



HAL
open science

Contribution à l'étude géologique de la Vanoise - Alpes occidentales le massif de la Grande Sassièrre et la région de Tignes - Val d'Isère - Alpes françaises

Roger Marion

► To cite this version:

Roger Marion. Contribution à l'étude géologique de la Vanoise - Alpes occidentales le massif de la Grande Sassièrre et la région de Tignes - Val d'Isère - Alpes françaises. Tectonique. Université de Savoie, 1984. Français. NNT: . tel-00616588v1

HAL Id: tel-00616588

<https://theses.hal.science/tel-00616588v1>

Submitted on 23 Aug 2011 (v1), last revised 22 Aug 2013 (v2)

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.

ISSN 0758-749X



UNIVERSITE DE SAVOIE

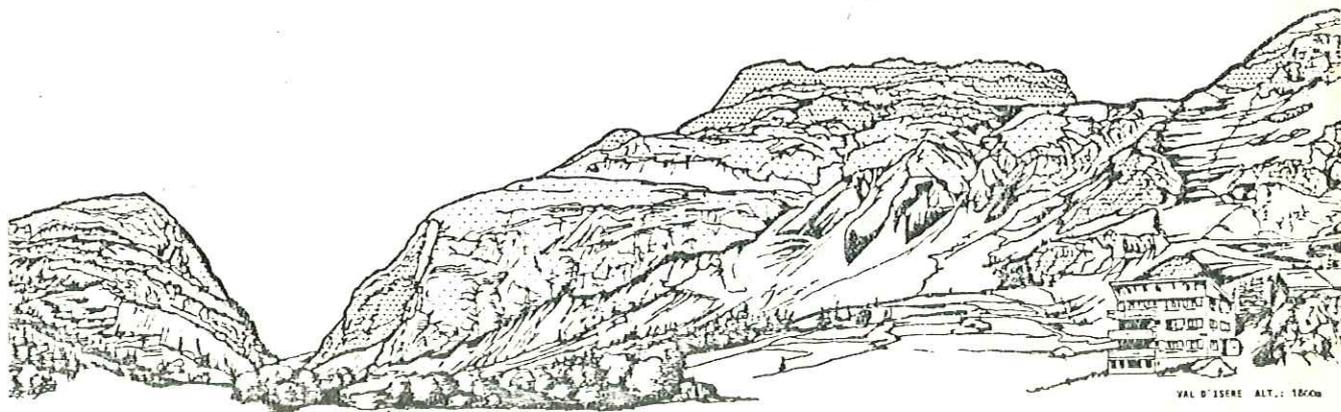
TRAVAUX DU DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

n° 2

**CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE
DE LA VANOISE
- Alpes occidentales -**

**Le massif de la Grande Sassièrè
et la région de Tignes - Val d'Isère**

Roger MARION



VAL D'ISERE ALT.: 1500m

CHAMBERY 1984

Editeur et imprimeur :
DEPARTEMENT des SCIENCES de la TERRE
Université de Savoie
Boîte Postale 1104
73011 CHAMBERY-Cédex

ISSN 0758-749X

ISBN 2-904431-07-1

Dépôt légal : Septembre 1984

Au lecteur,

Ce travail correspond au mémoire de thèse de doctorat de 3^{ème} cycle présenté par Monsieur Roger MARION, à l'Université de Savoie à Chambéry, le 24 AVRIL 1984, devant le jury d'examen composé de :

Président :

M. RAMPNOUX J.P., Professeur, Université de Savoie.

Rapporteur :

M. FUDRAL S., Maître-Assistant, Université de Savoie.

Examineurs :

M. AUBOUIN J., Membre de l'Institut, Professeur, Université P. et M. Curie, Paris.

M. CASTAGNIER G., Ingénieur, Service géologique E.D.F., Paris.

M. DEBELMAS J., Professeur, Université de Grenoble I.

M. ELLENBERGER F., Professeur, Université de Paris-Sud.

REMERCIEMENTS

Je souhaite, au terme de ce travail, adresser mes sincères remerciements à toutes les personnes qui m'ont aidé et encouragé ainsi qu'aux membres du jury qui ont accepté de le juger:

Monsieur Jean AUBOUIN, membre de l'Institut, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), qui m'a accepté dans son laboratoire et qui m'a confié le sujet de ce mémoire portant sur cette région complexe qu'est la Vanoise. Je lui suis très reconnaissant de m'avoir fait bénéficier d'une allocation de recherche D.G.R.S.T. et d'avoir bien voulu juger ce mémoire;

Monsieur Jean-Paul RAMPNOUX, Professeur à l'Université de Savoie, qui m'a reçu dans son laboratoire chambérien où ce travail a été réalisé;

Monsieur Jacques DEBELMAS, Professeur à l'Université de Grenoble, Monsieur Marcel LEMOINE, directeur de recherches au C.N.R.S., ainsi que Monsieur François ELLENBERGER, Professeur à l'Université d'Orsay avec qui j'ai pu découvrir la Vanoise occidentale en 1982;

Monsieur Marc TARDY, Professeur à l'Université de Savoie, qui a toujours porté un profond intérêt à ce travail tant au cours des sorties sur le terrain que pendant les longues discussions que nous avons eues au laboratoire. Son dynamisme et ses conseils judicieux m'ont souvent stimulé;

Monsieur Serge FUDRAL, Maître-Assistant à l'Université de Savoie, pour m'avoir prodigué conseils et encouragements sur le terrain ainsi qu'au laboratoire et ceci sans jamais ménager ni sa peine ni son temps. Je me souviendrai de la patience avec laquelle il a relu le manuscrit initial de ce travail;

Monsieur Jean-Charles CARFANTAN, Monsieur Bernard DOUDOUX et Monsieur Gérard NICLOUD, du laboratoire de Chambéry, qui m'ont fait profiter au cours de nombreuses discussions de leur profonde culture géologique.

Divers géologues m'ont permis d'élucider des points particuliers de certaines coupes. Je remercie tout spécialement:

Monsieur Raymond ENAY et Monsieur Maurice BOURBON (Ammonites de La Clittaz);

Monsieur Jean-François RAULT (microfaune de La Clittaz);

Monsieur Jean-Robert KIENAST (lames minces pétrographiques);

Monsieur Michel HOFFERT (analyses à la microsonde des encroûtements hématitiques et des amphiboles de La Clittaz).

C'est à Messieurs THEROND, CASTANIER, MEUNIER et WONG (Service géologique - géotechnique à Paris et R.E.A.L. à Chambéry) que je dois une multitude de données géologiques concernant les galeries d'adduction d'eau de la région. Je leur suis également reconnaissant des discussions auxquelles ils m'ont fait participer à propos des travaux de recherche sur les sites du Clou et de la Raie ainsi que de leur chaleureuse hospitalité.

Mes remerciements vont aussi à Monsieur le Directeur du Parc National de la Vanoise ainsi qu'à Monsieur Benoit et ses col-

lègues de Tignes - Val d'Isère pour l'attribution des permis scientifiques et pour l'hébergement qu'ils m'ont gratuitement offert pendant un mois au chalet du Laisinant.

Je ne saurai oublier les membres du laboratoire qui ont toujours su résoudre avec diligence les différents problèmes techniques posés par la réalisation de l'ouvrage:

Madame Simone GINET pour le grand soin qu'elle a apporté à la frappe de cet ouvrage;

Madame Françoise MOUGIN pour son aide aux recherches bibliographiques et pour la relecture finale de la thèse;

Monsieur André PAILLET pour ses conseils techniques et son accueil chaleureux à mon arrivée à Chambéry;

Monsieur Alain POUSSARD et Madame Denise BRETTEVILLE pour le tirage;

les étudiants de troisième cycle de l'Université de Savoie et tout particulièrement Luc EMPEREUR, Anne TOURY, Eric DEVILLE, Victoriano PEREZ-POSTIGO, LU Chia Yu et Arnaud SERRE.

Roselyne, ma femme, a tout fait pour que cette thèse aboutisse en bien... et mes parents et beaux-parents m'ont aidé et encouragé, maintenant ainsi autour de moi un climat d'optimisme, malgré les nombreuses difficultés rencontrées.

Il me serait impossible de clore ces remerciements sans rendre hommage à Monsieur Théo MATTEUDI (ex-directeur du service jeunesse du Touring Club de France) qui encadrait, il y a de cela vingt ans déjà, le tout jeune explorateur de grottes et collectionneur de pierres que j'étais, me mettant ainsi sur la voie de la Géologie.

RESUME

Cette étude intéresse la Vanoise septentrionale et plus précisément les massifs de la Grande Sassièrre et du Mont Pourri, dans la région de Sainte-Foy-Tarentaise et de Val d'Isère.

A. DEUX DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES SONT DISTINGUES.

1°/- Un domaine briançonnais interne :

Il comprend, reposant sur un substratum paléozoïque (socle anté-Namurien et Permien l.s), des terrains mésozoïco-cénozoïques allant du Trias au Paléocène, voire à l'Eocène ?

Subsident à sédimentation calme pendant le Trias, ce domaine est bouleversé, à partir du Lias, par une phase distensive qui a pour conséquence le dépôt de séries sédimentaires réduites riches en niveaux bréchiqes et en lacunes stratigraphiques.

Malgré la grande diversité des colonnes stratigraphiques étudiées, cinq ensembles de séries briançonnaises sont individualisables. Ce sont :

a- Les séries de Val d'Isère montrant généralement un Trias épais et localement d'imposantes brèches (brèches de la Tsanteleina et du Santel).

b- Les séries du Clou. Elles présentent généralement, sous les discordances post-triasiques, un Trias très réduit (par érosion ?).

c- Les séries du Chevril, affleurant modestement elles montrent des séries incomplètes.

d- Les séries du haut Val de Rhêmes, en position interne et limitées à des Marbres chloriteux (Crétacé supérieur - Paléocène) peu épais transgressant directement le substratum Paléozoïque de la Pointe de la Traversière et du haut Val de Rhêmes.

e- La série de Vanoise occidentale, en position externe, n'affleurant pas dans le secteur étudié. Elle est caractérisée par un Dogger marin à Mytilus (F. Ellenberger, 1958), et représente la couverture stratigraphique du substratum du Mont Pourri et d'Archeboc.

2°/- La nappe des Schistes lustrés :

Issue du domaine piémontais interne ou liguro-piémontais, elle n'a pas, sur le secteur d'étude, de série sédimentaire à proprement parler : c'est une puissante formation de calcschistes sombres plus ou moins marmoréens dans laquelle viennent s'interstratifier localement des metabasites. Des serpentinites viennent par ailleurs jalonner la base de la nappe.

L'âge précis de cette formation mésozoïque nous échappe encore en l'absence de datation paléontologique.

B. DU POINT DE VUE STRUCTURAL ET METAMORPHIQUE.

Les terrains ont été affectés par une tectonique compressive polyphasée et par d'importantes recristallisations métamorphiques. La chronologie de ces événements, qui se sont vraisemblablement déroulés à partir de la fin de l'Eocène supérieur, reste malheureusement relative puisque rien ne permet de les dater avec certitude. Se succèdent dans le temps :

1°/- Une phase de chevauchements cisailants précoces de nature polyphasée, qui voit la mise en place initiale de la nappe des Schistes lustrés sur la zone briançonnaise interne. Cette phase engendre un intense écaillage de la zone briançonnaise interne duquel naissent dans le secteur d'étude, plusieurs ensembles structuraux :

- le substratum paléozoïque du Mont Pourri et d'Archeboc ;
- l'écaillage paléozoïque des Brévières ;
- les écaillages de couverture des secteurs de Val d'Isère, du Clou et du Chevril ;
- le substratum paléozoïque de la Pointe de la Traversière et du haut Val de Rhêmes muni de sa couverture crétacée.

Cette phase, synchrone ou légèrement postérieure au rubanement métamorphique (schistes bleus) du Briançonnais interne, conduit ainsi à l'élaboration d'un édifice de nappes complexe.

2°/- La déformation des chevauchements cisailants précoces :

Les chevauchements constituant l'édifice de nappes précédent sont déformés par des plis couchés asymétriques ou sub-isoclinaux de direction moyenne Est-Ouest à Ouest - Nord-Ouest - Est - Sud-Est auxquelles se superposent localement des structures de direction Nord-Est - Sud-Ouest. Cette déformation s'accompagne de recristallisations métamorphiques dans les schistes verts. Pour expliquer les enveloppements complexes des unités structurales, nous proposons un modèle basé sur l'existence de structures encapuchonnantes kilométriques, de directions pré-citées. Celles-ci déforment l'édifice de nappes (comprenant à la fois les écaillages briançonnaises et la nappe des Schistes lustrés) en mégaplis (anticlinaux et synclinaux) de fourreaux de nappes.

Contrairement à la phase de chevauchements précoces (obduction du matériel piémontais), nous aurions ici une phase de serrage intense de la marge (hypercollision).

3°/- Une phase de chevauchements cisailants tardifs transporte l'édifice de nappes sur la zone briançonnaise externe (zone houillère) et individualise finalement les grands ensembles morphostructuraux du secteur d'étude comprenant entre autre *la klippe composite de la Grande Sassière*.

Les premiers jeux décrochants dextres des failles Nord-Ouest - Sud-Est de la vallée de l'Isère pourraient être contemporains de l'avancée de ces chevauchements tardifs.

4°/- Une phase de bombements donne naissance à des ondulations à grands rayons de courbure et a pour conséquence principale de basculer vers le Nord-Ouest, dans la partie Sud-Est du secteur d'étude, les plans de chevauchements tardifs leur donnant ainsi une allure de rétrodéversements. Cette phase, probablement Miocène ?, précède ou accompagne le jeu (décrochant et normal) d'accidents auxquels on pourrait rattacher l'accident du Chardonnet - Val de Rhêmes et les failles récentes de la vallée de l'Isère.

ABSTRACT

This study concerns the northern part of the Vanoise massif (French Alps) and more precisely the "*Grande Sassière*" and "*Mont Pourri*" massifs within the "*Sainte-Foy-Tarentaise - Val d'Isère*" region.

A. Two paleogeographic realms have been distinguished :

1°/- An internal Briançonnais realm :

Laying on a paleozoic basement, it consists of mesozoic and cenozoic terrains from Trias up to Paleocene and may go up to Eocene (?)

This realm is subsident with calm sedimentation during the Trias. It has a complete change from the Lias onwards induced by a distensive event ; which has for consequence the deposit of reduced sedimentary sequences rich in breccial levels and stratigraphic gaps.

In spite of the great diversity of the stratigraphic columns studied, five sets of Briançonnaise mesozoic series can be individualized :

a- The "*Val d'Isère series*" generally show a thick Trias and locally imposing breccias (Tsanteleina and Santel breccias) ;

b- The "*Clou series*". They generally show, under the post-triassic unconformabilities, a very reduced Trias (by erosion ?) ;

c- The "*Chevril series*". The small outcrops that they present, show us incomplete sequences ;

d- The "*haut Val de Rhêmes series*" in an internal position and limited to a little thick of unconformable *Marbres Chloriteux* (Upper cretaceous - Paleocene) laying directly on the paleozoic basement of the *Pointe de la Traversière* and the *haut Val de Rhêmes*.

e- The "*Vanoise occidentale serie*", in an external position, doesn't outcrop in the studied region.

It is characterized by a marine Dogger with "*Mytilus*" (F. Ellenberger, 1958), and represents the stratigraphic blanket of the "*Mont Pourri*" and "*Archeboc*" basement.

2°/- The "Schistes lustrés" nappe :

Coming from the inner "*piémontais*" or "*Liguro-piémontais*" realm it doesn't have, in the studied region, a proper stratigraphic serie : it is a powerful sequence of dark calcschists more or less marmorean in which metabasites are interbedded.

In addition, serpentinites peg the base of the nappe.
The precise age of this mesozoïcal formation is still unknown.

B. From the structural and metamorphic point of view.

The terrains have been affected by a polyphased compressive tectonic and by important metamorphic recrystallizations. The chronology of these post eocene events remains unfortunately relative.

We have recongnized :

1°/- An early polyphased thrusting phase inducing the tectonic positioning of the "*schistes lustrés*" nappe on the internal briançonnaise zone.

The different structural sets that were born during this first thrusting phase are :

- The paleozoïc basement of the "*Mont Pourri*" and "*Archeboc*" massifs.
- The paleozoïc slice of the "*Brévières*".
- The blanket slices of the "*Val d'Isère, Clou*" and "*Chevriil*" regions.
- The paleozoïc basement of the "*Pointe de la Traversière*" and that of the "*haut Val de Rhêmes*" fit with its cretaceous blanket.

This phase, synchron or stitly posterior to the metamorphic foliation (blue schists) of the internal briançonnaise zone, leads to the elaboration of a complex pilling up of over thrust nappes.

2°/- The deformation of the early thrusts :

Assymmetric to subisoclinal recumbent E-W or W-NW - E-SE folds are superimposed on the first structures. Locally it is possible to observe other folds NE-SW.

This phase is contemporaneous of metamorphic recrystallizations within the green schists facies. To explain the complex envelopments of the structural units, we propose a model based on the existence of kilometeric hoodling structures of which directions have been mentioned above. They deform the nappe setting ("*briançonnaise*" and "*schistes lustrés*" nappes) into sheath megafolds (anticlinal and synclinal) of nappes.

Contrarily to the early thrusting phase (obduction of "*piémontais*" material) we should have here a phase of intense tightening of the margin (hyper-collision).

3°/- A late thrusting phase transports the setting of the nappes onto the external briançonnaise zone ("*zone houillère*") and finally individualizes the great morphostructural sets of the studied region, including among others the composite klippe of the "*Grande Sassièrre*".

The first dexter play of the NW-SE transverse faults of the Isère Valley could be contemporaneous to the advancing of these late thrusts.

4°/- A buldging phase gives birth to large radius ondulations and has for principal consequence the north-westwards tilt of the late thrust plans in the south east of the studied region giving them, therefore, an image of back thrusting.

This phase, probably Miocene (?) precedes or accompanies the transverse or normal play of accidents like the "*Chardonnet - Val de Rhêmes*" fault and the recent faults of the "*Isère*" valley.

TABLE DES MATIERES

	<u>Pages</u>
<u>LIVRE I</u> : INTRODUCTION	1
CHAPITRE I : CADRE GEOGRAPHIQUE	3
CHAPITRE II : CADRE GEOLOGIQUE GENERAL	7
A. LA ZONE BRIANCONNAISE	7
B. LA ZONE PIEMONAISE S.L. ET LES MASSIFS CRISTALLINS INTER- NES	12
CHAPITRE III : HISTORIQUE DES CONNAISSANCES ET OBJECTIFS DE CE TRAVAIL	13
<u>LIVRE II</u> : LES DONNEES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET PETROGRAPHIQUES ...	19
CHAPITRE I : PRESENTATION DES DIFFERENTS ENSEMBLES	21
CHAPITRE II : LES TERRAINS DE LA ZONE BRIANCONNAISE INTERNE ...	23
A. LE PALEOZOIQUE	23
1°/- Généralités	23
a- Age et coupures chronologiques	23
b- Pétrographie	24
1. Le socle anté-Namurien	24
2. La couverture paléozoïque supérieure (Per- mien 1.s).	25
2°/- Le socle anté-Namurien dans le secteur d'étude ...	25
a- Localisation	25
b- Aperçu pétrographique sur quelques composants du socle	25
1. Les métagabbros	26
2. Les granophyres	26
3°/- La couverture paléozoïque supérieure (Permien 1.s)	30
a- Localisation	30
b- Observations lithostratigraphiques	30
B. LE MESOZOIQUE ET LE CENOZOIQUE DE VANOISE INTERNE	31
1°/- Ensemble de Val d'Isère	31
a- Généralités	31
1. Localisation	31
2. Relation avec le socle	32
3. Quelques coupes de référence	32
b- Etude lithostratigraphique	33
1. Le Trias	33
1.1 Introduction	33
1.2 Les quartzites du Trias inférieur	35
1.3 Le passage du Trias quartzitique au Trias carbonaté	35
1.4 Le Trias carbonaté	37
2. Le Lias	41
2.1 Les affleurements rapportés au Lias	41
2.2 Coupe du passage du Picheru	42
2.3 Les affleurements de Lias près de Val d'Isère	43

2.4. Coupe du flanc sud de la Pointe de Bazel	46
2.5. La brèche du Santel	46
2.6. Conclusions	46
3. Le Malm et les brèches sous-jacentes	47
3.1. Coupe de la Clittaz	47
3.2. Coupe des Grand Pares	54
3.3. Le problème du secteur de la Granta Pare	55
3.4. Conclusions	56
4. Le Crétacé et le Tertiaire	57
4.1. Introduction	57
4.2. Coupe de la Pointe du Lavachet	58
4.3. Coupe du déversoir de la Revirette	61
4.4. Les Marbres chloriteux bréchiqes de la Tsanteleina	62
4.5. Failles synsédimentaires de la Clittaz.	63
4.6. Conclusions	64
c- Conclusions générales sur l'ensemble des séries de Val d'Isère	65
2°/- Ensemble des séries du Clou	65
a- Introduction	65
b- Etude lithostratigraphique	66
* Coupe entre les vallées du Rocher Blanc et du Grapillon	66
* Coupe du Clou (flanc nord)	67
* Coupe du ruisseau des Balmes	71
* Coupe du ruisseau des lacs Verdet	74
* Coupe de l'Echaillon	75
* Coupe du Clou (flanc sud)	77
* Coupe de l'arête sud du Rocher Blanc	78
c- Conclusions générales sur l'ensemble des séries du Clou	79
3°/- Ensemble des séries du Chevril	80
a- Introduction	80
b- Etude lithostratigraphique	81
1. Coupe le long de la RN 202 (de la côte Chaudanne en direction du Chevril)	81
2. Ecaille du Chevril	83
3. Coupe de Sur le Franc	85
4. Coupe du Rocher Blanc	87
c- Conclusions générales sur l'ensemble des séries du Chevril	88
4°/- Ensemble des séries du haut Val de Rhêmes	88
a- Localisation	88
b- Faciès	88
c- Relation avec le socle	88
d- Conclusions générales sur l'ensemble des séries du haut Val de Rhêmes	90
C. CONCLUSIONS GENERALES SUR LA STRATIGRAPHIE ET LA PALEOGEO- GRAPHIE DES TERRAINS MESOZOIQUES ET CENOZOIQUES DU BRIANCON- NAIS INTERNE EN VANOISE SEPTENTRIONALE	92
1°/- Les séries dites de Val d'Isère	92
2°/- Les séries dites du Clou	92
3°/- Les séries dites du Chevril	92
4°/- Les séries dites du haut Val de Rhêmes	93

CHAPITRE III : LES SCHISTES LUSTRES DE LA KLIPPE DE LA GRANDE SASSIERE	97
A. GENERALITES	97
B. ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET APERCU PETROGRAPHIQUE	98
1°/- Présentation du faciès des calcschistes	98
2°/- Le flanc sud de la Grande Sassièrè	98
a- Localisation et généralités	98
b- Coupe de la crête sud-ouest de l'Aiguille de la Grande Sassièrè	99
c- Description de deux échantillons de métabasites	99
d- Origine gènétique des métabasites	101
3°/- Les serpentinites du Franier	102
a- Localisation	102
b- Description	102
c- Observations pétrographiques	103
1. Les serpentinites	103
2. L'auréole réactionnelle	103
4°/- Coupe de la crête frontalière au front nord de la klippe de la Grande Sassièrè	103
a- Localisation	103
b- Description	103
c- Commentaire	104
5°/- Conclusions sur les Schistes lustrés de la Grande Sassièrè	105
<u>LIVRE III : EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE</u>	107
CHAPITRE I : APERCU SUR LE METAMORPHISME ALPIN DU SECTEUR D'ETU- DE	108
A. GENERALITES	108
1°/- Evolution des idées	108
2°/- Cadre métamorphique de la Vanoise septentrionale	108
B. LES PARAGENESES MINERALES	113
1°/- Dans la zone briançonnaise interne	113
a- Au niveau du substratum paléozoïque	113
b- Au niveau de la couverture mésozoïco-cénozoïque	113
2°/- Dans les Schistes lustrés	114
a- Description	114
b- Commentaire et conclusion	114
CHAPITRE II : TECTONIQUE	116
A. ANALYSE STRUCTURALE RETROTECTONIQUE	116
I. La fracturation récente	116
1°/- Les fractures de la vallée de l'Isère	116
2°/- L'accident du Chardonnet - Val de Rhêmes	119
II. Les chevauchements cisailants tardifs	121
1°/- Description	121
a- Le contact zone houillère - zone briançonnaise interne	121
b- Le contact cisailant à la base de la klippe de la Grande Sassièrè	122
c- Le cisaillement plat en rive gauche de l'Isère entre le Marais et le refuge du Martin	124

d- Le cisaillement du Col du Fond	125
2°/- Conclusion	125
III. La déformation des chevauchements cisailants précoces	126
1°/- Généralités	126
2°/- Description de la déformation dans quatre secteurs	
a- Le vallon du Clou	126
b- La vallée de l'Isère en aval du lac du Chevril	127
c- La vallée de l'Isère en amont du lac du Chevril	131
d- Le haut Val de Rhêmes	133
3°/- Age relatif de la déformation	135
a- Rapport avec l'accident Chardonnet - Val de Rhêmes	135
b- Rapport avec les contacts cisailants tardifs	135
4°/- Relations avec les recristallisations métamorphiques	137
IV. Les chevauchements cisailants précoces et les premières structures décelables	138
1°/- Généralités	138
2°/- Description de la déformation en quelques points	138
a- Les plis observables près de Val d'Isère	138
b- Les plis dans la Tsanteleina et la Granta Pare	139
c- Plis et chevauchements dans le vallon du Clou et le haut Val Grisanche	140
3°/- Relations avec le rubanement métamorphique	140
4°/- Conclusions	141
V. Les fracturations synsédimentaires précoces	142
B. DISCUSSION ET PROPOSITION D'UN MODELE STRUCTURAL EN FOURREAUX	144
LIVRE IV : EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU SECTEUR ETUDIE	149
1°/- Le Trias	149
2°/- Le Jurassique inférieur et moyen	149
3°/- Au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur	151
4°/- Le Crétacé supérieur - Eocène moyen	151
5°/- L'Eocène supérieur - Oligocène	151
6°/- Le Miocène(?):une phase de bombement	153
BILAN DE L'ETUDE	155
BIBLIOGRAPHIE	157
CARTES GEOLOGIQUES ET OUVRAGES GENERAUX	161
PHOTOGRAPHIES HORS TEXTE	163

LISTE DES FIGURES

	<u>Pages</u>
<u>Fig. 1</u> : Situation géographique.	2
<u>Fig. 2</u> : Schéma orohydrographique.	2
<u>Fig. 3</u> : Cadre structural des Alpes occidentales (Cl. Kerckhove 1979).	6
<u>Fig. 4</u> : Cadre structural régional du secteur étudié (encadré) d'après la carte géologique de la France au 1/250.000, Feuille Annecy.	8
<u>Fig. 5</u> : Coupes schématiques à travers les Alpes occidentales synthétisées à partir de travaux récents (J. Aubouin, R. Blanchet, B. Labesse et J. Wozniak (1977), R. Caby, J.R. Kienast et P. Saliot (1978), B. Doudoux et M. Tardy (1982), F. Ellenberger (1958), C. Eltchaninoff et S. Triboulet (1982), S. Fudral et M.C. Blake (1982), B. de Lépinay (1981) ...).	10
<u>Fig. 6</u> : Tableau de correspondance des différentes appellations structurales de la zone briançonnaise, selon les auteurs.	11
<u>Fig. 7</u> : Coupe géologique schématique à travers la Maurienne et le Piémont. Inspirée de E. Argand et P. Termier (d'après M. Gignoux et L. Moret, 1931).	13
<u>Fig. 8</u> : Carte structurale des zones alpines internes entre Mont Blanc et Pelvoux (par R. Barbier et F. Ellenberger)	15
<u>Fig. 9</u> : Interprétation de la Vanoise d'après J.F. Raoult (1980).	16
<u>Fig. 10</u> : Séries stratigraphiques comparées de la zone piémontaise d'après M. Lemoine et al. (1980).	17
<u>Fig. 11</u> : Tableau retraçant la terminologie utilisée en ce qui concerne les Schistes lustrés dans les Alpes graies. ..	17
<u>Fig. 12</u> : Schéma structural simplifié du secteur d'étude.	20
<u>Fig. 13</u> : Chronologie comparée de la série siliceuse de Vanoise et d'Ambin (repis et modifié de J. Bocquet, 1974).	24
<u>Fig. 14</u> : Coupe C1, le contact du granophyre avec son encaissant.	27
<u>Fig. 15</u> : Coupe C2, le contact du granophyre avec son encaissant.	29
<u>Fig. 16</u> : Trois colonnes stratigraphiques présentant quelques caractères de l'ensemble des séries de Val d'Isère (reprises de F. Ellenberger, 1958).	32
<u>Fig. 17</u> : Eléments de corrélation dans la série carbonatée briançonnaise au Trias moyen et supérieur (d'après J. Mégard-Galli et A. Baud, 1977).	34
<u>Fig. 18</u> : Coupe du tunnel du Franchet.	36
<u>Fig. 19</u> : Versant est du Rocher du Saut vu de la rive droite de l'Isère à la hauteur de la station d'épuration.	38
<u>Fig. 20</u> : Coupe du Rocher du Saut.	38
<u>Fig. 21</u> : Coupe à travers la base nord-est du massif de Bellevarde.	40
<u>Fig. 22</u> : Coupe du Lias au Passage du Picheru.	42
<u>Fig. 23</u> : Coupe du Bois de la Balme.	44
<u>Fig. 24</u> : Coupe schématique de Pierre de Compia.	44
<u>Fig. 25</u> : Coupe du Malm de la Clittaz.	48
<u>Fig. 26</u> : Exemples de structures noduleuses.	50
<u>Fig. 27</u> : Analyses chimiques des encroûtements minéralisées de la base du Malm. La Clittaz.	52

<u>Fig. 28</u>	: Coupes des Grand Pares.	54
<u>Fig. 29</u>	: Coupe dans le secteur de la Granta Pare.	55
<u>Fig. 30</u>	: Colonne schématique de la série Crétacé-Eocène dans le briançonnais ligure, G. Royant (1971).	58
<u>Fig. 31</u>	: Coupe du Lavachet.	59
<u>Fig. 32</u>	: Coupe du déversoir de la Revirette.	61
<u>Fig. 33</u>	: Faille synsédimentaire de la Clittaz.	64
<u>Fig. 34</u>	: Coupe entre les vallées du Rocher Blanc et du Grapillon	66
<u>Fig. 35</u>	: Coupes du Clou (flanc nord).	68
<u>Fig. 36</u>	: Panorama de la rive droite du torrent du Clou (Pris de la rive gauche de la cuvette du Plan) sur lequel ont été situées les quatre coupes décrites C1,C2,C3 et C4.	68
<u>Fig. 37</u>	: Schéma de situation des coupes C1,C2,C3 et C4 du Clou (flanc nord)	69
<u>Fig. 38</u>	: Coupes C1 et C2 du ruisseau des Balmes.	71
<u>Fig. 39</u>	: Schéma de situation des coupes C1,C2 et C3 du ruisseau des Balmes.	71
<u>Fig. 40</u>	: Coupe C3 du ruisseau des Balmes.	74
<u>Fig. 41</u>	: Ecaille de couverture en rive droite du ruisseau des lacs Verdet.	75
<u>Fig. 42</u>	: Coupe de l'Echaillon.	76
<u>Fig. 43</u>	: Coupe du Clou flanc sud.	77
<u>Fig. 44</u>	: Coupe de l'arête sud du Rocher Blanc.	79
<u>Fig. 45</u>	: Coupe le long de la RN 202 (de la côte Chaudanne en direction du Chevril.	82
<u>Fig. 46</u>	: Colonne synthétique probable (polarité inconnue) de la série de la coupe le long de la RN 202 (cf. fig. 45). .	83
<u>Fig. 47</u>	: Panorama de l'écaille du Chevril (vue depuis la rive gauche du barrage du Chevril.	84
<u>Fig. 48</u>	: Coupe de sur le Franc.	85
<u>Fig. 49</u>	: Panorama de la face nord-ouest du Rocher Blanc.	86
<u>Fig. 50</u>	: Coupe du Rocher Blanc.	86
<u>Fig. 51</u>	: Panorama de la Pointe de la Traversière (pris depuis le Santel, point coté 2700m).	89
<u>Fig. 52</u>	: Situation paléogéographique hypothétique des différents ensembles des séries briançonnaises du secteur étudié.	94
<u>Fig. 53</u>	: Schéma de situation de la coupe de la figure 54 et de l'échantillon de métabasite 51 D.	99
<u>Fig. 54</u>	: Coupe à travers le flanc sud de la Grande Sassièrè. ...	100
<u>Fig. 55</u>	: Coupe schématique de l'écaillage basal de la nappe des Schistes lustrés (secteur des Pigettes).	102
<u>Fig. 56</u>	: Coupe du front nord de la klippe de la Grande Sassièrè.	104
<u>Fig. 57</u>	: Hypothèses concernant l'appartenance des serpentinites à la série des calcschistes de la Grande Sassièrè.	105
<u>Fig. 58</u>	: Cadre métamorphique de la Vanoise septentrionale dans les Alpes occidentales du Nord (modifié d'après R. Caby et al., 1978).	110
<u>Fig. 59</u>	: Schéma de localisation du glaucophane, de la crossite et des pseudomorphoses de lawsonite.	112
<u>Fig. 60</u>	: Faille NW-SE de la Gurraz.	116
<u>Fig. 61</u>	: Stéréogrammes des fractures de la vallée de l'Isère. ..	117
<u>Fig. 62</u>	: Bloc diagramme de la fracturation distensive de direction moyenne N140° dans le secteur de la vallée de l'Isère.	118
<u>Fig. 63</u>	: Jeu de l'accident du Chardonnet-Val de Rhêmes.	120
<u>Fig. 64</u>	: Le contact zone briançonnaise interne-zone houillère en rive gauche de l'Isère (Le Sivertet).	122

<u>Fig. 65</u> :	Schéma structural du vallon du Clou.	128
<u>Fig. 66</u> :	Le contact entre l'écaille paléozoïque des Brévières et les séries de Val d'Isère (RN 202, usine électrique du Chevril).	129
<u>Fig. 67</u> :	Le contact entre le substratum paléozoïque du Mont Pourri et celui des Brévières en rive gauche de l' Isère (Le Carroley).	130
<u>Fig. 68</u> :	Panorama du rocher du Franchet et de la Pointe du Front (vu depuis les Trousses).	132
<u>Fig. 69</u> :	Déformation en plis de direction N 110° d'un contact cisailant précoce (Haut Val de Rhêmes).	134
<u>Fig. 70</u> :	Plis "en flammes" dans les écailles de couverture briançonnaise (Glacier de Centelina, Haut Val de Rhêmes).	134
<u>Fig. 71</u> :	Nature polyphasée, à l'échelle de l'affleurement, des contacts tectoniques au lieu dit les Pigettes.	136
<u>Fig. 72</u> :	Nature polyphasée, à l'échelle de l'affleurement, des contacts tectoniques (Pont sur le ruisseau du Mont Pourri, La Gurraz).	137
<u>Fig. 73</u> :	Relation entre les plis Est-Ouest et les recristalli- sations métamorphiques à l'échelle d'un échantillon (substratum paléozoïque d'Archeboc et du Mont Pourri, Tunnel Bel-Air la Thuile).	138
<u>Fig. 74</u> :	Le pli précoce de la pointe du Front.	139
<u>Fig. 75</u> :	Plis isoclinaux dans les écailles briançonnaises à la base du glacier de Gliairetta (Val Grisanche).	141
<u>Fig. 76</u> :	Modèle de plis en fourreaux (modifié d'après M. Mat- tauer et J.L. Mercier, 1980) extrapolé à un édifice de nappe.	144
<u>Fig. 77</u> :	Schéma proposant un encapuchonnement dans les écailles du secteur de Val d'Isère.	145
<u>Fig. 78</u> :	Schéma structural avec les directions des grandes structures plissées.	147
<u>Fig. 79</u> :	Schéma retraçant l'évolution géodynamique du secteur étudié.	150

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

	<u>Pages</u>
<u>Photo n° 1</u> : lame mince d'un métagabbro du socle du Mont Pourri (Moraine frontale du Glacier de la Savinaz)	164
<u>Photos n° 2 et 3</u> : Lames minces d'un granophyre du socle du Mont Pourri	164
<u>Photo n° 4</u> : lame mince d'une glaucophanite provenant d'une écaille de socle située au Sud du refuge du Martin	164
<u>Photo n° 5</u> : lame mince d'une épidotite appartenant à une auréole réactionnelle autour des serpentinites du Franier	166
<u>Photo n° 6</u> : lame mince d'une metabasite des Schistes lustrés (Le Saut)	166
<u>Photo n° 7</u> : lame mince d'une section d'encroûtement hématitique à la base du Malm. La Clittaz	166
<u>Photo n° 8</u> : Brèches polygéniques du Dogger (?) et marbres du Malm à nodules hématitiques. La Clittaz	52
<u>Photo n° 9</u> : Brèches polygéniques à ciment marmoréen gris du Santel (Lias probable)	168
<u>Photo n° 10</u> : Trois sections d'Ammonites (indéterminées) provenant du Malm. La Clittaz	168
<u>Photo n° 11</u> : Silex noir-bleuté dans les dolomies jaunes (Anisien ?). Ruisseau des Balmes	168
<u>Photo n° 12</u> : Contact stratigraphique des Marbres chloriteux sur les quartzites du Trias inférieur érodés	168
<u>Photo n° 13</u> : Brèches polygéniques jurassiques. Ruisseau des Balmes ...	170
<u>Photo n° 14</u> : Panorama du flanc sud-ouest de l'Aiguille de la Grande Sassièrè pris depuis le Saut	170
<u>Photo n° 15</u> : Marbres gris à lits siliceux (Lias ?). Le Franier	170
<u>Photo n° 16</u> : Filet de quartz d'exudation dessinant des charnières de plis dont les flancs sont laminés	170

PLANCHES HORS-TEXTE

- Planche I : Carte géologique de la haute vallée de l'Isère entre Sainte-Foy-Tarentaise et Val d'Isère - 1/25.000.
- Planche II : Schéma structural - Coupes sériées - 1/50.000.
- Planche III : Colonnes stratigraphiques synthétiques du Briançonnais dans leurs cadres géographique et structural.

Panorama P.I. - P.II.

- P.I. : Panorama du front nord de la klippe de la Grande Sassièrè le long de la crête frontalière.
- P.II. : Panorama de la rive droite de la vallée de l'Isère en amont de Val d'Isère.

Panorama P.III.- P.IV.

- P.III.: Panorama du flanc est du Mont Pourri.
- P.IV. : Panorama du flanc sud-est du Mont Pourri.

Panorama P.V. - P.VI.

- P.V. : Panorama de la rive gauche du lac du Chevril.
- P.VI. : Panorama de la rive droite du lac du Chevril.

