

TRAVAUX

du
Département de Géotectonique
de
l'Université Pierre et Marie Curie
à Paris

du
Département des Sciences de la Terre
et
de
l'Université de Savoie
à Chambéry

ETUDE GEOLOGIQUE ENTRE BELLEDONNE ET MONT BLANC

LA TERMINAISON MERIDIONALE DU MASSIF DU MONT BLANC ET LES TERRAINS DE SON ENVELOPPE

Catherine ELTCHANINOFF

Mémoire de Thèse de Docteur de 3^{ème} Cycle soutenue le 4 décembre 1980
à l'Université Pierre et Marie Curie de Paris

Devant la Commission d'examen composée de :

MM. J. AUBOUIN, Professeur, Université de Paris VI	Président
J.P. RAMPNOUX, Professeur, Université de Savoie	Rapporteur
J. DERCOURT, Professeur, Université de Paris VI	Examineur
M. TARDY, Maître-Assistant, Université de Savoie	Examineur
M. LEIKINE, Chargé de recherche, CNRS	Examineur

AVERTISSEMENT AU LECTEUR

Ce livre est consacré à l'étude géologique de la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc et des terrains de son enveloppe. La stratigraphie comme la tectonique y sont traitées de façon essentiellement analytique.

Une étude analogue a été parallèlement effectuée par Sylvette Triboulet sur la terminaison septentrionale du massif de Belledonne. Bien qu'étudiant chacune notre secteur, nous avons travaillé souvent ensemble, confrontant nos observations et nos idées, et je voudrais souligner ici l'importance de cette collaboration.

Nos deux secteurs ont une limite commune orientée N-NW - S-SE. Du fait de cette division, nous avons recoupé les mêmes grands ensembles structuraux (unités dauphinoises, nappe de Roselette) tout en étudiant plus particulièrement les rapports de ces terrains de couverture avec l'un des deux massifs cristallins. Si les coupes et les descriptions diffèrent et se complètent, les conclusions convergent. Aussi, pour éviter de trop nombreuses répétitions et pour pouvoir élargir le cadre de cette étude, avons-nous regroupé d'une part les généralités, d'autre part les conclusions, dans un livre synthétique rédigé en commun. Celui-ci contient donc :

- un cadre géographique et géologique général ;
- un historique des travaux concernant ce secteur des Alpes ;
- une mise au point sur l'état des connaissances ;
- une récapitulation des données de la stratigraphie suivie d'une reconstitution paléogéographique prenant en compte les régions avoisinantes ;
- une reconstitution des phases de déformation ayant affecté le secteur étudié, accompagnée de schémas rétrotectoniques ;
- un chapitre consacré au métamorphisme, préparé et rédigé en collaboration avec J.R. Kienast et M. Leikine ;
- les conclusions de cette double étude ainsi que le rappel des problèmes non résolus, des questions laissées en suspens ;
- les références bibliographiques concernant l'ensemble du secteur étudié et éventuellement les régions nous ayant servi pour des comparaisons.

RESUME

Le secteur étudié se trouve situé à l'arrière des massifs subalpins, représentés ici par le massif des Bornes, et juste à l'avant du "chevauchement pennique frontal" marquant le début des zones internes. Il correspond à la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc et aux terrains de couverture situés de part et d'autre.

Trois grands ensembles structuraux ont été individualisés :

. *l'unité Mont-Joly - Aiguille Croche.*

Elle représente la couverture liasique décollée et charriée du massif de Belledonne qui a gardé un tégument permo-triasique. Les rapports avec ce socle sont étudiés par S. Triboulet (1980). Du point de vue paléogéographique, les terrains de cette unité appartiennent au domaine dauphinois qui connaît, durant le Jurassique inférieur, une sédimentation marno-calcaire compréhensive de bassin subsident.

. *l'unité du Mont-Blanc.*

Elle comprend la terminaison méridionale du massif cristallin du Mont-Blanc et sa couverture autochtone. Celle-ci débute au Trias, "monte" jusqu'au Sinémurien, connaît ensuite un épisode d'émersion puis voit l'arrivée en transgression des Grès Singuliers deltaïques. Les caractéristiques de cette série soulignent le rôle de haut-fond parfois émergé du Mont-Blanc au Lias moyen.

. *la nappe de Roselette.*

Elle comprend des terrains allant, dans le secteur étudié, du Sinémurien au Malm (alors que la présence du Crétacé inférieur n'est que probable). L'ensemble de la série a un faciès à dominante pélagique et est représenté par une épaisseur de sédiments relativement faible. Plus au Sud (cf. S. Triboulet, 1980), la série se complète par du Crétacé inférieur et du Nummulitique reconnus paléontologiquement.

Du point de vue tectonique, trois épisodes, tous post-nummulitiques mais d'intensité variable sont reconnaissables :

- . un premier épisode important de tectonique tangentielle à vergence NW se subdivisant en plusieurs phases (formation de plis couchés, diverticulation et charriage). De cet épisode date en particulier la mise en place de la nappe de Roselette sur le Mont-Blanc et sur la partie interne du domaine dauphinois.
- . un épisode tardif de grands plis de fond en compression. L'un de ces plis est en particulier responsable de la voûture de la terminaison sud du Mont-Blanc et de la nappe de Roselette qui la sur-

monte. C'est d'ailleurs sur cette voussure que l'érosion a dégagé la demi-fenêtre montrant l'enveloppement tectonique du Mont-Blanc par la nappe de Roselette.

- . un épisode de fracturation correspondant à la "verticalisation" de nombreux contacts et à l'apparition de failles normales.

TABLE DES MATIERES

<u>Première partie</u> : GENERALITES	1
I. GEOGRAPHIE DETAILLEE	2
A. Schéma orohydrographique	2
B. Présentation	3
II. ETAT DES CONNAISSANCES	4
A. Introduction	4
B. Le massif du Mont-Joly	4
C. Les unités orientales	6
D. Conclusions	9
<u>Deuxième partie</u> : STRATIGRAPHIE	11
I. PRESENTATION DES UNITES STRUCTURALES DU TERRAIN ETUDIE	13
II. STRATIGRAPHIE DE L'UNITE MONT-JOLY - AIGUILLE CROCHE	14
A. Historique	14
B. Le substratum et sa couverture autochtone	14
1°/- Le substratum cristallin	14
a- La terminaison méridionale des Aiguilles Rouges	14
b- Le cristallin de la "fenêtre de Megève"	15
2°/- La couverture tégumentaire	15
a- Le Permo-Trias	15
b- Le Trias s.s.	17
C. La série triasico-liasique du Mont-Joly	18
1°/- Introduction	18
2°/- Rhétien	18
3°/- Lias inférieur	20
4°/- Lias moyen	22
5°/- Lias supérieur	23
D. Conclusions	25
III. STRATIGRAPHIE DE L'UNITE DU MONT-BLANC	27
A. Le socle cristallin	27
B. La couverture	27
1°/- La série sous-jacente aux Grès Singuliers	27
a- Coupes	27
b- Commentaire de ces coupes. Conséquences paléogéogra- phiques	31
c- La couverture du compartiment des Monts Jovets	34

2°/- Les Grès Singuliers	34
a- Historique	34
b- Description	35
b1. Coupe des Grès Singuliers du Col des Fours	35
b2. Etude microscopique des grès	36
b3. Etude des galets	37
b4. Conclusions paléogéographiques	41
c- Problème de l'âge des Grès Singuliers	42
3°/- Conclusions	42
C. Quelques données stratigraphiques sur les écaillés du Col du Bonhomme	46
1°/- Introduction	46
2°/- Description de coupes	46
a- Coupe du Col du Bonhomme	46
b- Coupe entre la Sausse et les Cavets	47
3°/- Conclusions	48
IV. STRATIGRAPHIE DE LA NAPPE DE ROSELETTE	49
A. La série de l'unité de Roselend	49
1°/- Historique	49
2°/- Coupe du Col du Joly à l'Aiguille de Roselette	49
a- Description de la coupe	50
b- Problème des datations	51
3°/- Coupe entre Roselette et les Prés	51
a- Description	52
b- Renseignements complémentaires tirés de cette coupe ...	53
4°/- Conclusions	53
B. La série des unités de Roselette et du Rocher du Vent	55
1°/- Introduction	55
2°/- Travaux antérieurs	55
3°/- Coupe de la Tête Sud des Fours	56
a- Localisation et description	56
b- Interprétation de cette coupe	57
4°/- Coupe des Aiguilles de la Pénaz	59
5°/- Panorama des Aiguilles de la Pénaz	60
6°/- Conclusions	61
C. La série de l'unité de la Crête des Gittes	62
1°/- Introduction	62
2°/- Coupe Crête des Gittes - Ruisseau de la Raja	62
a- Calcaires à Entroques	62
b- Schistes siliceux	64
c- Calcaires gréseux	64
3°/- Conclusion	64
D. Conclusions	66
1°/- Colonne stratigraphique synthétique	66
2°/- Paléogéographie	66

V.	CONCLUSIONS	68
	A. Les unités du domaine dauphinois	68
	B. Le haut-fond du Mont-Blanc	68
	C. Le bassin ultra Mont-Blanc	69
	D. Essai sur l'évolution paléogéographique alpine	71
	<u>Troisième partie : TECTONIQUE</u>	75
I.	RAPPEL SUR LES UNITES STRUCTURALES DU TERRAIN ETUDIE	77
II.	L'UNITE DU MONT-JOLY	77
	A. Généralités	77
	1°/- Définition	77
	2°/- Historique	78
	B. Tectonique	78
	1°/- Le contact de base et les lames de charriage. Existence d'une nappe inférieure	78
	a- Mise en évidence d'un décollement au-dessus du substra- tum hercynien	78
	b- Mise en évidence de lames de charriage	80
	b1. La lame de Carbonifère de la vallée de Montjoie	80
	b2. Les lames triasiques	84
	2°/- La nappe du Mont-Joly	86
	a- Le système des grands plis couchés	86
	a1. Le synclinal couché du Mont d'Arbois	88
	a2. L'anticlinal complexe du Mont-Joly	90
	b- Etude de la déformation	90
	b1. L'analyse microtectonique	92
	b2. Les étapes de la déformation	92
	C. Métamorphisme	93
	D. Conclusions : chronologie relative des déformations superposées dans l'unité du Mont-Joly	94
III.	L'UNITE DU MONT-BLANC	95
	A. Individualisation d'une "unité du Mont-Blanc"	95
	1°/- Rapports avec l'unité du Mont-Joly	95
	2°/- Rapports avec la nappe de Roselette	95
	a- Critères stratigraphiques	95
	b- Critères tectoniques	95
	B. Tectonique	96
	1°/- Le chevauchement du Mont-Blanc	96
	2°/- La voussure du Mont-Blanc	98
	3°/- Les déformations internes de l'unité	98

IV. LA NAPPE DE ROSELETTE	101
A. Mise en évidence de la nappe de Roselette	101
1°/- Individualisation de la nappe de Roselette par rapport à l'unité du Mont-Joly	101
a- Critères stratigraphiques	101
b- Critères tectoniques	102
2°/- Individualisation de la nappe de Roselette par rapport à l'unité du Mont-Blanc	102
B. Tectonique	102
1°/- Introduction	102
2°/- Définition des différentes unités	103
a- L'unité de Roselend	103
b- L'unité de Roselette	104
c- L'unité Rocher du Vent - Tête Sud des Fours	104
d- L'unité de la Crête des Gittes	105
3°/- Structure des unités	105
a- Mise en évidence du caractère particulier de l'unité de Roselend	105
b- Les plis isoclinaux	107
c- Les écailles cristallines	107
d- Le déversement du Mont-Blanc	108
C. Métamorphisme	108
D. Vue d'ensemble sur la structure de la nappe de Roselette	109
1°/- Reconstitution de l'histoire de la nappe de Roselette	109
2°/- Conclusion	109
V. CONCLUSIONS	109
BILAN DE L'ETUDE	113

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 : Schéma orohydrographique	2
Fig. 2 : Schéma structural de la carte géologique Saint-Gervais-les-Bains au 1/50.000 (1ère éd., 1976)	5
Fig. 3 : Schéma structural de P. Landry (1976)	7
Fig. 4 : Coupe de la carrière du Feug (E. Paréjas, 1925)	16
Fig. 5 : Coupe de Saint Nicolas de Véroce	17
Fig. 6 : Coupe du Rhétien du Col du Joly	19
Fig. 7 : Coupe des Besoëns	19
Fig. 8 : Coupe de la falaise du Leutellet	23
Fig. 9 : Colonne synthétique de l'unité Mont-Joly - Aiguille Croche ...	26
Fig. 10 : Coupe du Col des Fours	27
Fig. 11 : Coupe du vallon de la Sausse	28
Fig. 12 : Coupe du Rocher du Bonhomme	30
Fig. 13 : Coupe de l'affleurement du Plan Jovet	34
Fig. 14 : Dalles de Grès Singuliers entre le Col de la Croix du Bonhomme et le Col des Fours (vues de la Tête Sud des Fours)	35
Fig. 15 : Coupe des Grès Singuliers du Col des Fours	36
Fig. 16 : Indices à mesurer pour chaque galet	37
Fig. 17 : Courbes de fréquence (simple et cumulative) de l'indice d'émoussé	38
Fig. 18 : Courbes de fréquence (simple et cumulative) de l'indice d'aplatissement	39
Fig. 19 : Courbes de fréquence (simple et cumulative) de l'indice de dissymétrie	40
Fig. 20 : Conjugaison sur un même graphique des médianes de l'indice d'émoussé et de l'indice d'aplatissement (d'après J. Tricart).	41
Fig. 21 : Coupe de l'Amône (K. Grasmück, 1961)	43
Fig. 22 : Colonnes synthétiques comparées de la couverture autochtone du Mont-Blanc	44
Fig. 23 : Coupe du Col du Bonhomme	46
Fig. 24 : Coupe entre la Sausse et les Cavets	47
Fig. 25 : Coupe du Col du Joly à l'Aiguille de Roselette	49
Fig. 26 : Coupe entre Roselette et les Prés	52
Fig. 27 : Colonne synthétique hypothétique de l'unité de Roselend	54
Fig. 28 : Coupe de la Tête Sud des Fours	56

Fig. 29 : Vue du flanc oriental du vallon de la Sausse	58
Fig. 30 : Coupe de la Tête Sud des Fours par H. Schoeller (1929)	58
Fig. 31 : Coupe des Aiguilles de la Pénaz	59
Fig. 32 : Panorama des Aiguilles de la Pénaz (vues des Roches Franches).	60
Fig. 33 : Colonne synthétique des unités de Roselette et du Rocher du Vent	61
Fig. 34 : Coupe de la Crête des Gittes	62
Fig. 35 : Panorama de la Tête Sud des Fours (pris de la Crête des Gittes)	63
Fig. 36 : Colonne synthétique de l'unité de la Crête des Gittes	65
Fig. 37 : Reconstitution de la série stratigraphique de la nappe de Roselette	67
Fig. 38 : Stratigraphie comparée de l'unité du Mont-Joly, de l'unité du Mont-Blanc et de la nappe de Roselette	70
Fig. 39 : Reconstitution paléogéographique au Lias moyen et au Jurassi- que supérieur	72
Fig. 40 : Schéma structural	76
Fig. 41 : Coupe de l'affluent du ruisseau des Saugers	81
Fig. 42 : Coupe du torrent de Tarchet	82
Fig. 43 : Coupes du massif du Mont-Joly par E. Paréjas (1925)	87
Fig. 44 : Le versant Est du Mont-Joly vu de Cugnon (E. Paréjas, 1925) ..	89
Fig. 45 : Bande de plissement du Mont-Joly (B. Pijolat, 1978)	90
Fig. 46 : Relation S1-S2 en liaison avec les plis P1 (B. Pijolat, 1978).	91
Fig. 47 : Schéma de la disposition d'ensemble du massif du Mont-Joly (B. Pijolat, 1978)	92
Fig. 48 : Panorama du Col du Tricot (vu des chalets de Miage)	97
Fig. 49 : Panorama de la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc (pris du Col de la Sauce)	99
Fig. 50 : Déformation des galets des Grès Singuliers	100
Fig. 51 : Coupe synthétique de la nappe de Roselette	103
Fig. 52 : Panorama du Col des Fours (vu du Bouillu des Tufs)	106

PLANCHES HORS-TEXTE

- Pl. I : Schéma structural (au. 1/50.000) et coupe synthétique.
 Pl. II : Coupes géologiques à travers le massif du Mont-Joly.
 Pl. III : Coupes géologiques à travers la nappe de Roselette.

