnais" marquant la transition entre la zone dauphinoise et la zone briançonnaise doit, de ce fait, être révisée puisque, sur la transversale étudiée vient s'intercaler entre la zone dauphinoise et les unités subbriançonnaises l'important domaine paléogéographique des Brèches de Tarentaise qui, évoque par son comportement d'ensemble, le Briançonnais. Ce point particulier sera également examiné plus en détail ci-après.

## II. - EXAMEN DE QUELQUES POINTS SINGULIERS

Nous venons de mettre en relief à l'aide du tableau n° 9 quelques questions présentant un intérêt général à l'échelle des Alpes occidentales. Il est indispensable de les reprendre plus en détail.

### 1 - La notion de géosynclinal valaisan dans les Alpes occidentales

Le terme de géosynclinal valaisan créé il y a longtemps par E. HAUG a été remis en honneur par R. TRUMPY (voir historique du présent travail). Il désigne une entité paléogéographique dans laquelle se sont déposées les séries très épaisses et monotones des Bündnerschiefer des Grisons, du flysch du Prättigau, ainsi que nos "Flyschs" de Tarentaise et de Ferret. De par sa position et la présence des roches vertes en certains points, le géosynclinal valaisan est encore qualifié "d'eugéosynclinal pennique externe" par opposition à "l'eugéosynclinal pennique interne" de la zone piémontaise. La démarcation entre les deux fosses correspond évidemment à la plate-forme ou géanticlinal briançonnais.

L'étude détaillée que nous avons faite de la zone des Brèches de Tarentaise (équivalent alpin occidental du géosynclinal valaisan) montre que son évolution au cours du mésozoïque s'accorde mal avec l'idée générale que l'on peut en faire d'un géosynclinal.

A partir du Trias nous relevons en effet trois phases distinctes :

Une période de mouvements positifs qui s'étend de la fin du Trias (débutant peut-être au Trias supérieur par endroits) jusqu'au Malm.

Une période d'équilibre, avec oscillations indécises, tantôt positives, tantôt négatives (la résultante étant faiblement négative) qui s'étend au Crétacé inférieur et moyen et sur une partie du Crétacé supérieur (formation basale de Tarentaise et couches des Marmontains).

La période de subsidence franche : fin du Crétacé supérieur - Paléocène ?

Nous avons pu montrer que les sédiments des deux premières périodes avaient en commun d'être déposés en eau peu profonde, et sur des épaisseurs modestes (exception faite pour les parties les plus internes de l'unité du Roignais-Versoyen). Il n'y a là aucun caractère qui puisse permettre l'utilisation du terme de "géosynclinal" dans son acception traditionnelle.

Une objection est possible à ce schéma : la présence des ophiolites du Versoyen. Les intrusions de magmas basiques sont en effet souvent considérées comme un critère du caractère eugéosynclinal des bassins marins qui en sont le siège. La Tarentaise offre, à ce propos, une bonne exception à une règle considérée peut-être un peu hâtivement comme générale. J'ai montré en effet que le contexte sédimentaire de la série du Versoyen était celui d'un bassin peu profond, mais fortement subsident (ce qui implique d'actives fissures de distension). On peut donc considérer que les ophiolites du



Versoyen se sont mises en place sur une sorte de plate-forme, accidentée de sillons et de cordillères, mais en aucun cas sur le flanc d'une vaste structure à caractère de géosynclinal.

La présence des roches vertes au sein de la zone des Brèches de Tarentaise apparaît essentiellement comme une conséquence de la mobilité extrême du soubassement dans tout le secteur considéré. Pourquoi dès lors ne pas trouver de montées magmatiques en d'autres unités du même domaine, peut-il nous être objecté ? La réponse est évidemment délicate. Un retour sur la paléogéographie post-hercynienne peut ébaucher une solution. J'ai indiqué dans le cours de mon exposé, et à titre d'hypothèse, que, au Permien, le domaine paléogéographique de la future unité du Roignais-Versoyen correspondait à la flexure joignant deux régions à subsidence très inégale (plate-forme externe et bassin briançonnais). Il y a une coïncidence assez remarquable entre la localisation des montées magmatiques acides fini-hercyniennes (leptynites de la Pointe Rousse) et celle des montées magmatiques basales de la phase préparoxysmale alpine. On peut donc supposer que si les épanchements magmatiques basiques se sont produits dans un domaine particulier de la zone des Brèches de Tarentaise, c'est que celui-ci s'étendait justement sur une zone particulièrement instable et de longue date, du soubassement.

Finalement, tout bien considéré, l'évolution "géosynclinale" de la zone des Brèches de Tarentaise n'est qu'un épisode limité dans le temps à une partie du Crétacé supérieur et peut-être au Paléocène (?). . . Ceci est remarquablement bref, à l'échelle de l'orogénèse toute entière, et, de plus, prête quelque peu à discussion. Il est indéniable en effet que la période visée voit un accroissement notable de la subsidence, par l'accumulation de dépôts correspondant plus ou moins à un faciès "flysch" ; mais l'étude de ce faciès nous a révélé que les couches les plus récentes actuellement conservées, évoluaient par endroits vers des faciès évoquant une "fermeture du bassin". L'évolution géosynclinale avait donc probablement déjà fait place à un lent retour de pulsation positive, ce qui pourrait réduire encore la période vraiment "géosynclinale".

Cette singularité du comportement des "géosynclinaux alpins" soumis à une évolution discontinue a été bien soulignée, il y a quelques années, par R. TRUMPY (1960). L'auteur signalait alors la difficulté d'emploi du terme géosynclinal dans les Alpes, si l'on voulait admettre comme terme de comparaison les structures types des Appalaches (J. HALL) ou de Cornouailles. Il ne fait pas de doute que le "géosynclinal valaisan" en Tarentaise illustre bien ce genre de difficulté.

Il est au reste remarquable de constater, ainsi que je l'ai souligné ci-dessus, la grande analogie qui existe en définitive entre la plate-forme briançonnaise et la zone des Brèche de Tarentaise. Ces deux domaines, si proches sur le plan évolutif, ne sont séparés que par un sillon aux caractères très spéciaux, correspondant aux unités "subbriançonnaises". Je pense qu'il serait intéressant, pour rappeler plus fortement cette symétrie de désigner le domaine valaisan dans les Alpes nord occidentales (peut-être jusqu'en Valais) sous le nom de plate-forme pennique externe.

Il ne fait aucun doute cependant que cette plate-forme perd progressivement ses caractères au fur et à mesure que l'on se dirige vers la Suisse orientale. Là, dans le Prättigau, le type géosynclinal se trouve plus nettement réalisé. Une grande incertitude plane cependant sur la durée de cette évolution selon l'âge que l'on attribue aux Bündnerschiefer. Pour W. NABHOLZ (1945) ceux-ci représentent une série compréhensible s'échelonnant du Lias au Crétacé. R. TRUMPY quant à lui rangerait volontiers la totalité des schistes lustrés des Grisons dans le Crétacé inférieur (\*).

Dans le premier cas, l'évolution serait typiquement géosynclinale depuis le Lias. Dans le second, le schéma serait proche de celui établi en Tarentaise, mais en différerait par une subsidence énorme débutant au Crétacé inférieur et se poursuivant jusqu'au début du Tertiaire.

Quoi qu'il en soit, on constate bien que tant l'ampleur des phénomènes de subsidence que leur durée, diminuent progressivement depuis les Grisons jusqu'en Tarentaise. A la limite on peut considérer que le "géosynclinal" vient se fondre dans la plate-forme pennique externe qui en marque ainsi la limite (tout au moins et pour l'Eocène, les parties méridionales de celle-ci - unités du Niélard et des Aiguilles d'Arves). Il paraît donc à fortiori illusoire de vouloir retrouver un équivalent rigoureux du sillon valaisan au Sud du Pelvoux.

---

(\*) - Livret-guide de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans les Grisons (1969).

## 2 - Disgression sur la "zone subbriançonnaise"

Lorsque l'on déplie les structures constituant la zone des Brèches de Tarentaise, en faisant des hypothèses raisonnables (sans tenir compte des secteurs manquants) on arrive facilement à une largeur de 25 à 30 kilomètres. On peut donc avancer un chiffre d'une quarantaine de kilomètres (plus raisonnablement de 30 à 50 kilomètres) pour la largeur totale primitive de la plate-forme pennique externe au niveau de la Tarentaise. Ce chiffre est loin d'être négligeable si on le compare à celui avancé pour la plate-forme briançonnaise : 50 à 100 kilomètres (J. DEBELMAS - M. LEMOINE 1964).

Nous sommes donc très loin des quelques cordillères agrémentant une simple zone de transition des faciès externes dauphinois aux faciès briançonnais qui caractérisait la zone subbriançonnaise lors de sa définition au Sud du Pelvoux (GIGNOUX et MORET, 1934).

En réalité le problème est encore plus complexe et la définition même d'une zone subbriançonnaise dans notre région se trouve remise en cause. Cette définition adoptée par R. BARBIER conduisit ce dernier à inclure la zone des Brèches de Tarentaise dans le subbriançonnais (au vu de sa position structurale). C'est R. TRUMPY (1955 a) qui attira le premier l'attention sur les différences fondamentales entre la zone des Brèches de Tarentaise et la nappe du Pas du Roc (subbriançonnais interne de R. BARBIER). Depuis, l'usage s'est établi de réserver le terme de subbriançonnais dans notre région, à la nappe du Pas du Roc et à la zone des gypses (voir à ce propos R. BARBIER et J. DEBELMAS, 1966).

Les résultats de mes recherches conduisent maintenant à considérer le problème du subbriançonnais au Nord de l'Isère d'une façon à nouveau différente.

Du fait de l'extension importante de la plate-forme pennique externe (dont le développement représente finalement presque la moitié de celui de la plate-forme briançonnaise), il devient impossible, à ne considérer que la transversale savoyarde, de laisser à la zone subbriançonnaise sa définition primitive. Cette zone apparaît en effet entre deux domaines paléogéographiques dont nous avons montré la grande parenté évolutive. En exagérant un peu (mais cela est nécessaire parfois) il serait possible d'avancer que la zone subbriançonnaise apparaît en fait au beau milieu du géanticlinal alpin (si l'on définit ainsi la plate-forme qui, de la zone des Brèches de Tarentaise au Briançonnais interne, sépare zone dauphinoise et zone piémontaise).

Ceci pourrait passer pour une boutade si quelques données précises ne militaient dans le même sens.

De nombreux auteurs (M. LEMOINE - J. DEBELMAS - M. LATREILLE) ont attiré, à plusieurs reprises, l'attention sur les "sillons" qui se rencontrent en plusieurs points du géanticlinal briançonnais et qui présentent des faciès très proches du "subbriançonnais". Ces sillons apparaissent comme des zones localement plus subsidentes, et sont caractérisés par une sédimentation continue par opposition à la sédimentation discontinue, lacunaire, qui est la règle sur le géanticlinal (M. LEMOINE, 1953 - J. DEBELMAS, 1955).

Nous retrouvons, à plus petite échelle, les caractères d'ensemble qui opposent la zone subbriançonnaise à la zone des Brèches de Tarentaise d'une part, à la zone briançonnaise d'autre part.

À la limite et en ne considérant que la région étudiée ici, on est ainsi conduit tout naturellement à penser que le "sillon" subbriançonnais devient très proche paléogéographiquement des sillons restreints signalés par M. LEMOINE et J. DEBELMAS et que la plate-forme se poursuit à l'extérieur de lui par la zone des Brèches de Tarentaise, en y acquérant toutefois des caractères nouveaux. À l'inverse de la plate-forme briançonnaise qui est un élément stable (plate-forme émergée ou pélagique), la zone des Brèches de Tarentaise peut être considérée comme un élément dynamique (mouvance plus grande des fonds, phénomènes magmatiques) qui rappelle, toutes proportions gardées, certains domaines des orogènes de Turquie et d'Iran (zone des coloured melanges).