LIVRE I

INTRODUCTION

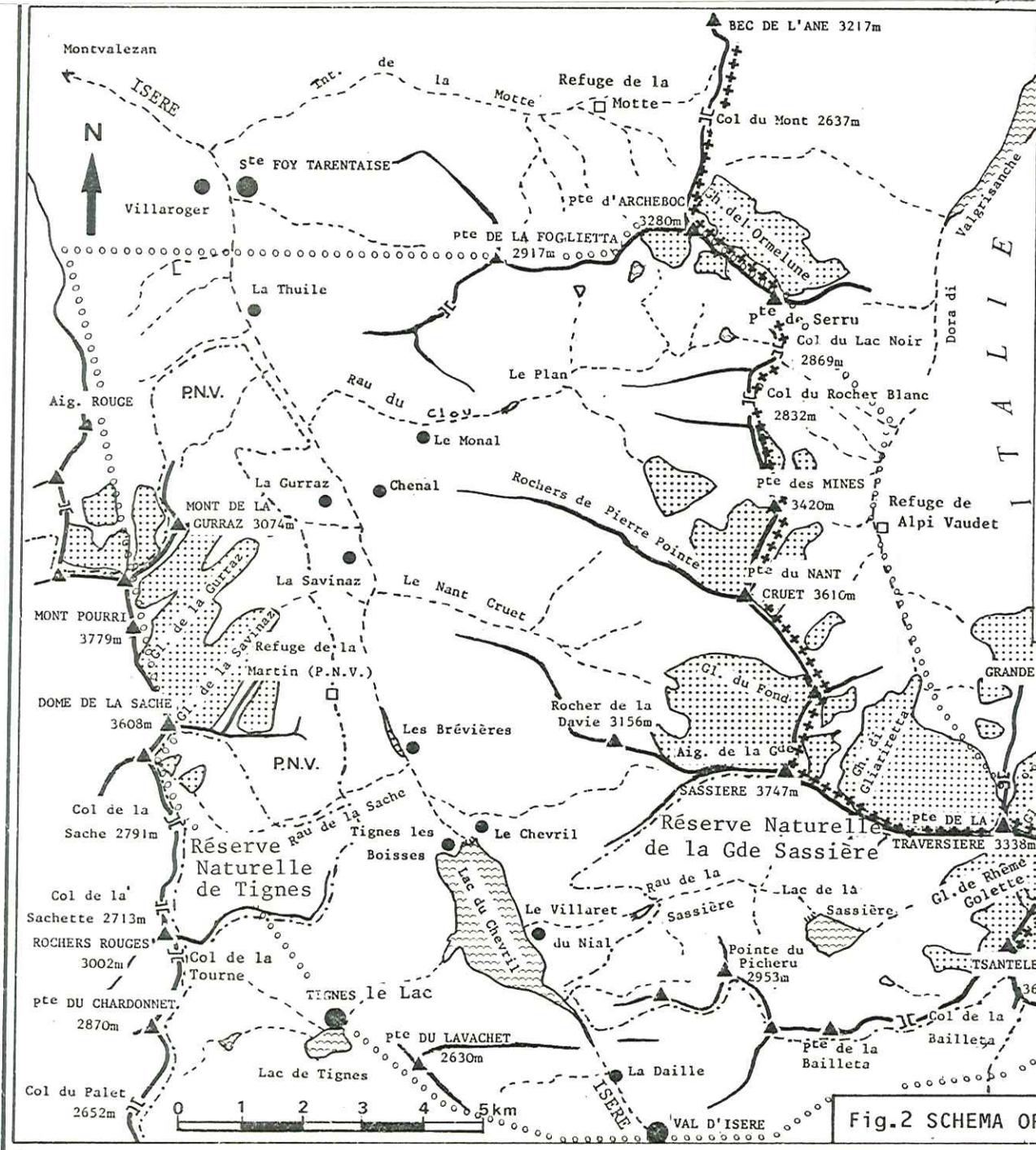


Fig. 2 SCHEMA OROHYDROGRAPHIQUE

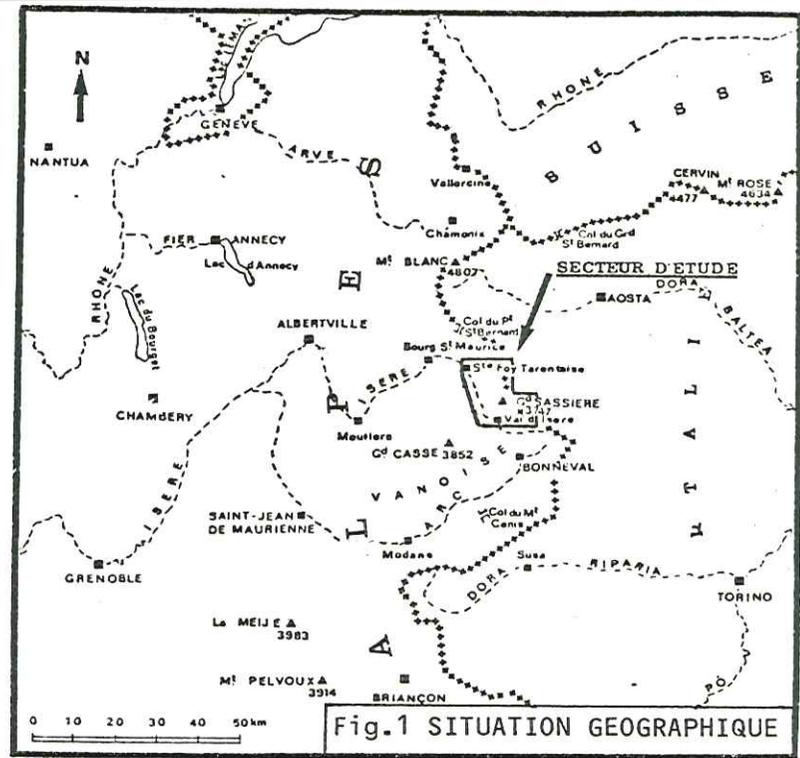


Fig. 1 SITUATION GEOGRAPHIQUE

Légende de la Fig. 2

- ▲ Sommet
- Crête
- II Col
- - - Cours d'eau
- ~~~~~ Lac
- Glacier
- +++++ Frontière
- o o o o o Limite du terrain d'étude
- - - - - Limite du P.N.V. et des Réserves naturelles

CHAPITRE I - CADRE GEOGRAPHIQUE.

Le terrain qui fait l'objet de cette étude est situé dans la partie nord des Alpes franco-italiennes, en Haute-Tarentaise (Savoie). Il concerne la Vanoise septentrionale formée de massifs montagneux frontaliers avec l'Italie et s'étendant, du Nord au Sud, entre les cours supérieurs de l'Isère (Haute-Tarentaise) et de l'Arc (Haute-Maurienne) (Fig. 1).

C'est un pays de haute montagne, dont le relief fortement contrasté résulte de l'activité des grands glaciers quaternaires. D'ailleurs, l'envers des sommets abrite encore d'imposants glaciers.

Les chaînes et aiguilles calcaréo-dolomitiques, aux teintes chaudes de la région de Val d'Isère, s'opposent aux massifs sombres de calc-schistes et de micaschistes qui forment les hauts sommets de la Grande Sassièrè (3747m) et du Mont Pourri (3779m).

Les grandes directions morphologiques sont, en général, induites par les lignes structurales majeures (fracturation tardive, fronts d'unités, direction de la déformation) et découpent les unités structurales en massifs souvent distincts.

Le réseau hydrographique s'organise principalement autour du cours supérieur de l'Isère (Fig. 1 et 2). En amont de Val d'Isère son lit est orienté parallèlement aux structures géologiques E-W de sa rive droite. Puis brusquement, en aval, il se dirige en direction du N-NW jusqu'à Sainte-Foy-Tarentaise : il traverse tout d'abord les structures E-W au niveau des gorges de la Daille pour déboucher ensuite dans la vaste cuvette de Tignes, aménagée en retenue hydroélectrique (Lac du Chevril) ; ensuite il sera guidé par un réseau de fractures tardives orientées N-NW - S-SE. Enfin, en aval de Sainte-Foy-Tarentaise, après un bref tracé E-W à travers la zone houillère, le cours de l'Isère prend la direction SW pour suivre le contact séparant la zone houillère de la zone plus externe des Brèches de Tarentaise.

Le réseau secondaire, quant à lui, est orienté SW-NE dans le massif du Mont Pourri et principalement E-W (Ruisseau du Clou et de la Sassièrè) ou E-SE - W-NW (Ruisseau du Nant Cruet) dans le massif de la Grande Sassièrè.

La ligne de crête franco-italienne sépare les bassins hydrographiques de l'Isère de ceux des Doras de Valgrisanche et du Val de Rhêmes. Ces dernières confluent toutes deux en amont d'Aoste avec la Dora Baltea après un parcours rectiligne de direction N-NE parallèlement aux grands accidents cisailants ou verticaux de la région.

Le secteur étudié dans cet ouvrage est limité, au N, par une ligne qui court approximativement depuis la Pointe d'Archeboc à Sainte-Foy-Tarentaise en passant par la Pointe de la Foglietta ; de là, vers le S, elle longe la crête des massifs de l'Aiguille Rouge et du Mont Pourri et s'oriente, à partir du Col de la Sache, en direction de Tignes puis de Val d'Isère ; elle traverse ensuite la frontière franco-italienne à la Pointe de Bazel pour arriver vers le NE au refuge de Benevolo en Haut Val de Rhêmes ; enfin, par le Col de Bassac Derè, elle rejoint, vers le N, la Pointe d'Archeboc en empruntant la haute vallée de Valgrisanche et la crête frontalière à partir de la Pointe de Serru.

Un relief élevé, de nombreux sommets à plus de 3000m imposent à cette région, une vie agricole modeste et rude.

Tributaire du phénomène de l'étagement de la végétation, les activités sont orientées vers la sylviculture sur la partie inférieure des pentes d'altitude moyenne (en-dessous de 1800m). Au delà, les alpages prennent le relais de la forêt. Pendant longtemps, l'élevage des bovins et des ovins est resté l'activité prépondérante de cette région. La fabrication du Beaufort était l'un des produits de cette activité.

Mais depuis ces vingt dernières années, le mode de vie a progressivement changé : l'essor du tourisme, lié à la construction et au développement des stations de sport d'hiver (Tignes, Val d'Isère) et à la mise en place du Parc National de la Vanoise (P.N.V.) ainsi que, pour une moindre part, la réalisation de barrages hydroélectriques importants (Le Chevril, La Sassièrre, Le Saut, Le Clou) ont orienté les jeunes qui désirent rester au pays vers de nouveaux emplois.

N'apparaissant plus comme rentable dans un tel contexte économique et social, l'agriculture de haute montagne est en pleine régression.

Le Parc National de la Vanoise et les Réserves Naturelles de Tignes et de la Grande Sassièrre constituent heureusement au sein de cette montagne des enclaves naturelles bien protégées.

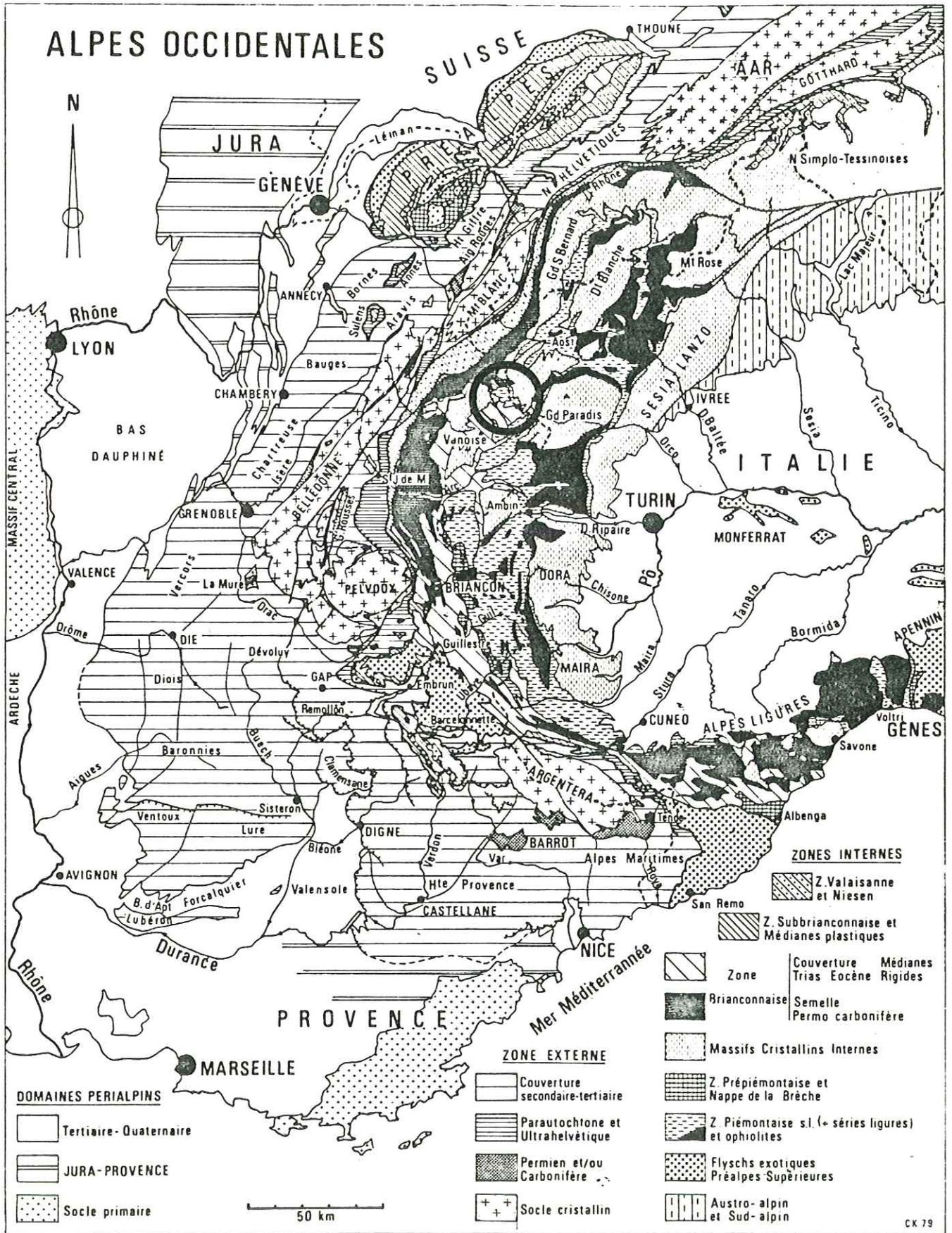


Fig. 3 : Cadre structural des Alpes occidentales (Cl. Kerckhove, 1979).

CHAPITRE II. CADRE GEOLOGIQUE GENERAL.

Le secteur étudié (fig. 3, 4 et 5) appartient aux zones internes des Alpes occidentales franco-italiennes. Il se développe à cheval sur les zones briançonnaise et piémontaise.

Nous rappellerons tout d'abord les principaux traits stratigraphiques et structuraux des zones concernées, en commençant par la plus externe, c'est-à-dire la plus occidentale.

A. LA ZONE BRIANCONNAISE.

Dans sa partie frontale, elle vient reposer tectoniquement, par l'intermédiaire d'un contact jalonné de gypse et de cargneules, sur les terrains de la zone valaisane *s.l.* Par contre, dans sa partie interne, ses limites avec la zone piémontaise sont d'une grande complexité. En effet, les Schistes lustrés piémontais apparaissent à la fois sur et sous les terrains de la zone briançonnaise et à certains endroits, ployés avec eux.

a- Du point de vue stratigraphique on y distingue :

- un socle anté-triasique.

Il comprend de bas en haut :

- . des termes métamorphiques anciens pour le moins anté-namuriens ;
- . un Permo-Houiller continental productif très puissant (2000 à 3000m de conglomérats, grès, pélites et charbon) qui débute probablement au Namurien et s'achève à l'Autunien, auquel fait suite un Permien à faciès rubéfié ;
- . le passage aux quartzites werféniens du Trias inférieur se fait par un niveau conglomératique pourpré (Verrucano), d'âge permo-triasique, riche en matériel détritique d'origine volcanique acide.

- une couverture mésozoïque et cénozoïque, qui dans le détail et selon le secteur observé, possède de multiples particularités (lacunes diverses, séries condensées, faciès bréchiqes) mais dont les principaux caractères peuvent être résumés de la manière suivante :

- . au-dessus du Verrucano et des classiques quartzites du Trias inférieur vient une épaisse série calcaréo-dolomitique s'étageant du Trias moyen au Lias. Elle comporte six cycles régressifs triasiques (J. Mégard-Galli et A. Baud, 1977) en milieu lagunaire à néritique suivis d'un Lias inférieur à moyen indiquant par endroit un approfondissement du bassin. Une émergence (généralisée ?) affecte le domaine pendant le Lias supérieur - Dogger inférieur ;
- . puis une transgression, d'abord limitée à certaines parties du domaine au Dogger supérieur, se généralise au Malm. Elle conduit au dépôt d'une série pélagique peu épaisse qui se termine par les "Marbres en plaquettes" du Crétacé supérieur - Eocène inférieur (M. Bourbon, 1980) ;

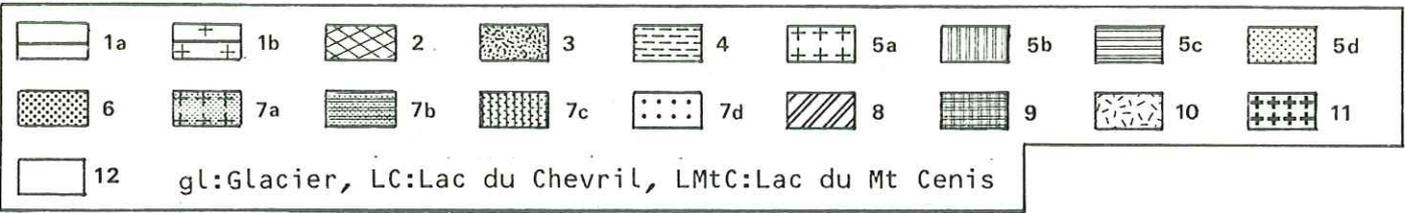
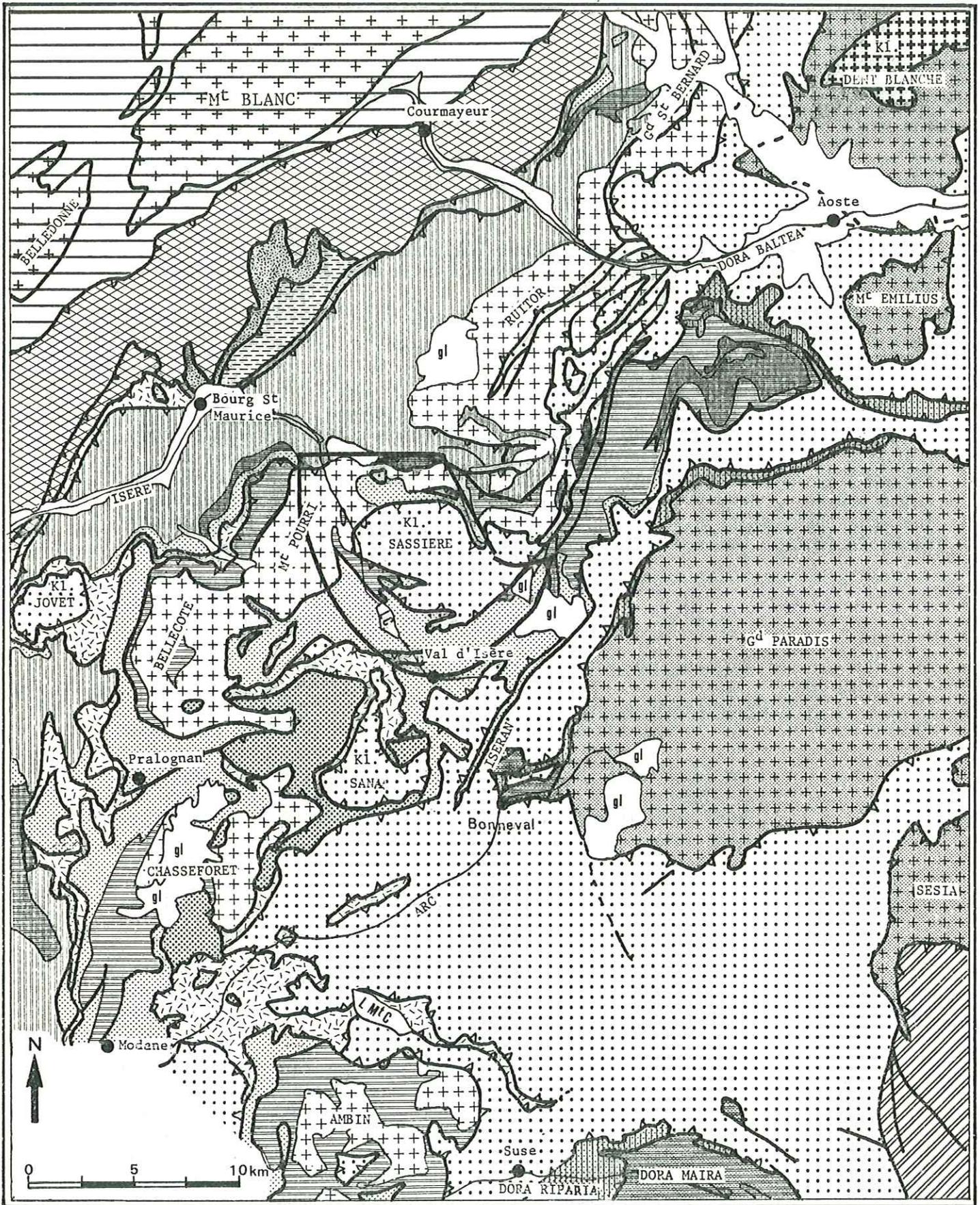


Fig. 4 : Cadre structural régional du secteur étudié (encadré) d'après la carte géologique de la France au 1/250.000. Feuille Annecy.

- . enfin, les apports détritiques du "Flysch noir" d'âge Eocène (moyen ?) représentent le dernier terme observable de cette couverture sur la façade ouest des Alpes occidentales.

L'histoire sédimentaire du domaine briançonnais (et de manière plus générale, celle de toute la paléomarge européenne) est marquée par un évènement majeur : après une longue période de tectonique distensive amorcée au Lias inférieur, voire au Trias supérieur, le domaine briançonnais est marqué au Callovo-Oxfordien par une subsidence importante et rapide. C'est aussi pendant cette période que, parallèlement dans les domaines les plus internes, commencerait à s'élaborer la croûte océanique (M. Lemoine et al., 1980 ; P. de Wever et R. Caby, 1981).

b- Du point de vue tectonique, le sous-bassement anté-triasique arme deux grandes zones structurales (fig. 6).

- La zone briançonnaise externe (ou zone houillère).

Elle est constituée pour l'essentiel par du Permo-Houiller. Le plongement généralisé vers le Sud de l'axe de cette zone, a permis à la couverture mésozoïque d'être largement conservée au Sud de l'Arc et, au vieux socle d'apparaître finalement très au Nord de l'Arc (Massif du Ruitor ?).

Cette zone n'a été, dans son ensemble, que peu touchée par le métamorphisme alpin (J. Fabre, 1961). Toutefois, vers le NE, en direction du Ruitor, le degré de recristallisation métamorphique des roches augmente (R. Caby, 1968). L'âge de ce métamorphisme tout comme celui affectant la zone briançonnaise interne (cf. infra) est postérieur au "Flysch noir" d'âge Eocène (moyen ?) qu'il affecte.

- La zone briançonnaise interne (ou zone Vanoise-Ambin).

Elle se différencie de la zone précédente par son métamorphisme. Elle est en effet constituée de gneiss et d'amphibolites qui, jusqu'ici, étaient rapportés au Permo-Houiller affecté par le seul métamorphisme alpin. Les études récentes (J. Bocquet, 1974) semblent montrer qu'il s'agit en réalité d'un vieux socle métamorphique anté-houiller simplement rétro-morphosé à l'alpin sous un faciès schiste bleu puis schiste vert.

Fig. 4 : Cadre structural régional du secteur étudié (encadré) d'après la carte géologique de la France au 1/250.000ème, feuille Annecy.

1: zone externe avec la: couverture mésozoïque et cénozoïque ; 1b: massifs cristallins externes ; 2: zone des brèches de Tarentaise ; 3: roches vertes du Versoyen ; 4: unité du Petit Saint Bernard ; 5: zone briançonnaise avec 5a: socles cristallins ; 5b: Paléozoïque sup. de la zone houillère ; 5c: Paléozoïque sup. de la zone briançonnaise interne ; 5d: couverture mésozoïque et cénozoïque ; 6: nappes prépiémontaises ; 7: zone piémontaise avec 7a: massifs cristallins internes ; 7b: couverture paléozoïque sup. ; 7c: écaillles de couverture mésozoïques des massifs cristallins internes ; 7d: nappe des Schistes lustrés ; 8: massif ultrabasique de Lanzo ; 9: magmatisme éopermien ; 10: gypse et cargneules ; 11: socle diorito-kinzigitique de la Valpelline (austro-alpin) ; 12: Quaternaire.

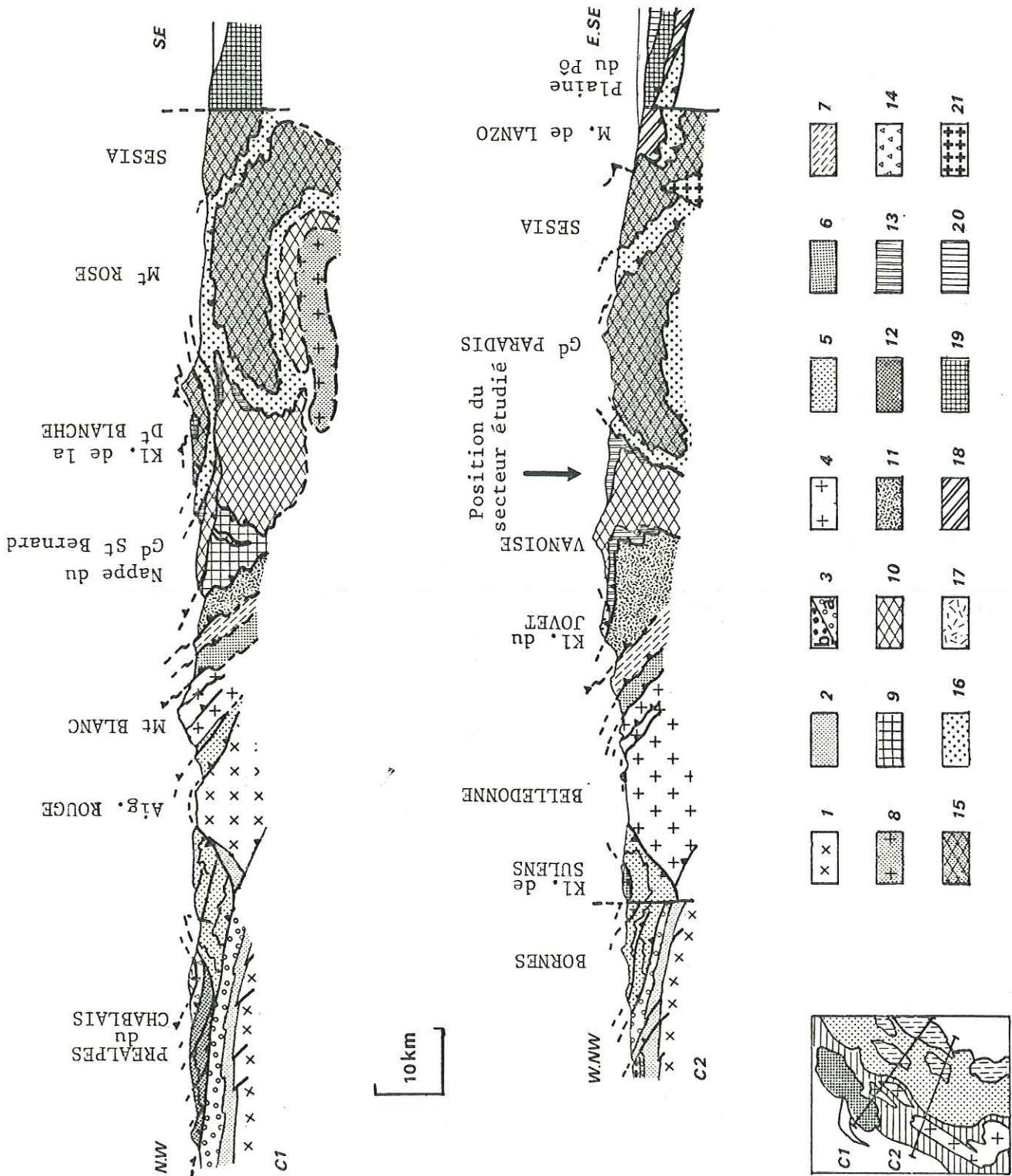


Fig. 5 : Coupes schématiques à travers les Alpes occidentales synthétisées à partir de travaux récents (J.Aubouin, R.Blanchet, B.Labesse et J.Wozniak (1977), R.Caby, J.R.Kienast et P.Saliot (1978), B.Doudoux et M.Tardy (1982), F.Ellenberger (1958), C.Eltchaninoff et S.Triboulet (1982), S.Fudral et M.C.Blake (1982), B.de Lépinay (1981) ...).

Les relations structurales entre la zone briançonnaise interne (Vanoise-Ambin) et la zone briançonnaise externe sont complexes (fig. 4) :

- au Nord, en Haute-Tarentaise, un chevauchement jalonné dans sa partie occidentale par du gypse et des cargneules, constitue le front du Briançonnais interne ;

Légende de la figure 5.

1 à 3: avant pays (Jura et Aiguille Rouge) avec 1: socle ; 2: couverture mésozoïque ; 3: molasse ; 3a: oligocène ; 3b: miocène ; 4 à 6: zone delphino-helvétique avec 4: socle des massifs cristallins externes ; 5: couverture delphino-helvétique ; 6: couverture ultrahelvétique ; 7: zone valaisane s.l. ; 8: socles cristallins des nappes simploniques ; 9 à 13: zone briançonnaise avec 9: socle cristallin du Ruitor ; 10: socle cristallin de Vanoise et zone du Metailler (Grand Saint Bernard) ; 11: zone houillère ; 12: couverture subbriançonnaise et briançonnaise des Préalpes ; 13: couverture briançonnaise de la Vanoise ; 14: Prépiémontais de la nappe de la brèche ; 15: massifs cristallins internes ; 16: Schistes lustrés s.l. ; 17: flysch exotique de la nappe des Gets (Préalpes) ; 18 à 20: ensemble italodinarique avec 18: massif ultrabasique de Lanzo et manteau sous-continentale insubrien ; 19: socle cristallin insubrien ; 20: couverture mésozoïque à cachet lombard (ou Alpes lombardes) ; 21: granitisation tertiaire.

ZONE BRIANCONNAISE									
ZONE BRIANCONNAISE S.L. ou NAPPE DU GRAND SAINT BERNARD (SUISSE)									
ZONE BRIANCONNAISE EXTERNE = ZONE BRIANCONNAISE S.S. = ZONE BRIANCONNAISE CLASSIQUE (Région de Briançon) = ZONE HOUILLERE	ZONE BRIANCONNAISE INTERNE								
	Zones Structurales des auteurs	Entités	Ambin	Chasse- forêt	Belle- côte	Mont Pourri	Archebo	Val de Rhêmes	Val Sa- varanche
Houiller + Couverture (incluant ou non le RUITOR selon les auteurs)	ZONE VANOISE-MONT POURRI (F. Ellenberger, 1958)		•	•	•	•			
	ZONE VANOISE-MONT POURRI- AMBIN (F. Ellenberger, 1958)	•	•	•	•	•			
	ZONE VANOISE-MONT POURRI (R. Caby, 1968)		•	•	•	•	•	•	
	ZONE VANOISE-AMBIN (26 CGI, 1980)	•	•	•	•	•	•	•	•
	ZONE VANOISE-AMBIN (Carte géologique de la France 1/250.000 Annecy, 1980)	•	•	•	•	•	•	•	

Fig. 6 : Tableau de correspondance des différentes appellations structurales de la zone briançonnaise, selon les auteurs.

- . Au Nord-Est, c'est la partie interne du massif du Ruitor, le plus souvent rapporté (R. Caby, 1968) à la zone houillère qui est "rétrocharriée" sur la zone briannonnaise interne ;
- . à l'Ouest, un décrochement sénestre séparerait les deux zones (J. Goguel, 1963 ; L.E. Ricou, 1980 et J.F. Raoult, 1980b).

Quant aux couvertures mésozoïques et cénozoïques elles sont presque toujours décollées de leurs substratums respectifs au niveau des schistes du Permien supérieur. Les quartzites du Trias peuvent rester tégumentaires et, dans ce cas, un second décollement a lieu entre les dolomies anisiennes et les quartzites du Trias inférieur. Les lambeaux de couverture apparaissent ainsi dans le plus grand désordre tectonique.

B. LA ZONE PIEMONTAISE S.L. ET LES MASSIFS CRISTALLINS INTERNES.

a- Les massifs cristallins internes :

Ils apparaissent, pour les uns, en vastes coupoles émergeant au sein de la nappe des Schistes lustrés (Grand Paradis, Mont Rose), pour les autres, étroitement associés aux Schistes lustrés par des structures plicatives (Dora Maïra, Sésia) et sont constitués d'un vieux socle polymétamorphique et d'une couverture Paléozoïque supérieure.

b- Les Schistes lustrés :

Ils chevauchent largement la zone briannonnaise comme en témoignent les klippen de la Grande Sassièrè, de la Sana et du Mont Jovet ainsi que la fenêtrè d'Ambin.

Ils sont constitués pour l'essentiel, d'une puissante sèrie de calcschistes parfois associés à des métabasites et ultrabasites que l'on désigne sous le nom général de roches vertes ou d'ophiolites.

Il faut distinguer dans ces Schistes lustrés deux ensembles (J. Debelmas et al., 1980) :

- un ensemble inférieur sans ophiolites véritables. Il présente généralement à sa base des terrains triasiques (dolomies noriennes) et représenterait la couverture parautochtone des massifs cristallins internes (Grand Paradis, Dora Maïra).

Cet ensemble correspond au domaine piémontais s.s. et appartient aux bords extrêmes de la paléomarge européenne ;

- un ensemble supérieur à ophiolites.

Il forme l'essentiel des Schistes lustrés et s'est avancé loin vers l'Ouest, au-delà de l'ensemble inférieur, jusque sur la zone briannonnaise.

Cet ensemble est issu du domaine liguro-piémontais qui représenterait le paléo-océan téthysien.

Les Schistes lustrés et les massifs cristallins internes gardent l'empreinte de deux épisodes métamorphiques :

- l'un dit éoalpin, situé vers 80 MA à faciès HP-BT ;
- l'autre dit alpin, situé vers 30 MA à faciès Schiste vert.

CHAPITRE III. HISTORIQUE DES CONNAISSANCES ET OBJECTIFS DE CE TRAVAIL.

La haute vallée de la Tarentaise, d'accès difficile, est restée pratiquement inconnue des géologues jusqu'au milieu du 19^{ème} siècle.

C'est avec les travaux de G. de Mortillet publiant en 1858 sa "*Géologie et minéralogie de la Savoie*" que débute son étude. Il individualise le "terrain anthracifère" et met en évidence son caractère métamorphique.

Le premier document cartographique intéressant la Vanoise est la carte géologique au 1/150.000 de la Savoie établie par C. Lory et al. en 1869. C'est à cette époque que C. Lory propose une partition des Alpes en zones longitudinales délimitées par des failles. Il différencie dans les terrains anthracifères deux zones radicalement distinctes : la zone houillère et la zone des socles de Vanoise.

En 1887, Zaccagna met en évidence le Permien métamorphique et, en collaboration avec Mattiolo (1887-1889), remarque l'importance des roches vertes amphibolitiques contenues dans les socles micaschisteux du Mont Pourri et de la Vanoise en général.

C'est aussi vers cette époque que germe dans l'esprit de M. Bertrand (1884) et H. Schardt (1893) la notion de nappe. Cette idée révolutionne quelques années plus tard, la géologie des Alpes avec la découverte des nappes simploniques et des charriages préalpins par M. Lugeon (1901-1902) et des nappes briançonnaises avec la nappe des Schistes lustrés par P. Termier (1899-1907).

M. Bertrand (1894) fait le relevé de la carte géologique de Tignes au 1/80.000. Il montre entre autres l'existence "d'une grande bande synclinale complexe" ceinturant le massif du Mont Pourri par l'Ouest et le Nord. Cette structure est interprétée par J. Boussac (1913-1914) comme étant la trace du chevauchement de la zone Vanoise - Mont Pourri sur la zone houillère, réfutée par E. Raguin (1930), elle est définitivement admise à la suite des travaux de L. Moret (1947).

E. Argand établit en 1911 la structure en nappes superposées de la zone pennique (Fig. 7). Dans ce modèle, la nappe IV regroupe l'ensemble des terrains briançonnais et les Schistes lustrés sont considérés comme étant la couverture décollée de la nappe V des massifs cristallins internes (Grand Paradis, Mont Rose).

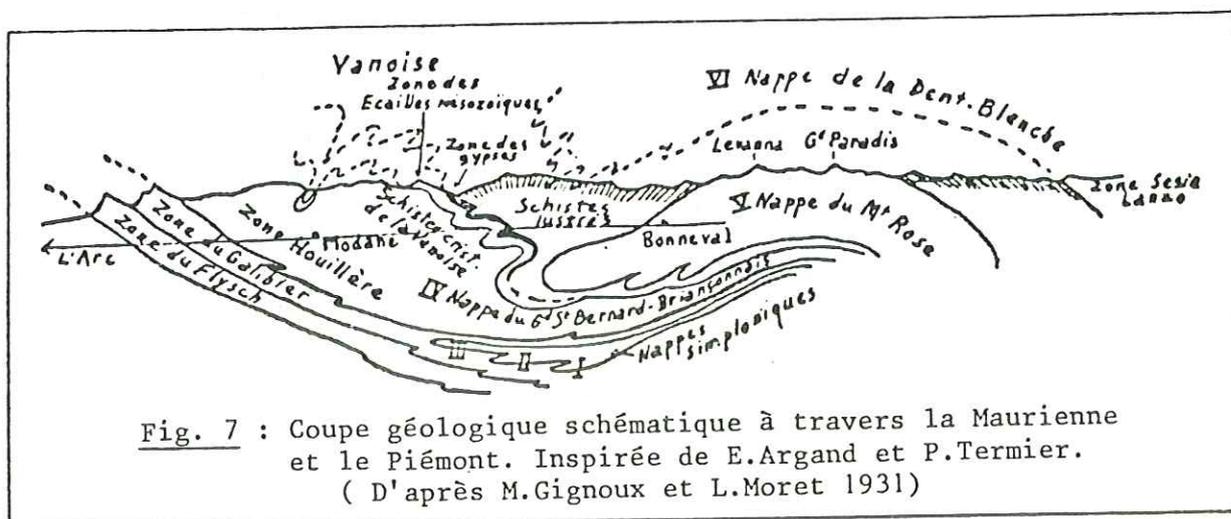


Fig. 7 : Coupe géologique schématisée à travers la Maurienne et le Piémont. Inspirée de E. Argand et P. Termier. (D'après M. Gignoux et L. Moret 1931)

Il faut attendre les travaux de F. Hermann (1938) pour que soit démontrée l'allochtonie généralisée des Schistes lustrés sur l'ensemble des massifs cristallins internes.

Parallèlement, l'âge des terrains de la couverture briançonnaise de la Vanoise fait l'objet de nombreuses controverses. Ils sont tout d'abord considérés comme étant d'âge liasique (G. de Mortillet) puis triasique (P. Termier) mais c'est en découvrant une série fossilière au Plan des Nettes (Est de la Grande Motte) que W. Kilian (1905) attribue sans équivoque une partie de la série de la Vanoise au Lias et au Malm.

Confirmant les propos de W. Kilian, M. Gignoux (1929) reconnaît le Lias dans tout l'Est de la Vanoise et dans le massif de la Grande Casse et suggère qu'une grande partie de ce que P. Termier attribue au Trias moyen est en fait à partager entre le Jurassique et le Crétacé.

Les cartes géologiques au 1/50.000 de Tignes et du Petit Saint Bernard sont relevées par E. Raguin et F. Hermann et publiées en 1934. E. Raguin découvre des Foraminifères inclus dans des glaucophanes (Vallon du Paquier au SE de Tignes) datant ainsi du Crétacé les "Marbres phylliteux" réputés jusqu'alors triasiques. Il voit de ce fait dans les schistes noirs surmontant ces marbres crétacés, une formation analogue au flysch tertiaire du briançonnais externe.

F. Ellenberger poursuit la voie ouverte par M. Gignoux et s'attaque avec passion à la stratigraphie de la Vanoise. Il présente, en 1958, dans son "*Etude géologique du pays de Vanoise*" le résultat de ses travaux.

Il apporte les faits suivants :

- du point de vue stratigraphique :

- . une étude minutieuse du Trias de Vanoise occidentale et sa comparaison avec celui des séries briançonnaises suisses ;
- . la découverte du Dogger fossilifère en Vanoise occidentale et de ce fait indirectement du Malm qui le surmonte ;
- . la mise en évidence d'une émergence au début Dogger du domaine briançonnais marquée en Vanoise occidentale par un niveau discontinu de metabauxites ;
- . la présence de la formation des Marbres chloriteux d'âge Crétacé supérieur à Eocène inférieur dans toute la Vanoise.

- d'un point de vue paléogéographique et structural (fig. 8) :

Après les résultats précédents, il différencie trois types de séries briançonnaises :

- . la série de Vanoise occidentale, bien caractérisée par ses faciès du Dogger ;
- . la série de Vanoise interne (ou de type Val d'Isère - Ambin) présentant un Lias peu épais à faciès dit "prépiémontais" et une lacune du Dogger ;
- . la série de la Grande Motte caractérisée par un puissant "Lias prépiémontais", formé de calcschistes et de marbres en plaquettes ; le sommet de la série restant à cachet briançonnais franc.

R. Caby (1968) étudie les Schistes lustrés de la Grande Sassièrè et précise les relations structurales de la Vanoise septentrionale avec le Val d'Aoste. Cet auteur voit en Valgrisanche et en val de Rhêmes, dans le massif de la Grande Rousse, la prolongation orientale des socles de la Vanoise pour laquelle il propose d'étendre l'appellation Vanoise - Mont Pourri.

En se basant sur des arguments de polymétamorphisme, J. Bocquet (1974) propose un âge principalement anté-namurien pour les roches des socles de la Vanoise, classiquement attribuées dans leur totalité au Permocarboneux métamorphique.

Dans ses travaux sur la Vanoise, J.F. Raoult (1980a) admet localement l'existence d'un contact stratigraphique entre dolomies triasiques et socle (Col de la Chiaupe, massif de Bellecôte). Il infirmerait de ce fait, contrairement à F. Ellenberger (1958), l'allochtonie généralisée de la couverture de type Vanoise interne sur l'arrière des massifs de Bellecôte et du Mont Pourri. Il propose également (1980b) (fig. 9) un nouveau schéma structural de la Vanoise.

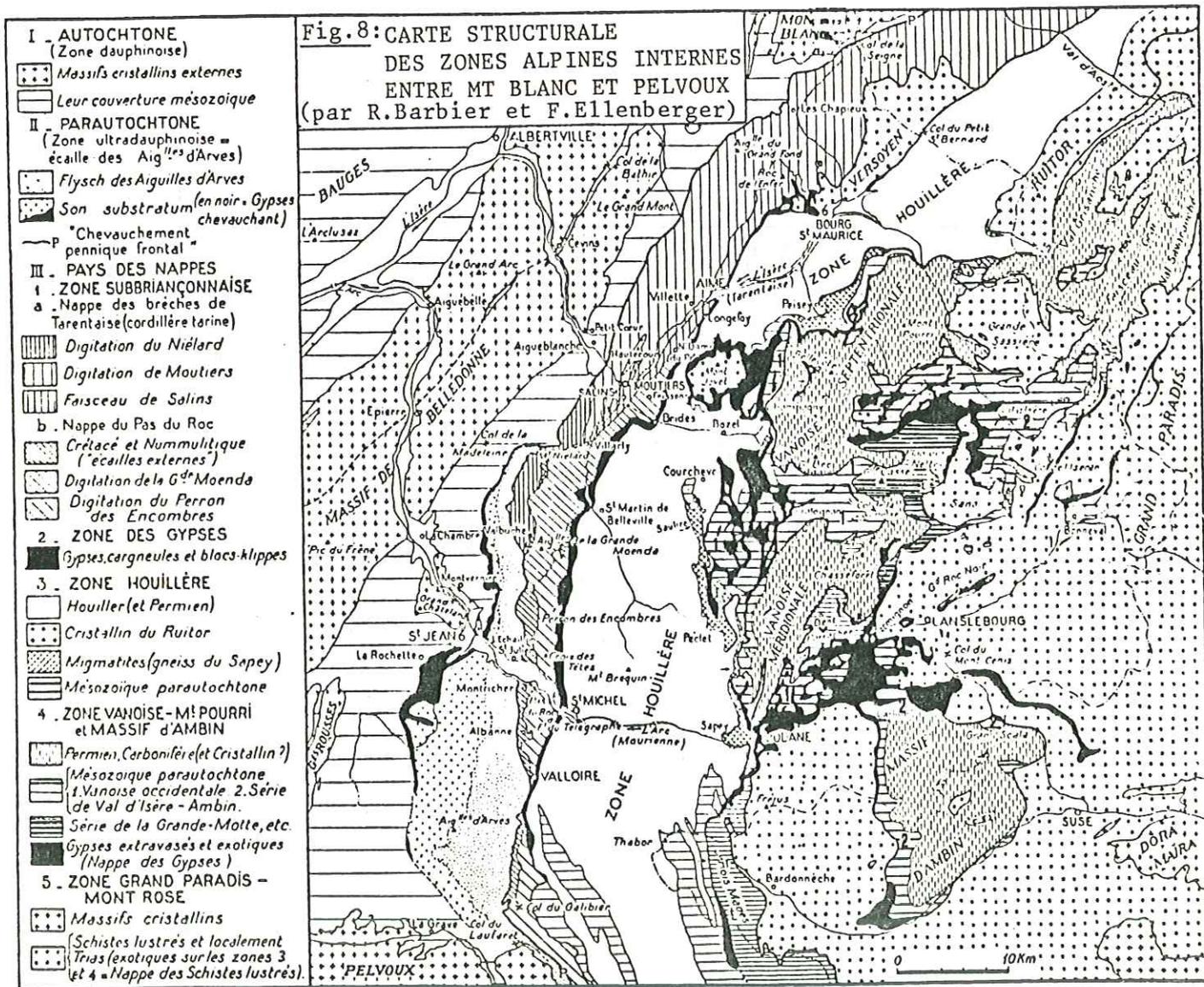
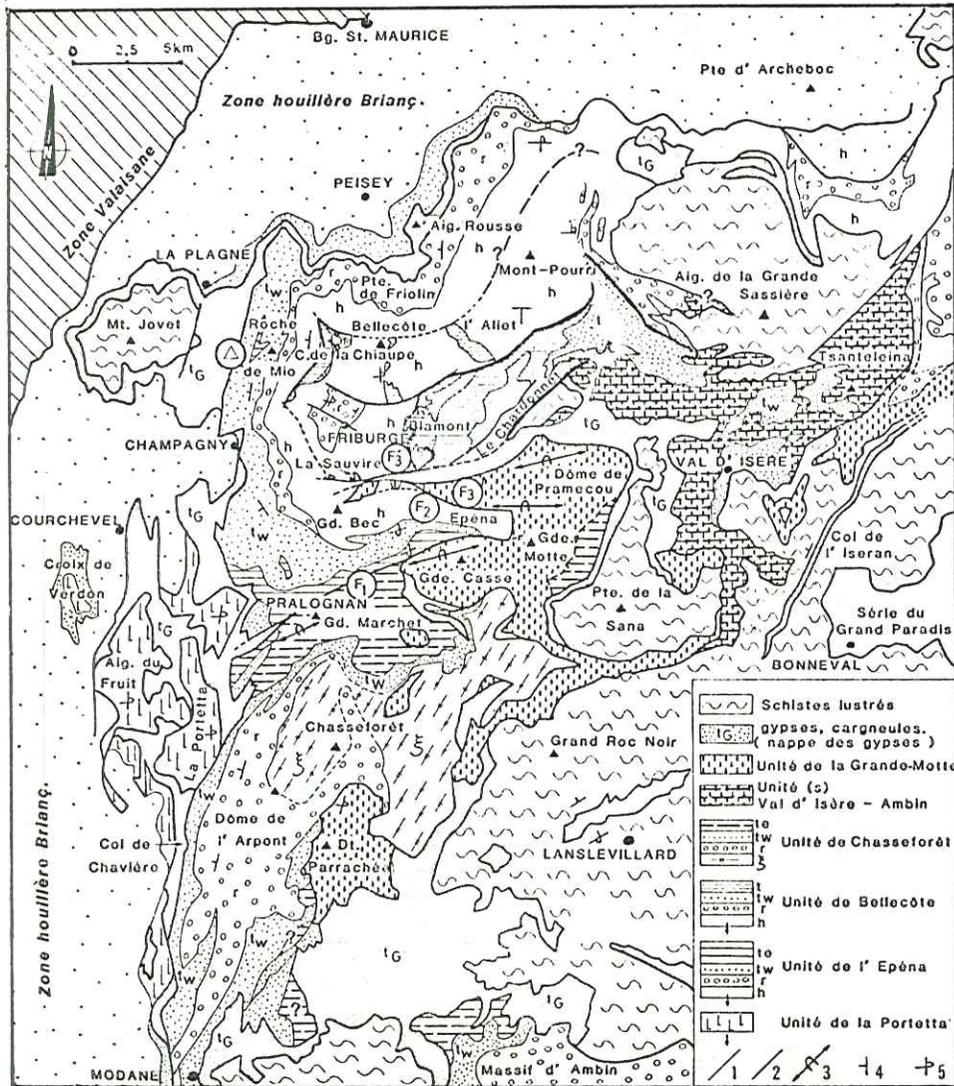


Fig. 9 : INTERPRETATION DE LA VANOISE D'APRES J.F. RAOULT (1980b).



Légende: 1: contact normal;
 2: contact anormal majeur;
 3: axe de pli couché isoclinal;
 4: pendage de série normale;
 5: pendage de série renversée;
 F1, F2, F3 et F'3: contacts sub-verticaux; Δ: accident Modane-Champagny.

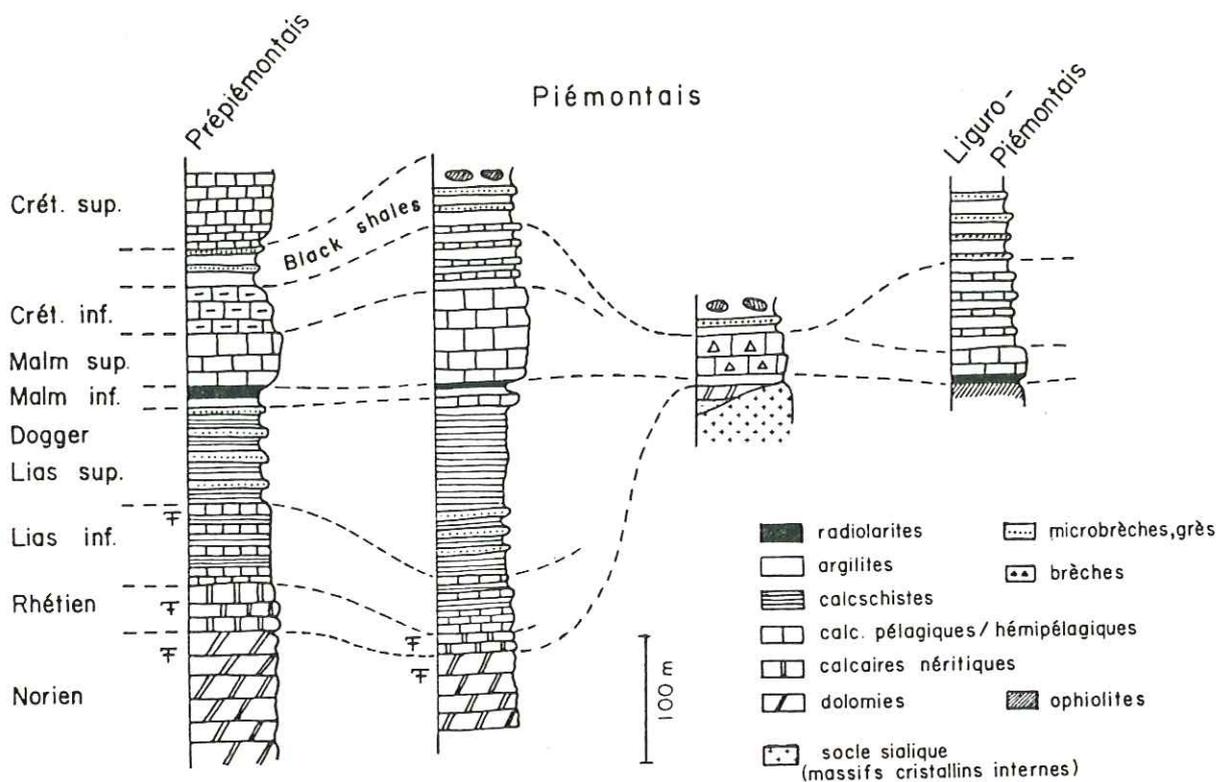


Fig. 10 : Séries stratigraphiques comparées de la zone piémontaise d'après M. Lemoine et al. (1980).

Auteurs	Caractéristiques des séries	Séries déposées sur un substratum ophiolitique	Séries déposées sur un substratum sialique
P. BEARTH (1962)		NAPPE DE ZERMATT-SAAS-FEE (Océanique)	NAPPE DE THEODUL-ROTHORN (Couverture des massifs cristallins internes)
G.V. DAL PIAZ (1965 - 1974)		ZONE DE ZERMATT-SAAS (Océanique)	ZONE DU COMBIN (Couverture des massifs cristallins internes)
G. CABY et al. (1978)		NAPPE INFÉRIEURE DES SCHISTES LUSTRES (Océanique)	NAPPE SUPÉRIEURE DES SCHISTES LUSTRES (Origine austro-alpine)

Fig. 11 : Tableau retraçant la terminologie utilisée en ce qui concerne les Schistes lustrés dans les Alpes Graies.

Entre les travaux fondamentaux sur la Vanoise de F. Ellenberger (1958) et ceux en cours de J.F. Raoult (1980) de gros progrès ont été faits parallèlement sur la connaissance de la nappe des Schistes lustrés :

- dans les Alpes cottiennes, J. Debelmas et al. (1980) caractérisent deux groupes de séries (fig. 10) :

- . le premier groupe (colonnes 1, 2 et 3) correspond à des séries déposées sur un socle sialique. Ce groupe est considéré comme ayant appartenu à la paléomarge européenne (domaine piémontais s.s.) ;
- . le second groupe (colonne 4), quant à lui, correspond à des séries déposées sur un substratum océanique ophiolitique, ceci à partir du Malm (domaine océanique liguro-piémontais) ;

- des distinctions comparables (fig. 11) ont été également observées dans les Alpes Graies, par P. Bearth (1967) en Valais puis par G. Elter (1960, 1971), G.V. Dal Piaz (1965, 1974) et R. Caby et al. (1978) en Val d'Aoste.

Mais ce sont les découvertes les plus récentes qui restent les plus prometteuses :

- en Suisse, V.A. Isler et N. Pantic (1980), à partir de données palynologiques, tentent une reconstitution du domaine piémontais ;

- P. de Wever et R. Caby (1981) à partir de Radiolaires datent du Kimméridgien la base des calcschistes dans la région de Saint Véran. Ces auteurs confirment ainsi les propos de G. Elter et rendent compte de l'homogénéité de l'évolution des domaines liguro-piémontais et ligure pendant la période Jurassique supérieur - Crétacé inférieur ;

- Y. Lagabrielle (1982) souligne le rôle originel fondamental du détritisme ophiolitique (Queyras) ;

- J.M. Auzende et al. (1982) présentent un modèle dans lequel une première tectonique intra-océanique occupe une place primordiale dans la compréhension des relations entre les Schistes lustrés et le substratum océanique.

Les travaux fondamentaux effectués à ce jour ont permis de mettre en place le cadre structural et stratigraphique de notre secteur. Le relevé cartographique et les observations géologiques présentées dans ce travail ont deux objectifs majeurs :

- d'une part, préciser la stratigraphie de la couverture briançonnaise de ce secteur. Les séries sont-elles toutes issues d'un domaine unique ?

- d'autre part, éclaircir les relations structurales entre la zone houillère, les socles de Vanoise et leurs couvertures plus ou moins décollées et les Schistes lustrés.

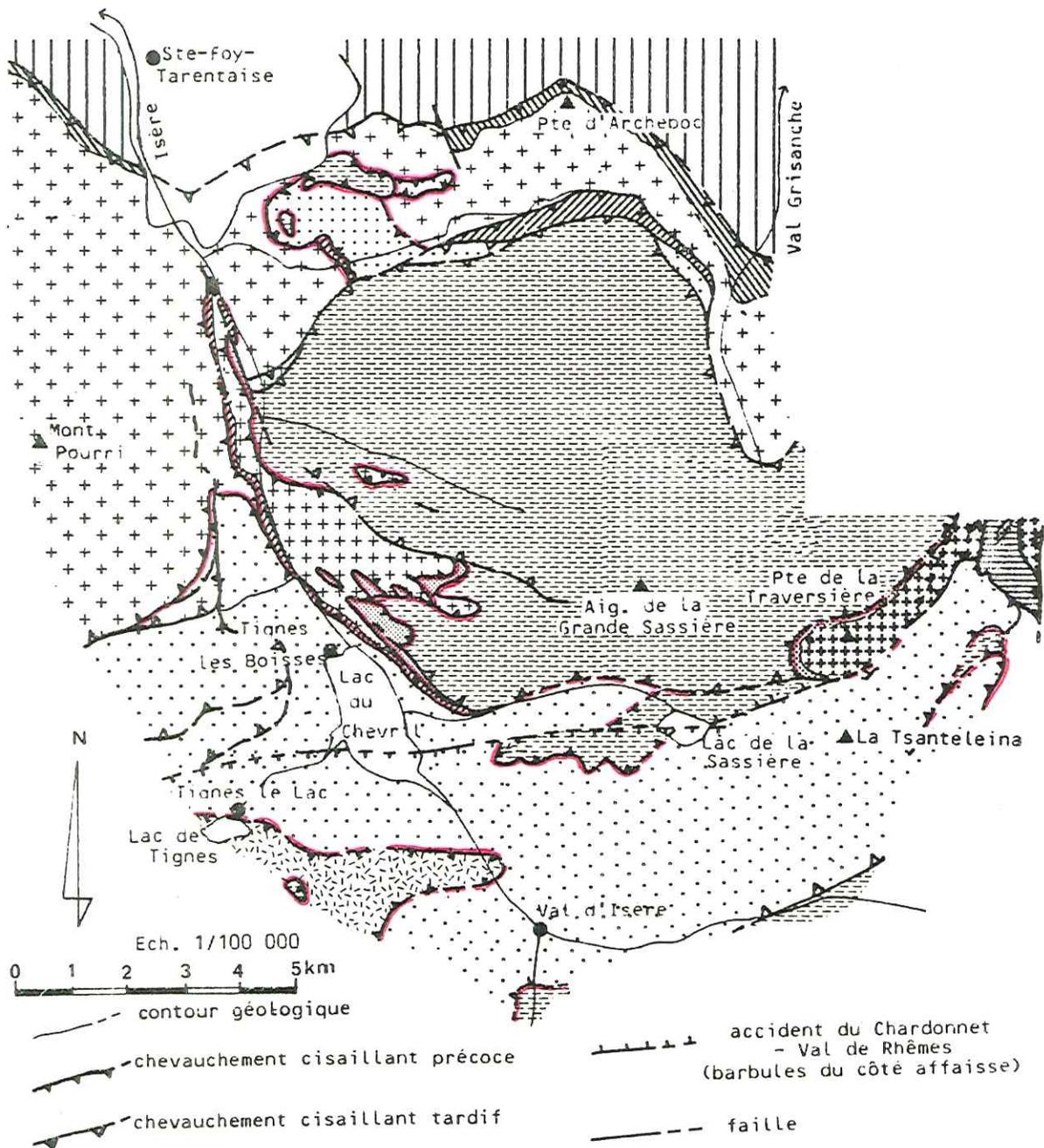
Ils reprennent une partie des travaux de recherche entrepris par H. Niemeyer (1979) sur la région de la Haute-Isère.

LIVRE DEUX

LES DONNEES

LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET PETROGRAPHIQUES





ZONE BRIANCONNAISE EXTERNE

☐ zone houillère

ZONE BRIANCONNAISE INTERNE

▨ substratum paléozoïque
s du Mont Pourri et
d'Archeboc

☐ séries mésozoïco-cénozoïques
de Val d'Isère

☐ séries mésozoïco-cénozoïques
du Clou

☐ séries mésozoïco-cénozoïques
du Chevril

▨ récaille paléozoïque
s des Brévières et du Clou

▨ séries mésozoïco-cénozoïques
du haut Val de Rhêmes
r substratum paléozoïque
s du haut Val de Rhêmes

s: socle anté-namurien
r: Permien l.s.

NAPPE DES GYPPES

☐

ZONE PIEMONTAISE

☐ nappe des Schistes lustrés

SCHEMA STRUCTURAL SIMPLIFIE

Fig. 12 : Schéma structural simplifié
du secteur d'étude.

CHAPITRE I. - PRESENTATION DES DIFFERENTS ENSEMBLES.

Les terrains rencontrés au cours de cette étude appartiennent aux zones briançonnaises externe et interne et à la zone piémontaise (voir Fig. 12).

La zone briançonnaise externe :

C'est la zone houillère ou briançonnaise classique. Elle constitue une entité inférieure et externe, située dans la partie nord du secteur, sur laquelle s'est effectué le charriage des unités méridionales plus internes.

La zone briançonnaise interne :

Notre secteur d'étude est constitué, d'après les travaux de F. Ellenberger (1958) par un substratum paléozoïque et par des couvertures de type Vanoise interne (cf. historique). Pour notre part, nous y distinguerons les ensembles suivants :

- le substratum paléozoïque du Mont Pourri et d'Archeboc montrant sa couverture mésozoïco-cénozoïque dans la région de Pralognan (série de Vanoise occidentale) ;
- l'ensemble des séries mésozoïco-cénozoïques de Val d'Isère ;
- l'ensemble des séries mésozoïco-cénozoïques du Clou ;
- l'ensemble des séries mésozoïco-cénozoïques du Chevril ;
- les écaillés paléozoïques des Brévières et du Clou ;
- le substratum paléozoïque de la Pointe de la Traversière et du Haut Val de Rhêmes muni de sa couverture mésozoïco-cénozoïque (séries du Haut Val de Rhêmes).

La nappe des gypses qui apparaît aux limites méridionales de notre secteur et qui ne fait pas l'objet de cette étude a été, malgré tout, intégrée à la carte présentée.

La zone piémontaise :

Dans ce secteur, elle est représentée par la klippe de Schistes lustrés de la Grande Sassièrre, lesquels affleurent également plus au Sud dans les klippes de la Sana, du Chardonnet et dans le massif des Leissières.

L'étude stratigraphique portera uniquement sur la klippe de la Grande Sassièrre. Toutefois, dans l'étude tectonique, nous discuterons des relations structurales liées à l'ensemble de ces klippes.

AVERTISSEMENT AU LECTEUR.

Dans la région étudiée, la toponymie réserve souvent la même dénomination pour des massifs bien distincts géographiquement (cf. carte I.G.N. au 1/25.000).

1. C'est ainsi que deux sommets sont dénommés "Rocher Blanc". L'un en rive gauche de l'Isère coté 2350m, est situé au Nord-Ouest des Rochers de la Grande Parei, l'autre, en rive droite de l'Isère, coté 2918m, dominant le barrage de Tignes est situé au Sud-Ouest du Rocher de la Davie.

Il existe également une Pointe du Rocher Blanc cotée 3023m située sur la crête frontalière (vallée du Clou) et, toujours dans le même secteur sont portées une arête nord du Rocher Blanc, une arête sud du Rocher Blanc et une vallée du même nom.
2. En ce qui concerne le lieu-dit "Les Trousses" il s'agira du secteur que l'on rencontre au Nord-Ouest de Val d'Isère et non de celui que l'on rencontre au Nord-Nord-Est du refuge du Martin.
3. Les trois lieu-dits suivants seront de même à ne pas confondre car situés en des lieux différents :
 - Rochers de la Grande Parei (à l'Ouest des Brévières).
 - Les Grand Pares (à l'Est - Nord-Est de Val d'Isère).
 - La Granta Pare (dans le Haut Val de Rhêmes).

Les coordonnées utilisées sont celles de la zone Lambert II.

CHAPITRE II. LES TERRAINS DE LA ZONE BRIANCONNAISE INTERNE.

A. LE PALEOZOIQUE.

1°/- Généralités :

a- Age et coupures chronologiques.

Les socles de la Vanoise, d'abord reconnus par les précurseurs comme "primitifs" (C. Lory, 1866) puis archéens (Zaccagna et Mattiolo, 1892), ont été attribués ensuite, dans leur totalité, au Permo-Carbonifère (P. Termier, 1927 ; M. Bertrand, 1894 ; E. Raguin, 1930 ; F. Ellenberger, 1958).

Effectivement, en abordant les zones internes par la partie occidentale, ces auteurs recherchaient, en Vanoise, un équivalent des imposantes séries houillères du Briançonnais externe. Ne voyant pas de discontinuité entre des terrains affectés par l'orogénèse hercynienne et une couverture paléozoïque supérieure, ils conclurent qu'il existait une série unique interprétée, dans son intégralité, comme un équivalent plus métamorphique du Houiller briançonnais.

Parallèlement, les roches cristallines du Grand Saint Bernard étaient datées principalement comme anté-westphaliennes (A. Stella, 1902 ; N. Oulianoff, 1955 ; N. Oulianoff et R. Trumpy, 1958 ; P. Bearth, 1960 et 1963 en Valais ; J. Fabre, 1961 dans le Ruitor ; G.V. Dal Piaz, 1965 et G.V. Dal Piaz et M. Govi, 1965 en Italie).

Ce n'est que progressivement que l'âge permo-carbonifère des socles de la Vanoise et d'Ambin est remis en question.

D'abord R. Michel (1956-1957) met en évidence deux séries dans le socle du massif d'Ambin :

- une série supérieure (groupe d'Ambin) permo-carbonifère ;
- une série inférieure (groupe de Clarea) anté-namurienne.

J. Bocquet (1974) argumente en faveur d'un âge anté-namurien pour la plupart des roches cristallines des socles de la Vanoise.

Elle distingue (fig. 13) :

- *Un ensemble anté-namurien polymétamorphique (métamorphismes hercynien puis alpin) qui regroupe les termes carbonifères de la chronologie de F. Ellenberger.*
Elle base son argumentation à la fois sur la présence de reliques minérales (hornblendes vertes, feldspaths potassiques, micas blancs muscovitiques et, très probablement, les grenats) appartenant au faciès amphibolitique d'un métamorphisme anté-alpin, et sur l'existence d'un granite (flanc est du massif de Chasseforêt) résultant, compte tenu des caractéristiques du métamorphisme alpin en Vanoise, d'un magmatisme antérieur au cycle alpin ;
- *un ensemble paléozoïque supérieur monométamorphique (métamorphisé uniquement à l'alpin) qui regroupe les termes du Permo-Trias et du Permien ("Schistes bleus") de la chronologie de F. Ellenberger.*

F. Ellenberger		J. Bocquet	M. Gay	
Trias inf. (Werfénien)	Quartzites	Werfénien	Quartzites	Werfénien
Permo-Trias	Micaschistes riches en quartz, quartzites micacées métaconglomérats.	Néopermien	Groupe d'Etache	Néopermien
Permien "Schistes bleus"	Schistes albitiques, gneiss albitochloritiques.	Permien inf.	Groupe d'Ambin	Stéphano-Permien
Carbonifère	Micaschistes albitiques, metabasites: ovardites, glaucophanites, prasinites.	Anténamurien	Groupe de la Clarea	Anténamurien
V A N O I S E			A M B I N	

Couverture paléozoïque sup. monométamorphique
 Socle Anténamurien polymétamorphique

Fig. 13 : Chronologie comparée de la série siliceuse de Vanoise et d'Ambin. (reprise et modifiée de J. Bocquet, 1974).

Il s'en suit que la coupure admise dans le socle de la Vanoise est établie à partir de l'évolution tectono-métamorphique des roches :

- les terrains affectés par le métamorphisme alpin, et lui seul, sont attribués au Paléozoïque supérieur et appartiendraient uniquement au Permien ;
- les terrains polymétamorphiques sont attribués, au moins, à l'anté-Namurien.

b- Pétrographie.

Les grandes lignes de la pétrographie des terrains paléozoïques du Briançonnais interne définies par F. Ellenberger (1958), R. Caby (1968) et J. Bocquet (1974), peuvent être résumées ainsi :

1°/- Le socle anté-namurien apparaît avoir été constitué à l'origine, d'une puissante série détritique et volcano-détritique, faite de pélites et de grauwackes, dans laquelle se seraient mises en place d'importantes quantités de roches basiques intrusives.

Métamorphosées à l'Hercynien sous le faciès amphibolitique, ces roches ont donné naissance respectivement à des micaschistes et à des amphibolites rubanées ou massives. Les rétro-morphoses à l'alpin, sous le faciès "Schiste bleu" puis "Schiste vert" achèvent l'oblitération partielle ou totale du caractère sédimentaire ou magmatique initial des roches.

Les metabasites issus de cette évolution sont représentés par des roches albitiques porphyroblastiques comprenant en quantité variable de l'épidote, de l'amphibole et de la chlorite. Ces metabasites sont regroupés, selon la classification de V. Novarese (1894), sous le terme général de prasinite.

Le socle se présente maintenant comme constitué essentiellement de micaschistes, de gneiss et de prasinites.

En plus des masses importantes de roches basiques précédemment citées, on trouve de rares roches magmatiques acides telles que granophyres, métacrinérites et métatufs.

2°/- La couverture paléozoïque supérieur (Permien l.s.).

Deux ensembles lithologiques sont distingués :

- . *un ensemble inférieur, représenté par les "Schistes bleus" attribués classiquement au Permien ou au Stephano-Permien, qui est, en majeure partie constitué de micaschistes albitiques et de gneiss albito-chloritiques ou quartzitiques. Il s'agit principalement d'une série détritique dont certains niveaux, riches en albite, représentent très probablement d'anciennes arkoses ou d'anciens tufs, dérivants d'une série volcanique spilitique ;*
- . *un ensemble supérieur qui est constitué de micaschistes riches en quartz, de quartzites micacés et, par endroits, de métaconglomérats attribués au Néopermien (ou encore au Permo-Trias). Il passe à son sommet, sans discontinuité identifiable, aux quartzites francs du Trias inférieur (Werrénien).*

2°/- Le socle anté-Namurien dans le secteur étudié :

a- Localisation.

Il affleure largement en rive gauche de l'Isère où il constitue l'imposant massif du Mont Pourri, et en rive droite et au Nord où il forme les massifs des Pointes de la Foglietta et d'Archeboc, qui sont relayés vers l'Est au delà du Valgrisanche par le massif de la Grande Rousse.

Il apparaît enfin sous la forme d'affleurements isolés, tels celui de la Pointe de la Traversière et de son prolongement en Haut Val de Rhêmes ou ceux des contreforts sud-ouest de la Grande Sassièr (de la crête de Doumé aux Brévières).

b- Aperçu pétrographique sur quelques composants du socle.

Sur la carte géologique, nous n'avons pas distingué dans leur diversité les différents faciès pétrographiques rencontrés dans les socles. Seules le sont certaines bandes de quartzites micacés ainsi que les granophyres du flanc nord du massif du Mont Pourri. Les roches vertes affleurant principalement dans le massif du Mont Pourri n'ont pas été individualisées. Ce travail difficile nous aurait permis, sans doute, de mieux approfondir la connaissance de la déformation de ce socle.

Nous ne reprendrons pas une étude pétrographique systématique de ce socle, qui a déjà fait l'objet de nombreuses descriptions, mais présenterons nos observations concernant certains faciès particuliers, de celui-ci, représentés par des métagabbros et des granophyres.

1°/- Les métagabbros.

Des roches basiques à structure gabbroïque très altérée peuvent être observées en rive gauche de l'Isère à hauteur de la Thuile (à la base des falaises au Sud-Est de la Falconnière).

L'échantillon peu altéré décrit ci-dessous provient de la moraine frontale du glacier de la Savinaz. Il a été prélevé (à la côte 2300m) 750m au Nord-Ouest du refuge du Martin.

Description de l'échantillon 334 E

On observe au microscope dans les parties les moins rétro-morphosées, une structure de type gabbroïque dans laquelle on reconnaît (voir photo n° 1) :

- des plagioclases en baguettes allongées (3 à 4mm) à orientation non-préférentielle. La mesure des angles d'extinction entre mâcles, par la méthode Michel-Levy, donne un angle maximum de 34° soit une teneur approximative de 60% en anorthose ;

- des amphiboles vertes (hornblende) (d'un cm ou plus) dont l'angle maximum d'extinction sur les plages allongées est de 33° ;

- des sphènes plurimillimétriques (3 à 4) qui sont syngénétiques du début de la cristallisation des amphiboles vertes.

Les plagioclases sont le plus souvent corrodés à leur périphérie et sont totalement inclus dans les amphiboles vertes.

- Le pyroxène n'a pas été observé dans cet échantillon.

L'ordre de cristallisation de cette roche semble donc avoir été le suivant :

1- Les plagioclases.

2- Début de cristallisation synchrone de l'amphibole verte et du sphène.

3- Poursuite de la croissance de l'amphibole verte allant jusqu'à englober les plagioclases.

Sur la même lame mince, on observe des plages rétro-morphosées dans le faciès schiste vert, constituées d'épidote (pistacite) et de calcite, le plus souvent intersticielle.

Il est frappant de voir, côte à côte sur une même lame, d'une part des reliques intactes de roche gabbroïque et d'autre part, cette même roche totalement rétro-morphosée.

2°/- Les granophyres.

Ils ont été successivement étudiés par F. Ellenberger (1958) puis par J. Bocquet (1974), à qui nous devons des descriptions microscopiques fort précises.

Les relations des granophyres avec la roche encaissante restent toutefois imprécises.

Selon F. Ellenberger, ils se substituent en volume aux "Schistes bleus" permien qui bordent le versant occidental du massif du Mont Pourri (p. 147). A la suite d'autres observations (p. 126), l'auteur conclue que les relations des granophyres au sein du Permien ne sont pas certaines et, qu'en fait, ils pourraient appartenir au sommet de la série "carbonifère" (qui, pour nous, fait partie du socle anté-namurien).

Des échantillons de cette roche peuvent être prélevés dans les éboulis du Plan de l'Aiguille, qui se situent à environ 1,7 km au Sud-Ouest de Villaroger. Pour atteindre la roche en place, il faut rejoindre plus haut les pointements du flanc oriental de la crête nord du massif du Mont Pourri, entre les cotes 2300 et 2700m.