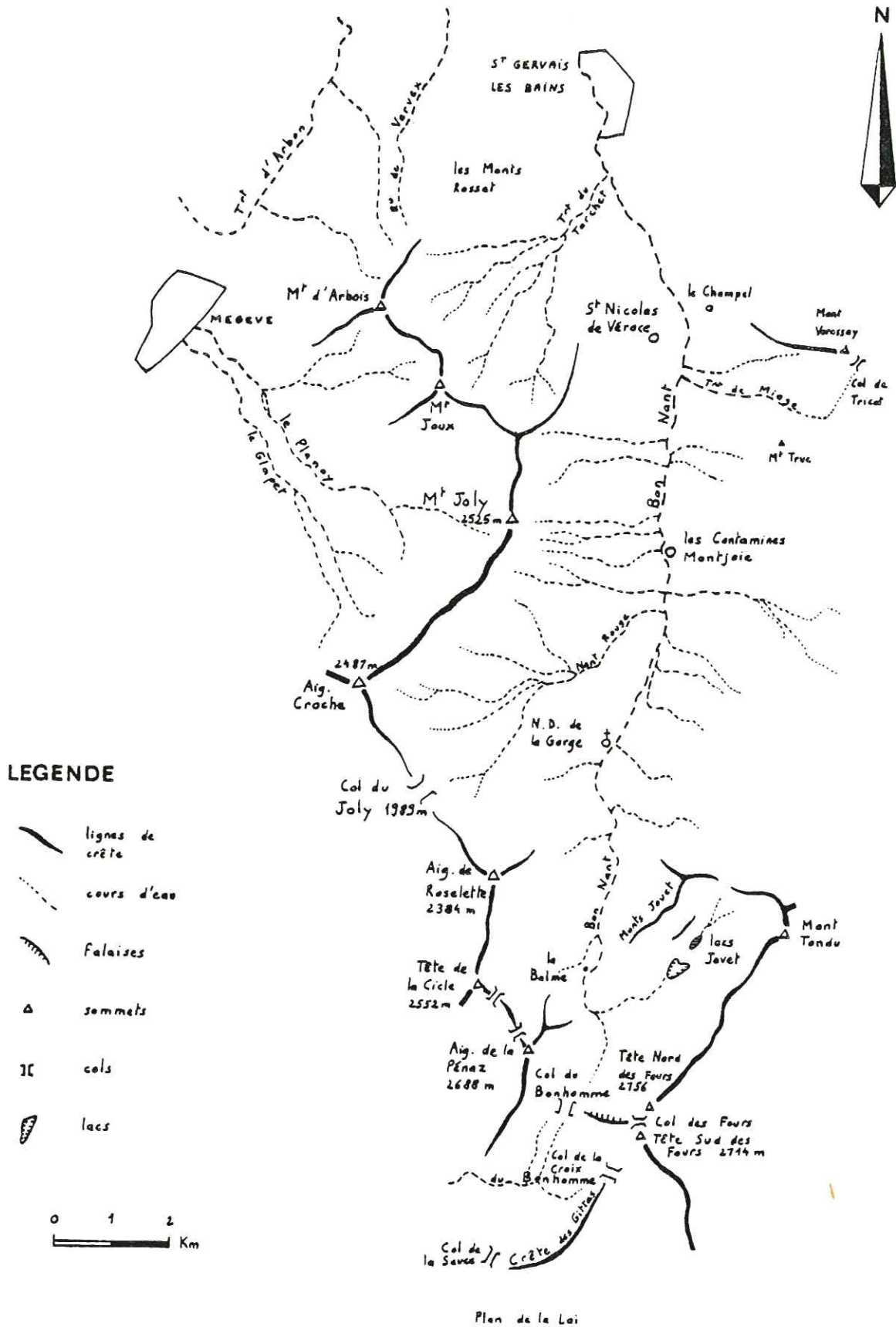
ETUDE GEOLOGIQUE DE LA TERMINAISON
MERIDIONALE DU MASSIF DU MONT-BLANC
ET DES TERRAINS DE SON ENVELOPPE

1ÈRE PARTIE

GENERALITES

I. GEOGRAPHIE DETAILLEE.

A. SCHEMA OROHYDROGRAPHIQUE. (Fig. 1)



B. PRESENTATION.

Le secteur d'étude se situe au Sud-Ouest du massif du Mont-Blanc. Il est couvert par les cartes topographiques de l'IGN au 1/25.000 :

Saint Gervais 1-2

3-4

7-8

Bourg Saint Maurice 3-4

Il représente une bande d'orientation N-NW - S-SE, large de 7 à 9 km, s'étendant sur près de 20 km entre la route Megève - Saint Gervais les Bains (Haute-Savoie) au Nord-Ouest et le Cormet de Roselend (Savoie) au Sud-Est.

Les altitudes varient entre 1000 et 2700 m, le point culminant du terrain étudié étant représenté par la Tête Nord des Fours (2756 m).

Les autres sommets importants sont, par ordre d'altitude :

- la Tête Sud des Fours (2714 m) ;
- les Aiguilles de la Pénaz (2688 m) ;
- Le Mont Joly (2525 m) ;
- l'Aiguille Croche (2487 m) ;
- l'Aiguille de Roselette (2384 m).

Cependant, les sommets sont mal individualisés et le paysage est caractérisé essentiellement par des lignes de crête de direction N-NE - S-SW, d'altitude moyenne 2500 m, présentant une forte dissymétrie : abrupts très marqués ou même falaises du côté Ouest, pentes plus douces, couvertes d'alpages dans leur partie basse, du côté Est. Un bon exemple en est l'arête allant de l'Aiguille Croche au Mont Joly et surplombant la vallée de Megève.

La vallée des Contamines-Montjoie représente une exception à la direction générale N-NE - S-SW des reliefs : orientée N-S, elle est sécante aux structures du Mont Joly et du Mont Vorassay qui la dominent de part et d'autre. C'est une vallée encaissée, froide, se terminant en cul-de-sac à Notre Dame de la Gorge, point de départ de nombreuses excursions et étape du "Tour du Mont-Blanc".

La limite entre Savoie et Haute-Savoie passe sur le terrain d'étude. Le contraste entre ces deux provinces des Alpes n'est pas tant marqué par les altitudes et la morphologie que par l'habitat et l'économie. La Savoie a gardé une vocation rurale et connaît même, par endroits, un renouveau de l'artisanat. La Haute-Savoie, d'accès plus facile, est plus peuplée que la Savoie et le tourisme, d'hiver surtout, y est plus largement développé (stations de Megève, Saint-Gervais-les-Bains, les Contamines-Montjoie).

II. ETAT DES CONNAISSANCES.

A. INTRODUCTION.

Ce chapitre a pour objet l'état des connaissances concernant l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc et de son enveloppe. L'étude de l'extrémité septentrionale du massif de Belledonne est traitée parallèlement par S. Triboulet (1980).

La ligne imaginaire séparant les deux terrains passe entre le Mont Joly et l'Aiguille Croche, entre l'Aiguille de Roselette et la Tête de la Cicle et enfin au niveau du vallon de la Sausse, juste au Sud du Col du Bonhomme (cf. schéma orohydrographique, fig. 1).

B. LE MASSIF DU MONT JOLY.

La partie du massif du Mont Joly qui sera traitée ici s'étend d'une transversale Megève - Col du Joly au Sud jusqu'à Saint Gervais au Nord. Elle est bordée à l'Ouest par la route qui joint les deux stations et à l'Est par la vallée du Bon Nant.

. *E. Ritter (1897)*

La première carte précise couvrant cette région est celle de E. Ritter (1897). Le Mont Joly y apparaît comme un empilement autochtone de plis couchés affectant des terrains allant du Trias au Bajocien; une bande de Houiller apparaît également, bordant cet ensemble vers l'Est, le long de la vallée du Bon Nant.

. *E. Paréjas (1925)*

E. Paréjas, en 1925, modifie notablement l'interprétation structurale de cet ensemble, tout en reconnaissant la grande valeur des travaux de son prédécesseur. Il introduit des distinctions lithologiques précises dans les séries monotones du Lias et arrive à distinguer le Lias inférieur, le Lias moyen, le Toarcien et l'Aalénien (alors que E. Ritter ne distinguait que le Lias inférieur calcaire et le Lias supérieur schisteux). Il démontre que les 5 plis couchés de E. Ritter se réduisent à un seul pli digité et que la masse liasique constituant le Mont Joly flotte sur de véritables lames de charriage. Il décrit donc successivement le substratum hercynien muni de sa couverture autochtone (tégument) allant jusqu'au Trias, les lames de charriage, puis le massif du Mont Joly, véritable nappe représentant la continuation de celle de Morcles. Les lames de charriage sont au nombre de deux : une lame de Carbonifère surmonté de Trias, visible dans la vallée de Montjoie (c'est le Houiller signalé par E. Ritter) et reparaisant en fenêtre près de Domancy, et une lame triasique visible entre Vervex et Praz-sur-Arly. Ces lames sont séparées par des intercalations de Toarcien.

L'un des intérêts du travail de E. Paréjas réside dans la précision de sa description des affleurements qui permettent de mettre en évidence un grand contact tectonique à la base du massif. La localisation de chaque affleurement est très claire, toutes les précisions nécessaires pour la retrouver sont données.

CARTE SAINT GERVAIS 1/50.000 (1ère édition, 1976).

L'interprétation d'E. Paréjas semble être tombée dans l'oubli par la suite. En tout cas, elle n'apparaît absolument pas sur la carte de Saint Gervais au 1/50.000. Cette carte montre une série normale débutant par le Permo-Trias et qui repose sur le socle de la "boutonnière" de Megève à l'Ouest et des Aiguilles Rouges à l'Est. Cette série monte jusqu'au Dogger (Bajocien - Bathonien inférieur), le Lias moyen pouvant ne pas apparaître. Sur cette série autochtone tranquille vient une klippe de Lias inférieur et moyen (formant un anticlinal couché), d'origine plus interne, constituant la partie haute de la crête du Mont Joly. Un élément plus interne encore, la "happe de Véry-Roselette", s'est mis en place ensuite. Cette nappe correspond d'une part aux klippes triasiques de la région du Col du Joly, d'autre part au soubassement de la klippe de socle de Roselette. Pour les auteurs de la notice, dont G. Mennessier, on a là "un bel exemple de nappe en partie gravitationnelle s'avancant sur une topographie heurtée, chassée vers l'amont par le chevauchement pennique frontal".

On peut signaler que l'écaille de Houiller de E. Paréjas dans la vallée du Bon Nant apparaît sur cette carte, mais elle y est considérée, par l'auteur de la notice, comme due simplement à une "fragmentation du socle".

. J.C. Barfèty et R. Mouterde. (1978).

Cependant, 2 ans après la parution de cette carte, J.C. Barfèty et R. Mouterde (1978) découvrent des Ammonites de l'Hettangien en 2 points du flanc nord-est du massif du Mont Joly : près du Baptieu (Contamines-Montjoie) et dans la coupe du Col du Joly à l'Aiguille Croche. Cette découverte leur permet de remettre en cause l'interprétation précédente, où ces terrains hettangiens sont représentés en Lias supérieur (la confusion pouvant s'expliquer en partie par la ressemblance des faciès). Ils reviennent donc à l'idée de E. Ritter et de E. Paréjas, "un système de plis couchés à coeurs de Trias plus ou moins étirés et laminés". Leur étude stratigraphique leur permet de souligner que "rien ne justifie, dans le versant est du Mont Joly, la présence d'un contact anormal majeur superposant 2 séries distinctes et l'existence de klippes triasiques".

Nous sommes donc, à l'heure actuelle, en présence de 2 interprétations du massif du Mont Joly : celle de la carte géologique au 1/50.000 et une autre, revenant aux théories anciennes.

C. LES UNITES ORIENTALES.

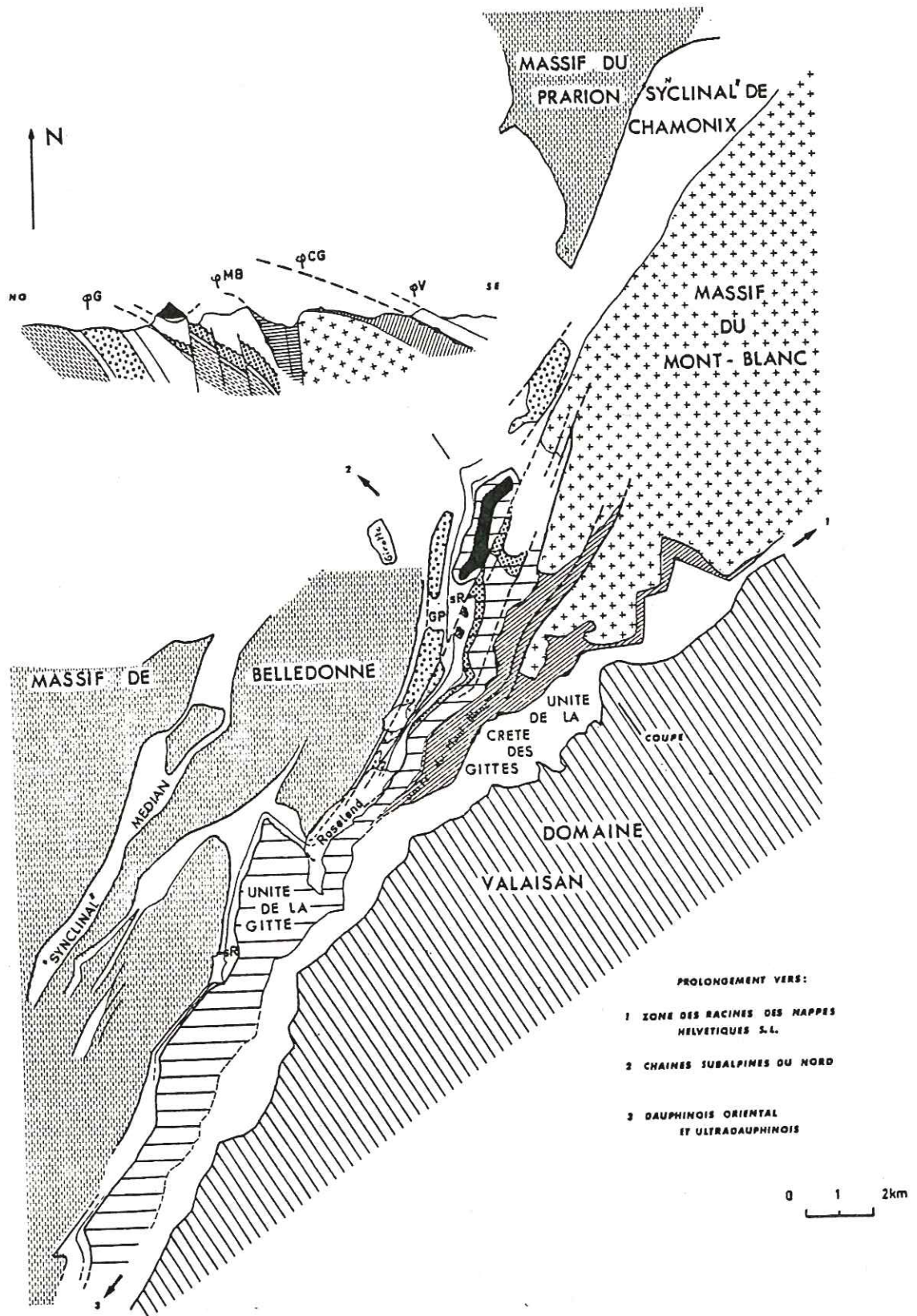
CARTE ALBERTVILLE 1/80.000 (2ème édition, 1966).

Notons tout d'abord que, sur la carte d'Albertville au 1/80.000, il n'existe pas de distinction entre les terrains du massif du Mont Joly et ceux des écailles orientales qualifiées d'"exotiques". Ces deux ensembles sont cartés en Lias (subdivisé en Lias inférieur calcaire et en Lias supérieur schisteux).

Les alignements d'écailles de socle, soulignant les unités orientales, sont bien représentés.

. P. Landry (1976)

Ces unités orientales ont récemment fait l'objet de la thèse de P. Landry soutenue en 1976. Nous allons présenter brièvement son interprétation et sa terminologie, qui reviendra fréquemment par la suite. P. Landry distingue donc, d'Ouest en Est (cf. fig. 3) :



Légende : G: unité de la Gitte ; MB: unité du Mont-Blanc ; CG: unité de la Crête des Gites ; V: Valaisan.

Fig. 3 : Schéma structural de P. Landry (1976).

- *L'extrémité septentrionale du massif de Belledonne et sa couverture autochtone et parautochtone.*

Cet ensemble est surtout développé au Sud du terrain étudié ici (cf. S. Triboulet, 1980). La série de Roselend, couverture parautochtone du flanc oriental du massif de Belledonne, comprendrait des terrains allant du Trias au Jurassique moyen, mais en l'absence de tout fossile l'auteur reste prudent. Au Col du Joly cette série serait surmontée par une écaille intermédiaire, la "série charriée de Roselette", pour laquelle P. Landry se réfère à R. Trümpy. Celui-ci y avait reconnu une série complète, allant jusqu'au Crétacé. P. Landry ajoute que l'existence même de Tertiaire est possible.

La série de Roselend se prolongerait au-delà de la région du Col du Joly, vers le Nord, et on la retrouverait dans le torrent du Nant de l'Arête, près de Notre Dame de la Gorge.

- *L'unité de la Gitte.*

L'unité de la Gitte débute par une lame de cristallin discontinue que vient raviner une série sédimentaire. Celle-ci repose donc normalement, en transgression, sur le socle. Cette série correspondrait à des terrains allant de l'Aalénien jusqu'à l'Oxfordien ;

"dans la partie interne de l'unité la série débute par des schistes aaléniens alors qu'elle ne débute qu'au Jurassique moyen sur son rebord externe". Pour ce qui est de son origine, elle s'enracinerait "sur les clavaux les plus externes du massif du Mont-Blanc".

La klippe cristalline de Roselette constituerait le prolongement occidental de la lame de la Gitte et témoignerait donc d'un transport d'au moins 2 km.