L'évolution vers le Nord et le Nord Est de ce sillon fournit un deuxième argument. On sait que, au-delà de la Tarentaise, les unités subbriançonnaises se sont trouvées expulsées tectoniquement vers l'extérieur de la chaîne. Elles s'y retrouvent dans les Préalpes médianes plastiques qui permettent, à une bonne translation près, de poursuivre l'investigation paléogéographique. La trace des unités subbriançonnaises peut être ainsi suivie, en Suisse, jusqu'au niveau du lac des Quatre Cantons à l'Est de Schwyz. Pour R. TRUMPY les klippen des Mythen, dont les faciès sont proches de notre "Briançonnais", sont en fait externes par rapport au "subbriançonnais" tel que défini ci-dessus, et dont on ne trouve plus trace au-delà, vers l'Est. Le sillon subbriançonnais se fermerait donc à peu près à ce niveau, entre un seuil externe (à valeur de plate-forme : seuil des Mythen) et des unités, équivalent probablement à notre briançonnais (nappes du Schams de Falknis et de Sulzfluh).

Ainsi donc en Suisse orientale le "géanticlinal" séparant la fosse valaisanne de la fosse piémontaise retrouverait

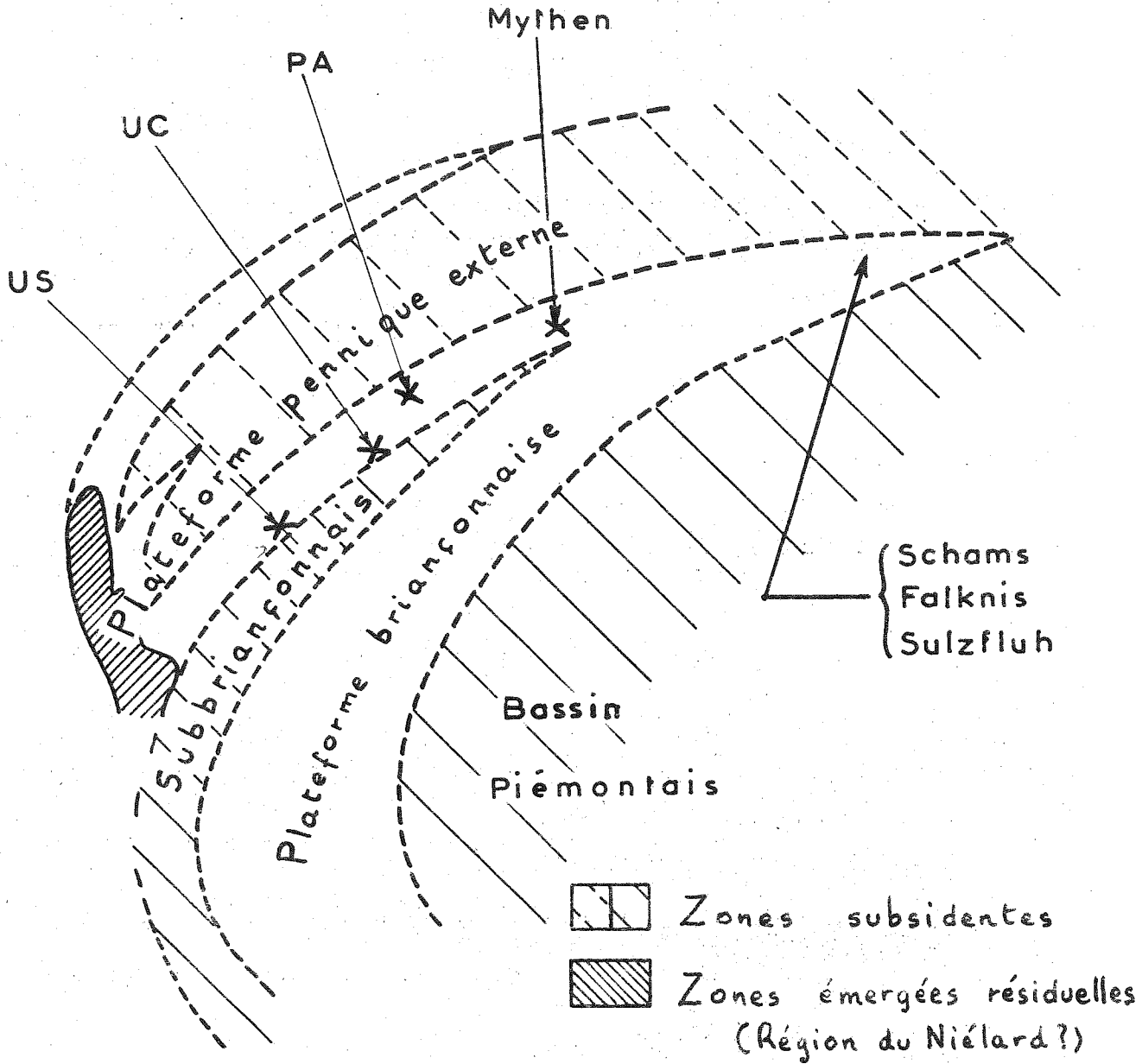


Figure 89 - Esquisse paléogéographique de la portion de l'arc alpin nord occidental correspondant au domaine valaisan (au Crétacé supérieur).

son intégrité, tout en se rétrécissant et en s'adjoignant les derniers vestiges de notre plate-forme pennique externe. Cette interprétation est figurée sur le schéma de la figure 89.

L'évolution de l'orogène alpin montrerait donc en définitive, des Grisons à la vallée de l'Isère, un très important domaine paléogéographique à caractère de plate-forme (géanticlinal médian) du Lias à la fin du Malm, séparant le domaine externe (delphino-helvétique + ultrahelvétique) du domaine interne piémontais. Cette plate-forme est cependant accidentée durant cette période d'un certain nombre de sillons à sédimentation plus continue ; le sillon des unités "subbriançonnaises" est quantitativement le plus important. Il sépare le géanticlinal médian en une plate-forme pennique externe et une plate-forme "briançonnaise".

Dès le début du Crétacé, la plus grande mobilité de la plate-forme pennique externe va conduire à une évolution distincte. Le renversement de subsidence y devient alors de plus en plus intense des Alpes occidentales aux Alpes centrales. La fosse valaisanne va ainsi s'individualiser progressivement pour atteindre son maximum de développement dans les Grisons (région du Prättigau). Les seuls vestiges de l'ancienne plate-forme pennique externe, alors très déprimée en son centre par la subsidence, forment les "seuils" qui limitent le géosynclinal valaisan tant au Nord (seuil hypothétique limitant les domaines ultrahelvétiques et valaisans, dont l'existence paraît attestée par les directions d'apports relevés dans les flyschs du Prättigau), qu'au Sud : seuil des Mythen - unités de la Pierre Avoi, des Cols et de Salins.

Ainsi donc dans notre région nous voyons se modifier complètement la signification paléogéographique de la "zone subbriançonnaise". D'un domaine de transition entre fosse externe (dauphinoise) et géanticlinal médian (Briançonnais) elle devient pratiquement un simple sillon accidentant un géanticlinal médian pris dans un sens très large. Une telle zone plus souple ainsi que l'atteste son comportement entre le Lias et l'Eocène peut alors être considérée comme un véritable "joint tectonique" entre deux parties d'un ensemble rigide. Ceci permet de comprendre mieux les conséquences extrêmes de la phase tangentielle paroxysmale, entraînant l'expulsion d'une partie du "joint" vers les zones externes (Préalpes).

Il reste, néanmoins, que la définition classique du subbriançonnais reste valable dès la Maurienne et jusqu'au Sud du Pelvoux. La question est alors posée du devenir vers le Sud de la plate-forme pennique externe. Disparaît-elle brutalement quelque part entre l'Arc et l'Isère ? En subsiste-t-il, çà et là, quelques vestiges, notamment dans le massif du Pelat, récemment décrit en détail par C. KERCKHOVE (1969) ? Il y a là une question importante qui mérite à elle seule une étude approfondie et qui sera abordée ultérieurement.

### 3 - A propos de la tectonique arvinche

J'ai attiré l'attention ci-dessus (p. 348) sur le rôle de charnière géodynamique joué par l'unité du Niélard et que le tableau n° 9 met bien en évidence. Il y a lieu de revenir sur ce point qui est étroitement lié à l'un des problèmes irritants posés par notre région : la différence d'âge entre les séries détritiques terminales d'unités voisines appartenant toutes à la zone des Brèches de Tarentaise (unités du Niélard, de Moûtiers et du Roignais-Versoyen). Ce problème s'est trouvé posé dès lors qu'une chronologie basée sur des arguments paléontologiques commençait à s'établir pour la série détritique de Tarentaise. Celle-ci révélait être (au moins en partie au début) d'âge crétacé, alors que le flysch du Niélard est daté de l'Eocène (R. BARBIER, 1948). Une tentative d'explication fut proposée dès 1955 par R. BARBIER et R. TRUMPY. Faute de mieux celle-ci reposait sur l'hypothèse d'un passage progressif, au sein de la série détritique de Tarentaise, du Crétacé à l'Eocène. Aucun argument paléontologique ne venait malheureusement étayer ce point de vue. J'ai exposé plus haut les raisons pour lesquelles je considère à l'heure actuelle que la série de Tarentaise appartient en totalité au Crétacé supérieur, et à la rigueur au Paléocène. Le problème reste donc entier, et une autre solution doit être recherchée.

Ceci nous amène à revenir sur les déformations orogéniques survenues avant et pendant le dépôt des divers flyschs. R. BARBIER (1948 - 1956) a établi de façon particulièrement nette l'importance de la phase anténummulitique dans la zone ultradauphinoise ainsi que dans celle des Brèches de Tarentaise (unité du Niélard). Il explique ainsi la forte discordance des flyschs tertiaires sur tous les terrains du substratum jusqu'au socle cristallin inclus.

Si la notion de mouvements anténummulitiques est indubitable en ce qui concerne la zone des Aiguilles d'Arves elle ne peut maintenant s'appliquer en ce qui concerne la zone des Brèches de Tarentaise qu'à la seule unité du Niélard. C'est ce qui explique la situation mixte de cette unité sur le tableau n° 9.

Pourtant, à l'âge près, le style évolutif est pratiquement le même dans les unités du Niélard, de Moûtiers et du Roignais-Versoyen. Un détail revêt cependant une certaine importance. Alors que dans l'unité du Niélard le substratum

s'est trouvé violemment déformé avant le dépôt de la série détritique (d'âge nummulitique), dans les unités les plus internes, la tectonique pré "Flysch (antécrotacé supérieur) est beaucoup moins intense. En pratique, à l'affleurement, la discordance n'est pratiquement jamais perceptible, ou bien très faiblement, entre la série détritique et son substratum. La phase de déformation immédiatement antérieure au dépôt du "Flysch" semble bien n'avoir provoqué que de vastes bombements à grands rayons de courbure, accompagnés probablement de quelques fractures.

Les remarques précédentes évoquent la propagation d'une déformation positive du Nord Nord Est vers le Sud Sud Est avec amplification de ses effets sur une période s'échelonnant du Crétacé inférieur à l'Eocène inférieur où le paroxysme était atteint dans les secteurs les plus méridionaux.

Cette déformation se manifesterait ainsi au Crétacé inférieur et moyen dans les unités de Moûtiers et du Niélard comme une persistance des mouvements positifs antérieurs (tableau n° 9), alors que plus à l'Est la subsidence avait déjà commencé (Roignais-Versoyen). Ceci aurait pour effet de limiter vers l'Ouest le bassin de l'ensemble antéflysch au niveau du front de l'unité de Moûtiers.