2.1. Etude de deux coupes relevées au Sud-Ouest du Plan de l'Aiguille.

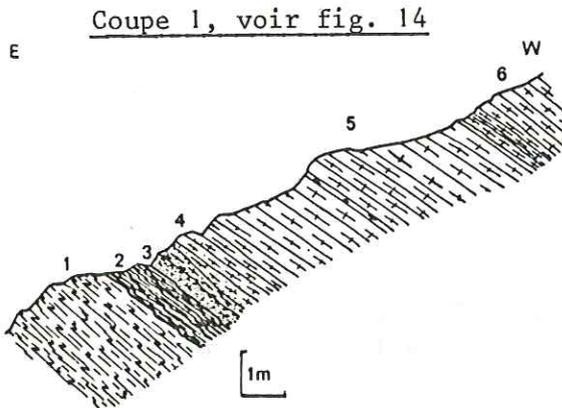


Fig. 14 : Coupe 1, le contact du granophyre avec son encaissant (commentaire dans le texte).

Du bas vers le haut, on note les niveaux suivants :

1. roche très homogène à grain très fin légèrement schisteuse d'aspect verdâtre ;
2. micaschistes gris ;
3. gneiss quartziteux à patine blanchâtre ;
- 4 et 5. gneiss quartziteux à grain très fin devenant plus grossier vers le sommet où apparaissent des porphyroblastes de feldspaths ainsi qu'une légère patine verdâtre ;
6. gneiss dans lesquels les feldspaths occupent une large place. C'est une roche généralement massive dont l'altération de surface met en relief des feldspaths clairs et lui donne sa patine verdâtre à blanchâtre. Une cassure fraîche révèle la teinte rosâtre de ces mêmes feldspaths qui sont le plus souvent étirés dans une fine trame plus schisteuse de teinte verdâtre. On note également la présence de niveaux plus ou moins laminés.

Commentaire de la coupe.

Le niveau 1 se présente en lame mince, comme formé de quartz, d'épidote (pistacite) et de quelques plages de calcite ainsi que de mica blanc, de chlorite, d'amphiboles (actinote trémolite) et de sphènes très corrodés. On remarque toutefois l'absence d'albite sur l'échantillon étudié.

Le niveau 2 comprend du quartz, du mica blanc avec de nombreuses traînées charbonneuses, de la calcite et de la chlorite.

Ces deux premiers niveaux représentent vraisemblablement un métasédiment grésopélimitique constituant l'encaissant du granophyre.

C'est avec le niveau 3 que débute le granophyre par un faciès plutôt atypique. Au microscope on observe presque uniquement du quartz en plages granoblastiques, souvent engrenées, et des micas blancs. Quelques petits prismes trapus de zircon et des lamelles de mica brun-vert sont visibles çà et là, mais les feldspaths font défaut.

Ce n'est que plus haut dans la série, avec les niveaux 4, 5 et 6 que l'on pourra observer la structure typique des granophyres. Sous le microscope, on observe principalement des feldspaths et du quartz, auxquels s'ajoutent quelques minéraux accessoires.

* Les feldspaths.

Ce sont :

- du microcline automorphe. Il forme de larges plages souvent poecilites incluant de fins cristaux de mica blanc (voir photo n° 3) ;
- des feldspaths à structure micropegmatitique graphique. Ils forment généralement des plages isolées mais peuvent également se greffer sur des cristaux automorphes de microcline (voir photos n° 2 et 3) ;
- de petits cristaux très purs et bien maclés d'albite. Ils sont répartis parmi les cristaux de quartz. L'albite ici a très probablement une origine métamorphique.

* Le quartz.

On le trouve soit en perthites associées au feldspath potassique, soit en petites plages granoblastiques engrainées.

* Les minéraux accessoires.

Ce sont :

- Le mica blanc.

Il possède une teinte très légèrement verdâtre, dûe probablement à une composition phengitique. Il se présente soit en inclusion dans le microcline automorphe, soit en lamelles éparses avec les petits cristaux de quartz et d'albite, soit réorienté grossièrement en bandes soulignant la schistosité alpine.

- Le mica brun-vert.

Peu abondant, il forme de petits amas de cristaux bien distincts au sein des micas blancs.

- La chlorite.

Elle apparaît en larges plages peu abondantes et bien colorées.

- Le zircon.

Bien reconnaissable par ses petits cristaux automorphes, il est assez abondant dans les niveaux phylliteux.

Conclusion sur la coupe.

L'origine magmatique semble bien confirmée par la présence de microcline automorphe inclus dans une cristallisation micropegmatitique, ainsi que par l'importance du zircon minéral familier des roches magmatiques acides.

Aucune transformation n'a été observée dans l'encaissant à l'approche du contact du granophyre ; par contre, la composition de ce dernier, au contact de l'encaissant est marquée par l'absence de feldspath et de structures micropegmatitiques. Le faciès se présente alors comme un micro quartzite faiblement micacé à zircon, qui pourrait représenter un phénomène de "bordure figée".

COUPE C₂ (fig. 15).

On relève successivement, du bas vers le haut, les niveaux suivants :

1. gneiss quartzitiques rubannés à grain fin ;
2. 1m de quartzites schisteux argentés à lentilles ankéritiques ;
3. granophyres typiques.

Commentaire de la coupe.

Il est souvent très difficile, à l'oeil nu, de distinguer sur le terrain les gneiss quartzitiques du niveau 2 de certains granophyres très quartzitiques à grain fin. Par contre, en lame mince, la présence de zircon semble être le critère de reconnaissance du granophyre, même en l'absence du microcline et des structures micropegmatitiques.

Le contact du granophyre avec l'encaissant semble ici quelque peu tectonisé, comme en témoigne le fort laminage des granophyres du niveau 2 accompagné de lentilles ankéritiques.

Conclusion sur cette coupe.

Cette seconde coupe permet de préciser, malgré le caractère faiblement tectonisé du contact, le rapport inconstant du granophyre avec son encaissant. Cette discordance va aussi dans le sens d'une mise en place magmatique de ces roches.



Fig. 15 : Coupe 2, le contact du granophyre avec son encaissant. (Commentaire dans le texte).

2.2. Age de la mise en place du granophyre du Mont Pourri.

Cet âge est difficile à préciser, toutefois il semble qu'il soit postérieur au rubanement hercynien des roches de l'encaissant (les granophyres recourent ce rubanement) (J. Bocquet, 1974) et qu'il soit antérieur au Permien l.s (âge attribué aux "Schistes bleus" qui surmontent cet ensemble).

Ce granophyre peut être comparé aux gneiss ocellés à microcline décrits par R. Caby (1968) en Val de Rhêmes ainsi qu'aux granophyres du massif de Chasseforêt où ces derniers pourraient être en relation avec un granite au glacier de l'Arpont (J. Bocquet, 1974).

Il pourrait alors être rattaché aux granites intrusifs, datés 340 MA, des massifs cristallins externes ou du Grand Paradis.

3°/- La couverture paléozoïque supérieur (Permien l.s) :

a- Localisation.

Les terrains appartenant au Permien l.s sont largement représentés sur toute la bordure externe des massifs de Bellecôte et du Mont Pourri (cirques du flanc ouest de Bellecôte, dépression du Col de La Chal).

Par contre, lorsque l'on aborde le secteur étudié par le flanc nord du massif du Mont Pourri, leur puissance diminue rapidement vers le Sud-Est en direction de l'Isère.

De plus, l'important couvert morainique ne laisse subsister que de rares affleurements (alt. 2087m sur la crête, les Cassettes, le Sivertet et à l'Ouest de la Thuile).

En rive droite de l'Isère, ces terrains affleurent également en de multiples endroits :

- au Nord, depuis les lacs Verdet jusqu'à la Pointe d'Archeboc et, à partir de là, sur le versant italien en direction du torrent de Valgrisanche ;
- en Haut Val de Rhêmes dans le secteur du refuge de Benevolo ;
- en étroite bande continue depuis le Vallon de la Sassièrre (Le Chargeur) jusqu'au village de la Gurrax où celle-ci se dédouble ;
- dans la vallée du Clou entre l'Echillon et le Monal, puis, plus en amont, depuis la cuvette du Clou jusqu'au vallon du Rocher Blanc en Italie.

b- Observations lithostratigraphiques.

L'ensemble inférieur (micaschistes albitiques et gneiss albitochloritiques ou quartzitiques d'âge stephano-permien (?)) et l'ensemble supérieur (micaschistes quartzitiques et quartzites micacés d'âge néo-permien) n'ont pas été différenciés sur la carte géologique et sont regroupés sous le terme de Permien l.s.

La majeure partie des affleurements est constituée par l'ensemble inférieur qui reste solidaire du socle anté-namurien.

L'ensemble supérieur, peu affleurant, est adhérent à l'ensemble inférieur dans les endroits suivants :

- refuge de Benevolo en Haut Val de Rhêmes ;
- Nord de la Gurraz, en rive gauche de l'Isère ;
- vallée du Rocher Blanc en Valgrisanche.

L'intensité de la déformation, ajoutée à la mauvaise qualité des affleurements, ne nous a pas permis de conclure sur la nature du contact entre ces deux ensembles.

L'ensemble supérieur s'observe également à la base des quartzites du Trias inférieur dans certaines écaillés de couverture mésozoïque :

- La Clittaz en rive droite du lac du Chevril ;
- le long de la D. 87 entre Tignes les Boisses et le Lac de Tignes au point côté 1870m.

Conclusions.

Ces terrains restent mal datés mais, toutefois, ils sont postérieurs au socle anté-namurien et antérieurs aux quartzites du Trias inférieur.

Ces mêmes terrains peuvent être adhérents à leur socle et, dans ce cas, ils permettent de déterminer la polarité du substratum paléozoïque.

Cartographiquement, les bandes de Permien apparaissent essentiellement au niveau de contacts tectoniques majeurs (cf. chapitre structural).

B. LE MESOZOIQUE ET LE CENOZOIQUE DE VANOISE INTERNE.

Nous étudierons successivement, au sein de la série de Vanoise interne, quatre ensembles de séries, à savoir ceux :

- de Val d'Isère ;
- du Clou ;
- du Chevril ;
- du Haut Val de Rhêmes.

1°/- Ensemble de Val d'Isère :

a- Généralités.

1°/- Localisation.

Il occupe la partie sud du secteur d'étude et se développe largement autour des localités de Val d'Isère et de Tignes. Il forme, à l'échelle régionale, de vastes affleurements à l'arrière des massifs de Bellecôte et du Mont Pourri.

2°/- Relation avec le socle.

Les séries mésozoïques et cénozoïques de cet ensemble sont structurées en un puissant empilement d'écaillés (cf. Etude structurale). Elles sont désolidarisées de leur substratum paléozoïque même si, en certains points, elles présentent encore à leur base quelques mètres de niveaux attribués au Permien.

3°/- Quelques coupes de référence.

Les coupes désormais classiques de l'Aiguille des Aimes (à l'Ouest de Tignes le lac), du Plan des Nettes (à l'Est de la Grande Motte) et de la cascade du Manchet (au Sud de Val d'Isère), présentées par F. Ellenberger (1958), vont nous permettre de nous familiariser avec la couverture briançonnaise de cet ensemble. Les trois colonnes sont schématisées sur la figure n° 16.

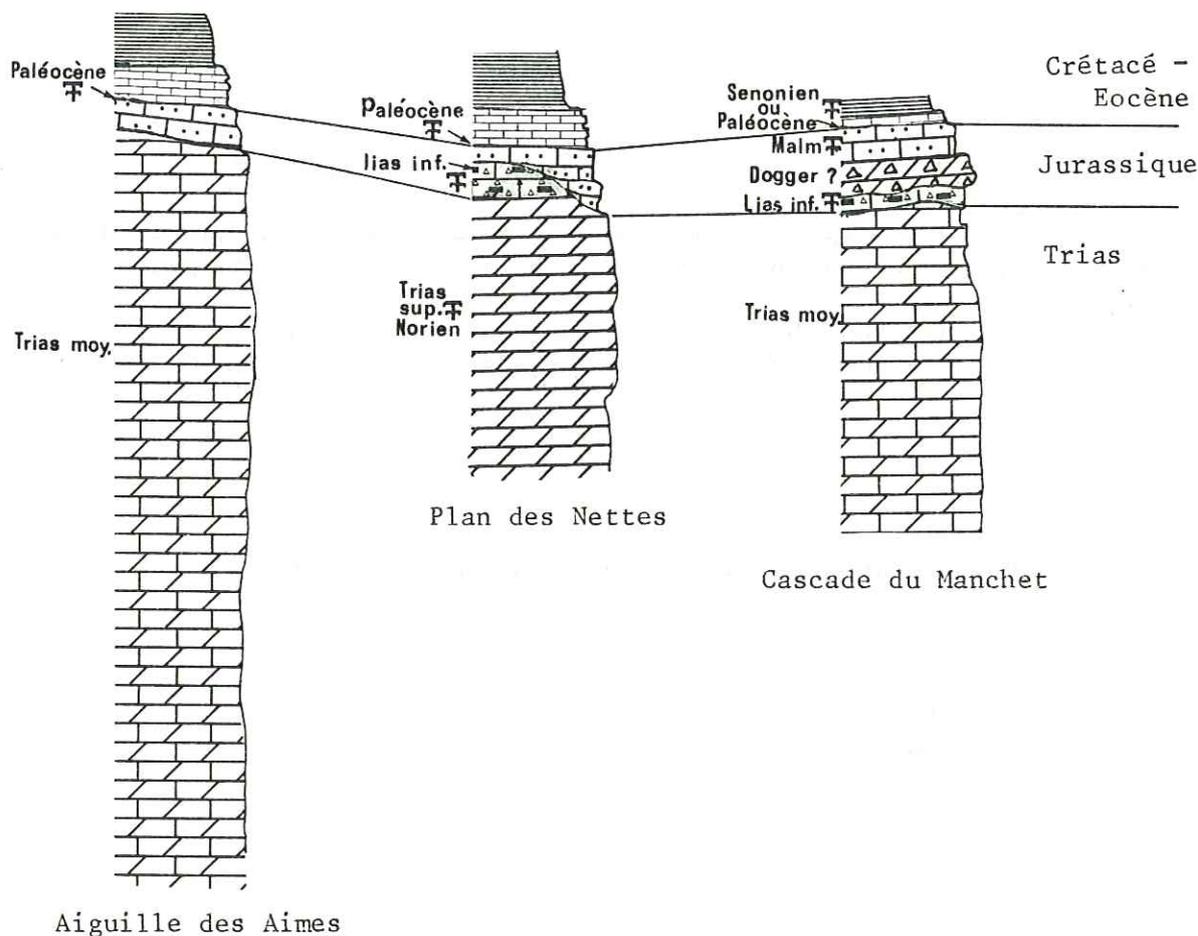


Fig. n° 16: Trois colonnes stratigraphiques présentant quelques caractères de l'ensemble des séries de Val d'Isère (reprises de F. Ellenberger, 1958).

Commentaire de la figure 16.

Le Trias :

La séquence carbonatée triasique est épaisse. Son sommet, au contact des terrains jurassiques sus-jacents, est daté, selon les coupes, du Trias moyen (Ladinien) ou encore du Trias supérieur (Norien).

Les terrains post-triasiques :

Ils forment une succession de termes carbonatés, lacuneux et fortement réduits.

Le Jurassique :

. Il débute par des carbonates liasiques de faciès plutôt sombres et généralement bréchiques, déposés en milieu néritique.

. Le Dogger, mal daté, peut être par endroit représenté par des brèches polygéniques (cascade du Manchet). Ailleurs son absence peut témoigner localement d'une émergence du domaine (?). Les marbres sombres à *Mytilus* du Dogger supérieur marin de Vanoise occidentale est absent de ces trois séries.

. Le Malm constitue avec ses marbres ivoirins (localement bréchiques et discordants) une formation pélagique homogène.

Le Crétacé et le Tertiaire :

Séparés du Malm par un hiatus important, que souligne parfois un *hard-ground*, ils constituent également une séquence pélagique homogène (malgré de rapides variations des épaisseurs et de faibles discordances). Il s'agit des classiques Marbres chloriteux (Paléocène pour les plus récents) lesquels s'achèvent par les Schistes de Pralognan dont l'âge nous échappe faute de datation paléontologique.

Conclusion.

La comparaison de ces trois coupes met en avant la diversité des relations rencontrées entre les différents termes de la séquence réduite mésozoïco-cénozoïque ; diversité qui annonce la grande variabilité des séries au sein de l'ensemble de Val d'Isère.

Un des problèmes paléogéographiques majeurs sera de pouvoir préciser la nature de ces multiples relations.

b- Etude lithostratigraphique.

1°/- Le Trias.

1.1. Introduction.

Les grandes coupures du Trias briançonnais peuvent être résumées par le tableau de la figure 17.

On notera que les coupures chronostratigraphiques et lithostratigraphiques n'y sont pas synchrones.

La rareté des datations paléontologiques dans cette ré-

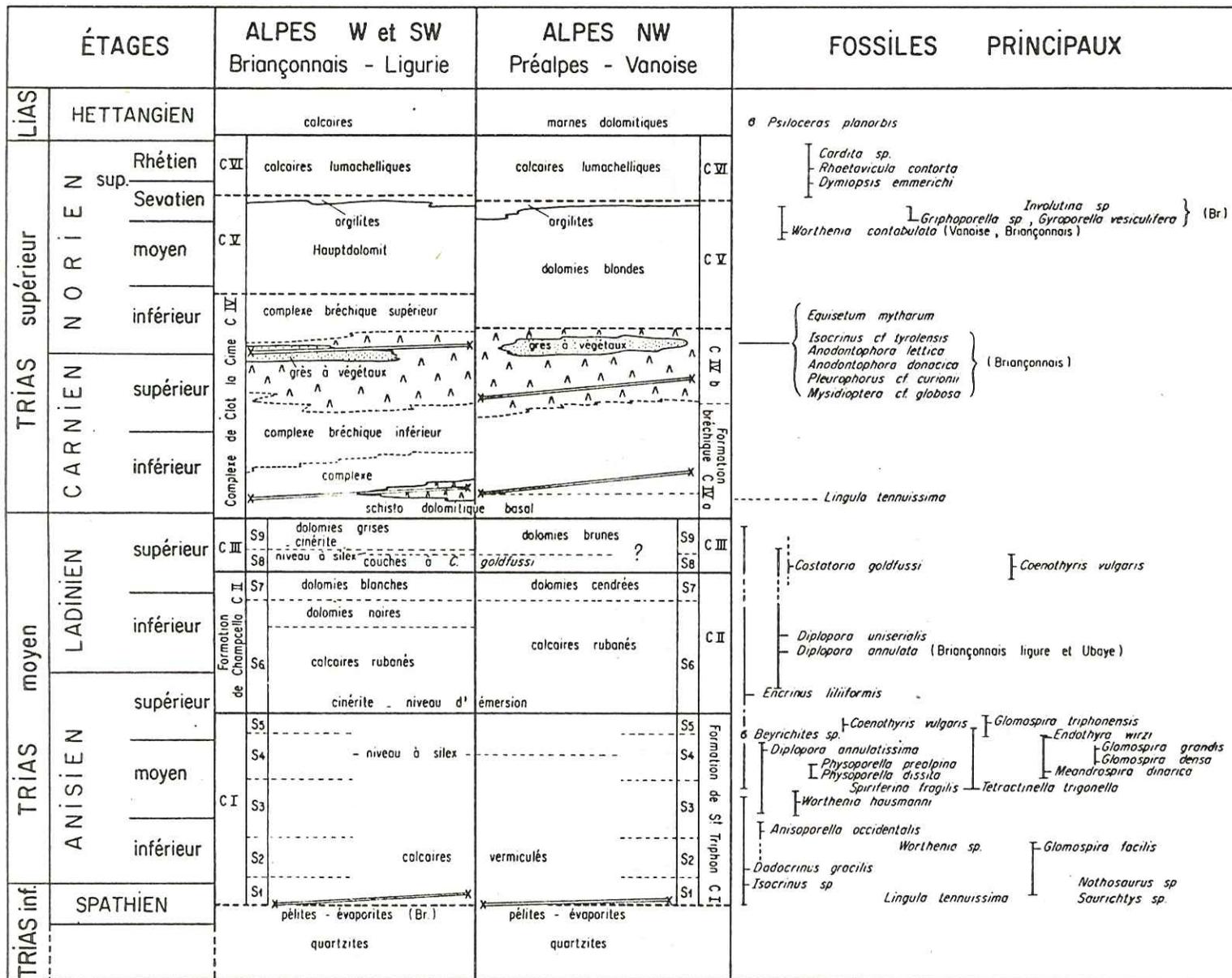


FIG. 17 — Eléments de corrélation dans la série carbonatée briançonnaise au Trias moyen et supérieur.
(d'après J. Mégard-Galli et A. Baud, 1977)

gion nous conduit vers une étude principalement lithostratigraphique.

Nous examinerons successivement :

- le Trias quartzitique qui correspond approximativement au Trias inférieur ;
- le Trias carbonaté qui comprend dans le secteur, uniquement du Trias moyen (Anisien et Ladinien, F. Ellenberger, 1958 et 1963).

1.2. Les quartzites du Trias inférieur.

* Localisations.

Les quartzites affleurent sur de vastes étendues dans la partie nord-est de l'ensemble et, de manière plus modeste, en rive droite du lac du Chevril (La Reculaz) jusqu'à la Pointe de la Bailletta, plus à l'Est. D'autres affleurements isolés s'observent également en rive droite du glacier de la Centelina (Italie).

* Faciès.

Ils se présentent sous le faciès classique de quartzites massifs à grain fin de teinte blanche à vert clair. Les niveaux inférieurs assurant la transition avec le Permien, possèdent un grain plus grossier et de nombreux interlits schisteux de teinte vert argenté (La Clittaz, le long de la D. 87 en rive gauche du lac du Chevril).

Certains bancs de quartzites, peu déformés (le long de la route d'accès à la vallée de la Sassièrè 250m en aval du Saut), montrent des figures de stratifications entrecroisées. On trouve aussi dans les éboulis de ce secteur des dalles de quartzite portant des *ripple-marks*. Bien qu'affleurant sur de vastes étendues, l'épaisseur maximale de cette formation ne semble guère dépasser 200 à 250m.

* Age.

Les quartzites, à notre connaissance, n'ont jamais été datés paléontologiquement. L'âge triasique inférieur (Werfénien), qui leur est classiquement attribué, tient compte de leur position stratigraphique. Ils sont compris entre le Permien l.s. et le Trias carbonaté dont la base fait encore partie du Trias inférieur (Spathien) (J. Megard-Galli et A. Baud, 1977).

1.3. Le passage du Trias quartzitique au Trias carbonaté.

* Coupe du tunnel du Franchet.

Localisation.

Cette coupe a été levée en bordure de la R.N. 202 à l'entrée nord du tunnel du Franchet, en amont du lac de Chevril. Elle se poursuit le long de l'ancienne route (évitant le tunnel) légèrement en contrebas (fig. 18).

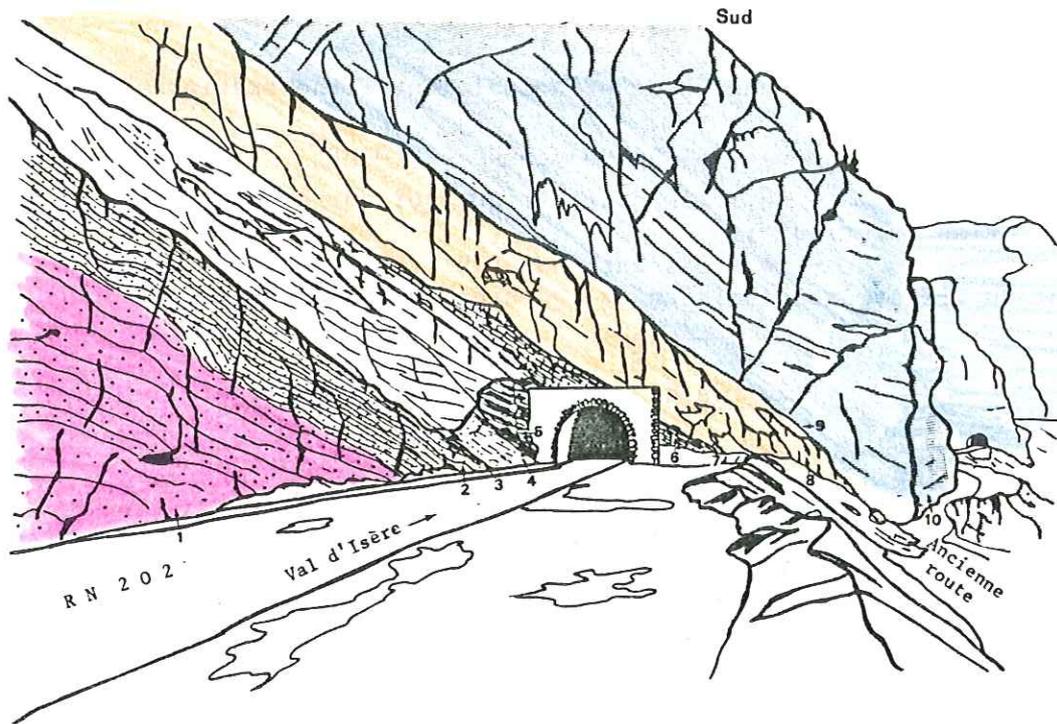
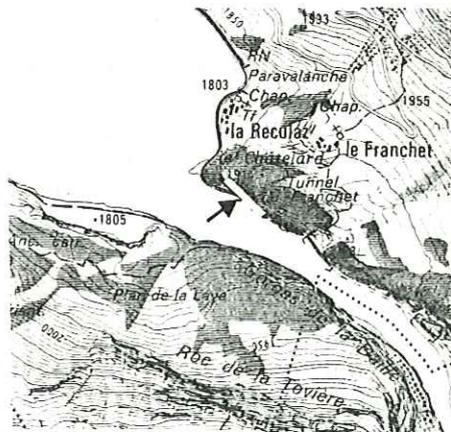


Fig. 18 : Coupe du tunnel du Franchet

Schéma de situation



Description.

Sur la retombée de la structure antiforme des villages de la Reculaz et du Franchet on observe la succession suivante :

1. une épaisse série de quartzites à rares feuilletts schisteux, dont on n'observe pas la base, même lorsque le lac du Chevril est vide.
2. 4m environ d'une alternance de quartzites vert clair et de niveaux schisteux verts, en bancs de 5 à 50cm d'épaisseur.
3. 1 à 1,5m de quartzites fissurés, injectés de calcite, en alternance avec des niveaux schisteux verts.
4. 4m d'une alternance de niveaux millimétriques à centimétriques de quartzites verts et de schistes verts, déformés en plis serrés.
5. 8 à 9m environ de schistes sombres à passées lenticulaires de quartzite, dans lesquels s'intercalent quelques niveaux de type 3 et 4. Mais le quartzite est ici de teinte grise. Certaines surfaces patinées prennent une coloration rouille.

6. 1m de schistes noirs quartziteux passant progressivement vers leur sommet à des dolomies noires, qui marquent la base de la falaise carbonatée.
7. 1,5m de dolomies noires à leur base puis grises vers leur sommet, d'aspect lenticulaire et interrompues par de minces niveaux schisteux gris.
8. 5m de dolomies à cassure grise et patine jaune, dont la base est schisteuse.
9. 1m de dolomies à cassure noire et patine grise à beige, devenant très schisteuses à leur sommet.
10. plusieurs dizaines de mètres de dolomies fines en bancs massifs de 10 à 50cm. La cassure est blanche et la patine jaune. Vers le haut s'intercalent des marbres spathiques gris à noirs présentant par endroit le faciès des calcaires vermiculés.

Commentaire.

Les quartzites francs du niveau 1 passent progressivement aux niveaux 2 à 5 quartzito-schisteux, de teinte grise à verdâtre, au sommet desquels reposent stratigraphiquement les premiers bancs carbonatés des niveaux 6 à 9.

C'est avec les dolomies jaunes du niveau 10 qu'apparaissent les niveaux de "calcaires vermiculés".

Le premier banc dolomitique du niveau 6 marque, ainsi, la base du Trias carbonaté.

* Dans le massif du Dôme.

Sur le pourtour de ce massif le passage au Trias carbonaté s'effectue d'une manière plus rapide. Par exemple, la coupe du Passage du Picheru les quartzites passent aux dolomies jaunes par l'intermédiaire d'un simple niveau métrique de quartzites schisteux.

* Conclusion.

Dans l'ensemble de Val d'Isère, chaque fois qu'il nous a été possible d'observer le passage des quartzites du Trias inférieur (Werfénien) aux carbonates du Trias inférieur terminal, la présence d'un niveau d'évaporites, auquel les auteurs attribuent classiquement un âge werfénien supérieur (niveau gypsifère inférieur), n'a jamais été observé.

1.4. Le Trias carbonaté.

* Introduction.

C'est à F. Ellenberger que l'on doit, grâce à de nombreuses découvertes paléontologiques, la mise en évidence des divers niveaux stratigraphiques du Trias de la Vanoise.

Les terrains triasiques carbonatés du secteur d'étude appartiennent uniquement au Trias moyen. Certains affleurements permettent d'y distinguer deux séquences qui sont, de bas en haut :

- une séquence à dominante calcaire (Trias moyen calcaire). Elle représente approximativement l'Anisien, amputé de son sommet ;

- une séquence à dominante dolomitique (Trias moyen dolomitique). Elle représente le sommet de l'Anisien et le Ladinien.

La limite entre ces deux séquences reste exclusivement une limite lithologique. Ainsi nous la plaçons, tout comme H. Niemeyer (1979), à la base du premier banc de dolomie massive.

* Coupe du Rocher du Saut.

Localisation.

Cette coupe suit l'entrée des gorges de la Daille, en aval de la cuvette de Val d'Isère et sur la rive gauche de l'Isère. (Fig. 19 et 20).

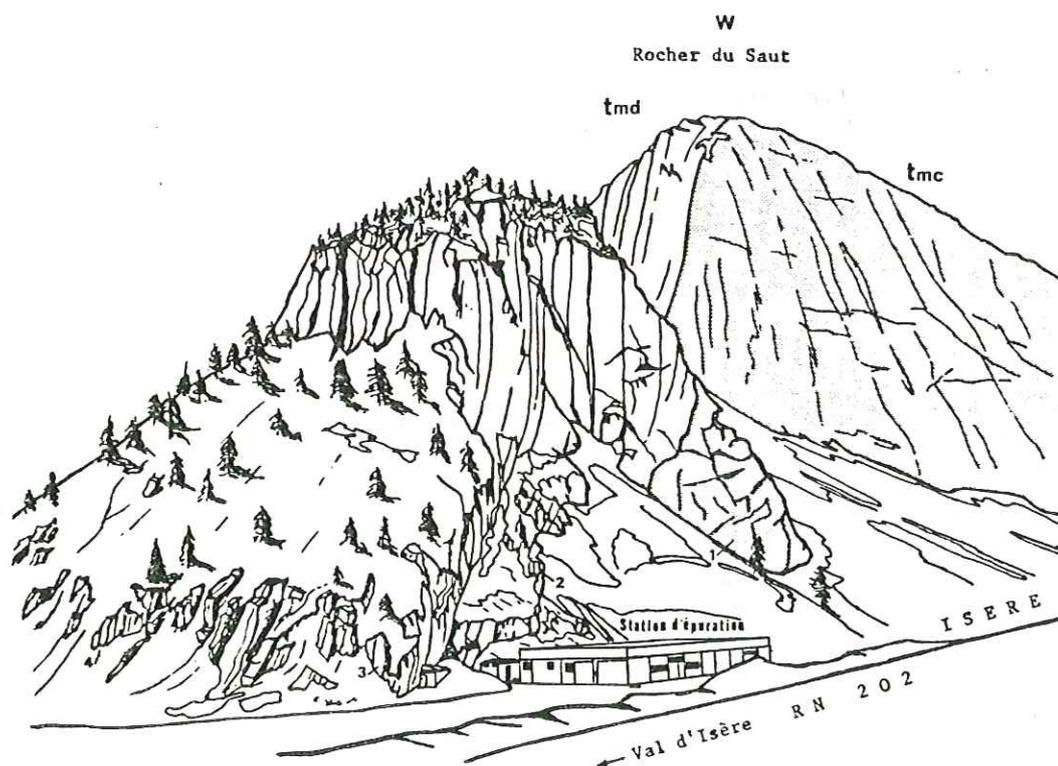


Fig. 19: Versant est du Rocher du Saut vu de la rive droite de l'Isère à la hauteur de la station d'épuration.

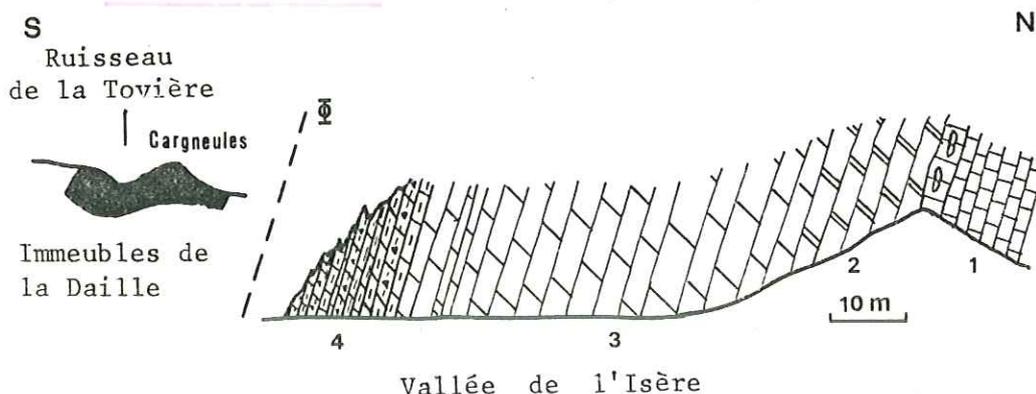
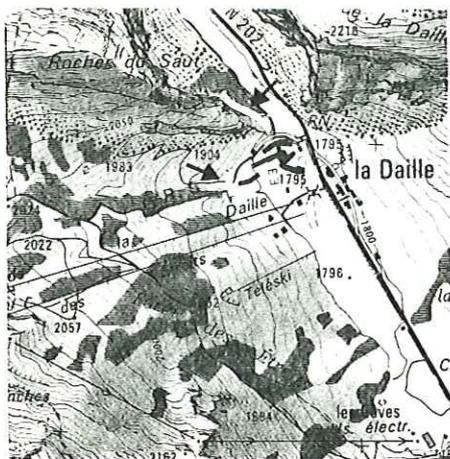


Fig. 20: Coupe du Rocher du Saut. (Commentaire dans le texte)

Schéma de
situation



Description.

Comme indiqué sur la figure 20 on distingue stratigraphiquement, de bas en haut :

1. une puissante séquence de marbres gris spathiques dont le sommet présente des lentilles métriques de dolomies jaunes.
2. 15m environ de dolomies en couches décimétriques à cassure gris clair et patine blanche à crème.
3. 50m de dolomies, à cassure gris sombre à noire et patine grise, massives à leur base, dont le sommet devient plus lité (lits 5 à 10cm).
4. 15m environ de dolomies grises à niveaux de brèches monogéniques.
5. cargneules et cargneules bréchiques soulignant un accident tectonique. On peut observer ces cargneules à l'Ouest des immeubles de la Daille, dans le ruisseau de la Tovière. Celles-ci supportent, plus au Sud-Ouest, les Schistes lustrés de la klippe de la Sana.

Commentaire.

Le Trias moyen dolomitique débute, compte tenu de nos conventions, à la base du premier banc dolomitique du niveau 2. Il intéresse donc les niveaux 2, 3 et 4 et les marbres sous-jacents du niveau 1 appartiennent, alors, au Trias moyen calcaire.

L'épaisseur du Trias moyen dolomitique n'est ici, que de 80m, du fait de la présence de l'accident tectonique passant à la Daille ; la puissance "normale" de la formation dans les environs étant de l'ordre de 150 à 200m.

* Coupe à travers la base nord-est du Massif de Belledune.

Localisation.

Elle traverse la barre carbonatée dominant à l'Ouest la cuvette de Val d'Isère.

Description.

On relève schématiquement du Nord vers le Sud les niveaux suivants (fig. 21).

Schéma de situation

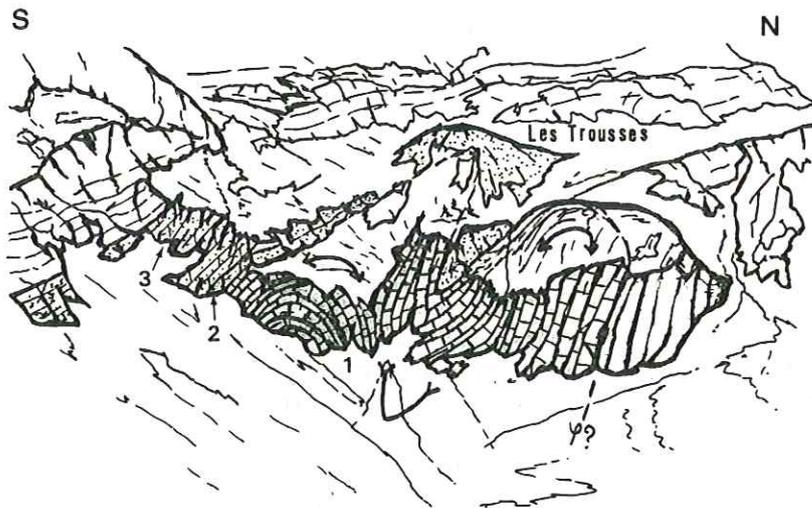
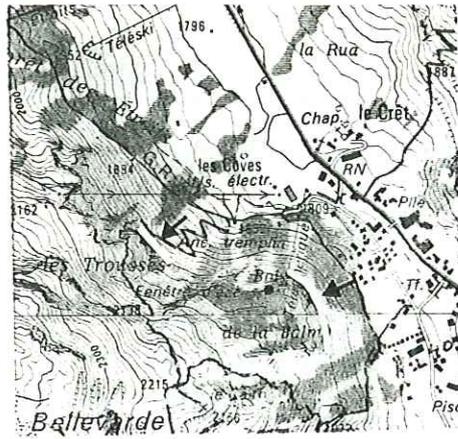


Fig. 21 : Coupe à travers la base nord-est du Massif de Bellevarde.

1. marbres gris à faciès calcaires vermiculés, associés à des dolomies jaunes.
2. marbres gris à clastes de dolomies jaunes (1m environ).
3. dolomies fines de teinte noire puis grise.
Lacune d'observation.
4. brèche dolomitique monogénique grise.
5. dolomies fines, grises.
6. dolomies sableuses.
7. dolomies fines gris sombre.
8. dolomies à accidents siliceux.
9. dolomies très fines blanches.
10. dolomies sableuses.
11. dolomies schisteuses jaunes (niveau cinéritique ?).
12. dolomies brunes à cassure noire.
Cargneules indiquant un contact tectonique.

Commentaire.

Les marbres gris du niveau 1 appartiennent au "Trias moyen calcaire" et les dolomies des niveaux 3 à 12 au "Trias moyen dolomitique", en particulier les dolomies sableuses des niveaux 6 et 10 et les dolomies brunes du niveau 12.

On peut par ailleurs rapporter à la séquence 9 du cycle III de J. Mégard-Galli et A. Baud (1977) (Fig. 17) les niveaux 11 et 12 qui correspondraient respectivement au niveau cinéritique et aux dolomies brunes de cette même séquence.

Apparaît donc dans cette coupe, sans doute la partie sommitale du Trias dolomitique.

2°/- Le Lias.

2.1. Les affleurements rapportés au Lias.

Les terrains rapportés au Lias apparaissent très sporadiquement sur le secteur étudié :

- au passage du Picheru ;
- le long d'un chapelet d'affleurements, près de Val d'Isère, d'Ouest en Est, aux lieux-dits suivants :
 - . le plan de Bellevarde ;
 - . le bois de la Balme ;
 - . Pierre de Compia ;
 - . cote 2600m, au Sud de Becca Blanche ;
- dans le massif du Santel (Brèche du Santel) ;
- à la base du flanc sud de la Pointe de Bazel ;
- en Italie, au Truc Saint Elena et dans la Granta Pare.

2.2. Coupe du Passage du Picheru.

Localisation.

Cette coupe est située entre la Pointe du Picheru et l'Aiguille du Dôme, à environ 1 km au Sud-Ouest du lac de la Sassièrre.



Schéma de situation

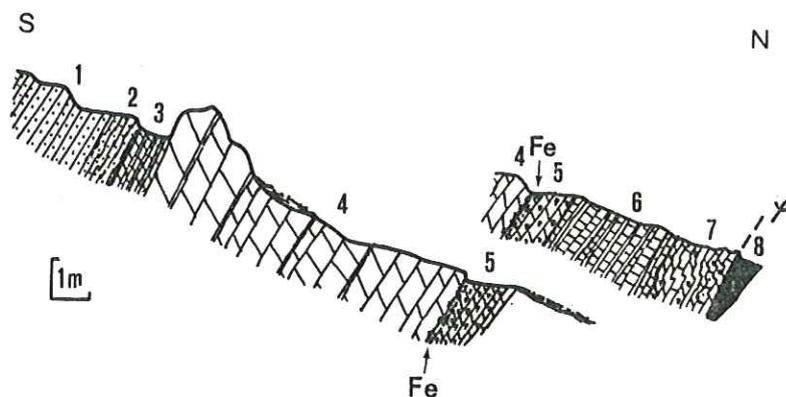


Fig. 22 : Coupe du Lias au Passage du Picheru. (Commentaire dans le texte).

Description.

En série inverse on observe, du Sud vers le Nord, et dans l'ordre stratigraphique, les termes suivants (fig. 22) :

1. quartzites massifs de teinte blanche.
2. 1m de quartzites schisteux de teinte vert clair.
3. 1m de dolomies à patine orangée, à nombreux niveaux schisteux et petits lits de marbres gris.
4. 8m de dolomies à patine jaunâtre ou grise renfermant quelques niveaux schisteux.
5. 1m de brèches dolomitiques formées d'éléments de dolomies noires à patine grise dans un ciment à patine jaunâtre. La base de ces brèches est de teinte franchement brunâtre et tachée localement par des concentrations de fer.
6. 4 à 5m de marbres schisteux noirs spathiques.
7. 2 à 3m d'une série calcaréo-dolomitique comprenant, en alternance, de petits niveaux de brèches dolomitiques à patine jaunâtre et des marbres schisteux à patine gris-jaunâtre.
8. cargneules bréchiques indiquant un contact tectonique.

Commentaire.

Trois formations apparaissent sur cette coupe :

- les niveaux 1 et 2 représentent le faciès quartzo-schisteux du sommet des quartzites du Trias inférieur ;
- les niveaux 3 et 4 font suite de manière continue aux niveaux précédents et représentent la base du Trias carbonaté (Anisien) ;

- les niveaux 5 à 7 ne sont pas caractéristiques de la suite de la séquence carbonatée triasique. Le contact basal du niveau 5 avec le niveau 4 est franc (aucune mylonite n'y a été observée), ainsi la nature stratigraphique de celui-ci peut être envisagée.

Ces niveaux sombres, qui n'ont pas été datés ici, s'apparentent par leur faciès, aux niveaux attribués au Lias inférieur.

Conclusion.

Si l'attribution précédente est acceptée, cette coupe montre une importante lacune stratigraphique du Trias supérieur, du Ladinien et de la majeure partie de l'Anisien.

Cette lacune apparaît soulignée par l'enrichissement en fer remarqué à la base des niveaux liasiques (?).

2.3. Les affleurements de Lias près de Val d'Isère.

* Coupe du bois de la Balme. (Fig. 23).

Cette coupe est située au cairn du bois de la Balme sur le flanc est du massif de Bellevarde, 500m à l'Ouest de Val d'Isère. Elle a été décrite par F. Ellenberger (1958, p. 267-268).

Séparés d'une puissante série dolomitique ladinienne par une bande de cargneules, apparaissent successivement, du Nord vers le Sud, les niveaux suivants :

1. quelques mètres de brèches dolomitiques monogéniques à patine grise.
2. quelques mètres de marbres et de dolomies noires dans lesquels F. Ellenberger décrit la présence de rares sections de Polypiers et de Lamellibranches, qu'il attribue au Lias inférieur.
3. 25m environ de marbres en plaquettes sonores. C'est ce niveau que F. Ellenberger qualifie de Lias pré-piémontais.

Une seconde bande de cargneules limite cette séquence vers le Sud.

Commentaire.

Les niveaux 1 et 2, attribués au Lias, ne reposent pas stratigraphiquement sur la puissante série dolomitique ladinienne puisqu'ils en sont séparés par un contact tectonique injecté de cargneules. Les quelques mètres de brèches du niveau 1 peuvent soit être triasiques, soit appartenir à la séquence liasique.



Schéma de situation

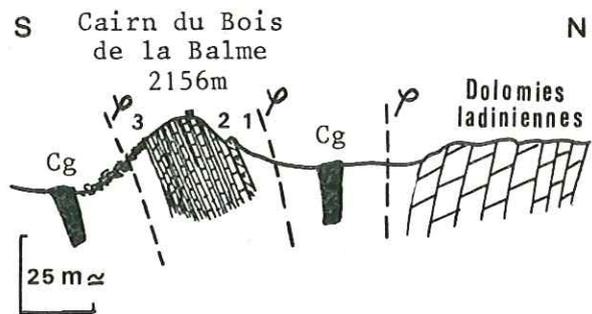


Fig. 23 : Coupe du Bois de la Balme

* Coupe de Pierre de Compia. (Fig. 24).

Localisation.

Elle est située au Nord de Val d'Isère sur le flanc sud de la Pointe du front, au lieu-dit "Pierre de Compia". Cette coupe a été décrite par F. Ellenberger (1958, p. 268).

Notre attention s'est portée sur les relations de la séquence liasique avec la séquence triasique carbonatée sous-jacente.

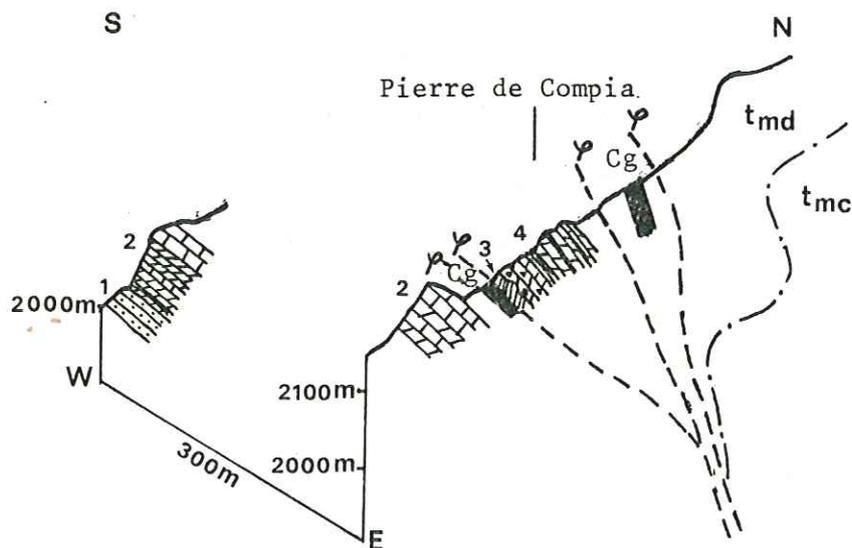


Fig. 24 : Coupe schématique de Pierre de Compia. (Commentaire dans le texte).

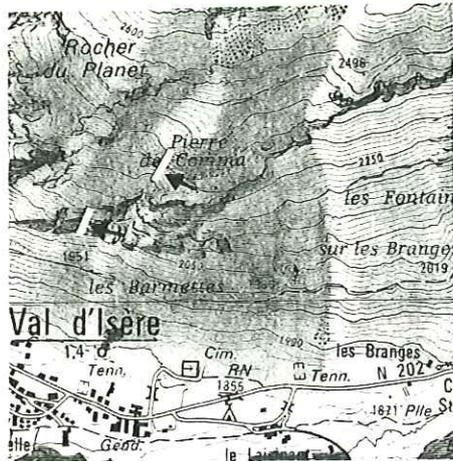


Schéma de situation

Description.

De bas en haut, et du Sud vers le Nord, on note :

1. quartzites du Trias inférieur.
 2. séquence débutant par une alternance de dolomies jaunes et de marbres gris, passant vers le haut à une dominante de marbres. Ce niveau est interrompu à son sommet par des cargneules bréchiques indiquant la présence d'un contact tectonique. Les cargneules sont bien visibles dans le petit ravin entaillant la partie occidentale de Pierre de Compia.
 3. dolomies grises bréchifiées à leur base à l'approche du contact (3m d'épaisseur environ).
 4. 100m environ d'une séquence sombre débutant par des brèches dolomitiques dont les fragments sont très étirés et parfois difficiles à reconnaître, qui se poursuit par des dolomies et des lits schisteux à patine parfois olivâtre.
- Cette séquence est attribuée par son faciès au Lias. Ce niveau est interrompu à son sommet par des cargneules bréchiques indiquant un second contact tectonique.

(tmc et tmd représentent respectivement le Trias moyen calcaire et le Trias moyen dolomitique appartenant au massif du Front. Le contact est esquissé d'après la déformation observable sur la face ouest du massif du Front).

Commentaire.

Nous retrouvons ici le même problème de décollement de la séquence liasique déjà rencontré à la coupe du Bois de la Balme.

En effet, cette écaille est limitée par deux contacts tectoniques injectés de cargneules.

Seul le niveau 3 de dolomies dont le contact avec le Lias apparaît très sinueux pourrait représenter le sommet érodé de la séquence carbonatée triasique. Mais, une nouvelle fois, il n'est pas possible de dater ce niveau et de connaître l'importance de la lacune stratigraphique anté-liasique.

2.4. Coupe du flanc sud de la Pointe de Bazel :

Cette coupe a été décrite par F. Ellenberger (1958, p. 269).

Elle domine au Nord le pont Saint Charles sur la route du col de l'Iseran, 5 km à l'Est de Val d'Isère.

D'après cet auteur, en descendant la falaise du Nord vers le Sud dans un ordre stratigraphique, on observe tout d'abord une épaisse série de dolomies à patine gris clair du Trias moyen formant toute la barre rocheuse de la Pointe de Bazel.

La série se poursuit par quelques mètres de marbres gris sériciteux à accidents siliceux remaniant quelques fragments de dolomies, suivis d'une dizaine de mètres de marbres purs, gris clair. L'auteur attribue ce niveau, d'après son faciès, au Lias inférieur.

Cette série s'achève par une dizaine de mètres de calcaires gris schisteux à zones siliceuses, que celui-ci rattache au "Lias pré-piémontais" (Lias moyen ?).

Le contact entre les dolomies triasiques et les marbres liasiques apparaît de nature stratigraphique. Une observation plus générale de ce contact nous permet de relever, dans la falaise, que les bancs liasiques recoupent obliquement les bancs triasiques. Les terrains liasiques reposent, ainsi, en discordance angulaire faible sur les terrains triasiques.

2.5. La brèche du Santel :

Cette brèche affleure dans une structure antiforme pin-cée de direction ouest-nord-ouest - est-sud-est, longeant la rive gauche du glacier du Santel.

Son épaisseur, de l'ordre de 150 à 200m, est estimée en prenant la moitié de la largeur de l'antiforme.

Elle englobe, dans un ciment calcaire gris à noir localement gréseux ou phylliteux des éléments de marbres et de dolomies de dimensions modestes, bien calibrés (photo n° 9). F. Ellenberger a attribué cette brèche au Lias pré-piémontais (Lias moyen ?).

Aux abords de cette brèche la séquence triasique carbonatée n'affleure pas. Ainsi le passage de la brèche à cette dernière ne peut pas être étudié.

Par contre, vers le haut, la brèche est surmontée par les Marbres chloriteux bréchiques de la Tsanteleina (Crétacé supérieur - Paléocène).

2.6. Conclusions :

Les terrains représentant ce que l'on suppose en général être le Lias sont souvent peu épais et apparaissent sous de multiples faciès, de teinte généralement sombre (marbres, dolomies, marbres siliceux en plaquettes et schistes) et sont le plus souvent accompagnés de brèches.

Ces terrains liasiques ont été observés reposant sur les niveaux suivants :

- le Norien au Plan des Nettes (F. Ellenberger) ;
- le sommet du Trias moyen, ou le Trias supérieur ? à la cascade du Manchet (F. Ellenberger) ;
- le Trias moyen (Ladinien) sur le flanc sud de la Pointe de Bazel ; et probablement à Pierre de Compia et au Bois de la Balme ;
- le Trias moyen (Anisien) au passage de Picheru.

La variabilité du repos des terrains du Lias sur le Trias supérieur puis le Trias moyen indique, selon les coupes, une lacune plus ou moins importante de la série triasique carbonatée.

En tenant compte de l'homogénéité de la sédimentation dans le domaine briançonnais au cours du Trias moyen et supérieur (J. Mégard-Galli et A. Baud, 1977) cette lacune ne peut alors s'expliquer que par une importante érosion, qui aurait eu lieu postérieurement au dépôt des dolomies noriennes, et antérieurement au Lias.

Les terrains liasiques reposent donc en discordance cartographique sur le sommet de la série triasique, plus ou moins érodé.

Il sera nécessaire de tenir compte du niveau de cette érosion anté-liasique lors des études ultérieures, à propos des discordances cartographiques du Malm et du Crétacé supérieur.

3°/- Le Malm et les brèches sous-jacentes.

Les terrains attribués au Malm, tout comme ceux du Lias, affleurent modestement dans le secteur de Val d'Isère. On les rencontre à la Clittaz sur le pourtour du massif de la Pointe de la Bailletta et peut être dans la Granta Parei. En dehors du secteur étudié, ils affleurent sur le flanc est du Rocher de Belvarde, et surtout à l'Aiguille des Aimes (E. Raguin, 1930).

3.1. Coupe de la Clittaz.

Localisation.

Elle traverse une petite falaise surmontée d'une croix, en rive droite du ruisseau de la Sassièrre, 500m environ au Nord-Est du Villaret du Nial.

Cet endroit a fait l'objet d'une description par F. Ellenberger (1958, p. 149).

Description de la coupe.

Du Sud vers le Nord et de bas en haut, on recoupe successivement les niveaux suivants (fig. 25) :

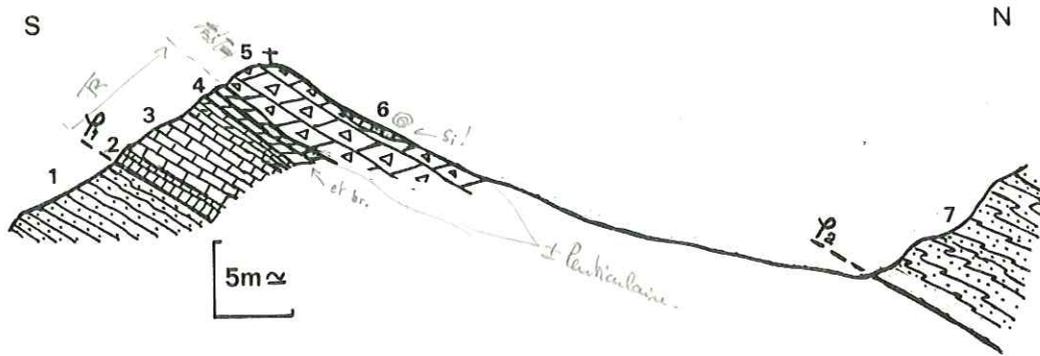


Fig. 25 : Coupe du Malm de la Clittaz.



Schéma de situation.

1. quartzites vert clair à niveaux schisteux du Trias inférieur.
2. 1m de marbres cristallins gris verdâtre.
3. 3m de marbres gris très fins et purs dont le sommet s'enrichissant progressivement en lentilles de dolomies jaunes conduit au niveau suivant.
4. 2m de dolomies et de dolomies bréchiques de teinte gris jaunâtre.
5. 4m environ de brèches dolomitiques polygéniques (voir photo n° 8). Les fragments anguleux de taille centimétrique à décimétrique constitués de dolomies diverses et de quartzites, sont cimentés par de la dolomie à patine gris jaunâtre.
6. 1 à 1,5m, à l'affleurement, de marbres cristallins vert clair, blancs ou rosés à patine jaunâtre. Ils renferment quelques fragments remaniés de dolomies brunies et présentent fréquemment des accidents siliceux en petites lentilles claires ou en interlits millimétriques (vers l'Est du Rocher).
Ce niveau peut reposer directement sur le niveau dolomitique 4 (extrémité ouest du Rocher) sans l'intermédiaire des brèches polygéniques du niveau 5.

A sa base, en quelques endroits, il contient des structures noduleuses hématitiques et des sections de fossiles à tests hématitisés (Ammonites) accumulées dans de petites "poches" de dimensions métriques. (voir photos n° 8 et 10).

7. quartzites schisteux triasiques mylonitisés à leur base indiquant un décollement. Ces quartzites se complètent plus à l'Ouest, par leur base, par des schistes et des micaschistes quartzitiques verts du Permien.

Commentaire.

- Les niveaux 2, 3 et 4 sont à rattacher, par leurs faciès, au Trias moyen calcaire. Bien que le contact entre ces niveaux et le niveau 1 soit franc et d'apparence stratigraphique, il doit être interprété comme tectonique puisque :
 - . à l'échelle cartographique, la séquence carbonatée est tronquée le long de ce contact ;
 - . le passage des quartzites au Trias carbonaté ne ressemble guère à celui que l'on observe habituellement (coupe du Franchet, Passage du Pichetu).
- Les brèches du niveau 5 remanient toute la série triasique puisque l'on y retrouve des fragments de quartzites du Trias inférieur. Par leur caractère polygénique, elles rendent compte du transport du matériel bréchique. Il ne s'agit donc pas d'une bréchification *in situ* des niveaux inférieurs.

L'âge des brèches polygéniques du niveau 5.

Dans cette coupe les brèches sont surmontées par des marbres attribués au Malm (cf. supra). Elles sont donc antérieures au Malm.

Dans les environs de Val d'Isère le même faciès de brèches polygéniques a été observé reposant sur divers niveaux.

Par exemple :

Au Rocher de Bellevarde, les brèches reposent sur l'Anisien et le Ladinien et sont recouvertes par le Malm (F. Ellenberger, 1958).

A la Pointe du Front, les brèches reposent sur l'Anisien et sont recouvertes par le Crétacé supérieur (F. Ellenberger, 1958 et H. Niemeyer, 1979).

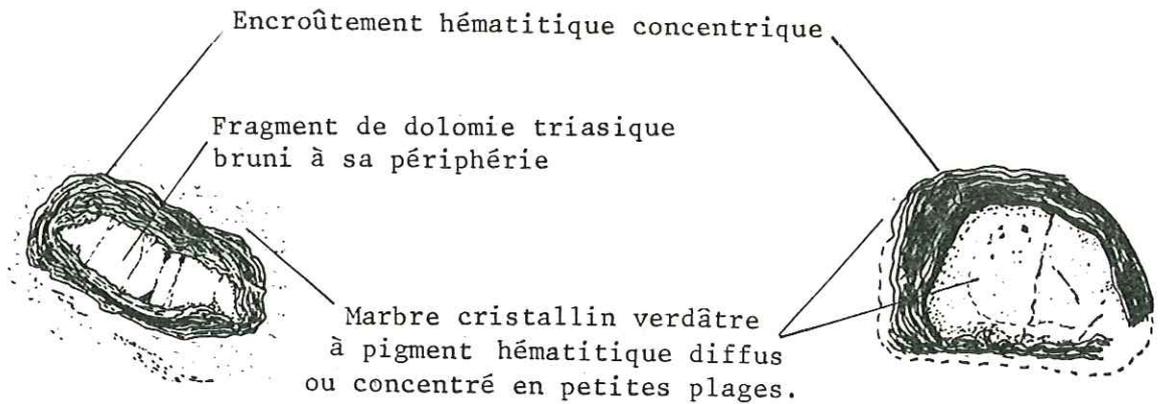
D'autre part, à l'Aiguille des Aimes, la base du Malm remanie des brèches sous-jacentes affectant les dolomies du sommet du Ladinien.

Donc la période antérieure au Malm est représentée et caractérisée par la présence soit de brèches transportées (brèches polygéniques), soit de bréchifications *in situ*.

Malheureusement, un âge limite inférieur ne peut être donné en l'absence de relations avec les terrains du Lias. On peut seulement dire ici, que cet épisode bréchique est postérieur au Ladinien.

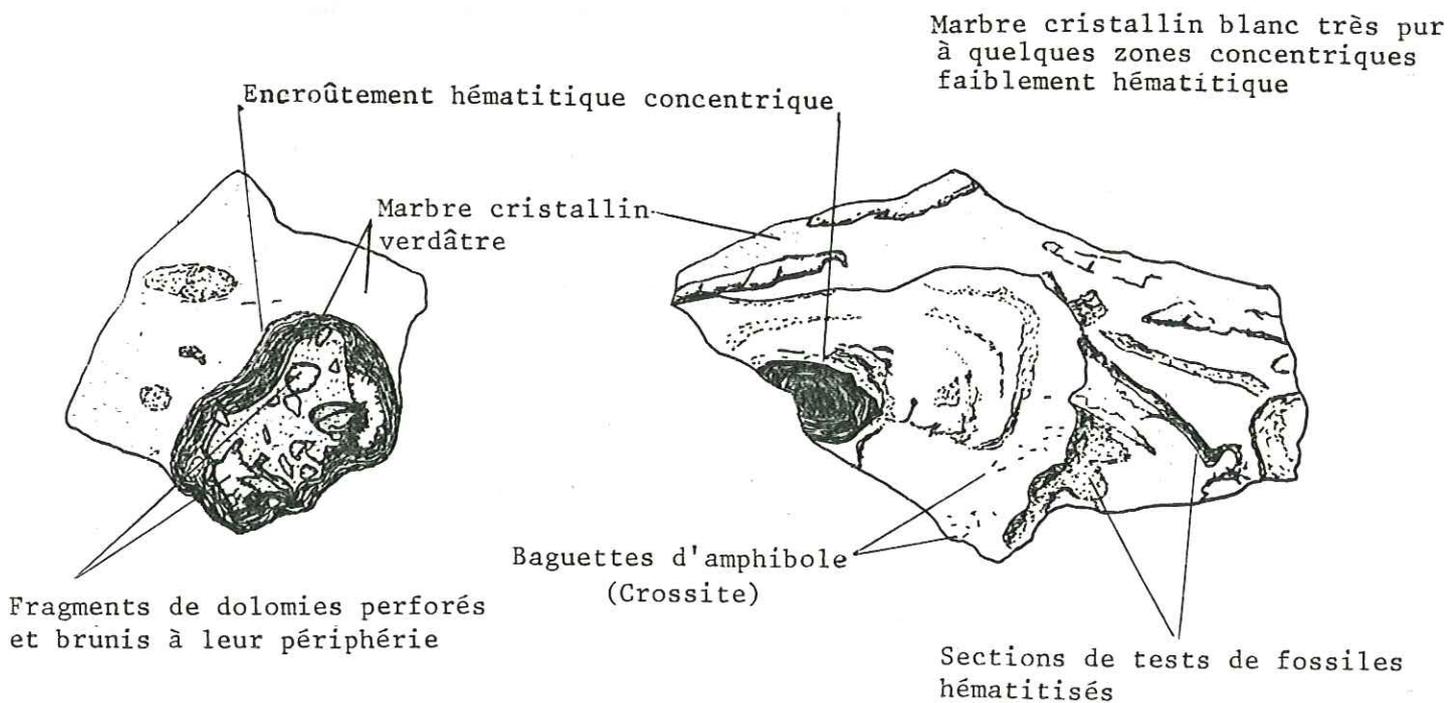
EXEMPLES DE STRUCTURES NODULEUSES (GRANDEUR REELLE)

(Fig. 26)



1°/- Noyau dolomitique

2°/- Noyau marmoréen



3°/- Noyau composite

4°/- Structure noduleuse suivie par un encroûtement biolithitique

Mais si l'on tient compte du fait qu'à la cascade du Manchet, au Sud de Val d'Isère, des brèches polygéniques sont comprises entre le Lias et le Malm (tout comme le propose F. Ellenberger (1958, p. 249 pour cette coupe) il devient raisonnable d'attribuer au niveau 5 un âge probable Jurassique moyen.

* Les marbres du niveau 6.

Le problème de leur datation.

Sur l'affleurement on reconnaît aisément de petites sections d'Ammonites peu déformées (entières ou en fragments) dont les tests sont imprégnés ou remplacés par l'hématite (voir photo n° 10). D'autres sections étroites et allongées sont plus difficiles à interpréter (fragments de grandes loges ou aptychus ?). Malgré diverses tentatives d'extractions de ces Ammonites⁽¹⁾ il n'a pas été possible d'obtenir un matériel déterminable.

Au microscope (voir photo n° 7) les sections hématitiques des structures noduleuses renferment des Foraminifères (Nubéculaires)⁽²⁾ d'âge peu précis (Jurassique supérieur à récent⁽²⁾). Dans le marbre ambiant, on note également des trames échinodermiques.

Ce maigre matériel paléontologique ne nous a pas permis d'établir une datation précise. Mais un âge jurassique supérieur s'impose, si on tient compte des arguments suivants :

- le faciès cristallin des marbres vert clair à rosé et à accidents siliceux est typique du Malm dans le domaine Briançonnais interne où il a été daté paléontologiquement (Plan des Nettes, Roc du Bourget, etc...) ;
- les Nubéculaires excluent un âge antérieur au Jurassique supérieur ;
- la présence d'Ammonites, sans être une preuve, est fréquente dans le Malm du Briançonnais interne. Le Crétacé supérieur n'a pas, jusqu'ici, livré d'Ammonites ;
- les marbres hématitiques peu déformés sont très propices à la conservation des formes micropaléontologiques. Or, malgré de longues recherches, ce niveau n'a pas fourni de Foraminifères typiques du Crétacé supérieur - Paléocène qui existent d'une manière assez généralisée dans les faciès hématitiques de cet âge.

Nature des structures noduleuses.

Mises en relief par les agents atmosphériques, elles sont de teinte noire rougeâtre à éclat métallique bleuté. Leurs dimensions varient de quelques centimètres à une dizaine de centimètres. Leurs sections révèlent une structure composite ; des noyaux de natures diverses sont recouverts par un encroûtement concentrique hématitique.

Les noyaux sont formés, dans le cas le plus simple (1) d'un fragment de dolomie d'aspect triasique. C'est donc ici un fragment remanié d'un niveau antérieur au marbre.

(1) Examen R. Enay et M. Bourbon.

(2) Détermination J.F. Raoult.

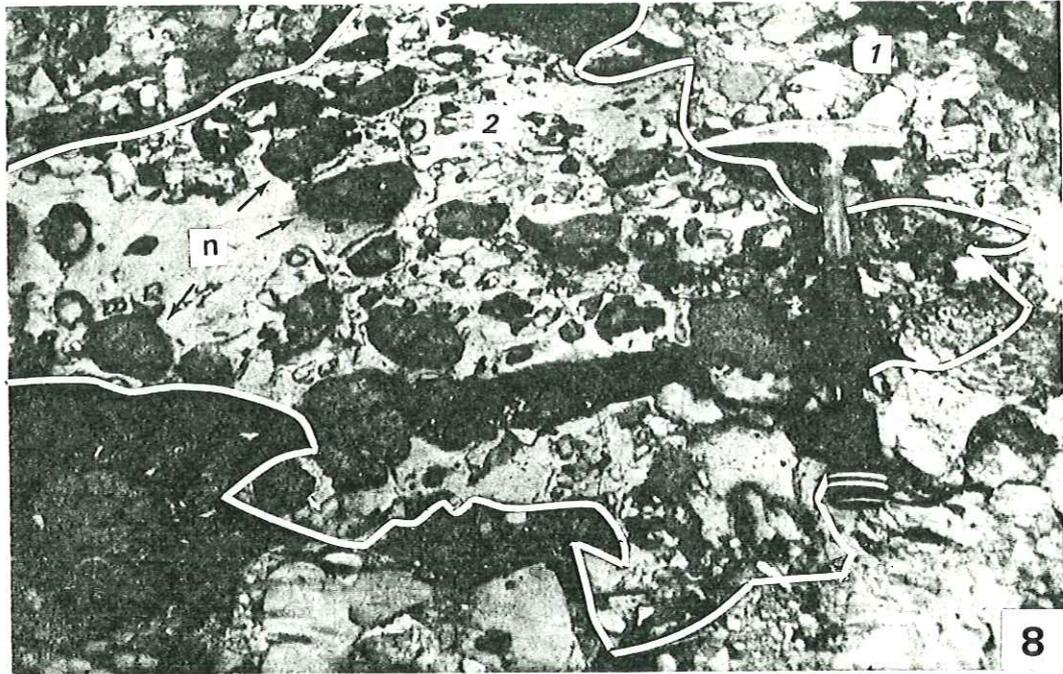


Photo n° 8 : Brèches polygéniques du Dogger (?) et marbres du Malm à nodules hématitiques. La Clittaz.
 1: brèches polygéniques ; 2: marbres ; n: nodules.

	1	2	3	4	5
K ₂ O	0,18	0,04	0,00	0,03	0,03
Na ₂ O	0,07	0,00	0,03	0,00	0,02
SiO ₂	2,46	0,02	0,00	0,00	3,90
CaO	0,25	0,21	0,41	0,13	0,35
FeO	0,32	0,06	0,04	0,20	0,27
Fe ₂ O ₃	91,66	96,82	98,29	97,18	94,38
MgO	0,67	0,09	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	2,02	0,20	0,00	0,12	0,33
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07
TiO ₂	0,11	0,09	0,05	0,13	0,04
TOTAL	97,75	97,53	98,82	97,79	99,41

Fig. 27 : Analyses chimiques des encroûtements minéralisés de la base du Malm. La Clittaz.