- *L'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc et sa couverture.*

La couverture de l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc serait très complète et irait du Trias à l'Oxfordien sur le terrain étudié (elle comprendrait même le Tertiaire plus au Sud, près du Lac de Roselend). Le Trias est suivi par les Grès Singuliers, que P. Landry considère comme plienschists. Puis vient normalement une série schisteuse, celle de la Tête Sud des Fours ("la série schisteuse semblerait représenter tous les étages depuis l'Aalénien jusqu'à l'Oxfordien compris, ce dernier étage étant le seul dont on soit certain qu'il existe"). Cette couverture, ployée en anticlinal déversé vers l'Ouest au-dessus de la terminaison bombée du massif du Mont-Blanc, constituerait le prolongement méridional de la nappe de Morcles.

- *L'unité de la Crête des Gittes.*

Elle débute par une bande discontinue de calcaires sinémuriens (datés par H. Schoeller en 1930), suivie par une importante masse replissée de schistes siliceux aaléniens, puis de calcaires zonés attribués au Jurassique moyen. Cette unité, la plus interne, serait la seule allochtone. Elle vient chevaucher la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc et est elle-même chevauchée à l'Est par la zone des Brèches de Tarentaise.

CARTE SAINT GERVAIS 1/50.000. (1976)

L'interprétation de P. Landry, que l'on peut qualifier d'"autochtoniste", ne correspond pas du tout à celle de la carte de Saint Gervais les

Bains, parue la même année (cf. fig. 2).

Sur cette carte, les unités orientales font partie de la "nappe de Véry-Roselette", "constituée par des paquets de terrains tronqués à leur base, associés à des écailles cristallines ; ... (cette nappe) représente la couverture d'une zone plus interne, qui s'est substituée à la couverture parautochtone dans une zone érodée à hauteur des massifs du Mont-Blanc, de la Montagne d'Outray et des Rochers des Enclaves" (ces 2 derniers massifs appartiennent à l'extrémité septentrionale de Belledonne).

Sur notre terrain, cette nappe est représentée par :

- l'écaille inférieure de Roselette ;
- l'unité des Roches Franches ;
- l'unité des Bancs ;
- l'unité du Col du Bonhomme ;
- l'unité du Rocher du Bonhomme.

Elle comprend des terrains allant du Trias jusqu'à l'Urgonien pour la nappe inférieure de Roselette (la carte reprenant en cela la coupe de R. Trümpy, faite en 1952).

Toutefois l'essentiel de ces écailles est constitué par du Malm et du Néocomien "possible" (le Malm correspondant aux barres calcaires comme pour P. Landry, le Néocomien aux dépressions schisteuses, à la différence de P. Landry pour qui ces schistes sont aaléniens ou oxfordiens).

D'autre part, le schéma structural qui accompagne la carte de Saint Gervais souligne bien la signification particulière de la vallée des Contamines-Montjoie : elle correspondrait à une bande fracturée, la "zone failleuse du Bon Nant". Elle comprendrait vers le Nord (terminaison méridionale des Aiguilles Rouges) 4 éléments limités par des failles à regard ouest et vers le Sud (bordure externe de la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc) un certain nombre d'unités correspondant aux "claveaux" de C. Bordet (1961) : les claveaux de Montjoie, de la Sainte Chapelle, de Notre Dame de la Gorge, du Jovet et du Bonhomme, séparés par des failles ou même des fossés.

D. CONCLUSION.

De nombreuses questions se dégagent de cet aperçu des connaissances concernant les deux grands ensembles structuraux de la région étudiée.

Dans le cas du massif du Mont Joly, le problème des relations de celui-ci avec son socle est encore loin d'être résolu. S'agit-il de la couverture autochtone du massif cristallin de Belledonne (ou éventuellement d'une partie de celui-ci) ou bien d'une série charriée, auquel cas se pose le problème de son origine.

Le problème des unités orientales n'est pas moins complexe. L'incertitude des datations permet toutes sortes d'hypothèses, plus ou moins plausibles. D'autre part les auteurs ne s'accordent pas sur l'origine de ces écailles. Pour certains, leur enracinement correspond presque à leur position actuelle et il s'agit d'écailles parautochtones, pour d'autres (sans que ce soit toutefois clairement exprimé), toutes ces unités proviennent de l'arrière du massif du Mont-Blanc. Enfin il ne faut pas oublier le problème de la nature et de l'origine des écailles de socle qui jalonnent ces unités orientales.

Il ressort donc de cet état des connaissances que, tant pour la région du Mont Joly que pour l'ensemble des unités orientales, il n'existe pas

d'interprétation homogène et cohérente, mais plutôt des hypothèses et des idées variables émises par les différents auteurs qui se sont penchés sur les problèmes de cette zone complexe.

2ÈME PARTIE

STRATIGRAPHIE

I. PRESENTATION DES UNITES STRUCTURALES DU TERRAIN ETUDIE.

L'étude de terrain a permis de mettre en évidence plusieurs ensembles structuraux (cf. schéma structural).

- *L'unité Mont-Joly - Aiguille Croche.*

Cette unité est représentée par le massif Aiguille Croche - Mont Joly, reposant sur un substratum cristallin (extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges et cristallin de la fenêtre de Megève) et limité à l'Ouest par la vallée de l'Arly. Elle est chevauchée par la nappe de Roselette au Col du Joly, par le cristallin du Mont-Blanc lui-même plus au Nord.

- *L'unité du Mont-Blanc.*

Il s'agit de la terminaison méridionale du massif cristallin du Mont-Blanc et de sa couverture autochtone (série du Rocher du Bonhomme). Il sera également question dans ce chapitre de la zone d'écaillés bordant cette unité vers l'Ouest (écaillés du Col du Bonhomme).

- *La nappe de Roselette.*

Géographiquement, les éléments de cette nappe se trouvent de part et d'autre de l'unité du Mont-Blanc. En effet, le terme "nappe de Roselette" regroupe les différentes écaillés orientales qui ne correspondent en fait qu'à des diverticules d'une même série plissée, d'origine interne (orientale) par rapport à l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc. Cette nappe comprend :

. *L'unité de Roselend.*

Actuellement, mais non originellement, située à l'avant de l'unité du Mont-Blanc, cette écaille complexe, marquée à sa base par des cargneules ou des gypses (entonnoirs du Col du Joly), est constituée de terrains non datés et supporte le cristallin de Roselette, élément basal de l'écaille suivante.

. *L'unité de Roselette.*

Elle comporte à sa base des lambeaux de socle dont Roselette représente le plus important. Elle est constituée d'un ensemble replissé de calcaires et de schistes et est elle-même chevauchée vers l'Est par un diverticule ayant également à sa base des écaillés de socle.

. *L'unité du Rocher du Vent (Tête Sud des Fours).*

Défini au-dessus de la retenue de Roselend, ce diverticule se décompose plus au Nord en deux ensembles encadrant de manière symétrique la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc. Au niveau du vallon de la Sausse, ces deux ensembles se rejoignent pour former, vers le Sud, les Roches Merles et le Rocher du Vent.

. *L'unité de la Crête des Gittes.*

Formant le relief dont elle porte le nom, puis les alpages de la Raja, enfin la majeure partie de l'arête de la Tête Sud des Fours, cette unité constitue l'ensemble le plus interne du terrain d'étude. Elle débute par des écaillés de calcaire (et éventuellement de socle) bien visibles dans le paysage. Elle est limitée à l'Est par le "chevauchement pennique frontal", souligné par des cargneules ou des dolomies au Cormet de Roselend.

Etant donné que des différences stratigraphiques notables existent entre les séries de ces ensembles structuraux, le chapitre "Stratigraphie" sera traité unité par unité.

II. STRATIGRAPHIE DE L'UNITE MONT-JOLY - AIGUILLE CROCHE.

A. HISTORIQUE.

La stratigraphie est à l'origine d'une grande partie des problèmes posés par ce massif aux séries monotones.

La première hypothèse quant à l'âge de certains des schistes du Mont-Joly est due à B. Studer (1851) qui les attribue au Houiller. J. Delaharpe (1858), le premier, distingue plusieurs types lithologiques dans les épaisses séries de ce massif, sans toutefois leur attribuer d'âge.

Puis A. Favre (1867) donne un âge Callovien ou Oxfordien aux couches du sommet du Mont-Joly, ne tenant pas compte des Belemnites qu'elles contiennent (Belemnites liasiques pour E. Renevier). La feuille d'Annecy au 1/80.000 (1ère édition, 1844), montre du Dogger surmonté d'une calotte d'Oxfordien au sommet du massif.

C'est également l'opinion de E. Haug (1895), contredite plus tard par E. Ritter (1897) pour qui le Mont-Joly est entièrement liasique. E. Paréjas (1925) confirme les hypothèses de son prédécesseur mais introduit des distinctions plus fines que "Lias calcaire" et "Lias schisteux", ce qui lui permet de réinterpréter les plis du Mont Joly.

Ensuite, aucune précision nouvelle n'est apportée à la stratigraphie de l'ensemble Mont-Joly - Aiguille Croche jusqu'à la parution de la carte Saint-Gervais 1/50.000 en 1976. Les attributions stratigraphiques de cette carte sont combattues dès 1978 par J.C. Barféty et R. Mouterde qui découvrent des fossiles hettangiens en plusieurs endroits du massif, portés en Lias supérieur sur la carte de Saint-Gervais.

B. LE SUBSTRATUM ET SA COUVERTURE AUTOCHTONE.

1°/- Le substratum cristallin :

Dans le secteur étudié, le substratum des séries du Mont-Joly apparaît, d'une part, à l'Ouest, dans la "fenêtre de Megève", d'autre part, à l'Est, sur la terminaison méridionale des Aiguilles Rouges. L'étude du socle ne sera pas détaillée, n'étant pas l'objet de ce travail.

a- La terminaison méridionale des Aiguilles Rouges.

Le cristallin de la terminaison méridionale des Aiguilles Rouges constitue essentiellement, sur le terrain étudié, le soubassement du plateau de Saint Nicolas de Véroce. Il affleure dans la forêt qui s'étend entre le Bon Nant et la route des Plans à Saint Nicolas. D'autre part, deux pointements de ce socle apparaissent plus au Sud : au bas du Nant des Meuniers et au bas du Nant de l'Ile (à la hauteur du village de La Chapelle).

Les micaschistes de Saint Nicolas ont été décrits par A. Michel Lévy (1892) : "les micaschistes de Saint Nicolas de Véroce et de Bionnay sont tous très feldspathiques et méritent à proprement parler le nom de gneiss,

comme une partie des roches similaires des Aiguilles Rouges lorsqu'on les étudie en plaques minces. Ils contiennent du zircon, du rutile, du grenat, de l'orthose, de l'anorthose et peu d'oligoclase, du quartz, des micas noir et blanc". Sur la carte de Saint Gervais, ils sont qualifiés de "gneiss à amphibole".

b- Le cristallin de la "fenêtre de Megève"

Il est classiquement considéré comme la prolongation vers le Nord du rameau externe du massif de Belledonne. L'affleurement de socle le plus septentrional est celui de la carrière du Feug (cf. fig.4) située non loin du croisement des routes Combloux - Saint Gervais. Ce rameau externe est constitué de "micaschistes à aspect luisant et satiné" (ectinites de la série satinée de C. Bordet, 1961). Sur la carte Saint Gervais, il est représenté en "micaschistes ocellaires et gneiss albitiques".

2°/- La couverture tégumentaire :

a- Le Permo-Trias.

Sur la surface pénéplanée et arénifiée du substratum cristallin, vient une formation détritique d'arkoses vertes ou violettes provenant de l'érosion et du remaniement du substratum. Elles sont formées de quartz, de feldspath altéré et de mica blanc, le tout lié par un ciment parfois ferrugineux, contenant de la séricite et éventuellement de la calcite. Aux environs de Saint Gervais on y trouve même des jaspes rouges.

Les arkoses sont surmontées de grès à gros grains de quartz rose, pouvant atteindre 30m (faciès "Verrucano"). Ces grès passent à de véritables quartzites de couleur claire (blanc à vert clair) contenant également des grains de quartz rose.

La partie inférieure de cet ensemble peut être assimilée aux bésimaudites telles qu'elles ont été définies par D. Zaccagna (1887).

A. Michel-Lévy les décrit ainsi en 1892 : "A la base du Trias se trouvent des dépôts de rivage, des arkoses souvent à peine préparées mécaniquement et composées des débris des roches cristallines sous-jacentes [: micaschistes, amphibolites, schistes chloriteux, schistes granulitiques (injectés de protogine). Le faciès Bésimaudite est surtout composé de débris de schistes chloriteux et de micaschistes. Les quartzites blancs sont plutôt le produit d'un démantèlement plus lointain des schistes granulitiques avoisinant la protogine"]

- Coupe de la carrière du Feug.

. Localisation.

La carrière est située légèrement au Sud du village du Feug, non loin du croisement des routes pour Combloux et pour Saint Gervais.

. Description.

d'après E. Paréjas, 1925.

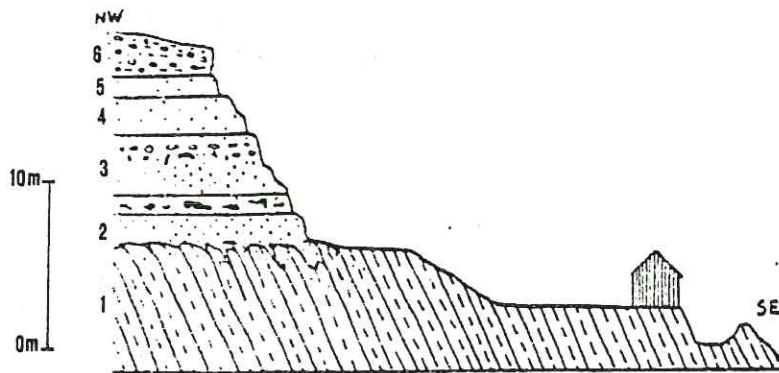
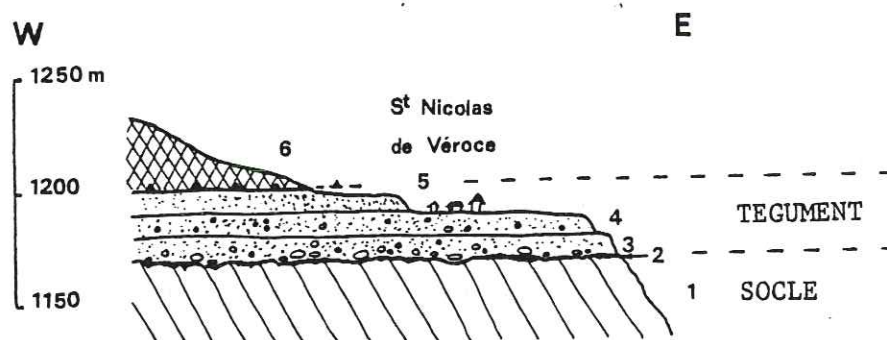


Fig. 4 : Coupe de la Carrière du Feug (E. Paréjas, 1925).

"La carrière du Feug, actuellement en exploitation fournit de précieuses données sur le contact du Cristallin avec sa couverture. En avril 1923, l'état des travaux permettait de voir la série suivante relevée de bas en haut :

1. Micaschistes redressés, décomposés et intensément rubéfiés, criblés de nids de calcite. Les rhomboédres agglomérés se présentent en nids irréguliers ou en traînées.
2. Arkose (Bésimaudite) à mica blanc, de grain moyen, de couleur vert clair à vert foncé, rubéfiée localement et contenant des rhomboédres de calcite ; 2 m environ. La limite entre 1 et 2 est indécise en raison du ravinement et de la désagrégation subis par la pénélaine hercynienne et de l'interpénétration des deux formations qui en est résultée.
3. Arkose semblable à la précédente mais plus grossière, sans mica et contenant des jaspes rouges à la base. Au dessus des jaspes la roche est criblée de trous emplis d'un calcaire ferrugineux, brun chamois. Ce calcaire peut même constituer le ciment de la roche. 4-5 m. Ce niveau à jaspes n'est que la réapparition de celui de Saint Gervais qui est connu et célèbre depuis longtemps. Il était intéressant de le retrouver à 6 km plus à l'W dans la fenêtre de Megève.
4. Quartzite irrégulièrement coloré en violet 2,50 m.
5. Quartzite vert clair 0-3 m.
6. Glaciaire et formations locales"

- Coupe de Saint Nicolas de Véroce. (Fig. 5).



1. Micaschistes sains très redressés N 25 - SE 75 à 80.
2. Micaschistes altérés, arénifiés, recimentés par un ciment brun en poches irrégulières.
3. Conglomérat à gros galets de quartz.
4. Grès grossiers à gros grains de quartz rose.
5. Quartzite plus fin, également à grains de quartz rose (Ed. Paréjas y a vu des stratifications entrecroisées dans le village de Saint Nicolas).
6. Cargneules.

b- Le Trias s.s.

On ne retrouve jamais, sur le pourtour de la fenêtre de Megève, la succession complète du Trias classique (grès, argilites, dolomies ou calcaires dolomitiques, cargneules et gypses).

. Les grès permo-triasiques, comme nous venons de le voir, sont bien représentés.

. Les argilites ne se rencontrent que très rarement. On ne les trouve que dans le lit du torrent du Glapet (près de Javen, au Sud du village du Maz). Le fait que leur extension soit si limitée peut en partie s'expliquer par leur faible résistance à l'érosion et par leur faible épaisseur (1 à 2 m ?).

. Les dolomies ne sont pratiquement pas représentées ; on en trouve simplement des lambeaux emballés dans les cargneules sus-jacentes. Elles sont par contre mieux développées dans la région étudiée par S. Triboulet (1980) plus au Sud (coupe du Télésiège du Col, coupe du Col des Saisies).