Au Crétacé supérieur, la tendance positive ne se manifesterait plus que dans l'unité du Niélard, où ce niveau manque totalement, à moins qu'il ne soit représenté par les brèches tout en gagnant en intensité ; la subsidence avait alors atteint la totalité de l'unité de Moûtiers.

Il serait capital dans cette hypothèse de mieux préciser les âges des brèches du Grand Fond d'une part et du Niélard d'autre part (question déjà évoquée plus haut, (p. 341). Ces formations détritiques grossières constituent peut-être en effet les jalons marquant la progression de l'onde de déformation, dont le paroxysme conduirait à l'épisode de la "chaîne arvinche" de R. BARBIER.

Les déformations positives extrêmement intenses ne se poursuivent en effet à l'Eocène inférieur que dans l'unité du Niélard, dans la zone des Aiguilles d'Arves, et dans la zone dauphinoise orientale (R. BARBIER, 1956), où l'on ne connaît aucun terrain correspondant à cette période.

Mais le fait nouveau très important dans le secteur ci-dessus, va consister à partir du Lutétien en un rapide renversement de subsidence qui se poursuivra jusqu'au Priabonien. Cette inversion extrêmement rapide des tendances évolutives va n'affecter curieusement que les zones soumises le plus longtemps à l'évolution positive. L'ampleur et la vigueur du phénomène implique le jeu de grands accidents de socle dans un mouvement assez soudain de distension. Ceci explique bien la présence d'épanchements volcaniques (de nature andésitique) à l'extrême base du conglomérat basal du flysch des Aiguilles d'Arves (R. BARBIER - R. MICHEL, 1958). Nous retrouvons là dans le processus évolutif, et bien que l'âge et l'échelle des manifestations volcaniques soient différents, l'équivalent géodynamique du magmatisme de la série du Versoyen.

Il serait de la plus extrême importance de pouvoir préciser la paléogéographie de la terminaison méridionale des zones des Brèches de Tarentaise, et des Aiguilles d'Arves à l'Eocène inférieur. Une approche pourrait être tentée dans ce sens par l'étude sédimentologique des conglomérats de base des flyschs des Aiguilles d'Arves et du Niélard. En effet, il est admis pour le premier une alimentation en matériel détritique venant de l'Ouest, pour le second un remaniement quasiment sur place du substratum (R. BARBIER, 1948).

Or, l'on peut se demander si la tendance positive relevée en fin d'évolution du bassin crétacé de Tarentaise n'est pas l'indice d'une tendance à l'émergence de toute la zone, qui pourrait se prolonger au Nummulitique alors que des sillons subsidents s'individualisaient de part et d'autre et dans lesquels se déposaient les flyschs des Aiguilles d'Arves - Niélard d'une part et les flyschs subbriançonnais d'autre part. Dans ces conditions il serait logique de trouver des apports provenant du Nord ou du Nord Est dans la partie septentrionale de la zone des Aiguilles d'Arves (l'augmentation de l'importance des conglomérats de base du flysch des Aiguilles d'Arves, mentionnée par R. BARBIER (1948), du Sud vers le Nord, pourrait en être un premier indice).

Ainsi à l'inverse de l'évolution crétacée, les phénomènes de subsidence localisés générateurs de tels sillons au Nummulitique, auraient la possibilité de créer un relief de rides et de sillons dont l'extension se développerait du Sud vers le Nord. Cette conception s'accorderait bien avec la démonstration que vient de faire C. KERCKHOVE (1969) sur le sens de la "transgression nummulitique" dans les Alpes occidentales (du Sud vers le Nord).

La différence d'âge entre les Flyschs du Niélard et de Tarentaise s'expliquerait également très logiquement. Ces flyschs résulteraient bien dans chaque cas d'une évolution géodynamique semblable, mais décalée dans le temps du Nord Est vers le Sud Ouest, ce qui expliquerait, sans avoir à rechercher de solution compliquée, leur similitude malgré des âges différents.

En résumé, et pour simplifier l'exposé ci-dessus, le problème de la différence d'âge des flyschs du Niélard et de Tarentaise peut s'expliquer de la façon suivante :

- Les "Flyschs de Tarentaise" (unités de Moûtiers, du Roignais-Versoyen, ainsi que ceux des unités plus internes : de la Pierre Avoi, des Cols et de l'unité de Salins), proviennent essentiellement de l'individualisation de cordillères et de sillons au Crétacé. La marge externe du bassin reste émergée au Crétacé supérieur et à l'Eocène inférieur (actuel domaine des unités de Moûtiers - terminaison méridionale du Niélard, et probablement zone des Aiguilles d'Arves).
- Une tendance à l'émersion s'ébauche peut-être à l'Eocène inférieur sur la quasi totalité de la zone des Brèches de Tarentaise, alors que la subsidence se poursuit probablement dans le sillon "subbriançonnais".
- Au Lutétien une inversion de subsidence intense affecte les domaines paléogéographiques correspondant à l'unité du Niélard, à la zone des Aiguilles d'Arves et à la zone dauphinoise orientale. Nous assistons alors au dépôt des Flyschs lutétiens dans les zones subsidentes encadrant la zone des Brèches de Tarentaise, dans une mer venue du Sud.

Ce schéma, s'il s'appuie sur quelques bases indiscutables, demande à être précisé par une étude minutieuse des flyschs tertiaires, qui ne pourra s'effectuer que par le biais de la sédimentologie.

#### D. - NOTE FINALE - L'OROGENESE ALPINE EN TARENTEISE - UN SCHEMA PARADOXAL

Je voudrais conclure le présent travail en résumant en quelques lignes les traits originaux de l'histoire géologique de nos montagnes tels qu'ils apparaissent peu à peu et qu'ils s'affirmeront, espérons-le, grâce à des recherches nouvelles dans les années à venir.

- Sur le plan évolutif nous avons montré que notre région s'est comportée comme une plate-forme ou un haut fond pendant la plus grande partie de la période dont les dépôts nous sont actuellement accessibles. L'évolution de type "géosynclinal" considérée comme caractéristique ne représente en fait qu'un bref épisode limité au seul Crétacé supérieur et éventuellement à l'extrême base du Tertiaire. Encore peut-on discuter de l'ampleur du phénomène dans notre secteur, puisque nous n'observons probablement que l'apparition (ou la disparition) du sillon à cette époque.

Les épanchements volcaniques sous-marins souvent considérés comme un critère typique de l'évolution géosynclinale, sont en réalité apparus alors que prévalaient encore des conditions de plate-forme.

- Sur le plan de la sédimentation, aucune règle précise ne peut se dégager. Celle-ci est sous la dépendance étroite de la morphologie des bassins marins, elle-même régie par une déformabilité constante du substratum. Il n'en est de meilleur exemple que la formation détritique de Tarentaise. Les premiers dépôts présentent en effet sur une bonne partie du bassin un faciès "molassique", celui-ci passe progressivement à un faciès "flysch" qui de nouveau à sa partie supérieure montre une tendance molassique.

La chronologie elle-même des dépôts à faciès flysch n'obéit à aucune règle précise. Ceux-ci sont d'âge crétaqué pour l'essentiel dans la zone des Brèches de Tarentaise (Niélard excepté), d'âge éocène dans les unités situées de part et d'autre. Cette particularité est une conséquence d'une évolution assez spéciale.

- Sur le plan tectonique en effet nous avons mis en évidence une série de pulsations dans lesquelles on peut reconnaître un paroxysme en deux temps.

La première période, la véritable phase embryonnaire de l'orogène est également la plus longue. Elle conditionne essentiellement la nature, le faciès, la répartition des dépôts qui vont fournir le matériel de la future chaîne. Les mouvements, d'abord lents et incertains dans leurs effets à partir du Lias, vont s'accuser progressivement jusqu'à l'Eocène inférieur. Le contraste entre dorsales émergées (cordillères) et sillons subsidents s'accroît peu à peu, alors que se déposent les premiers faciès "flysch". Finalement une première crise paroxysmale se concentre dans un

domaine très externe, en bordure de la plate-forme, à l'Eocène inférieur (phase arvinche). Les phénomènes de subsidence s'inversent alors sur certains domaines et d'autres flyschs d'âge éocène moyen à supérieur se déposent.

Enfin le paroxysme véritable, probablement au début de l'Oligocène, prenant son origine dans des zones plus internes, vient modeler l'architecture que nous connaissons. Il entraîne de profonds bouleversements, des clivages de séries, des charriages de grande amplitude (klippes préalpines) et surtout il s'accompagne de phénomènes métamorphiques.

Dès l'Oligocène, la totalité de notre région est émergée définitivement et voit cesser l'activité sédimentaire dans tout le domaine étudié.

Tout ce qui précède ne constitue cependant qu'une sorte de schéma de principe. De nombreux points restent encore obscurs et devront faire l'objet de recherches complémentaires. Citons les principaux:

- l'âge des séries détritiques de Tarentaise sur un domaine aussi vaste que possible. Ceci revêt une importance particulière pour les unités internes (unités de Salins, des Cols, de la Pierre Avoi) ;
- l'origine paléogéographique du Flysch du Niesen ;
- les relations entre l'Ultrasubalpines interne, la zone des Brèches de Tarentaise, et l'unité de Ferret ;
- l'âge des Brèches du Grand Fond et du Niélard ;
- l'étude sédimentologique des flyschs du Niélard, des Aiguilles d'Arves et des unités "subbriançonnaises".

BIBLIOGRAPHIE

1. ANTOINE (P.), 1964. - Quelques précisions sur le Trias moyen du massif du Roc de l'Enfer et des Deux Antoines (Tarentaise). C.R. Acad. Sci., t. 258, pp. 1850-1852.
2. ANTOINE (P.), 1965a. - Observations nouvelles sur la terminaison méridionale des zones du Versoyen et du Petit Saint-Bernard (Savoie). C.R. Acad. Sci., t. 260, pp. 1213-1215.
3. ANTOINE (P.), 1965b. - Les écaillés frontales de la zone des Brèches de Tarentaise entre les Chapieux et le Haut Val Veni. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 41, pp. 163-175.
4. ANTOINE (P.), 1965c. - Sur l'existence du Crétacé supérieur daté dans la nappe des Brèches de Tarentaise au Nord des Chapieux (Savoie). C.R. Acad. Sci., t. 261, pp. 3640-3642.
5. ANTOINE (P.), 1966a. - Nouvelles données sur la structure du flysch de Tarentaise entre Doire de Veni et Doire de Verney (Val d'Aoste). Géol. alpine (Trav. Lab. Géol. Grenoble), t. 42, pp. 5-11.
6. ANTOINE (P.), 1966b. - Sur la tectonique de la zone des Brèches de Tarentaise au niveau du glacier du Miage (Val Veni, Italie). Géol. alpine (Trav. Lab. Géol. Grenoble), t. 42, pp. 13-16.
7. ANTOINE (P.), 1968. - Sur la position structurale de la "zone du Versoyen" (Nappe des Brèches de Tarentaise, sur les confins franco-italiens). Géol. alpine (Trav. Lab. Géol. Grenoble), t. 44, pp. 6-26.
8. ANTOINE (P.), 1970. - Une nouvelle subdivision dans le domaine valaisan, en Tarentaise et dans le Haut Val d'Aoste. C.R. Acad. Sci., t. 270, pp. 1548-1551.
9. ARTHAUD (F.), MATTAUER (M.), PROUST (F.), 1967. - La structure et la microtectonique des nappes hercyniennes de la Montagne Noire, in "Etages Tectoniques". Publication du Colloque de Neuchâtel, pp. 229-241.
10. AUBOIN (J.), 1959. - A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal. Rev. Géogr. phys. dynam., vol. II, fasc. 3, pp. 135-188.
11. AUBOIN (J.), 1965. - Geosynclines. Amsterdam, Elsevier publishing company, 335 p.
12. BADOUX (M.), 1963. - A propos des Préalpes du Chablais. Mém. Soc. Géol. Fr. (livre à la mémoire du Pr P. FALLOT), pp. 379-382.
13. BARBIER (R.), 1943. - L'âge des schistes de la Bagnaz. C.R.S.G.F., n° 3, pp. 22-23
14. BARBIER (R.), 1948. - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mém. Serv. Carte géol. Fr., pp. 212-228.
15. BARBIER (R.), 1951a. - Sur l'âge des complexes détritiques subbriançonnais dans la région du col de la Seigne (frontière franco-italienne au Sud Ouest du Mont-Blanc). C.R. Acad. Sci., t. 233, pp. 1373-1375.
16. BARBIER (R.), 1951b. - Sur la découverte de fossiles aux "Pyramides calcaires" (Haut Val d'Aoste) et aux Etroits du Saix (Tarentaise) et sur ses conséquences. C.R. Acad. Sci., t. 332, p. 748.
17. BARBIER (R.), 1951c. - La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 29, pp. 3-46
18. BARBIER (R.), 1952. - La stratigraphie du Trias de la nappe des Brèches de Tarentaise (zone subbriançonnaise externe) dans la région de Moûtiers (Savoie). C.R. Soc. Géol. Fr., n° 6, t. 2, pp. 94-97.
19. BARBIER (R.), 1956. - L'importance de la tectonique anté-nummulitique dans la zone ultradauphinoise au Nord du Pelvoux : la chaîne arvinche. Bull. Soc. géol. Fr., t. VI, pp. 355-370 ; Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 29, pp. 3-46.
20. BARBIER (R.), 1963a. - Réflexions sur la zone dauphinoise orientale et la zone ultradauphinoise. Mém. Soc. Géol. Fr., (livre à la mémoire du Pr P. FALLOT), pp. 321-329.