Dans d'autres cas (2 et 3), c'est un marbre hématitique sombre parfois microbréchiq ue à éléments de dolomie brunie. Ce dernier type de noyau semble posséder une origine plus complexe que les premiers ; en effet, le marbre hématitique de ces noyaux est, dans ce cas, à mettre en parallèle avec le marbre ambiant. Ceci nous conduit à envisager deux hypothèses pour la genèse de ce type de noyau :

- une origine purement sédimentaire selon laquelle le noyau représenterait un fragment de marbre ou de marbre microbréchiq ue résultant d'une bréchification intraformationnelle ;

- une origine mixte sédimentaire et biolithique selon laquelle des fragments de dolomie brunie, perforés, et des boues micritiques hématitiques sont agglutinés sur le fond marin par des organismes constructeurs, pour former progressivement le noyau. Toutefois, il est difficile de voir, dans ce type de noyau, toute trace d'organisme constructeur (structure concentrique ou voir même chimique : encroûtements phosphatés).

Le dernier cas (4) montre un encroûtement concentrique de marbre blanc, postérieur à la formation de la structure concentrique hématitique. Une origine biologique n'est pas à écarter dans ce cas.

Analyse chimique des encroûtements (Fig. 27).

Cinq analyses d'encroûtement hématitique ont été faites à la microsonde (1)

Il en ressort que l'encroûtement est exclusivement hématitique et qu'il est totalement dépourvu de manganèse (le phosphate, malheureusement, n'a pas été recherché).

L'absence de manganèse dans les encroûtements minéralisés des marbres du Jurassique supérieur de cette coupe, est en accord avec les résultats obtenus par M. Bourbon (1980) dans le Briançonnais de la région de Briançon. Selon ces travaux, les encroûtements minéralisés sont uniquement (ou quasiment) hématitiques au Jurassique supérieur. Ce n'est qu'avec l'approfondissement de la zone briançonnaise et la libre circulation des eaux océaniques, que précipitent, du Crétacé supérieur au Paléocène, le manganèse et les phosphates.

Conclusions.

Cette coupe a permis de caractériser, d'une part, les marbres du Malm avec leurs accidents siliceux et leurs structures noduleuses hématitiques, d'autre part, les brèches dolomitiques polygéniques sous-jacentes.

Concernant le Jurassique nous retrouvons dans cette coupe une évolution sédimentaire comparable à celle de la cascade du Manchet (présentée en introduction à la stratigraphie de l'ensemble des séries de Val d'Isère).

(1) Analyses M. Hoffert.

Tout d'abord, des brèches dolomitiques polygéniques du Jurassique moyen (?) témoignent d'une instabilité marquée (jeux de failles, ...) avec destruction des roches antérieures, pour l'essentiel, triasiques.

Ensuite, et directement sur les brèches, viennent reposer des marbres cristallins à zones hématitiques et Ammonites (Malm). Ces derniers indiquent un milieu de dépôt marin oxygéné, vraisemblablement pélagiques.

3.2. Coupe des Grand Pares.

Localisation.

Elle longe la base de la falaise des Grand Pares, située vers la cote 2450m, en rive droite de l'Isère, 3 km en amont de Val d'Isère. Les terrains sont déformés en une structure synforme, couchée vers la vallée de l'Isère et cisailée à sa base. La série décrite est en position normale.

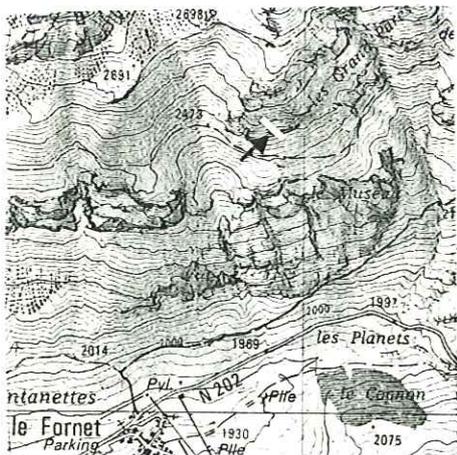


Schéma de situation

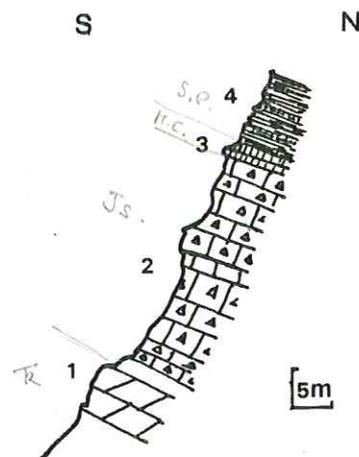


Fig. 28 : Coupe des Grand Pares

Description.

On relève, de bas en haut, les niveaux suivants (fig. 28).

1. dolomies fines à patine grise et cassure gris sombre.
2. brèches à ciment marmoréen cristallin, à zones hématitiques diffuses ou concentrées.
Les fragments sont uniquement dolomitiques, de dimensions centimétriques à décimétriques.
Par endroits les brèches paraissent remanier en blocs des brèches polygéniques antérieures dont le ciment est dolomitique. Les fragments dolomitiques des derniers centimètres de brèches sont brunis au contact du niveau suivant.
3. marbres cristallins à patine légèrement brune (1m).
4. schistes noirs et calcschistes (plusieurs mètres).

Commentaire.

Les dolomies du niveau 1 représentent un terme du Trias moyen dolomitique.

Les brèches du niveau 2, typiques par leur ciment calcaire cristallin à zones hématitiques sont attribuables au Malm.

Les niveaux 3 et 4 représentent respectivement la formation des Marbres chloriteux et celle des Schistes de Pralognan (flysch noir) d'âge crétacé supérieur - paléocène.

Conclusions.

Le Malm apparaît ici, dans sa totalité, constitué par des brèches à ciment calcaire reposant directement sur les dolomies du Trias, sans qu'il ne s'y intercalent de brèches dolomitiques polygéniques.

Le faciès bréchiq ue de ce Malm est à comparer avec celui de la coupe du Plan des Nettes (présentée en introduction à la stratigraphie de l'ensemble des séries de Val d'Isère).

La présence de ces brèches en milieu pélagique (?) traduit la persistance au Malm de l'instabilité de certaines parties du domaine.

3.3. Le problème du secteur de la Granta Pare :

Localisation.

Le problème sera envisagé à partir d'une coupe située à 1 km au Sud-Ouest du refuge de Benevolo en Haut Val de Rhêmes.
 $x = 970,45$ $y = 6067,40$ $z = 2450 \approx$

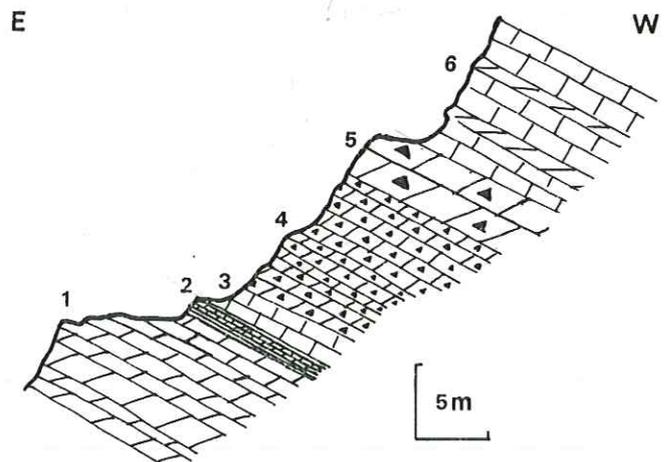


Fig.29 : Coupe dans le secteur de la Granta Pare.

Description. (Fig. 29)

On observe, de bas en haut, et d'Est en Ouest, les niveaux suivants :

1. dolomies massives de teinte grise.
2. dolomies schisteuses (50cm).
3. marbres massifs à patine roussâtre et cassure gris sombre (1m).
4. brèches dolomitiques sombres (4m).
5. dolomies bréchiques jaunâtres (2m).
6. marbres cristallins à interlits de dolomies.

Commentaire.

Les niveaux décrits ci-dessus paraissent se suivre de manière stratigraphique.

Les niveaux 1 et 2 dolomitiques semblent appartenir, vue leur faciès au Trias moyen dolomitique.

Les niveaux 3, 4 et 5 de marbres et de brèches sombres s'apparentent fortement au Lias (c'est également la conclusion de F. Ellenberger, 1958, p. 270).

Le niveau 6, peut être attribué en toute logique, soit à la fin du Lias soit au Malm. Mais il ne possède ni les caractères de l'un ni les caractères de l'autre. Par simple continuité structurale il pourrait venir, vers le SW, en contact avec les brèches de la Tsanteleina (C_S-Eo.), il appartiendrait alors au Malm. Pourtant nous n'avons pas retrouvé de tels faciès entre les brèches d'âge crétacé et les brèches liasiques (brèches du Santel).

Peut-on alors envisager que ces niveaux (6) soient toujours triasiques et apparaissent là du fait d'une structure en pli couché très pincée redoublant les différents termes comme l'avait envisagé H. Niemeyer ? On ne retrouve pas strictement, de manière symétrique les mêmes successions lithologiques.

Le problème reste posé et, pour être résolu, il faudra effectuer davantage d'observations dans ce secteur d'accès difficile.

3.4. Conclusions :

Selon les quelques coupes précédentes, nous avons rencontré le Malm sous deux faciès. Il s'agit :

- soit de marbres cristallins typiques en Vanoise (la cascade du Manchet, la Clittaz, etc...) reposant sur des brèches dolomitiques polygéniques, d'âge probablement jurassique moyen, cimentées sous une faible tranche d'eau ;
- soit des brèches polygéniques à ciment marmoréen, équivalent latéral bréchique du premier (le Plan des Nettes, les Grand Pares).

Les terrains du Malm représentent donc les premiers dépôts pélagiques de ce domaine, dans lequel la coexistence de ces deux faciès traduit, pendant la sédimentation pélagique, la persistance de son instabilité.

4°/- Le Crétacé et le Tertiaire.

4.1. Introduction.

Les terrains appartenant à cette période correspondent aux formations des "Marbres chloriteux" et des "Schistes de Pralognan".

Les faciès.

Le faciès typique d'un Marbre chloriteux est celui d'un marbre cristallin phylliteux de patine brunâtre à chlorite, phengite et épidote (passage du Picheru, etc...). Localement, il est rosé (Pointe du Lavachet, Rocher de Belvarde) ou très schisteux (déversoir de la Revirette).

L'épaisseur de la formation varie énormément d'un affleurement à un autre, d'à peine 1m (Les Grand Pares, cascade du Manchet) jusqu'à environ 30m (Pointe de Picheru). Dans le massif de la Tsanteleina, les Marbres chloriteux montrent d'imposants faciès bréchiqes (Brèches de la Tsanteleina).

Quant aux Schistes de Pralognan, ils se présentent généralement sous un faciès de schistes gris à noirs (Combe du Mont), à quelques lits carbonatés (l'Aduit) ou, localement sous un faciès bréchiq (la Clit-taz).

Datation.

* Age des Marbres chloriteux.

La base de cette formation est généralement soulignée en Vanoise par un ou plusieurs fonds durcis (*hard-grounds*) minéralisés (Fe, Mn, P). La microfaune conservée en silhouette dans ces niveaux hématitiques permet ainsi de dater, en certains endroits, la base de cette formation. Les âges obtenus, à partir de Globigérines, de Globotruncanas et autres, vont du Crétacé supérieur (Sénonien) au Paléocène (F. Ellenberger, 1958).

Il apparaît donc une importante lacune de sédimentation qui concerne tout le Crétacé inférieur et, selon les secteurs, tout ou partie du Crétacé supérieur.

Cette lacune peut être interprétée comme marquant une période de non-dépôt ; elle fait suite aux dépôts pélagiques du Malm ; et, d'autre part, les conditions physico-chimiques qui ont été nécessaires à la formation des fonds durcis du Crétacé supérieur-Paléocène (par comparaison avec les océans actuels) impliquent l'existence d'un milieu pélagique.

D'après les données paléontologiques (F. Ellenberger, 1958 ; F. Ellenberger et J.F. Raoult, 1979) on peut affirmer que la limite supérieure des Marbres chloriteux atteint le Paléocène. Néanmoins, ces mêmes auteurs avancent l'hypothèse que l'âge pourrait atteindre l'Eocène inférieur puisque certains fossiles (*Globorotalia*, grosses Globigérines) sont connus au Paléocène et à l'Eocène inférieur.

* Age des Schistes de Pralognan.

L'âge de cette formation n'a jamais été daté directement en Vanoise. Il est toutefois postérieur à celui des Marbres chloriteux sous-jacents.

La série proposée par G. Royant (1971) dans le Briançonnais ligure est la suivante (fig. 30) :

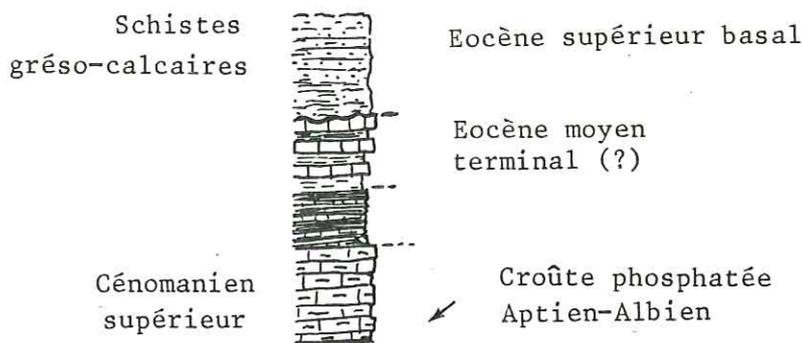


Fig. 30 : Colonne schématique de la série Crétacé-Eocène dans le Briançonnais ligure, selon G. Royant, 1971.

On peut se demander si les Schistes de Pralognan ne seraient pas l'équivalent des calcschistes planctoniques noirs dont l'âge est antérieur à l'Eocène moyen terminal ? - Eocène supérieur basal.

Ceci ne s'oppose pas à ce qui a été dit par F. Ellenberger (1958) et J.F. Raoult (1980).

Quoi qu'il en soit, les Schistes de Pralognan apparaissent antérieurs aux schistes grésocalcaires discordants des séries briançonnaises ligures (M. Lanteaume et G. Royant 1983) dont la base est d'âge Lutétien terminal - Priabonien basal.

Localisation.

Les affleurements de ces deux formations sont nombreux. On les observe principalement dans les secteurs suivants :

- le pourtour du massif de la Pointe de la Bailletta ;
- le massif de la Tsanteleina ;
- en rive droite de l'Isère et du vallon de la Sassièrè depuis les Brévières (Nord-Ouest) jusqu'au Chargeur (Sud-Est) ;
- et de manière isolée à la Clittaz, à la Pointe du Lavachet, en rive droite du glacier de la Centelina (Italie), etc...

4.2. Coupe de la Pointe du Lavachet :

Localisation.

Cette coupe traverse le pied de l'arête nord de la Pointe du Lavachet qui domine le Pas de la Tovièrè 2 km à l'Est - Sud-Est de Tignes le Lac. Elle a déjà fait l'objet d'une description minutieuse par F. Ellenberger (1958, p. 325-326).

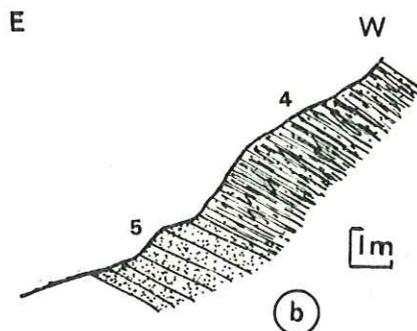
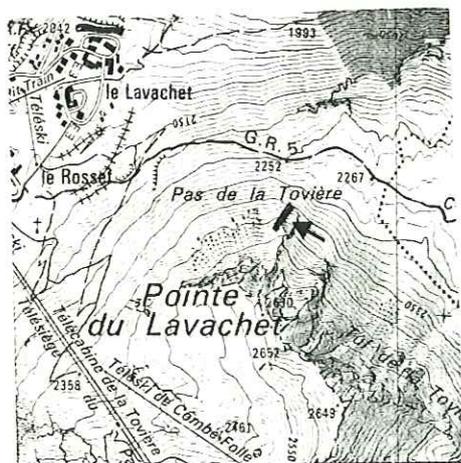
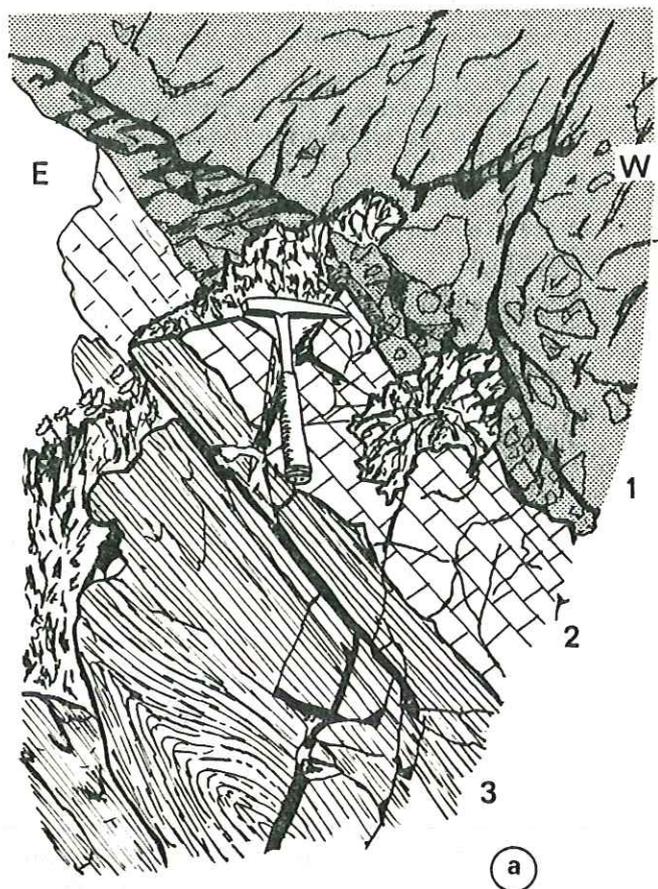


Schéma de situation

Fig. n° 31 : Coupe du Lavachet

Description.

La série est en position inverse. On distingue du haut vers le bas de la coupe (Fig. 31 a) :

1. brèches dolomitiques polygéniques englobant des fragments de dolomies de teintes variées, noires à grises, ainsi que quelques rares fragments de quartzites. Ces brèches sont localement brunies à leur sommet.

2. 25cm de marbres cristallins blancs à patine jaunâtre, remaniant quelques petits fragments de dolomies. Ces marbres prennent localement une teinte rosée et peuvent atteindre 1 ou 2m d'épaisseur.
3. plusieurs mètres de marbres gréseux et phylliteux à patine gris-verdâtre et cassure grise.

En descendant le flanc est de la petite crête à la limite de la pelouse alpine, la coupe se poursuit par (fig. 30 b) :

4. 6 à 7m de schistes noirs à patine rougeâtre ou bleutée, dont certains niveaux sont riches en accidents siliceux spongieux.
5. 3m, à l'affleurement, d'une roche massive à patine ocre ou rose, riche en albites néoformées.

Au microscope on reconnaît de nombreuses albites automorphes néoformées, quelques sphènes et épidotes (pistacite) corrodés, des lits de micas bruns, et des plages de calcite et de chlorite, le tout inclus dans un fin feutrage de micas ?

Ce faciès pourrait correspondre à une méta-arkose schisteuse ?

Commentaire.

Les marbres du niveau 2, bien qu'ayant un faciès peu ou pas phylliteux, qui les apparenterait plutôt au Malm, ont livré des Globotruncanas et des Gumbelinae d'âge Crétacé supérieur (F. Ellenberger, 1958).

Ce niveau crétacé supérieur repose directement sur les brèches du niveau 1 sans qu'il n'y ait de Malm. Nous avons donc ici, en plus de la lacune de non-dépôt du Crétacé inférieur, une lacune d'érosion affectant tout le Malm et probablement une partie des brèches polygéniques sous-jacentes.

Concernant ces brèches, un âge Jurassique supérieur leur paraît exclu, étant donné que les brèches basales du Malm sont toujours à ciment calcaire et jamais dolomitiques. Ces brèches seraient alors tout comme à la Clittaz, antérieurs au Malm (Jurassique moyen ?).

Les niveaux 3, 4 et 5 sont attribués par leur faciès à la formation des Schistes de Pralognan. Un peu au Sud-Ouest de la coupe, cette formation repose directement sur les brèches du niveau 1. Les Schistes de Pralognan reposent donc en discordance cartographique sur les formations antérieures.

Conclusions.

Cette coupe permet de montrer :

- d'une part, la discordance cartographique des Marbres chloriteux, qui font suite à une importante lacune sédimentaire intéressant le Malm (vraisemblablement érodé au Crétacé inférieur) et le Crétacé inférieur (période d'érosion et/ou de non-dépôt) ;

- d'autre part, la discordance également cartographique des Schistes de Pralognan.

4.3. Coupe du déversoir de la Revirette :

Localisation.

Cette coupe, d'un accès facile, peut être observée à 500m au Sud-Est du barrage du Chevril, sur la rive droite du lac. On y accède par un petit sentier partant du parking situé au-dessus de la centrale E.D.F. du Chevril.



Schéma de situation

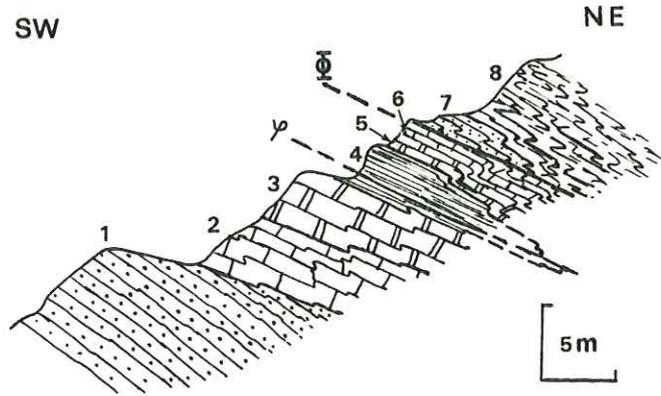


Fig. 32 : Coupe du déversoir de la Revirette.

Description.

On observe, de bas en haut, et du Sud-Ouest vers le Nord-Est les niveaux suivants (fig. 32) :

1. quartzites francs massifs de teinte blanche à vert clair.
2. 3 à 4m de marbres cristallins à patine vert clair à grise, en lits millimétriques.
Le contact basal de ces marbres est très tranché sur les quartzites du dessous (photo n° 12). Il est à nu sur une dizaine de mètres et ne montre nulle part de mylonites. On ne rencontre pas, non plus, d'éléments bréchiques remaniés à la base de ces marbres.
3. 3 à 4m de marbres nettement plus homogènes et plus fins que les précédents, toujours phylliteux mais prenant une patine franchement brune. Le contact avec le niveau précédent est franc. Ces marbres s'enrichissent vers le haut en blocs bréchiques et prennent une teinte sombre vers son sommet.
4. 2m de calcschistes sombres à quelques niveaux plus calcaires, constituant un petit ressaut dont la partie basale est marquée par une zone très laminée, notée ψ .
5. et 6. 2m de marbres respectivement analogues aux niveaux 3 et 2.
7. quartzites mylonitisés du Trias inférieur indiquant un contact tectonique noté Φ .
8. micaschistes quartzitiques du Permien s.l.

Commentaire.

Les marbres phylliteux des niveaux 2 et 3, et par répétition plicative des niveaux 5 et 6, correspondent aux Marbres chloriteux. Ils apparaissent ici reposant directement sur les quartzites du Trias inférieur. La nature stratigraphique de ce contact semble confirmée par l'absence de mylonites ou de copeaux tectoniques tout au long de ce contact, depuis les Brévières jusqu'au Chargeur (vallée de la Sassière).

Le niveau 4 correspond aux Schistes de Pralognan.

Conclusions.

Retenons la nature fortement discordante des Marbres chloriteux, que l'on observe reposant directement sur les quartzites du Trias inférieur.

4.4. Les Marbres chloriteux bréchiques de la Tsanteleina.

Ils forment tout le massif de la Tsanteleina situé au Nord-Ouest de la Pointe de Bazel et sont séparés de ce dernier par un contact tectonique (rocher de Charbon, glacier de Bazel et glacier de la Centelina).

Ils reposent stratigraphiquement à la fois sur la brèche liasique du Santel et sur les dolomies triasiques (Pointe de la Golette).

Les brèches, d'une grande puissance, sont constituées d'un ciment de marbres chloriteux à patine jaunâtre, à niveaux souvent gréseux, englobant des éléments de dimensions très variables (du centimètre à l'hectomètre). On reconnaît parmi ces éléments, des micaschistes du socle, des quartzites du Trias inférieur, des dolomies et des marbres divers du Trias carbonaté et du Lias, ainsi que des marbres cristallins blancs du Malm.

Ces brèches remanient ainsi l'ensemble des niveaux antérieurs de la série Briançonnaise, y compris le socle.

Compte-tenu de la dimension des blocs et de leurs formes angulaires, l'alimentation de ces brèches apparaît avoir été locale.

Age.

Nous avons vu qu'en Briançonnais interne les Marbres chloriteux sont rapportés au Crétacé supérieur et au Paléocène. Il est donc très difficile en l'absence de datation paléontologique, de situer les brèches de la Tsanteleina à l'intérieur de cette longue période.

Dans le secteur du lac du Santel des brèches de la Tsanteleina sont recouvertes par des schistes noirs non bréchiques appartenant certainement aux Schistes de Pralognan. Ces brèches sont donc uniquement limitées aux marbres chloriteux.

Mode de formation.

Ce faciès chaotique, formé de blocs anguleux de dimensions très variables emballés dans un marbre, présente les caractéristiques de brèches d'écroulement synsédimentaires.

La dimension, parfois impressionnante, des blocs (hectométrique) indique que ceux-ci avaient une origine proche. La source pouvait alors correspondre à un relief sous-marin en voie de démantèlement.

Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer un tel relief sous-marin :

1. Ces brèches sont considérées comme un olistostrome synorogénique de la phase compressive éoalpine ("brèches de subduction") (R. Caby et al., 1978, p. 317). Nous rejeterons cette hypothèse puisqu'en aucun endroit la couverture briançonnaise n'enregistre de tectonique compressive antérieurement à la fin du dépôt des Schistes de Pralognan. Nulle part nous n'avons noté de véritable discordance angulaire au sein des séries mésozoïco-cénozoïques.

2. Le relief est né d'une tectogenèse distensive et décrochante comme il en a été classiquement démontré dans d'autres zones des Alpes pour la période triasico-liasique (Mont Blanc, Grand Chatelard, etc...). Dans ce cas, la superposition des brèches de la Tsanteleina à celles du Santel doit être interprétée comme la persistance d'une "cordillère" distensive, depuis le Lias jusqu'au Crétacé supérieur - Eocène inférieur (F. Ellenberger, 1958).

Nous retiendrons ici cette seconde hypothèse.

4.5. Failles synsédimentaires de la Clittaz :

Localisation.

Nous revenons à la Clittaz où nous avons déjà relevé une coupe intéressant le Malm, pour étudier un autre affleurement. Il est situé sur le flanc nord-est du rocher surmonté d'une croix, à environ 125m à l'Ouest des ruines de la Clittaz, tout près du fond du petit vallon dans un ressaut métrique.

Description.

Cet affleurement montre les niveaux suivants (fig. 33) :

1. dolomies grises (triasiques).
2. brèches dolomitiques polygéniques à gros fragments.
3. microbrèches, à ciment calcaréo-schisteux, de teinte verdâtre. Les fragments remaniés sont calibrés et stratifiés en bancs réguliers.

Commentaire.

Dans la partie droite de la figure, les microbrèches du niveau 3 reposent sur les brèches polygéniques du niveau 2 et, dans sa partie gauche, sur les dolomies grises du niveau 1.

Les lits de brèches bien stratifiées dessinent une structure de comblement d'un petit "grabben" créé le long d'une faille distensive synsédimentaire (F₁). Cet événement distensif avorte, et l'on voit les bancs sommitaux de ces microbrèches sceller progressivement la faille distensive. La faille rejoue tardivement en cisillant les microbrèches (F₂). Le rejeu faible, qui en résulte s'observe sur un fragment de quartzite cisailé (q).

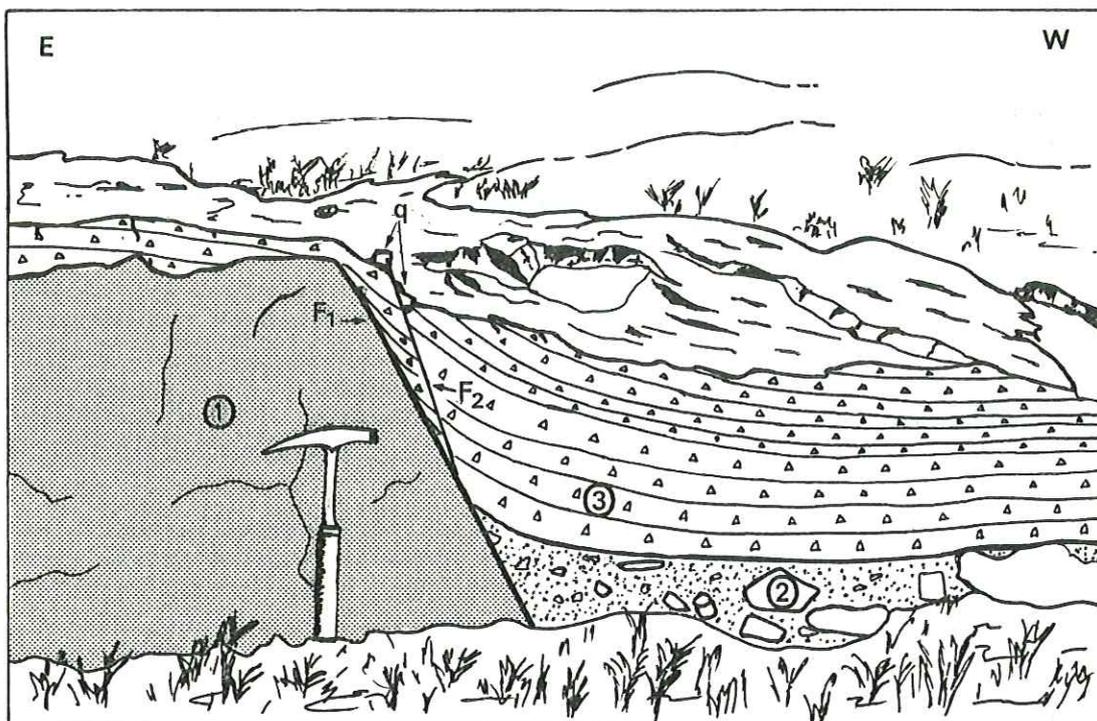


Fig. 33 : Faille synsédimentaire de la Clittaz. (Commentaire dans le texte).

F. Ellenberger rattache les microbrèches du niveau 3, par son faciès, aux Schistes de Pralognan. Le Malm, affleurant à 50m de là, est absent dans cette coupe. Nous retrouvons ainsi le caractère discordant des Schistes de Pralognan.

Conclusion.

Cette coupe révèle la nature instable de la sédimentation de ce domaine par le jeu et le rejeu de failles synsédimentaires, rejeu mis en évidence ici, au cours du dépôt des Schistes de Pralognan.

4.6. Conclusions.

Les diverses coupes relevées à travers les Marbres chloriteux permettent de souligner la grande variabilité de faciès revêtue par cette formation. Nous avons pu noter :

- d'abord une formation non bréchique très mince (moins d'un mètre) et très condensée (puisqu'à la cascade du Manchet la croûte basale est datée soit du Crétacé supérieur soit du Paléocène) ;
- ensuite une formation d'épaisseur moyenne (environ 20-30m) montrent quelques fragments bréchiques ;
- enfin, des formations bréchiques puissantes, telles les brèches de Tsanteleina, ou celles, plus modestes, du Pealou Blanc (H. Niemeyer, 1979).

La rapidité de variation des faciès, d'une coupe à une autre, traduit la grande instabilité de ce domaine pendant cette période. Cette instabilité est vraisemblablement liée à un système de failles synsédimentaires (telle la faille synsédimentaire de la Clittaz).

Les séries mésozoïque ou cénozoïque de ce secteur apparaissent généralement désolidarisées de leur substratum paléozoïque même si, en certains endroits, elles présentent, encore à leur base, du Permien.

b- Etude lithostratigraphique.

* Coupe entre les vallées du Rocher Blanc et du Grapillon.

Localisation.

Cette coupe est située du côté italien à la limite entre les vallées suspendues du Rocher Blanc et du Grapillon et la profonde gorge de Valgrisanche. Bien qu'elle soit difficile d'accès elle permet d'observer un passage entre le Permien l.s et la base du Trias inférieur.

On observe également, mais dans des conditions de déformations plus importantes, un tel passage 500m au Nord-Nord-Est du village de la Gurraz en rive gauche de l'Isère.

Description.

Les séries traversées sont en position inverse, limitées entre elles par des contacts tectoniques cisailants, localement jalonnés de cargneules bréchiques.

De la vallée du Rocher Blanc vers celle du Grapillon, de bas en haut, on rencontre dans un ordre interprété les niveaux suivants fig. 34) :

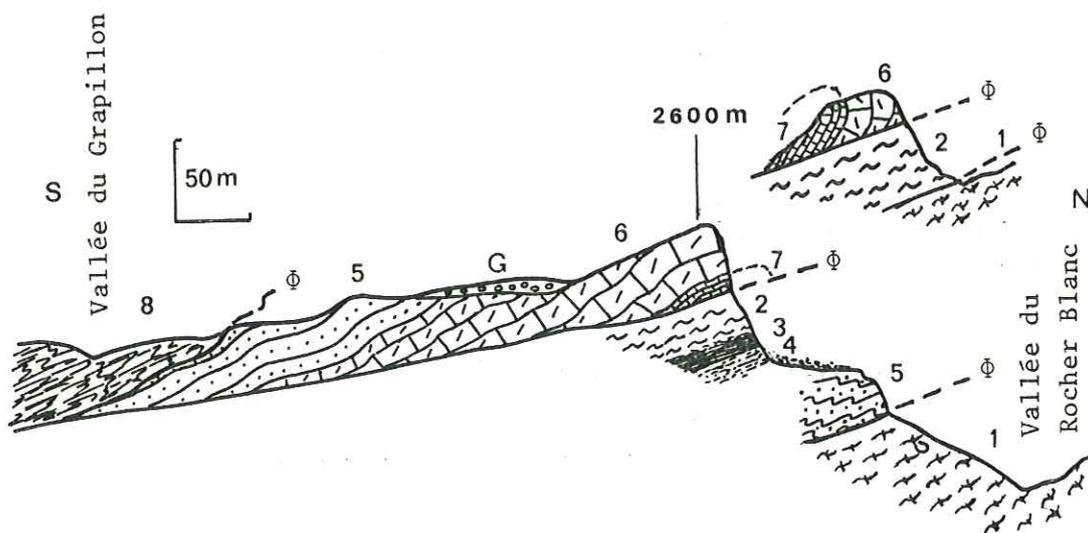


Fig. 34 : Coupe entre les vallées du Rocher Blanc et du Grapillon.

L'instabilité du milieu de dépôt conditionne également la variabilité des taux d'érosion d'un point à un autre. Ainsi les Marbres chloriteux apparaissent discordants sur divers termes antérieurs, y compris le Trias quartzitique (déversoir de la Revirette).

Enfin, la formation des Schistes de Pralognan apparaît, elle-même, discordante dans certaines coupes.

c- Conclusions générales sur l'ensemble des séries de Val d'Isère.

Les séries mésozoïco-cénozoïques de cet ensemble sont désolidarisées de leur substratum paléozoïque même si en certains endroits l'on observe, en contact stratigraphique à leur base, du Permien. Il s'agit, dans ce cas, d'une partie du Permien entraînée avec ces séries.

L'étude stratigraphique des coupes effectuées dans cet ensemble, nous a permis de faire ressortir les caractères principaux suivants :

- les terrains liasiques reposent en discordance cartographique sur une épaisse séquence triasique. Cette dernière débute généralement par les quartzites du Trias inférieur pour atteindre, selon les coupes, un niveau plus ou moins élevé du Trias moyen (Anisien ou Ladinien), ou même plus rarement du Trias supérieur (Norien). Dans ce dernier cas les dolomies noriennes sont désolidarisées de la séquence du Trias moyen, à leur base, au niveau du Carnien. Ce décollement s'est vraisemblablement effectué à la faveur d'un niveau de gypse, comme semble en témoigner, plus au Sud-Ouest du secteur d'étude, les grandes masses de gypse contenant des grès à végétaux (Equisétum) rapportés au Carnien (Raibl) par F. Ellenberger, 1958 ;

- les séquences post-triasiques sont généralement réduites en épaisseur et comportent de nombreuses brèches. De plus, de multiples discordances cartographiques soulignent l'existence de diverses lacunes stratigraphiques localisées (Lias, Dogger, Malm, Crétacé supérieur) ou généralisées (Crétacé inférieur) ;

- il faut toutefois distinguer, de cet ensemble assez homogène, la série que l'on observe dans l'écaille constituée par les massifs de la Tsanteleina et de la Granta Pare.

Elle diffère principalement des autres séries par le fait que le dépôt des Marbres chloriteux s'accompagne de la formation d'une puissante brèche synsédimentaire (brèche de la Tsanteleina).

2°/- Ensemble des séries du Clou :

a- Introduction.

Les terrains appartenant à cet ensemble de séries affleurent principalement dans la vallée du Clou, le long du front d'érosion septentrional de la klippe de la Grande Sassièrè. Ce secteur est une zone de contact complexe entre, d'une part, les schistes lustrés de la klippe de la Grande Sassièrè, et d'autre part, le socle briançonnais interne des massifs des Pointes de la Foglietta et d'Archeboc.



Schéma de situation

1. micaschistes du socle formant la Pointe d'Archeboc.
2. micaschistes et micaschistes quartzitiques de teinte verte.
3. schistes verts onctueux.
4. quartzites schisteux à patine grise ou ocre, contenant des lentilles de quartz.
5. quartzite franc blanc.
6. dolomies jaunes.
7. marbres gris fins.
8. calcschistes de la nappe des schistes lustrés.

G: glaciaire

Φ: contact tectonique

Commentaire.

C'est dans les niveaux 2 à 5 de l'échelle inférieure que se situe le passage du Permien l.s. aux quartzites du Trias inférieur (Werrfénien).

Entre les niveaux 2 et 3 le passage est progressif, allant d'un micaschiste vert à des schistes verts. Par contre, la limite du niveau 4 avec le niveau 3, bien tranchée, représente une variation lithologique nette, qui est marquée par l'apparition des tous premiers niveaux de quartzites schisteux.

Les quartzites francs du niveau 5 ne s'observent que bien plus bas dans la pente, après une zone d'éboulis qui pourrait masquer un contact cisailant d'importance mineure.

En l'absence d'arguments déterminants, nous fixerons la limite entre le Permien (l.s.) et le Trias inférieur, à la base du niveau 3 de quartzites schisteux.

L'échelle supérieure de cette coupe permet, vraisemblablement, de suivre, toujours en position inverse, la suite stratigraphique de la série.

Les quartzites du niveau 5 passent, par l'intermédiaire d'un fin niveau schisteux à une vingtaine de mètres de dolomies jaunes à patine parfois orangée, suivie de quelques mètres de marbres gris fins.

Cette succession, venant en continuité sur les quartzites du Trias inférieur est tout à fait comparable à celles relevées à la base du Trias moyen (Anisien) dans le secteur de Val d'Isère (cf. supra).

Ainsi on peut donc proposer un âge comparable (Anisien) pour ces dolomies et ces marbres.

* Coupes du Clou. (flanc nord)

Localisation.

Les quatre coupes ci-dessous ont été relevées sur le verrou rocheux qui barre, en rive droite, l'extrémité ouest de la cuvette

du Plan (fig. 35 et fig. 36). Cet endroit a été l'objet d'une description par F. Ellenberger (1958, p. 271).

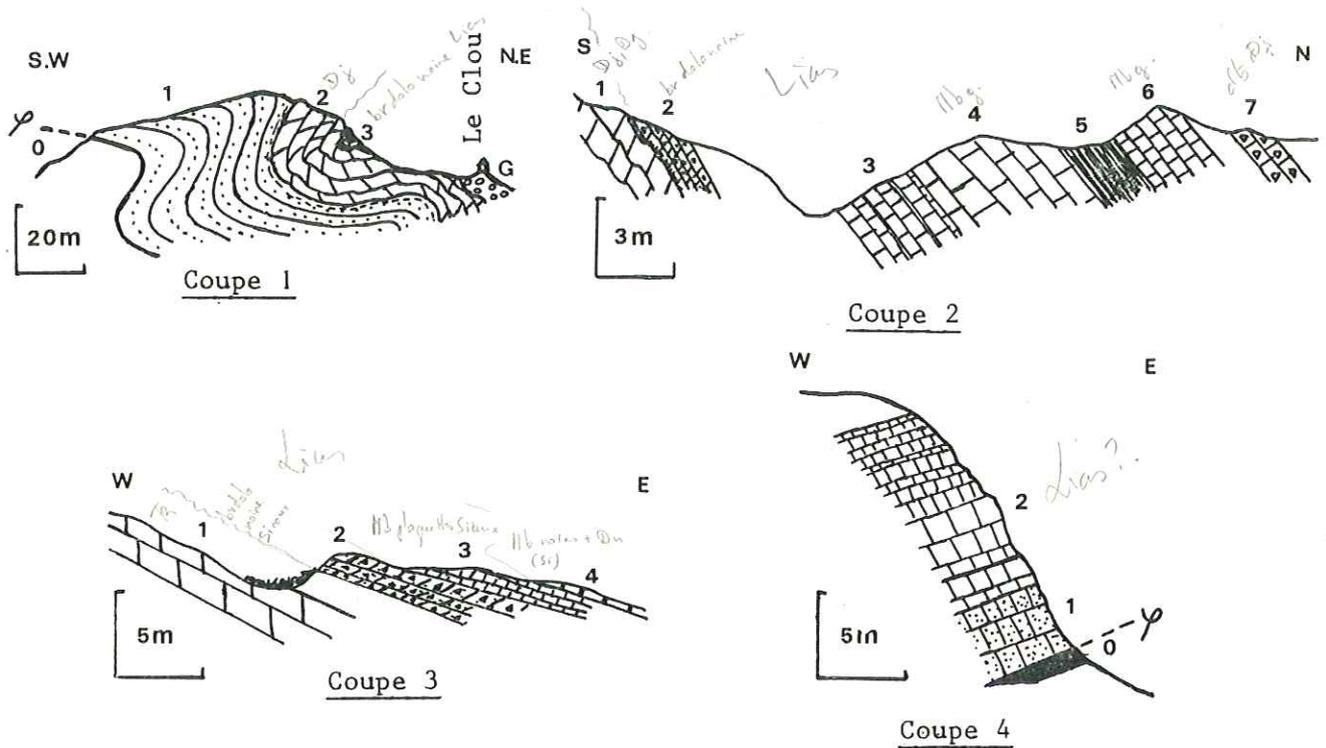


Fig. 35 : Coupes du Clou (flanc nord)

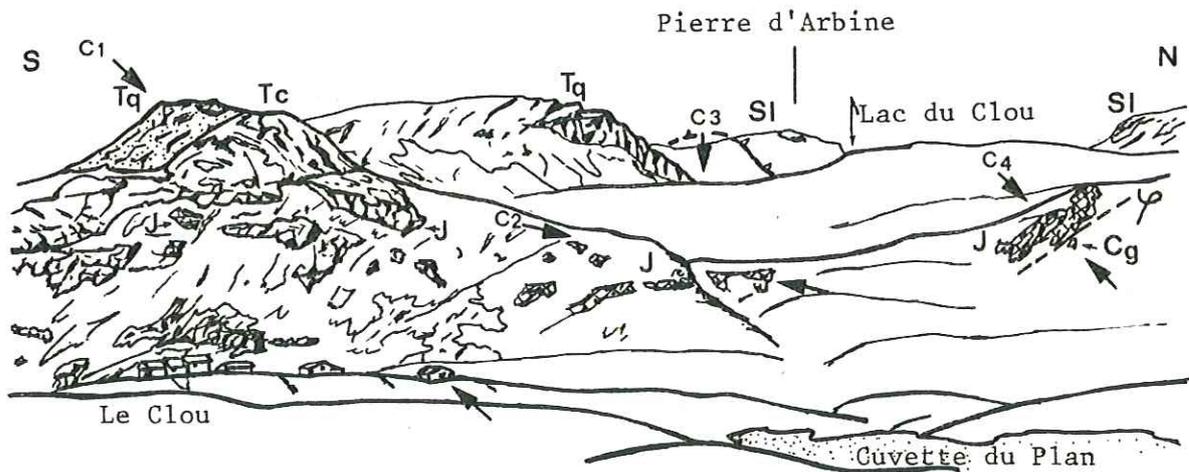


Fig. 36 : Panorama de la rive droite du torrent du Clou (pris de la rive gauche de la cuvette du Plan) sur lequel ont été situées les quatre coupes décrites C1, C2, C3 et C4.

Description des coupes.

* Coupe 1.

Cette coupe, très schématique, traverse une charnière synforme de quartzites, de direction N60°, située tout près des maisons du

Clou (voir situation fig. 37). On y relève du Sud-Ouest vers le Nord-Est, les niveaux suivants (fig. 37 C1) :



1. quartzites blancs devenant schisteux par la présence de minces lits phylliteux à leur sommet (accessible à l'entrée de la galerie de reconnaissance E.D.F. 150m au Sud-Ouest des chalets du Clou).
2. dolomies jaunes contenant à leur base quelques lits phylliteux, devenant rapidement massives.
3. brèches dolomitiques noires très déformées (au coeur du pli).

Fig. 37 : Schéma de situation des coupes C1 - C2 - C3 et C4 du Clou (flanc nord).

* Coupe 2.

Cette coupe traverse la combe du lac du Clou dans sa partie aval (voir situation fig. 37).

On y relève du Sud vers le Nord (Fig. 37 C2)

1. dolomies massives jaunes et grises.
2. brèches dolomitiques noires à patine grise (2m). Le contact, se faisant par l'intermédiaire d'un niveau carbonaté fin (0-30cm) à ankérite et mica vert (fuschite ?), semble légèrement tectonisé.
3. marbres sombres à patine grise, soulignés par des niveaux micacés blancs (4m).
4. marbres gris bien lités (4m).
5. schistes verts ankéritiques (1m) passant progressivement au niveau suivant.
6. marbres gris (2m).
7. marbres spathiques blancs riches en mica blanc et en éléments bréchiques de dolomies jaunes (1m).

* Coupe 3.

Elle a été suivie 500m à l'Ouest - Nord-Ouest du lac du Clou (voir situation fig. 37). On y relève de l'Ouest vers l'Est, les niveaux suivants (Fig. 37 C3)

1. dolomies massives jaunes et grises.
2. brèches dolomitiques noires très déformées renfermant des accidents siliceux roux (2m).
3. marbres en plaquettes centimétriques à lits siliceux englobant des lentilles de brèches dolomitiques à patine grise (1,5m).
4. marbres noirs siliceux englobant quelques lits de dolomies noires devenant, à leur sommet, cristallins et riches en mica blanc

* Coupe 4.

Elle est située 250m au Nord des maisons du Clou (voir situation sur la fig. 37).

On y relève de l'Est vers l'Ouest, et de bas en haut, au dessus d'un affleurement de cargneules, les niveaux suivants (Fig. 37 C4).

1. marbres gris, micacés, ankéritiques et mouchetés d'accidents siliceux (4m).
2. marbres bien lités.

Commentaire des coupes.

L'examen de ces quelques coupes permet de mettre en évidence la succession de deux ensembles lithologiques bien distincts :

- un ensemble inférieur triasique qui, tout comme à la coupe relevée entre les vallées du Rocher Blanc et du Grapillon, est composé de quartzites (Werfénien) et de dolomies à patine jaune ou grise (Anisien). Cependant, les marbres gris qui devaient faire suite à ces dolomies sont absents ;

- un ensemble supérieur constitué de brèches dolomitiques noires, suivies d'une dizaine de mètres de marbres gris à accidents siliceux et niveaux schisteux.

Dans la coupe C1, l'ensemble supérieur apparaît "collé" stratigraphiquement à l'ensemble inférieur, dans la coupe C2, il apparaît faiblement tectonisé et dans la coupe C3, son contact est masqué par un couvert herbeux.

Ces trois coupes présentent une même succession lithologique, qui semble donc confirmer la nature essentiellement stratigraphique du contact entre ces deux ensembles.

L'absence de fossiles oblige à rester très prudent quant à l'attribution d'un âge à l'ensemble supérieur. Toutefois, un âge jurassique inférieur peut être avancé, tout comme le propose F. Ellenberger (1958, p. 271), au regard des arguments suivants :

- les brèches dolomitiques noires et les marbres gris à lits siliceux de cet ensemble, ne trouvent pas leur place dans la série triasique briançonnaise puisque les dolomies jaunes de l'Anisien sont classiquement suivies par la puissante formation des Calcaires vermiculés (Anisien).

Par contre de tels faciès s'apparenteraient, plutôt, à ceux rencontrés dans la région de Val d'Isère, lesquels ont livré, en de rares endroits, quelques fossiles de Bélemnites et Polypiers, indiquant le Lias (Plan des Fours, Bois de la Balme, etc...).

Enfin, dans les formations postérieures au Lias, il n'a pas été reconnu de tels faciès.

Conclusions.

Si on admet à la fois l'âge liasique de l'ensemble supérieur et la nature stratigraphique de son contact avec l'ensemble inférieur, nous devons alors reconnaître une importante lacune sédimentaire de la majeure partie du Trias moyen et de la totalité du Trias supérieur.

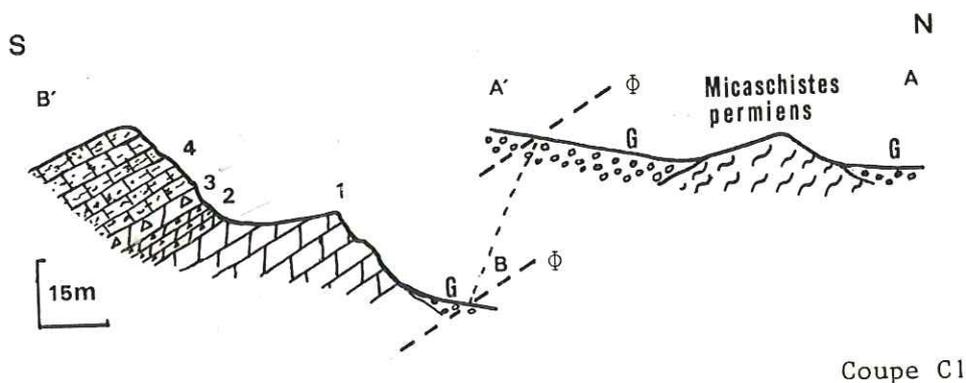
* Coupes du ruisseau des Balmes.

Localisations.

Les trois coupes suivantes intéressent le verrou rocheux de direction est-ouest, traversé par le ruisseau des Balmes, rive gauche de la cuvette du Plan (fig. 38).

Cet endroit a fait l'objet d'une description par F. Ellenberger (1958, p. 271).

L'exploitation prochaine de ce verrou envisagée lors de la construction du barrage hydroélectrique du Clou rendra probablement difficile l'examen futur de cette série.



Coupe C1

Fig. 38 : Coupes C1 et C2 du ruisseau des Balmes.

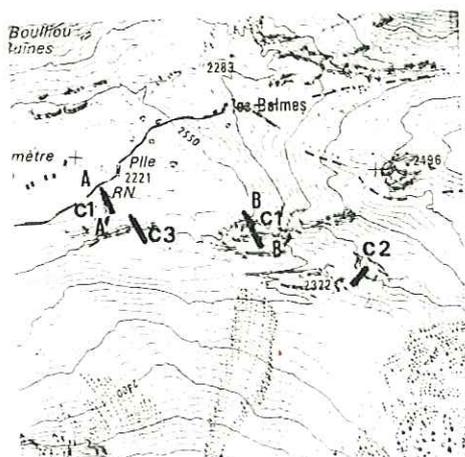
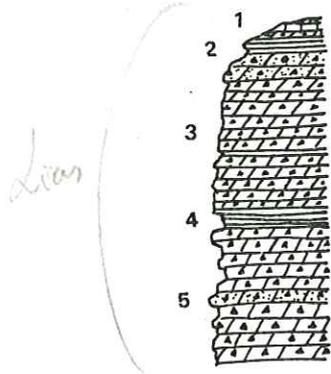


Fig. 39 : Schéma de situation des coupes C1, C2 et C3 du ruisseau des Balmes.



Coupe C2

Descriptions des coupes C1 et C2.

* Coupe C1.

Cette coupe (Fig. 38 C1), située pour la partie AA' à gauche du torrent des Balmes et la partie BB' en rive droite, se suit du Nord vers le Sud depuis la cuvette du Plan (voir situation sur la fig. 39). On rencontre tout d'abord, pointant à travers les formations quaternaires,

dans la partie AA' de la coupe, un rocher aux formes arrondies constitué de micaschistes quartzitiques verts appartenant au Permien (l.s.).

Plus au Sud et vers l'Est, dans la partie BB' de la coupe affleurent, les niveaux suivants :

1. dolomies massives à cassure gris clair et patine gris jaunâtre à orangé. Ce niveau repose sur les micaschistes du Permien par l'intermédiaire d'un contact tectonique (ϕ) masqué sous les formations quaternaires. Ces dolomies contiennent quelques rares niveaux de gros rognons de silex noir (photo n° 11) visible principalement dans la falaise située à l'Est du trait de coupe (cf. fig. 39).
2. environ 5m de brèches dolomitiques noires à patine grise à noire, contenant des fragments de dimension modeste (d'épaisseur centimétrique) dont certains, de marbre noir, fluent bien davantage que les dolomies, sont intensément étirés.
3. 0 à 3m environ de brèches polygéniques. Les éléments bréchiques de dimensions variables (centimétriques à métriques) sont emballés de manière quelconque dans un ciment dolomitique gris à patine localement jaunâtre. On note principalement divers fragments de dolomies aux teintes allant du jaune au gris où s'ajoutent, dans la partie sommitale de la brèche, des éléments de quartzites triasiques (photo n° 13). La brèche donne, par son aspect non-trié et non-lité, l'impression d'une brèche proximale.
A la limite d'un niveau suivant, la brèche est marquée par une zone brunie de 0 à 30cm d'épaisseur (photo n° 13).
4. plusieurs mètres de brèches polygéniques à ciment calcaire cristallin de teinte grise, à grain fin.

Les éléments de cette brèche, de petites dimensions (d'épaisseur centimétrique) sont répartis en lits bien réguliers à fragments calibrés. Ces fragments sont, en majorité, constitués de dolomies blanches ou parfois rosées (lit du ruisseau des Balmes), mais également de quartzites.

En continuant au-delà de cette coupe vers le Sud, on retrouve symétriquement par rapport au niveau 4, les niveaux 3 puis 2, les dolomies du niveau 1 étant toutefois absentes.

Cette répétition symétrique des différents niveaux de brèches, dont chacun possède ses propres caractères, s'expliquerait aisément par un pli redoublant la série sur elle-même. Ce pli, d'axe est-ouest, dont la charnière n'a pas été observée, serait en plein accord avec la forte linéation d'étirement de direction également est-ouest relevée dans les brèches. C'est l'hypothèse que nous retenons.

Une autre hypothèse serait de considérer cette répétition comme initiale, c'est-à-dire sédimentaire, et sa symétrie comme le fruit du hasard.

* Coupe C2.

Cette coupe est située à l'extrémité sud-est du verrou (voir situation sur la fig. 38 C2).

Si l'on accepte la structure en pli couché de cette écaille (cf. supra) il s'ensuit que la série traversée par cette coupe est celle du flanc inverse.

Les niveaux de cette coupe, d'une épaisseur plus importante (18m) et de faciès plus variés représentent alors un équivalent stratigraphique latéral du niveau 2 de la coupe C1.

On relève de haut en bas, les niveaux suivants (fig. 38):

1. 1m de brèches dolomitiques noires à quelques niveaux minces de marbres noirs.
2. 1m de schistes verts, ankéritiques et quartziteux.
3. 8m de brèches dolomitiques noires à nombreux niveaux schisteux.
4. 1m de schistes verts, quartziteux.
5. 7m de brèches dolomitiques noires contenant quelques accidents siliceux spongieux, à patine rousse et lits de marbres noirs.

Commentaire des Coupes C1 et C2.

Les dolomies à patine jaune du niveau 1 de la coupe C₁ mis à part leurs rares silex noirs, s'apparentent à celles relevées sur le flanc nord de la coupe du Clou. Nous avançons, de ce fait, le même âge, triasique moyen basal (Anisien).

Il en est de même pour les brèches dolomitiques sombres du niveau 2 de la coupe C1 et des niveaux 1 à 5 de la coupe C2 qui occupent une même position stratigraphique sur les dolomies jaunes. Ainsi nous avançons pour ces brèches, comme au Clou, un âge liasique.

Par contre, dans la coupe C1 nous ne retrouvons pas les marbres siliceux gris de la coupe du Clou (flanc nord), des brèches polygéniques à ciment dolomitique (niveau 3) venant reposer directement sur les brèches dolomitiques sombres du niveau 2.

Les brèches polygéniques à ciment calcaire du niveau 4, qui affleurent très modestement au sommet de la coupe C2 du Clou (flanc nord) sont, ici, très largement développées.

Interprétations.

En acceptant le fait que les dolomies du niveau 1 sont bien anisiennes, on retrouve alors (coupe C1) la lacune d'une grande partie du Trias moyen et de la totalité du Trias supérieur.

L'absence de fossiles dans cette série de brèches rend, comme toujours, l'interprétation presque impossible. Toutefois, en comparant les brèches rencontrées dans les séries de Val d'Isère (cascade du Manchet, les Grand Pares) avec celles de la coupe C1 du ruisseau des Balmes, nous proposons pour ces dernières un âge Jurassique moyen pour le niveau 3 et Jurassique supérieur pour le niveau 4.

* Coupe C3.

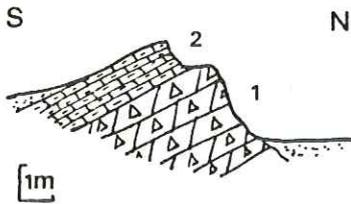


Fig. 40 :
Coupe C3 du
ruisseau des Balmes

Localisée à l'extrémité est du rocher situé en rive gauche du torrent des Balmes (voir situation sur la fig. 39), elle montre, de bas en haut, les niveaux suivants :

1. brèches dolomitiques polygéniques. C'est l'équivalent du niveau 3 de la coupe C1.
2. 1m de marbres intensément chloriteux, à quelques fragments bréchiques de dolomies. Certains lits très fins, dépourvus de chlorite, donnent un aspect blanc cristallin.