Remarque :

Les cargneules, présentes sur tout le pourtour de la fenêtre de Megève, n'ont pas valeur de niveau stratigraphique. Leur origine et leur signification seront discutées dans le chapitre "Tectonique".

C. LA SERIE TRIASICO-LIASIQUE DU MONT JOLY.

1°/- Introduction :

Comme le montre l'histoire des études stratigraphiques concernant l'unité du Mont Joly, les attributions d'âge sont très délicates à cause de la rareté des fossiles et de leur mauvais état de préservation. Je vais donc commencer par présenter les différents étages du Lias en m'appuyant sur les études antérieures, en particulier celles d'Ed. Paréjas, et ensuite seulement décrire les résultats de terrain.

2°/- Le Rhétien*:

Le Rhétien est représenté par des termes détritiques assez variés, ravinant les dolomies du Trias supérieur (observation de Ed. Paréjas dans le synclinal de Chamonix, au Nord de notre terrain, en 1921). Il correspond à des grès subquartzitiques et à des calcaires gréseux très durs ; l'épaisseur de ces dépôts ne dépasse pas 7 m.

Col du Joly.

Au Col du Joly j'ai pu observer des petits bancs durs de Rhétien apparaissant en saillie dans les alpages. Ses rapports avec les terrains sous et sus-jacents ne sont pas visibles. On peut distinguer deux faciès :

1. Microconglomérat écrasé, à galets de diverses tailles, subarrondis à subanguleux.
Ciment : micrite calcaire avec petits grains de quartz, quelques cristaux de calcite et des phyllites alignées (micas blancs).
Éléments : galets de dolomie, débris d'échinodermes, piquants d'oursins, grains de quartz. Ces éléments sont parfois entourés d'une frange de quartz de recristallisation.
Présence d'un gros Foraminifère agglutiné, en partie dolomitisé, du groupe des Ammobaculites (Mésozoïque).
2. Grès ou même quartzites très compacts, durs, à aspect noduleux (joints ondulés remplis de matière organique et pouvant correspondre à des interruptions de sédimentation), à surface grise parfois un peu rouillée. Ces grès ou quartzites sont purement siliceux, ils ne font pas effervescence à l'acide et sont recouverts de lichens verts silicicoles.

Les rapports entre ces deux faciès ne sont pas observables sur le terrain. Toutefois le premier, étant lié aux dolomies (O), doit correspondre au niveau inférieur. On peut donc proposer la succession suivante :

Remarque*: Le Rhétien est un étage intermédiaire entre le Trias et le Lias. On l'a longtemps placé dans d'Infralias, terme peu utilisé actuellement. On le considère maintenant comme la partie supérieure du Trias.

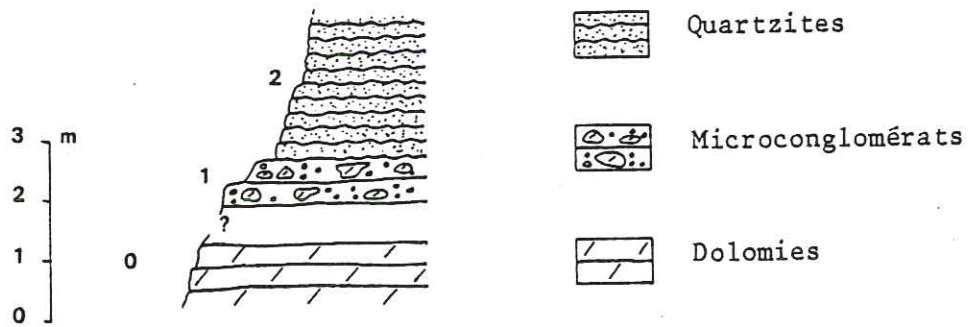


Fig. 6 : Coupe du Rhétien du Col du Joly.

Les Besoëns.

Le Rhétien affleure également près du village des Besoëns où l'on peut observer la coupe suivante :

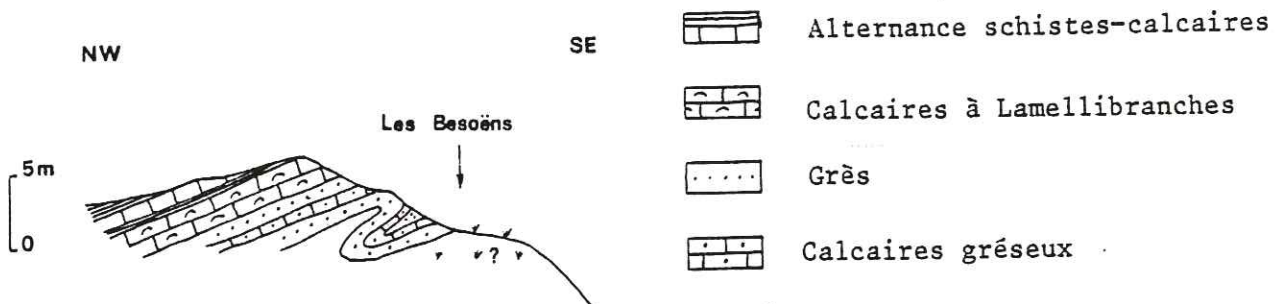


Fig. 7 : Coupe des Besoëns.

1. Quartzite gris clair, à surface parfois rouillée, avec une passée de calcaires gréseux gris. Présence de deux moules de Lamellibranches indéterminables.
Épaisseur : 2 à 3 m très replissés correspondant à une dizaine de mètres à l'affleurement, à la hauteur des maisons des Besoëns.
2. Calcaire gris à nombreuses coquilles de Lamellibranches. Par endroits, véritable lumachelle. C'est la partie basale de l'Hettangien.
3. Alternance de calcaires et de schistes. Hettangien.

Milieu de dépôt.

La présence de galets de dolomie dans ces sédiments rhétiens intermédiaires entre le Lias et le Trias peut correspondre à un arrêt de sédimentation. D'autre part d'autres interruptions de sédimentation sont traduites par des joints ondulés remplis de matière organique, à l'intérieur de la série. Le caractère détritique du Rhétien, la présence de fragments d'organismes cassés, l'irrégularité du dépôt (du moins dans sa partie inférieure), montrent que nous sommes en présence d'un sédiment littoral relativement peu évolué.

3°/- Lias inférieur :

En 1921, Ed. Paréjas décrit et date avec précision le Lias inférieur dans la zone de Chamonix et au Mont Vorassay.

En 1925, il entreprend l'étude du Mont Joly et constate que le Lias inférieur y présente les mêmes faciès :

Hettangien

- . faciès
marnes schisteuses noires, pyriteuses ou, plus rarement, calcaires marneux ou argiles noires.
- . faune
Schlotheimia angulata, Schl. ;
Schlotheimia charmassei, d'Orb. ;
Caloceras sp. ;
Rhynchonella deffneri

Sinémurien

- . faciès
marnes schisteuses, marnocalcaires ou calcaires échinodermiques.
- . faune
Arietites (coroniceras) cf *rotiformis*, d'Orb. ;
Arietites (coroniceras) cf *bucklandi* ;
Arietites (arnioceras) *ceras* Giebel ;
Pecten sp. ;
Waldheimia cor Lam.

Il signale cependant qu'en l'absence de fossiles l'Hettangien et le Sinémurien ne sont pas toujours distinguables et peuvent présenter uniformément un faciès marno-calcaire.

La notice de la carte de Saint Gervais les Bains (1976) présente le Lias inférieur comme une alternance de schistes et de bancs calcaires, sans distinction entre Hettangien et Sinémurien, et reprend la liste des fossiles de Ed. Paréjas. Elle signale de plus la présence de *Pholadomya* sp. dans des bancs calcaires entre les Contamines et le Col du Joly.

Enfin, la plus récente étude du Lias inférieur du Mont Joly est celle de J.C. Barféty et R. Mousterde (1978).

- Coupe du Nant Fandraz.

Dans le Nant Fandraz, affluent de la rive gauche du Bon Nant, à 1 km au Sud-Ouest des Contamines-Montjoie, J.C. Barféty et R. Mousterde ont

relevé la coupe suivante (au-dessus du village du Baptieu) :

- "(1) bancs de dolomie ocre intercalés d'argilite claire, visibles au fond du thalweg à la faveur d'une boutonnière d'érosion ; c'est le sommet du Trias.
- (2) schistes noirs à petits bancs centimétriques de calcaires marneux : nombreuses petites Ammonites pyriteuses dont *Caloceras* sp. de l'Hettangien inférieur (10 m environ).
- (3) bancs calcaires argileux fins à patine un peu ocreuse ou rosée à empreintes de *Schlotheimia* gr *angulata* (Schl.), intercalés de schistes argileux bleutés devenant clairs à l'altération."

En refaisant cette coupe, j'ai trouvé également quelques Ammonites pyriteuses indéterminables et trois empreintes de *Schlotheimia* (détermination R. Mouterde).

Les lames minces taillées dans les bancs calcaires (qui font de 1 à 20 cm d'épaisseur) n'ont révélé aucune microfaune. Il s'agit d'une ancienne micrite calcaire très fine et homogène, avec quelques rares débris épars d'Echinodermes et de la pyrite.

Cette série essentiellement marneuse est surmontée par des bancs calcaires plus épais, formant ressaut et devant correspondre au Sinémurien.

- Coupe Col du Joly - Aiguille Croche.

J.C. Barféty et R. Mouterde ont également trouvé de nombreux fossiles du Lias inférieur dans la coupe allant du Col du Joly (à partir du monument funéraire) à l'Aiguille Croche.

Caloceras langei, Jungst ;
Caloceras sp. ;
Alsatites laqueus (?) ;
Waehneroceras sp. ;
Phylloceras sp. ;
Schlotheimia gr *angulata*.

Ces fossiles caractérisent l'Hettangien.

Au-dessus, dans des niveaux plus calcaires et parfois riches en éléments détritiques, ils ont trouvé des Ammonites appartenant probablement à la zone à *semicostatum* du Sinémurien.

Sylvette Triboulet et moi-même avons également trouvé dans cette coupe *Rhynchonella polyptycha*, Oppel, 1881 (détermination de M. Almeras), appartenant au Lias inférieur et caractéristique d'un milieu de plateforme externe, ainsi que de nombreuses Chondrites (bien qu'on ne sache pas exactement ce que sont ces figures ramifiées, on pense qu'elles correspondent à un environnement terrigène ou hémipélagique).

Ce Lias inférieur daté ceinture tout le flanc oriental du massif Aiguille Croche - Mont Joly. Son faciès est bien observable dans les nombreux ruisseaux de ce flanc (Nant Pévot, Torrent de Colombaz, Ruisseau des Corniers, Ruisseau du Sat, Nant des Bécus, Nant du Plan).

- Coupe du Ruisseau du Sat.

La descente du Ruisseau du Sat m'a permis de retrouver quelques Ammonites, malheureusement mal conservées mais toujours attribuables à l'Hettangien.

Le Lias inférieur se présente là comme une alternance de schistes calcaires et de bancs calcaires plus ou moins épais (1 cm à 30 cm environ). Les nombreux replis empêchent d'établir une succession précise et de donner l'épaisseur de cette formation. La notice de la carte de Saint Gervais estime l'épaisseur totale du Lias inférieur de 100 à 200m.

Tout au long de la coupe, les pendages sont conformes à la pente : 10 à 30 SE, et permettent une bonne observation des couches.

Description d'un échantillon typique :

calcaire marneux à cassure gris foncé, à patine beige ou gris clair, à toucher doux. Il s'agit d'une ancienne micrite recristallisée et ayant subi un léger métamorphisme. Elle contient quelques rares intraclastes entourés parfois d'une frange de petits grains de quartz de recristallisation. On observe des fragments de Lamellibranches et de Gastéropodes légèrement étirés.

Ces débris d'organismes possèdent également une orientation pré-métamorphique, signe de courant. Des tubes de Polychètes (Serpules ?) sont parfois visibles.

Milieu de dépôt.

Ces différentes observations, ainsi que la présence de bioturbations, permettent de dire qu'il s'agit d'un sédiment déposé dans une mer relativement peu profonde, avec parfois des apports terrigènes (essentiellement dans la partie supérieure).

4°/- Lias moyen :

Le Lias moyen peut présenter plusieurs faciès. Ed. Paréjas décrit leur succession dans le synclinal de Chamonix mais précise toutefois qu'en raison de l'importance des plissements, cet ordre des faciès n'est qu'approximatif. Dans le massif du Mont Joly également les faciès du Lias moyen sont assez variés :

calcaires échinodermiques, calcaires gréseux ("calcaires sableux") parfois zonés, calcaires noirs à intercalations schisteuses (difficiles à distinguer du Lias inférieur).

Le Lias moyen du sommet du Mont Joly.

Dans son étude du Mont Joly (1925), Ed. Paréjas donne quatre critères qui permettent de distinguer le Lias moyen du Lias inférieur en l'absence de fossiles (ce qui est généralement le cas).

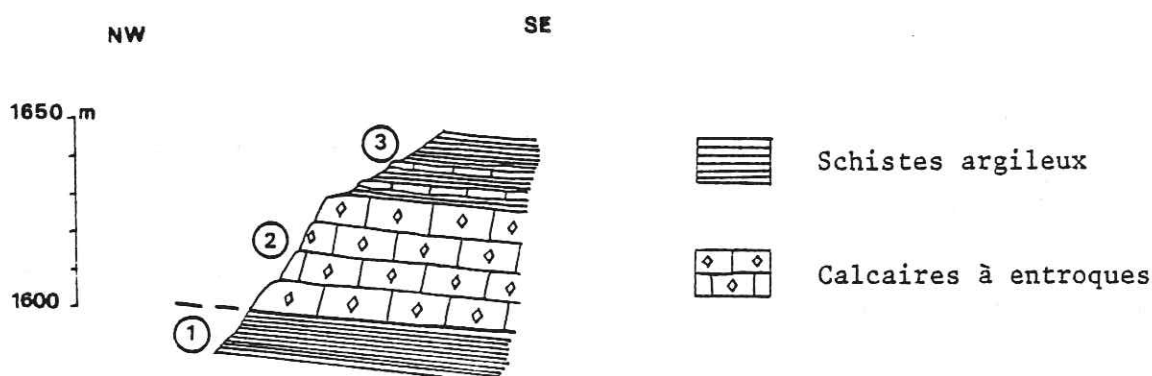
1. Le Lias moyen est en général plus grossièrement échinodermique que ne l'est le Lias inférieur.
2. Les Belemnites sont beaucoup plus fréquentes dans le Lias moyen.
3. Le Lias moyen se marque dans la topographie par des parois plus abruptes que celles dues au Lias inférieur.
4. Le Lias moyen possède souvent une patine roussâtre.

Au sommet du Mont-Joly le Lias moyen se présente comme une alternance de calcaires et de schistes. Les bancs calcaires peuvent atteindre 50 cm. La cassure est gris foncé, fine ; la patine gris clair, parfois beige. On trouve dans ces calcaires de très nombreuses Belemmites, bien visibles sur les surfaces des dalles. Elles sont tronçonnées la plupart du temps (cf chapitre tectonique et photo n° 9).

En lame mince on peut constater que ces calcaires sont très recristallisés, légèrement métamorphiques, et ne contiennent aucune faune déterminable, mais seulement quelques Entroques dispersées autour desquelles on peut parfois observer des lignes de fluage.

Le Lias moyen de la base du Mont-Joly.

Fig. 8 : Coupe de la falaise du Leutellet.



1. schistes noirs toarciens.
2. après un contact tectonique laminant la base du Lias moyen, falaise de 30m environ de calcaire échinodermique à patine beige ou presque rousse. La cassure a un aspect miroitant dû aux Entroques, chacune étant formée d'un monocristal de calcite. On peut constater en lame mince que ces Entroques sont assez abîmées.
Les calcaires deviennent plus schisteux à leur partie supérieure, ils s'intercalent avec des petits schistes brillants ; c'est le passage au Lias supérieur.
3. schistes argileux noirs du Toarcien.

Milieu de dépôt.

Au Lias moyen, les apports détritiques prennent une grande importance (alors qu'ils étaient très rares au Lias inférieur). Les calcaires se chargent en grains de quartz (indiquant la proximité de la côte ?). Des calcaires échinodermiques se forment à partir des colonies d'Encrines vivant sur le plateau continental. Le Lias moyen correspond donc à un milieu néritique.

5°/- Lias supérieur :

Actuellement, on considère que le Lias supérieur ne comprend que le Toarcien, l'Aalénien appartenant déjà au Dogger. Cependant, sur le ter-

rain, nous avons groupé ces deux formations impliquées dans les mêmes plis et souvent difficiles à distinguer et nous les avons représentées par une seule et même couleur sur la carte.

Dans le paysage, le "Lias supérieur" correspond à des collines arrondies, à des pentes douces et herbeuses (ondulations des alentours du Bettex et du Mont d'Arbois). Etant donné que cette région est couverte d'importants dépôts quaternaires, le "Lias supérieur" affleure surtout dans les lits des ruisseaux. Parfois il forme des petites falaises facilement attaquées par l'érosion. Du fait de sa nature schisteuse il donne facilement lieu à des glissements de terrain (parfois visibles en photographie aérienne), ce qui peut expliquer l'allure désordonnée de certains affleurements.

Toarcien.

Ce terme a été daté en 1921 par Ed. Paréjas qui a trouvé quelques exemplaires de *Posidonomya Bronni* Voltz. entre les Houches et le Col de Voza.