21. BARBIER (R.), 1963b. - Quelques réflexions sur le Trias des zones externes des Alpes françaises. C.R. Colloque sur le Trias, Mém. Bur. Rech. géol. Min., n° 15, pp. 243-246.
22. BARBIER (R.), TRUMPY (R.), 1955. - Sur l'âge du flysch de la zone des Brèches de Tarentaise. Bull. Soc. géol. Fr., t. V, pp. 207-216.
23. BARBIER (R.), MICHEL (R.), 1958. - Découverte d'une andésite dans la zone du flysch des Aiguilles d'Arves. Bull. Soc. géol. Fr., t. 6, pp. 709-715.
24. BARBIER (R.), BLOCH (J.P.) et al., 1963. - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. Mém. Soc. géol. Fr. (livre à la mémoire du Pr P. FALLOT), pp. 331-377.
26. BARD (J.P.), 1965. - Sur la structure en coussins des volcanites basiques de la région de Cambres Mayores (Huelva, Espagne). Bull. Soc. géol. Fr., (7), VII, pp. 80-84.
27. BARTH (T.F.), 1955. - Presentation of rock analysis. Jour. of Geology, v. 63, pp. 349-363.
28. BOLLER (K.), 1963. - Stratigrafische und Micropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke (Ostlich der Rhone). Ecl. geol. Helv., v. 56/1, pp. 15-102.
29. BOLLI (H.M.) und NABHOLZ (W.K.), 1959. - Bündnerschieferähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt in Mikrofossilien. Ecl. geol. Helv., v. 52/1, pp. 237-270.
30. BOUSSAC (J.), 1912. - Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 662 p.
31. BUCHER (W.H.), 1953. - Fossils in metamorphic rocks : a review. Bull. Géol. Soc. of America, v. 64, pp. 275-300.
32. BUROLLET (P.F.), BYRAMJEE (R.), 1968. - Réflexions sur la notion de faciès littoral en relation avec l'agitation des eaux. Bull. Bur. Rech. géol. Min., (2), section IV, n° 4, pp. 25-36.
33. BURRI (C.), 1964. - Petrochemical calculations. Jerusalem, Israel program for scientific translation, 304 p.
34. BURRI (M.), 1958. - La zone de Sion-Courmayeur au Nord du Rhône. Matér. Carte géol. Suisse, Nouvelle série, 105e livraison, 45 p.
35. BURRI (M.), 1967. - Prolongation de la zone de Sion dans le Haut-Valais. Ecl. geol. Helv., v. 60, n° 2, pp. 614-617.
36. BURRI (M.), 1967. - La zone de Sion-Courmayeur entre les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). Ecl. geol. Helv., (62), pp. 547-566.
37. BURRI (M.), TRUMPY (R.), 1960. - Compte rendu de l'excursion de la société géologique suisse en Valais (région de Sion et de Verbier). Ecl. geol. Helv., v. 53, n° 1, pp. 133-141.
38. CABY (R.), 1968. - Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales, subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand Saint-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste, Italie. Géol. alpine (Trav. Lab. Géol. Grenoble), t. 44, pp. 95-111.
39. CABY (R.), GALLI (J.), 1964. - Existence de cinérites et de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone Briançonnaise. C.R. Acad. Sci., t. 529, pp. 417-420.
40. CARLISLE (D.), 1963. - Pillow breccias and their acqaguene tuffs, Quadra Islands (British Columbia). Journ. of Geology, v. 71, n° 1, pp. 48-71.
41. CAROZZI (A.), 1952. - Les phénomènes de courant de turbidité dans la sédimentation alpine. Arch. Sciences, Genève, pp. 35-39.
42. CAROZZI (A.), 1960. - Microscopic sedimentary Petrography, New York, John Wiley and Sons, 485 p.
43. CAYEUX (L.), 1924. - La question des jaspes à Radiolaires. C.R. Soc. géol. Fr., pp. 11-12.
44. CHAPMAN (C.A.), 1955. - Pillow breccia and its significance Mt Desert Island, Maine (Abstr.), Bull. Geol. Soc. of America, v. 66, p. 1541.
45. CHAPMAN (C.A.), 1962. - Diabase, granite composite dikes with pillow like structure. Mt Desert Island, Maine. Journ. of Geology, v. 70, pp. 539-564.
46. CITA (M.B.), 1953. - Studi geologici sulla Val Ferret italiana (Alta Val d'Aosta). Publication de l'Institut de Géologie, Paléontologie et Géographie physique de l'Université de Milan, série G, n° 75, 172 p., 1 carte.
47. COMPAGNONI (R.), ELTER (G.), STURANI (C.), 1964. - Segalazione di Albiano fossilifero nel tratto valdostano della zona delfinese elvetica. Accademia Nazionale dei Lincei, s. VIII, vol. XXXVI, fasc. 3, pp. 2-5.

48. DEBELMAS (J.), 1955. - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentales entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes), Thèse. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 171 p.
49. DEBELMAS (J.), 1957. - Quelques remarques sur la conception actuelle du terme de "cordillère" dans les Alpes internes françaises. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), t. VII, pp. 463-474.
50. DEBELMAS (J.), 1961. - Contribution à la connaissance de la zone briançonnaise au Sud de Guillestre (Htes Alpes) Les montagnes de Cugulet et de la Saune. Bull. Carte géol. Fr., n° 261, t. LVII, pp. 127-135.
51. DEBELMAS (J.), 1963. - Essai sur le déroulement du paroxysme alpin dans les Alpes franco-italiennes. Geologische Rundschau, v. 53, pp. 133-151.
52. DEBELMAS (J.), 1966. - Progrès récents et perspectives nouvelles de la géologie des Alpes occidentales franco-italiennes. Ann. Soc. géol. de Belgique, t. 89, bull. 9, pp. B 424- B 446.
53. DEBELMAS (J.), LEMOINE (M.), 1961. - Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du Trias dans le Briançonnais sensu stricto. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier, Mém. Bur. Rech. géol. min., pp. 232-242.
54. DEBELMAS (J.), LEMOINE (M.), 1963. - Le Crétacé inférieur dans les zones internes des Alpes occidentales franco-italiennes. Mém. Bur. Rech. géol. Min., n° 34, pp. 723-732.
55. DEBELMAS (J.), LEMOINE (M.), 1964. - La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. L'Information scientifique, n° 1, 33 p.
56. DEBELMAS (J.), GIDON (M.) et al., 1964. - Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Briançonnais. C.R. Soc. géol. Fr., fasc. 11, pp. 448-459.
57. DEBELMAS (J.), LEMOINE (M.), MATTAUER (M.), 1966. - Quelques remarques sur le concept de géosynclinal. Rev. Géogr. phys., Géol. dynam., v. VIII, fasc. 2, pp. 133-150.
58. DE BENEDETTI (A.), 1961. - Stilpnomelano in rocca della valle d'Aosta. Estr. dei Rendiconti della Soc. Min. Italiana, Anno XVII, pp. 625-626.
59. DE BENEDETTI (A.), 1965. - Il complesso radiolariti-giacimenti di manganese-giacimenti piritiso cupriferi - rocce a fuchsite come rappresentante del Malm nella formazione dei Calceiscisti. Osservazioni nelle Alpi piemontesi e della Val d'Aosta. 35 p.
60. DE LA ROCHE (H.), 1965. - Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. Geologischen Rundschau, v. 55, pp. 274-301.
61. DE LA ROCHE (H.), 1961. - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al, dans les formations volcaniques et sédimentaires ; un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C.R. Acad. Sci., t. 267, série D, pp. 39-42.
62. DELEAU (P.), 1965. - Essai d'explication de la sédimentation cyclique. Cyclothèmes et mégacyclothèmes. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. VII, n° 3, pp. 474-478.
63. DE SITTER (L. U.), 1956. - Structural Geology. International series in Earth Science, 552 p., Figures, Cartes et 2 pl. dépliantes. Mac Graw Hill.
64. DONDEY (D.), 1960. - Précision sur l'attribution paléogéographique de la nappe moyenne des "klippes de Savoie". C.R. Acad. Sci., t. 251, pp. 3007-3009.
65. DUMAS (J. P.), 1964. - Contribution à l'étude géologique et minière de la vallée du Bon Nant (Haute-Savoie). (D.E.S., Grenoble, 81 p dactyl.).
66. ELLENBERGER (F.), 1947. - Découverte de fossiles dans le Trias de la Vanoise. C.R. Soc. géol. Fr., n° 15, pp. 313-314.
67. ELLENBERGER (F.), 1958. - Etude géologique du pays de la Vanoise. Thèse. Mém. Serv. Carte géol. Fr., t. 50, 561 p.
68. ELLENBERGER (F.), 1961. - Trias à faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier (1961), Mém. Bur. rech. Min., pp. 215-231.
69. ELTER (P.), 1951. - Observations géologiques dans le Val Veni (Versant italien du Mont-Blanc). Arch. des Sciences, Genève, vol. 4, fasc. 6, pp. 427-429.