Commentaire.

Le niveau 2 constitué de marbres phylliteux, qui par leur faciès sont à rattacher aux Marbres chloriteux (Crétacé supérieur - Paléocène) repose stratigraphiquement sur les brèches polygéniques du niveau 1.

* Coupe du ruisseau des lacs Verdet :

Localisation.

Cette coupe est située en rive droite du ruisseau, aux environs de la cote 2500m. Le même type de coupe est observable à plusieurs autres endroits dont les Balmes et l'extrémité ouest de l'arête sud du Rocher Blanc.

Description.

On relève du Nord au Sud les niveaux suivants (fig. 41):



Schéma de situation

0. micaschistes du socle anté-namurien.
1. quartzites blancs massifs, reposant en contact tectonique sur le niveau précédent.
2. dolomies jaunes à patine orangée, pouvant être brunies à leur sommet.
3. marbres phylliteux à patine brune.
4. quartzites blancs massifs, équivalent du niveau 1, reposant en contact tectonique sur le niveau précédent.

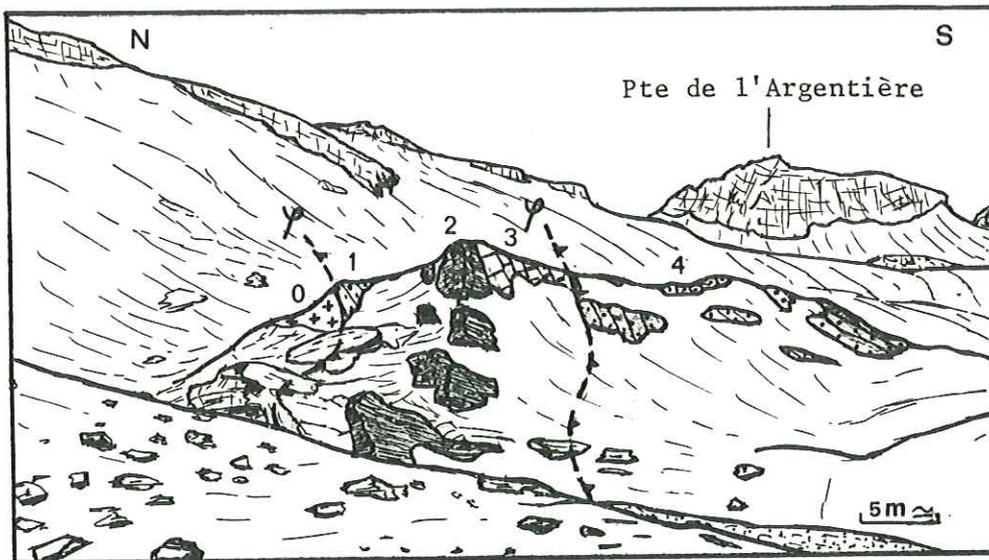


Fig. 41 : Ecaille de couverture en rive droite du ruisseau des lacs Verdet (Commentaire dans le texte).

Commentaire.

L'écaille représentée par les niveaux 1, 2 et 3 constitue une série stratigraphique continue. Les dolomies jaunes du niveau 2 représentent vraisemblablement la base du Trias moyen calcaire (Anisien).

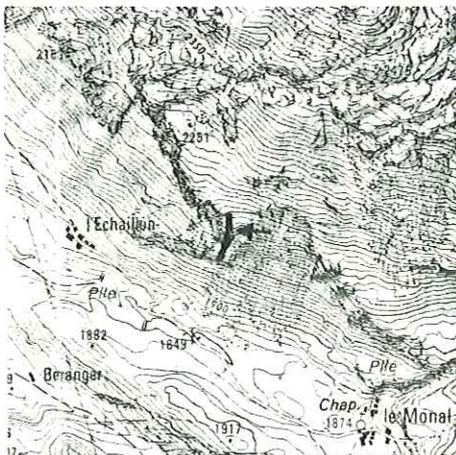
Le niveau 3 appartient, par son faciès, aux Marbres chloriteux (Crétacé supérieur - Paléocène).

Conclusion.

Cette coupe montre les Marbres chloriteux reposant stratigraphiquement sur la série triasique érodée, pratiquement à-même les quartzites du Trias inférieur.

* Coupe de l'Echaillon :

Localisation.



Cette coupe est située à 2 km environ au Nord-Ouest du Monal. Elle traverse la faille qui domine au Nord-Est l'Echaillon.

Schéma de situation

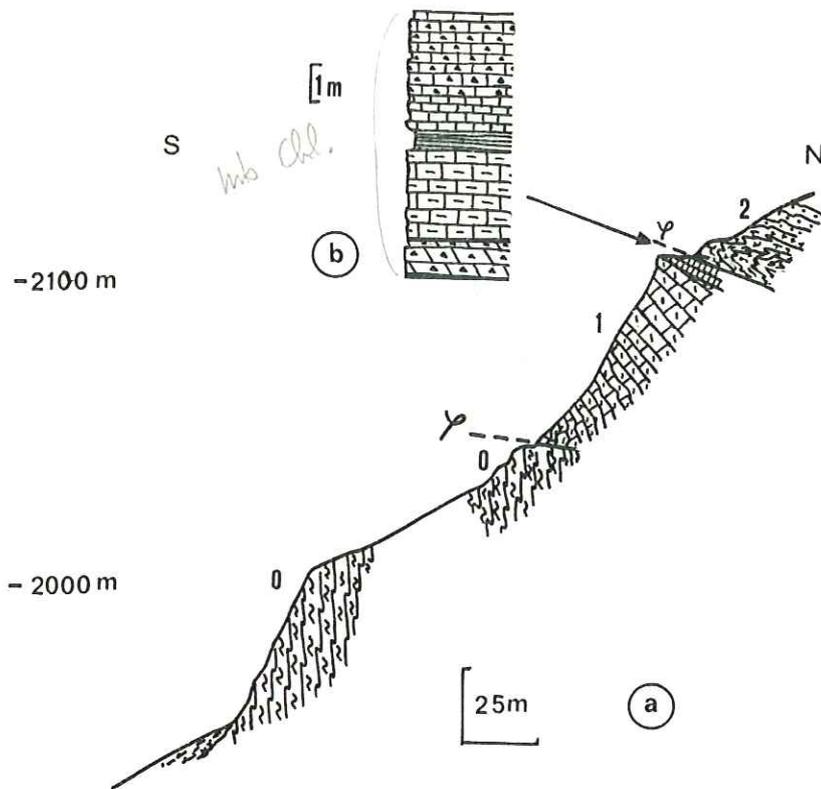


Fig. 42 : Coupe de l'Echaillon.

Description.

Cette coupe montre, de bas en haut, et du Sud vers le Nord, les trois ensembles lithologiques suivants (Fig. 42a) :

0. micaschistes quartzitiques verts, appartenant au Permien (l.s) redressés à la verticale.
1. un ensemble de niveaux carbonatés reposant sur l'ensemble précédent par l'intermédiaire d'un contact tectonique. Ce contact, masqué par des éboulis à l'endroit de la coupe, mais visible latéralement, contient des mylonites de micaschistes. Cet ensemble de niveaux carbonatés d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, est constitué, dans sa majeure partie, d'une succession de faciès dolomitiques variés (schisteux à patine jaune, massifs noirs et bréchiques) présentant le long de la coupe un caractère cyclique. Cet ensemble se complète à son sommet par un niveau marmoréen mince (4 à 5 mètres) (Fig. 42b). Ce dernier débute, à sa base, sur les brèches dolomitiques monogéniques, décrites ci-dessus, par 2 mètres de marbres phylliteux. Il se continue par un mètre de schistes verts et s'achève par 1m de marbres gris à noirs, bréchiques ou micacés.

2. un ensemble de quartzites schisteux, représentant la base des quartzites du Trias inférieur, reposant sur l'ensemble carbonaté 1 par l'intermédiaire d'un contact tectonique.

Schématiquement on observe, du bas vers le haut :

- des micaschistes quartzitiques verts à lentilles de quartz et d'ankérite, intensément déformés au contact tectonique (4m) ;
- des quartzites fins à patine olivâtre et interlits phylliteux (3m) ;
- des quartzites massifs de teinte vert clair.

Commentaire.

En ce qui concerne l'ensemble carbonaté 1, les niveaux dolomitiques appartiennent, à notre avis, par leur épaisseur, à une partie du Trias moyen dolomitique (Ladinien ?).

Le niveau marmoréen du sommet de cet ensemble paraît, par son faciès de marbres phylliteux, appartenir aux Marbres chloriteux (Crétacé supérieur - Paléocène) malgré les quelques bancs sommitaux atypiques, de marbres sombres et de brèches.

Conclusion.

Les Marbres chloriteux reposent dans cette coupe en contact stratigraphique sur des dolomies du Trias moyen dolomitique (Ladinien ?).

* Coupe du Clou (flanc sud) :

Localisation.

La coupe a été relevée à 250m en aval du Clou sur la rive droite du ruisseau du Clou.

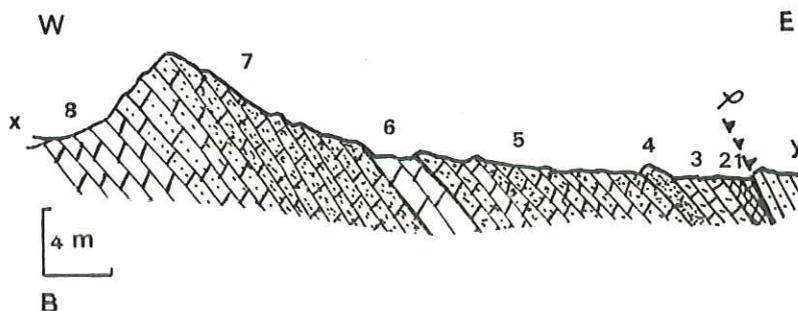
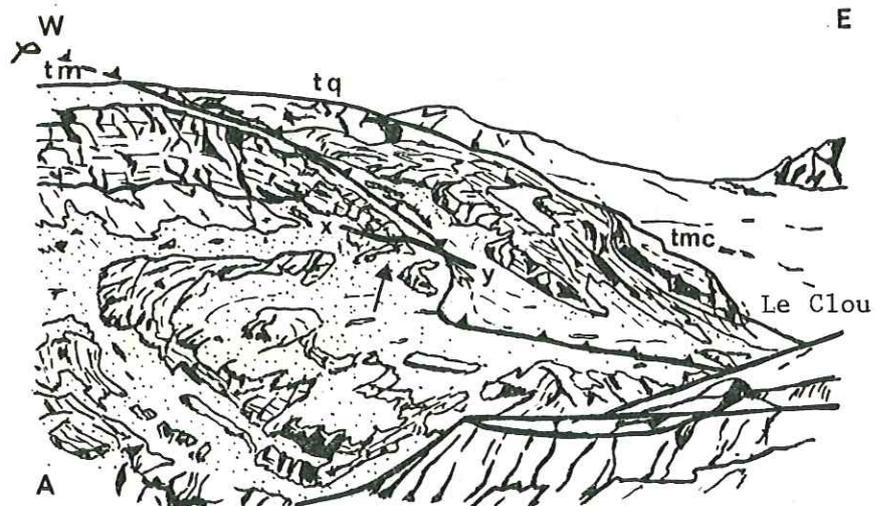


Fig. 43 : Coupe du Clou flanc sud.

A: Panorama situant la coupe (xy). tq: Trias "inférieur quartzitique" ; tmc: "Trias moyen calcaire" ; tm: Trias moyen.

B: Coupe

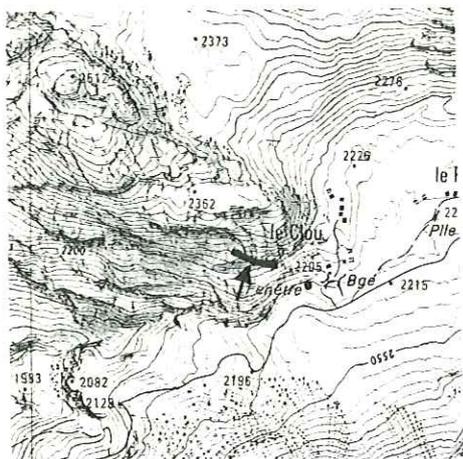


Schéma de situation

Description.

On suit, d'Est en Ouest, reposant par un contact tectonique contre des quartzites du Trias inférieur, la succession des niveaux suivants (fig. 43) :

1. 0 à 20cm de marbres mylonitiques micacés.
2. 40cm de dolomies à patine jaunâtre à interlits millimétriques de marbres gris.
3. 2m de marbres gris micacés à nombreux interlits millimétriques à décimétriques de dolomies jaunes et lits siliceux minces d'aspect spongieux, à patine rousse.
4. 1m de lits siliceux à patine rousse d'épaisseur centimétrique, présentant vers le haut des interlits dolomitiques gris.
5. 9m de dolomies grises à cassure grise ou noire, riches en accidents siliceux.
6. 2m de dolomies grises sans, ou à quelques accidents siliceux.
7. 8m de dolomies grises à accidents siliceux.
8. 5m de dolomies grises à cassure noire, possédant une légère odeur fétide au choc, présentant toujours, selon les bancs, des accidents siliceux.

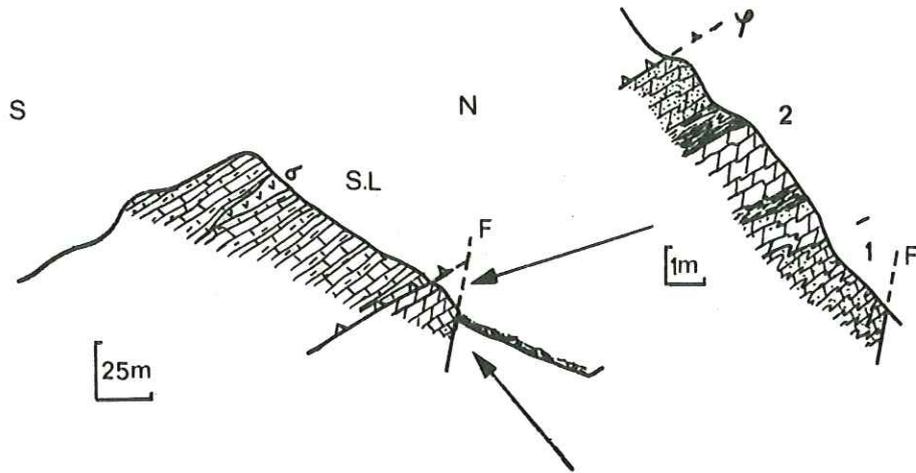
Commentaire.

Cette série de dolomies grises à noires, à nombreux accidents siliceux, et de marbres gris, alternant avec des niveaux millimétriques de dolomies jaunes, est telle que, ni sa polarité, ni son âge ne sont directement discernables. Il doit cependant s'agir, très probablement, d'une formation dolomitique du Trias moyen.

* Coupe de l'arête sud du Rocher Blanc :

Localisation.

L'arête sud du Rocher Blanc constitue une crête est-ouest depuis la frontière franco-italienne jusqu'à la vasque de retrait morainique du glacier inférieur des Balmes. Cette barre rocheuse est formée principalement de schistes lustrés. Toutefois, dans sa partie occidentale et à sa base, apparaît sous le contact des Schistes lustrés, une écaille de couverture briançonnaise. L'ensemble est limité par une faille tardive, qui lui juxtapose une série de couverture différente, équivalente à la coupe du ruisseau des lacs Verdet.



Série type ruisseau des lacs Verdet (tq+tmc+cs+e).

Fig. 44 : Coupe de l'arête sud du Rocher Blanc.

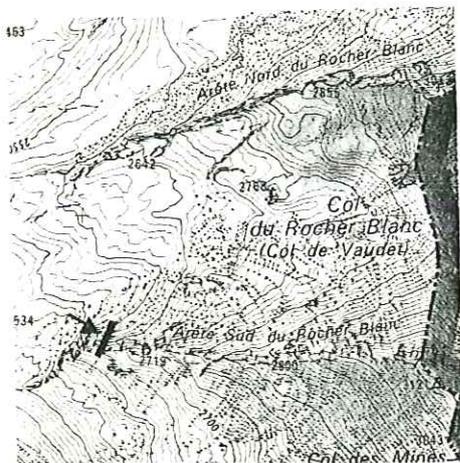


Schéma de situation

Description. (Fig. 44).

Deux parties se dégagent de cette coupe :

- la première, épaisse de 3m à l'affleurement, est très reconnaissable par ses lits millimétriques de marbres sombres, en alternance avec de minces niveaux siliceux à patine grise. Le tout est intensément replissé par une phase de plis serrés redoublant et étirant les niveaux sur eux-mêmes. Un tel faciès peut être aussi observé dans les écailles de couverture qui se situent le long de la route aux abords du Franier (route d'accès à la vallée du Clou), voir photo n° 15.
- la deuxième partie, épaisse de 6m environ, est à dominante dolomitique. Certains niveaux, notamment vers le sommet de la série, sont envahis de mouchetures siliceuses allant jusqu'à constituer un véritable niveau de silice, dans lequel les dolomies n'occupent plus qu'une part négligeable. Cette partie est aussi marquée par deux niveaux de schistes verts interrompant la séquence dolomitique.

Commentaire.

Cette petite série, dont on ne connaît ni l'âge, ni la polarité, reste très difficile à rattacher, par ses seuls faciès, à une formation bien précise. La première partie serait plutôt caractéristique du Lias, en raison de la présence des marbres gris siliceux, et la deuxième d'un Trias carbonaté indéterminé.

c- Conclusions générales sur l'ensemble des séries du Clou.

Les séries mésozoïco-cénozoïques de cet ensemble sont, pour la plupart, désolidarisées de leur substratum paléozoïque. Dans les cas où nous avons observé des relations stratigraphiques entre ces séries et le substratum, il s'agit soit de Permien arraché et entraîné à la base des séries, soit d'une écaille comprenant du socle anté-namurien, du Permien, et un tégument de quartzite du Trias inférieur.

Dans un autre cas, des quartzites du Trias inférieur restent tégmentaires sur le substratum paléozoïque (Permien et socle anté-namurien).

La morphologie du secteur du Clou, induite par la faible puissance à l'affleurement des séries mésozoïco-cénozoïques, nous montre que nous avons, ici, un contexte géologique très différent de celui du secteur du Val d'Isère. En effet, les épaisseurs des séries que nous avons relevées dans le secteur du Clou sont très réduites (50 m).

Ceci peut être, en partie, la conséquence de cisaillements tectoniques, puisque ces séries appartiennent à des écaillés entraînées à la base de la nappe des Schistes lustrés (cf. carte géologique et schéma structural).

Mais un facteur stratigraphique semble également être déterminant, car nous avons rencontré des séries stratigraphiques réduites, dans lesquelles on peut observer :

- le Lias reposant directement sur des dolomies de la base de l'Anisien (coupes du Clou, flanc nord ; ruisseau des Balmes) ;
- le Dogger ? et le Malm ? représentés par deux formations bréchiques peu puissantes (coupe du ruisseau des Balmes) ;
- le Crétacé supérieur - Paléocène (Marbres chloriteux) reposant en discordance cartographique sur le Trias moyen dolomitique (coupe de l'Echaillon), sur des brèches du Dogger ? (coupe du ruisseau des Balmes) et sur des dolomies jaunes de la base de l'Anisien (coupe du ruisseau des lacs Verdet).

En revenant sur la comparaison avec le secteur du Val d'Isère, à la lumière de ce que nous venons d'exposer, on peut préciser les différences suivantes. : alors que nous avons, dans le premier, d'épaisses séries triasiques (plusieurs centaines de mètres) et de très rares discordances stratigraphiques atteignant la base du Trias moyen carbonaté, nous observons, par contre, dans le second, et de manière prépondérante, des séries triasiques très réduites (50m maximum) montrant des discordances importantes.

3°/- Ensemble des séries du Chevril :

a- Introduction.

La couverture mésozoïque et cénozoïque de cet ensemble est répartie en rive droite de l'Isère dans une aire schématiquement triangulaire, qui s'étend des villages des Brévières et du Chevril jusqu'au Rocher Blanc.

Du point de vue structural, les affleurements correspondent généralement à des charnières antiformes de plis. Ces charnières peuvent apparaître en fenêtres perçant le socle (le long de la R.N. 202 depuis la Côte Chaudanne jusqu'au Chevril) ou être enchassées dans les Schistes lustrés (Rocher Blanc).

b- Etude lithostratigraphique.

1°/- Coupe le long de la R.N. 202 (de la Côte Chaudanne en direction du Chevril).

La coupe a été relevée en rive droite de l'Isère, le long de la R.N. 202, à 1 km au Nord du Chevril.

Description. (Fig. 45)

La couverture mésozoïco-cénozoïque apparaît en écailles désolidarisées (contact noté Ψ) du substratum paléozoïque et déformée avec ce dernier en plis couchés de direction nord 110° . Ces plis, dont les axes plongent de 15° vers l'Ouest - Nord-Ouest, sont accompagnés de nombreux cisaillements à regard Est - Sud-Est (contacts notés Φ).

L'écaille centrale de cette coupe montre la succession lithologique suivante :

1. 1,5m de dolomies schisteuses noires dont la base, au contact du niveau suivant, est de teinte ocre et mylonitisée.
2. 1,5m environ de marbres cristallins micacés à quelques lentilles et lits fins de dolomies jaunes.
3. 25m environ de brèches dolomitiques polygéniques de teinte grise. Le ciment dolomitique englobe des fragments anguleux non classés, dont la dimension varie de 1 à 50cm, constitués de dolomies diverses, mais aussi de quartzites du Trias inférieur.
4. 50cm de marbres cristallins gris, puis 1m de brèches et microbrèches calcaires à fragments de dolomies grises, et enfin, 10m environ de marbres cristallins micacés à passées de microbrèches.
5. marbres cristallins micacés dans lequel se développe un niveau de dolomies grises.
6. marbres cristallins micacés.
7. 2m de calcschistes.
8. 2m de schistes verts ou argentés.

Commentaire.

Il apparaît difficile, étant donnée la déformation de ces terrains (fluage des marbres), de reconstituer la succession originelle des niveaux lithologiques rencontrés. On restera donc très prudent pour attribuer des âges aux divers niveaux. Une colonne synthétique (voir fig. 46) peut, toutefois, être proposée à partir de la succession lithologique des niveaux relevés sur le flanc sud de l'antiforme que dessinent les brèches du niveau 3.

Les brèches polygéniques situées à la base de cette colonne sont similaires à celles que nous avons déjà décrites dans l'ensemble des séries de Val d'Isère (cascade du Manchet, la Clittaz) pour lesquelles nous avons avancé un âge Jurassique moyen.

En fonction de la polarité de cette colonne, deux hypothèses peuvent être formulées :

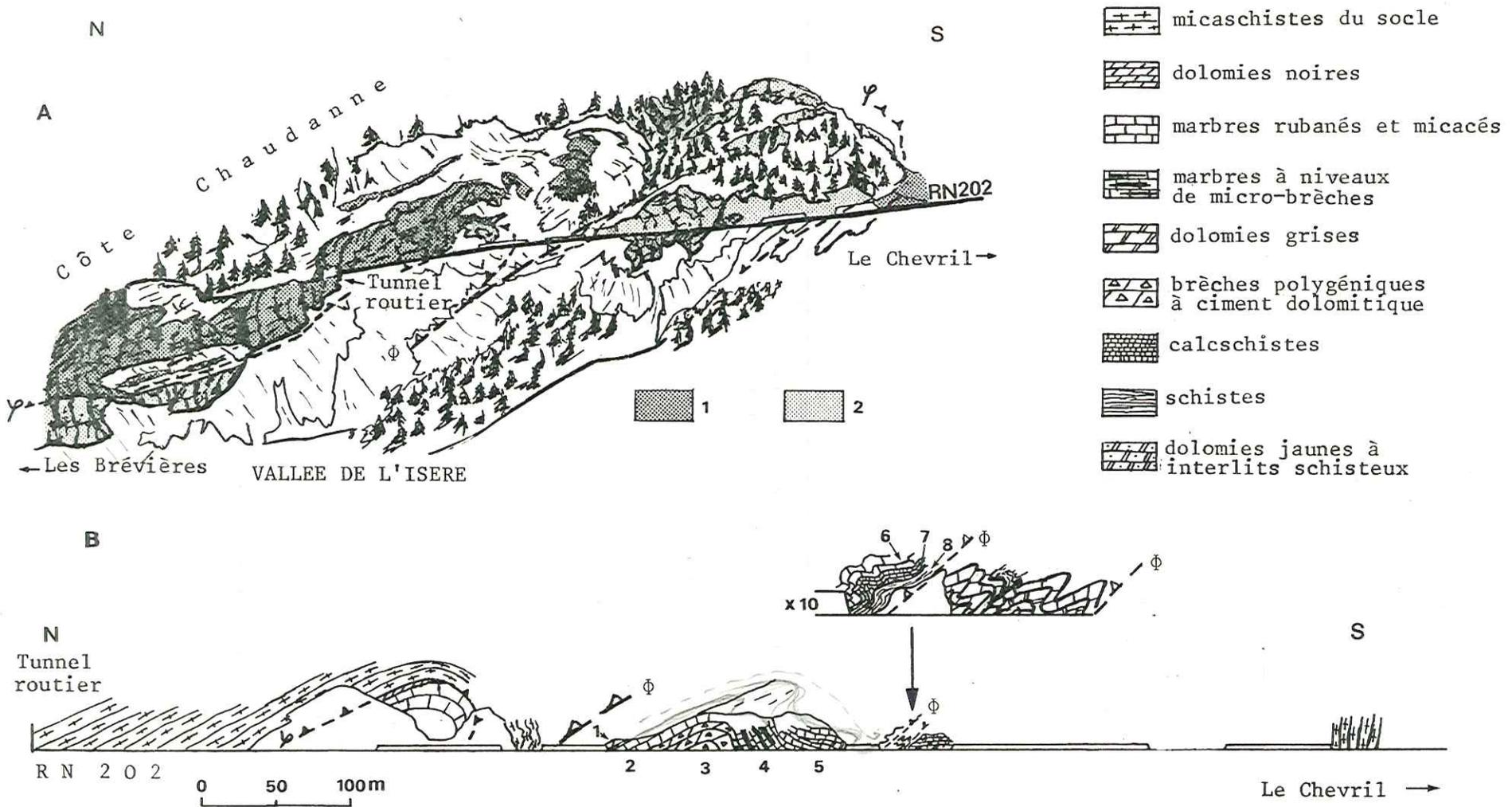


Fig. 45 : Coupe le long de la RN 202 (de la côte Chaudanne en direction du Chevril).
 A: Panorama situant la coupe. 1: écaille paléozoïque des Brévières ; 2: séries du Chevril.
 B: Coupe (commentaire dans le texte).

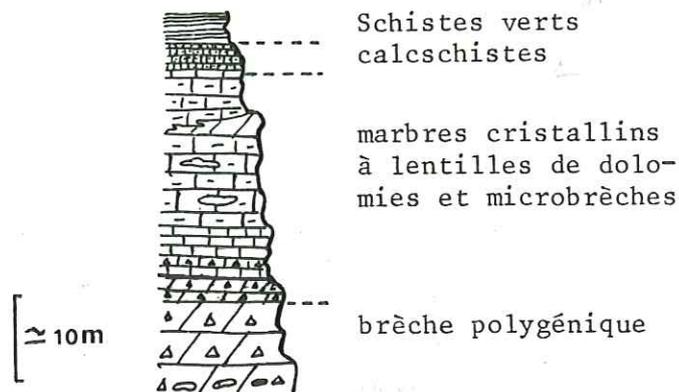


Fig. 45 : Colonne synthétique probable (polarité inconnue) de la série de la coupe le long de la RN 202 (cf. fig. 45).

- la série est en polarité inverse :

Les brèches polygéniques étant ainsi situées au sommet de la série, les autres niveaux pourraient, alors, être rapportés au Trias moyen.

- la série est en polarité normale :

Les brèches polygéniques étant situées, à la base de la série, les autres niveaux pourraient alors être rapportés au Jurassique supérieur, pour les marbres cristallins à bancs dolomitiques, et au Crétacé supérieur - Paléocène pour les calcschistes et les schistes.

Dans ce cas les marbres cristallins ne seraient pas typiques de ceux du Jurassique supérieur de Vanoise à cause de leurs bancs dolomitiques.

Nous avons déjà rencontré un problème similaire dans le secteur de la Granta Pare dans l'ensemble des séries de Val d'Isère.

Conclusion.

Nous n'avons pas d'arguments déterminants pour trancher, aussi, retiendrons-nous la première hypothèse plus classique.

2°/- Ecaille du Chevril.

Elle est constituée par le bourrelet rocheux qui affleure à l'Est du Chevril, en rive droite de l'Isère et à l'aplomb du barrage hydroélectrique.

Du point de vue lithostratigraphique on distingue (Fig. 47) :

- des dolomies triasiques à grain fin, à patine grise à jaunâtre, constituant la falaise et les éboulis dominant le village. Elles possèdent, par endroit, un faciès quartziteux, dans lequel on observe des lentilles et des bancs décimétriques de quartzites blancs à vert clair, ressemblant en tout point aux quartzites du Trias inférieur. Ce faciès a été reconnu en d'autres endroits (vers la cote 2500m en rive droite du ruisseau de Chevril) et semble bien caractéristique des écailles de ce secteur ;

- des Marbres chloriteux typiques constituant la partie septentrionale de l'écaille et reposant géométriquement en contact stratigraphique sous les dolomies triasiques.

N

Ecaille du Chevril

S

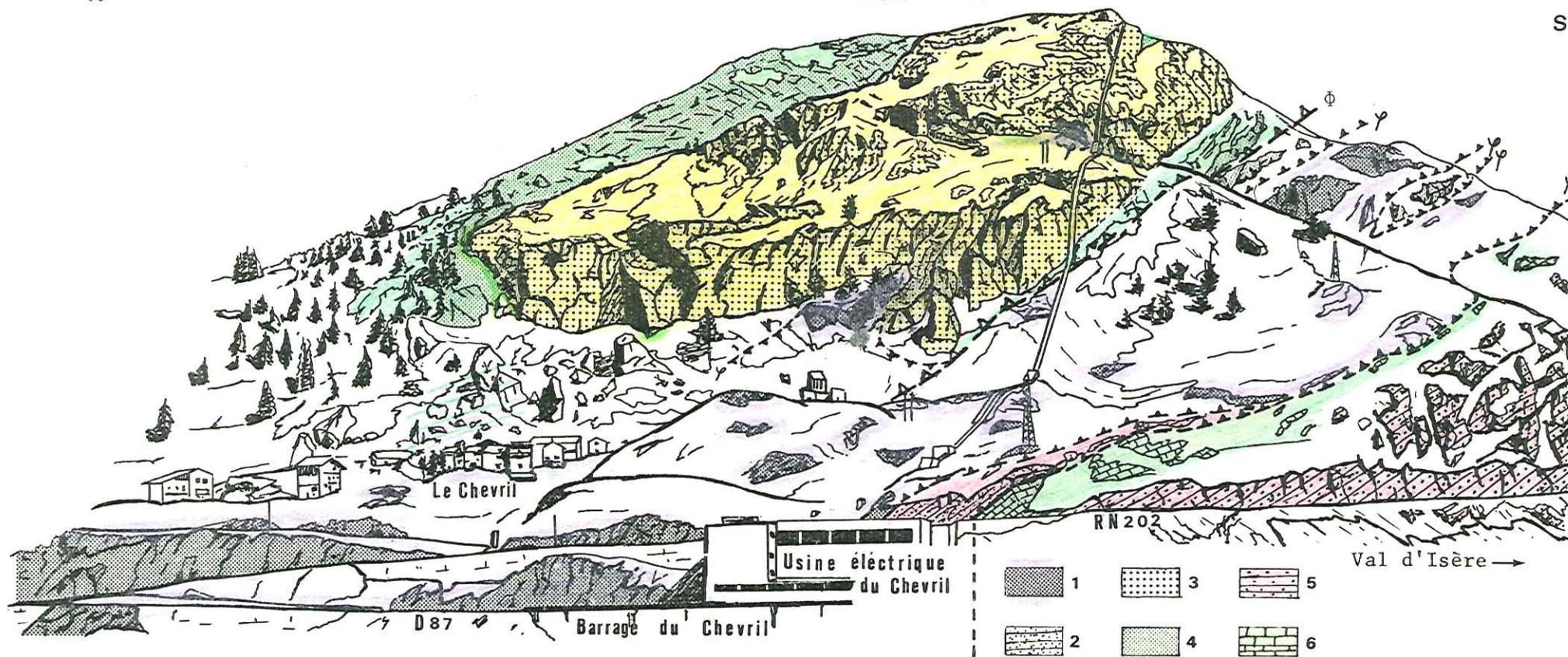


Fig. 47 : Panorama de l'écaille du Chevril (vue depuis la rive gauche du barrage du Chevril).

1: écaille paléozoïque des Brévières (Permien l.s) ; 2, 3 et 4: séries du Chevril avec 2: quartzites (Trias inférieur) ; 3: dolomies (Trias moyen) ; 4: Marbres chloriteux (Crétacé supérieur - Paléocène) ; 5 et 6: séries de Val d'Isère avec 5: quartzites (Trias inférieur) ; 6: Marbres chloriteux (Crétacé supérieur-Paléocène).

3°/- Coupe de Sur le Franc :

Localisation.

Elle est située en rive droite du ruisseau de la Grande Combe, à un peu plus d'un kilomètre au Nord-Est du Chevril, vers la cote 2450m.

Description.

On observe sous des micaschistes du socle, de haut en bas, les niveaux suivants (Fig. 48) :

1. dolomies à grain fin à cassure grise et à patine crème orangée (10m).
2. marbres cristallins gris à mica blanc (4m).
3. dolomies semblables au niveau 1 (2m).
4. marbres semblables au niveau 2 (5m).
5. brèches dolomitiques polygéniques.

Un ciment dolomitique, blanc ou gris, englobe des fragments de dolomies aux teintes diverses (jaune, grise ou noire) ainsi que des fragments de quartzites vers la base du niveau.

Les brèches n'apparaissent pas triées et l'on observe, cote à cote, des fragments de dimension variable (du centimètre au mètre).

Commentaire.

On distingue dans cette coupe deux ensembles lithologiques qui sont :

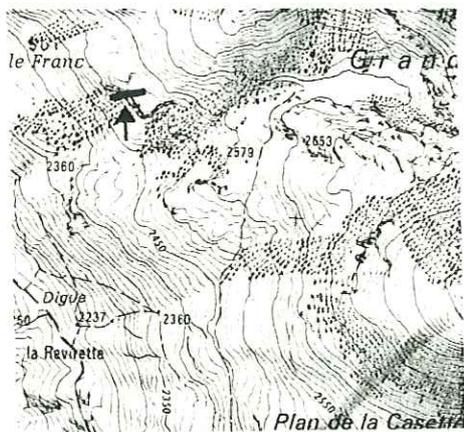


Schéma de situation

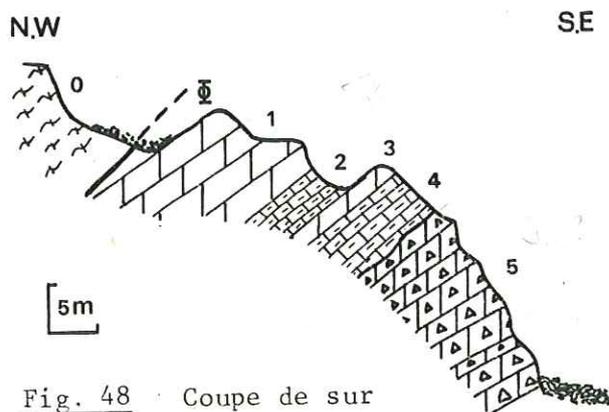


Fig. 48 Coupe de sur le Franc.

- un ensemble supérieur constitué de dolomies et de marbres que nous attribuons, par leur faciès, au Trias moyen carbonaté ;
- des brèches dolomitiques polygéniques déjà rencontrées à plusieurs reprises (la Cascade du Manchet, La Clittaz, etc...) pour lesquelles nous proposons un âge jurassique moyen (?).



Schéma de situation

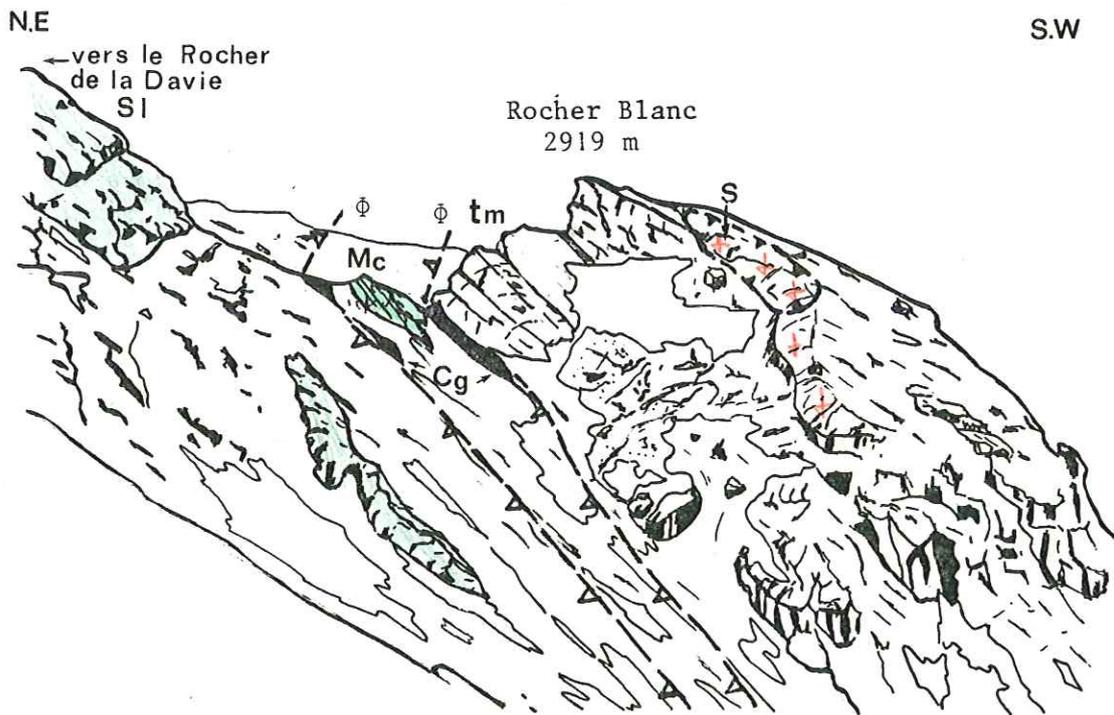


Fig. 49 : Panorama de la face nord-ouest du Rocher Blanc.
 S: Socle appartenant à l'échelle des Brévières. tm: carbonates du Trias moyen ; Mc: Marbres chloriteux (Crétacé supérieur-Paléocène) appartenant tous deux aux séries du Chevril ; sl: Schistes lustrés ; Cg: cargneules.

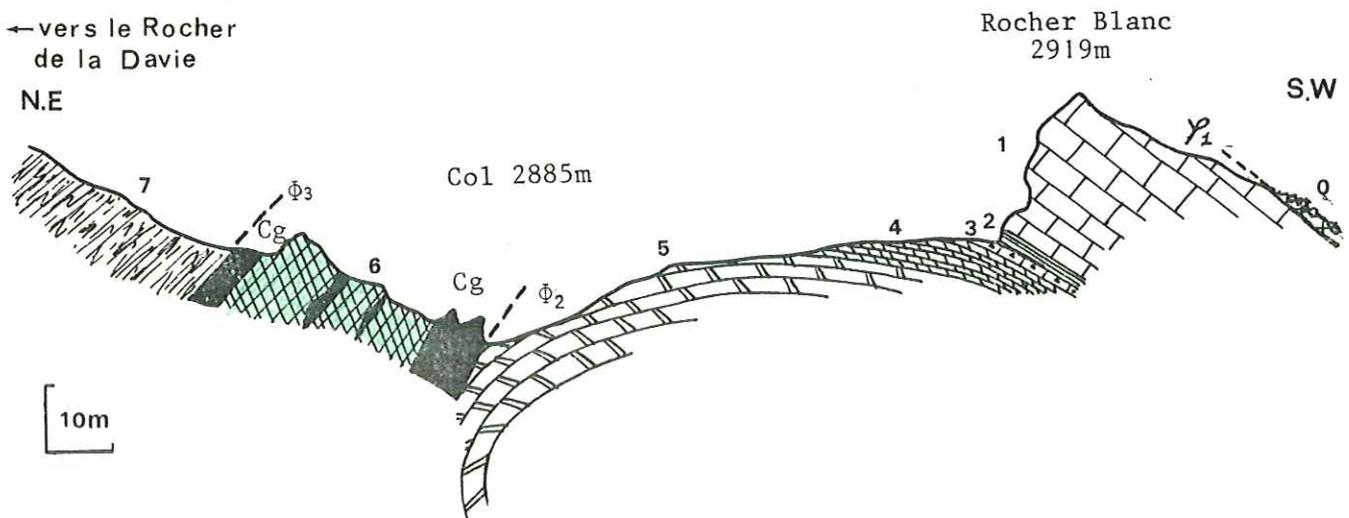


Fig. 50 : Coupe du Rocher Blanc. (Commentaire dans le texte).

4°/- Coupe du Rocher Blanc :

Localisation.

Le Rocher Blanc se dresse en rive droite du ruisseau de la Grande Combe 750m à l'Ouest - Sud-Ouest du Rocher de la Davie.

Description.

Partant du Rocher Blanc en direction du Rocher de la Davie, on relève les niveaux suivants (Fig. 49 et 50) :

0. socle micaschisteux prasinitique et dilacéré par l'érosion, reposant en contact tectonique présumé (étant donné la nature caillouteuse de l'affleurement) sur le niveau 1.
1. marbres cristallins blancs à zones micacées et petits interlits dolomitiques millimétriques, de teinte ocre (20m). (Nous retrouvons dans cette coupe les marbres décrits, le long de la R.N. 202 à proximité du Chevriil).
2. calcschistes et schistes à patine verdâtre (2m).
3. calcschistes bréchiqes sombres, à fragments de dolomies (1m).
4. dolomies schisteuses noires (6m) dans lesquelles apparaissent, vers la base, des lentilles métriques de brèches dolomitiques monogéniques, à cassure gris foncé.
5. dolomies grises à jaunâtres, à feuilletts schisteux (environ 10m).
On peut compléter cette coupe en observant la face sud-est du rocher. Juste sous le col, les couches du niveau 5 décrivent une charnière de pli antiforme, au coeur de laquelle apparaissent des marbres gris à lentilles métriques de dolomies, à patine jaunâtre, suivis de dolomies à patine jaunâtre et à cassure grise, intensément bréchifiées par la tectonique.
6. marbres chloriteux et quelques bandes de micaschistes verts (Permien ?) fortement mylonitisés, séparés du niveau 5 par des cargneules indiquant un contact tectonique noté Φ_2 .
7. calcschistes de la nappe des Schistes lustrés séparés du niveau 6 par des cargneules indiquant un contact tectonique noté Φ_3 .

Commentaire.

Le Rocher Blanc est formé, dans sa partie orientale, par une épaisse séquence de marbres et de dolomies à cachet triasique. Il supporte sur son dos des klippes de socle et s'enfonce au Nord-Est sous les Schistes lustrés, par l'intermédiaire d'un contact tectonique, injecté d'écaillés complexes et de cargneules.

c- Conclusions générales sur l'ensemble des séries du Chevril.

Les terrains mésozoïco-cénozoïques de ce secteur n'ont pas gardé, apparemment, de relations stratigraphiques avec leur substratum paléozoïque duquel ils sont toujours décollés.

La morphologie et le contexte géologique présentent d'étroites similitudes avec ceux du secteur du Clou. En effet, des séries peu épaisses (50m maximum) affleurent très modestement, sur la carte, et forment de nombreuses écaillés, prises entre la nappe des Schistes lustrés et le substratum paléozoïque.

Quoique contigu aux séries du secteur de Val d'Isère, le secteur du Chevril est bien différent. En effet, bien que de nombreux faciès carbonatés (dolomies, marbres phylliteux, dolomies à accidents siliceux) restent très difficiles à caler stratigraphiquement, les coupes et observations effectuées ont permis de préciser les points suivants :

- absence de séquence triasique épaisse ;
- des brèches dolomitiques polygéniques (Dogger ?) reposent stratigraphiquement, en deux endroits, sur des termes carbonatés triasiques non-datés. Il n'est pas exclu que certains termes, attribués au Trias carbonaté, puissent être du Malm ;
- des Marbres chloriteux (Crétacé supérieur - Paléocène) reposent stratigraphiquement sur un Trias moyen carbonaté non-daté.

4°/- Ensemble des séries du Haut Val de Rhêmes :

a- Localisation.

Les séries composant cet ensemble affleurent tout d'abord sur le versant italien, à la base du glacier de Goletta, aux alentours du refuge de Benevolo, et sur le chemin qui mène de l'un à l'autre, vers la cote 2750m. Elles apparaissent également dans la haute vallée de la Sassièrè, où elles forment un liseré ceinturant le massif micaschisteux de la Pointe de la Traversièrè. Ce liseré débute à la base du glacier de Rhêmes Golette, passe par le col de la Grande Sassièrè et se retrouve sur l'arête nord de la Pointe de la Traversièrè vers la cote 3150m (Fig. 51).

b- Faciès.

La couverture mésozoïco-paléozoïque de cet ensemble est représentée par une seule formation de Marbres chloriteux massifs, à patine brune, pouvant être localement bréchiqes (rive droite du glacier de Rhêmes Golette). Par son faciès typique, cette formation est rattachée aux Marbres chloriteux (Crétacé supérieur - Paléocène). Dans le secteur du refuge de Benevolo, ces marbres reposent sur des quartzites du Trias inférieur ou sur des micaschistes quartzitiques du sommet du Permien (Permo-Trias). Partout ailleurs ils reposent directement sur le socle anté-namurien.

c- Relation avec le socle.

Un certain nombre d'arguments sont en faveur d'un contact stratigraphique de ces marbres avec le socle de la Pointe de la Traversièrè et celui du Haut Val de Rhêmes. Ces arguments sont que :

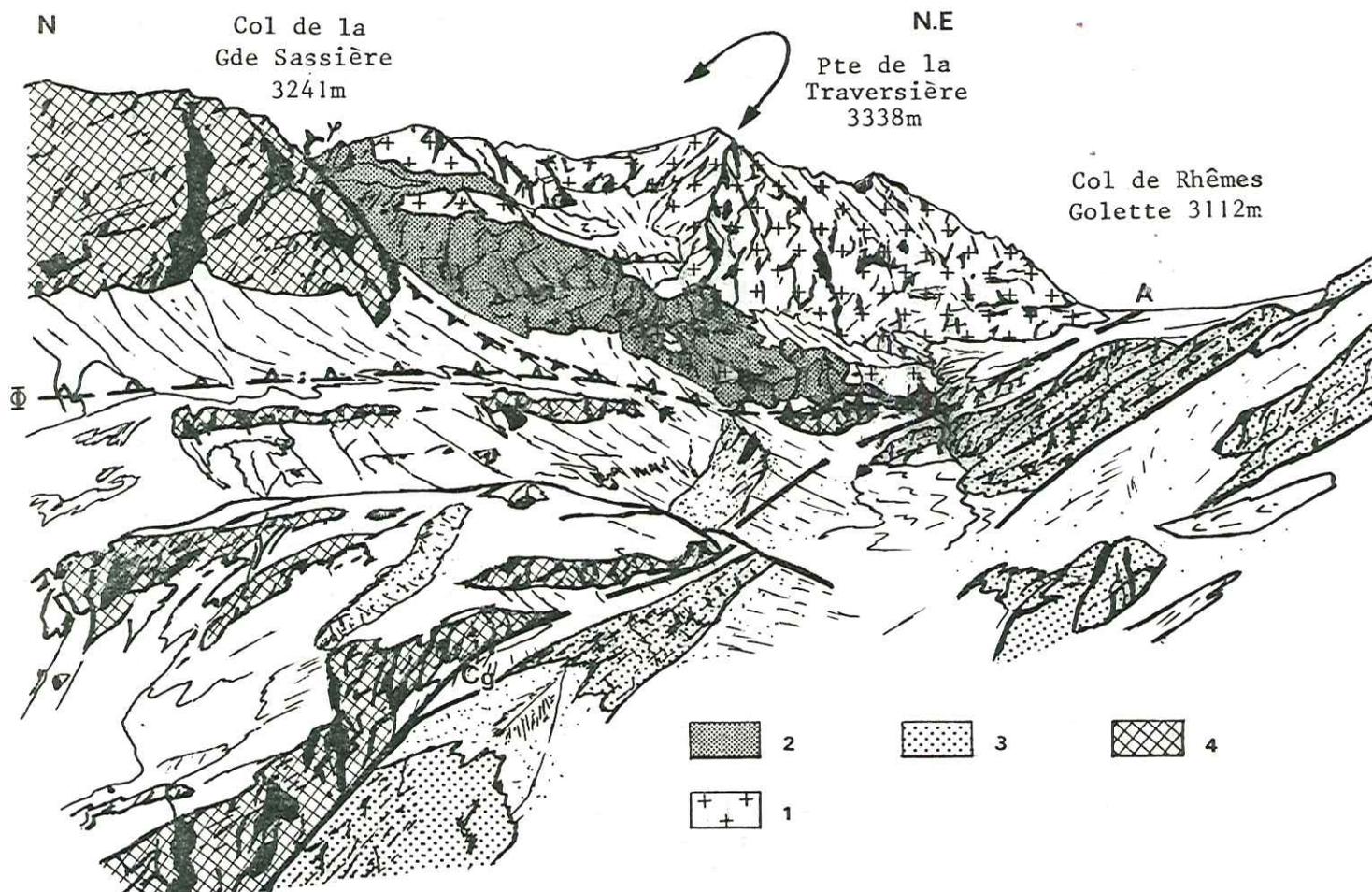


Fig. 51 : Panorama de la Pointe de la Traversière (pris depuis le Santel, point coté 2700m).

Ensemble du Haut Val de Rhêmes : 1: socle anté-Namurien ; 2: Marbres chloriteux (Crétacé supérieur Paléocène) ;
 Séries de Val d'Isère : 3: brèches de la Tsanteleina (Crétacé supérieur - Paléocène).
 Nappe des Schistes lustrés : 4: calcschistes.

A: accident du Chardonnet - Val de Rhêmes ; Cg: Cargneules.

↗ ▲▲▲▲ Chevauchement cisailant précoce. ⊕ ▲▲▲▲ Chevauchement cisailant tardif.

- aucune mylonite ou cargneules n'ont été observées aux contacts des marbres avec le socle ;

- malgré l'épaisseur assez réduite de cette formation (estimée à 20m maximum, sans tenir compte des redoublements tectoniques) celle-ci reste bien continue à l'affleurement (pourtour du massif de la pointe de la Traversière) ;

- ces marbres ne peuvent pas constituer un simple train d'écaillés à la base de la nappe des Schistes lustrés, puisqu'une phase de déformation isoclinala replisse ensemble le socle et les marbres, excluant la nappe des Schistes lustrés, ceci indépendamment d'une déformation ultérieure du socle, des marbres et des Schistes lustrés en un pli ouvert, de direction est-ouest.

De plus, de nombreux auteurs ont décrit ce contact comme stratigraphique :

M. Bertrand (1894) et J. Boussac (1913) décrivent un passage vertical continu des marbres phylliteux aux micaschistes de la Pointe de la Traversière ; de même F. Ellenberger (1958) décrit (p. 328) le Crétacé supérieur comme paraissant "directement transgressif sur le Paléozoïque au glacier de Rhêmes Golette et dans la Pointe de la Traversière".

Nous rejoignons les propos de ces auteurs, quant à la nature stratigraphique de ce contact, qui est vraisemblablement dû à l'absence de tout niveau ayant pu faciliter le décollement, ainsi qu'à la faible épaisseur et à la forte incompétence des Marbres chloriteux, tendant plutôt à fluer qu'à se cisailer.

Toutefois nous mettons l'accent sur l'importance qu'il y a à différencier d'une part, les Marbres chloriteux de la rive droite du glacier de Rhêmes-Golette, représentant la couverture stratigraphique du socle micaschisteux de la Pointe de la Traversière et du Haut Val du Rhêmes et, d'autre part, ceux de la rive gauche de ce glacier (brèches de la Tsanteleina), appartenant à l'ensemble des séries de Val d'Isère. En effet, les marbres de ces deux rives sont séparés par un contact tectonique sub-vertical jalonné de cargneules.

d- Conclusions générales sur l'ensemble des séries du Haut Val de Rhêmes.

Les séries mésozoïco-cénozoïques de cet ensemble correspondent à la couverture stratigraphique normale du substratum paléozoïque constituant le massif de la Pointe de la Traversière et les affleurements du Haut Val de Rhêmes.

Cette couverture, très réduite, est limitée à un niveau mince de Marbres chloriteux (Crétacé supérieur - Paléocène). Elle repose, selon les endroits, sur des quartzites du Trias inférieur ou sur des micaschistes quartzitiques du sommet du Permien (l.s) (refuge du Benevolo) et aussi, directement sur le socle anté-namurien (Pointe de la Traversière).

Cette couverture a été comparée par G. Elter (1971 et 1972), à celle du massif de Valsavaranche, situé plus au Nord-Est du secteur d'étude. Dans ce massif, l'auteur décrit une série peu épaisse (80-100m) de marbres pélagiques, souvent riches en brèches, reposant directement sur le substratum paléozoïque ou sur les quartzites du Trias inférieur.

Cette série de couverture du Valsavaranche comprend à sa base des marbres gris à lits siliceux, d'âge probablement liasique, non observés pour notre part, et des marbres phylliteux massifs à patine jaunâtre équivalent des Marbres chloriteux du Crétacé supérieur - Paléocène. Elle évoque également, tout comme le propose G. Elter (1971), les parties les plus internes de la zone d'Acceglio (J. Debelmas et M. Lemoine, 1957 ; M. Lemoine, 1967). Et, de ce fait, d'un point de vue paléogéographique, elle appartient, tout comme nos séries du Haut Val de Rhêmes, à un domaine très interne de la paléomarge briançonnaise.

Une nouvelle fois, les séries de ce secteur, bien qu'étant contigues à celles de Val d'Isère, possèdent des caractéristiques stratigraphiques bien tranchées parmi lesquelles on retiendra l'absence de la série mésozoïque carbonatée triasico-jurassique.

C. CONCLUSIONS GENERALES SUR LA STRATIGRAPHIE ET LA PALEOGEOGRAPHIE DES TERRAINS MESOZOIQUES ET CENOZOIQUES DU BRIANCONNAIS INTERNE EN VANOISE SEPTENTRIONALE.

Nous avons replacé dans leurs cadres géographique et structural les quatre principaux types de séries stratigraphiques du secteur d'étude (planche III). Il s'agit successivement :

1°/- Des séries dites de Val d'Isère :

Elles comportent un Trias généralement épais composé par les classiques quartzites blancs du Trias inférieur (Tunnel du Franchet, Passage du Picheru), des marbres et des dolomies du Trias moyen (Tunnel du Franchet, Aiguille des Aimes) et localement des dolomies du Trias supérieur (Plan des Nettes).

La discordance du Lias soulignée par des brèches de base est bien marquée. Au Plan des Nettes ce Lias repose sur les dolomies noriennes datées paléontologiquement alors qu'au Passage du Picheru il repose sur les dolomies jaunes de la base du "Trias moyen calcaire".

Les formations post-triasiques sont généralement réduites en épaisseur et comportent de nombreuses brèches : au Lias (Pierre de Compia, Santel, ...) au Dogger ? (cascade du Manchet, La Clittaz, ...) au Malm (Les Grand Pares, Plan des Nettes) et au Crétacé supérieur - Paléocène (Tsanteleina).

Les multiples discordances cartographiques et les diverses lacunes stratigraphiques tant localisées (Lias, Dogger, Malm, Crétacé supérieur) que généralisées (Crétacé inférieur) sont les autres caractères fondamentaux de ces formations post-triasiques.

2°/- Des séries dites du Clou où le Trias est particulièrement réduit et dans lesquelles on peut observer :

- le Lias reposant directement sur des dolomies jaunes de la base de l'Anisien (Le Clou flanc nord, ruisseau des Balmes) ;
- le Dogger ? et le Malm ? représentés par deux formations bréchi-ques peu épaisses (ruisseau des Balmes) ;
- le Crétacé supérieur - Paléocène représenté par les Marbres chloriteux reposant selon les endroits sur des brèches du Dogger ? (ruisseau des Balmes) sur le "Trias moyen dolomitique" (L'Echaillon) et sur des dolomies jaunes de la base du "Trias moyen calcaire" (ruisseau des lacs Verdet).

3°/- Des séries dites du Chevril qui affleurent dans des écaillés très déformées et qui montrent des séries plus délicates à caractériser. On y reconnaît des carbonates du Trias, des brèches dolomitiques polygéniques du Dogger ? (RN 202 cote 1760m sur le Franc), des marbres dolomitiques rappelant les faciès du Malm (RN 202 cote 1760m) rapportés au Trias moyen en l'absence d'argument, et des Marbres chloriteux du Crétacé supérieur - Paléocène (Le Chevril).

4°/- Des séries dites du haut Val de Rhêmes particulièrement réduites puisque uniquement représentées par un mince niveau de Marbres chloriteux reposant directement soit sur les quartzites du Trias inférieur et le Permien l.s au refuge de Benevolo, soit sur le socle anté-Namurien à la Pointe de la Traversière. Elles sont d'affinité accéglienne.

Il s'agit bien de séries briançonnaises comme en témoignent d'une part le caractère réduit et lacuneux des séquences post-triasiques et d'autre part la présence de formations typiques de la zone : épaisse séquence de quartzites et de carbonates triasiques partiellement conservée sous la discordance liasique, Marbres chloriteux équivalents métamorphisés des Marbres en plaquettes de la région de Briançon.

Toutefois, dans le secteur étudié, les brèches synsédimentaires sont particulièrement développées et les discordances cartographiques sont multiples. Ces marqueurs traduisent la nature fortement instable de cette partie du domaine briançonnais au coeur de la distension jurassique et de cassures probablement plus localisées au Crétacé supérieur (cf. chapitre Tectonique).

D'autre part, le *hard ground* que l'on observe couramment à la base des Marbres chloriteux dans les séries de Vanoise occidentale et de la Grande Motte (F. Ellenberger, 1958) ne s'observe que rarement dans les séries abordées au cours de cette étude. Ce qui renforce, une nouvelle fois, la particularité de ce secteur.

En ce qui concerne les relations entre socle et couverture :

- Seul l'ensemble des séries du Haut Val de Rhêmes adhère à son substratum paléozoïque, les trois autres ne conservant localement qu'un mince niveau de Permien à la base des quartzites du Trias inférieur décollés.

- Le substratum paléozoïque du Mont Pourri et d'Archeboc qui se prolonge vers le Sud-Ouest dans le massif de Bellecôte ne peut correspondre au substratum de nos trois ensembles de séries "flottantes". En effet, ce substratum possède déjà sa propre couverture (J.F. Raoult, 1980) laquelle affleure au Nord-Est de Pralognan et appartient à la série dite de Vanoise occidentale (F. Ellenberger, 1958).

C'est principalement au Dogger que cette dernière présente des différences par rapport à nos séries. Elle se singularise en présentant un niveau de metabauxites (Dogger inférieur) traduisant une émergence franche du domaine avant la transgression du Dogger supérieur à Mytilus.

Nous constatons donc que les ensembles des séries de Val d'Isère, du Clou et du Chevril ne possèdent pas, dans le secteur d'étude et à ses alentours proches, de substratum paléozoïque susceptible de leur appartenir. Nous ferons toutefois une réserve en ce qui concerne les séries du Chevril lesquelles pourraient représenter pour partie la couverture décollée de l'écaille paléozoïque des Brévières.

En ce qui concerne la paléogéographie :

- Si on se place à l'intérieur d'un même ensemble, il est impossible de replacer les colonnes stratigraphiques dans leurs positions paléogé-

graphiques respectives. En effet, la grande variabilité des séries témoigne de la nature fortement instable de cette partie du domaine briançonnais, ce qui laisse à penser que la paléogéographie devrait être, dans le détail fort complexe (blocs basculés en horst et grabben formant des hauts fonds et des sillons multiples).

- Si par contre on considère les relations entre les différents ensembles on peut alors tenter de proposer un modèle paléogéographique (fig. 52) tenant compte à la fois de leurs affinités stratigraphiques de leur situation géographique et de leur position structurale.

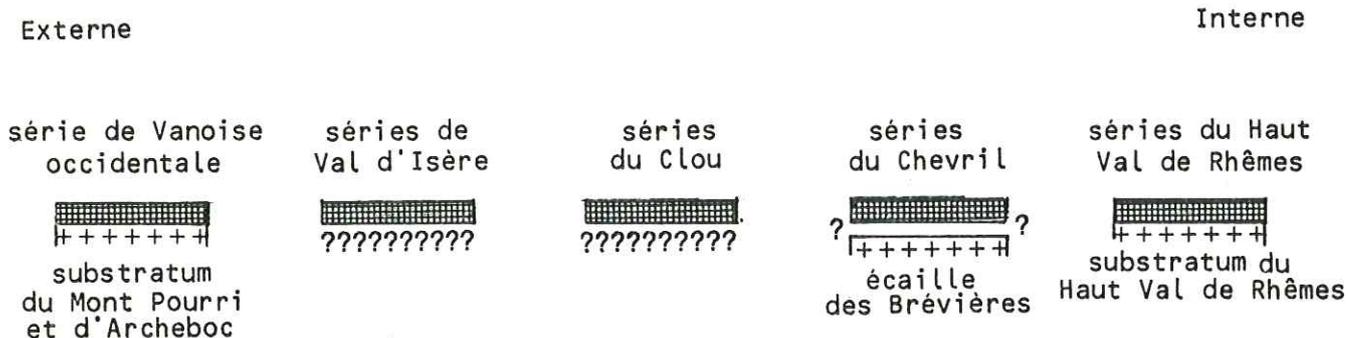


Fig. 52 : Situation paléogéographique hypothétique des différents ensembles des séries briançonnaises du secteur d'étude (commentaire dans le texte).

Dans ce modèle, les séries du Haut Val de Rhêmes sont placées en position interne puisqu'elles affleurent géographiquement au Sud-Est du secteur d'étude et qu'elles présentent des affinités avec les séries du type accéglie que de nombreux auteurs (J. Debelmas et M. Lemoine, 1957 ; M. Lemoine, 1967 ; R. Lefèvre, 1983) rapportent à la partie la plus interne du domaine briançonnais.

Le substratum paléozoïque du Mont Pourri et d'Archeboc est placé en position externe puisqu'il affleure au Nord et au Nord-Ouest du secteur d'étude à la base du Briançonnais interne et qu'il est muni dans la région de Pralognan d'une couverture du type Vanoise occidentale (F. Ellenberger, 1958).

Les trois ensembles de séries démunis de leur substratum paléozoïque sont replacés en position intermédiaire. L'agencement de ces ensembles reste hypothétique, ne dépendant que des faits suivants :

- d'un point de vue géographique, les ensembles des séries du Clou, du Chevril et de Val d'Isère se relayent du Nord vers le Sud, c'est-à-dire en gros de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne ;

- par contre, d'un point de vue stratigraphique (en tenant compte de l'importance de l'érosion du Trias sous les discordances jurassico-crétacées) l'ordre est différent) :

- . l'ensemble des séries de Val d'Isère à Trias généralement épais, se rapproche de la série de Vanoise occidentale et donc de l'externe ;
- . les ensembles du Clou et du Chevril, à Trias réduit présentent un caractère plus interne qui les rapproche des séries du Haut Val de Rhêmes.

Nous retiendrons ce deuxième critère en précisant toutefois que l'agencement initial des différents ensembles n'était vraisemblablement pas linéaire et qu'il peut être vain de vouloir à tout prix rabouter les quelques pièces du puzzle en notre possession.

CHAPITRE III. LES SCHISTES LUSTRES DE LA KLIPPE DE LA GRANDE SASSIERE.

A. GENERALITES.

En rive droite de l'Isère les massifs de la Grande Sassièrre (3747m) et de la Grande Traversièrre (3496m) constituent une des plus importantes klippes de Schistes lustrés des Alpes occidentales.

Depuis la vallée de l'Isère, la klippe offre une morphologie plutôt douce, entaillée et délimitée néanmoins par de profondes vallées glaciaires (du Clou, du Nant Cruet, de la Sassièrre, du Valgrisanche et du Val de Rhêmes).

Les terrains se présentent sous l'aspect d'une puissante série de calcschistes sombres.

Des roches prasinitiques, peu abondantes et localisées dans la partie méridionale de la klippe (Grande Combe, flanc sud de la Grande Sassièrre), sont interstratifiées au sein des calcschistes.

Des roches serpentineuses affleurent aussi, en masses modestes, jalonnant la partie basale de la klippe sur ses fronts nord et nord-est, depuis la vallée de l'Isère jusqu'en haut Val de Rhêmes, et très localement sur son front sud.

Les premiers relevés cartographiques et l'individualisation lithostratigraphique de ce massif ont été menés parallèlement, à la fin du siècle dernier, par C. Lory et D. Zaccagna.

M. Bertrand (1894 b), quant à lui, localise, avec précision, les serpentinites de la base des Schistes lustrés et les lentilles de prasinites, qu'il définit comme des "Schistes chloriteux". Tout comme C. Lory, il propose pour ces Schistes lustrés un âge triasique, en se basant sur d'apparents passages verticaux continus (Pointe du Picheru), des calcaires de Vanoise (attribués en bloc au Trias) aux Schistes lustrés.

J. Boussac, à la suite de la découverte de la nappe des Schistes lustrés par P. Termier (1907) infirme l'existence de ces passages continus invoqués par M. Bertrand. Les Schistes lustrés de la Grande Sassièrre sont alors interprétés comme un vaste lambeau de recouvrement.

Le massif de la Grande Sassièrre est ensuite intégré à l'étude régionale menée par E. Raguin (1930) à laquelle fait suite, en collaboration avec H. Hermann (pour le secteur italien) la publication des feuilles de la carte géologique de France au 1/50.000 de Tignes et du Petit Saint Bernard.

Pour R. Caby (1968) qui étudie simultanément les Schistes lustrés de la Grande Sassièrre, du Val de Rhêmes et du Valgrisanche, deux ensembles lithostratigraphiques peuvent être distingués :

- un ensemble (type Grande Sassièrre) formé essentiellement de calcschistes gris et de schistes noirs alumineux, avec lits plus marmoréens gris, renfermant des lentilles de serpentines et relativement peu de prasinites

- un ensemble de marbres massifs, gris et phylliteux, rubanés, à patine rousse (type Becca di Tos, crête d'Entrelor) pouvant contenir, en plus des roches basiques (prasinites, serpentinites) d'importantes quantités de

prasinites rubanées, de chloritoschistes albitiques ou de gneiss albitiques, et de quartzites micacés albitiques. Ces roches proviennent, probablement, d'anciens dérivés de tufs et de dérivés volcaniques acides, à tendance kéra-
tophyriques. Cet ensemble traduirait donc une série de type volcano-sédimen-
taire et/ou volcano-détritique. Il se distingue également de l'ensemble pré-
cédent, par la présence de brèches sédimentaires à éléments de socle, de
quartzites et de dolomies triasiques interstratifiés dans la série.

Enfin, ces dernières années, des études spécifiques et ponctuelles
y ont été menées par P. Saliot (1973) et J. Boquet (1974) sur la pétrogra-
phie et le métamorphisme, ainsi que par H. Niemeyer (1979).

B. ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET APERÇU PETROGRAPHIQUE.

1°/- Présentation du faciès des calcschistes :

Des calcschistes typiques, représentatifs du faciès prépondérant
dans les Schistes lustrés de la klippe de la Grande Sassièrre, peuvent être
observés le long de la vallée de l'Isère, sur le bord de la R.N. 202, juste
en amont du paravalanche des Pigettes.

A l'affleurement, c'est un calcschiste sombre, presque noir, à pa-
tine grise. Il est fortement schistosé et parcouru de nombreux filets lenti-
culaires de quartz d'exudation. L'aspect falciforme ou sigmoïde de ces der-
niers, montre qu'il s'agit, en fait, de charnières de plis précoces syn-
schisteuses, dont les flancs sont laminés (photo n° 16).

2°/- Le flanc sud de la Grande Sassièrre :

a- Localisation et généralités.

On accède à la vallée de la Sassièrre qui limite la klippe
dans sa partie méridionale à partir du lieu-dit "Le Villaret du Nial" en ri-
ve droite du lac du Chevril.

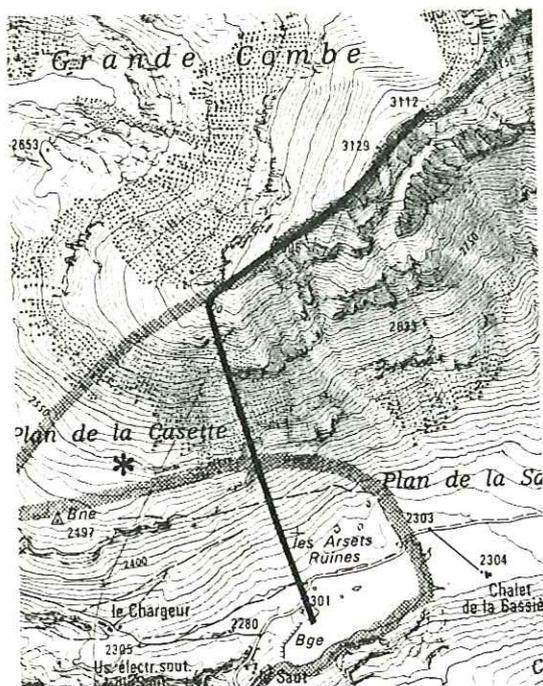
La face sud de la Grande Sassièrre permet d'observer sur près