Depuis, aucun autre organisme n'y a été découvert et le Toarcien se reconnaît par son faciès. Le passage du Lias moyen au Toarcien se fait par l'intermédiaire de bancs calcaires de plus en plus fins et de bancs schisteux de plus en plus importants. On arrive ainsi très vite à une importante masse de schistes argileux noirs, assez brillants, très friables, pouvant tâcher les doigts. Le terme de "schiste-carton" leur convient parfaitement. Ces schistes peuvent parfois présenter de très minces intercalations calcaires noyées dans la masse argileuse qui, elle, ne réagit que très faiblement à l'acide.

Dans la partie supérieure de ces schistes s'intercale une passée plus importante de calcaires marneux gaufrés, présentant parfois une pâte roussâtre. Ces calcaires, lorsqu'ils se trouvent seuls à l'affleurement, peuvent induire en erreur car ils rappellent le Lias moyen et ne sont pas du tout caractéristiques du "Lias supérieur schisteux".

L'épaisseur du Toarcien ne semble pas dépasser 100 m sur le terrain d'étude.

Aalénien.

Le passage du Toarcien à l'Aalénien n'est jamais très net. Les "schistes-carton" passent à des schistes parfaitement siliceux, ne faisant pas du tout effervescence à l'acide et contenant des nodules, siliceux eux aussi. Ces nodules noirs, en général ellipsoïdaux, aplatis, peuvent contenir de la pyrite ou des fossiles, la plupart du temps méconnaissables. En contrebas du Mont d'Arbois j'ai tout de même trouvé des Lamellibranches relativement bien conservés.

Ed. Paréjas a trouvé au sommet du Mont d'Arbois les fossiles suivants, qui lui ont permis de dater cet Aalénien :

Pleydellia aalensis Ziet. ;
Lioceras comptum Rein. ;
Posidonomya opalina Qu. ;
Nucula sp.

Cette faune correspond à la zone à *Lioceras opalinum*. La notice de la carte de Saint Gervais les Bains donne en plus les fossiles suivants :

Lioceras concavum ;
Harpoceras murchisonae ;
"Ammonites" *scissus* ;
"Ammonites" *variabilis* ;

Les schistes aaléniens ont, à défaut de fossiles, un faciès caractéristique : ils sont noirs à la cassure mais gris et mordorés en surface, assez souvent rouillés, très fissiles. En plus des nodules ils contiennent souvent des lentilles de quartz, elles aussi réorientées dans les plans de schistosité, ainsi que de nombreuses veines de quartz.

Comme pour le Toarcien, il est pratiquement impossible de connaître l'épaisseur originelle de l'Aalénien qui présente toujours de nombreux replis. La notice de la carte de Saint Gervais estime l'épaisseur totale du "Lias supérieur" à 300-500m.

Milieu de dépôt.

Les sédiments du Lias supérieur correspondent à des dépôts profonds, sans apports terrigènes, formés dans la zone bathyale. Il y a donc eu un approfondissement du fond de la mer après le Lias moyen.

D. CONCLUSIONS.

. Age et épaisseur des terrains.

En conclusion de cette étude stratigraphique du Mont Joly, il convient d'attirer l'attention sur les problèmes suivants :

- sur le terrain à proprement parler, seul le Lias inférieur a été daté. Tous les autres terrains ont été "datés" par analogie de faciès avec ceux de la zone de Chamonix où Ed. Paréjas a trouvé des fossiles.
- le faciès seul n'est pas toujours un argument indiscutable, en particulier pour distinguer le Lias moyen du Lias inférieur. La différence est souvent une question d'appréciation. Seul l'Aalénien, à faciès très typique, ne prête pas à confusion. Il convient donc de rester très prudent quant aux attributions d'âge.
- les termes liasiques du massif du Mont Joly sont fortement replissés, et ceci à toutes les échelles. Il est donc impossible de mesurer l'épaisseur des formations. Je n'en ai donné qu'une estimation, celle de la notice de la carte de Saint Gervais les Bains.

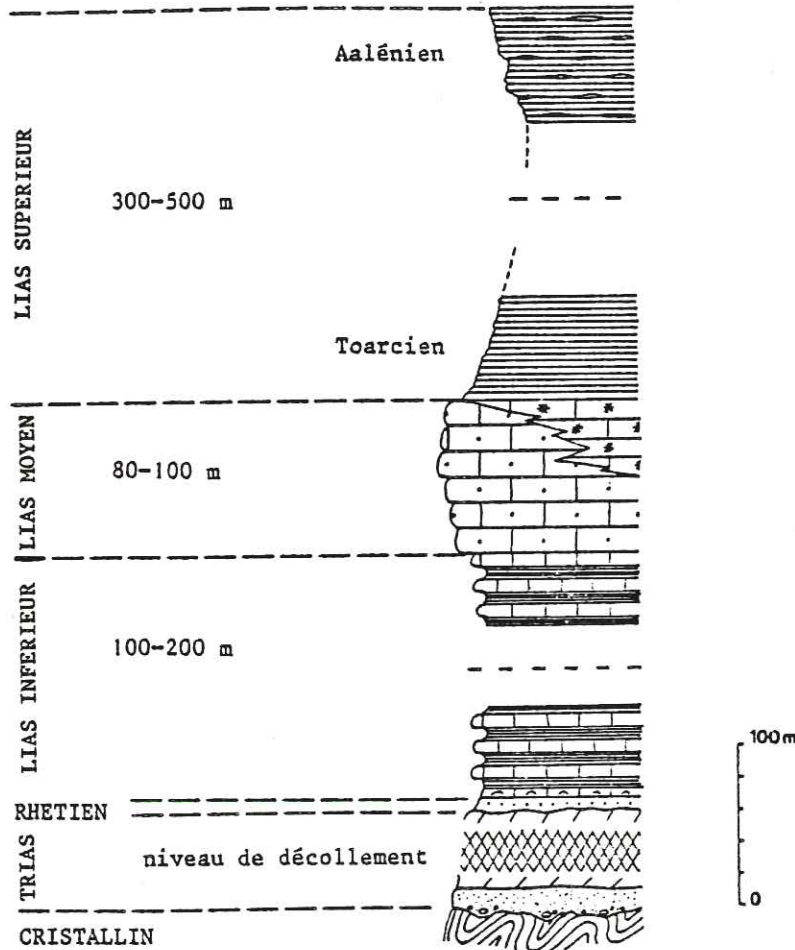
. Paléogéographie.

L'analyse des conditions de sédimentation présidant au dépôt des différentes formations rencontrées met en évidence trois épisodes principaux :

- Lias inférieur : mer relativement peu profonde, environnement allant de terrigène à hémipélagique.

- Lias moyen : milieu néritique, avec nombreux apports détritiques (probablement proche de la côte).
- Lias supérieur : approfondissement notable, milieu bathyal.

. Colonne synthétique.



SOCLE ET TEGUMENT

- Cargneules
- Dolomies
- "Verrucano"
- Cristallin

COUVERTURE DECOLLEE

- Schistes siliceux à nodules
- Schistes "carton"
- Calcaires échinodermiques
- Calcaires gréseux
- Calcaires et schistes
- Calcaires à Lamellibranches
- Quartzites

Fig. 9 : Colonne synthétique de l'unité Mont-Joly - Aiguille Croche.

III. STRATIGRAPHIE DE L'UNITE DU MONT-BLANC.

A. LE SOCLE CRISTALLIN.

Le cristallin de l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc a été étudié en détail par J. Bellière, P. Corbin, R. Dhellemes, N. Oulianoff et J.F. Von Raumer. Il s'agit d'un socle typiquement polyphasé, marqué par les phases orogéniques anciennes et caractérisé par d'importantes zones de mylonitisation. Il est constitué essentiellement, du moins sur notre terrain, par des granites et des gneiss.

B. LA COUVERTURE.

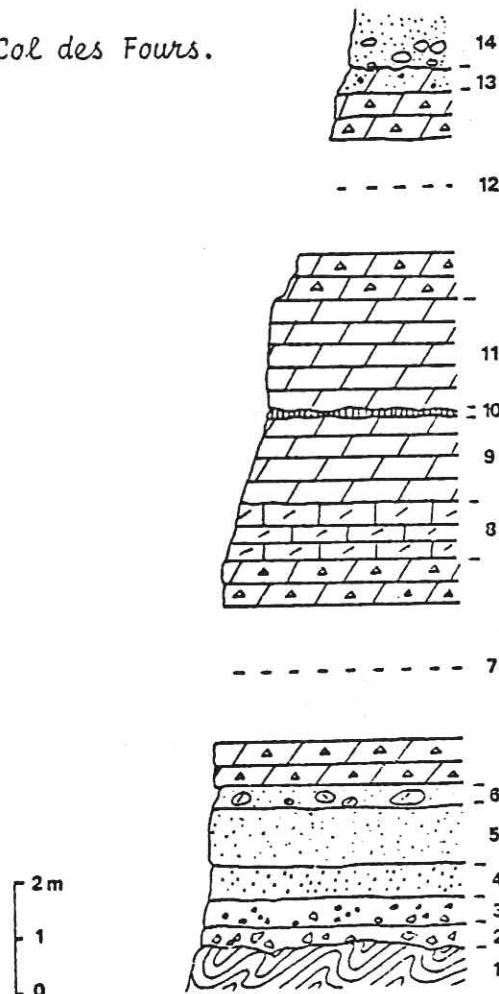
1°/- La série sous-jacente aux Grès Singuliers :

a- Coupes.

Coupe du Col des Fours.

Localisation : en contrebas du Col des Fours, du côté du Plan des fours.

Fig. 10 : Coupe du Col des Fours.



1. Cristallin.
2. 30cm de brèches à éléments anguleux assemblés en mosaïque. Le ciment, de couleur brune, contient de nombreux grains de quartz. Les galets anguleux sont des éléments du socle sous-jacent.
3. 50cm de brèches plus fines, contenant moins de gros éléments.
4. 60cm de grès grossiers sombres, à patine grise ou marron, contenant quelques plages de dolomie brune.
5. 1m de grès plus fins.
6. 40cm de grès à "galets mous" de dolomie brune. Les grains de quartz, parfois assez gros (quelques mm) font saillie sur la surface de la dolomie.
7. 4m de dolomies bréchiques beiges et grises.
8. 1m de calcaires gris, bréchiques (brèche monogénique) présentant des traces d'encroûtements.
On peut y noter la présence de grains de quartz organisés en bandes.
9. 1,50m de dolomie beige contenant de fines plaques de calcite.
10. Passée d'épaisseur irrégulière (10cm environ) de calcaires spathiques noirs.
11. 2m de dolomies homogènes grises ou beiges.
12. Une vingtaine de mètres de dolomies brunes à grises avec brèche intraformationnelle.
13. 50cm environ de dolomies beiges chargées de grains de quartz puis de galets au contact avec les Grès Singuliers.
14. Grès Singuliers en contact stratigraphique avec les dolomies sous-jacentes (niveau de remaniement avec galets). On peut également observer, mais pas de manière continue, un peu de calcaires spathiques noirs au niveau du contact.

Coupe du vallon de la Sausse.

Localisation : flanc nord-est du vallon de la Sausse.

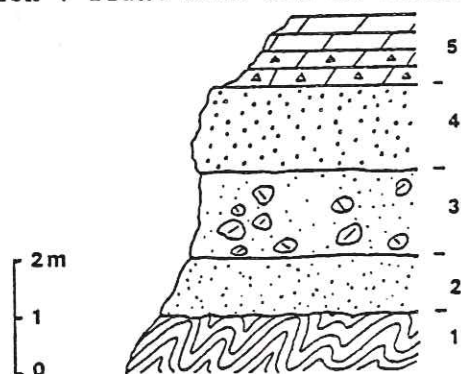


Fig. 11 : Coupe du vallon de la Sausse.

1. Cristallin.
2. 1m de quartzites fins, gris, avec des traces brunes d'altération visibles en lame mince. Il s'agit probablement d'une arène provenant de l'altération du cristallin sous-jacent.
3. 1,50m de quartzite précédent contenant cette fois de gros galets de dolomie.
4. Banc de 1,50m, bien visible dans le paysage à cause de sa couleur blanche. Il s'agit d'un grès grossier avec de gros grains de quartz faisant saillie sur la tranche du banc.
5. Dolomies tantôt franches, tantôt à brèche intraformationnelle. Cette coupe ne permet pas d'en voir la limite supérieure.

Cette coupe a été levée dans le vallon de la Sausse sur la terminaison périclinale sud du massif du Mont-Blanc. Les couches décrites ci-dessus s'organisent en "pelures d'oignons" enveloppant la voûte cristalline. Cette disposition permet d'observer la surface des bancs. Celle des grès 4 présente des ripple-marks indiquant un milieu intermédiaire entre la mer et le continent (toutefois, on pense maintenant que les ripple-marks peuvent également exister à grande profondeur).

Coupe du Rocher du Bonhomme.

Localisation : Entre le sentier G.R. "Tour du Mont-Blanc" et le Rocher du Bonhomme (cf. fig. 12).

1. Cristallin altéré et remanié dans sa partie supérieure.
2. 10cm de grès fins très durs et compacts, gris clair. Il s'agit d'une arène de socle.
3. 1,50m de dolomies brun chocolat. Le fond est micritique avec des fantômes de pellets. Ces dolomies contiennent d'assez nombreux grains de quartz qui font saillie sur la surface à patine brune. Le nombre de grains de quartz augmente vers le sommet du banc.
4. Banc de 1,50m de quartzites blancs couverts de lichens verts silicicoles. Il n'y a pas de ciment mais on peut observer de rares phyllites entre les grains de quartz.
5. 5 à 6m de dolomies capucin (couleur de robe de bure) très fines et homogènes.
6. 1 à 2m de calcaires spathiques noirs (en lame mince, assemblage de gros cristaux de calcite). A leur base, on trouve encore de la dolomie en lentilles. D'autre part cette formation comprend deux petites récurrences de dolomies (5).
7. 50cm de dolomies à brèches intraformationnelles. En lame mince on peut très bien observer le phénomène de dolomitisation.
8. falaise de calcaires spathiques noirs ; je détaillerai cette formation à la suite de la description des coupes.
La falaise de formation noire étant infranchissable en cet endroit, la coupe reprend un peu plus à l'Est, au-dessus du G.R.
- 8'. 7 à 8m de calcaires spathiques noirs. Cette formation noire, schisteuse à la base, semble débiter par un niveau d'encroûtement irrégulier. Un deuxième niveau d'encroûtement est observable au sein de la falaise et un troisième au sommet (cf. discussion de la coupe).
Lacune d'observation.

9. 2m de quartzites gris très fins et très durs. En lame mince, on peut y observer par endroits quelques phyllites entre les grains de quartz. Dans ce niveau sont inclus des tubes contournés, de même nature que le sédiment. Ils correspondent peut-être à des terriers.
- Lacune d'observation (éboulis de Grès Singuliers).
10. 3 à 4m de calcschistes noirs à Lamellibranches (cf. discussion de la coupe).
11. Grès Singuliers ravinant la formation (10).

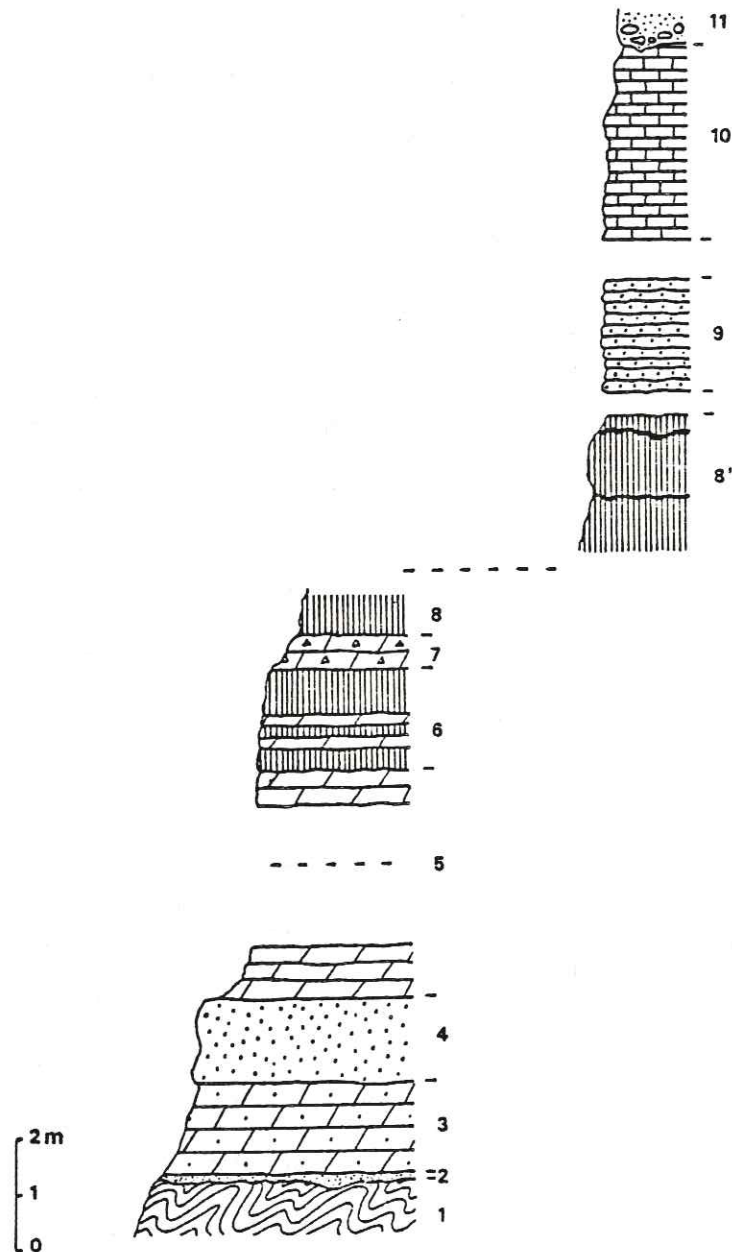


Fig. 12 : Coupe du Rocher du Bonhomme.

b- Commentaire de ces coupes. Conséquences paléogéographiques.