70. ELTER (P.), 1954. - Etudes géologiques dans le Val Veni et le vallon du Breuil (Petit Saint-Bernard). Thèse. Publ. du Lab. de Géologie de l'Univ. de Genève, n° 66, 39 p.
71. ELTER (G.), 1955. - Nuovi risultati del rilevamento dei fogli Monte Bianco e Aosta. Boll. del Serviz. geol. d'Italia, vol. LXXVI, fasc. 2, pp. 477-479.
72. ELTER (G.), 1960. - La zona penninica dell'alta e media valle d'Aosta e le unita limitrofe. Mem. degli istituto di Geol. Min. dell'univ. di Padova, v. XXII, 113 p.
73. ELTER (P.) et (G.), 1957. - Sull' esistenza, nei dintorni del Piccolo San Bernardo, di un elemento tettonico riferibile al ricoprimento del Pas du Roc. Rend. dell'Acad. Naz. dei Lincei, 8e série, v. XXII, fasc. 2, pp. 181-187.
74. ELTER (G.) et (P.), 1965. - Carta geologica della regione del Piccolo San Bernardo (versante italiano). Note illustrative. Publication du centre pour l'étude géologique et pétrographique des Alpes, XXXV, 53 p.
75. ENGEL (C. G.), ENGEL (A. E. J.), 1964. - Composition of basalts from the Mid Atlantic Ridge. Sciences (U.S.A.), t. 144, n° 3624, pp. 1130-1333.
76. ENGEL (C. G.), ENGEL (A. E. J.), FISCHER (R. L.), 1965. - Igneous rocks of ocean floor. Sciences (U.S.A.), t. 150, n° 3696, pp. 605-610.
77. FABRE (J.), 1958. - Contribution à l'étude de la zone houillère, en Maurienne et Tarentaise (Alpes de Savoie). Mém. Bur. Rech. géol. min., n° 2, 317 p.
78. FOURMARIER (P.), 1947. - Quelques observations sur la genèse des grands décrochements horizontaux. Ann. Soc. géol. de Belgique, t. LXX, pp. B 140-B 149.
79. FOURMARIER (P.), 1951. - Schistosité, foliation, microplissement. Arch. des Sciences, Genève, vol. 4, fasc. 1, pp. 5-23.
80. FOURMARIER (P.), 1952. - Aperçu sur la déformation intime des roches en terrains plissés. Ann. Soc. géol. de Belgique, t. LXXV, pp. B 181-B 194.
81. FOURMARIER (P.), 1952. - Essai sur le comportement et l'allure de la schistosité et des joints connexes dans la zone penninica des Alpes franco-italo-suissees et son environnement. Arch. des Sciences, v. 5, fasc. 6, pp. 329-385.
82. FRANCHI (S.), 1900. - Nuove localita con fossili mesozoici nelle zone delle pietre verdi presso il colle del Piccolo San Bernardo (valle d'Aosta). Bull. del R. Comitato geologico, anno 1899, Serie II, fasc. 4, vol. 10, p. 305.
83. FRANCHI (S.), 1907. - Relazione sulle escursioni in valle d'Aosta. Boll. Soc. geol. italiana, v. XXVII, fasc. 2, pp. CLVII-CLXXXVI.
84. FRANCHI (S.), 1916. - Se l'Eocene sia rappresentata nella sinclinale di Courmayeur. Boll. Soc. geol. italiana, v. XXXV, pp. XLV-XLVII.
85. FRANCHI (S.), 1929. - Sul confine franco-italiano tra il colle del Piccolo San Bernardo et il colle della Seigne a Sud del Monte Bianco. Rend. della R. Acad. Naz. dei Lincei, v. X, serie 6a, fasc. 12, pp. 617-621.
86. FRANCHI (S.), STELLA (A.), 1903. - I giacimenti di antracite della valle d'Aosta. Mem. descrittive della Carta geol. d'Italia, v. XII.
87. FRANCHI (S.), KILIAN (W.), LORY (P.), 1909. - Sur le rapport des schistes lustrés avec les faciès dauphinois et briançonnais du Lias. Bull. Soc. Géol. Fr., t. XVIII, n° 49, pp. 135-141.
88. FREY (R.), 1937. - La classification moderne des roches éruptives. Notes et mémoires du Service des Mines et de la Carte géologique du Maroc, n° 44, 125 p.
89. FRICKER (P. E.), 1960. - Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A (Wallis). Ecl. geol. Helv., v. 53, n° 1, pp. 33-132.
90. GALLI (J.), 1964. - Etude stratigraphique et tectonique du Monte Boulliagna (Haut Val d'Acceglio - Italie). D.E.S., Paris (résumé in Géologie alpine, t. 44, 1968, pp. 281-322).
91. GAY (M.), 1964. - Les leptynites alcalines du massif d'Ambin. C.R. Soc. géol. Fr., fasc. 4, pp. 170-172.

92. GIDON (P.), 1961. - Contribution à la tectonique du Lias dans la zone du Petit Saint-Bernard. Mém. Bur. Rech. géol. min., n° 4, pp. 657-660.
93. GIGNOUX (M.), 1960. - Géologie stratigraphique, 5e édition, Masson, Paris, 760 p.
94. GIGNOUX (M.), MORET (L.), 1934. - Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises. Ann. de Géogr., n° 224, pp. 337-363.
95. GLANGEAUD (L.), 1952. - Réflexions sur les travaux de la XVe section (Paléovolcanologie et Tectonique) au Congrès international d'Alger, XVe section, fasc. XVII, pp. 235-239.
96. GLANGEAUD (L.), BOUSQUET (J.C.), 1961. - Geodinamica dei vulcani supracritici a "pillow lavas" e delle loro trace profonde in Italia (Calabria e apenninosettentrionale), in Algeria e nelle Prealpi francese (Chablais). Boll. Soc. géol. d'Italia, 80, fasc. 4, pp. 25-29.
97. GRASMUCK (K.), 1961. - Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont-Blanc massivs, Zwischen Gembrancher und dem Col Ferret. Ecl. géol. Helv., vol. 54/2, pp. 351-450.
98. GROLLIER (J.), VIALON (P.), 1964. - La foliation des schistes cristallins. Etude de sa genèse à l'aide de quelques exemples. Bull. Soc. géol. Fr., 7e série, t. VI, pp. 309-321.
99. GROSSLING (B.F.), 1970. - Temperature variation due to the formation of a geosyncline. Bull. Geol. Soc. of America, v. 70, n° 10, pp. 1253-1282.
100. GUILLAUME (A.), BERNHEIM (P.), HAAS (J.), 1961. - A propos de données nouvelles sur les flyschs du secteur des Gets (Haute-Savoie) France. Bull. Soc. géol. d'Italia, 80, vol. LXXX, fasc. 3, pp. 121-131.
101. GUILLAUME (A.), BERNHEIM (P.), HAAS (J.), 1962. - Le pays du flysch du secteur des Gets (Haute-Savoie, feuille Samoëns au 1/50 000.
102. HAMILTON (E.L.), 1959. - Thickness and consolidation of deep sea sediments. Bull. geol. Soc. of America, v. 70, n° 11, pp. 1399-1424.
103. HAUG (E.), 1909a. - Caractères stratigraphiques des nappes des Alpes françaises et suisses. C.R. Acad. Sci., t. 148, n° 20, pp. 1345-1349.
104. HAUG (E.), 1909b. - Sur les racines des nappes supérieures des Alpes occidentales. C.R. Acad. Sci., t. 148, n° 21, pp. 1427-1430.
105. HAUG (E.), 1909c. - Les géosynclinaux de la chaîne des Alpes pendant les temps secondaires. C.R. Acad. Sci., t. 148, n° 24, pp. 1637- 1639.
106. HAUG (E.), 1925. - Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. Fr., t. 25, pp. 97-244.
107. HENRY (J.), 1967. - Le problème des étages tectoniques dans la zone nord-pyrénéenne occidentale, in "Etages tectoniques", publication du Colloque de Neuchâtel, pp. 253-258.
108. HERMANN (F.), 1928. - Les écaillés de gneiss de la Pointe Rousse de Verney, aux environs du Petit Saint-Bernard. Ecl. géol. Helv., v. 21, n° 1, p. 72.
109. HERMANN (F.), 1938. - Carta geologica delle Alpi nord-occidentali.
110. HIGGINS (A.K.), 1964. - Fossils remains in Staurolite kyanite schists of the Bedretto-Mulde Bündnerschiefer. Ecl. géol. Helv., v. 57, pp. 151-156.
111. HSU (K.), 1960. - Paleocurrent structures and paleogeography of the ultrahelvetetic flysch bassins - Switzerland. Bull. geol. Soc. of America, v. 71, pp. 577-610.
112. JAFFE (F.), 1955. - Les ophiolites et les roches connexes de la région du col des Gets (Chablais, Haute-Savoie). Bull. Soc. suisse Min. Pér. (35), pp. 1-115.
113. JAFFE (F.), 1954. - La position géologique des ophiolites dans les Préalpes. C.R. Acad. Sci., t. 238, pp.1246-1248
114. JACKLI (R.), 1950. - Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d'Anniviers und Visp (Wallis). Ecl. géol. Helv., v. 43, pp. 31-93.
115. JANIN (B.), 1968. - Le Val d'Aoste. Thèse géogr. Grenoble. Impr. Allier, 583 p.
116. KERCKHOVE (C.), 1965. - Structure du massif du Pelat et des environs d'Allos. Problèmes de paléogéographie sub-briançonnaise au Sud de l'Ubaye (nappes de l'Ubaye, Basses-Alpes). Trav. Lab. Géol. Grenoble, t.41 pp. 33-35.

117. KERCKHOVE (C.), 1969. - La zone du "flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). Thèse. Géologie alpine (Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 45, pp. 5-204.
118. KILIAN (W.), JACOB (C.), 1912. - Sur la tectonique des montagnes situées entre le Mont-Blanc et le Petit Saint-Bernard. C.R. Acad. Sci., t. 154, p. 802.
119. KILIAN (W.), REVIL (J.), 1893. - Une excursion géologique en Tarentaise (la brèche nummulitique et son extension au Nord de Moûtiers). Bull. Soc. d'Hist. nat. de Savoie, (7), t. VII, pp. 28-40.
120. KILIAN (W.), REVIL (J.), 1916. - Sur les brèches (conglomérats) de Tarentaise. C.R. Acad. Sci., t. 163, pp. 552-555.
121. KSIASKIEWICZ (M.), 1965. - Les cordillères dans les mers crétacées et paléocènes des Carpathes du Nord. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. VII, n° 3, pp. 443-455.
122. KUENEN (Ph. M.), CAROZZI (A.), 1953. - Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps. J. of Geology, v. 61, pp. 363-373.
123. LABROUSTE (Mme), BALTENBERGER (P.), PERRIER (G.), TECQ (M.), 1968. - Courbes d'égale profondeur de la discontinuité de Mohorovicic dans le Sud Est de la France. C.R. Acad. Sci., t. 266, n° 7, pp. 663-665.
124. LAMEYRE (J.), 1958. - La partie nord du massif des Grandes Rousses. Etude des schistes cristallins et de la couverture sédimentaire. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 34, pp. 83-152.
125. LE GUERNIC (J.), 1967. - La zone du Roure : contribution à l'étude du Briançonnais interne et du Piémontais en Haute-Ubaye. Géologie alpine, (Trav. Lab. Géol. Grenoble), t. 43, pp. 95-128.
126. LEMOINE (M.), 1953. - Remarque sur le caractère et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), t. III, pp. 105-120.
127. LEMOINE (M.), 1962. - Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes) et des régions voisines. C.R. Soc. géol. Fr., fasc. 7, pp. 186-287.
128. LILLE (R.), 1967. - Etude bibliographique sur le volcanisme des dorsales océaniques. Bur. rech. géol. min., Service de Sédimentol. et de Géol. marine, DS. 67.A66.
129. LOMBARD (A.), 1946. - Présence de l'Aalénien, du Cénomanién supérieur - Turonien et du Nummulitique dans la nappe du Niesen (Coupe du Simmental). Ecl. geol. Helv., v. 39, pp. 155-158.
130. LOMBARD (A.), 1956. - Les séries marines. Masson, éd., 723 p.
131. LOMBARD (A.), 1965. - La stratification - Révision critique et essai de théorie génétique. Ecl. geol. helv., v. 58, n° 1, pp. 135-155.
132. LOMBARD (A.), 1967. - Paléosédimentation de bassin de type miogéosynclinal helvétique dauphinois. Rev. géogr. dyn., 2e série, v. IX, fasc. 3, pp. 199-218.
133. LOMBARD (A.), 1968. - Faciès littoraux en fonction du milieu morpho-tectonique. Bull. Bur. Rech. géol. min., 2e série, section IV, n° 4, pp. 21-24.
134. LONGCHAMPT (D.), 1962. - Etude géologique du volcanisme permien du Guil, de la Haute-Ubaye et de la Haute-Maira (Alpes franco-italiennes). Thèse IIIe cycle, Grenoble, (dactyl. 105 p., 20 pl.
135. LOUBAT (M.), 1965. - Sur la présence de laves en coussins dans les ophiolites du Versoyen (Savoie). Arch. des Sciences, Genève, v. 18, fasc. 1, pp. 131-133.
136. LOUBAT (H.), 1968a. - Un type particulier de volcanisme et de métamorphisme ; le Versoyen. C.R. Soc. Phys. nat. Genève, v. 2, fasc. 3, pp. 217-223.
137. LOUBAT (H.), 1968b. - Les ophiolites de la zone du Versoyen. Thèse. Arch. Sci. Genève, n° 2, fasc. 3, pp. 265-457.
138. LOUBAT (H.), ANTOINE (P.), 1965. - Sur l'extension des laves en coussins dans la région du Petit Saint-Bernard (frontière franco-italienne). Arch. Sci. Genève, v. 18, fasc. 3, pp. 689-692.
139. MACHERAS (G.), 1960. - Détermination d'un critère pratique des différenciations magmatiques. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. 2, pp. 76-86.
140. MANGIN (J. Ph.), 1922. - Le flysch, sédiment climatique. C.R. Soc. géol. Fr., fasc. 2, pp. 34-35.