de 1400m d'épaisseur, une puissante série de calcschistes et quelques ni-
veaux de metabasites (photo n° 14).

On peut suivre dans les pentes abruptes de cette paroi de
nombreux petits ressauts de falaises. Ils traduisent une alternance, dans la
masse des calcschistes, de niveaux lithologiques plus carbonatés à pa-
tine souvent rose ou brunâtre. Cette alternance apparaît dans le panorama
comme ayant, à première vue, une origine sédimentaire. Mais, en fait, elle
résulte, en majeure partie, d'une action plicative serrée, qui redouble et
lamine les niveaux lithologiques initiaux.

Une déformation plus souple, montrant des plis à charnières
cisailées, reprend l'édifice. Ces plis ne sont mis en évidence que lorsqu'
ils impliquent du matériel calcaréo-dolomitique ou des cargneules apparte-
nant à la couverture mésozoïco-cénozoïque du Briançonnais.

b- Coupe de la crête sud-ouest de l'Aiguille de la Grande Sassièrè.

Localisation.



Débutant au Sud-Est à la retenue E.D. F. du Saut, elle est orientée d'abord nord-ouest jusqu'à la crête sud-ouest de l'Aiguille de la Grande Sassièrè qu'elle suit, ensuite, vers le Nord-Est jusqu'à un petit col coté 3112m.

Description. (Fig. 54).

Du bas vers le haut, et de manière schématique, on distingue les niveaux suivants :

1. quartzites du Trias inférieur.
2. ainsi que 4, 6 et 8) métabasites (prasinites).
3. ainsi que 5,7,9 et 11) calcschistes.
10. mylonites de Marbres chloriteux et cargneules qui sont en prolongement du dispositif structural du Rocher Blanc (cf. coupe du Rocher Blanc).

Fig. 53 : Schéma de situation de la coupe de la figure 54 et de l'échantillon de métabasite 51D*

Commentaire.

Les métabasites des niveaux 2, 4, 6 et 8 sont interstratifiées dans les calcschistes des niveaux 3, 5, 7, 9 et 11, en bancs massifs et bien tranchés, dont l'épaisseur varie de 5 à 50m. La carte géologique indique que la répartition géographique des métabasites est réduite. De plus, certains bancs correspondent à des charnières de plis, autour desquelles s'enroule la schistosité principale des calcschistes. On est amené à penser que ces métabasites peuvent dériver d'un seul et unique niveau initial. L'état actuel serait le résultat de la répétition, par action plicative, de ce niveau initial, préalablement boudiné lors des phases isoclinales synschisteuses.

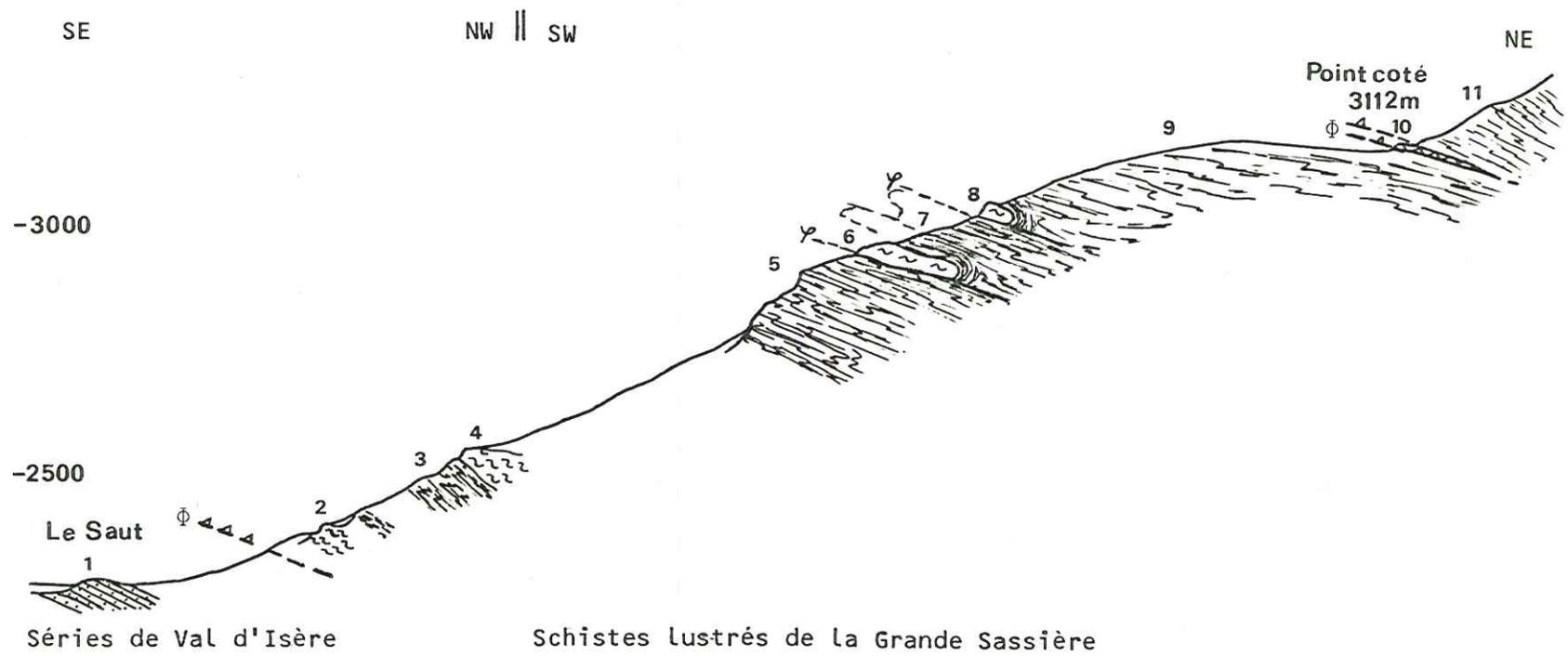
c- Description de deux échantillons de métabasites.

Ech. 51D : métabasite (voir situation sur la fig. 53)

Dans une trame chloriteuse (à teinte de biréfringence gris blanc), on observe :

- de nombreuses plages d'épidotes sub-automorphes constituées essentiellement par de la clinozoïsite, à laquelle s'ajoute un peu de pistacite ;
- de nombreuses plages d'albite, le plus souvent xénomorphe et pœcilitique. Elle est parfois maclée Carlsbad ;

Fig. 54 : Coupe à travers le flanc sud de la Grande Sassière.



- de la calcite automorphe, paraissant tardive par rapport à l'albite et à l'épidote qu'elle englobe ;
- des reliques très laminées de sphène.

Dans un échantillon prélevé juste à côté, Ech. 309A, les albites poëcilitiques renferment de nombreuses plages rectangulaires remplies soit par du mica blanc, avec ou sans calcite, soit par de la chlorite. Ces plages rectangulaires représentent vraisemblablement d'anciennes lawsonites pseudomorphosées (photo n° 6).

Ech. 96A : metabasite

Au microscope, la roche présente une alternance, peu marquée, de niveaux riches en albite et de niveaux riches en chlorite, marquant la foliation générale.

En plus de ces deux minéraux, on observe :

- des reliques très laminées de sphène, étirées le long des plans de foliation ;
- de l'épidote (pistacite) sub-automorphe ;
- de fines baguettes d'amphibole (actinote-trémolite) ;
- de rares plages de calcite sub-automorphe.

L'ensemble est traversé par des filonnets tardifs, remplis par de la calcite et de la chlorite.

Conclusion.

Les minéraux originels de ces metabasites ont été totalement oblitérés par les paragenèses minérales issues du métamorphisme alpin (chlorite, épidote, albite, amphibole, actinote, trémolite, sphène, calcite, ...).

d- Origine génétique des metabasites.

L'aspect en bancs massifs, et l'absence de niveaux finement lités, en alternance dans les calcschistes, permettent d'envisager, pour ces metabasites, une origine magmatique plutôt que volcano-détritique.

Les bancs prasinitiques pourraient alors représenter initialement un sill de diabase ou une coulée basaltique sous-marine, bien qu'aucune structure de *pillow-lavas* n'ait été reconnue.

H. Niemeyer (1979) mentionne, sur la crête sud-ouest de la Grande Sassièrre, des *flaser* gabbros en association avec les niveaux de prasinites. Ceci semble confirmer, du moins localement, une origine magmatique pour ces metabasites.

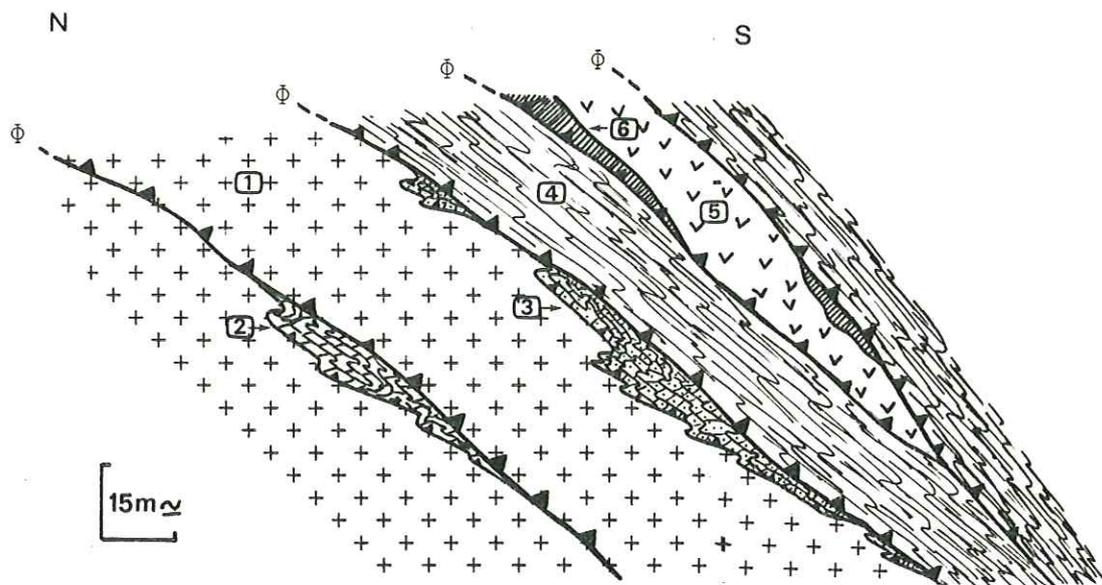


Fig. 55 : Coupe schématique de l'écaillage basal de la nappe des Schistes lustrés (secteur des Pigettes).

Légende : 1: Socle ; 2: Dolomies jaunes ; 3: Marbres siliceux gris ; 4: Calcschistes ; 5: Serpentinites ; 6: Auréole réactionnelle.

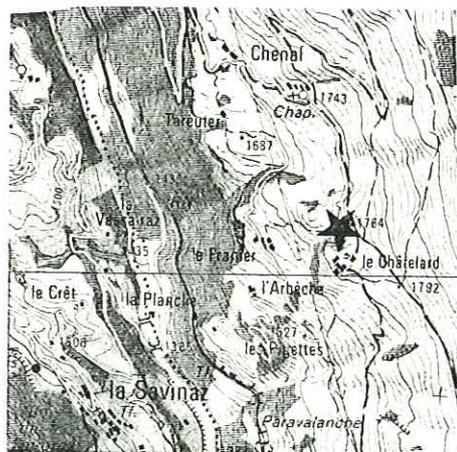


Schéma de situation
(+Prélèvement de l'échantillon 51).

3°/- Les serpentinites du Franier :

a- Localisation.

A partir des Pigettes, sur la R.N. 202, en rive droite de l'Isère, la route d'accès au hameau du Franier recoupe, à plusieurs reprises, une écaille de serpentinites.

b- Description.

Les serpentines sont limitées à leur périphérie par une zone réactionnelle discontinue, et les relations actuelles des serpentinites avec les calcschistes encaissants apparaissent d'ordre tectonique.

En effet (fig. 55) la partie basale de la nappe des Schistes lustrés est affectée, tout comme les terrains de l'unité sous-jacente, de nombreux cisaillements. L'écaillage complexe qui en résulte constitue, à la base de cette nappe, une véritable semelle tectonique.

c- Observations pétrographiques.

1. Les serpentinites.

Elles sont banales, d'aspect massif, et de teinte vert clair à vert-bouteille. Dans les nombreux joints et plans de friction, les serpentinites recristallisent sous forme de fibres (chrysolite ?) accompagnées d'amphibole (actinote-trémolite ?) et de calcite serpentineuse.

2. L'auréole réactionnelle.

Outre de simples roches opicalciques, on peut prélever, un peu au Nord du hameau du Chatelard (voir localisation notée * sur le schéma de situation), une épidotite à amphiboles étoilées.

En lame mince, l'échantillon n° 51 (photo n° 5) apparaît comme exclusivement constitué d'épidote (pistacite) et d'amphiboles, lesquelles englobent de nombreux granules de sphène. Le cœur des amphiboles est de teinte bleu-vert (barroïsite) et la périphérie est rétrotransformée en amphibole de teinte vert-clair (actinote-trémolite).

40/- Coupe de la crête frontalière au front nord de la klippe de la Grande Sassièrè :

a- Localisation.

Cette coupe est relevée entre le col du lac Noir et le col du Rocher Blanc à l'origine de la vallée du Clou.

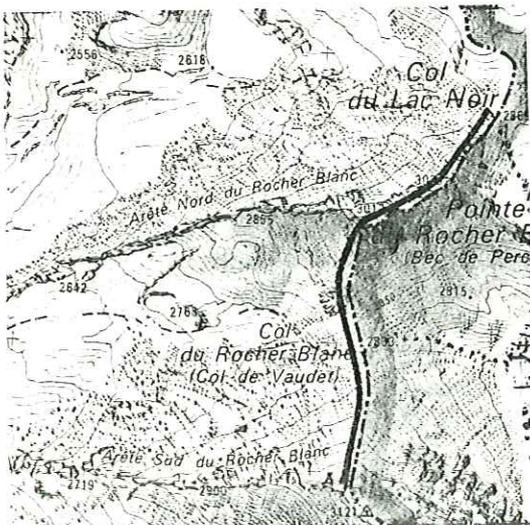


Schéma de localisation

b- Description.

On relève du Nord au Sud, délimités par de nombreux contacts tectoniques, les niveaux suivants (fig. 56) :

0. micaschistes du socle.
1. mylonites de Marbres chloriteux et cargneules bréchiques.
2. quartzites micacés verdâtres (Permien l.s.).
3. marbres laminés, prenant une extension importante vers l'Est, en Italie.
4. marbres phylliteux et siliceux, à patine ocre à jaunâtre.
5. (ainsi que 7, 11, 14, 18 et 20) serpentinites et opicalcites.

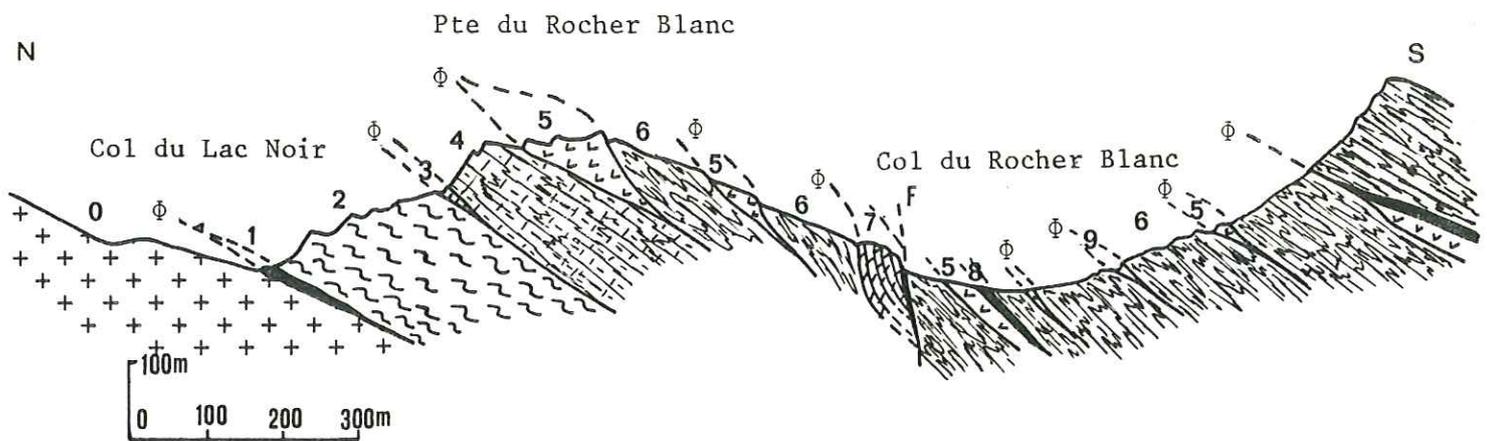


Fig. 56: Coupe du front nord de la klippe de la Grande Sassière.

Légende : F: Faille ; Φ contact majeur.

- 6. (ainsi que 8, 10, 13, 15, 17, 19 et 22) calcschistes sombres.
- 9. dolomies bréchifiées et cargneulisées à leur périphérie.
- 12. (ainsi que 21) cargneules, localement associées à de la chalcopryrite et à des cristallisations de talc (?).
- 16. amphibolites (actinote-trémolite) en grandes gerbes.

c- Commentaire.

L'écaillage de la base de la nappe des Schistes lustrés prend ici un large développement. Les nombreux contacts tectoniques sont jalonnés de cargneules bréchiques (éventuellement minéralisées), de serpentinites et d'ophicalcites, avec niveaux réactionnels à amphibole.

Les marbres phylliteux et siliceux du niveau 4, qui forment le Rocher Blanc et toute sa crête nord, apparaissent sur la coupe tout à fait en bas de la nappe des Schistes lustrés. Ce même faciès se retrouve plus à l'Ouest, où il constitue de petites klippes avancées sur le massif de Pierre d'Arbine. Ce faciès semble bien être limité uniquement au front nord de la Grande Sassière.

Le contact tectonique constant qui sépare, à la fois, les serpentinites et les marbres du niveau 4 du reste de la série, nous amène à poser la question de l'appartenance, direct ou non, de ces niveaux à la série des calcschistes.

On peut ainsi émettre les deux hypothèses suivantes (fig. 57):

A. Les serpentinites appartiennent à la série des calcschistes ; le décollement de cette série s'est fait de préférence dans les serpentinites qui occupent maintenant la partie basale de la nappe.

B. Les serpentinites ne sont qu'une semelle tectonique de la klippe de la Grande Sassièrè, et appartiennent à une autre séquence de Schistes lustrés.

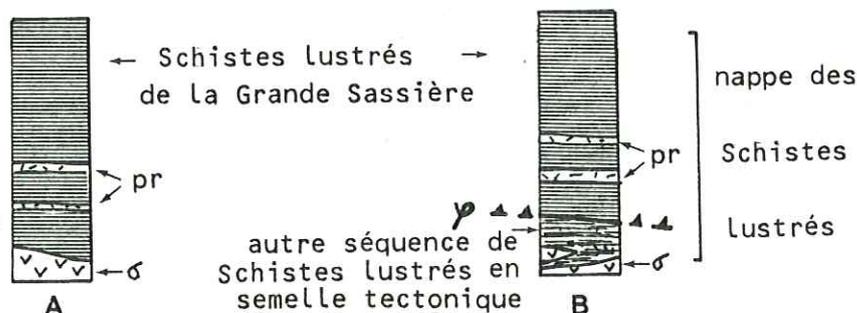


Fig. 57 : Hypothèses concernant l'appartenance des serpentinites à la série des calcschistes de la Grande Sassièrè.
 pr: prasinites ; σ : serpentinites.
 (commentaire dans le texte).

5°/- Conclusions sur les Schistes lustrés de la Grande Sassièrè :

Les terrains appartenant à la klippe de Schistes lustrés de la Grande Sassièrè sont donc de deux types d'inégale importance : d'abord, et de manière prépondérante, une puissante série monotone de calcschistes sombres, dans laquelle sont intercalées, en quantité très modeste, des métabasites d'une origine probablement magmatique ; ensuite, et jalonnant la base de la nappe, des écaillés de serpentinites et de marbres phylliteux et siliceux.

Faute de datation paléontologique, l'âge de ces formations nous échappe totalement. Il doit néanmoins être compris entre le Lias inférieur et le Crétacé inférieur à moyen, c'est en effet la fourchette d'âge limite des Schistes lustrés s.l.

Nous n'avons ici que peu ou pas d'arguments stratigraphiques pour déterminer l'origine paléogéographique de cette série. Toutefois, il est possible de faire les remarques suivantes :

- la série de calcschistes n'a jamais été observée en continuité stratigraphique sur des terrains dolomitiques triasiques, et nous n'avons pas, non plus, retrouvé de faciès à cachets liasiques (par exemple, les marbres gris de la série de l'Unité du Petit Saint Bernard) ;
- de plus, les écaillés de serpentinites massives que l'on retrouve à la base de la nappe, ont une origine génétique magmatique et non volcanodétritique (absence de serpentinites litées dans les métasédiments).

Ces deux remarques nous autorisent à penser que les Schistes lustrés de la Grande Sassièrè appartiennent non pas à la couverture d'un socle sialique de la paléomarge européenne ou africaine, mais au domaine paléocéanique liguro-piémontais.

Selon R. Caby et al. (1978), l'hypothèse d'une origine très interne des Schistes lustrés de la Vanoise, que ces auteurs rattachent à la

nappe supérieure des Schistes lustrés qu'ils définissent en Val d'Aoste, ne reçoit ici aucun argument stratigraphique.

Nous verrons par ailleurs que le cadre structural de ces Schistes lustrés n'est pas simple puisqu'ils sont intensément déformés avec des unités briançonnaises internes.

Le faciès monotone de ces calcschistes à rares metabasites peut être comparé aux séquences de Schistes lustrés les plus élevées de la nappe, qui en forment également les éléments les plus avancés.

Les écailles de serpentinites situées tectoniquement à la base de cette série de calcschistes proviendraient de la même série, mais appartiendraient à un niveau stratigraphique inférieur.

LIVRE TROIS

EVOLUTION
TECTONO-METAMORPHIQUE

CHAPITRE I. APERCU SUR LE METAMORPHISME ALPIN DU SECTEUR D'ETUDE.

A. GENERALITES.

1°/- Evolution des idées :

Si la mise en évidence du métamorphisme date de la fin du 19^{ème} siècle (de Charpentier et Ch. Lardy, 1894), l'évolution de la connaissance de ses modalités physico-chimiques et de ses relations vis-à-vis de la tectogenèse a, par contre, nécessité jusqu'à nos jours de très nombreuses études.

Pour P. Termier (1891-1907), le métamorphisme de la Vanoise résulte de la surcharge sédimentaire dans un domaine "géosynclinal" et serait, donc, anté-tectonique.

Selon F. Ellenberger (1960-1963), le métamorphisme de la Vanoise serait induit par l'épaisseur des nappes empilées et serait donc post-tectonique. Il qualifie ainsi le domaine briançonnais de "géanticlinal métamorphique".

Les conceptions géodynamiques récentes de la "tectonique des plaques" s'efforcent de prendre en compte à la fois les données structurales, métamorphiques et géochronologiques, et invoquent la subduction comme cause première du métamorphisme. Dans cette optique nouvelle, les problèmes du métamorphisme alpin sont reconsidérés dans la plupart des modèles proposés, parmi lesquels on peut citer : G.V. Dal Piaz et al. (1972), R. Caby et al. (1978) ...

2°/- Cadre métamorphique de la Vanoise septentrionale :

Dans les Alpes occidentales, on constate d'une manière générale que l'effet du métamorphisme s'accroît à mesure que l'on se dirige vers l'intérieur de la chaîne. La zonation métamorphique qui en découle est en fait, dans le détail, fort complexe puisqu'elle doit tenir compte de nombreux facteurs qui sont principalement :

- le chimisme de la roche et le niveau structural atteint par celle-ci, lesquels conditionnent le faciès métamorphique ;
- le polyphasage et le non-synchronisme du métamorphisme à l'échelle de la chaîne ;
- la tectogenèse compressive et décrochante syn-à post-métamorphique qui superpose et décale les ensembles ;
- le niveau d'érosion actuel.

De nombreuses cartes zonéographiques ont été établies sur la répartition des minéraux et des faciès métamorphiques alpins. On peut citer : E. Niggli (1960) , J. Bocquet (1974) , W.G. Ernst (1973) , P. Bearth (1962) , P. Saliot (1973) , M. Frey et al. (1974) , R. Caby et al. (1978) et E. Niggli (1978).

La carte zonéographique de R. Caby et al. (1978) (voir fig. 58) permet de présenter le contexte métamorphique régional de la Vanoise septentrionale.

Selon cette carte, notre secteur d'étude est concerné par les zones métamorphiques nommées A, B et C, lesquelles appartiennent aux faciès schistes bleus et schistes verts.

Des passages latéraux entre zones métamorphiques au sein d'une même unité, sont également indiqués :

- du Sud vers le Nord, de la zone B à la zone C dans les Schistes lustrés de la klippe de la Grande Sassièrè ;
- du Sud-Ouest vers le Nord-Est, de la zone C à la zone A dans le socle briançonnais interne de la Vanoise septentrionale.

Quelques données chronostratigraphiques et radiométriques.

Le métamorphisme alpin qui affecte la zone briançonnaise est nécessairement postérieur au Paléocène. Age qui correspond, dans les Marbres chloriteux, à la plus récente datation paléontologique obtenue dans les séries briançonnaises de la Vanoise. On peut également rappeler la découverte par E. Raguin (1930) de Foraminifères d'âge Crétacé supérieur de la base des Marbres chloriteux inclus dans des glaucophanes (crossite) au Vallon du Paquier.

Les âges radiométriques obtenus par des méthodes diverses (K/Ar ; Rb/Sr ; $^{39}\text{Ar}/\text{Ar}^{40}$) sur des micas de haute pression de la même zone s'échelonnent entre l'Eocène supérieur et la base de l'Oligocène soit 38 à 40 MA (in J. Bocquet, 1974 ; C. Chopin, 1979).

En ce qui concerne la zone piémontaise, les âges radiométriques se répartissent en deux périodes distinctes :

- La première, Crétacé supérieur - Paléocène basal (80-60 MA), a été obtenue sur des minéraux des faciès éclogitique et schistes bleus (micas et amphiboles). Ces recristallisations métamorphiques précoces accompagnent la phase tectonique majeure dite "phase éoalpine" et n'ont laissé apparemment de trace que dans une partie de la zone piémontaise à savoir principalement : les massifs cristallins internes du Grand Paradis, Dora Maira ... et certains Schistes lustrés (zone dite de Zermatt-Saas-Fee ou nappe inférieure des Schistes lustrés) (cf. historique).

- La seconde, Paléocène supérieur - Eocène basal (40-38 MA), à faciès schistes verts, affecte l'ensemble de la zone piémontaise et contribue à la rétro-morphose, déjà amorcée au Crétacé supérieur - Paléocène, des paragenèses de hautes pressions de la phase éoalpine. Toutefois, cette période s'est accompagnée de recristallisations dans un régime de pression permettant la formation d'amphiboles sodiques (J. Bocquet, 1974).

Par contre plus récemment selon C. Chopin (1979), les paragenèses observées dans le Grand Paradis et les Schistes lustrés ne fournissent aucun indice pour une phase de haute pression durant cette seconde période (les âges 40-38 MA obtenus sur des phengites de haute pression ne corres-

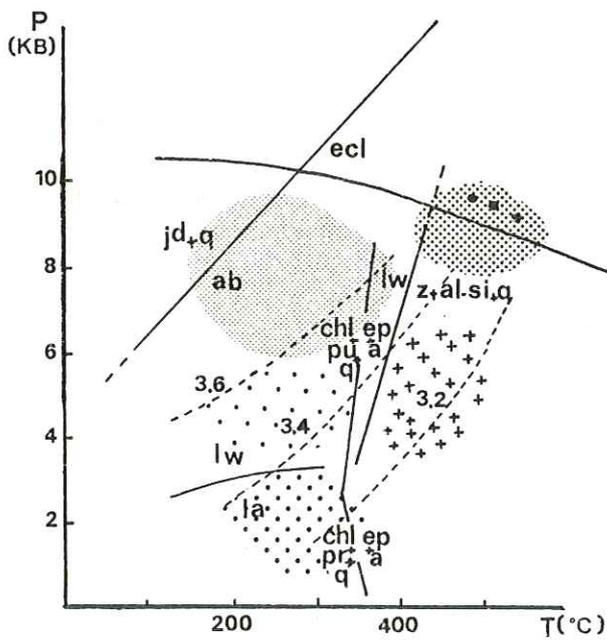
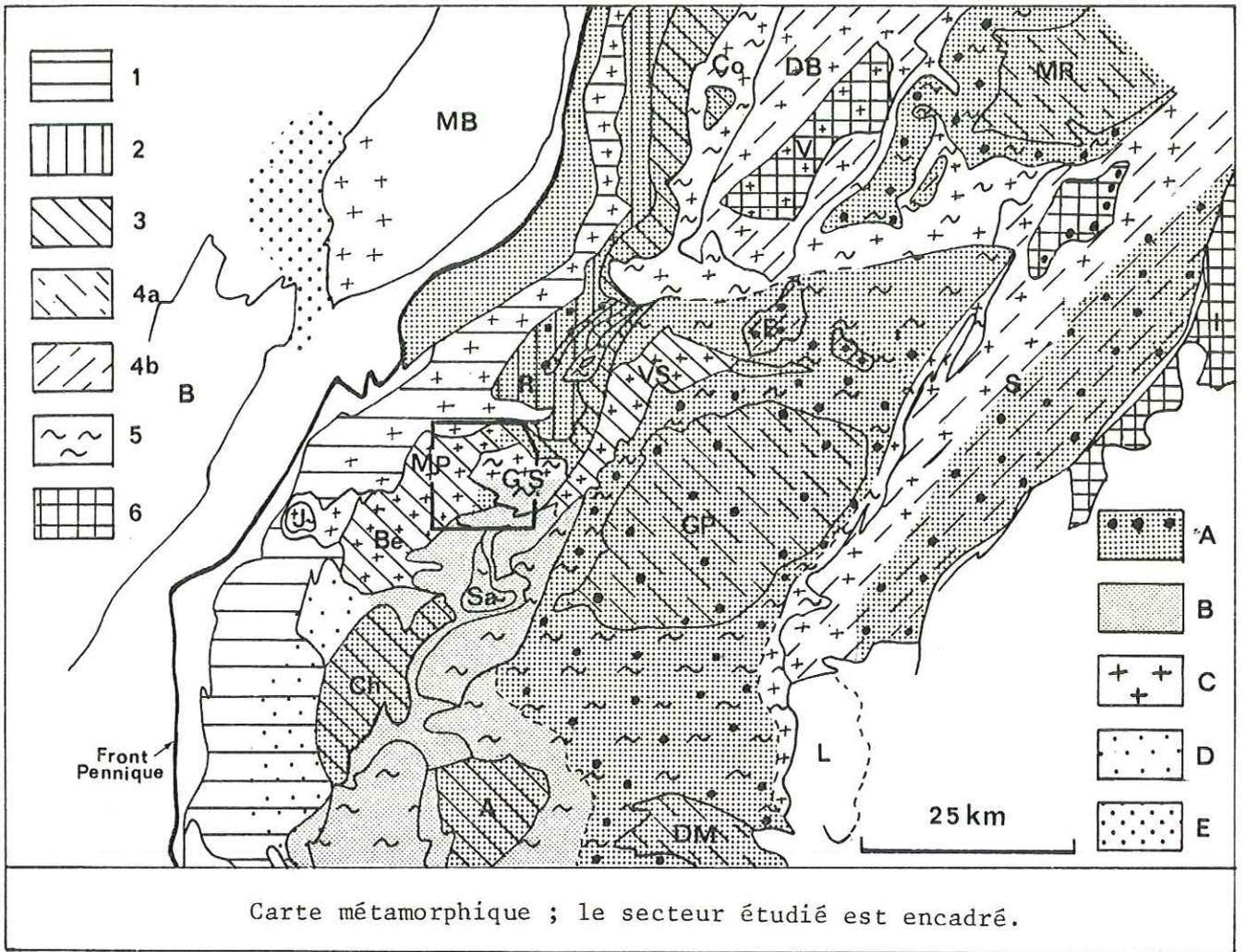


Diagramme pression-température pour les différentes zones métamorphiques distinguées sur la carte métamorphique.

Fig. 58 : Cadre métamorphique de la Vanoise septentrionale dans les Alpes occidentales du Nord (modifié d'après R. Caby et al., 1978). On notera en particulier que le massif de Sesia a été attribué aux massifs cristallins internes (cf. J. Aubouin et al., 1977).

Légende de la carte :

* Unités structurales.

Seuls les socles penniques et austro-alpins ainsi que les Schistes lustrés ont été distingués.

- 1 et 2 : zone briançonnaise externe avec 1: houiller ; 2: terrains anté-namuriens.
3 : zone briançonnaise interne.
4 à 6 : zone piémontaise sens large comprenant :
4: massifs cristallins internes (4a: Mont Rose, Grand Paradis et Dora Maïra et 4b: Sesia, Mont Emilius et klippe de la Dent Blanche) ;
5: Schistes lustrés (sens large) ;
6: zone d'Ivrée et klippe de la Valpeline.

* Zones métamorphiques.

- A : zone à glaucophane-zoïsite-grenat (\pm disthène) ; les points noirs traduisent la présence de faciès éclogitiques.
B : zone à glaucophane-lawsonite (\pm jadeïte + quartz).
C : zone des schistes verts (albite, épidote, pumpellyite, chlorite, amphibole bleu-vert, actinote, biotite verte et brune).
D : zone à lawsonite-albite-chlorite (\pm pumpellyite \pm actinote \pm épidote).
E : zone à préhnite-pumpellyite.

Légende du diagramme PT :

Minéraux : al = albite ; al-si = silicate d'aluminium ; a = actinote ; chl = chlorite ; ecl = éclogite ; ep = épidote ; jd = jadeïte ; lw = lawsonite ; la = laumontite ; pr = prénite ; q = quartz ; pu = pumpellyite ; z = zoïsite.

En lignes pointillées : taux maximum de la substitution phengitique.

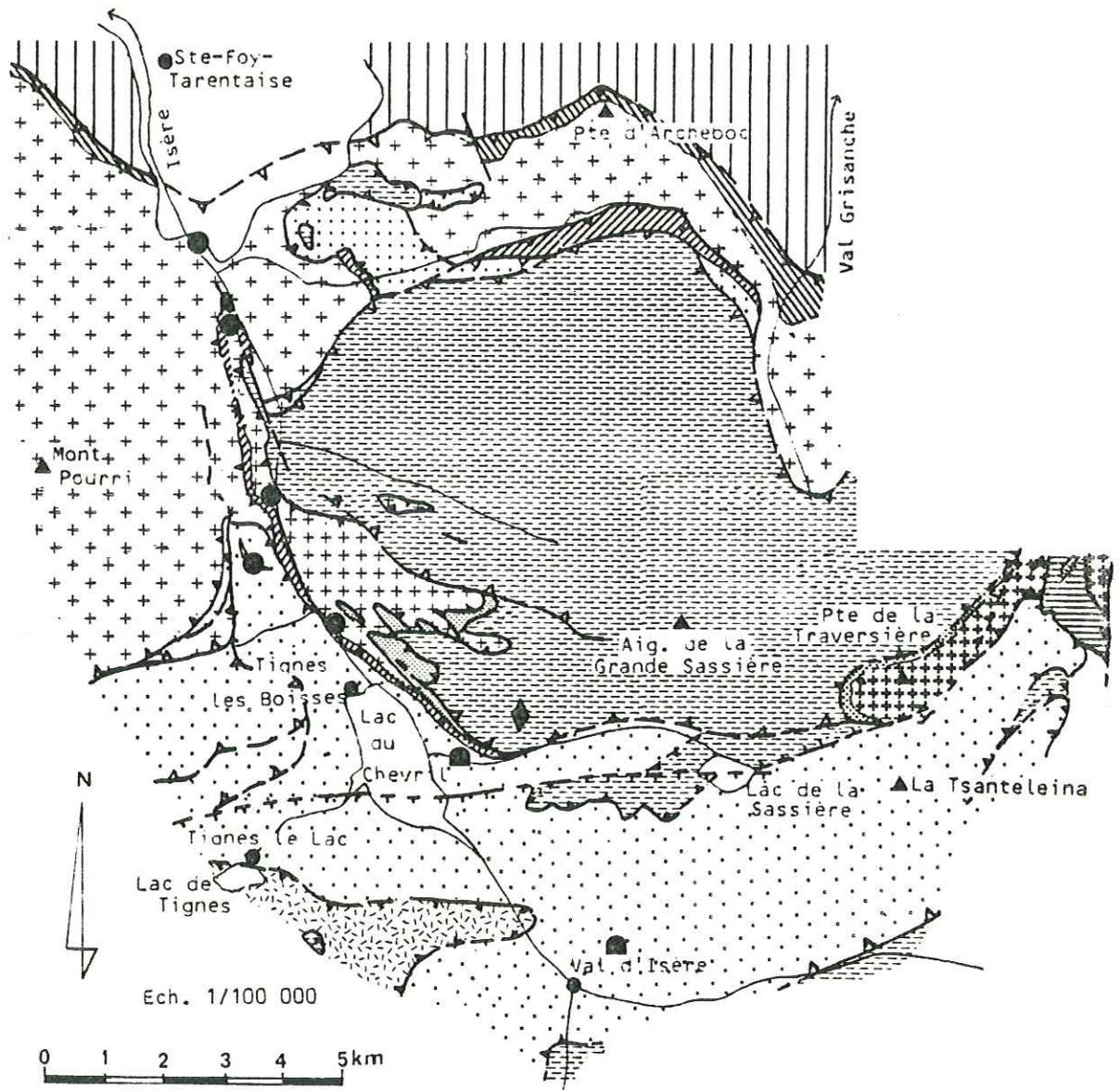


Fig. 59 : Schéma de localisation du glaucophane, de la crossite et des pseudomorphoses de lawsonite.

●: glaucophane ; ■: crossite ; ◆: pseudomorphoses de lawsonite.

La légende structurale est la même que celle de la figure 12

pondent pas à des recristallisations mais à une ouverture complète et sur les amphiboles sodiques à des surpressions d'Argon).

Cet auteur conçoit alors "*le Grand Paradis et la nappe des Schistes lustrés en position structurale plus élevée que la Vanoise et participant peut être ainsi à la genèse des hautes pressions de ce dernier*".

B. LES PARAGENESES MINERALES.

1°/- Dans la zone briançonnaise interne :

a- Au niveau du substratum paléozoïque.

Dans le substratum paléozoïque du briançonnais interne, nous observons deux paragenèses : la première à glaucophane, la seconde appartenant au faciès schistes verts. Les endroits où nous avons trouvé du glaucophane sont reportés sur la figure 59.

L'échantillon que nous décrivons maintenant a été prélevé dans un métabasite du socle anténamurien, au carrefour de la RN 202 et de la route menant aux Brévières.

$$x = 957,4 \quad y = 268,25$$

Les minéraux observés sont : albite, chlorite, pistacite, sphènes corrodés, glaucophane, amphibole bleu-vert, calcite.

Ils appartiennent, en fait, à la superposition de deux paragenèses. En effet, le sphène et le glaucophane apparaissent lors d'une première paragenèse. Au cours de la seconde, le sphène subit une corrosion et le glaucophane s'entoure d'une gaine de chlorite et épidote.

Il existe donc une première paragenèse à glaucophane rétro-morphosé partiellement dans le faciès schistes verts.

On observe également de rares glaucophanites dont l'âge n'est pas connu, dans le secteur du refuge du Martin (voir photo n° 4).

Le glaucophane de première génération paraît ubiquiste à l'échelle de notre secteur. Il est bien représenté en rive droite de l'Isère [voir fig. 59 ainsi que les travaux de J. Bocquet (1974, p. 166) et R. Caby et al. (1978) cf. fig. 58] mais également dans le massif du Mont Pourri (J. Bocquet, 1974, p. 127).

b- Au niveau de la couverture mésozoïco-cénozoïque.

Dans le secteur étudié, nous n'avons identifié que des minéraux appartenant au faciès schistes verts. On peut, toutefois, trouver localement de la crossite (glaucophane ferrique), dans les niveaux riches en fer du Malm de la Clittaz (voir photo n° 7) et dans le Lias de Pierre de Compia (F. Ellenberger, 1958, p. 268). Mais elle n'est pas révélatrice d'un faciès schistes bleus. Néanmoins, F. Ellenberger (1958, p.

314) a décrit "des pseudomorphoses vertes d'un minéral tabulaire détruit" aux contours très semblables à ceux que peut présenter la lawsonite. Selon R. Caby et al. (1978), cette lawsonite appartiendrait à une paragenèse à lawsonite et glaucophane du faciès schistes bleus (cf. supra). Sur notre secteur d'étude, nous n'avons pas d'argument pour infirmer ou confirmer ces hypothèses.

2°/- Dans les Schistes lustrés :

a- Description.

Les paragenèses que nous avons observées dans les Schistes lustrés de la klippe de la Grande Sassièrre sont les suivantes :

- Dans une metabasite, éch. 309 A (photo n° 6) dont la localisation est la suivante : 750 mètres au Nord - Nord-Ouest du Saut (Vallon de la Sassièrre) en $x = 961,43$ et $y = 2065,23$.

Les minéraux présents sont les suivants : albite, chlorite, épidotes (pistacite + clinozoïsite), sphène, calcite et lawsonite (?) pseudomorphosée en chlorite et mica blanc.

Ces minéraux observés appartiennent, en fait, à la superposition d'au moins deux paragenèses. En effet, le sphène et la lawsonite (?) sont antérieurs aux épidotes, à l'albite et à la chlorite. Ils sont laminés le long de la foliation soulignée par le développement de chlorites et de sphènes ou inclus et rétro-morphosés dans l'albite (lawsonite ?).

- Dans une auréole réactionnelle entourant les serpentinites éch. 51 (cf. photo 5) dont la localisation est la suivante : 250 mètres à l'Est du Franier (rive droite de l'Isère) en $x = 957,67$ et $y = 2070,47$.

Les minéraux observés sont les suivants : amphibole bleu-vert en gerbes étoilées, épidote (pistacite), amphibole (actinote-trémolite), sphène et minéraux opaques.

Nous observons également un phénomène de rétro-morphose à la périphérie de l'amphibole bleu-vert en actinote-trémolite.

- Dans les calcschistes. Les calcschistes présentent une association minérale assez monotone dont la paragenèse classique comprend : calcite, quartz, mica blanc et sphène avec ou sans albite et chlorite.

b- Commentaire et conclusion.

Le métamorphisme des Schistes lustrés de la klippe de la Grande Sassièrre apparaît à travers ces quelques exemples comme polyphasé.

- La première paragenèse dans le faciès schistes bleus n'a été observée que très localement dans la partie méridionale de la klippe, là où affleurent les metabasites. Elle comprend la lawsonite (?) et le sphène

auxquels il faut ajouter le glaucophane mis en évidence par J. Bocquet (1974, p. 168).

L'absence de cette paragenèse dans la partie septentrionale de la klippe (cf. cadre métamorphique) pourrait en fait, ne résulter que de la répartition géographique des métabasites puisque la lawsonite et le glaucophane s'y développent préférentiellement.

- la deuxième paragenèse affecte l'ensemble de la klippe et appartient au faciès schistes verts [amphibole bleu vert, actinote-trémolite, épidotes (pistacite-clinozoïsite) et chlorites].

Il nous est toutefois impossible de discuter l'âge de ces deux paragenèses en l'absence de toute datation radiochronologique sur les Schistes lustrés du secteur d'étude.

CHAPITRE II. TECTONIQUE.

Nous examinerons d'abord et de manière rétrotectonique les différents évènements tectono-métamorphiques enregistrés sur le secteur d'étude.

Nous tenterons ensuite, après avoir discuté nos observations, de reconstituer l'évolution géodynamique de cette portion de l'arc alpin.

A. ANALYSE STRUCTURALE RETROTECTONIQUE.

I. LA FRACTURATION RECENTE.

Il s'agit là de failles fortement inclinées (70 à 80°), dans un cas au moins, bien réglées en direction, qui recoupent l'édifice de nappes.

On peut différencier d'une part la fracturation observable dans la vallée de l'Isère, au Nord du lac du Chevril, d'autre part celle qui lui est quasiment orthogonale et qui apparaît à l'extrémité sud du même lac, de part et d'autre de la vallée (accident du Chardonnet - Val de Rhêmes).

1°/- Les fractures dans la vallée de l'Isère :

Bien développées entre Sainte-Foy-Tarentaise et le lac du Chevril, elles accentuent le caractère linéaire de la vallée de l'Isère. Elles donnent naissance à une morphologie "en gradins" qui peut être observée à l'Est du village de la Gurraz.

La figure 60 et le panorama PIII montrent la plus remarquable de ces failles subverticales de direction Nord 140° mettant en contact des schistes lustrés avec le paléozoïque du versant est du Mont Pourri.

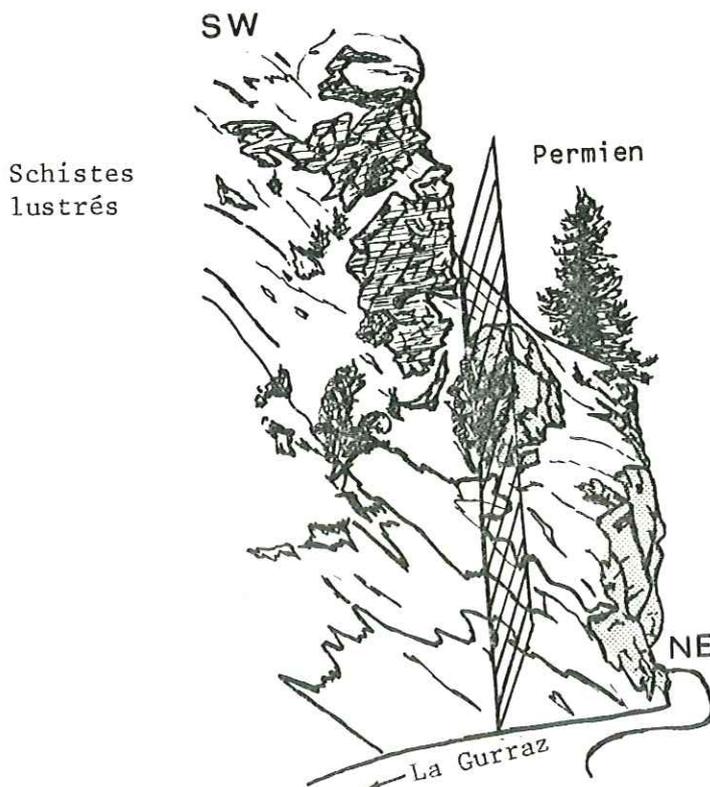
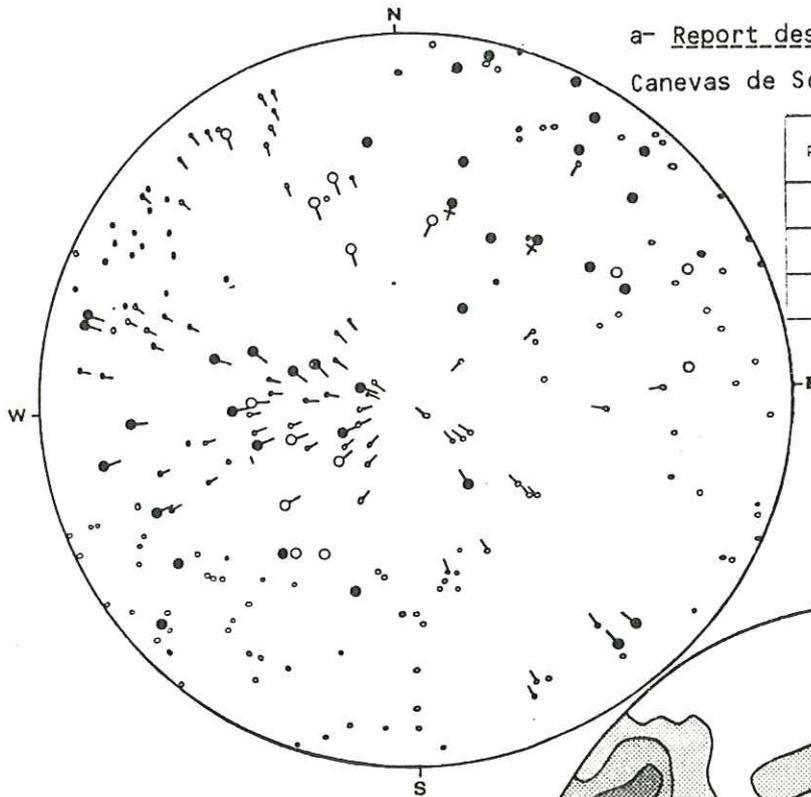


Fig. 60 : Faille NW-SE
de la Gurraz

(x = 956,57 ; y = 270,80
z = 1150m).

a- Report des mesures

Canevas de Schmidt (hémisphère inférieur)

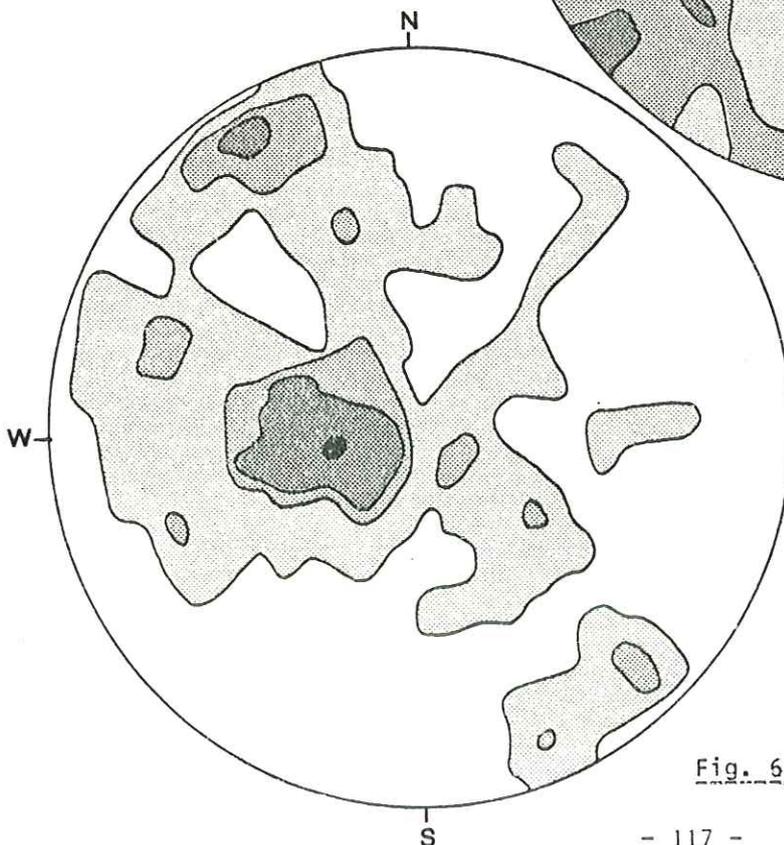
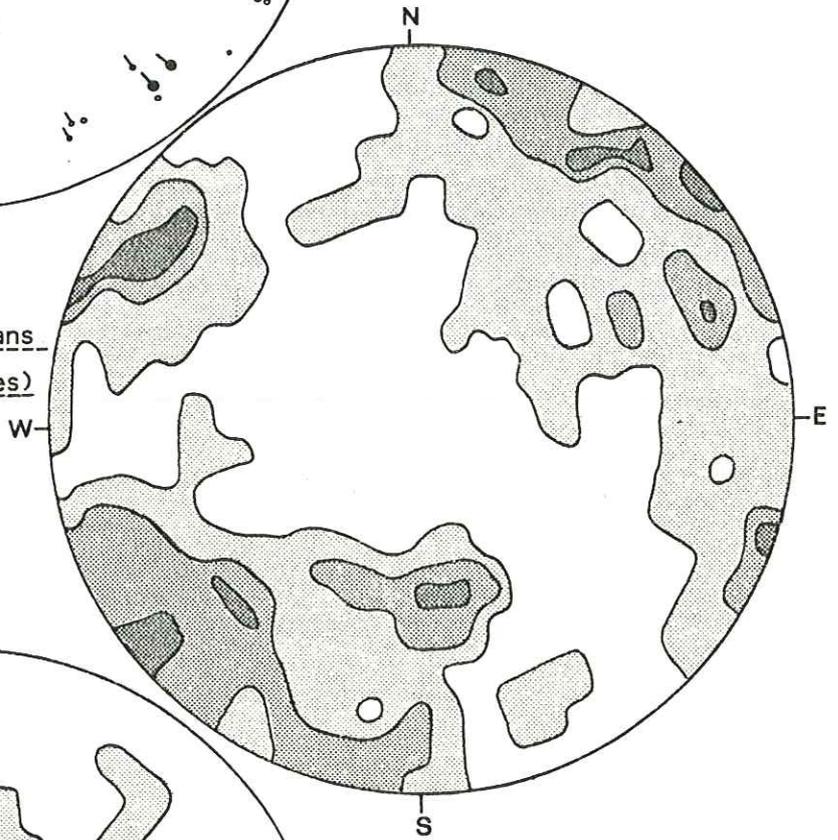


pôles des plans	Stries	Sens
.	—	inconnu
○	○	normal et senestre
●	●	normal et dextre
	⊕	normal

b- Densité (d) des pôles des plans
(densité par rapport à 120 mesures)

Compteur de Dimetrijevic

- 0 < d ≤ 2
- 2 < d ≤ 4
- 4 < d ≤ 6



c- Densité (d') des stries
(densité par rapport à 90 mesures)

Compteur de Dimetrijevic

- 0 < d' ≤ 2
- 2 < d' ≤ 4
- 4 < d' ≤ 6
- 6 < d' ≤ 8

Fig. 61 : Stéréogrammes des fractures de la Vallée de l'Isère

Les mesures faites sur des plans de failles, principalement au niveau de la Gurraz et de la Savinaz, ont été reportées en projection stéréographique sur un canevas de Schmidt (Fig. 61 a).

Deux familles de failles apparaissent nettement, notamment en ce qui concerne les directions de plan (Fig. 61 b) :

- la première, la plus développée au niveau de la vallée de l'Isère, présente des directions comprises entre N 100° et N 160° avec une dominante vers N 140°.

Les plans de failles sont fortement inclinés soit vers le Sud-Ouest soit vers le Nord-Est. Il s'agit en fait d'un réseau conjugué.

- la seconde, moins développée présente des directions comprises entre N20° et N50°.

En ce qui concerne les stries, elles sont largement développées sur les plans appartenant à la première famille : lorsque le sens des stries a pu être observé, les plans inclinés vers le Sud-Ouest ont un jeu normal avec une faible composante dextre et les plans inclinés vers le Nord-Est ont un jeu également normal mais avec une faible composante senestre ce qui donne un dispositif fondamentalement extensif dans le sens Sud-Ouest - Nord-Est (voir fig. 62).

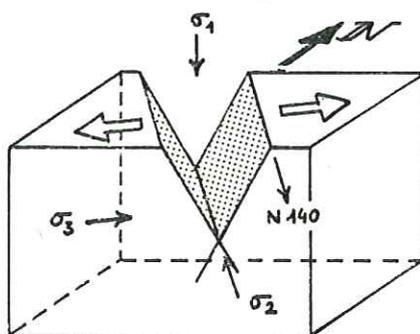


Fig. 62 : bloc diagramme de la fracturation distensive de direction moyenne N140° dans le secteur de la vallée de l'Isère.

Toutefois, l'histoire de ces plans de failles ne semble pas si simple puisque l'on peut observer localement un net polyphasage de ces plans souligné par deux générations de stries :

- les stries les plus tardives et les plus abondantes sont celles dont le jeu possède une forte composante normale (cf. supra).

- les stries les plus précoces s'observent plus difficilement et présentent sur les failles de direction N140° un jeu fondamentalement décrochant dont le sens, généralement mal conservé, est dextre d'après les quelques mesures que nous avons pu relever.

Interprétation :

Les premiers mouvements sont donc décrochants. Nous avons probablement affaire à la trace superficielle de rejeux d'anciens accidents tardi-hercyniens au niveau du bat¹ profond comme cela a déjà été envisagé par J. Boudon et al. (1976).

Ces jeux décrochants précoces pourraient être en relation, comme nous l'exposerons plus avant, avec des mouvements tectoniques chevauchants.

Ultérieurement, ces accidents ont rejoué en failles normales en accord avec une extension sud-ouest - nord-est. Il est quasiment impossible d'apprécier directement l'importance des rejets de ces failles compte tenu du manque de repères fiables dans les compartiments par trop déformés (plis en fourreaux kilométriques et panneaux imbriqués).

On insistera tout de même sur la direction de la vallée de l'Isère sensiblement N160° qui peut donc tirer son origine de la présence des fractures décrites précédemment.

Vers le Sud de notre secteur, cette direction n'est plus matérialisée au-delà de l'accident sub-perpendiculaire du Chardonnet - Val de Rhêmes.

2°/- L'accident du Chardonnet - Val de Rhêmes :

Il traverse d'Ouest en Est la partie méridionale du lac du Chevril où il est matérialisé par des cargneules en rive gauche au Bois de la Combe, et en rive droite au Nord de la Reculaz. Puis, il continue, parallèlement à la vallée de la Sassièrre, jalonné par des mylonites de Marbres chloriteux au Minoret et par des cargneules dans la haute vallée de la Sassièrre (cote 2700m).

Cet accident, subvertical, recoupe sur notre secteur d'étude les contacts cisailants plissés ou non plissés qui caractérisent l'édifice de nappes antérieur. Par exemple :

- au Minoret, il met au contact des serpentinités appartenant aux Schistes lustrés de la Pointe du Picheru avec des Marbres chloriteux (voir coupe 10, planche II et panorama PVI) effondrant ainsi dans le compartiment sud, la klippe du Picheru ;

- dans la haute vallée de la Sassièrre il met successivement en contact les brèches de la Tsanteleina d'abord avec les Schistes lustrés de la Sassièrre puis avec le substratum paléozoïque de la Pointe de la Traversièrre et sa couverture (coupe 4, planche II et figure 51) effondrant alors, dans le compartiment nord, le bord de la klippe de la Sassièrre.

A l'Ouest du lac du Chevril, son tracé se perd sous de puissants placages morainiques. Toutefois, on pourrait concevoir qu'il soit relayé plus à l'Ouest par l'accident de direction Nord-Est - Sud-Ouest qui limite dans sa partie septentrionale la klippe des Schistes lustrés du Chardonnet.

De même, vers l'Est, son tracé se perd à la base du glacier de Rhêmes-Golette et on ne le voit pas traverser la falaise de la Granta Paré plus à l'Est. De nouveau, on pourrait concevoir qu'il puisse être relayé au niveau du Glacier et de la Combe de Goletta par un accident de direction SW-NE parallèle au Val de Rhêmes. Ceci reste toutefois du domaine de l'hypothèse.

Le jeu de l'accident :

Le compartiment situé au Sud-Est de l'accident apparaît surélevé vers l'Est et affaissé vers l'Ouest (cf. supra).

Par rapport à l'édifice de nappes, on voit d'après la figure 63, que les Schistes lustrés du Chardonnet et ceux du Minoret sont conservés dans la partie ouest du compartiment sud-est et ceux de la klippe de la Grande Sassièrè sont conservés dans la partie est du compartiment nord-est. Cet accident semble alors présenter un jeu rotationnel dont l'axe horizontal serait situé au niveau du lac de la Sassièrè, lequel jeu engendre donc un basculement.

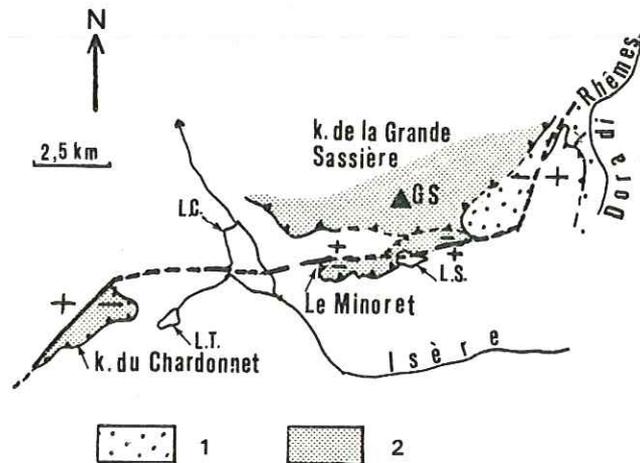


Fig. 63 : Jeu de l'accident du Chardonnet - Val de Rhêmes.
 1: substratum paléozoïque ; 2: Schistes lustrés ;
 LC: Lac du Chevril ; LT: Lac de Tignes ; LS: Lac de la Sassièrè.

II. LES CHEVAUchemENTS CISAILLANTS TARDIFS.

1°/- Description :

Il s'agit de grands chevauchements plats ou peu déformés par des plis à grands rayons de courbure qui leurs sont donc postérieurs. De manière générale, ils regardent vers le Nord dans la partie septentrionale du secteur d'étude et vers le Sud dans la partie méridionale.

Nous allons étudier ces contacts dans le détail au niveau de quatre secteurs.

a- Le contact zone houillère - zone briançonnaise interne.

Dans le secteur étudié sa trace possède une direction est-ouest. Elle passe au Nord du massif du Mont Pourri et des Pointes de l'Archeboc et de la Foglietta. La partie visible du "V" topographique qu'elle dessine en traversant la vallée de l'Isère en amont de Sainte-Foy-Tarentaise ("Reentrant de l'Isère", F. Ellenberger, 1958) indique clairement le chevauchement vers le Nord de la zone briançonnaise interne sur la zone houillère.

- En rive gauche de l'Isère, le contact n'est visible qu'en peu d'endroits : au Sivertet, dans la forêt de Roncoz, vers le point coté 2087m (carte géologique).

- Au Sivertet, le front du substratum paléozoïque du Mont Pourri est constitué par le socle anténamurien et le gneiss vert permien en position inverse. Ces derniers reposent par l'intermédiaire d'une fine semelle de mylonites terreuses rousses sur des quartzites peu mylonitisés appartenant à la couverture mésozoïque de la zone houillère. Le contact de direction est-ouest plongeant vers le Sud avec un pendage de 20° est visible 500 mètres au Sud-Ouest du Planay (fig. 64).

200 mètres au Nord-Ouest du Sivertet, dans le ruisseau du Planay, nous retrouvons les quartzites mais fortement mylonitisés. Ici, la série visible est plus complète puisque, sous ces quartzites, affleurent des schistes sériciteux grisâtres et des quartzites blancs grossiers et phylliteux qui sont rapportés au Néo-Permien (F. Ellenberger, 1958, p. 82 et 428).

Au Solliet, le long de la nouvelle route qui rejoint le Planay à la station des Arcs 2000, apparaît, dans le talus, sous une mylonite terreuse rousse, une puissante mylonite de quartzites blancs pulvérulents. Ces mylonites de quartzites ne présentent, d'après nos observations, aucune recristallisation métamorphique.

- En rive droite de l'Isère, le contact est masqué, dans les flancs du Grand Bois, par de puissantes formations quaternaires. Ce n'est qu'à la cote 2200m que l'on retrouve des affleurements permettant de le resituer. Le chevauchement se suit alors sur l'envers des Pointes de la Foglietta, des lacs Verdet, de l'Argentière et d'Archeboc, où il plonge également vers le Sud d'une vingtaine de degrés.

Entre les Pointes des lacs Verdet et d'Archeboc, les micaschistes verts du Permien renversés sous le socle anté-Namurien du Briançonnais interne reposent sur des migmatites (Gneiss du Sapey) appartenant à la zone houillère. Par contre, à la Pointe de la Foglietta, le Permien fait défaut

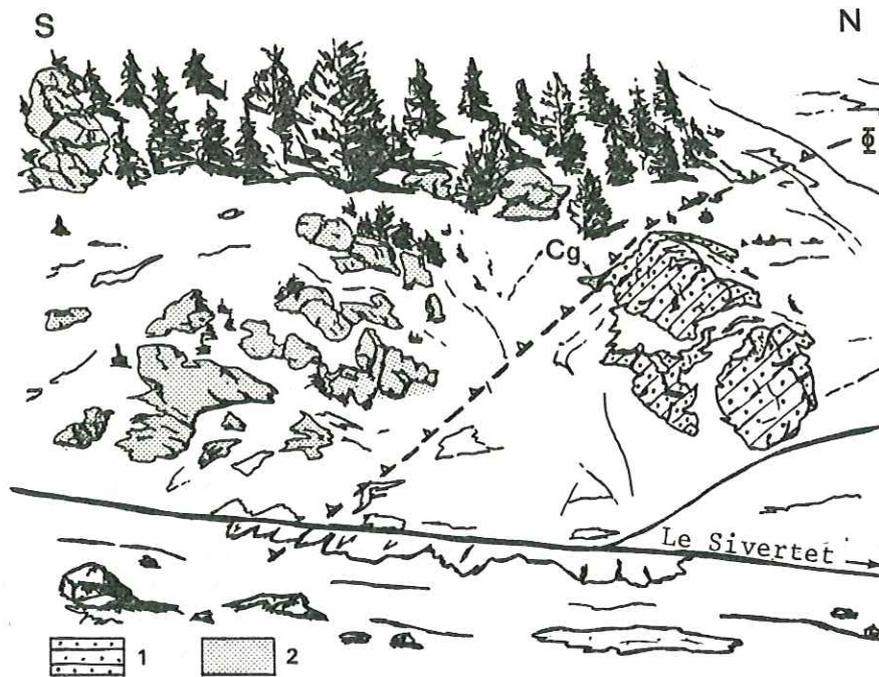


Fig. 64 : Le contact zone briançonnaise interne - zone houillère en rive gauche de l'Isère (le Sivertet).
 1: quartzites du Trias inférieur de la zone houillère ; 2: Permien de la zone briançonnaise interne ;
 Cg: Cargneules.

et le socle repose directement sur les migmatites de la zone houillère localement mylonitisées à leur sommet.

- Plus à l'Est du secteur d'étude, en Valgrisanche, selon R. Caby (1968) le contact se verticaliserait. Toutefois, nous n'aborderons pas les problèmes posés par cette région qui font l'objet, actuellement, de nouvelles recherches.

b- Le contact cisailant à la base de la klippe de la Grande Sassièrre.

- Le Front Nord de la klippe :

Dans la région cartographiée et en dehors des fréquents placages quaternaires, le tracé du contact basal septentrional de la klippe de la Grande Sassièrre peut se suivre depuis la vallée de l'Isère à l'Ouest jusqu'au Val Grisanche à l'Est. Il se présente de prime abord comme un contact cisailant plongeant vers le Sud d'environ 20°.

En fait, la klippe n'est pas toujours limitée à sa base par un contact unique. En divers endroits on note la présence d'une série d'écailles formant une semelle tectonique. Le secteur des cols frontaliers est significatif à cet égard.

Sur le panorama PI et sur les coupes n° 7 à n° 16, planche II, est figurée la superposition anormale des divers ensembles de Permien, de couverture briançonnaise mésozoïque et de Schistes lustrés reposant sur le substratum paléozoïque.

Cette disposition en écaillés non plissées se retrouve par ailleurs en profondeur ; elle a pu être observée, en effet, à travers les galeries EDF notamment celles d'amenée d'eau vers l'usine du Chevril.

Vers l'Ouest, cette zone de contact qui est encore bien développée aux Pigettes, butte, au niveau de la vallée de l'Isère, contre les failles décrites antérieurement.

- Le front sud de la klippe :

Les contreforts sud-ouest du Rocher de la Davie, en rive droite de l'Isère, sont marqués par tout un ensemble de surfaces de discontinuité plongeant faiblement ou moyennement vers le Nord - Nord-Est, que soulignent des cargneules bréchiques.

Localement à la Revirette ces mylonites carbonatées s'accompagnent de quelques recristallisations métamorphiques (micas verts chromifères).

Sur la carte, sur le panorama P VI et sur les coupes 11 à 14 ces contacts cisailants tranchent à la fois le lambeau de socle paléozoïque des Brévières, les séries mésozoïco-cénozoïques du Chevril et les Schistes lustrés. Ce faisant, ils recoupent les contacts tectoniques antérieurs séparant ces divers ensembles. Ceci s'observe en plusieurs points ; par exemple à la Revirette, dans la Grande Combe et sous le Rocher Blanc. Ils font reposer plus à l'Est (au lieu-dit "Le Chargeur") les Schistes lustrés directement sur les séries de Val d'Isère, sans l'intermédiaire de l'écaillé paléozoïque des Brévières.

Sur le flanc sud-ouest de la Pointe de la Traversière (fig. 51 et coupe n° 4, planche II), dans la haute vallée de la Sassièrre le contact basal de la klippe vient vraisemblablement buter sous les éboulis, contre l'accident du Chardonnet - Val de Rhêmes à la base du glacier de Rhêmes Golette.

- Remarque :

- Le massif de la Grande Sassièrre est limité de tous côtés par un contact tectonique basal simple ou fait d'un système d'écaillés chevauchantes. Il s'agit bien d'une klippe tectonique, mais d'une klippe composite comprenant des éléments géologiques divers (nappe des Schistes lustrés, écaillé de socle des Brévières et de la Pointe de la Traversière, séries mésozoïco-cénozoïques briançonnaises du Chevril, etc...)préalablement structurés ensemble comme nous le verrons (cf. infra).

- Le ou les contacts chevauchants situés à la base de la klippe sont toujours cisailants. Ils tronquent sommitalement divers terrains ou contacts tectoniques de l'autochtone relatif briançonnais et recoupent de même les divers termes et accidents plus anciens du corps de la klippe.

- Le contact basal de la klippe est déformé en un vaste brachysynclinal, ce plissement étant nécessairement plus récent que le chevauchement cisailant.

- Ce contact à la base de la klippe de la Grande Sassièrè est enfin recoupé par les accidents cassants récents au niveau de la vallée de l'Isère en aval de la retenue du Chevril et par l'accident Chardonnet - Val de Rhêmes.

c- Le cisaillement plat en rive gauche de l'Isère entre le Marais et le refuge du Martin.