L'étude des coupes ci-dessus permet de distinguer cinq ensembles principaux : la formation détritique basale, les dolomies, la formation noire, les quartzites fins et les calcschistes fossilifères. Pour chacun, l'environnement paléogéographique sera envisagé ainsi que le problème des datations.

La formation détritique basale.

La formation détritique venant directement sur le socle diffère selon les coupes.

. Au Col des Fours, elle débute par une brèche à éléments de socle très anguleux, indiquant la quasi absence de transport. Par contre, sous le Rocher du Bonhomme et dans le vallon de la Sausse, elle débute par une arène où les éléments de socle se présentent en grains très fins.

. Elle se termine par un gros banc de grès blanc bien visible dans le vallon de la Sausse et sous le Rocher du Bonhomme. Toutefois ce niveau n'existe pas au Col des Fours où la série détritique s'achève par un grès à galets mous de dolomie.

- Structures sédimentaires.

Dans le vallon de la Sausse, la surface des grès présente des figures de ripple-marks qui peuvent résulter soit de courants, soit de mouvements d'oscillation (vagues).

- Paléogéographie.

Cette série pourrait correspondre à une sédimentation de plateforme proche de la côte, avec des périodes de quasi-émersion et de nombreux apports détritiques. Les variations de la série témoignent de l'instabilité de la sédimentation et probablement de la présence de paléoreliefs ayant fourni le matériel des grès et quartzites. La sédimentation était perturbée par de légers courants, responsables de ripple-marks.

Les dolomies.

La couverture du Mont-Blanc présente deux types de dolomies :

- des dolomies franches, homogènes, bien litées ;
- des dolomies à brèche intraformationnelle (ou brèche monogénique).

Pour chacun de ces deux types de dolomie, on peut observer toute une gamme de couleurs pour la patine : blanc, gris, beige, roux, brun. La couleur dominante reste le roux, ce qui a valu à ces dolomies la dénomination de "dolomies capucin". La cassure, elle, est presque toujours grise.

- Les dolomies franches.

En lame mince, ce sont des micrites à galets mous, bioturbées, avec parfois des *Microostracodes* et des *Lagénidés*. Il s'agit d'un faciès de milieu confiné que l'on rencontre fréquemment dans le Trias moyen et le Trias supérieur.

- Les brèches intraformationnelles.

Les brèches intraformationnelles ou monogéniques sont dues à des

mouvements synsédimentaires affectant le sédiment non encore consolidé. Il en résulte une mosaïque d'éléments anguleux de dolomie pris dans un ciment de même nature. Tous les intermédiaires existent entre la dolomie franche et la brèche presque dépourvue de ciment.

- Paléogéographie.

Les dolomies sont des roches carbonatées constituées de dolomite, carbonate double de Ca et de Mg. Sur le terrain, on peut observer tous les intermédiaires entre la dolomie pure et le calcaire dolomitique (effervescence plus ou moins forte des échantillons).

Actuellement, elles se forment dans des lagunes côtières peu profondes, sous climat chaud. Les dolomies de la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc correspondent donc probablement à une sédimentation lagunaire, dans un milieu intermédiaire entre terre et mer et relativement instable (présence de brèches intraformationnelles). Le caractère confiné est confirmé par la présence de phosphates observables en lame mince.

La formation noire.

- Description.

Dans la coupe du Rocher du Bonhomme, des calcaires spathiques noirs apparaissent au sommet de la dolomie. Le passage, loin d'être franc, se fait par des intercalations de calcaires spathiques et de dolomies et l'on peut observer l'interpénétration de ces deux formations.

Ces calcaires spathiques noirs sont brillants, moirés à la cassure. En surface, par contre, ils présentent une patine mate brune à noire. Ils peuvent être assez friables. En lame mince, on observe des cristaux de calcite de tailles diverses, aux clivages parfois courbes. Des fantômes de formes arrondies sans aucune structure véritable mais faisant penser à d'anciennes oolithes sont parfois visibles dans les cristaux. En leur centre on peut trouver une concentration de matière organique. P. Gidon (1952) a décrit une formation assez semblable à l'Est du massif du Pelvoux : ce sont des calcaires oolithiques du Trias ultra-dauphinois. Dans la région étudiée, cette formation noire se rencontre également sur le terrain S. Triboulet (1980), en couverture du rameau interne de Belledonne (cf. coupe du vallon de la Gittaz).

L'ensemble de la roche est en voie de dolomitisation (plus ou moins développée) ménageant des îlots d'une ancienne micrite et même, plus rarement, de calcaire oolithique. On peut observer dans cette formation noire un niveau de brèche sédimentaire, un microconglomérat de calcaire mettant en évidence l'existence de failles sous-marines et de phénomènes de resédimentation. Certaines lames montrent des joints stylolithiques correspondant à des surfaces de dissolution. Des oxydes et des sulfures de fer peuvent être présents.

- Paléogéographie et problème de l'âge.

Les calcaires spathiques noirs semblent s'être formés sous une faible tranche d'eau. Les encroûtements observés au sein et au sommet de la série pourraient correspondre à des surfaces durcies, à des "hard grounds" ou même à des paléosols liés à des épisodes d'émersion. A partir du sommet de la formation noire, toute la série paraît extrêmement condensée. La présence d'oolithes confirme la faible profondeur du milieu de dépôt. Enfin, des phénomènes de remaniement synsédimentaire bien visibles à la fois en lame mince et à l'oeil nu, ont affecté le sédiment avant sa consolidation, donnant naissance à de véritables microbrèches. Des figures d'échappement d'eau, de petits "volcans sédimentaires" dus à la compaction brutale des sédiments gorgés d'eau sont également observables.

L'origine de la formation noire est tout de même assez problématique. Une seule chose est certaine, ces calcaires spathiques sont manifestement liés aux dolomies. Des intercalations de dolomie apparaissent à la base et à l'intérieur de la formation noire. Même au Col des Fours, où elle n'est pas développée, on observe quelques lentilles de calcaires spathiques noirs vers le sommet de la série. On peut donc considérer que cette formation noire, liée aux dolomies, appartient au *Trias supérieur* et peut-être même au début du *Rhétien*.

D'autre part nous avons trouvé au-dessus de la formation noire (mais malheureusement pas vraiment en place) des échantillons contenant des dents de Poissons. La faune suivante a été déterminée par H. Cappetta :

- *Acroodus* Agassiz, 1837 (Acrodontidae) ;
- *Hybodus* Agassiz, 1837 (Hybodontidae) ;
- *Polyacroodus* Jacket, 1889 (Polyacrodontidae).

L'ensemble de la faune paraît primitif et on peut l'attribuer au *Trias supérieur* et plus probablement au *Rhétien*.

Les quartzites fins.

Ils affleurent sur environ 2 mètres, entre deux lacunes d'observation, ce qui fait que ni le contact inférieur, ni le contact supérieur ne sont observables. Il s'agit de quartzites parfaitement siliceux, particulièrement compacts et durs à casser. Ils ont un aspect noduleux et se présentent en petits lits ondulés. Sur la surface des lits, on peut observer des pistes ou des terriers contournés, avec des bifurcations en Y, dus à des Vers ou à des Crustacés.

Ce sédiment correspond lui aussi à une très faible profondeur d'eau. Il a l'aspect d'un dépôt très réduit, né en milieu confiné. Sa position et son faciès le font attribuer au *Rhétien*.

Les calcschistes fossilifères.

Au-dessus d'un important écroulement de "Grès Singuliers", juste sous le Rocher du Bonhomme (côté Col du Bonhomme), se trouve un affleurement très limité de calcschistes noirs fossilifères. Le matériel est bioturbé, il ne présente pas une sédimentation très régulière. Il contient de nombreuses coquilles de *Lamellibranches* plus ou moins abimées, en général indéterminables, et quelques *Ammonites*, moins nombreuses.

Nous avons récolté les fossiles suivants :

- *Ammonites* :
 - . *Waehmeroceras* sp. juv., Hettangien moyen.
 - . *Schlotheimia* sp. (de la zone à *angulata*), Hettangien supérieur.
 - . *Arietites* sp. (*Pararnioceras* ?) de la zone à *semicostatum*, Sinémurien s.l.
- De nombreux *Lamellibranches* parmi lesquels :
 - . *Lima* (*Plagiostoma*) sp., Trias moyen à Crétacé supérieur.
L'exemplaire recueilli se rapproche le plus de *L.P. Succinta Schlotheim*, du Lias.
 - . *Plagiostoma* aff. *Valoniensis*, Lias inférieur.
 - . *Pinna* sp.

Ainsi, les terrains sous-jacents aux "Grès Singuliers" correspondent à une série réduite comprenant tous les termes du Trias au Sinémurien.

c- La couverture du compartiment des Monts Jovets.

Hormis les terrains affleurant entre le Col du Bonhomme et le Col des Fours, l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc présente deux lambeaux de couverture au-dessus du refuge de la Balme. Il s'agit d'affleurements isolés, limités en étendue, situés l'un près des chalets de Jovet, l'autre au niveau de Plan Jovet.

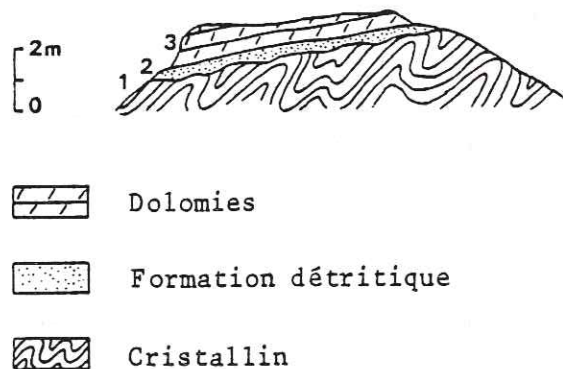
Affleurement des chalets de Jovet.

C'est un placage de dolomie grise qui, malheureusement, apparaît dans l'herbe, par intermittence, ce qui fait qu'on ne peut pas vraiment observer le contact avec le socle (affecté d'une schistosité 40 - SE 65).

Les pendages indiquent un bombement de ce lambeau de couverture épousant la forme du socle sous-jacent (NS-W25 et 5-E30).

Affleurement du Plan Jovet (fig. 13).

Il s'agit d'un témoin de couverture dolomitique épargné par l'érosion.



Légende : 1: cristallin ; 2: 50cm environ d'arène de socle ; le contact avec le socle n'est pas tranché ; 3: dolomie.

Fig. 13: Coupe de l'affleurement du Plan Jovet.

2°/- Les Grès Singuliers :

a- Historique.

Les Grès Singuliers sont décrits initialement par H.B. de Saussure, en 1779. La première estimation d'âge est donnée presque un siècle plus tard par Ch. Lory et L. Vallet, en 1866, dans une note à la Société Géologique de France. S'appuyant sur la découverte d'un *Pecten Valoniensis* Defr., ils attribuent un âge infraliasique (Rhétien) à ces grès. En 1897, E. Ritter en fait une description très détaillée, macroscopique et microscopique. Concernant l'âge, il conserve la datation de Ch. Lory et L. Vallet. Par contre H. Schoeller (1928) émet l'idée que ces grès pourraient avoir un âge liasique

plus récent. Plus près de nous, P. Landry (1976) les attribue au Pliensbachien (au moins) tandis que sur la carte de Saint-Gervais-les-Bains (1976) ils sont toujours représentés en Rhétien.

b- Description.

Les Grès Singuliers ont une extension relativement réduite et un faciès très particulier, ce qui leur a probablement valu leur nom. Ils forment une carapace d'une trentaine de mètres d'épaisseur sur l'extrémité bombée du massif du Mont-Blanc, entre le Col du Bonhomme et le Col des Fours. Ils se présentent en grandes dalles (l'épaisseur de chacune étant de l'ordre du mètre) de teinte rousse plus ou moins uniforme (fig. 14).

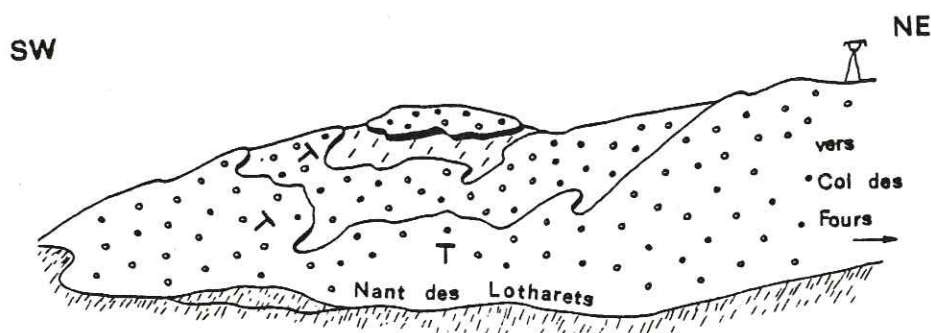


Fig. 14: Dalles de Grès Singuliers entre le Col de la Croix du Bonhomme et le Col des Fours (vues de la Tête Sud des Fours).

b1. Coupe des Grès Singuliers du Col des Fours (Fig. 15) :

Description.

1. Ravinant les dolomies du Trias, 6 mètres de grès grossiers contenant des galets dont la nature sera précisée ci-après. Ces galets se présentent en "crachées" irrégulières et non en niveaux.
2. 2m de grès fins, sans galets.
3. 3m environs de grès à stratification entrecroisée.
4. 1m de grès avec des ravinements et des figures d'échappement d'eau.
5. 7m de quartzites compacts.
6. 1,50m (visible) de grès à ciment calcaire, contenant des galets.
7. En contact anormal, schistes de la Tête Sud des Fours.

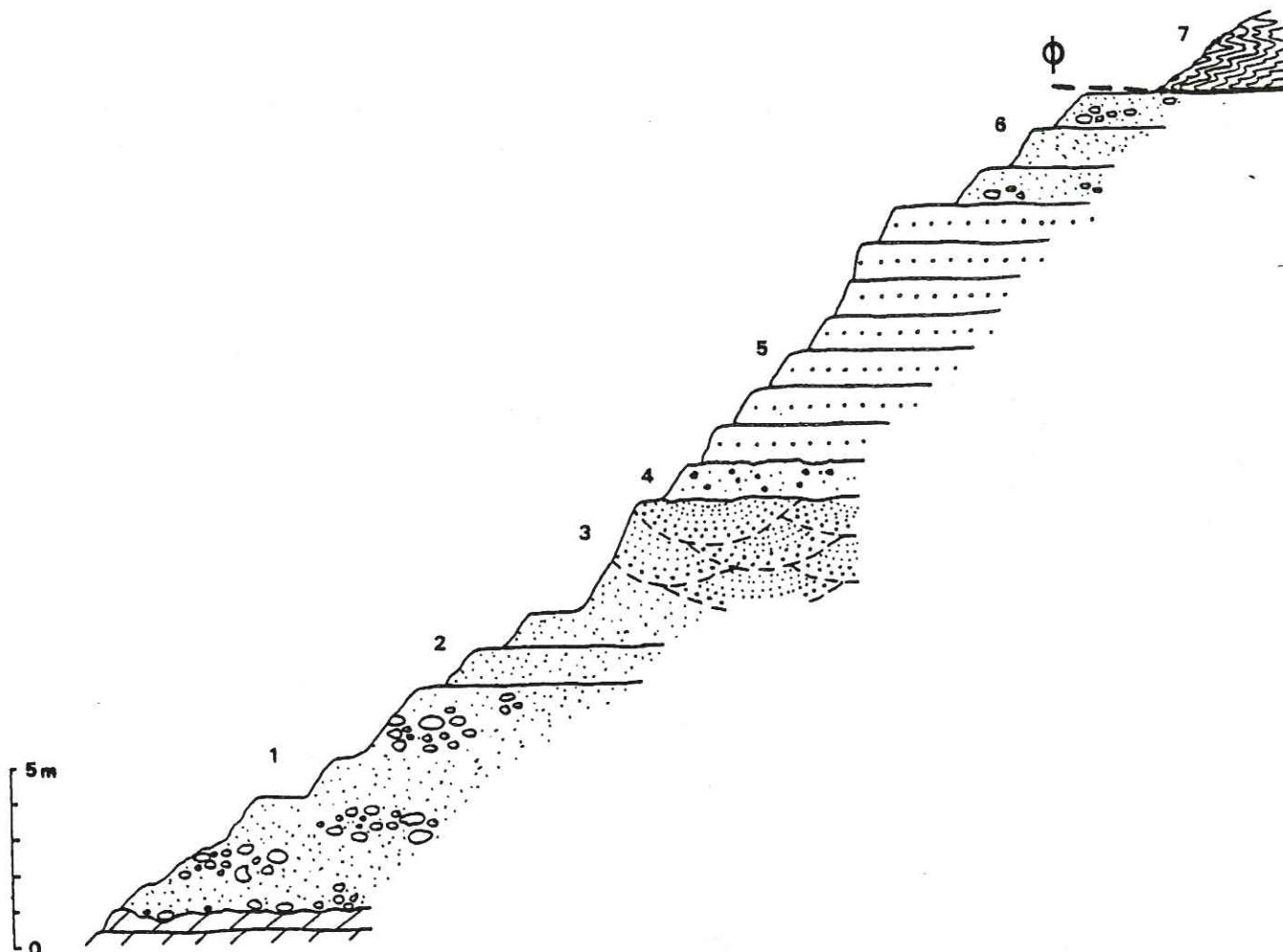


Fig. 15 : Coupe des Grès Singuliers du Col des Fours.