141. MANGIN (J. Ph.), 1964. - Petit historique du dogme des turbidites. C.R. Soc. géol. Fr., pp. 151-153.
142. MENARD (H.W.), 1964. - Marine geology of the Pacific. Mac Graw Hill, Book Company, 271 p.
143. MENESSIER (G.), 1965. - Sur la présence des Nummulites dans la région de Roselend (Savoie). C.R. Soc. géol. Fr., n° 4, pp. 133-134.
144. MERCIER (J.), 1966. - Etude géologique des zones internes des Hellenides en Macédoine centrale (Grèce). 1re thèse, Paris, Roneot, 574 p.
145. MICHARD (A.), 1967. - Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Thèse. Ed. C.N.R.S., 448 p.
146. MICHEL (R.), 1953. - Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia lanzo. Thèse. Sciences de la Terre, t. 1, n° 3-4, pp. I-XXIV et 1-200, Nancy.
147. MICHEL (R.), 1957. - Etude pétrographique des schistes cristallins de la feuille Moûtiers au 1/50 000. Bull. Carte géol. Fr., n° 252, fasc. 3, t. LV, pp. 17 à 30.
148. MICHEL (R.), LONGCHAMPT (D.), 1963. - Le gisement volcanique permien du Guil (Hautes-Alpes). 88e Congrès national des Sociétés Savantes, Clermont-Ferrand.
149. MIYASHIRO, 1961. - Evolution of metamorphic belts. Journal of Petrology, (2), pp. 177-311.
150. MOLBERT (J.), CORDEL (R.), 1961. - La perforation de la galerie des adductions amont de Roselend. Construction, t. XVI, n° 10.
151. MORRE (N.), LAUDE (A.M.), 1966. - Sur la nature des laves d'un sondage de la région d'Hassi Messaoud. C.R. Soc. géol. Fr., fasc. 4, pp. 149-150.
152. NABHOLZ (W.K.), 1945. - Geologie der Bundnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser und Safiental, Ecl. geol. Helv., v. 38, n° 1, pp. 1-120.
153. NANNY (P.), 1946. - Neuere Untersuchungen im Prätigauflysch. Ecl. geol. Helv., v. 39, pp. 115-132.
154. NESTEROFF (W.D.), 1966. - Le problème des turbidites : les données océanographiques modernes. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. VII, pp. 587-592.
155. NICOLAS (A.), 1966a. - Le complexe ophiolites, schistes lustrés entre Dora Maïra et Grand Paradis. 1re thèse, Grenoble, Publication Fac. Sci. Nantes, XVI, 178 p.
156. NICOLAS (A.), 1966b. - Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maïra et Grand Paradis. 2e thèse, Grenoble, Publication Fac. Sci. Nantes, pp. 179-299, + 85 ff.
157. NICOLAS (A.), 1966c. - Interprétation des ophiolites piémontaises entre le Grand Paradis et la Dora Maïra ; conséquences paléogéographiques et structurales. Bull. suisse de Min. et Pétrographie, v. 46, pp. 25-41.
158. NOCKOLDS (S.R.), 1954. - Average chemical composition of some igneous rocks. Bull. Geol. Soc. of Amer., v. 65, pp. 1007-1032.
159. NOVARESE (V.), 1895. - Nomenclature e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi occidentali. Bull. R. com. geol. d'Italia, v. 26, n° 2, pp. 1-20.
160. OULIANOFF (N.), TRUMPY (R.), 1958. - Notice explicative de la feuille n° 33 (Grand Saint-Bernard). Atlas géologique de la Suisse - Kümmerly et Frey S.A., Berne, 39 p.
161. OULIANOFF (N.), TRUMPY (R.) et al., 1967. - Guide géologique de la Suisse, excursion n° 7, Wepf. et C°, Basel, pp. 109-124, 5 fig.
162. PAREJAS (Ed.), 1920. - La partie sud ouest du synclinal de Chamonix. C.R. Soc. Phys. et Hist. nat. de Genève, v. 37, n° 2, pp. 58-60.
163. PAREJAS (Ed.), 1922. - Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles Rouges. Mém. Soc. Phys. et Hist. nat., Genève, v. 39, fasc. 7, pp. 373-438, 1 carte, 10 profils, 13 fig.
164. PERRIAUX (J.), 1961. - Contribution à la géologie des Vosges gréseuses, thèse. Publ. de l'Univ. de Nancy, 239 p.

165. RAMSAY (J. G.), 1967. - Folding and fracturing of rocks. New-York, Mac Graw Hill, 568 p.
166. RECH-FROLLO (M.), 1960. - Flysch et Molasse. Bull. Soc. géol. Fr., (2), 7, pp. 752-757.
167. RITTMAN (A.), 1963. - Les volcans et leur activité. Paris, Masson et Cie, 462 p.
168. ROCH (E.), 1916. - Etude stratigraphique et tectonique des environs de Moûtiers (Savoie). Bull. Carte géol. Fr., t. XXIX, n° 160, pp. 181-210.
169. ROCCI (G.), JUTEAU (T.), 1968. - Spilite kératophyre et ophiolites. Influence de la traversée d'un socle sialique sur le magmatisme initial. Geol. en mijn., v. 47, (5), pp. 330-339.
170. RODGERS (J.), 1962. - Emploi pratique de la schistosité. Mém. Soc. géol. Fr., livre à la mémoire du Pr P. FALLOT, pp. 83-96.
171. ROUBAULT (M.), DE LA ROCHE (H.), 1965. - Parallèle entre la Géochimie des schistes paléozoïques et celle des formations granitiques dans le massif du Lys Caillaouas (Pyrénées centrales), Geol. Rundschau, v. 55, pp. 301-316.
172. ROUTHIER (P.), 1944. - Essai sur la chronologie des "Roches vertes" mésozoïques des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. Fr., (5), t. 14, pp. 117-145.
173. ROUTHIER (P.), 1946. - L'association radiolarites - roches vertes. C.R. Soc. géol. Fr., n° 5, pp. 26-28, 66-68, 89-91.
174. SCHOELLER (H.), 1929. - La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère. Bull. Carte géol. Fr., n° 775, t. XXXIII, Thèse, 422 p.
175. SCHOELLER (H.), 1947. - Sur la présence de Crétacé supérieur dans la zone des conglomérats de Tarentaise au Nord de l'Isère. C.R. Soc. géol. Fr., n° 6, p. 123.
176. SODERO (D.), 1968. - Sull'età barremiana aptiana delle formazioni basali del "Flysch" della zona delle breccie di tarentasia en Valle d'Aosta. Boll. Soc. geol. Italiana, v. LXXXVII, fasc. 1, pp. 223-231.
177. TERCIER (J.), 1947. - Le flysch dans la sédimentation alpine. Ecl. geol. Helv., v. 40, n° 2, pp. 163-168.
178. TERCIER (J.), 1952. - Problèmes de sédimentation et de tectonique dans les Préalpes. Rev. des Questions scientifiques, Louvain, Ve série, t. XIII.
179. TERMIER (P.), KILIAN (W.), 1920. - Le lambeau de recouvrement du mont Jovet en Tarentaise, les schistes lustrés au Nord de Bourg-Saint-Maurice. C.R. Acad. Sci., t. 171, n° 23, pp. 1100-1105.
180. TROGER (W.F.), 1935. - Spezielle Petrographie der Eruptive Gestein. Deutschen Mineralogischen Gesellschaft V, Berlin, 360 p.
181. TRUMPY (R.), 1951. - Sur les racines helvétiques et les "Schistes lustrés" entre le Rhône et la vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi). Ecl. geol. Helv., v. 44, n° 2, p. 338.
182. TRUMPY (R.), 1954. - La zone de Sion-Courmayeur dans le Haut Val Ferret valaisan. Ecl. geol. Helv., v. 44, n° 2, p. 338.
183. TRUMPY (R.), 1955a. - Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine de la nappe des Préalpes. Bull. Soc. géol. Fr., (6), V, pp. 217-231.
184. TRUMPY (R.), 1955b. - Wechselbeziehungen zwischen Paleogeographie und Deckenbau. Viertel jahrschrift der Naturforschenden Gesellschaft - Zürich.
185. TRUMPY (R.), 1957. - Quelques problèmes de paléogéographie alpine. Bull. Soc. géol. Fr., (6), VII, pp. 443-461.
186. TRUMPY (R.), 1958. - Remarks on the preorogenic history of the Alps. Geol. en Mijn., n° 10, série 20.
187. TRUMPY (R.), 1960. - Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Bull. geol. Soc. of Amer., (71), pp. 843-900.
188. TRUMPY (R.), 1963. - Sur les racines des nappes helvétiques. Mém. Soc. géol. Fr., (livre à la mémoire du Pr P. FALLOT), pp. 419-428.
189. VALLET (J. M.), 1950. - Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Hérémece (Valais). Bull. suisse Min. Pétr., v. 30/2, pp. 322-476.

190. VATAN (A.), 1967. - Manuel de Sédimentologie. Ed. Technip, Paris, 399 p.
191. VIALON (P.), 1960. - Existence de formations détritiques dans les schistes cristallins du massif de Dora Maïra (Alpes piémontaises cottiennes). C.R. Acad. Sci., t. 251, pp. 1886-1888.
192. VIALON (P.), 1961. - Sur la présence de coulées basiques sous-aquatiques dans le massif cristallin de Dora Maïra (Alpes piémontaises cottiennes). C.R. Acad. Sci., t. 251, pp. 3010-3012.
193. VIALON (P.), 1966a. - Etude géologique du massif cristallin de Dora Maïra, Alpes cottiennes internes, Italie. Thèse 1er sujet Mém. Lab. Géol. Grenoble, n° 4, 282 p.
194. VIALON (P.), 1966b. - Méthodes de l'analyse structurale. Application à la Géologie alpine. Thèse, 2e sujet, Grenoble, ronéot., 52ff.
195. VIALON (P.), 1968. - Clivage schisteux et déformation : répartition et genèse dans le bassin mésozoïque de Bourg-d'Oisans (Alpes du Dauphiné). Géol. alpine (Trav. Lab. Géol. Grenoble), t. 44, pp. 353-356.
196. VUAGNAT (M.), 1951. - Le rôle des roches basiques dans les Alpes. Bull. suisse Min. Pétro., v. 31, pp. 309-322.
197. VUAGNAT (M.), 1952a. - Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du flysch nord-helvétique. Matér. Carte géol. Suisse, nlle série, n° 97.
198. VUAGNAT (M.), 1952b. - Le rôle des coulées volcaniques sous-marines dans les chaînes de montagne. C.R. 19e Congr. géol. international, fasc. 17, pp. 53-59.
199. VUAGNAT (M.), 1956. - Sur les roches à stilpnomélane du Versoyen. Arch. Sciences, Genève, v. 9, fasc. 3.
200. VUAGNAT (M.), 1963. - Remarque sur la trilogie serpentinite-gabbros-diabase, dans le bassin de la Méditerranée occidentale. Geol. Rundschau, v. 53, pp. 336-357.
  