Ce contact, subhorizontal longe, du Nord vers le Sud, à partir du refuge du Martin, le pied oriental du Dôme de la Sache (Plan des Pierres). Puis, après avoir traversé le vallon de la Sache et longé la dépression du Marais, il passe par le Glattier et les Conduis et vient sans doute buter sous le couvert morainique contre l'accident du Chardonnet - Val de Rhêmes (carte géologique et schéma structural).

Les panoramas PIV et PV permettent de situer dans le paysage ce contact. Il tranche subhorizontalement des séries mésozoïco-cénozoïques des séries de Val d'Isère et amène le socle du Dôme de la Sache à surmonter entre les Rochers de la Grande Parei et le refuge du Martin les assises triasiques déformées.

Sur ce cisaillement plat se branchent deux accidents de même style :

- l'un dans le vallon de la Sache, longe la base du Dôme de la Sache et gagne le col de la Sache où des cargneules le jalonnent ;
- l'autre se détache au pied du Rocher du Marais et passe plus à l'Ouest, à la base des cargneules de l'Aiguille Percée.

Au Nord du Refuge du Martin, le contact cisailant principal peut se suivre à la faveur de l'existence d'une bande de quartzites micacés que nous attribuons au substratum paléozoïque. Celle-ci se prolonge en passant par le Carroley jusqu'au ruisseau du Mont Pourri où il vient buter probablement contre une faille de la vallée de l'Isère.

Pour F. Ellenberger (1958, p. 429-430) cette bande de quartzites micacés est attribuable au Permo-Trias. L'auteur la relie directement vers le Sud aux écaillés carbonatées du secteur des Terres Rouges et du Plan des Pierres. Tout comme E. Raguin, il interprète cette structure comme "*des pin-cées synclinales venues d'en haut*".

Pour nous et bien que mylonitisés, ces quartzites s'apparentent beaucoup mieux aux bandes de quartzites micacés du socle affleurant sur la retombée méridionale du Dôme de la Sache.

d- Le cisaillement du Col du Fond.

La trace de ce chevauchement à regard sud-est, est orientée Nord-Est - Sud-Ouest. Partant de la vallée de l'Isère au Sud-Est du secteur étudié, elle suit la base de la falaise de la Pointe de Bazel (Les Grandes Limpes, Pente des Cavales) puis, passe en dehors de notre secteur d'étude au col du Fond situé entre la Pointe de Calabre et le Roc de Bassagne. On peut vraisemblablement lui rattacher le contact que nous observons au Sud du Refuge de Bénévolo, en contrebas de la rive droite du glacier de Centelina dans la Dora di Rhêmes.

Le panorama PII situe dans le paysage la partie méridionale du tracé de ce contact lequel tronque à la fois les Schistes lustrés et les matériaux du faisceau du Prariond (Trias supérieur et "Lias prépiémontais" de l'unité de la Grande Motte).

2°/- Conclusion :

- Le secteur étudié est affecté de grands chevauchements cisailants peu déformés si ce n'est par des ondulations à grands rayons de courbure .

- Les recristallisations métamorphiques qui accompagnent ces cisaillements sont, selon les secteurs, soit inexistantes, soit très discrètes.

- Ces surfaces cisailantes, toujours bien exprimées topographiquement individualisent finalement les grands ensembles morphostructuraux de la région étudiée ; à savoir :

. la zone Briançonnaise interne, édifice complexe de socle de couverture, charriée sur la zone houillère.

. la klippe de la Grande Sassièrè, composite car comprenant des éléments de socle, de couvertures Briançonnaises internes et de nappe des Schistes lustrés structurés ensemble.

- On notera que ces cisaillements se placent à la base de fronts chevauchants regardant :

. soit au Nord, dans le cas du front du Briançonnais interne ;

. soit au Sud, dans le cas du front du Dôme de la Sache en rive gauche du Ruisseau de la Sachette, ainsi que dans le cas du front Pointe de Calabre - Pointe de Bazel au-dessus du Col du Fond.

Cette dualité conduit classiquement à voir dans ces regards de fronts opposés la conséquence de mouvements d'âges et de vergences différents, les seconds étant considérés comme des rétrocharriages tardifs par rapport au premier charriage. A ce stade de notre étude, nous nous contentons de souligner que du point de vue géométrique rien ne permet de distinguer les uns des autres. D'autres arguments nous seront nécessaires pour prendre position sur ce sujet (cf. infra).

On remarquera enfin que de part et d'autre de la vallée de l'Isère sur la surface étudiée, les chevauchements cisailants ne se poursuivent pas,

à l'exception du front du Briançonnais interne (encore que la continuité réelle de celui-ci ne soit pas vérifiable dans la vallée de l'Isère encombrée de formations quaternaires). Peut-être faut-il voir en cela la conséquence des premiers jeux des failles de la vallée de l'Isère contre lesquelles les cisaillements viennent buter et se perdre ; premiers jeux décrochants comme nous l'avons vu et qui pourraient ainsi être contemporains de l'avancée de ces grands chevauchements tardifs.

III. LA DEFORMATION DES CHEVAUchemENTS CISAILLANTS PRECOSES.

1°/- Généralités :

Elle s'observe principalement dans la partie sud de la région étudiée.

Avant d'être recoupée par les chevauchements cisailants tardifs précédemment signalés, elle est à l'origine du plissement d'un édifice de nappes complexe constitué à la fois de terrains briançonnais (socle et couverture) et de Schistes lustrés.

Les chevauchements relativement plus précoces sont en effet fortement déformés. Nous allons montrer qu'ils sont affectés :

- d'une part par des plis complexes, de direction Est-Ouest, sur la nature desquels nous reviendrons ;
- d'autre part et localement par des plis asymétriques d'axe N60° reprenant les structures précédentes.

Pour ce faire, nous décrirons la géométrie des contacts les plus importants dans quatre secteurs principaux ainsi qu'au Sud, aux limites de notre terrain d'étude.

2°/- Description de la déformation dans quatre secteurs :

a- Le vallon du Clou (fig. 65)

On observe fondamentalement deux directions de plissement :

- la première, N120° est mise en évidence d'abord par deux gouttières synformes : celle du Col de l'Aiguille - lac du Clou dans laquelle sont piégés des Schistes lustrés et celle située en rive droite du ruisseau des lacs Verdet qui contient une écaille mésozoïco-cénozoïque briançonnaise. La morphologie du socle, dans les environs du Monal, rajeunie par l'action glaciaire, témoigne également de cette structuration N120°. Elle est caractérisée par une succession de vallons et de croupes ayant cette orientation oblique par rapport à la direction locale N160° de la vallée de l'Isère.
- la deuxième orientée N60°, est postérieure à la première qu'elle reprend en plis ouverts dissymétriques de dimension décamétrique. Les plis sont visibles dans les quartzites peu en aval du Clou et dans la falaise de dolomies située au Nord-Est de l'Echaillon.

Les Schistes lustrés des trois klippen de Pierre d'Arbine déformés avec les écaillés de couverture briançonnaise selon une direction N120° sont ainsi repris selon la direction N60°.

Les arguments de surface, en faveur de cette seconde déformation commune, hormis la présence de quelques pincées de Schistes lustrés dans des quartzites, 300 mètres au Sud de la borne 2647m du Rocher de Pierre d'Arbine, restent faibles. Par contre, les sondages EDF actuellement en cours tout près du Clou, ont traversé, sous plus de 100 mètres de quartzites et de dolomies, des Schistes lustrés présentant un faciès identique. Ils sont ici ployés avec le flanc inverse du pli d'axe N60° visible immédiatement à l'Ouest du Clou.

b- La vallée de l'Isère en aval du lac du Chevril.

En rive gauche, entre le refuge du Martin et la vallée de l'Isère, le substratum paléozoïque du Mont Pourri et les puissantes écaillés quartzitiques des séries de Val d'Isère sont déformés ensemble en un vaste pli de direction est-ouest déversé vers le Sud (coupe 18, planche II).

Le panorama PIV montre cette disposition dans sa partie nord-ouest, entre les rochers de la Grande Parei et le refuge du Martin.

Le chemin qui monte au refuge à partir des Brévières longe d'abord, le flanc inférieur, puis la charnière de cette grande structure plissée. Vers la cote 1750 mètres, en traversant le ruisseau situé immédiatement au Sud du ruisseau du Nant Blanc, on observe, dans le contact tectonique entre substratum et quartzites, une puissante mylonite de quartzites triasiques. Cette mylonite est affectée d'une forte schistosité de direction N105°, inclinée de 50° vers le Nord. Les caractéristiques sont identiques à celles des plans axiaux des nombreux plis et microplis visibles au voisinage dans le substratum.

L'écaillé de dolomies jaunes et de marbres gris, en position inverse, que l'on peut suivre depuis les Terres Rouges jusqu'au Plan des Pierres, décrit également au-dessus de la grande structure précédente un second pli d'axe N110°.

- Il existe, par ailleurs, un contact tectonique entre l'ensemble : substratum paléozoïque du Mont Pourri et séries mésozoïco-cénozoïques de Val d'Isère, et le substratum paléozoïque (socle et Permien) des Brévières.

Ce contact important emprunte longuement la vallée de l'Isère. Souvent longé par une bande de Permien, il peut être suivi depuis le Chargeur au Sud-Est (vallée de La Sassièrre) jusqu'à la Gurraz au Nord.

C'est cette même bande que F. Ellenberger (1958, p. 429) interprète sur le flanc oriental du massif du Mont Pourri comme faisant partie d'étroites pincées synclinales.

Cette interprétation n'est pas satisfaisante car, lorsque le socle du Mont Pourri fait défaut, vers le Sud, ce Permien subsiste au contact des séries de Val d'Isère. Nous préférons voir à la limite ouest de ces affleurements schisteux, de faible épaisseur mais de grande extension, la trace d'un contact majeur dont l'importance est relevée ici pour la première fois.

Fig. 65 : Schema structural du vallon du Clou.

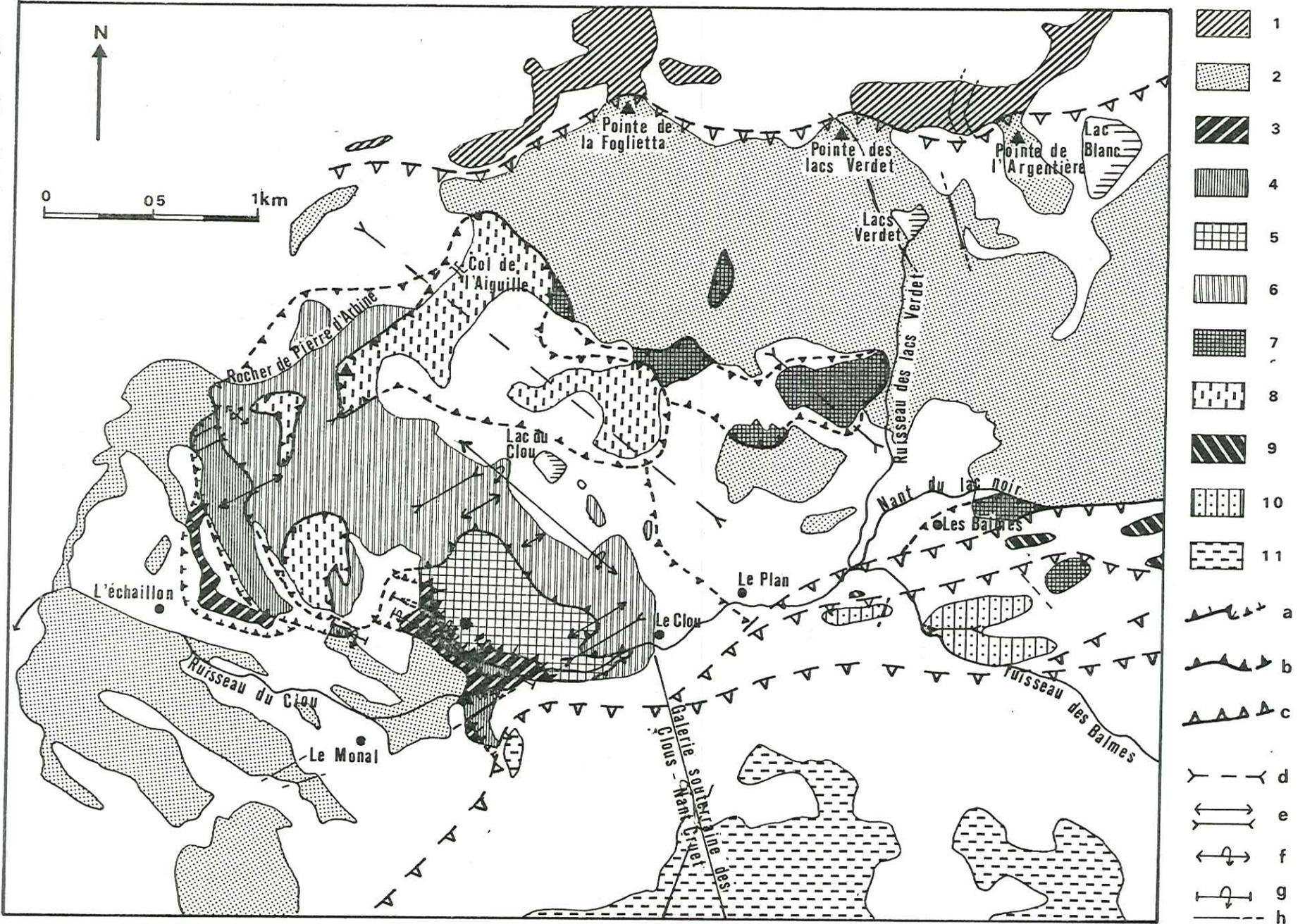


Fig. 65 : (géométriquement du bas vers le haut) 1: zone houillère ; 2: substratum paléozoïque d'Archeboc ; 3: écaïlle [r] ; 4: écaïlle [tmd + C_{S-e}] (voir coupe de l'Echaillon) ; 5: écaïlle [tm] (voir coupe du Clou flanc sud) ; 6: écaïlle [tq + tmc + l + m?] (voir coupes du Clou flanc nord) ; 7: écaïlle [tq + tmc + C_{S-e}] (voir coupe du ruisseau des lacs Verdet) ; 8: klippes des Schistes lustrés de Pierre d'Arbine ; 9: écaïlle [s+r] ; 10: écaïlle [tmc + l + d? + m? + C_{S-e}] (voir coupe du ruisseau des Balmes) ; 11: klippes des Schistes lustrés de la Grande Sassièrre ; a: contact tectonique plissé précoce ; b: contact tectonique plissé ; c: contact tectonique non plissé ; d: synforme de nappe de direction N120 ; e: antiforme et synforme de nappe de direction N60° ; f: pli couché précoce ; g: pli couché de nappe ; h: faille.

Dans sa partie sud, le Permien est mis en contact avec des quartzites comportant à leur sommet un liseré de Marbres chloriteux, ces deux derniers appartenant aux séries de Val d'Isère.

Entre le Chargeur et le barrage du Chevril (panorama VI) c'est le Permien qui repose sur les séries de Val d'Isère selon un contact incliné de 20° vers le NE. Le contact peut être observé aisément (Fig. 47 et fig. 66) à la hauteur de l'usine électrique du Chevril, le long de la RN 202. Il est matérialisé par une faible épaisseur de mylonites terreuses de teinte rousse.

En aval, dans la zone de charnière très plissée visible au pied du barrage en rive droite, le contact se redresse, se verticalise puis s'inverse à la sortie des gorges (300m au Sud-Ouest de l'usine électrique des Brévières, en rive gauche) comme le montre le panorama PIV. A partir de là et vers le Nord, ce sont les séries de Val d'Isère qui surmontent le Permien.

Les plis mesurés dans cette charnière sont de direction N110°. Le plongement axial généralisé d'environ 15 - 20° vers l'Ouest - Nord-Ouest amène la zone de charnière à s'envoyer vers le Nord-Ouest sous la surface topographique. De ce fait, le flanc normal s'observe en aval de la charnière et en rive gauche de l'Isère alors que le flanc inverse s'observe en amont et en rive droite.

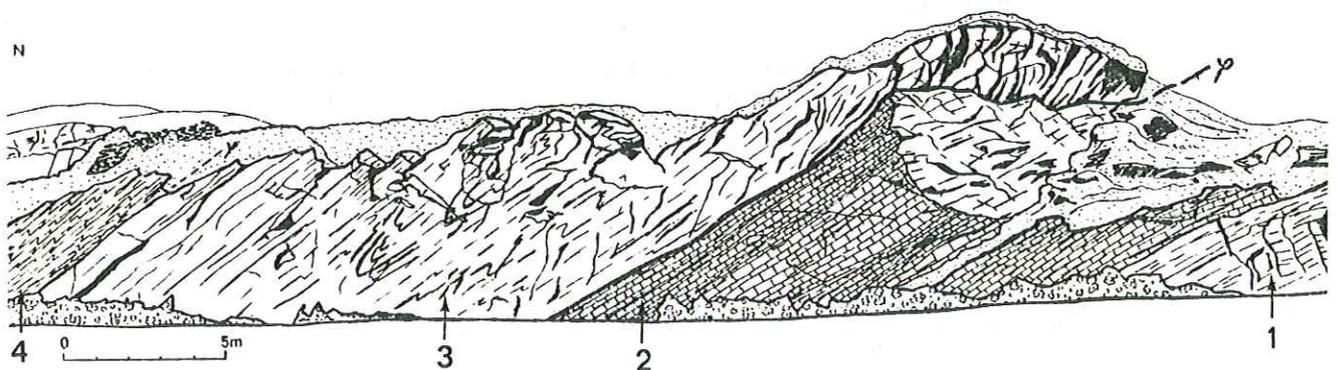


Fig. 66 : Le contact entre l'écaïlle paléozoïque des Brévières et les séries de Val d'Isère (RN 202, usine électrique du Chevril).
1: quartzite du Trias inférieur et 2: Marbres chloriteux (Crétacé supérieur-Paléocène) appartenant aux séries de Val d'Isère ; 3: écaïlle de quartzite du Trias inférieur ; 4: Permien appartenant à l'écaïlle paléozoïque des Brévières.

Dans sa partie nord, le Permien et localement (Nord-Ouest de la Gurraz) des quartzites du Trias inférieur plongent vers l'Ouest sous le socle du Mont Pourri comme le montre la figure 67 et coupe B, planche II.

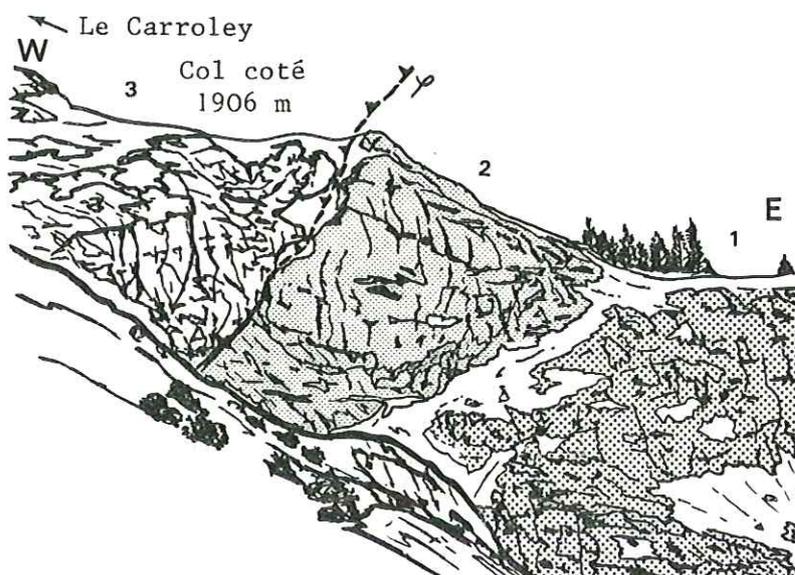


Fig. 67 : Le contact entre le substratum paléozoïque du Mont Pourri et celui des Brévières en rive gauche de l'Isère (Le Carroley).
1 et 2: écaïlle paléozoïque des Brévières avec 1: socle anté-namurien ; 2: Permien ; 3: substratum paléozoïque du Mont Pourri socle anté-namurien.

Ainsi, l'affleurement de socle anté-Namurien situé à 500 mètres au Sud-Est du Becca de Chatelairon et reposant de toutes parts sur du Permien, correspond vraisemblablement à une klippe rattachable au substratum du Mont Pourri.

En rive gauche de l'Isère, au niveau du carrefour de la RN 202 avec la route menant aux Brévières, au point coté 1569m, le tracé du contact, bien que paraissant sub-rectiligne, est toutefois déformé en un plissement dissymétrique. Les axes de plis mesurés sur le bord de la route ont une direction moyenne N120°. Les plans axiaux de ces mêmes plis ont une direction moyenne N135°, plongeant vers le Nord-Est d'environ 25°.

Les mylonites du contact sont rares et localisées uniquement au niveau des quartzites. Partout ailleurs, il semble que ce soit les micaschistes permien qui, compte-tenu de la forte intensité de leur déformation, se soient comportés en véritable "semelle tectonique".

Au Nord de la Gurraz (ruisseau du Cousset), le Permien disparaît et le contact vient buter contre l'une des failles du "linéament" de la vallée de l'Isère.

Toujours dans ce même secteur de la vallée de l'Isère, en aval du lac du Chevril, des observations analogues à celles qui viennent d'être commentées pourraient être faites le long des accidents suivants :

- le contact séparant le substratum paléozoïque des Brévières et les Schistes lustrés de la klippe de la Grande Sassièrè entre la Gurraz et le carrefour des Brévières (voir coupes 17 et 18).
- les nombreux contacts entre le substratum paléozoïque des Brévières, les séries mésozoïco-cénozoïques et les Schistes lustrés de la Grande Sassièrè depuis le Rocher Blanc jusqu'au Chevril (voir coupes 12 à 14, planche II).

c- La vallée de l'Isère en amont du lac du Chevril.

Au Sud de l'accident sub-vertical du Chardonnet - Val de Rhêmes, les séries mésozoïco-cénozoïques de Val d'Isère appartiennent à plusieurs grandes écaillèes superposées et plissées. Celles-ci s'enfoncent les unes sous les autres vers l'Est. D'Ouest en Est, elles correspondent successivement aux entités suivantes (carte géologique) :

- Rocher du Saut et Plates de la Daille ;
- Aiguille du Franchet et Rocher du Glaçon ;
- Pointe du Front, Aiguille du Dôme et Pointe de la Bailledda ;
- La Tsanteleina et la Granta Pare ;
- Pointes de Bazel et de Calabre.

Le panorama de la figure 68 s'étendant depuis le Rocher du Franchet jusqu'à la Pointe du Front, montre la superposition des différentes écaillèes arquées en une antiforme de nappes. Ceci est également bien visible dans la partie sud du panorama P VI où l'on note la retombée verticale des écaillèes du Rocher du Franchet (coupes 10, planche II).

Le panorama PII s'étendant depuis la Pointe du Front jusqu'à la Pointe de Calabre montre l'enveloppement (encapuchonnement ?) vers l'Est de la Pointe de la Bailledda dans les écaillèes du col de la Bailledda (coupe 29, planche II).

D'autre part, les Schistes lustrés du secteur de la Pointe du Picheru et de la Bailledda Devant sont déformés selon des plis est-ouest avec les séries de Val d'Isère comme le montrent les coupes 9 et 10, planche II. Ils participent à la déformation ayant engendré l'antiforme de nappes.

Par contre, aux limites sud-ouest du secteur étudié, la klippe de la Sana et son annexe septentrionale du Chardonnet reposent, contrairement aux autres masses de Schistes lustrés que nous décrivons, sur les séries de Val d'Isère et également sur celle de la Grande Motte par l'intermédiaire d'une puissante semelle de gypse et de cargneules.

L'examen du contact basal de cette semelle montre, dans le vallon de la Tovièrè, d'une part que ce contact tronque plusieurs écaillèes triasiques briançonnaises sous-jacentes, d'autre part, que celui-ci est déformé en une gouttière synforme de direction est-ouest.

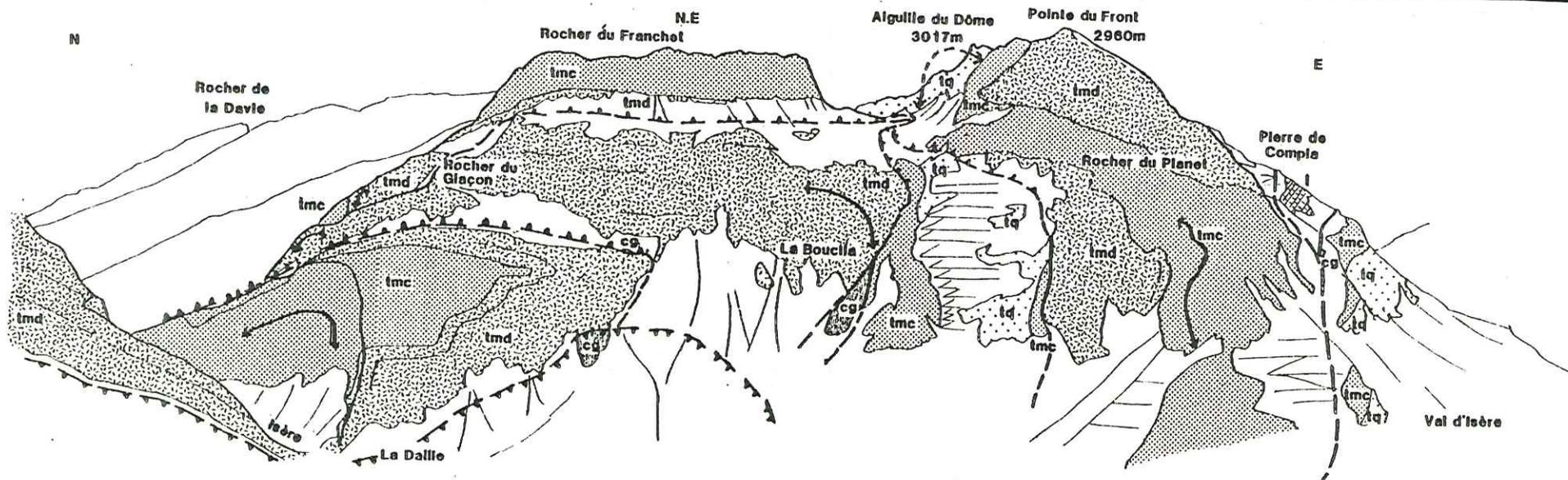
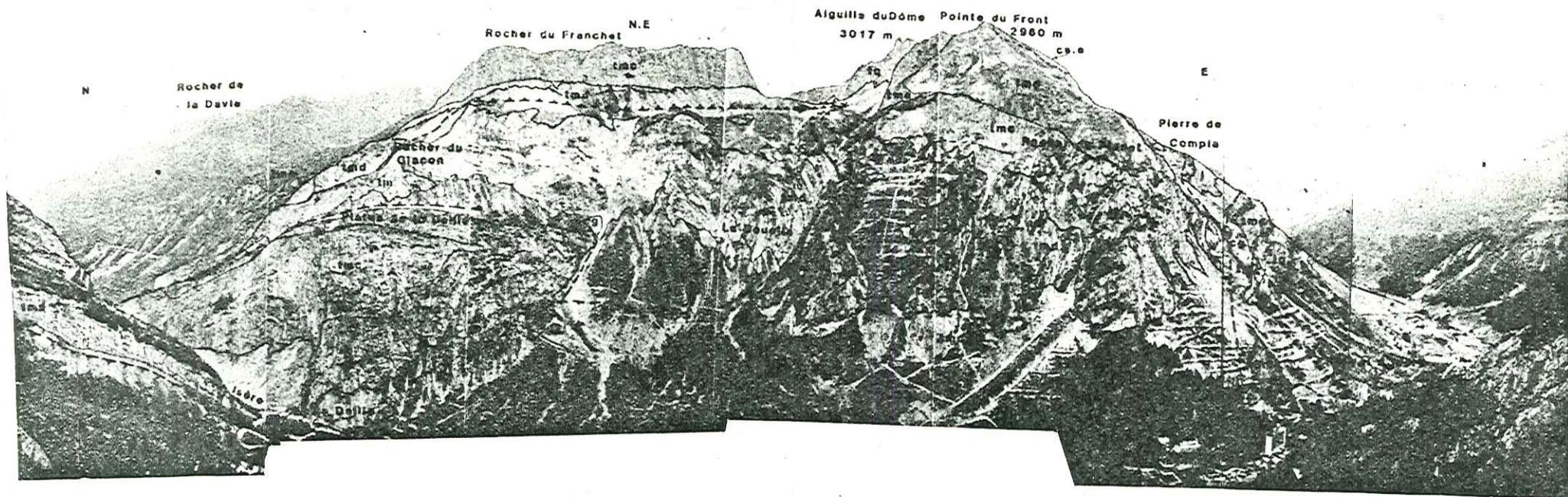


Fig. 68 : Panorama du Rocher du Franchet et de la Pointe du Front (vu depuis les Trousses).

A la limite du secteur d'étude, bien que le contact basal de cette semelle soit déformé, il existe vraisemblablement au sein de celle-ci d'autres contacts cisailants plus tardifs sans doute subhorizontaux.

Même s'il n'y a pas continuité à l'affleurement entre les Schistes lustrés de la Pointe du Picheru et ceux de la partie septentrionale de la klippe de la Sana (La Tovière), les deux klippes nous paraissent issues d'une même unité de Schistes lustrés. En effet, rien, structurellement ne s'y oppose et, d'ailleurs, la semelle de cargneules de la klippe de la Sana peut être suivie en direction de la Pointe du Picheru jusqu'à la Daille.

Si cette interprétation est acceptable, on est alors frappé par la disparition vers le Nord de la semelle de gypse et de cargneules au niveau du Picheru. Cependant compte-tenu du fait que la nappe des Schistes lustrés est intensément plissée avec les unités briançonnaises, les grandes accumulations de gypse et de cargneules peuvent trouver en partie leur origine dans des bourrages tectoniques.

d- Le haut Val de Rhêmes.

Au niveau du Col de Rhêmes - Golette, le substratum paléozoïque de la Pointe de la Traversière et sa couverture de Marbres chloriteux sont déformés avec les Schistes lustrés de la klippe de la Grande Sassièrre en une antiforme de nappes de direction est-ouest déversée vers le Sud comme le montre le panorama de la figure 51.

Dans le haut Val de Rhêmes, près du refuge de Benevolo, les écaillles de la Tsanteleina - Granta Pare et des Pointes de Bazel et de Calabre débitées dans les séries de Val d'Isère enserrrent, à la base du glacier de la Centelina, une écaille de Schistes lustrés. Ces derniers montrent des calcschistes à niveaux de marbres gris-bleuté et à lentilles de serpentinites. L'ensemble écaille briançonnaise - écaille de Schistes lustrés est déformé avec le substratum paléozoïque du haut Val de Rhêmes. Il dessine une vaste charnière de pli de direction N110°, de plan axial incliné de 20° vers le Sud, et dont l'axe plonge de 25° vers l'Ouest - Nord-Ouest.

On peut, en particulier, suivre la déformation du contact tectonique entre le substratum paléozoïque du haut Val de Rhêmes et les séries de Val d'Isère en rive gauche de la Dora di Rhêmes, ceci depuis la rive droite du glacier de Goletta jusqu'au Truc Sancta Elena puis, vers le Sud, en contrebas de la rive droite du glacier de la Centelina.

Cette structure plissée est mise en évidence, au Nord de la Granta Pare, par une étroite bande sombre de Lias soulignant la charnière dans la couverture ainsi que par la succession des niveaux micaschisteux déformés autour de la charnière, dans le substratum.

La figure 69 montre le détail du contact tectonique dans la charnière N110° : le substratum paléozoïque, les marbres cristallins mylonitisés au contact ainsi que la série carbonatée mésozoïco-cénozoïque sont affectés ensemble de microplis assymétriques dont les schistosités recoupent le contact tectonique.

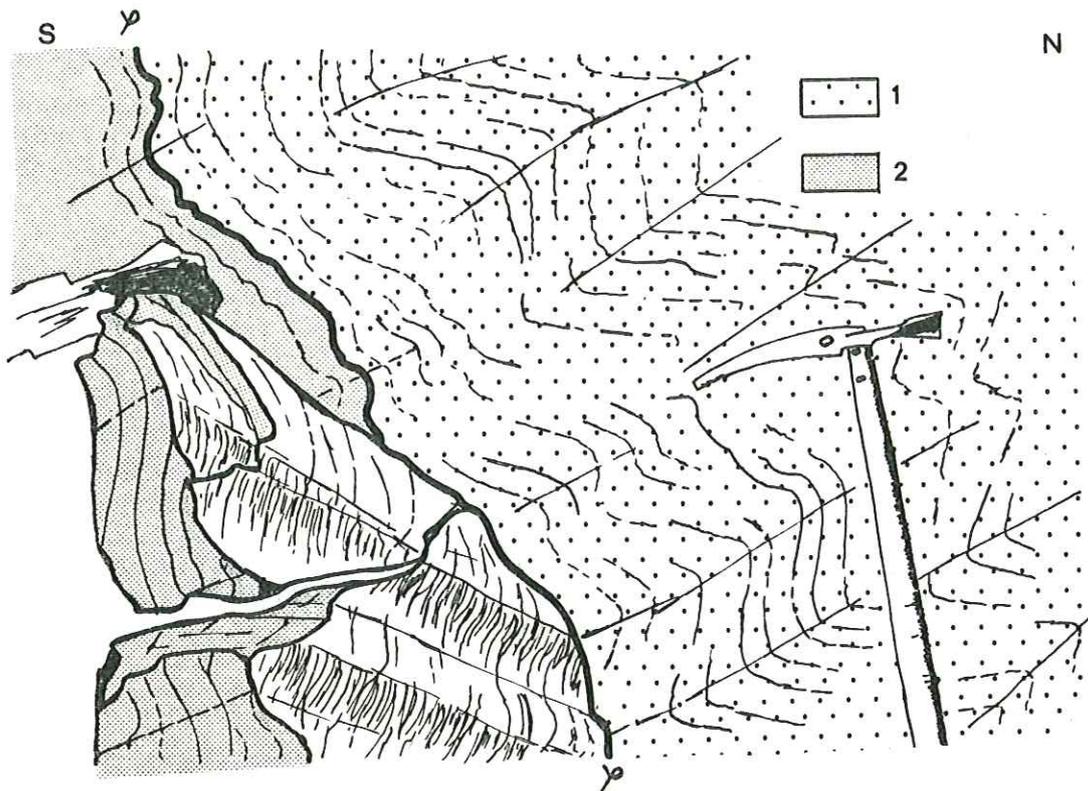


Fig. 69 : Déformation en plis de direction N110° d'un contact cisailant précoce (Haut Val de Rhêmes). 1: substratum paléozoïque du Haut Val de Rhêmes ; 2: marbres mylonitisés.

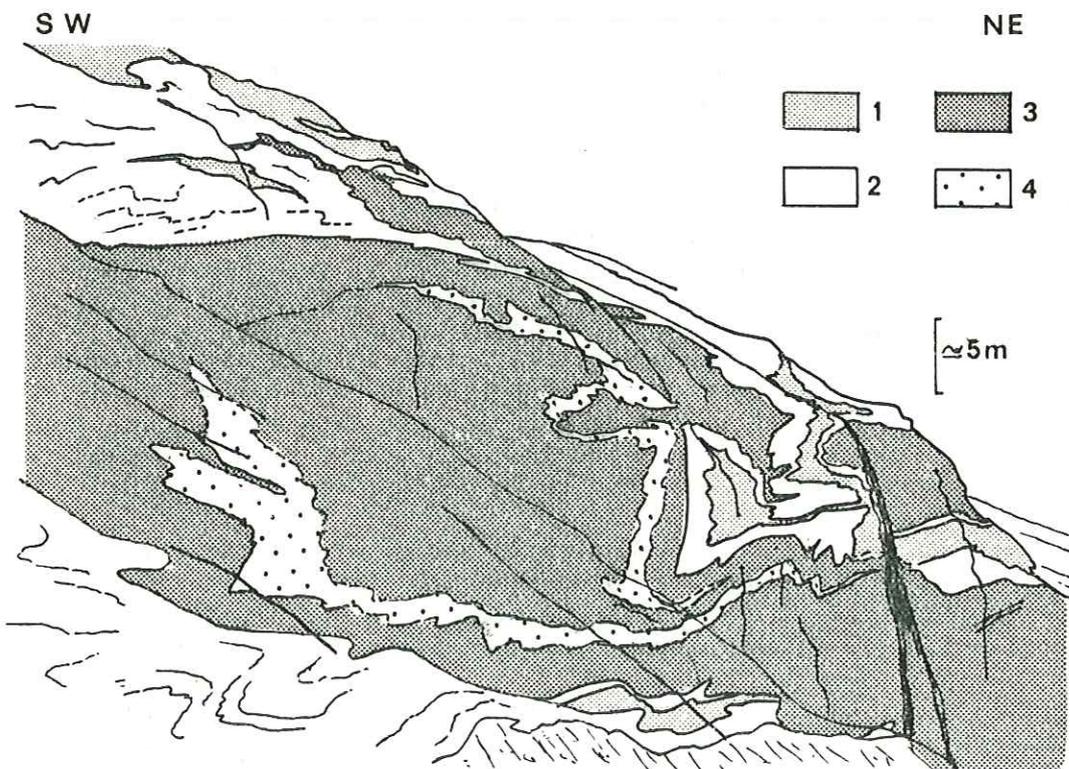


Fig. 70 : Plis "en flammes" dans les écaillés de couverture briançonnaises (glacier de Centelina, haut Val de Rhêmes). 1: marbres triasiques ; 2: dolomies triasiques ; 3 et 4: Marbres chloriteux (Crétacé supérieur-Paléocène).

Le flanc inférieur de cette même structure présente des plis "en flammes", à axe courbe, orienté en grand N110°. Ils sont bien visibles (fig. 70) au niveau de la cascade que forme l'exutoire du lac situé à la base du glacier de Centelina.

3°/- Age relatif de la déformation :

a- Rapport avec l'accident Chardonnet - Val de Rhêmes.

Ces contacts tectoniques plissés sont recoupés par l'accident Chardonnet - Val de Rhêmes comme le montre le panorama P VI : on voit, dans le secteur du Minoret par exemple, les Schistes lustrés de la Pointe du Pichetu déformés avec les séries briançonnaises de Val d'Isère, recoupés par l'accident.

b- Rapport avec les contacts cisailants tardifs.

Sur l'ensemble du secteur cartographié les contacts cisailants plissés (P) sont recoupés par des cisaillements non plissés (Φ) par exemple :

- dans le vallon du Clou (voir partie sud du schéma structural du Clou, fig. 65), les écaillés de Pierre d'Arbine sont recoupées, sous les moraines, par la zone de contact basal du front nord de la klippe de la Grande Sassièrè ;

- au niveau du Marais, en rive gauche du lac du Chevril (Panorama PIV et PV), une succession d'écaillés de quartzites déformées en plis couchés est tronquée à sa partie sommitale.

Dans la partie nord-est du panorama PVI, nous retrouvons un dispositif analogue à la Revirette ou au Rocher Blanc : les contacts tectoniques plissés séparant les Schistes lustrés des séries mésozoïco-cénozoïques du Chevril sont recoupés par les contacts cisailants de la base de la klippe de la Grande Sassièrè.

Dans le secteur de la Savinaz, à l'échelle de l'affleurement (fig. 71) les écaillés de couverture briançonnaises mésozoïco-cénozoïque en contact tectonique (P) avec le substratum paléozoïque, sont déformées avec ce dernier en plis asymétriques de direction est-ouest dont la schistosité de plan axial est inclinée vers le Nord. Cette déformation et sa schistosité associée sont recoupées par des cisaillements (Φ) inclinés vers le Sud, non déformés à l'échelle de l'affleurement.

De même, l'interprétation de la photographie d'un affleurement prise entre la Savinaz et la Gurraz (fig. 72) souligne l'existence d'un contact cisailant (Φ) matérialisé par des brèches tectoniques (3) non plissées et limitant la base des Schistes lustrés (4), alors qu'un contact (P) plissé et dépourvu de telles brèches sépare le Permien (1) des marbres gris-bleu cristallins (2) attribuables au mésozoïque (Marbres chloriteux ?).

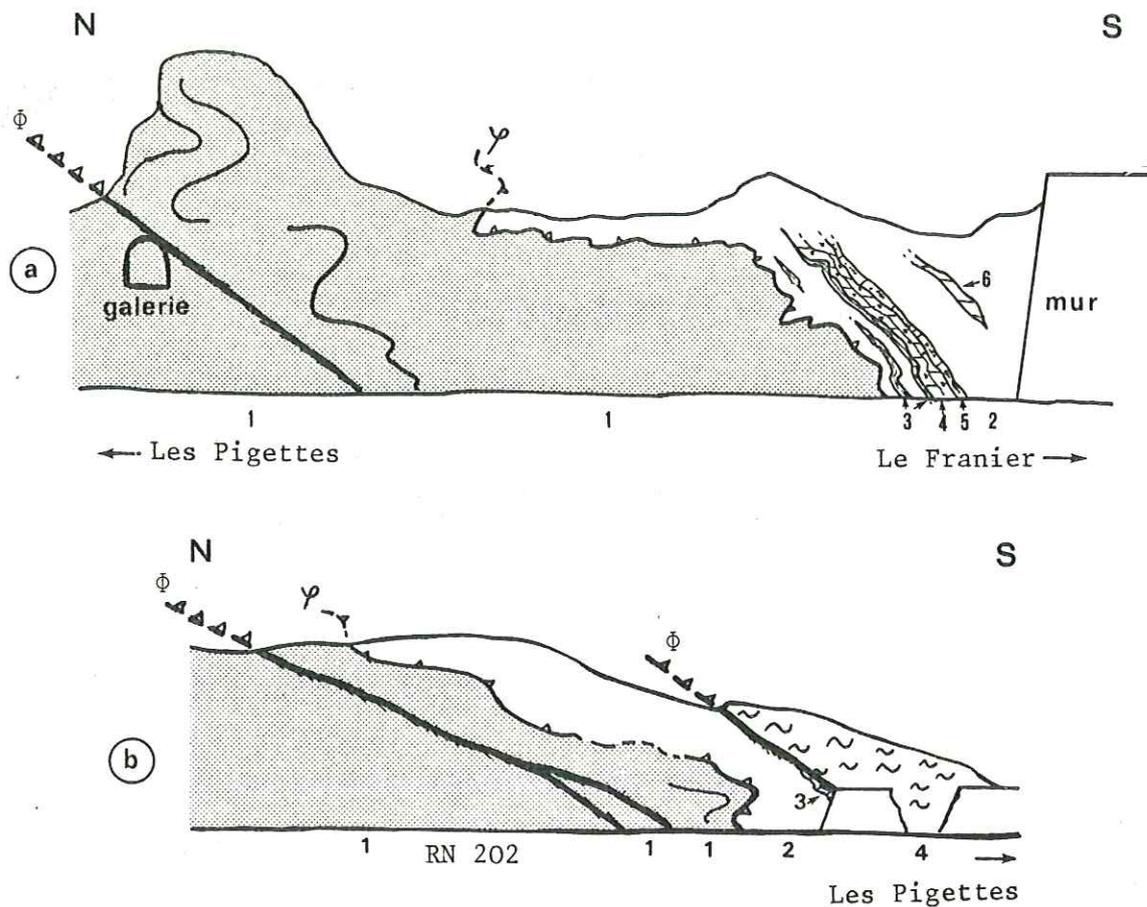


Fig. 71 : Nature polyphasée, à l'échelle de l'affleurement des contacts tectoniques au lieu-dit Les Pigettes.

a- le long de la route d'accès de la vallée du Clou depuis les Pigettes.

1: micaschistes sombres (socle anté-Namurien) ; 2 à 6: couverture briançonnaise mésozoïque avec 2: marbres gris ; 3: schistes verts ; 4: brèches dolomitiques ; 5: brèches calcaires ; 6: dolomies.

b- le long de la RN 202 (150m au N-NW des Pigettes).

1: micaschistes sombres (socle anté-Namurien) ; 2 et 3: couverture briançonnaise mésozoïque avec 2: dolomies jaunes ; 3: marbres gris ; 4: gneiss et micaschistes verts (Permien l.s).

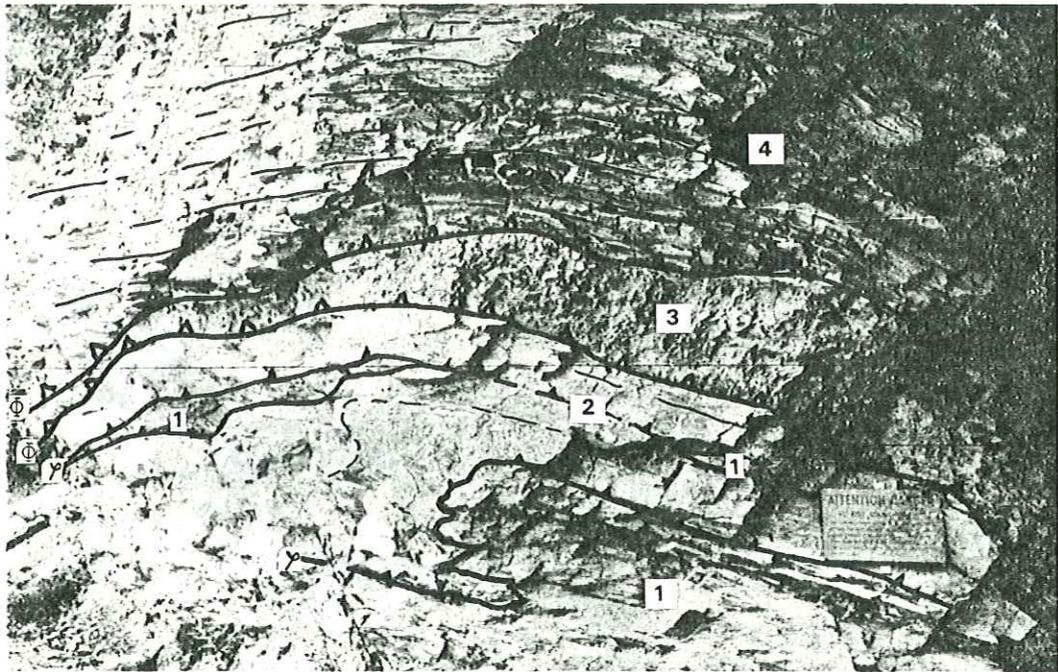


Fig. 72 : Nature polyphasée, à l'échelle de l'affleurement, des contacts tectoniques (Pont sur le ruisseau du Mont Pourri, La Gurraz) (commentaire dans le texte).

4°/- Relations avec les recristallisations métamorphiques :

La déformation en grands plis Est-Ouest des chevauchements cisailants précoces s'accompagne dans tous les ensembles structuraux par de nombreux microplis. L'observation de ces microplis dans un échantillon prélevé dans le substratum paléozoïque du Mont Pourri et d'Archeboc au Tunnel Bel-Air le long de la RN 202 au Sud de la Thuile, montre (fig. 73) :

- d'une part que la linéation des glaucophanes du faciès schistes bleus est reprise autour des microplis asymétriques Est-Ouest et qu'il en est de même de la foliation représentée par les micas blancs ;
- d'autre part, qu'aucun minéral nouveau ne vient matérialiser une nouvelle foliation plan axial des plis Est-Ouest.

D'une manière générale, à l'échelle du secteur d'étude la linéation minérale des glaucophanes est toujours antérieure aux plis Est-Ouest. Les recristallisations métamorphiques accompagnant les plis Est-Ouest sont d'ordre secondaire puisqu'elles individualisent rarement une nouvelle foliation et sont limitées aux seules paragenèses du faciès schistes verts.

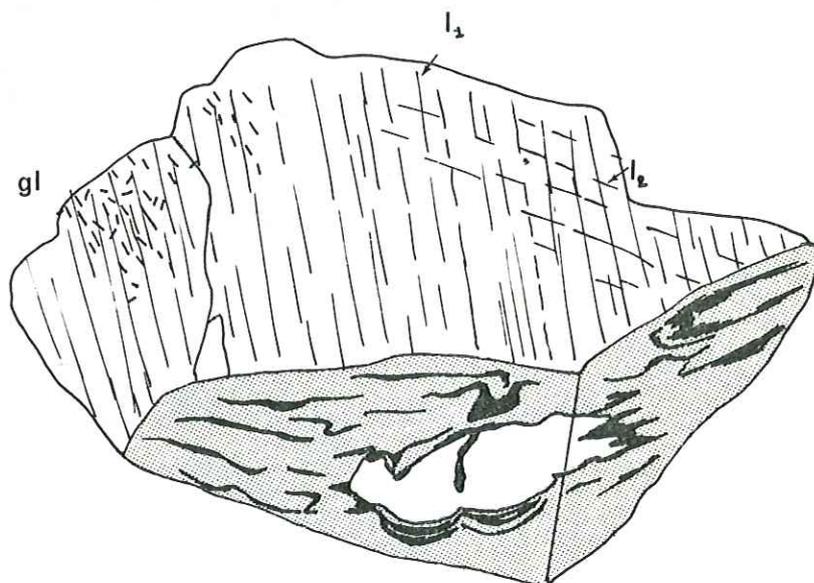


Fig. 73 : Relation entre les plis Est-Ouest et les recristallisations métamorphiques à l'échelle de l'échantillon (substratum paléozoïque d'Archeboc et du Mont Pourri. Tunnel Bel-Air la Thuile).
 gl: glaucophane ; l₁: linéation d'étirement de direction N135° ;
 l₂: linéation de crénulation de direction N55° très discrète,
 Q: quartz d'exudation.
 (commentaire dans le texte).

IV. LES CHEVAUchemENTS CISAILLANTS PRECOCES ET LES PREMIERES STRUCTURES DECELABLES.

1°/- Généralités :

Ce sont des chevauchements cisailants replissés ultérieurement (cf. supra). Ils sont cisailants comme en témoigne le contact qui limite à l'Ouest l'échelle paléozoïque des Brévières. En effet, celui-ci tronque successivement les écailles constituées par les séries de Val d'Isère puis le substratum paléozoïque du Mont Pourri. Ils sont à l'origine d'un édifice de nappes constitué de Schistes lustrés associés à des lambeaux de serpentinites et d'unités briançonnaises débitées en écailles multiples.

D'autre part, ils recourent, comme nous allons l'exposer, les premières structures décelables qui sont, soit des plis, soit des chevauchements plissés, ce qui révèle la nature d'ores et déjà polyphasée de l'édifice de nappes.

2°/- Description de la déformation en quelques points :

a- Les plis observables près de Val d'Isère.

Au Nord de Val d'Isère, l'examen de l'échelle formée par les massifs de l'Aiguille du Dôme et de la Pointe du Front en rive droite de

l'Isère et leur prolongement en rive gauche jusqu'aux Trousses, révèle un grand pli couché repris dans une antiforme de nappes de direction est-ouest.

La figure 74 indique, aux Trousses, cette structure antiforme arquée à coeur de "Trias moyen" calcaire. Il s'agit, en fait, d'un pli couché, secondairement verticalisé. L'antiforme se prolonge vers l'Est en se couchant vers le Nord. Le Trias dolomitique se retrouve alors à la fois dessus et dessous le "Trias moyen" calcaire.

Dans ce même secteur, plus au Nord et en rive droite du lac du Chevril au Villaret du Nial, on peut également observer un pli couché vers le Sud (voir coupes 11 et 12, planche II et panorama PVI). Il n'est bien observable qu'au printemps quand le lac du Chevril est à son niveau minimum.

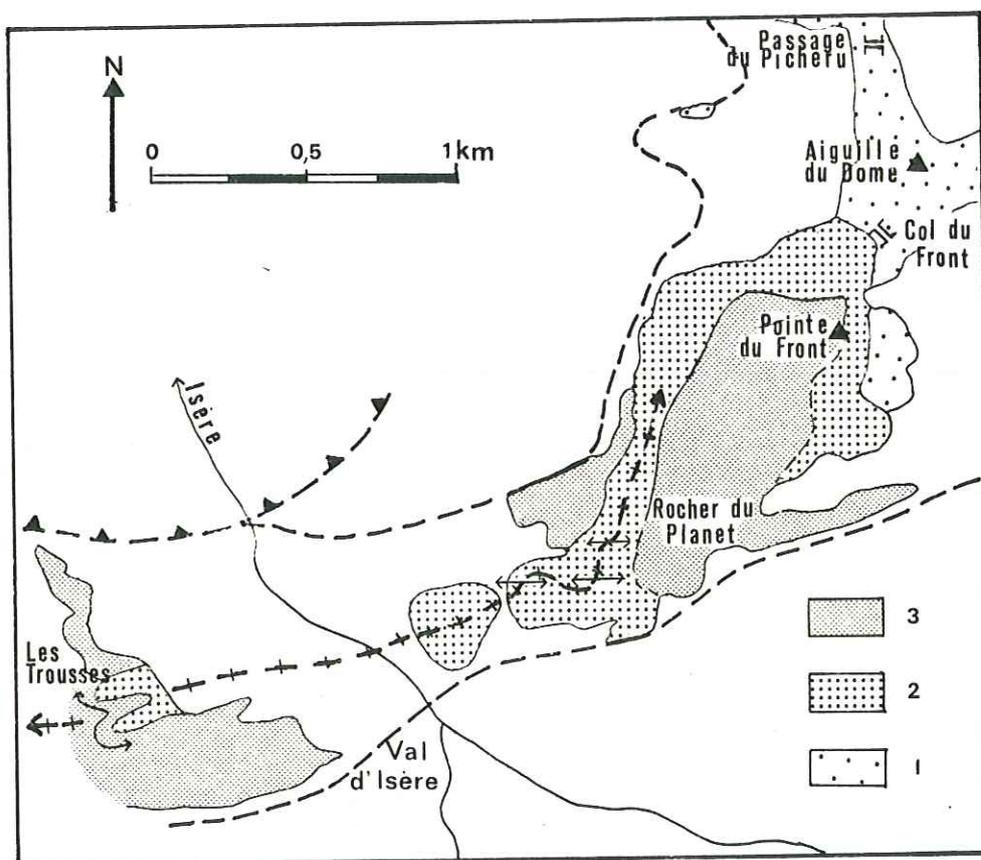


Fig. 74: Le pli précoce de la Pointe du Front.
 1: Trias "inférieur quartzitique" ; 2: Trias "moyen calcaire" ; 3: Trias "moyen dolomitique".

b- Les plis dans la Tsanteleina et la Granta Pare.

Il existe également dans l'écaille comprenant la Tsanteleina et la Granta Pare une déformation antérieure au grand pli est-ouest affectant l'édifice de nappes en haut Val de Rhêmes. Ce sont des

plis couchés hectométriques tels que ceux que l'on observe dans le Lias de la Granta Pare et de la Pointe du Santel.

En effet, cartographiquement, on est amené à en déduire que ces plis couchés sont tronqués à leur base par un chevauchement cisailant et déformés secondairement (cf. supra et coupes n° 2, 3 et 4, planche II) partant du Rocher de Charbon au Sud puis se poursuivant par le glacier de Bazel, le glacier de Soches et celui de la Centelina où sont piégés des Schistes lustrés. En outre, on ne retrouve pas de prolongement vers l'Est, dans la Pointe de Bazel, de la brèche liasique du Santel. D'autre part, à l'Est et sous le contact, on ne retrouve pas non plus la puissante brèche de la Tsanteleina mais une série triasique et liasique en flanc inverse comprenant des Marbres chloriteux peu épais (Col de Rhêmes-Calabre, F. Ellenberger, 1958). Cette dernière se prolonge jusqu'à l'extrémité de la rive droite du glacier de Centelina. Au Nord, près du refuge de Benevolo, le contact qui cisaille les plis couchés à coeur liasique dessine la charnière du grand pli de nappes est-ouest. Ces plis couchés ne peuvent donc être qu'antérieurs à ce grand pli est-ouest.

c- Plis et chevauchements dans le vallon du Clou et le haut Val Grisanche.

L'écaille de quartzites et de Trias moyen calcaire située au Sud-Ouest du lac du Clou, présente deux charnières de plis couchés de direction générale N120° : la première notée P₁, juste au Sud du lac et la deuxième notée P₂, à l'extrémité sud-ouest du Rocher de Pierre d'Arbine (voir schéma structural du Clou, fig. 65).

De plus, des plis isoclinaux couchés, également d'axe N120°, affectent des cisaillements dans les écailles les plus basses de l'édifice de nappes situé au Nord-Est d'une ligne l'Echaillon - Le Monal.

Il en est de même dans le haut Val Grisanche à la base du glacier de Gliaretta.

La figure 75 montre des marbres gris et des dolomies jaunes triasiques séparés du substratum paléozoïque par un contact tectonique, le tout déformé en plis isoclinaux serrés.

Le détail de la partie encerclée sur la figure 75 souligne le fait que les plis isoclinaux sont précoces puisque leur linéation s'enroule autour de plis asymétriques de direction N145° plongeant de 25° vers le Nord-Ouest. Les plans axiaux de ces plis, de direction N165° sont inclinés vers l'Ouest de 50°.

3°/- Relations avec le rubanement métamorphique :

A partir de ce stade de l'exposé rétrotectonique, les relations entre recristallisations métamorphiques et déformations deviennent, à cause de leurs reprises ultérieures, plus difficiles à mettre en évidence et sont, de ce fait, délicates à interpréter.

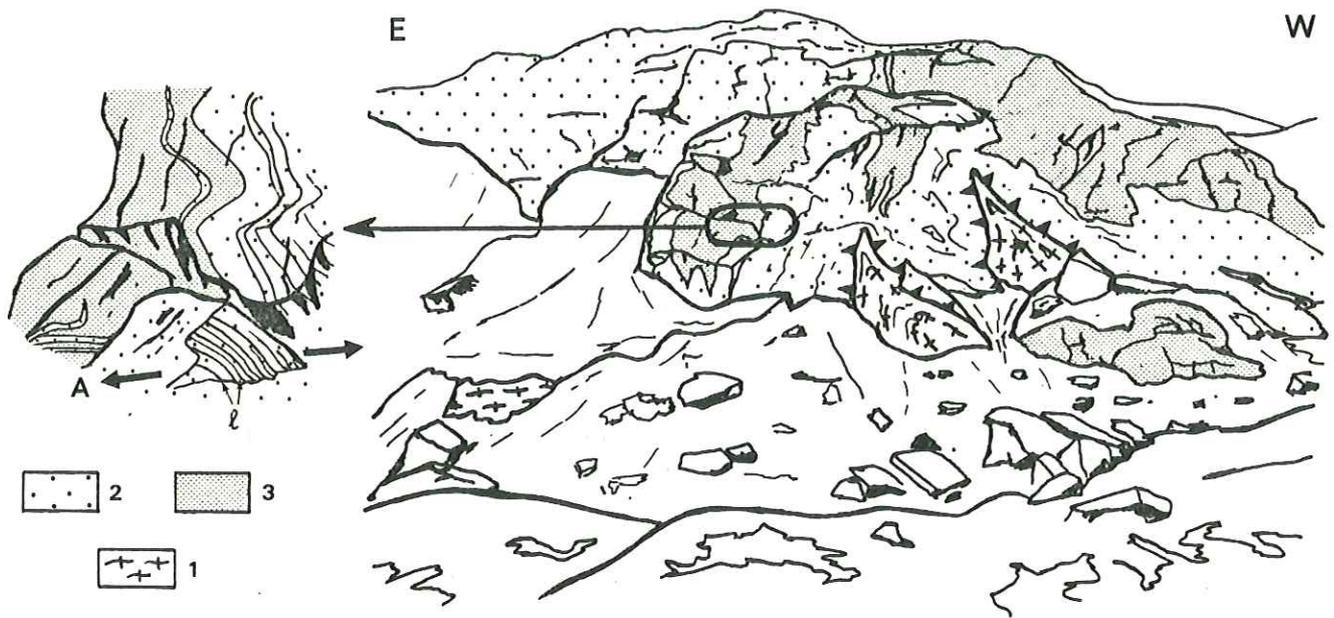


Fig. 75 : Plis isoclinaux dans les écaillles briançonnaises à la base du glacier de Gliaretta (Val Grisanche).
 1: substratum paléozoïque d'Archeboc ; 2 et 3: Trias moyen calcaire avec 2: dolomies jaunes ; 3: marbres gris.
 A: Axe de pli assymétrique ; l: linéation isoclinale reprise autour de l'axe A.

1. En effet, certaines observations peuvent plaider en faveur d'une antériorité du rubanement par rapport aux premières structures décelables : dans l'écaille de la Tsanteleina-Granta Pare le rubanement qui souligne les plis couchés appartenant aux premières structures décelables est tronqué par un chevauchement cisailant précoce. Dans le secteur du Clou, au Nord-Est de la ligne l'Echaillon - Le Monal, le rubanement des Marbres chloriteux et le contact tectonique qui le sépare du Permien sont déformés en pli de direction N110°.
2. Par contre, d'autres observations peuvent plaider en faveur d'une contemporanéité : à la Savinaz, le contact cisailant qui sépare les Schistes lustrés de la Grande Sassièrre de l'écaille paléozoïque des Brévières contient une mylonite de marbres et de calcschistes très recristallisés. La foliation, de part et d'autre du contact, lui est parallèle.

Il paraît donc raisonnable de penser que le rubanement métamorphique des terrains briançonnais s'est développé juste avant, voire au début de la mise en place initiale de la nappe des Schistes lustrés.

4°/- Conclusions :

C'est avec les chevauchements précoces que l'on observe, sur le secteur d'étude, les premiers contacts tectoniques entre les Schistes lustrés

et la zone briançonnaise (La Savinaz, Pointe de la Traversière, etc...), contacts qui seront replissés ultérieurement (cf. supra).

Cette phase de chevauchement est responsable de l'intense écaillage du substratum paléozoïque et des couvertures mésozoïco-cénozoïques du Briançonnais interne.

Il s'agit de chevauchements de nature localement polyphasée (Le Clou) résultant, non pas, de phases distinctes mais plutôt d'un continuum de la déformation au cours duquel des cisaillements naissent, se plissent, et sont cisailés de nouveau.

Le faciès métamorphique schistes bleus qui affecte les terrains briançonnais a vraisemblablement pris naissance au début de cette phase majeure de chevauchements.

V. LES FRACTURATIONS SYNSEDIMENTAIRES PRECOCES.

Elles ont été enregistrées dans les séries mésozoïques briançonnaises déposées sur la marge européenne de la Téthys en cours de différenciation puis d'évolution. Au sein des séries les marqueurs en sont par excellence des accumulations de brèches.

Les fracturations à l'origine de topographies variées et vives confèrent une grande variabilité (de faciès, d'épaisseur) aux séries de la couverture briançonnaise dans lesquelles finalement seuls les calcaires pélagiques fins du Malm se retrouvent en peu partout avec le même faciès (M. Bourbon, 1980).

Dans notre secteur de la zone briançonnaise, les accumulations bréchiques se produisent de manière significative :

- au Crétacé supérieur - Paléocène ;
- du Lias au Dogger.

Les brèches de la Tsanteleina du Crétacé supérieur - Paléocène :

Elles sont incluses dans la formation des Marbres chloriteux. Il s'agit de mégabrèches d'origine proximale (cf. stratigraphie) que l'on ne rencontre à cette époque que dans la Tsanteleina. Les autres affleurements de Marbres chloriteux voisins (Pointe de Bazel, Pointe de Traversière, col de la Baïlletta) sont par différence très peu ou pas bréchiques. Plusieurs auteurs dont F. Ellenberger, ont vu là les témoins de passages latéraux directs entre les brèches de la Tsanteleina et les Marbres chloriteux "réduits" classiques. Pour notre part nous ne sommes pas en accord avec cette hypothèse simple, puisque nous avons montré (cf. supra) "l'isolement" tectonique de l'unité de la Tsanteleina qu'il n'est plus possible de relier directement ni à la Pointe de la Traversière (accident Chardonnet - Val de Rhêmes), ni à la Pointe de Bazel.

Les brèches de la Tsanteleina s'étant formées au Crétacé supérieur - Paléocène, il faut souligner leur *contemporanéité* (au moins partielle) avec la phase compressive éoalpine (80 à 60 MA) du domaine piémontais. Aussi tenant

compte à la fois de cette contemporanéité et de leur faible extension géographique, nous proposons de voir dans les brèches de la Tsanteleina la *marque sédimentaire d'un accident cassant (décrochant ?) à fort rejet vertical*, affectant localement le domaine briançonnais *lors de la phase (éoalpine)*.

Dans le cadre de cette fracturation (éoalpine) du domaine briançonnais peut également prendre place la faille synsédimentaire que nous avons observée à la Clittaz. Celle-ci de dimension métrique affecte les schistes de Pralognan (Paléocène ! - Eocène moyen !) et apparaît scellée progressivement par les microbrèches (cf. fig. 33).

Les distensions du Trias - Dogger :

Dans la partie de la zone briançonnaise représentée sur notre terrain d'étude celles-ci ne sont décelables que de manière indirecte. Les multiples discordances cartographiques signalées entre les formations (bases du Lias, Dogger, Malm), les variations spectaculaires et rapides d'épaisseur au sein d'une même formation, ainsi que l'omniprésence des brèches (du Santel au Lias, de la Clittaz au Dogger (?), des Grand Pares au Malm) rendent compte d'une tectonique distensive et décrochante (?) accompagnant le basculement de blocs lors de la différenciation de la marge européenne.

Les failles synsédimentaires qui ont guidé la genèse des brèches ainsi que l'épaisseur des formations ont du rejouer lors des phases compressives cénozoïques. Ainsi, on remarque généralement au coeur d'une même écaille, très peu de variations latérales de faciès. Par contre d'une écaille à l'autre celles-ci sont fréquentes et parfois spectaculaires (cf. colonnes stratigraphiques).

B. DISCUSSION ET PROPOSITION D'UN MODELE STRUCTURAL EN FOURREAUX.

Cette étude apporte des éléments importants sur les déformations communes entre Briançonnais et Schistes lustrés.

En effet, comme nous l'avons exposé, toutes les unités constituant l'édifice de nappes (briançonnaises internes, "prépiémontaises" et Schistes lustrés) sont plissées ensemble une dernière fois selon des structures d'axe est-ouest : cette phase de plissement fait suite à une importante structuration pendant laquelle s'est mise en place, de manière polyphasée, la nappe des Schistes lustrés sur le Briançonnais.

Nous rejoignons là certaines des idées de R. Caby (1968) sur le Val d'Aoste en ce qui concerne la déformation commune est-ouest.

Cette phase de plis est-ouest confère donc une structure complexe à l'édifice de nappes à l'intérieur duquel les Schistes lustrés peuvent se présenter géométriquement à la fois sur et sous les unités briançonnaises.

Mais, cette déformation commune n'est pas simple car les structures engendrées ne peuvent pas être dépliées de façon courante. En effet, dans la vallée de l'Isère, en aval du lac du Chevril, il n'est pas possible de déplier les structures d'axe est-ouest, puisque les Schistes lustrés apparaissent véritablement encapuchonnés dans le substratum paléozoïque.

Cartographiquement ceci est visible entre la Ravirette et la Gurraz où les Schistes lustrés s'enfoncent vers l'Ouest sous le socle des Brévières et du Mont Pourri. De plus, au Nord de Val d'Isère (Pointe de la Bailletta) nous avons signalé des écailles briançonnaises s'enveloppant les uns des autres comme elles le feraient d'ailleurs dans le cas de structures encapuchonnées.

* Une solution simple pour comprendre ces deux exemples serait d'envisager deux grandes structures en fourreaux (E. Hansen, 1971 ; P.B. Cobbold et H. Quinquis, 1980 ; M. Mattauer, 1981 ; R. Lacassin, 1983 ; J. Malavieille et al., 1984, etc...) *post nappes*. Le principe de ces structures est explicité par la fig. 76.

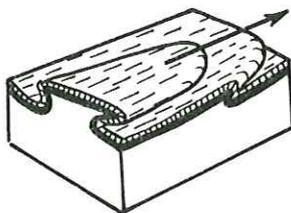


Fig. 76 : Modèle de plis en fourreaux modifié d'après M. Mattauer et J.L. Mercier, 1980, extrapolé à un édifice de nappes d'échelle kilométrique.

La flèche indique à la fois la linéation d'allongement et la direction de mouvement.

La nappe des Schistes lustrés est en tiretés et la partie supérieure des écailles briançonnaises (non différenciés sur ce schéma) est en noir.

Nous proposons donc l'existence, sur notre secteur d'étude de deux grandes structures en fourreau post-nappes:

- une première située au Nord de l'accident Chardonnet - Val de Rhêmes et dirigée vers l'Ouest - Nord-Ouest. Elle serait responsable de l'encapuchonnement de la nappe des Schistes lustrés de la Grande Sassièrre dans les socles paléozoïques du Mont Pourri - Archeboc et des Brévières, ce dernier, lui-même encapuchonné dans les écaillés briançonnaises à séries de Val d'Isère ;

- une deuxième, située au Sud de l'accident du Chardonnet - Val de Rhêmes, et dirigée vers l'Est. Elle serait à l'origine de l'enveloppement, voire de l'encapuchonnement de l'écaillé briançonnaise de la Pointe de la Bailletta dans celle de la Tsanteleina et probablement de celui de l'écaillé Rocher du Saut - Plates de la Daille dans celle de la Pointe de la Bailletta (Fig. n° 77).

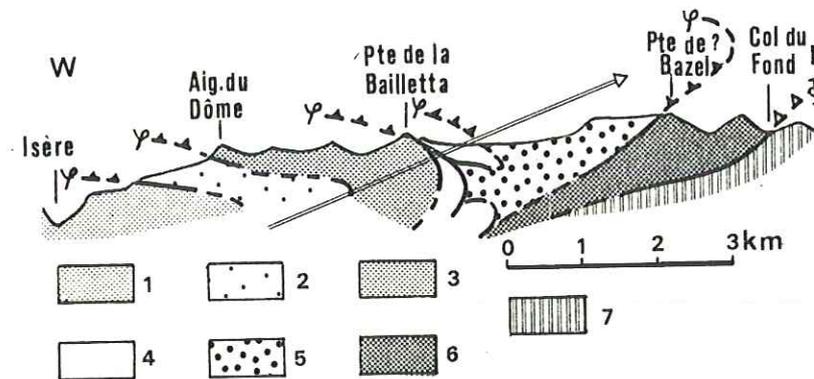


Fig. 77 : Schéma proposant un encapuchonnement dans les écaillés du secteur de Val d'Isère (Pointe de la Bailletta).

1: écaillé du Rocher du Saut ; 2: écaillé du Rocher du Glaçon ;