Cette séquence, observée au Col des Fours, ne doit pas être considérée comme absolue. En effet les Grès Singuliers ont comme caractéristique de présenter une grande variabilité d'un point à un autre. En particulier les conglomérats ne sont pas organisés en niveaux, mais en "crachées" irrégulières impossibles à suivre horizontalement. Les éléments de ces conglomérats ne sont ni classés, ni orientés. Leur disposition et leur répartition semblent chaotique.

Avant d'étudier la nature et la forme des galets des conglomérats, je vais commencer par décrire les grès eux-mêmes.

b2. Etude microscopique des grès :

Les grès sont constitués pour l'essentiel de grains de quartz anguleux, très peu roulés. On trouve également parmi les éléments figurés des débris de feldspaths et des micas blancs détritiques (des micas métamorphiques peuvent aussi être présents). On a donc là tous les éléments d'un socle : Ces grès correspondent à une arène granitique. Les éléments sont généralement liés par un ciment de calcite en proportion très variable. Toutefois, il existe parmi ces grès de véritables quartzites, sans ciment. On y observe un très bon engrenage et même un nourrissage des grains de quartz. Quelques "taches" peuvent correspondre à d'anciens feldspaths très altérés.

b3. Etude des galets :

. Nature.

Un prélèvement de 142 galets pris au hasard a donné les résultats suivants pour ce qui est de leur nature.

cristallin	131
quartzite	9
dolomie	1
calcaire	1

Les éléments de calcaire sont donc rares. Sur l'affleurement, on peut observer qu'ils sont la plupart du temps dissous, au moins partiellement.

Les galets de cristallin correspondent soit à des granites ayant subi un métamorphisme plus ou moins important, avec apparition de chlorite (c'est la protogine du Mont-Blanc) soit, mais plus rarement, à de véritables gneiss.

. Morphométrie.

Une étude morphométrique des galets d'après la méthode de A. Cailleux a permis de préciser leur origine.

Principe de la méthode.

L'étude a porté sur 100 galets de cristallin, de taille comprise entre 2 et 8 cm.

Pour chaque galet on mesure les dimensions L, l, E, AC et r₁ représentées sur le schéma ci-dessous.

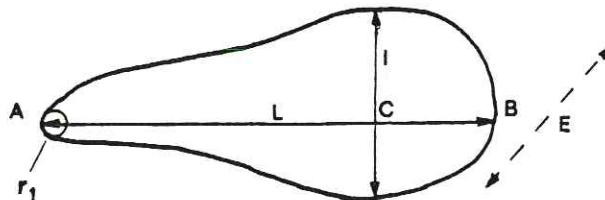


Fig. 16 : Indices à mesurer pour chaque galet.

Légende :

L: la plus grande longueur (= AB).

l: la plus grande dimension mesurable perpendiculaire à AB.

E: la plus grande dimension mesurable perpendiculaire au plan (L-l).

C: point défini par l'intersection de AB (c'est-à-dire L) avec le plan (E-l).

r₁: le plus petit rayon de courbure.

Ces paramètres permettent de calculer pour chaque galet les indices suivants :

$$\text{Indice d'émoussé} : I = \frac{2r_1}{L} \times 1000$$

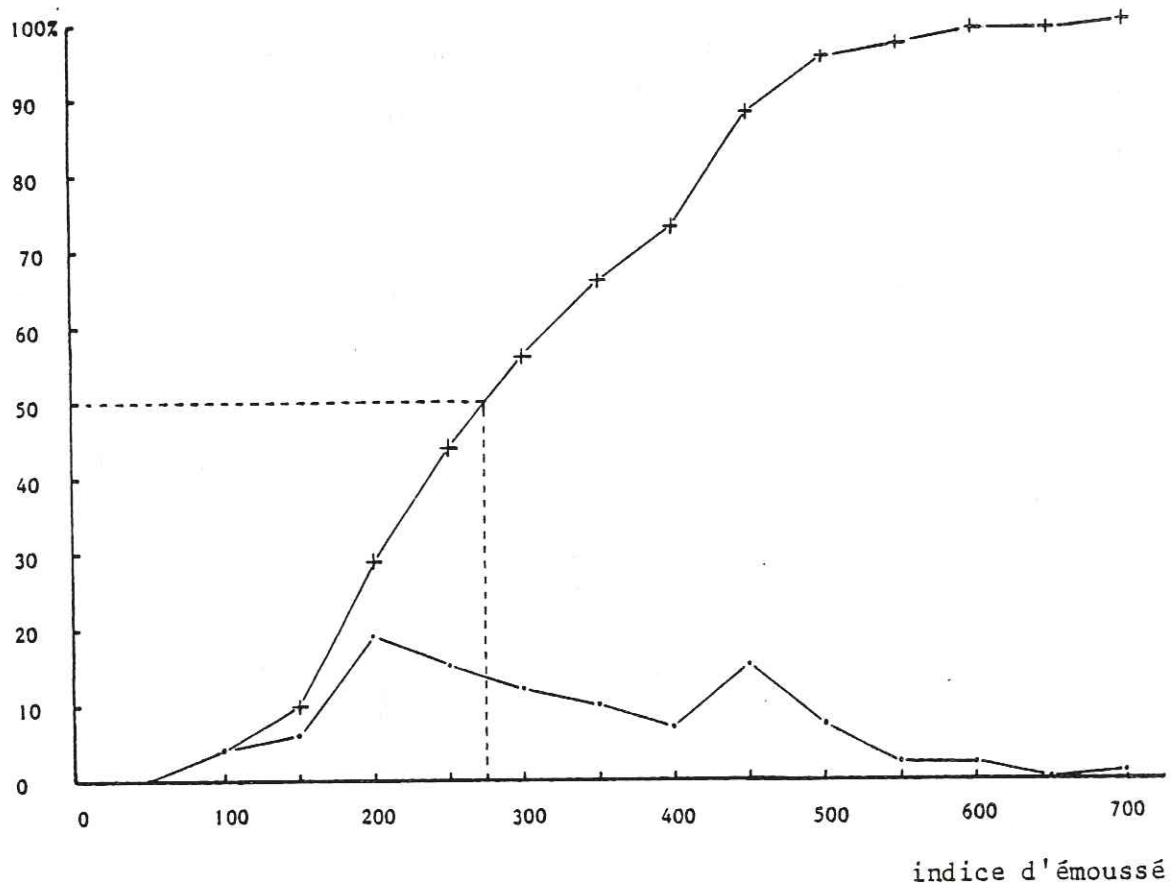
Indice d'aplatissement : $A = \frac{L+1}{2E} \times 1000$

Indice de dissymétrie : $D = \frac{AC}{L} \times 1000$

. Résultats. (fig. 17, 18, 19 et 20).

Les résultats sont traduits sous forme de courbes de fréquence simples et de courbes cumulatives sur des graphiques ayant :

- en abscisses : les valeurs des indices d'émoissé, d'aplatissement, de dissymétrie ;
- en ordonnées: le pourcentage de galets correspondant à la classe considérée.



EMOUSSE $\frac{2r_1}{L} \times 1000$

Fig. 17 : Courbes de fréquence (simple et cumulative) de l'indice d'émoissé.

Cette courbe indique que le pourcentage de galets très émoissés ($I > 500$) est faible : 5%. Le transport n'a donc pas été très long, les galets n'ont pas eu le temps d'être bien arrondis.

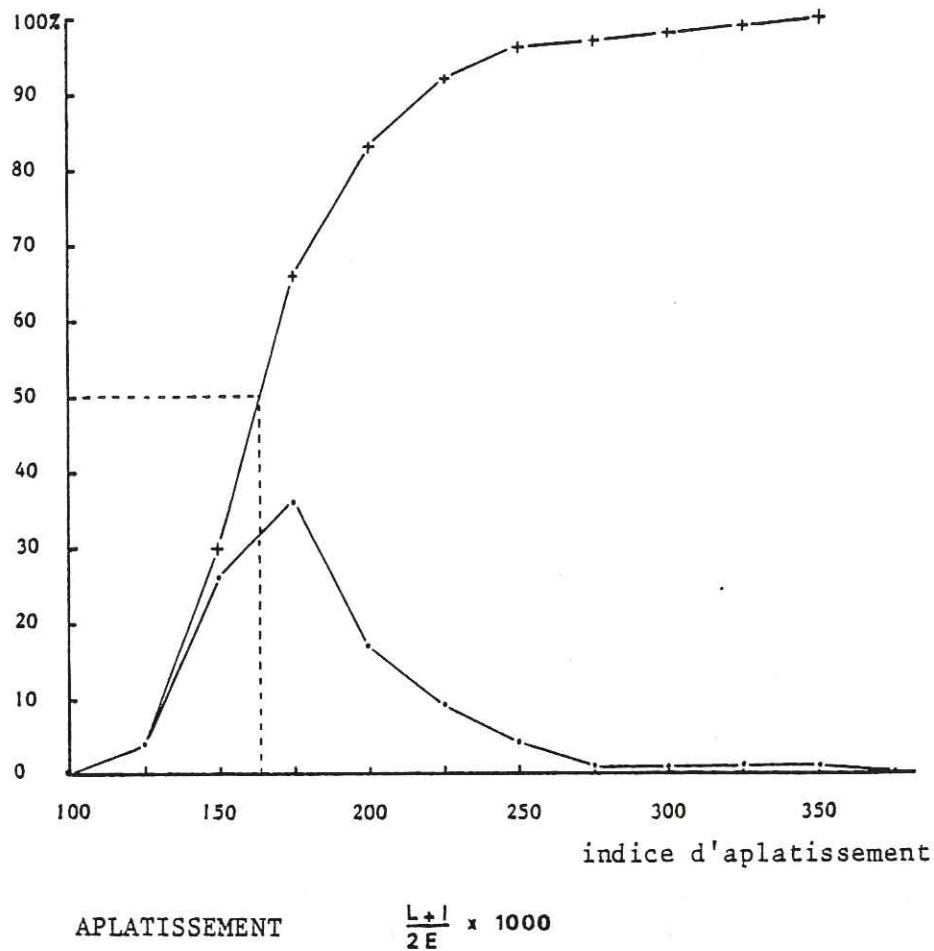


Fig. 18 : Courbes de fréquence (simple et cumulative) de l'indice d'aplatissement.

Le pourcentage de galets très aplatis ($A > 250$) est faible : 4%, alors que le pourcentage de galets non aplatis ou peu aplatis ($A < 150$) est relativement fort: 30%. Cette courbe confirme que la source est proche et que le transport est probablement fluviatile. Ce fait est également mis en évidence par les tableaux qui indiquent, pour chaque nature de roche, les valeurs des indices d'émoussé, d'aplatissement et de dissymétrie selon l'origine des galets.

Indice de dissymétrie.

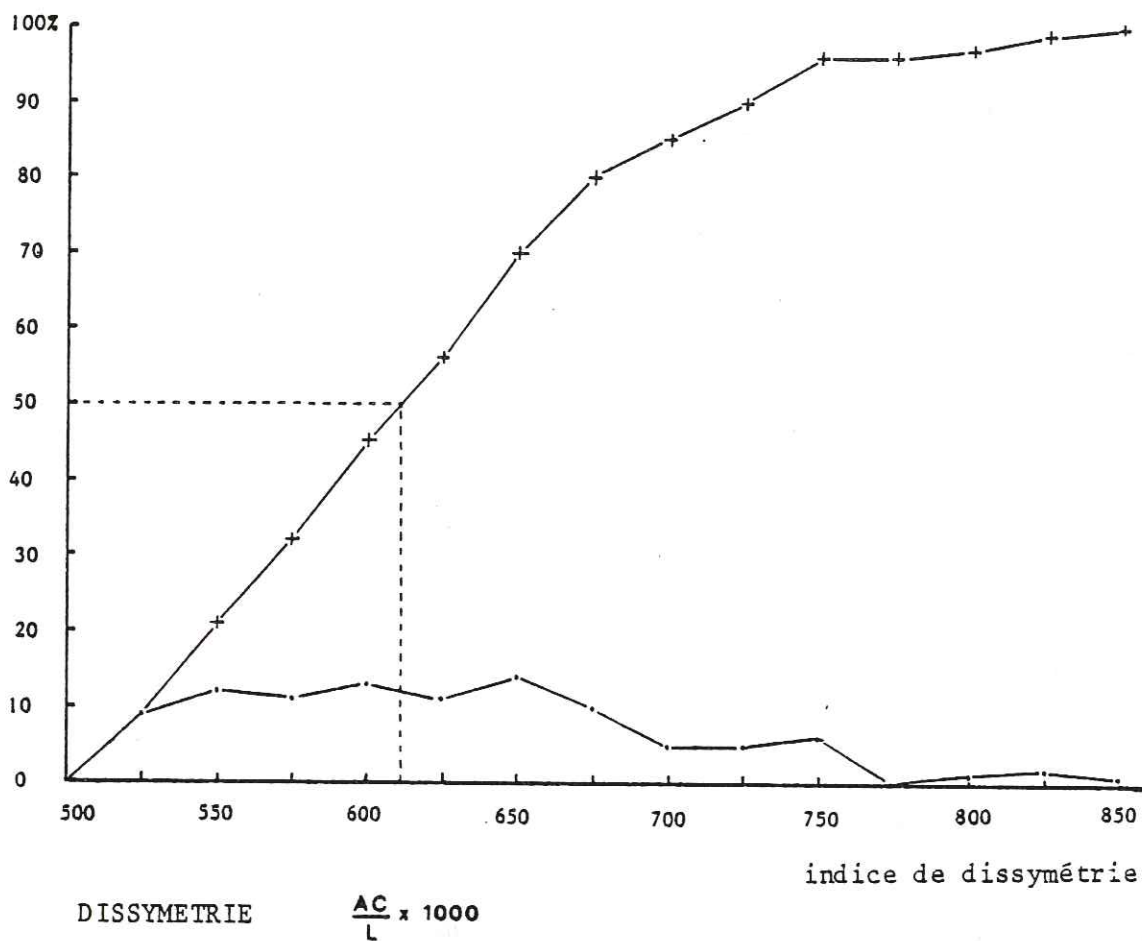


Fig. 19 : Courbes de fréquence (simple et cumulative) de l'indice de dissymétrie.

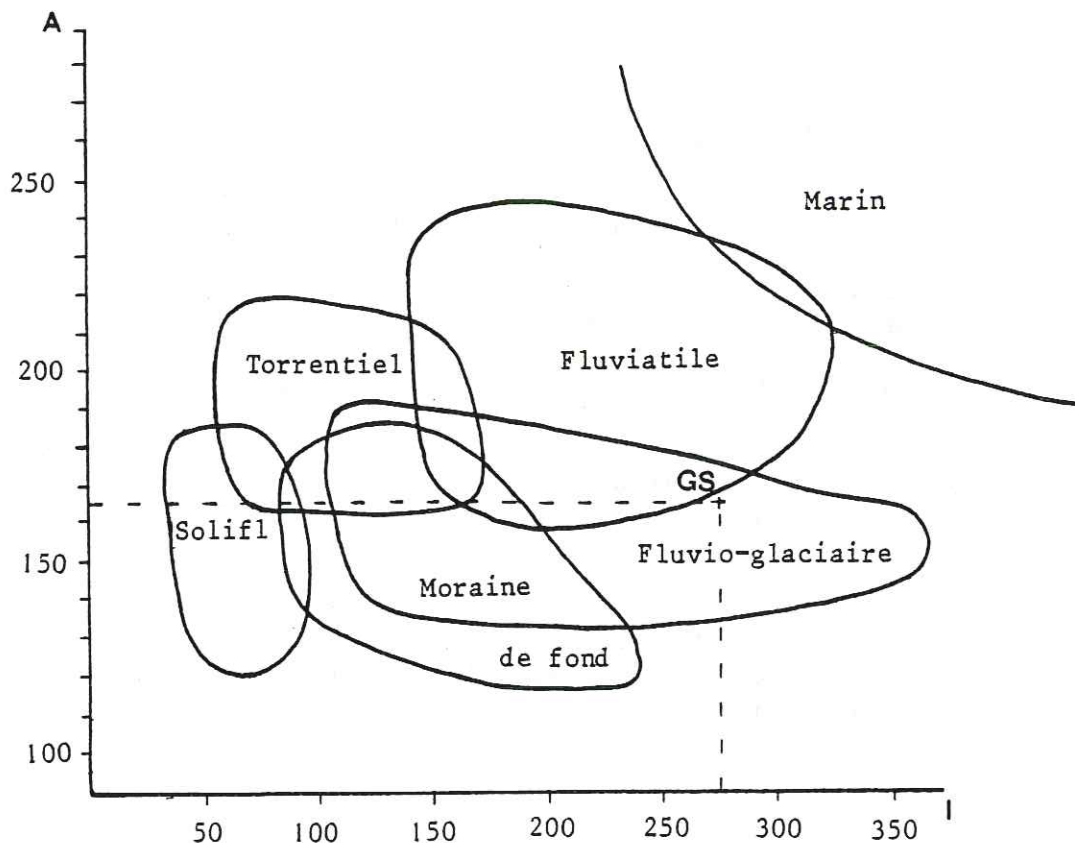
La courbe de l'indice de dissymétrie, elle, n'apporte aucun élément.