201. WILSON (M.E.), 1960. - Origin of pillow structure in early precambrian lavas of Western Quebec. J. of. Geology, v. 68, pp97-102.
202. WINKLER (H.G.F.), 1965. - La genèse des roches métamorphiques. Traduction française, Gap, Ed. Ophrys 188 p.
  
203. ZULAUF (R.), 1964. - Z'ür geologie der tiefpenninischen zonen nördlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta (Italien). Thèse, Zürich, Druck ; E. Truninifer, 150 p.





Planche 8 - Panorama de la rive droite de l'Isère au Nord de Bourg-Saint-Maurice  
(vu des environs de Courbaton) -

- Zone houillère brainçonnaise ; Hb
- Digitation de la Grande Moendaz (nappe du Pas du Roc) : G M
- Unité de Salins (figurée en pointillés serrés)
- Zones des gypses (figurée en hachures Tg = gypses ; Tcg = cargneules)
- Unité du Petit-Saint-Bernard : P S B
- Unité du Roignais Versoyen
  - A<sub>F</sub> : ensemble anté-flysch (pr : prasinites)
  - F<sub>b</sub> : formation basale
  - Sq : Schistes à quartzites (C. des Marmontains)
  - F : Flysch.





Planche 9 : Panorama du Val Ferret italien vu de la Tête de Ferret

PA: unité de la Pierre Avoi    RV: unité du Roignais Versoyen    Ef: zone des écailles frontales    Fe: unité de Ferret  
 Uh: unités ultrahelvetiques    MB: cristallin du Mont-Blanc

Planche 9 - Panorama d'ensemble des montagnes entre le haut Val Ferret suisse et le Val Ferret italien -

PA : Unité de la Pierre Avoi  
RV : Unité du Roignais Versoyen  
Fe : Unité de Ferret  
Ef : Ecailles frontales  
Uh : Ultrahelvétique  
MB : Massif cristallin du Mont-Blanc

Le panorama est pris à la Tête de Ferret 2 713 m sur la frontière Italo-Suisse. Celle-ci suit la crête qui va du Col Ferret à celui du Ban Darrey puis emprunte les arêtes nord et est du Grand Golliat.



FIGURE N 53

COUPES DE L'UNITÉ DU ROÏGNAIS VERSOYEN  
AU SUD OUEST DE LA DOIRE BALTEE

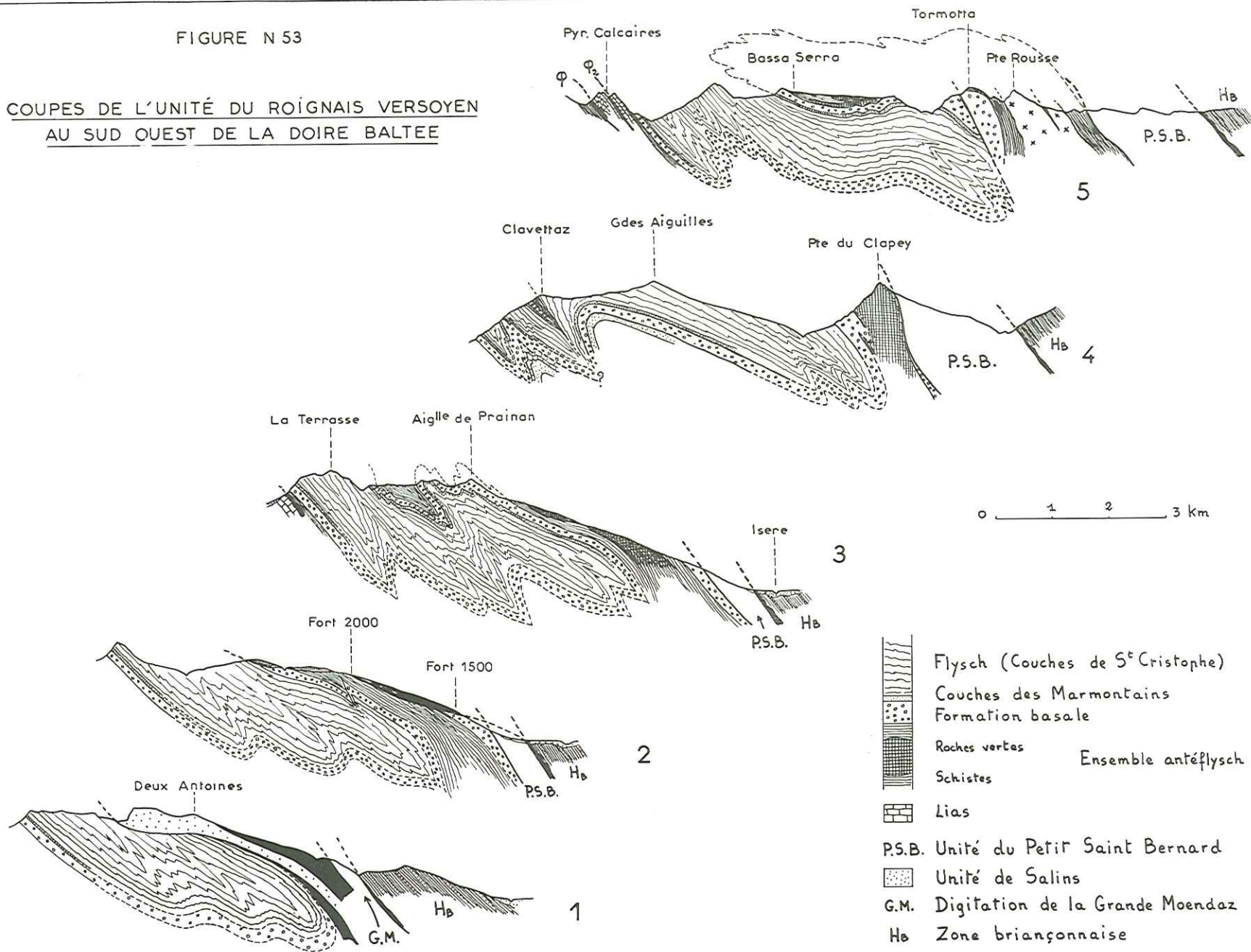


Fig. 53 bis COUPES DE L'UNITE DU ROIGNAIS VERSOYEN  
AU SUD OUEST DE LA DOIRE BALTEE

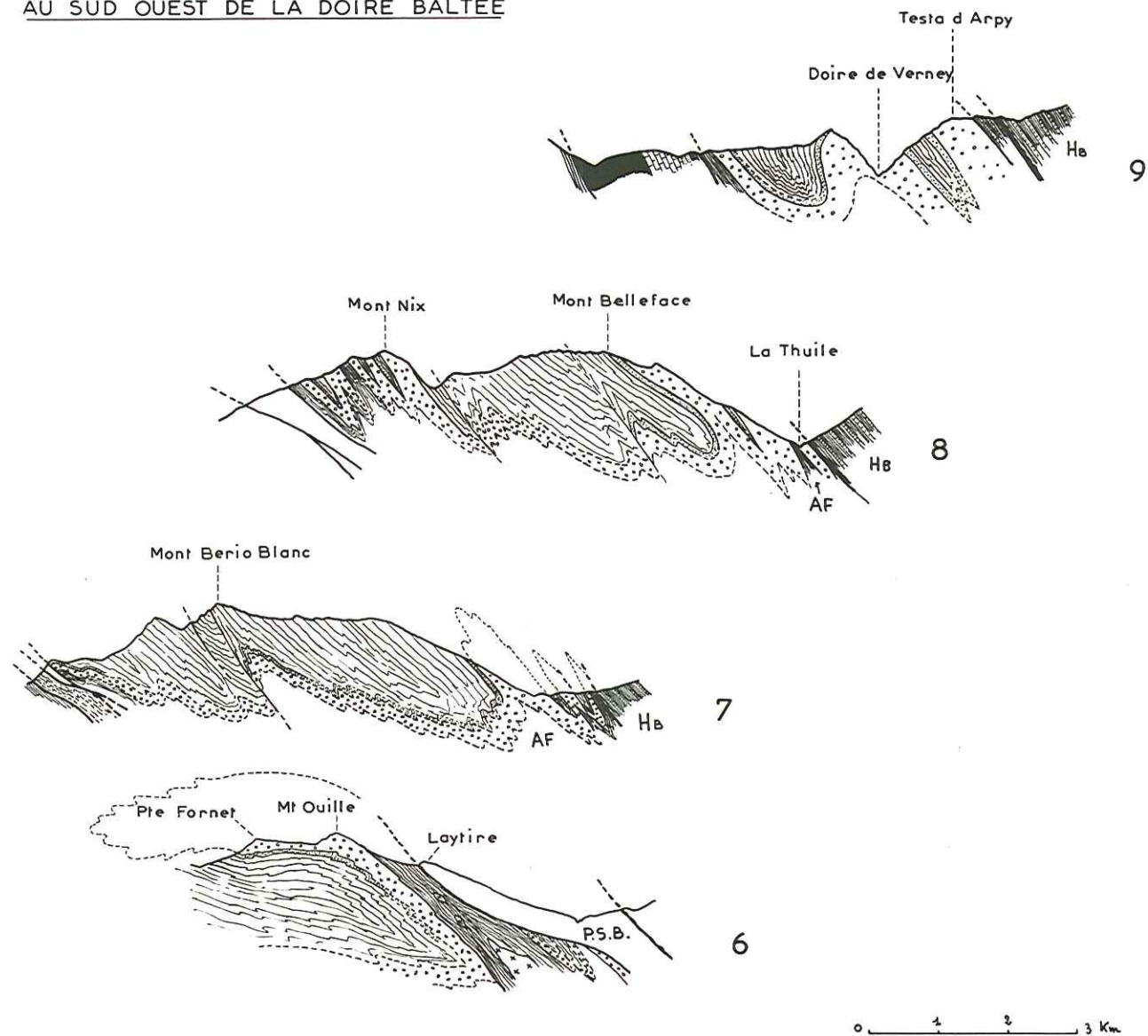
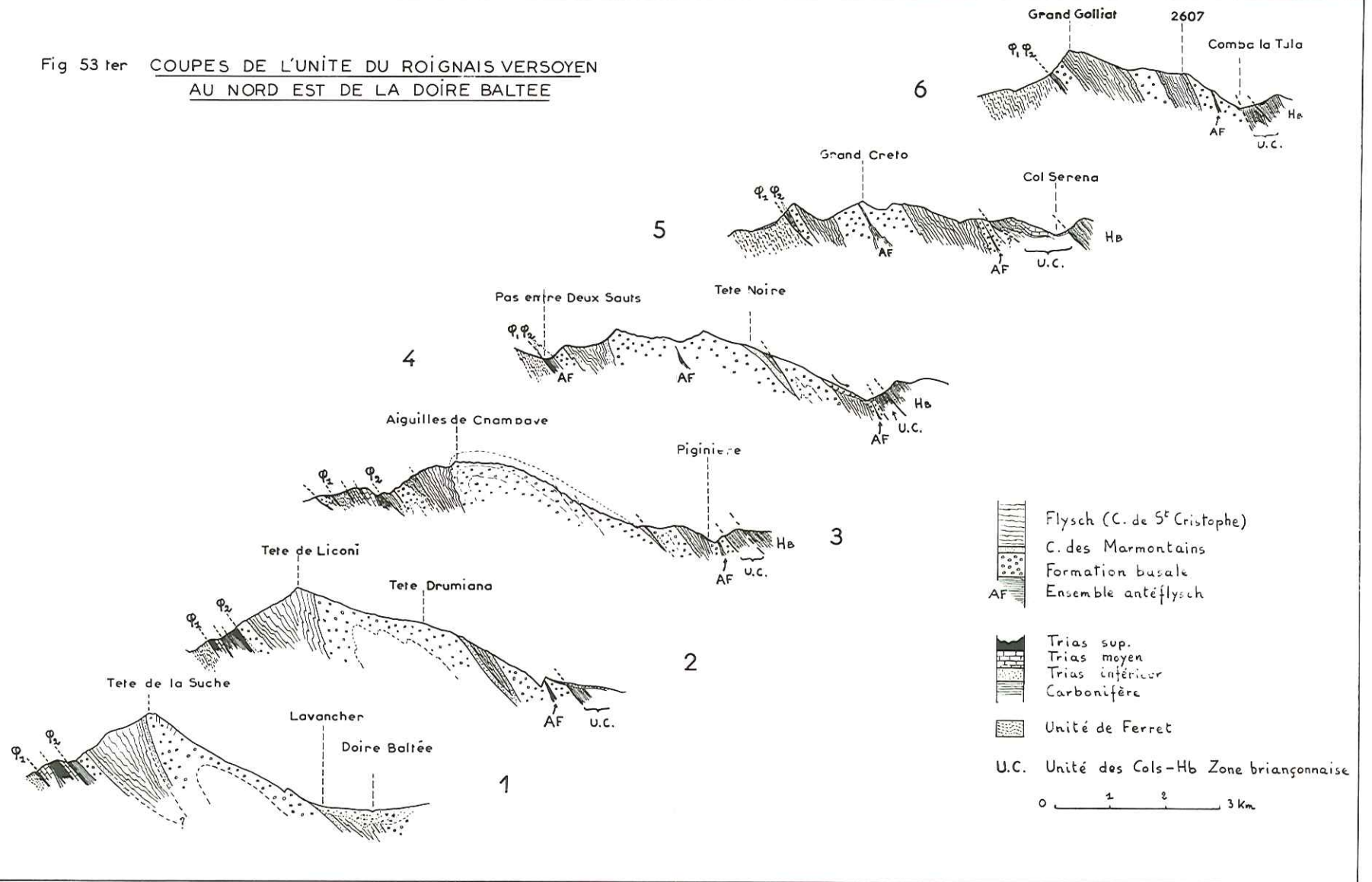