 3: écaillé de l'Aiguille du Dôme et de la Pointe de la Bailletta ;
 4: écaillés du Col de la Bailletta ; 5: écaillé de la Tsanteleina et de la Pointe du Santel ; 6: écaillé de la Pointe de Bazel ; 7: Schistes lustrés de la Crête des Leissières et faisceau du Prariond.

*** Relations entre plis, linéations et direction de transport.*

Seules, des mesures microstructurales systématiques, réparties sur l'ensemble du secteur d'étude, permettront de mieux cerner les caractéristiques des plis en fourreaux de nappes. Pour notre part nous nous limiterons dans cette étude aux remarques suivantes :

- les plis en fourreaux de nappes ne sont pas associés à une linéation minérale. Ils sont en effet d'une part postérieurs à la linéation des glaucophanes et à la foliation des micas blancs enroulées et nées toutes deux lors du métamorphisme à faciès schistes bleus à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur (40-38 MA) (cf. supra). D'autre part les recristallisations engendrées lors du métamorphisme à faciès schistes verts qui les accompagne n'ont pas constituées de linéation minérale visible.

- les directions que nous avons mesurées sont reportées sur la figure n° 78. Il s'agit principalement d'axes de plis, et de quelques linéations d'étirement et de boudinage.

*** Dans ce modèle faisant intervenir ces plis en fourreaux de nappes pluri-kilométriques, *les contacts cisailants tardifs (Φ) peuvent trouver leur place en fin de ce type de plissement.* Ainsi s'expliquerait que ceux-ci, et en particulier celui situé à la base de la klippe composite de la Grande Sassièrre, sont sub-parallèles aux plans axiaux des plis en fourreaux.

Un tel modèle en fourreaux pourrait également expliquer l'isolement des Schistes lustrés au sein des écaillles briançonnaises à la base du glacier de la Centelina.

Au-delà du secteur d'étude, vers le Sud, notre modèle concorde toujours avec les données du terrain. En effet, nous retrouvons, dans la vallée de la Calabourdanne et au Paleou Blanc un dispositif analogue à celui que nous venons de décrire pour les Schistes lustrés de la Grande Sassièrre ; les Schistes lustrés de la crête des Leissières s'enfoncent de toutes parts vers l'Ouest - Nord-Ouest sous les écaillles de couverture briançonnaises et sous l'écaillle de socle de la Calabourdanne, socle qui, vue sa situation structurale, peut être rapporté à celui du Haut Val de Rhêmes.

Ainsi, entre deux grandes structures en fourreaux de nappes à coeur de Schistes lustrés (de la Grande Sassièrre et de la crête des Leissières) dirigés vers l'Ouest - Nord-Ouest, on trouve une structure symétrique dirigée vers l'Est (La Bailletta).

Cette interprétation faisant intervenir des structures en fourreaux, si elle est nouvelle au niveau de notre secteur d'étude, n'est sans doute pas originale puisque déjà décrite par M. Mattauer (1981) plus au Nord-Est dans la région du Mont Rose ; par Lu Chia Yu (communication orale) qui en a observé dans les Schistes lustrés de la klippe du Mont Jovet et, enfin, par E. Deville (communication orale) lequel en signale dès ses premiers travaux dans le socle de la Vanoise.

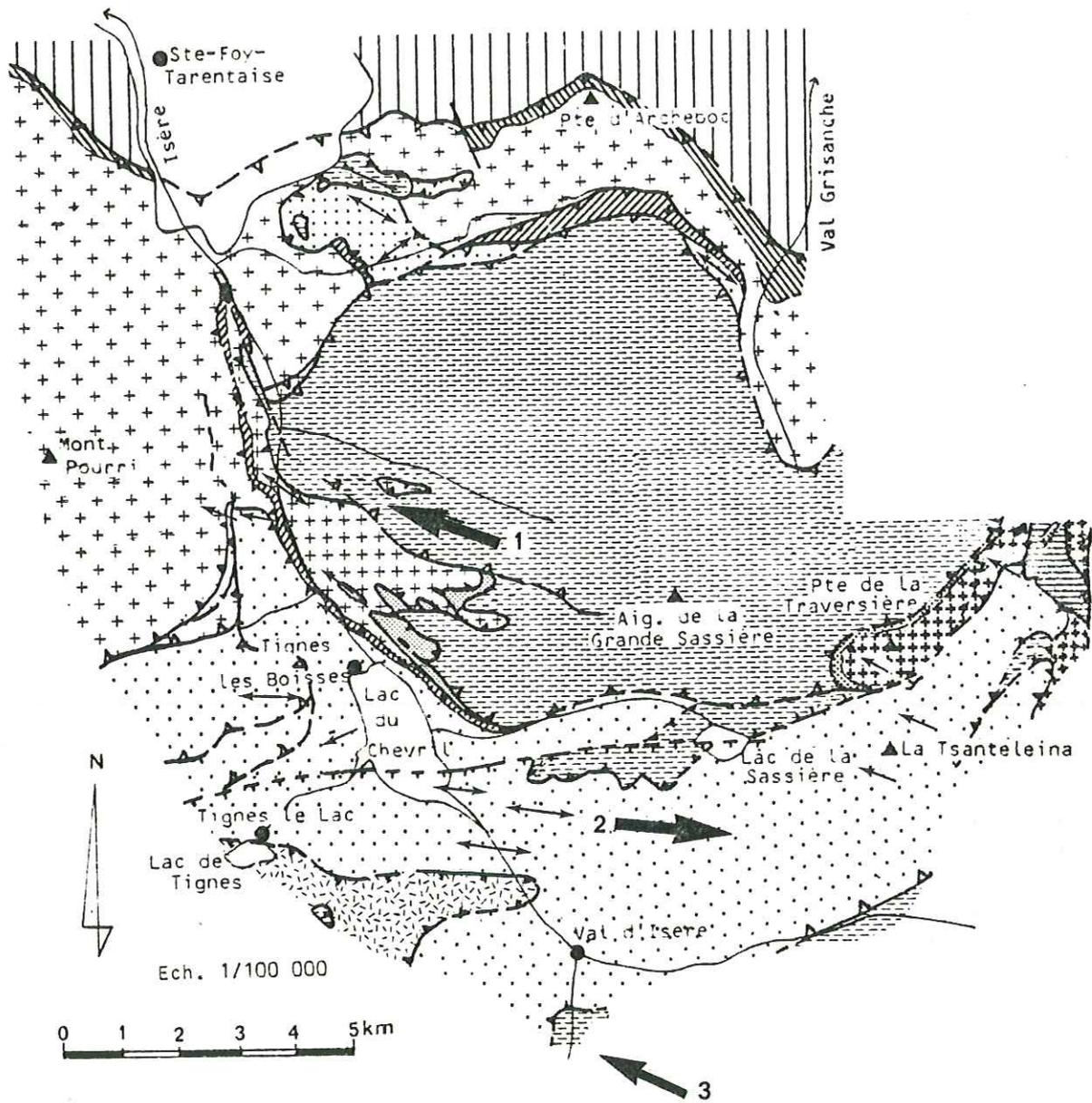


Fig. 78 : Schéma structural avec les directions des grandes structures plissées (légende structurale idem figure n° 12).

axe de pli majeur | ↔ horizontal
 | ← sens de plongement

- ← direction des plis en fourreaux de nappes
1. Grande Sassièra - Mont Pourri
 2. Bailletta
 3. Pelaou Blanc - vallée de la Calabourdane

*** *Ce modèle remet en cause la notion classique de r trocharriage* envisagée dans ce secteur par de nombreux auteurs dont F. Ellenberger, R. Caby et J.F. Raoult. Ces auteurs voient, postérieurement à une phase de plis est-ouest affectant uniquement le Briançonnais (sauf R. Caby en Val d'Aoste qui met en évidence une déformation commune entre Schistes lustrés et Briançonnais) une phase de r trocharriage qui a pour effet à la fois de basculer vers le Nord-Ouest les axes de plis de la phase précédente, de créer de grands cisaillements à vergence sud-est et de former des plis dits "tardifs" de direction nord-est - sud-ouest. Il s'agirait d'un "reflux" de l'édifice de nappes vers le Sud-Est.

En effet, en de nombreux points, nos observations vont à l'encontre des caractéristiques précédentes de ce r trocharriage.

Par exemple, concernant le r trocharriage du Mont Pourri sur les Schistes lustrés de la Grande Sassière évoqué par F. Ellenberger (1958), les contacts tectoniques qui devraient être simplement cisailants à vergence sud-est sont, soit déformés par des plis d'axe est-ouest soit non plissés mais à vergence sud - sud-ouest.

D'autre part, aucun pli d'entraînement de direction nord-est - sud-ouest n'a été observé à la base de la klippe en rive droite de l'Isère à l'aval de la retenue du Chevril.

De plus, on est également frappé par la dispersion qui existe dans les directions des contacts cisailants que les auteurs attribuent au r trocharriage, dispersion que ces auteurs reconnaissent eux-mêmes (A.W.B. Siddans, 1982 ; F. Ellenberger et J.F. Raoult, 1979).

Le fait que certains cisaillements tardifs présentent un plongement vers le Nord-Ouest (cisaillement du Col du Fond par exemple) ou vers le Nord - Nord-Ouest (cisaillement du Marais) pouvant évoquer un r trocharriage peut plus simplement s'expliquer par leur relèvement récent lors du bombement néogène du Grand Paradis. Ces r trocharriages ne sont alors que des "arrières" de cisaillements tardifs relevés sur la retombée occidentale de la coupole du Grand Paradis.

EVOLUTION GEODYNAMIQUE.

Dans notre domaine d'étude, les principaux évènements stratigraphiques et tectoniques de l'histoire alpine se sont répercutés, au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque, sur deux domaines paléogéographiques distincts :

- le domaine Briançonnais interne d'une part ;
- le domaine piémontais ou liguro-piémontais d'autre part.

Nous allons tenter de reconstituer leur histoire en adoptant un plan chronologique divisé en six périodes clefs (Fig. 79).

1°/- Le Trias : (Fig. 79a)

Dans le Briançonnais, c'est avec le dépôt des classiques quartzites blancs du Trias inférieur (Werfénien) que l'on fait commencer le cycle proprement alpin de la région. Ces premiers dépôts détritiques sublittoraux font ensuite place à l'élaboration successive de deux séquences carbonatées subsidentes : l'une, calcaire et dolomitique, au Trias moyen, l'autre dolomitique au Trias supérieur. Les dépôts cinéritiques du Ladinien terminal précèdent les faciès bréchiques et évaporitiques de la période distensive carnienne (J. Mégard-Galli et A. Baud, 1977).

Les témoins de cette évolution complète n'ont été que localement épargnés (séries de Val d'Isère) par les érosions jurassico-crétacées.

2°/- Le Jurassique inférieur et moyen : (Fig. 79b)

C'est à cette époque que la fracturation joue un rôle majeur dans le domaine Briançonnais interne. Il s'y individualise une paléogéographie contrastée engendrant localement des émergences.

Dans ce contexte d'instabilité des fonds, se déposent, sous une faible tranche d'eau, sur le Trias et souvent après une forte érosion des dolomies, des marbres et des brèches (brèches du Santel), aux faciès sombres (Lias inférieur ?) suivi de marbres en plaquettes sonores (Lias moyen ?) marquant momentanément un léger approfondissement de certaines zones effondrées. Viennent ensuite des brèches polygéniques à ciment dolomitique (La Clittaz, cascade du Manchet, ...) (Lias supérieur ? - Dogger ?) reflétant un milieu de dépôt peu profond proche de l'émergence. Cette dernière est effective au Dogger inférieur dans la série de Vanoise occidentale, elle s'accompagne de la formation de bauxites (F. Ellenberger, 1958).

La transgression du Dogger supérieur à Mytilus sur les bauxites en Vanoise occidentale (F. Ellenberger, 1958) n'a pas son équivalent dans le secteur d'étude.

A l'échelle régionale, cette fracturation distensive (et décrochante ?) individualise finalement la marge européenne de la Téthys et conduira ultérieurement dans les parties les plus internes du domaine piémontais, à la mise en place de la croûte océanique.

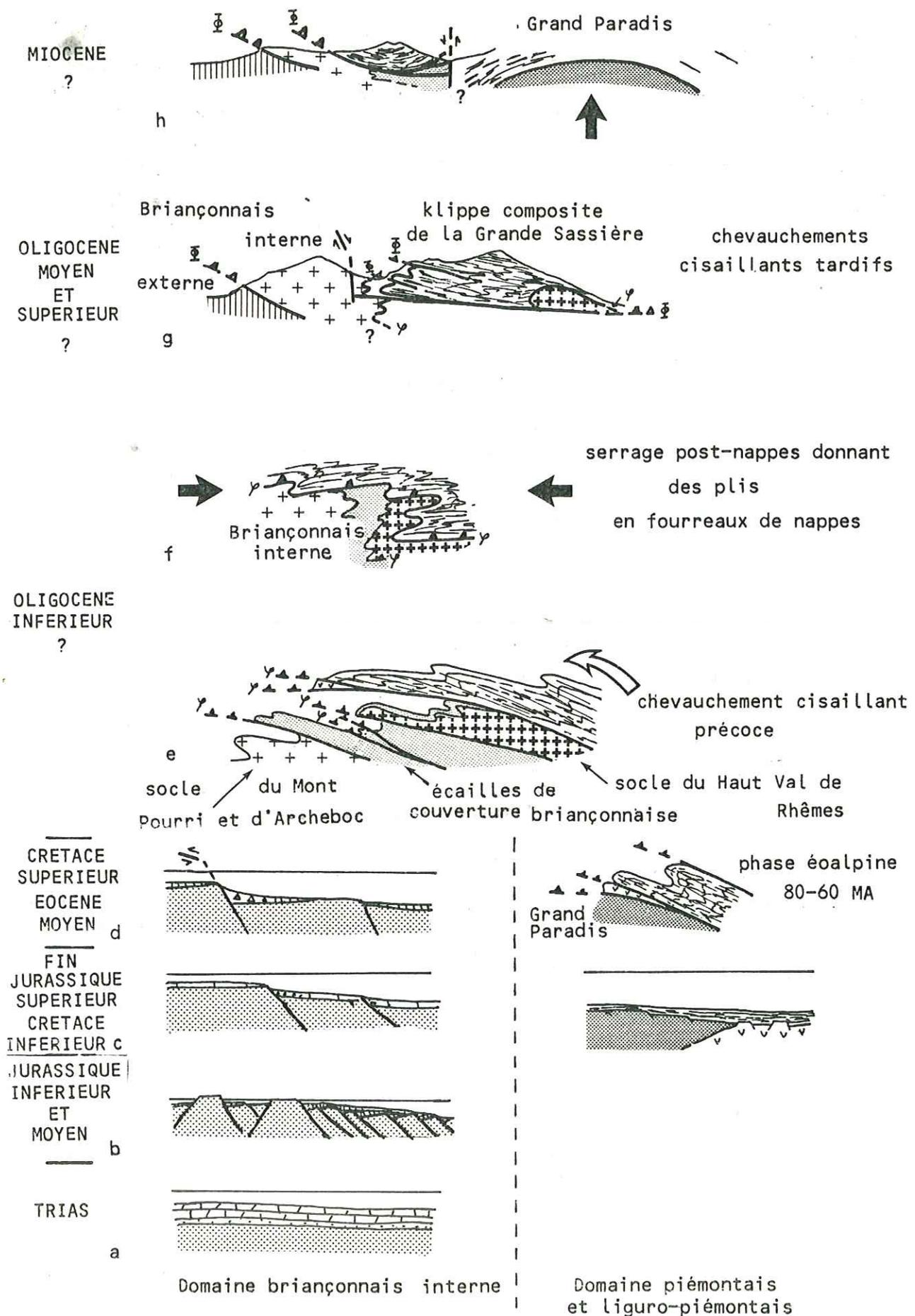


Fig. 79 : Schéma retraçant l'évolution géodynamique du secteur d'étude.

3°/- Au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (Fig. 79c) apparaissent, dans le domaine briançonnais et, en général, sur toute la marge européenne, les premiers faciès pélagiques. Ce sont, au Malm, des marbres ivoirins fréquemment hématitiques à leur base (La Clittaz) et troublés localement par la formation de brèches polygéniques (Les Grands Pares, Le Clou, Plan des Nettes).

Dans notre secteur d'étude, le Crétacé inférieur est partout marqué par une lacune sédimentaire de non-dépôt. Dans le domaine piémontais et liguro-piémontais, c'est au cours du Crétacé inférieur qu'ont dû se déposer les matériaux de la future nappe des Schistes lustrés qui sera ultérieurement charriée sur le domaine briançonnais.

4°/- Le Crétacé supérieur - Eocène moyen : (Fig. 79d)

Dans le briançonnais de notre secteur, après la période précédente de non dépôt la sédimentation pélagique reprend (Marbres chloriteux) et ceci de manière diachrone (Sénonien à Paléocène à la cascade du Manchet). La base des sédiments correspondant est rarement marquée dans les séries observées, par un *hard ground* mangano-phosphaté.

Les derniers termes de la couverture briançonnaise interne sont détritiques (Schistes de Pralognan) et mal datés (probablement Eocène moyen).

Les dépôts de la formation des Marbres chloriteux a localement enregistré une fracturation (décrochante ?) sous forme de brèches remarquables (Brèches de la Tsanteleina).

Cet événement tectonique décrochant briançonnais est contemporain, au moins partiellement de la phase éoalpine, lors de laquelle la future nappe des Schistes lustrés a vraisemblablement subi une première structuration.

5°/- L'Eocène supérieur - Oligocène : (Fig. 79 e, f et g)

C'est au cours de cette période que se déroule, de manière polyphasée l'essentiel des événements compressifs tectono-métamorphiques.

Nous avons pu décomposer ces événements, se succédant dans le temps, en trois phases majeures :

* Une phase de chevauchements cisailants précoces (Fig. 79e) qui conduit à la mise en place initiale de la nappe des Schistes lustrés sur la zone briançonnaise interne. Elle engendre tout d'abord des plis couchés (plis du Clou, de la Pointe du Front, du Villaret, du Nial, du Santel, ...), puis des cisaillements pouvant être eux-mêmes déformés (Vallon du Clou, Glacier de Gliaretta) et, enfin et principalement, un intense écaillage de la zone briançonnaise interne. De cet écaillage, qui conduit souvent au décollement de la couverture de son socle, naissent dans le secteur d'étude plusieurs ensembles structuraux :

- le substratum paléozoïque du Mont Pourri et d'Archeboc ;
- l'écaillage paléozoïque des Brévières ;

- la nappe d'écaillés de couverture du secteur de Val d'Isère et les écaillés de couverture des secteurs du Clou et du Chevril ;
- le substratum paléozoïque de la Pointe de la Traversière et du haut Val de Rhêmes muni de sa couverture crétacée.

Cette phase synchrone ou légèrement postérieure au rubanement métamorphique (schistes bleus) du Briançonnais interne conduit ainsi à l'élaboration d'un édifice de nappes complexes comprenant d'une part les ensembles structuraux du briançonnais internes décrits ci-dessus et, d'autre part, la nappe des Schistes lustrés très probablement structurée auparavant lors de la phase éoalpine (fig. 79d).

*** Une phase de déformation des chevauchements cisailants précoces (Fig. 79f).*

Les chevauchements constituant l'édifice de nappe, issu de la phase précédente, sont déformés par des plis couchés asymétriques ou subisoclinaux, de dimension hectométrique à kilométrique, et de direction moyenne Est-Ouest à Ouest - Nord-Ouest - Est - Sud-Est.

Les grandes structures plissées situées au Sud du refuge du Benevolo (haut Val de Rhêmes) à la Pointe de la Traversière, à la Bailletta et au Sud du refuge du Martin appartiennent à cette déformation de l'édifice de nappes.

Plus localement (secteur du Clou) se superposent à cette première direction des structures de direction nord-est - sud-ouest (plis dissymétriques et schistosité de crénelation), ces déformations s'accompagnent dans le secteur d'étude de recristallisations métamorphiques dans le faciès apparemment des schistes verts.

Pour expliquer les enveloppements complexes des unités structurales dans les secteurs de la retombée occidentale du massif de la Grande Sassièrre et de la Pointe de la Bailletta, nous avons proposé un modèle basé sur l'existence de structures encapuchonnantes kilométriques, de directions précitées. Celles-ci déforment l'édifice de nappe (comprenant à la fois les écaillés briançonnaises interne et la nappe des Schistes lustrés) en mégaplis (anticlinaux et synclinaux) de fourreaux de nappes. Cette interprétation rend compte des observations de terrains puisque les Schistes lustrés sont structuralement à la fois :

- au-dessus du matériel briançonnais interne (klippes de la Sana et de la Grande Sassièrre dans sa partie est) ;
- au-dessous (klippe de la Grande Sassièrre dans sa partie ouest et Schistes lustrés de la crête des Leissières dans la vallée de la Calabour-dane) ;
- ou au sein de ce matériel (Schistes lustrés de la base du Glacier de Centelina).

Intervenant, après la phase d'obduction du matériel piémontais (Fig. 79e), ces dernières structures soulignent le serrage intense de la marge (hypercollision).

*** Une phase de chevauchements cisailants tardifs (Fig. 79g).

Elle transporte l'édifice de nappes sur la zone briançonnaise externe (zone houillère) et individualise finalement les grands ensembles morphostructuraux du secteur d'étude tels la klippe composite de la Grande Sassièrè ou l'écaillage de la partie méridionale du massif du Mont Pourri.

Les premiers jeux décrochants des failles Nord-Ouest - Sud-Est de la vallée de l'Isère pourraient être contemporains de l'avancée de ces chevauchements tardifs.

6°/- Le Miocène (?) : une phase de bombement : (Fig. 79h).

Les ondulations à grands rayons de courbure dont elle est responsable provoquent le basculement vers le Nord-Ouest, dans la partie sud-est du secteur d'étude, des plans de chevauchements tardifs. Ces derniers prennent ainsi l'allure de rétrodéversements. Vraisemblablement d'âge Miocène (?), elle précède ou accompagne le jeu décrochant (et normal) d'accidents auxquels on pourrait rattacher l'accident du Chardonnet - Val de Rhêmes et les failles récentes de la vallée de l'Isère.

BILAN DE L'ETUDE

Cette étude a permis tout d'abord le levé cartographique au 1/25.000, d'une partie de la Vanoise septentrionale. Celui-ci était d'autant nécessaire que les cartes géologiques disponibles sur la région (feuilles du Petit Saint Bernard et de Tignes au 1/50.000) remontent à 1930-1932 (E. Raguin et F. Hermann) et que la carte de F. Ellenberger (1958) n'a malheureusement pas été éditée.

Nous souhaitons que cette carte puisse servir de base à des études ultérieures ...

. DU POINT DE VUE STRATIGRAPHIQUE ET PALEONTOLOGIQUE :

Dans le domaine briançonnais notre étude a portée principalement sur les formations mésozoïques et cénozoïques.

Nos longues recherches de fossiles se sont avérées très décevantes. Rappelons toutefois l'existence d'articles de Crinoïdes (*Dadoerinus* ?) dans les calcaires vermiculés du Trias (Tunnel du Franchet) et d'Ammonites, de débris d'Echinodermes et de Nubéculaires, associés à des encroûtements hématitiques, à la base des marbres du Malm (La Clittaz).

Il s'ensuit que l'âge précis, voir l'âge tout court, de nombreuses formations nous échappe. Nous avons été ainsi amené à proposer des âges par comparaisons lithostratigraphiques avec des formations datées en d'autres lieux.

Nous avons mis l'accent sur l'existence d'une discordance cartographique majeure à la base du Lias, soulignant une érosion plus ou moins importante du Trias sous-jacent.

En outre, nous proposons un âge dogger pour les brèches polygéniques à ciment dolomitique que l'on rencontre assez fréquemment dans le secteur étudié (La Clittaz, Le Clou, etc...).

En ce qui concerne la paléogéographie, après avoir individualisé quatre ensembles de séries briançonnaises, nous avons tenté de les replacer sur une transversale du Briançonnais interne en tenant compte de critères multiples (géographique, lithostratigraphique et structural). Les séries de Val d'Isère sont d'origine externe alors que les séries du Val de Rhêmes de cachet acceglien sont issues des parties les plus internes.

Dans la nappe des Schistes lustrés. Là aussi nos recherches paléontologiques sont restées vaines et l'âge des Schistes lustrés du secteur étudié reste inconnu. Toutefois, les faciès de cette formation se rapprochent des Schistes lustrés d'âge crétacé inférieur plutôt que de la couverture liasique des massifs cristallins internes (Grand Paradis, ...). Le domaine paléogéographique originel des Schistes lustrés étudiés reste malgré tout imprécis (piémontais ou liguro-piémontais) puisque les serpentinites qui jalonnent la base de la nappe constituent des écaillés tectoniques et non le substratum ophiolitique des calcschistes.

Du point de vue tectonique et métamorphique : Dans ce travail nous proposons un schéma structural nouveau et une évolution tectono-métamorphique originale mettant l'accent sur les points essentiels suivants :

. Importance des fracturations synsédimentaires précoces qui se répartissent en deux périodes :

- la première, distensive, au Lias-Dogger correspond à l'individualisation de la zone briançonnaise sur la marge européenne ;
- la seconde, décrochante (?) au Crétacé supérieur - Paléocène (brèches de la Tsanteleina) est contemporaine de la phase éoalpine du domaine piémontais.

. Existence d'une phase de déformation commune, engendrant des plis de direction Est-Ouest dans la pile tectonique comprenant socles et couvertures briançonnaises internes et nappe des Schistes lustrés.

Nous avons souligné le fait que cette phase est postérieure au rubanement métamorphique (schistes bleus) du Briançonnais.

Pour expliquer la complexité des enveloppements de nappes, issus de cette phase, nous avons envisagé un modèle faisant intervenir des encapuchonnements kilométriques de direction globalement E-SE - W-NW à E-W correspondant à des méga-plis en fourreaux de nappes.

. Une phase de chevauchements cisailants tardifs découpant l'édifice de nappes, précédemment replissé et individualisant finalement les grands ensembles morphostructuraux de la région et tout particulièrement, celui de la klippe à matériel composite de la Grande Sassièrè.

. Existence de fractures tardives en relation avec des bombements :

- Accident du Chardonnet - Val de Rhêmes, de direction Est-Ouest, à jeu fondamentalement vertical ;
- failles de la vallée de l'Isère, de direction NW-SE, polyphasées à jeu d'abord décrochant dextre puis normal. La direction de la vallée de l'Isère, sensiblement N160° entre Sainte-Foy-Tarentaise au Nord et le lac du Chevril au Sud tire vraisemblablement son origine de la présence de ces failles.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBOUIN J., BLANCHET R., LABESSE B., WOZNIAK J. (1977) - Alpes occidentales et Alpes orientales : la zone du canavese existe-t-elle ? *C.R. Somm. Soc. géol. Fr., fasc. 3, p. 155-158.*
- LAUZENDE J.M., POLINO R., LAGABRIELLE Y., OLIVET J.L. (1983) - Considérations sur l'origine et la mise en place des ophiolites des Alpes occidentales : apport de la connaissance des structures océaniques. *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 296, série II, p. 1527-1532.*
- BEARTH P. (1960-1963) - Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand Saint Bernard dans le Valais (Suisse). *Mém. h. sér., Soc. géol. Fr., 2, 127-137.*
- BEARTH P. (1967) - Die ophiolithe des zone von Zermatt-Saas Fee. *Beitr. Geol. Karte Schweiz, n. F., 132, 130 p.*
- BERTRAND M. (1894a) - Etudes dans les Alpes françaises (Structures en éventail, massifs amygdaloïdes et métamorphisme). *Bull. Soc. géol. Fr., (3), 22, p. 69-118.*
- BERTRAND M. (1894b) - Etudes dans les Alpes françaises (Schistes lustrés de la zone centrale). *Bull. Soc. géol. Fr., (3), 22, p. 119-162.*
- BERTRAND M. (1894-1895) - Maurienne et Tarentaise. *C.R. Coll. (Campagne 1893), Bull. Soc. géol. Fr., t. 6, p. 110-115.*
- BOCQUET J. (1974) - Le socle briançonnais de Vanoise (Savoie) arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. *C.R. Acad. Sc. Paris, 278 (D), 2601-2604.*
- BOCQUET J. (1974) - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. *Thèse Univ. Scien. et Médic. de Grenoble, 489 p.*
- BOUDON J., GAMOND J.F., GRATIER J.P., ROBERT J.P., DEPARDON J.P., GAY M., RUHLAND M., VIALON P. (1976) - L'arc alpin occidental : réorientation des structures primitives E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S ? *Eclogae. geol. Helv., vol. 69/2, p. 509-519.*
- BOURBON M. (1980) - Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. *Thèse Univ. Louis-Pasteur, Strasbourg, 580 p.*
- BOUSSAC J. (1913) - Sur la constitution géologique de la Haute Tarentaise. *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 157, p. 658-660.*
- BOUSSAC J. (1913-1914) - Feuilles de Tignes au 1/50.000. *Bull. Soc. géol. Fr., 23, p. 193-204.*
- CABY R. (1968) - Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales : subdivisions stratigraphique et structurale de la zone du Grand Saint Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie). *Trav. Lab. géol. Grenoble, 44, p. 95-111.*

- CABY R. (1981) - Le Mésozoïque de la zone du Combin en Val d'Aoste (Alpes graies) : imbrications entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique. *Trav. Lab. géol. Grenoble*, 57, p. 5.
- CABY R., KIENAST J.P., SALIOT P. (1978) - Structure métamorphique et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. Géogr. Phys. et Géody. Paris*, vol. XX, fasc. 4, p. 307-322.
- CHOPIN C. (1979) - De la Vanoise au massif du Grand Paradis : une approche pétrographique et radiochronologique de la signification géodynamique du métamorphisme de haute pression. *Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie*, 145 p.
- COBBOLD P.R., QUINQUIS H. (1980) - Development of sheath Folds in shear regimes. *Journ. Struct. geol.*, vol. 2, n° 1/2, pp. 119-126.
- DAL PIAZ G.V. (1965) - Il lembo du ricoprimento della Becca di Toss : struttura retro flessa della zonadel Gran San Bernardo. *Mem. Accad. Pata vina* 77, 107-136.
- DAL PIAZ G.V. (1974) - Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpinopennique (1ère partie : considérations paléogéographiques). *Boll. Soc. géol. It.*, 93, pp. 437-468.
- DAL PIAZ G.V. (1974) - Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpinopennique (2ème partie). *Bull. Soc. Suisse Min. Petr.*, 54, p. 399-424.
- DAL PIAZ G.V. et GOVI M. (1965) - Osservazioni geologiche sulla "Zone del Gran San Bernardo" nell'alta Valle d'Aosta. *Boll. Soc. géol. It.* 84, 1-23.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1957) - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, p. 38.
- DEBELMAS J., KERCHOVE C. (1980) - Les Alpes franco-italiennes France : introduction à la géologie du Sud-Est. *26ème Congr. géol. Int.*
- DOUDOUX B., LEPINAY B., TARDY M. (1982) - Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpains savoyards (Alpes occidentales), nappes de charriage oligocène et déformations superposées. *C.R. Acad. Sc. Paris*.
- ELLEBERNGER F. (1958) - Etude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 561 p.
- ELLENBERGER F. (1960-1963) - La Vanoise, un géanticlinal métamorphique. *Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, tome II*, pp. 383-392.
- ELLEBERGER F., RAOULT J.F. (1979) - Les enseignements géologiques des rochers de la loze à Pralognan (Massif de la Vanoise, Savoie). *Extrait des travaux scient. du Parc National de la Vanoise*.
- ELTCHANINOFF C., TRIBOULET S., DOUDOUX B., FUDRAL S., RAMPNOUX J.P., TARDY M. (1982) - Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre Mont Blanc et Belledonne (Savoie - Alpes occidentales). Implications régionales. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXIV, n° 4, p. 817-830.
- ELTER G. (1960) - La zona permidica dell'altae media Valle d'Aosta e le unita limitrofe. *Mém. Ist. geol. Min. Univ. Padova*, vol. XXII, 113 p.

- ELTER G. (1971) - Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèse sur l'origine des ophiolites. *Trav. Lab. géol. Grenoble*, 47, p. 147-169.
- ELTER G. (1972) - Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Nord orientales et considération sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés. *Mém. Inst. Univ. de Padova*, V, XXVIII, p. 1-19.
- ERNST W.G. (1973) - Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V, 84, pp. 2053-2078.
- FABRE J. (1961) - Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém. B.R.G.M.*, 2, 315p.
- FREY M., HUNZIKER J.C., FRANK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JAGER E., NIGGLI E. (1974) - Alpine metamorphism of the Alps. A. Revuev. *Schweiz. Mineral. und Petrog. Mitt.*, 54, 2/3, p. 247-291.
- FUDRAL S., BLAKE M.C. (1982) - Une interprétation de l'évolution structurale du paléocène au téthysien. *9ème R.A.S.T.*, p. 258.
- GAY M. (1970) - Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique ante-alpine. *Bull. B.R.G.M. (I)*, 3, p. 5-81.
- GIGNOUX M. (1929) - Les problèmes géologiques de la région Vanoise Mont Pourri. *Trav. Lab. géol. Grenoble*, t. 15.
- GOGUEL J. (1963) - Interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. IV, n° 1, p. 20-29.
- HANSEN E. (1971) - Stain facies. *Spinger-Verlag Berlin. Heidelberg, New-York*.
- ALFRED ISLER V., PANTIC N. (1980) - "Schistes-lustrés" - Ablagerungen der Tethys. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 73/3, Seiten 799-822, Basel.
- KILIAN W. (1905) - Nouvelles observations sur les Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr. (4)*, 5, p. 859-861.
- LACASSIN R. (1983) - Cisaillement ductile et déformation hétérogène du granite de la nappe du Mont Rose dans la vallée de Saas (Suisse). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 296, Série II, p. 777-782.
- LAGABRIELLE Y. (1982) - Ophiolites et croûte océanique. Tectonique et environnement sédimentaire : apports des données océaniques et l'interprétation géologique des séries ophiolitifères du Queyras (Alpes franco-italiennes). *Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. de Bretagne Occidentale, Brest*, 198 p.
- LANTEAUME M., ROYAN G. (1983) - Stratigraphie et position structurale de la série briançonnaise du Colle San Bernardo (confins liguro-piémontais). *Eclogae geol. Helv.*, vol. 76/3, p. 631-642, Bâle.
- LEFEVRE R. (1982) - Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes cottiennes méridionales. *Thèse, Univ. Paris-sud-Orsay*.
- LEMOINE M. (1967) - Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. *Géol. Rundschau*, 56, 1, p. 320-335.
- LEPINAY (de) B. (1981) - Etude géologique de la région des Gets et de Samoëns. *Thèse 3ème cycle, Univ. de Savoie, Chambéry*.
- LORY C. (1866) - Coupes géologiques de la Maurienne et de la Tarentaise. *Bull. Soc. géol. Fr. (2)*, 23, p. 482.

- MALAVIEILLE J., LACASSIN R., MATTAUER M. (1984) - Signification des linéations d'allongement des Alpes occidentales. *Soc. géol. de Fr., Paris, à paraître.*
- MATTAUER M. (1981) - Plis en fourreaux d'échelle plurikilométriques dans la zone interne des Alpes suisses (couverture nord de la nappe du Mont Rose). *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 293, série II, p. 929-932.*
- MATTAUER M., MERCIER J.L. (1980) - Microtectonique et grande tectonique. *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr., n° 10, p. 141-159.*
- ✓ MEGARD-GALLI J., BAUD A. (1977) - Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bull. B.R.G.M. (deuxième série), section IV, n° 3, p. 233-250.*
- ✗ MORET L. (1947) - Un problème de la Vanoise (Savoie) : le charriage de la Vanoise septentrionale (Mont Pourri, Bellecôte, Grand Bec) et ses conséquences. *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 225, P. 948-950.*
- MORTILLET (de) G. (1858) - Géologie et minéralogie de la Savoie. *Chambéry, 382 p.*
- ✗ NIEMEYER H. (1979) - Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de Tarentaise entre les massifs de Vanoise et du Grand Paradis. Région Val d'Isère. Alpes graies - Alpes franco-italiennes. *Thèse 3ème cycle du Dépar. de Géol. struc., Univ. P et M Curie, Paris VI.*
- NIGGLI E. (1978) - Metamorphic map of the Alps. 1/1.000.000. *Leiden, 1978.*
- NOVARESE V. (1894) - Nomenclatura e sistemática delle roccie verdi nelle Alpi occidentali. *Boll. R. Comit. Geol. It., 26, p. 164-181.*
- OULIANOFF N. (1955) - Note concernant l'origine du métamorphisme des "Schistes de Casanna" (massif Métailler dans le Val de Nendaz en Valais). *Bull. soc. Vaudoise Sc. Nat., 66, p. 77-91.*
- OULIANOFF N. et TRUMPY R. (1958) - Notice explicative de la feuille Grand Saint Bernard (n° 1365) au 25.000ème. *Kummerly et Frey, Bern, 89 p.*
- RAGUIN E. (1930) - Notice explicative de la feuille de Tignes, 50.000ème. *48 p.*
- ✓ RAGUIN E. (1930) - Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie). *Mém. Serv. Carte géol. fr., 108 p.*
- RAGUIN E. (1931) - Notice explicative de la Feuille du Petit Saint Bernard, 50.000ème. *42 p.*
- ✗ RAOULT J.F. (1980a) - Caractère transgressif du Trias de Bellecôte en Vanoise ; implications tectoniques (Alpes françaises). *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 291, Série D, p. 47-50.*
- ✗ RAOULT J.F. (1980b) - Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). *Revue de Géol. Dyn. et Géogr. Phys., Paris, vol. 22, fasc. 4-5, p. 303-312.*
- ✓ RICOU L.E. (1980) - La zone subbriançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre sub-méridien. *C.R. Acad. Sc., Paris, D, t. 290, p. 835-838, 1 fig.*
- ✗ ROYANT G. (1971) - Nouvelles données sur la stratigraphie et le style tectonique du versant méridional du Monte Armetto et du Monte Dubasso, Alpes ligures. *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 273, Série D, p. 558-561.*

- X SALIOT P. (1973) - Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 276, Série D, p. 3081-3084.
- X SIDDANS A.W.B. (1982) - Evolution tectonique d'une partie de la zone Briançonnaise interne (Savoie). 9ème R.A.S.T., Paris.
- STELLA A. (1902) - Relazione di rivelamento. *Boll. R. Comit. Geo. Ital.*, 33, 36-38 (parte uff).
- TERMIER P. (1891) - Etude sur la constitution géologique de la Vanoise (Alpes de Savoie). *Bull. Soc. géol. France*, t. 2, p. 367-509.
- TERMIER P. (1899) - Sur la structure du Briançonnais. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 128 (1), p. 466-469.
- TERMIER P. (1907) - Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. *Bull. Soc. géol. France* (4), 7, p. 174-189.
- TERMIER P. (1927) - Que la série cristallophyllienne de la Vanoise et du Mont Pourri (Alpes de Savoie) est bien d'âge Permien ou Carbonifère. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 184, p. 641-645.
- X WEVER P. (de), CABY R. (1981) - Datation de la base des Schistes lustrés post-ophiolitiques par des Radiolaires (Oxfordien sup. - Kimméridgien moyen) dans les Alpes cottiennes (Saint Veran, France). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 292, Série II, p. 467-472.
- ZACCAGNA D. (1887) - Sulle geologia delle Alpi occidentali. *Boll. R. com. geol.*, n° 11-12, Roma, 1888, p. 346.
- ZACCAGNA D., MATTIROLO (1892) - Riassunto di osservazioni geologiche fatte sul versante occidentale delle Alpi graie. *Boll. del R. com. geol. d'Italia XXIII*, p. 175-244.

CARTES GEOLOGIQUES ET OUVRAGES GENERAUX

Cartes géologiques de la France

* au 1/50.000 :

- Feuille du Petit Saint Bernard (E. Raguin et F. Hermann, 1932).
- Feuille de Tignes (E. Raguin et F. Hermann, 1930).

X * au 1/250.000 :

- Feuille Annecy (J. Debelmas et al., 1980).

Carte géologique des Alpes du Nord occidentales

* 1/750.000 :

(F. Hermann, 1937). -----

X Guides géologiques régionaux

- Alpes (Savoie et Dauphiné)
(J. Debelmas et al., 1970 - Masson, Paris).
- X - Alpes de Savoie
(J. Debelmas et al., 1983 - Masson, Paris).

PHOTOGRAPHIES HORS TEXTE

Photo n° 1 : Lame mince d'un métagabbro du socle du Mont Pourri (moraine frontale du glacier de la Savinaz (x 15).

Les plagioclases à mâcles polysynthétiques (Pl) sont inclus dans une amphibole verte (Am). On notera les figures de syncristallisation du sphène (Sp) avec l'amphibole (indiquées par les flèches).

Photos n° 2 et 3 : Lames minces d'un granophyre du socle du Mont Pourri (x 48).

Photo n° 2 : Albites perthitiques (Abpe) dans un fond de quartz blastique (Q) et de mica blanc (Mb).

Photo n° 4 : Lame mince d'une glaucophanite provenant d'une écaille de socle située au Sud du refuge du Martin (x 15).

Les glaucophanes (Gl) rétrotransformés à leur périphérie en chlorite (Chl) et les sphènes (sp) sont laminés et déformés.

Photo n° 3 : Plage automorphe de microcline (Mi) partiellement incluse dans des albites perthitiques (Abpe).

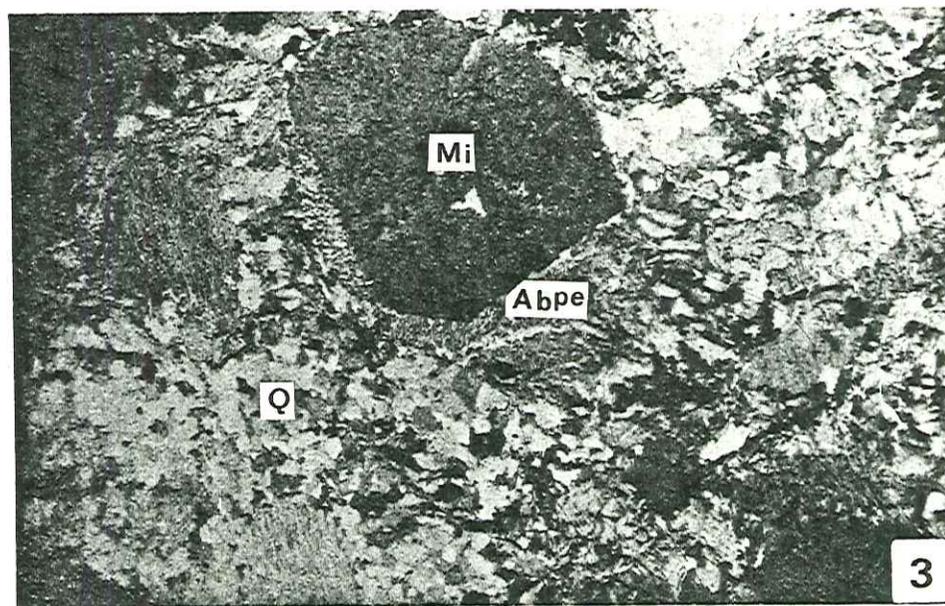
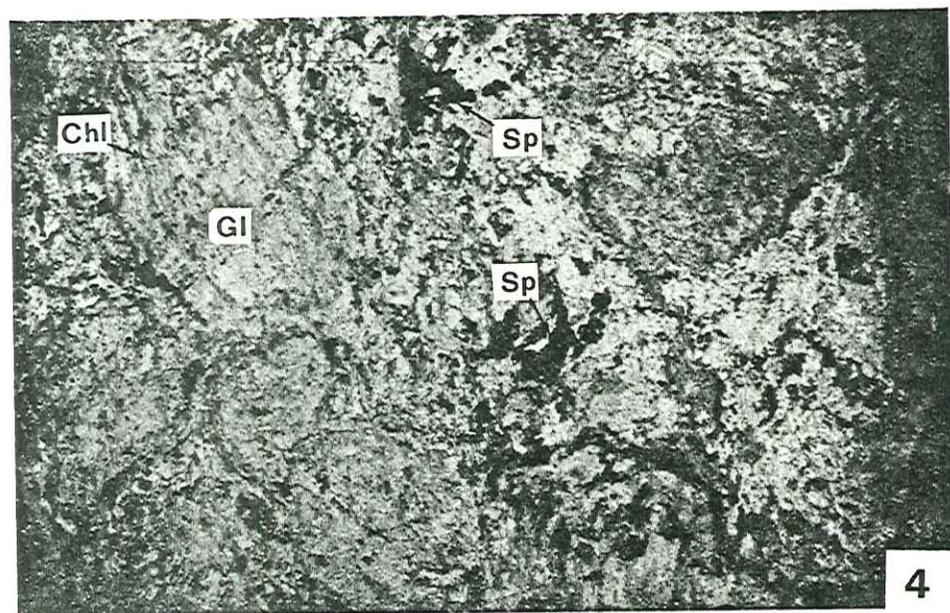
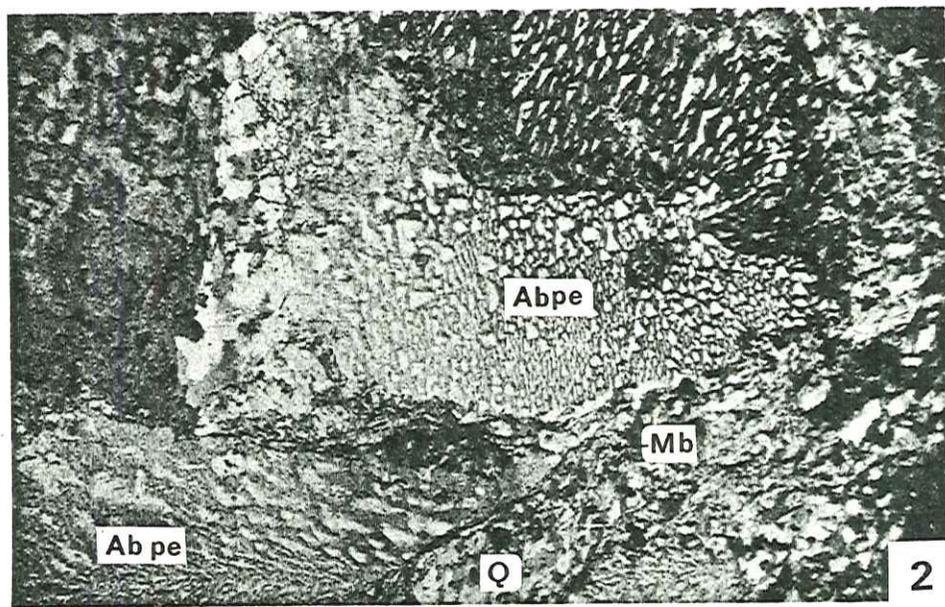
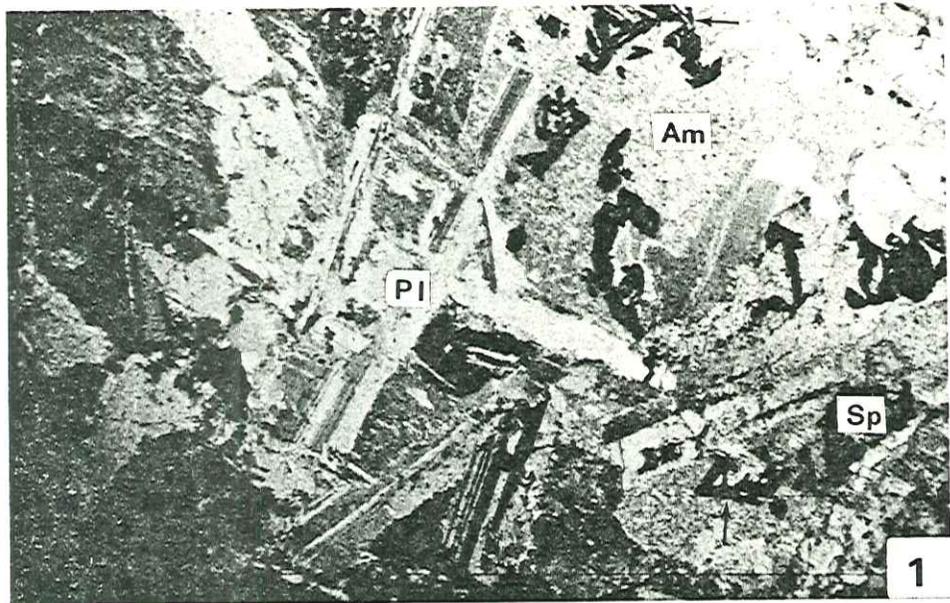


Photo n° 5 : Lame mince d'une épidotite appartenant à une auréole réactionnelle autour des serpentinites du Franier (x 15). On observe de larges plages automorphes d'amphibole bleu-vert (Am) dans un fond granuleux de Pistacite (Pi) et de rares Sphènes (Sp).

Photo n° 6 : Lame mince d'une métabasite des Schistes lustrés (Le Saut) (x 40).

Dans un fond de clinozoïsite (CIZ) se détache une large plage d'albite (Ab) poecilitique dans laquelle on observe de petites plages rectangulaires remplies de chlorite et de calcite (flèches). Ces dernières correspondent vraisemblablement à des pseudomorphoses de lawsonite.

On notera que la plage de pistacite empiète dans sa partie gauche sur la forme originelle du minéral pseudomorphosé (Laps). Elle lui est donc postérieure.

Photo n° 7 : Lame mince d'une section d'encroûtement hématitique à la base du Malm (La Clittaz) (x 30).

On observe d'une part une alternance de microlits hématitiques et marmoréens dans lesquels sont piégés quelques nubéculaires (Nu) et, d'autre part, des plages de glaucophanes (crossite) (Gl) automorphes rétro-morphosés à leur périphérie en chlorite (Chl).

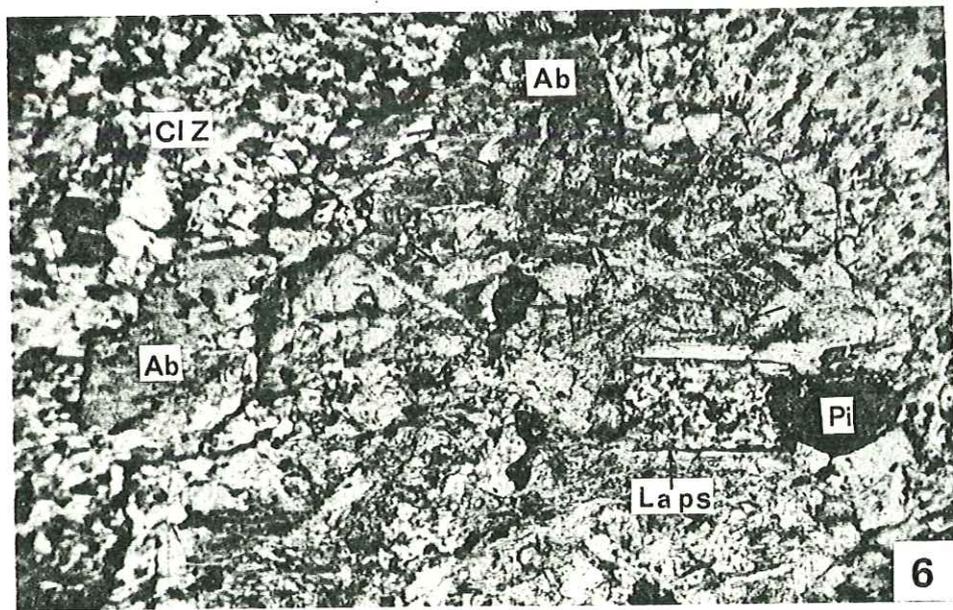
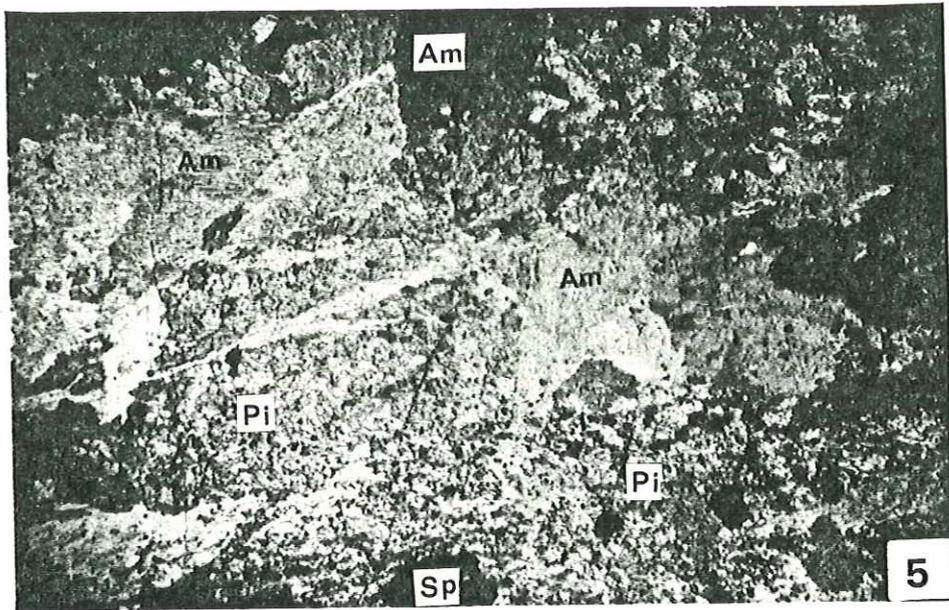


Photo n° 9 : Brèches polygéniques à ciment marmoréen gris du Santel (Lias probable).
On notera la passée à gros éléments dans la microbrèche. L'échelle est donnée par le couvre-objectif.

Photo n° 10 : Trois sections d'Ammonites (indéterminées) provenant du Malm. La Clittaz.

Photo n° 11 : Silex noir bleuté dans les dolomies (Anisien ?). Ruisseau des Balmes. (Si) silex.
Echelle donnée par le couvre-objectif.

Photo n° 12 : Contact stratigraphique entre les Marbres chloriteux du Crétacé supérieur - Paléocène (2) et les quartzites du Trias inférieur érodés (1). Déversoir de la Revirette.

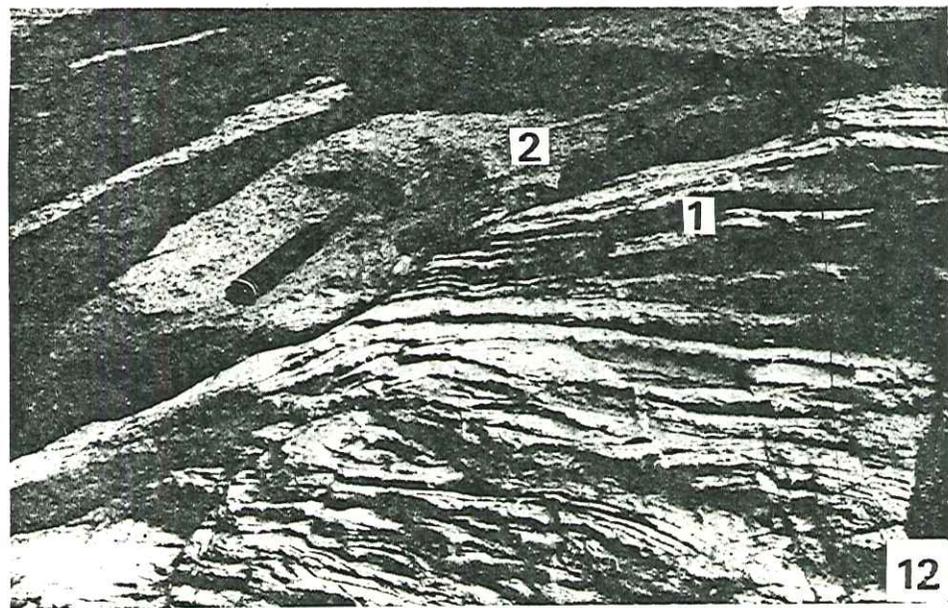
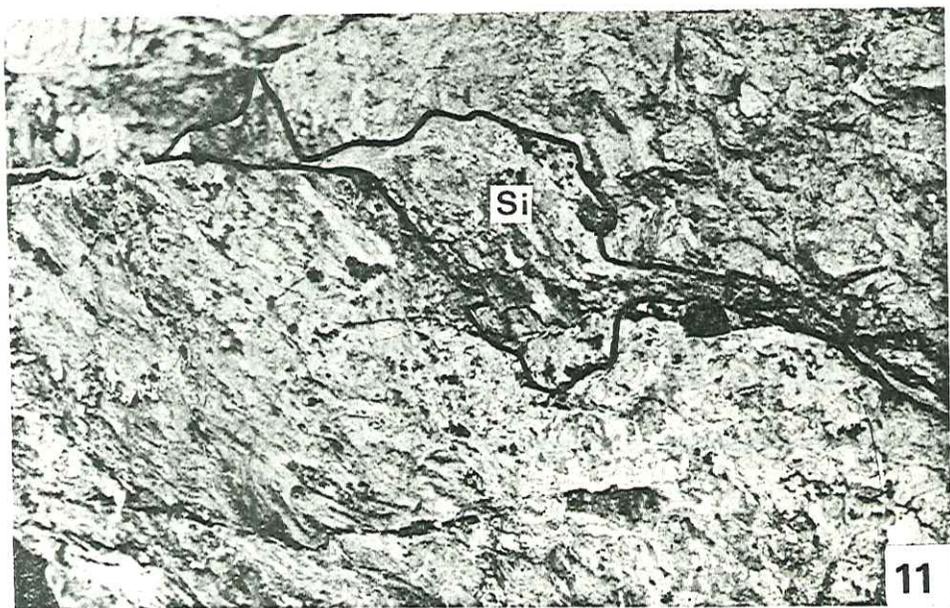
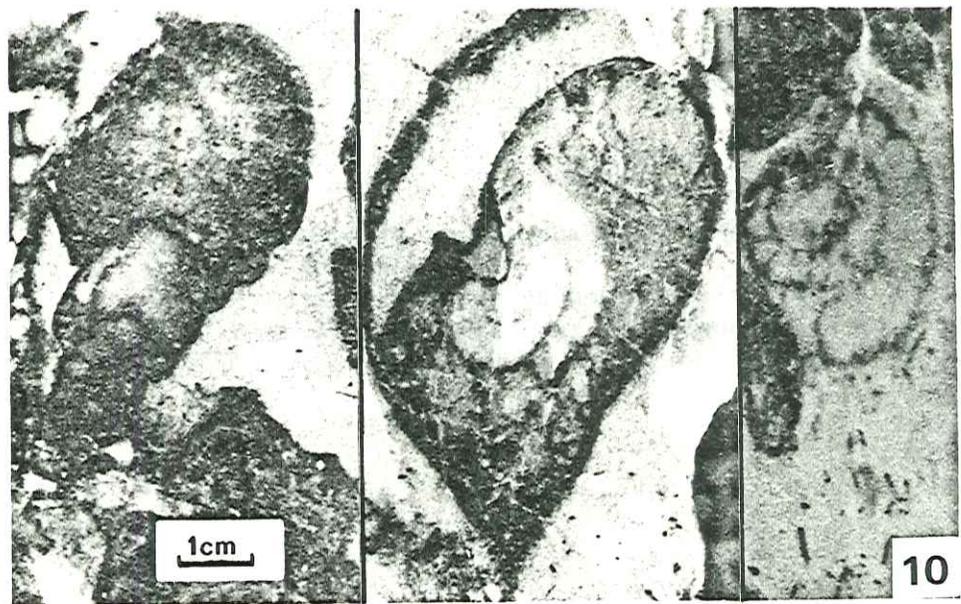
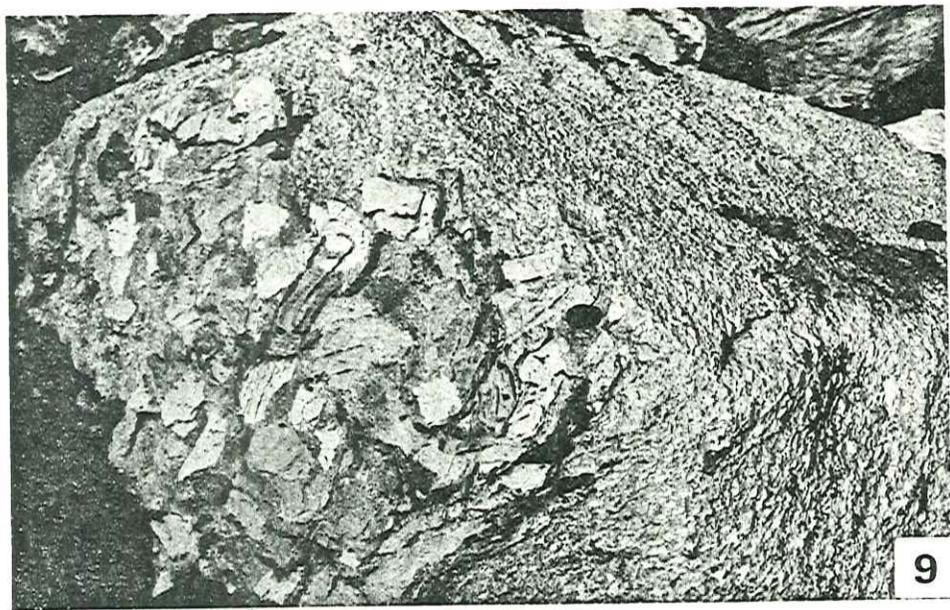


Photo n° 13 : Brèches polygéniques jurassiques du Ruisseau des Balmes.

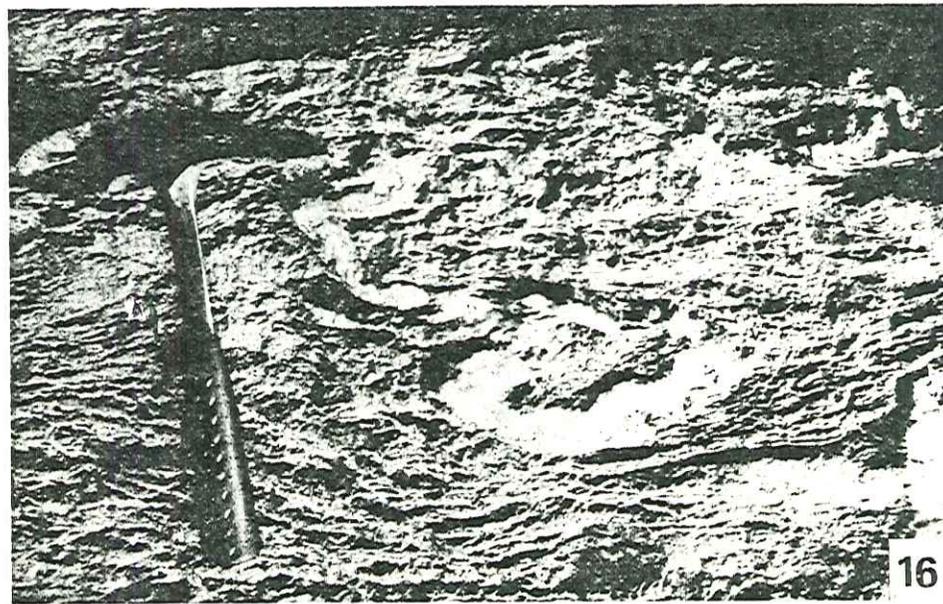
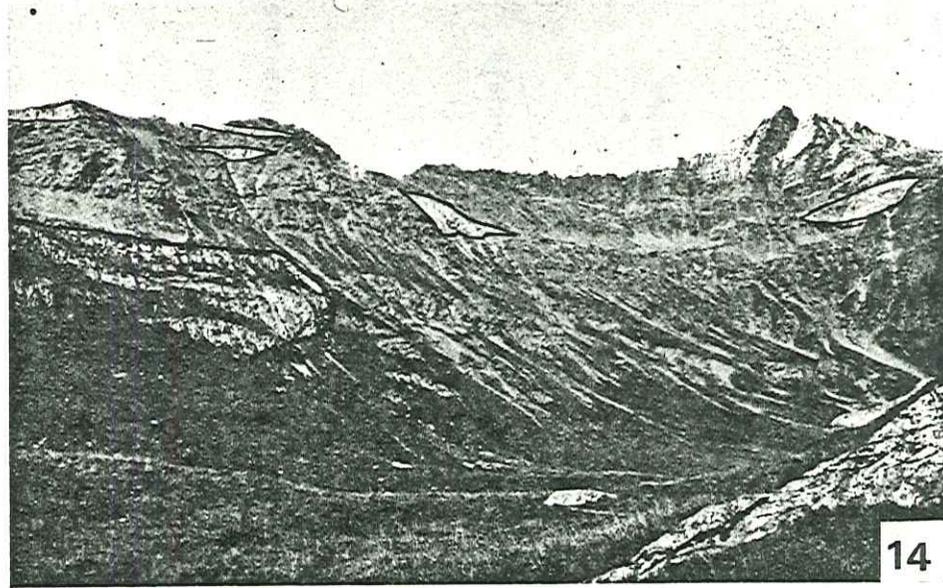
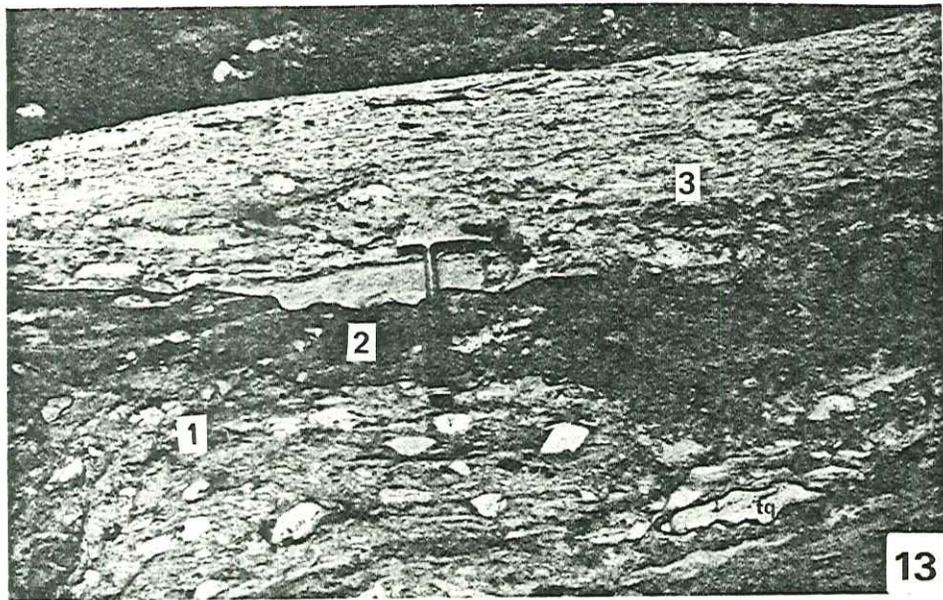
(1) brèches à ciment dolomitique (Dogger ?) brunies à leur sommet ; (2), (tq) fragment de quartzite triasique ; (3) brèches polygéniques à ciment marmoréen (Malm ?).

Photo n° 14 : Panorama du flanc sud-ouest de l'Aiguille de la Grande Sassièrre près du Saut.

Les lentilles de métabasites (entourées d'un trait noir) sont incluses dans les calcschistes de la nappe des Schistes lustrés.

Photo n° 15 : Marbres gris à lits siliceux (Lias ?). Le Franier.

Photo n° 16 : Filet de quartz d'exudation dessinant des charnières de plis dont les flancs sont laminés. Calcschistes de la nappe des Schistes lustrés. Les Pigettes.
On remarquera la nature complexe de ces plis.



PLANCHES HORS-TEXTE

- Planche I : Carte géologique de la haute vallée de l'Isère entre Sainte-Foy-Tarentaise et Val d'Isère - 1/25.000.
- Planche II : Schéma structural - Coupes sériées - 1/50.000.
- Planche III : Colonnes stratigraphiques synthétiques du Briançonnais dans leurs cadres géographique et structural.

Panorama P.I. - P.II.

- P.I. : Panorama du front nord de la klippe de la Grande Sassièrè le long de la crête frontalière.
- P.II. : Panorama de la rive droite de la vallée de l'Isère en amont de Val d'Isère.

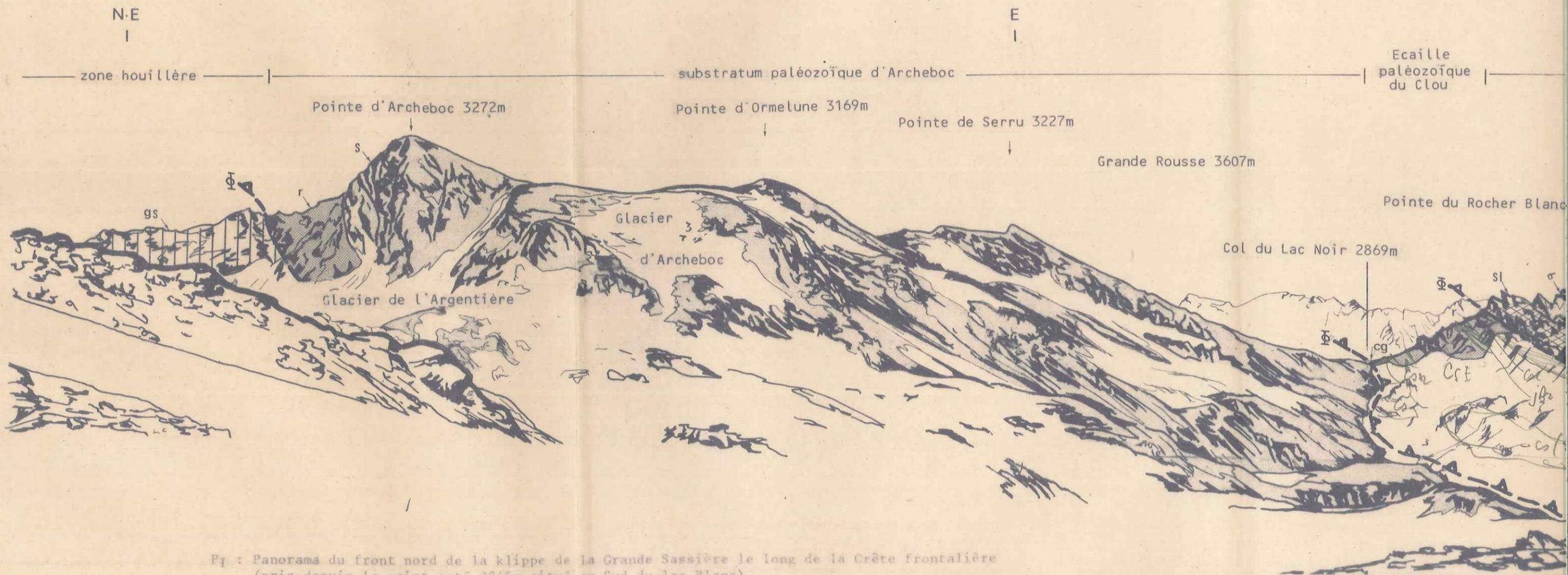
Panorama P.III.- P.IV.

- P.III.: Panorama du flanc est du Mont Pourri.
- P.IV. : Panorama du flanc sud-est du Mont Pourri.

Panorama P.V. - P.VI.

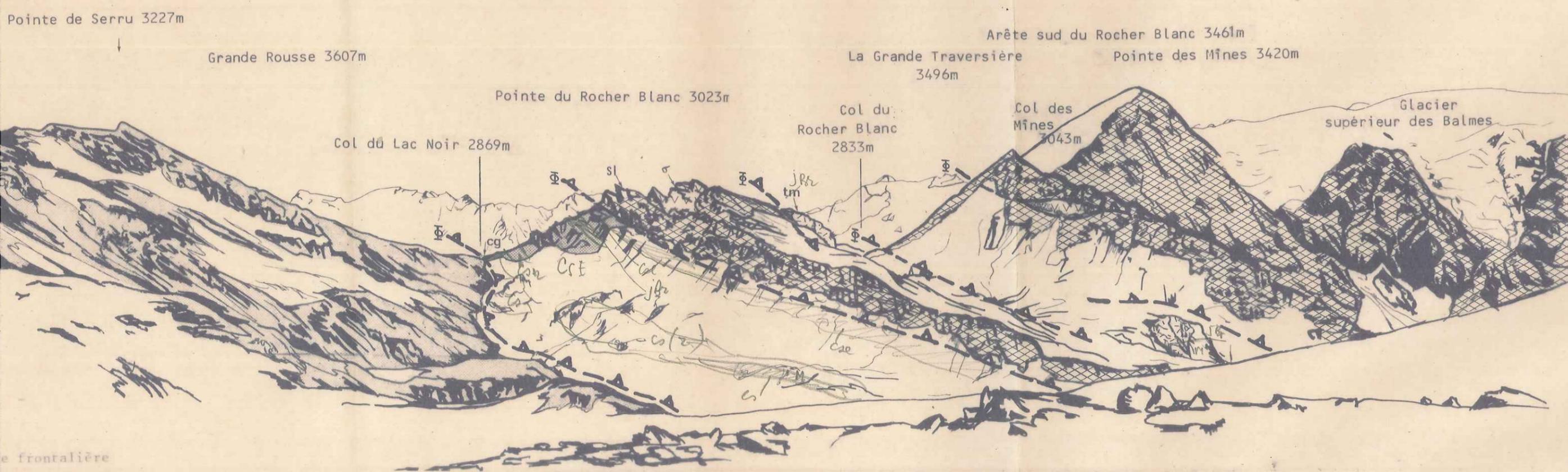
- P.V. : Panorama de la rive gauche du lac du Chevril.
- P.VI. : Panorama de la rive droite du lac du Chevril.

PANORAMAS P.I P.II



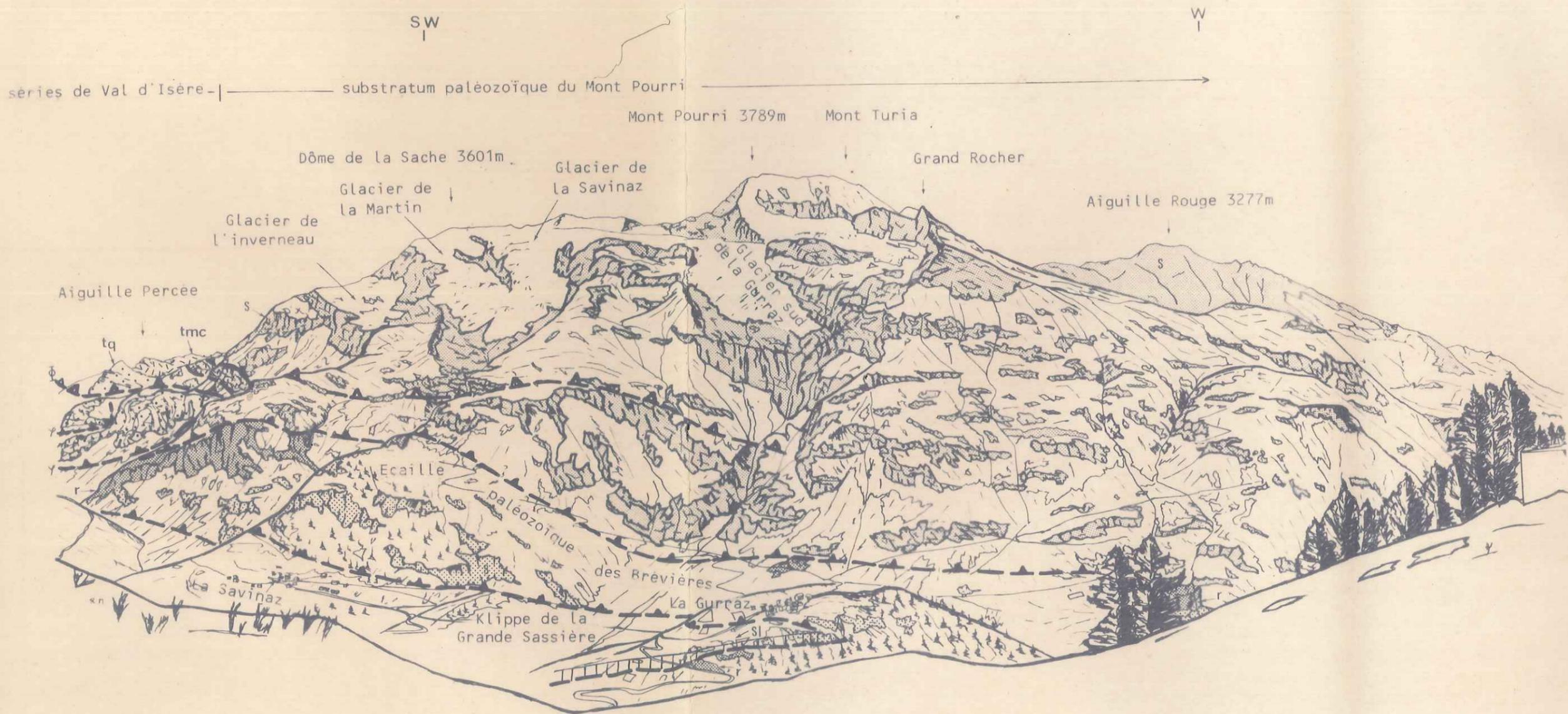
P1 : Panorama du front nord de la klippe de la Grande Sassièrre le long de la Crête frontalière
 (pris depuis le point coté 2845m situé au Sud du lac Blanc)

E I S.E I
Archeboc ———— Ecaille paléozoïque du Clou ———— Klippe de la Grande Sassièrè ————



e frontalière

PANORAMAS P.III P.IV



P.III : Panorama du flanc est du massif du Mont Pourri situé en rive gauche de la Vallée de l'Isère (pris depuis le Fenil sur la route d'accès à la Vallée du Clou au point coté 1899m)

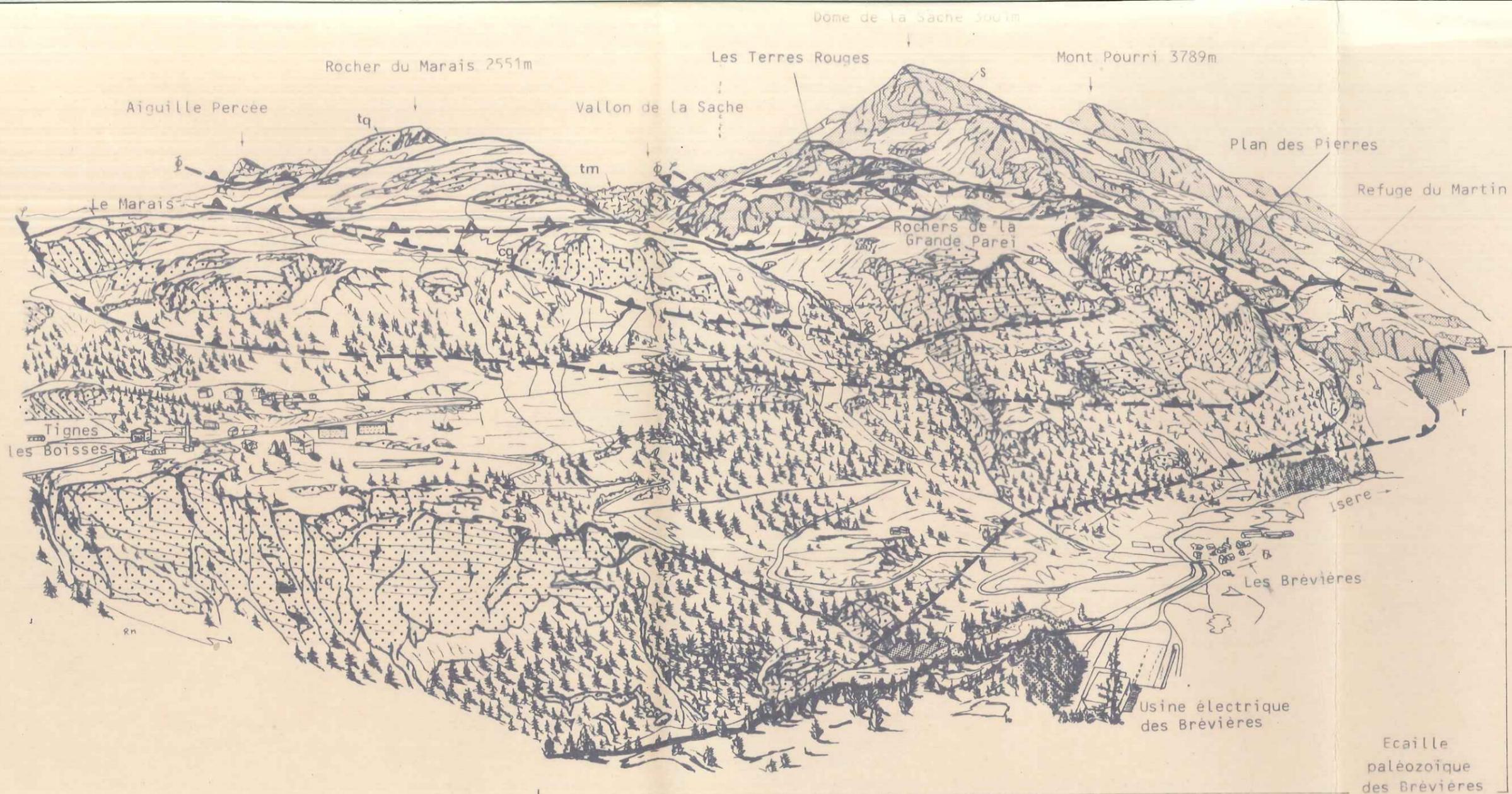
SW

Séries de Val d'Isère

W

Flanc du Mont Pourri

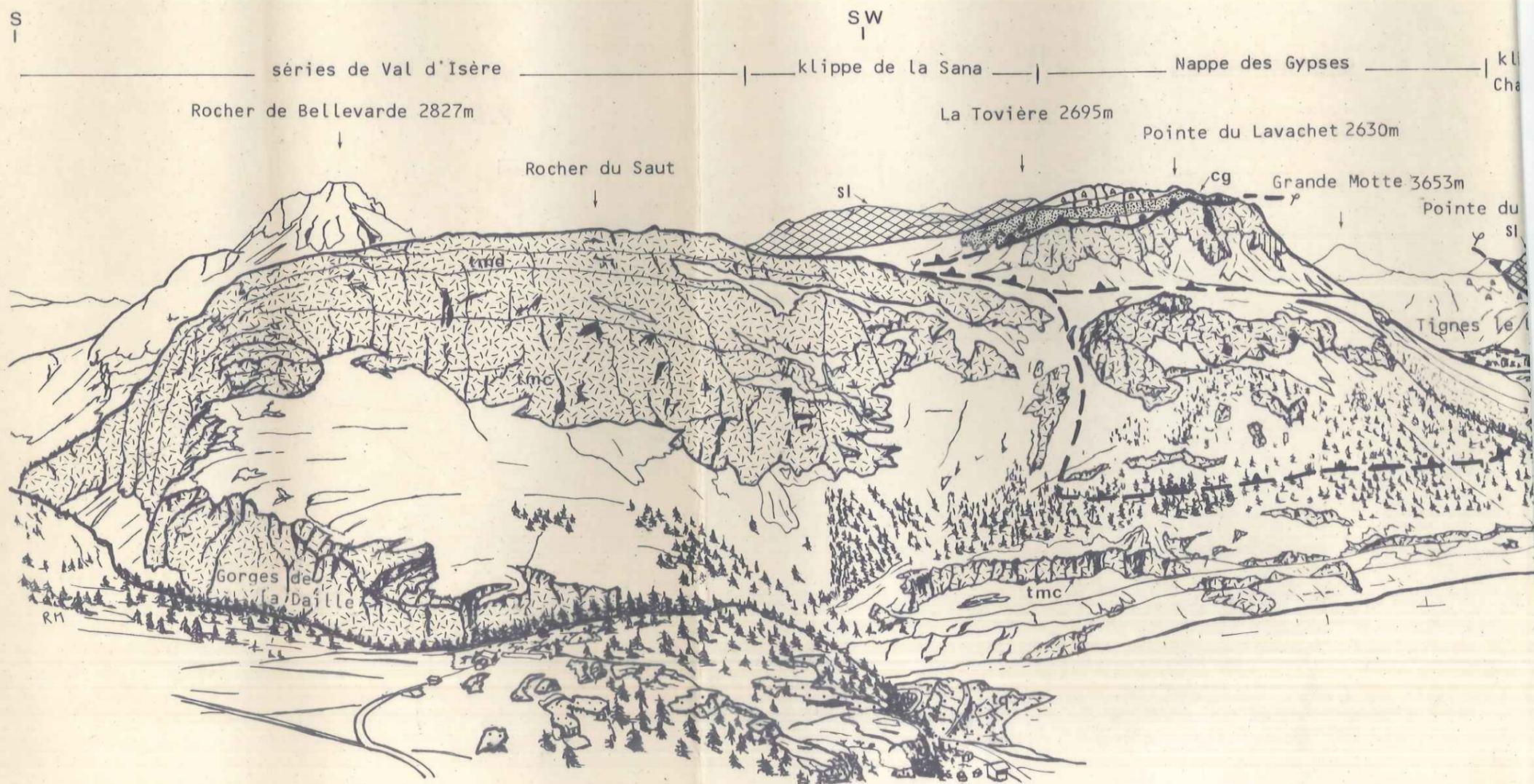
NW



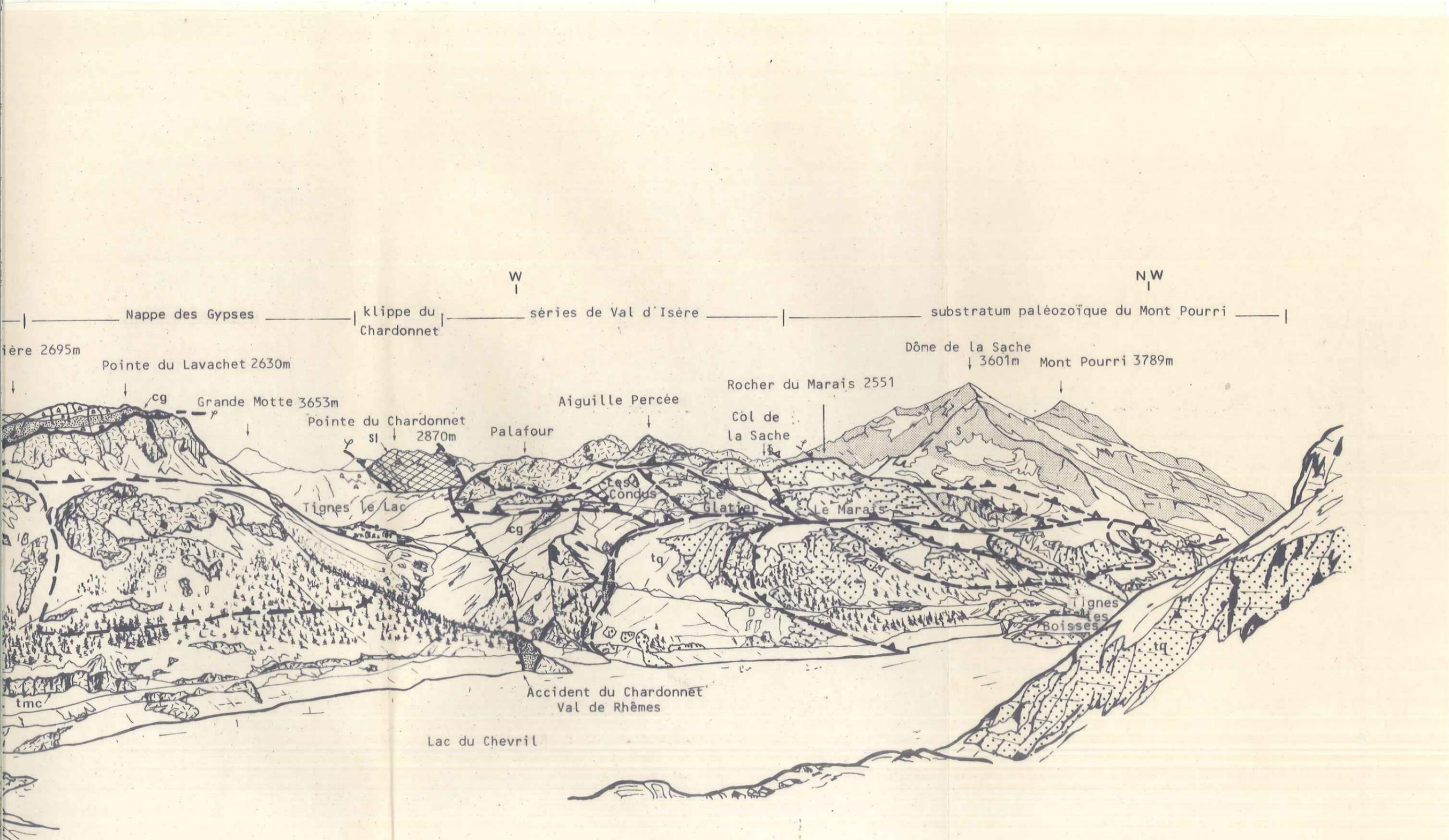
P1V : Panorama du flanc sud-est du massif du Mont Pourri situé en rive gauche de la Vallée de l'Isère en aval du lac du Chevril (pris depuis la cote 1920m au Nord du ruisseau du Chevril)

- | | | | | | |
|--|--|--|------------------------------|--|-------------------------------------|
| | Socle anté-Namurien du substratum paléozoïque du Mont Pourri | | Trias moyen carbonaté | | ZONE PIEMONTAISE (Schistes lustrés) |
| | Permien l.s. | | Trias inférieur quartzitique | | |
| | Socle anté-Namurien | | | | |
- Ecaille paléozoïque des Brévières
- ZONE BRIANCONNAISE INTERNE

PANORAMAS P.V P.VI

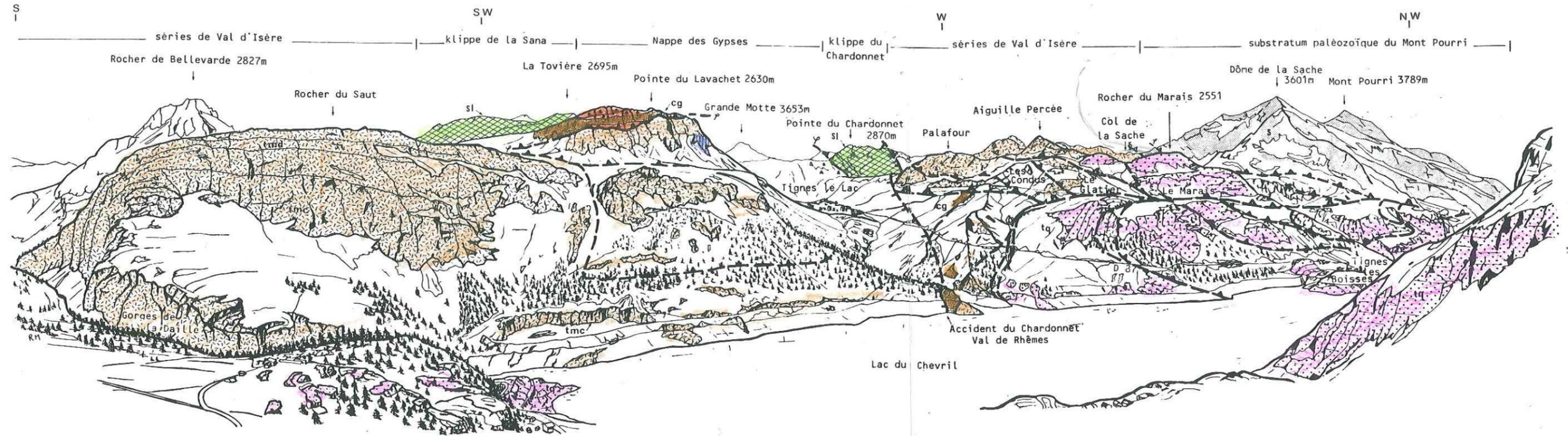


Pv : Panorama de la rive gauche du lac du Chevril
 (pris depuis la route d'accès de la Vallée de la Sassièrre au point coté 2108m)

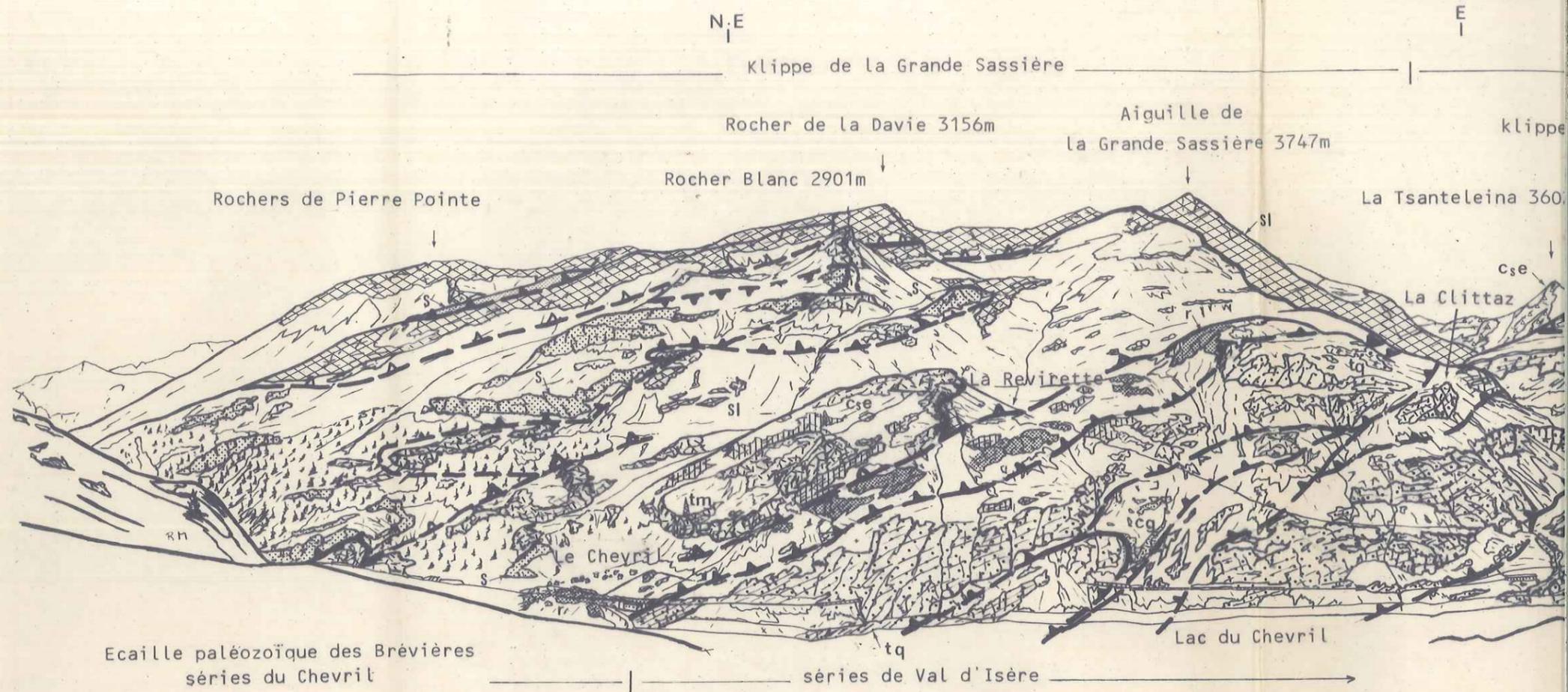


vril
 (de la Sassièrre au point coté 2108m)

PANORAMAS P.V P.VI



P.V : Panorama de la rive gauche du lac du Chevril
 (pris depuis la route d'accès de la Vallée de la Sassièrre au point coté 108m)



P.VI : Panorama de la rive droite du lac du Chevril
(pris depuis le Glattier situé au Sud du Marais)

-  Marbres chloriteux et Schistes de Pralognan
-  Brèches de la Tsanteleina
-  Trias moyen carbonaté
-  Trias inférieur quartzitique

Crétacé supérieur - Paléocène

- Substratum paléozoïque du Mont Pourri
-  Socle anté-Namurien
- Ecaille paléozoïque des Brévières
-  Permien l.s.
-  Substratum paléozoïque

ZONE BRIANCONNAISE INTERNE

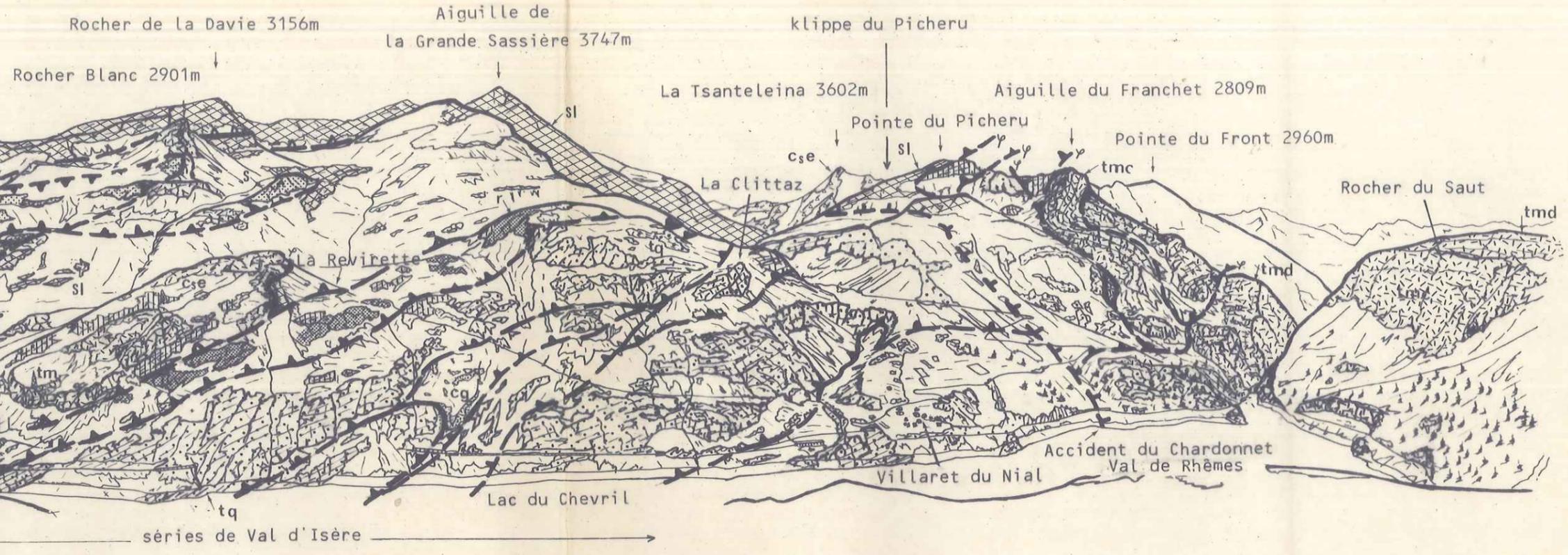
N.E

E

S.E

Klippe de la Grande Sassièrè

séries de Val d'Isère



du lac du Chevril
(situé au Sud du Marais)

Substratum paléozoïque du Mont Pourri

Crétacé supérieur -
Paléocène



Socle anté-Namurien



Gypse

Ecaille paléozoïque des Brévières



Permien l.s.



ZONE PIEMONTAISE (Schistes lustrés)



Substratum paléozoïque



Cargneules

NAISE INTERNE