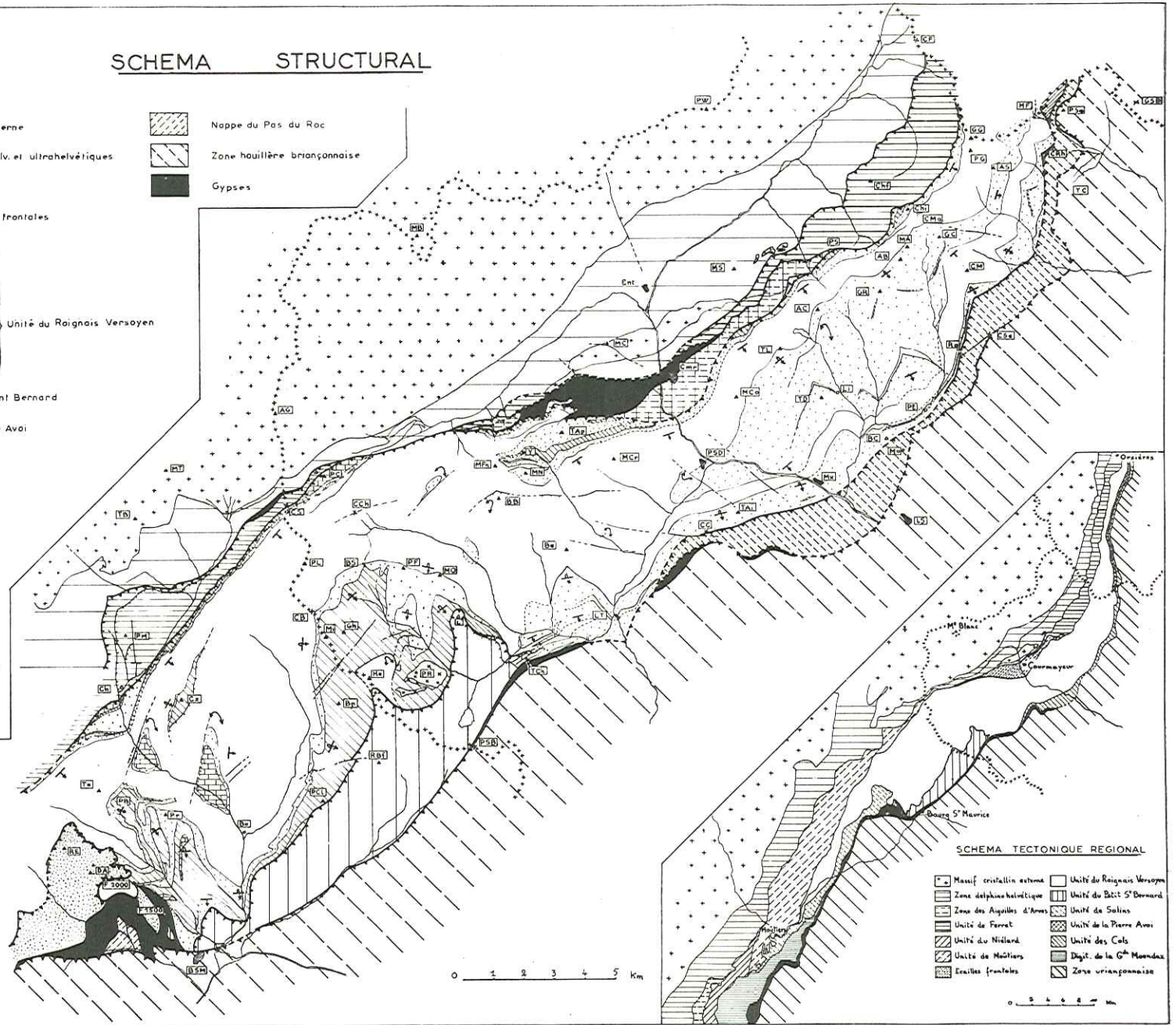
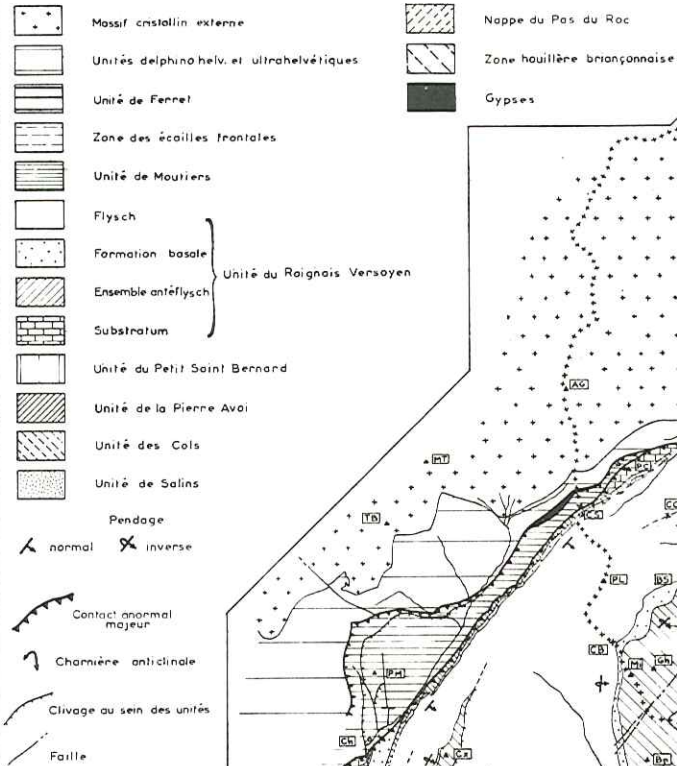
Fig 53 ter COUPES DE L'UNITÉ DU ROIGNAIS VERSOYEN  
AU NORD EST DE LA DOIRE BALTEE





# SCHEMA STRUCTURAL

## LEGENDE



## SCHEMA TECTONIQUE REGIONAL





Planche 2 - Schéma structural de la région étudiée - Liste des abréviations toponymiques

AB	: Aiguille Bonalé	MCo	: Mont Cormet
AC	: Aiguilles de Chambave	MCr	: Mont Grammont
AG	: Aiguille des Glaciers	MF	: Mont Fourchon
AS	: Aiguille de Saulié	MF <sub>n</sub>	: Mont Fortin
BB	: Mont Bério Blanc	MN	: Mont Nix
BC	: Bella Cresta	MO	: Mont Ouille
BS	: Col de Bassa Serra	MS	: Mont de la Saxe
BSM	: Bourg Saint-Maurice	MT	: Mont Tondu
Be	: Mont Belleface	Mi	: Mont Miravidi
Bo	: Bonneval-les-Bains	Mo	: Morge
Bp	: Aiguille de Beaupré	Mx	: Morgex
CB	: Col du Breuil	PB	: Passage de la Brebis
CC	: Col San Carlo	PC	: Pyramides Calcaires
CCh	: Col de Chavannes	PCI	: Pointe du Clapey
CF	: Grand Col Ferret	PF	: Pointe Fornet
CM	: Costone di Mezzodi	PG	: Petit Golliat
CMa	: Col Malatra	PL	: Pointe de Léchaud
CS	: Col de la Seigne	PM	: Pointe de Mya
CSe	: Col Serena	PR	: Pointe Rousse
CRh	: Col Saint-Rhémy	PS	: Pas entre Deux Sauts
Ch	: Les Chapieux	PSB	: Col du Petit-Saint-Bernard
Chf	: Mont Chéarfière	PSD	: Pré Saint-Didier
Chi	: Mont Chichet	P Su	: Pain de Sucre
Cmr	: Courmayeur	PW	: Pointe Walker (Grandes Jorasses)
Cz	: La Clavettaz	Pl	: Planavalle
DA	: Deux Antoines	Pr	: Aiguille de Prainan
Ent	: Entrèves	RBf	: Roc de Belleface
GC	: Grand Crêto	RE	: Roc de l'Enfer
GG	: Grand Golliat	Ra	: Rantin
GR	: Grande Rochère	TAi	: Testa d'Arpi
GSB	: Col du Grand-Saint-Bernard	TAp	: Testa d'Arp
Gh	: Punta dei Ghiacciai	TB	: Tête de Bellaval
He	: Aiguille de l'Hermitte	TC	: Tête de Crevacol
L	: Laytire	TCh	: Tête du Chargeur
LT	: La Thuile	TD	: Testa Drumiana
Li	: Liconi	Te	: la Terrasse
IS	: la Salle	Y	: Col de Youla
MA	: Aiguille de Malatra	F 1500	: Fort 1500
MB	: Mont-Blanc	F 2000	: Fort 2000
MC	: Mont Chétif		