Résultats.

Ces courbes permettent de calculer graphiquement la valeur de la médiane.

Indice	valeur de la médiane	Allure de la courbe des fréquences
Emoussé	275	plurimodale
Aplatissement	165	unimodale
Dissymétrie	610	plurimodale

Enfin, on reporte sur le diagramme de J. Tricart (cf. fig. 20) les valeurs de la médiane correspondant à l'indice d'émoussé en abscisses et à l'indice d'aplatissement en ordonnées.



Légende : GS: Grès Singuliers ; I: médiane de l'indice d'éroussé ;
A: médiane de l'indice d'aplatissement.

Fig. 20 :
Conjugaison sur un même graphique des médianes de l'indice d'éroussé et de l'indice d'aplatissement (d'après J. Tricart).

Comme le laissaient déjà supposer les courbes de fréquence correspondant aux indices d'éroussé et d'aplatissement, ce diagramme montre bien que les galets ont une origine *fluviale*.

b4. Conclusions paléogéographiques :

L'étude morphoscopique des galets des Grès Singuliers apporte des éléments très importants : il ne s'agit pas de galets marins, mais au contraire de galets d'origine continentale, façonnés par les rivières et les torrents. D'autre part, les observations suivantes permettent de préciser le milieu de formation probable de ces Grès Singuliers :

- des figures de stratification entrecroisée confirment le fait que la série est normale. Elles indiquent une sédimentation en eaux agitées ;
- la présence de failles synsédimentaires (growth fault) met en évidence des ruptures d'équilibre du sédiment ;
- enfin, au-dessus du Col des Fours, on peut observer des "filons sédimentaires" (clastiques) à remplissage détritique lui aussi.

Il ressort de cette étude que les Grès Singuliers ont dû se former dans un milieu intermédiaire entre la terre et la mer et très probablement dans un delta. En effet il s'agit d'une formation détritique grossière avec nombreux apports continentaux irréguliers, en crachées. Cette interprétation peut fournir également une explication à la faible extension de cette formation et à l'absence de fossiles.

c- Problème de l'âge des Grès Singuliers .

Les rares éléments de datation des Grès Singuliers eux-mêmes donnent seulement des indications sur l'âge des galets qu'ils contiennent. L'attribution de ces grès au Rhétien (Ch. Lory et L. Vallet) sur la base de la découverte d'un *Pecten* (cf. Historique) n'est pas significative : il s'agit probablement d'un élément remanié.

Parmi les éléments de ces grès, j'ai trouvé seulement une coquille indéterminable et un galet de calcaire oolithique montrant des microfossiles à *Agathamina* cf. *austroalpina*, des *Glomospirelles* du groupe *expansa-parallela* (?) et des *Involutinés* du groupe *impressa-eomesozoïca* et *minuta* assemblage que l'on trouve généralement dans le Rhétien. (dét. A. Baud).

C'est la série sous-jacente aux Grès Singuliers qui fournit des éléments permettant de leur donner un âge minimal. Nous avons vu précédemment que le terme supérieur de ce soubassement est représenté par des calcschistes noirs fossilifères "montant" jusqu'au Sinémurien. Les Grès Singuliers ont donc au moins cet âge.

3°/- Conclusions :

L'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc supporte une couverture autochtone d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, observable entre le Col du Bonhomme et le Col des Fours. (fig. 22).

Cette couverture consiste en une série reposant normalement sur un socle à topographie irrégulière, réduite à son sommet et ravinée par les Grès Singuliers transgressifs qui la prennent en biseau.

Elle débute par une formation détritique correspondant à une arène de socle et se poursuit par une grande épaisseur de dolomies franches ou bréchiques classiquement attribuées au Trias. Ces faciès correspondent à une sédimentation sous faible tranche d'eau, en milieu lagunaire. Sous le Rocher du Bonhomme, les dolomies passent à une "formation noire" constituée de calcaires spathiques assez énigmatiques. Vient ensuite, mais en éboulis seulement, un niveau bréchiq. phosphaté contenant des dents de *Poissons* du Rhétien. Il est surmonté par des quartzites compacts (Rhétien également ?). Enfin on trouve des calcschistes noirs contenant des fossiles marins qui indiquent un approfondissement du fond par rapport à l'épisode des dolomies. Cette formation réduite a fourni des fossiles de l'Hettangien et du Sinémurien.

Les Grès Singuliers transgressent sur cette série qu'ils prennent en biseau, ne laissant affleurer les niveaux supérieurs que sous le Rocher du Bonhomme. L'analyse des galets qu'ils contiennent révèle qu'il s'agit d'une formation détrit. d'origine continentale épandue en milieu deltaïque ; le matériel cristallin proviendrait des reliefs alors émergés du massif du Mont-Blanc.

L'âge des Grès Singuliers n'est pas connu ; on peut seulement dire qu'ils sont au moins sinémuriens. L'étude de la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc telle qu'elle se présente lorsqu'on remonte vers le Nord va permettre de préciser cette datation.

Coupe de l'Amône. (fig. 21).

Cette coupe a été levée par K. Grasmück (1961) sur le versant occidental du Val Ferret suisse, au Nord de la frontière italo-suisse (entre La Fouly et La Serlo). Elle représente la couverture autochtone du flanc oriental du massif du Mont-Blanc.

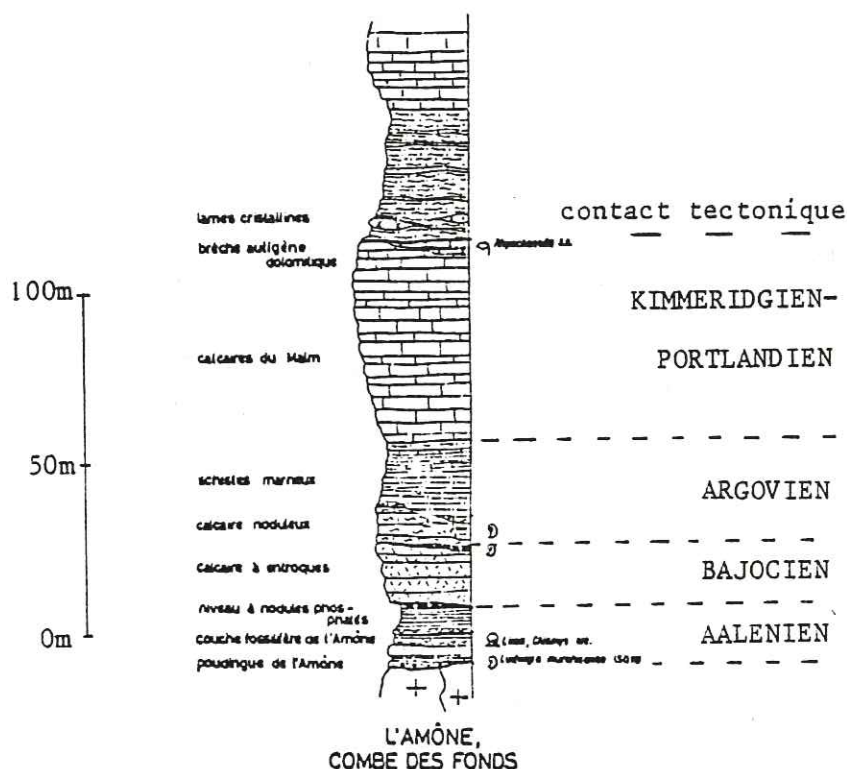


Fig. 21 : Coupe de l'Amône (K. Grasmück, 1961).

Cette coupe débute par le "poudingue de l'Amône", "conglomérat côtier à gros galets de roches cristallines", transgressif sur le cristallin. Il est surmonté par des couches fossilifères (calcaires à Lamellibranches, Polypiers, Bryozoaires) datées de l'Aalénien.

Ces quelques mètres de grès conglomératiques par lesquels débute la coupe peuvent correspondre aux Grès Singuliers de notre terrain d'étude. Il s'agit en effet dans les deux cas d'une formation détritico-transgressive à galets de cristallin. L'aspect extérieur est très semblable (grès grossier à galets pluricentimétriques disposés irrégulièrement). Si l'on assimile ces deux conglomérats, les Grès Singuliers correspondent à du Lias moyen à supérieur (Pleinsbachien, Toarcien, Aalénien ?) car les niveaux qui surmontent le poudingue de l'Amône sont datés de l'Aalénien.

Cette hypothèse est d'autant plus vraisemblable qu'un faciès détritico-transgressif correspond tout à fait aux conditions de sédimentation régnant au Lias moyen. En effet c'est un fait connu que le Lias de la couverture des massifs cristallins externes a subi un épisode d'émersion et des mouvements tectoniques. R. Barbier (1944) a montré l'existence d'une lacune au Lias inférieur dans les massifs cristallins externes (massif du Grand Chatelard, dôme de la Mure). D'autre part J.C. Barféty et al. (1979) ont mis en évidence, dans le massif du Taillefer, l'existence d'une activité tectonique qui s'est poursuivie au moins jusqu'au Toarcien supérieur.

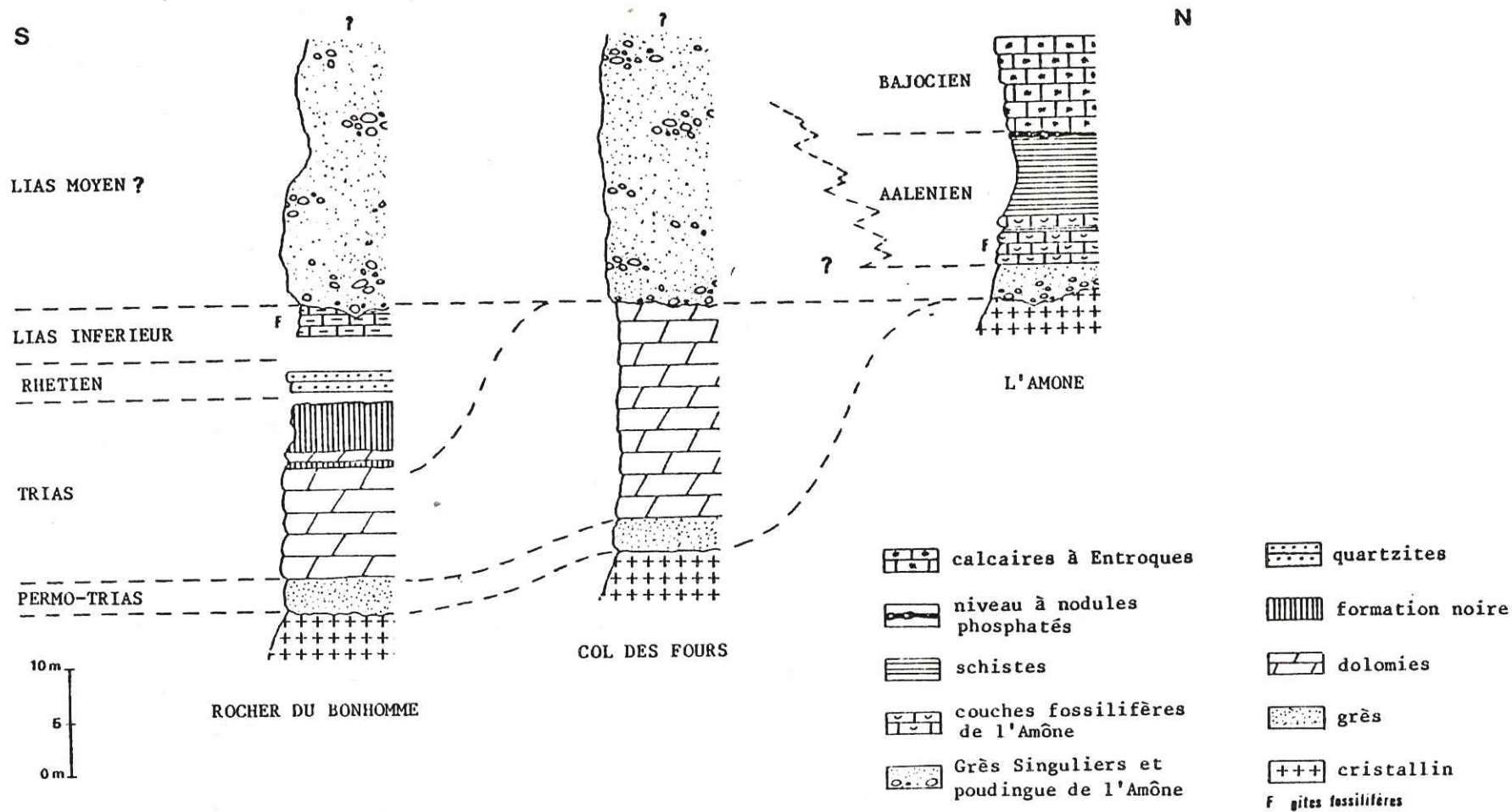


Fig. 22 : Colonnes synthétiques comparées des séries de la couverture autochtone du Mont-Blanc.

D'ailleurs P. Gidon, en 1951, a clairement dit que les "Grès Singuliers" étaient probablement liés au Lias moyen. Il les compare au Lias moyen néritique gréseux de la couverture mésozoïque de l'Est du Pelvoux.

Ainsi, la présence de Lias moyen détritique serait caractéristique de la couverture des massifs cristallins externes autres que Belledonne (Mont-Blanc, Grand Chatelard, Pelvoux). La proposition d'un âge Lias moyen pour les Grès Singuliers est donc de loin la plus plausible. Cependant, ces "Grès Singuliers" n'étant pas datés directement, par fossiles, l'hypothèse d'un âge plus récent ne peut toutefois être totalement exclue.

C. QUELQUES DONNEES STRATIGRAPHIQUES SUR LES ECAILLES DU COL DU BONHOMME.

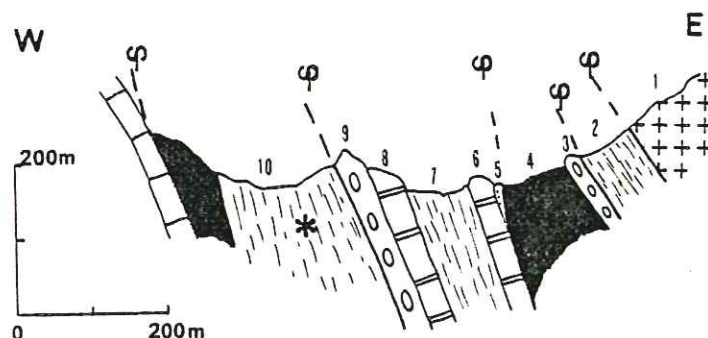
1°/- Introduction :

L'étude de l'unité du Mont-Blanc ne serait pas complète si l'on omettait de décrire les terrains qui se trouvent coincés dans l'étroit couloir compris entre les barres de Malm orientales de l'ensemble des Aiguilles de la Pénaz et le bombement de la terminaison du massif du Mont-Blanc. Cette zone s'étend du vallon de la Sausse au Sud jusqu'à la Balme au Nord en passant par le Col du Bonhomme lui-même où elle est le mieux observable.

Il faut préciser d'emblée qu'il s'agit d'une zone très tectonisée, d'un empilement d'écaillés subverticales très peu propice à une étude stratigraphique.

2°/- Description de coupes :

a- Coupe du Col du Bonhomme (fig. 23).



Remarque : les épaisseurs des barres sont exagérées.

Fig. 23 : Coupe du Col du Bonhomme.

Succession des terrains :

1. Cristallin du Mont-Blanc surmontant tectoniquement des
2. Schistes noirs siliceux.
3. 2m environ de Grès Singuliers très abîmés, avec grand développement de phyllites visibles en lame mince.
4. Cargneules passant au col même ; des lambeaux de calcaires de type Lias inférieur sont coincés dans ces cargneules.
5. 1m de quartzites subverticaux couverts de lichens verts. Leur faciès correspond au Rhétien.
6. Calcaires à Entroques formant la butte juste à l'Ouest du Col. Ils ont fourni des Belemnites dont l'une pourrait être soit *Nannobellus* (Sinémurien), soit *Mariniacensis* (Domérien) et

- quelques Ammonites, malheureusement assez mal conservées. Parmi ces dernières, deux formes sont déterminables :
- ? *Asteroceras* sp. (Sinémurien s.l.) ;
 - *Echioceras* sp. ou *Arnioceras* sp. (Sinémurien inf.).
7. Schistes noirs siliceux.
 8. Barre de calcaires à Entroques identiques à 6.
 9. Grès à ciment calcaire abondant, assez abîmé, ayant subi une forte recristallisation. Il pourrait s'agir d'une écaille de Grès Singuliers .
 10. Schistes siliceux légèrement gaufrés, à chloritoïdes, marquant le contact avec l'unité de Roselend (cf. chapitre Tectonique).

Commentaire :

Cette coupe met en évidence deux points nouveaux par rapport aux éléments apportés par l'étude de la couverture autochtone collée au socle du Mont-Blanc :

- l'existence de calcaires à Entroques du Sinémurien, à faciès caractéristique, datés par des fossiles ;
- l'existence de grès calcaires (ou de calcaires très gréseux ?) dont l'appartenance à la formation des Grès Singuliers n'est pas tout à fait certaine.

La coupe ci-dessus n'est pas représentative de l'ensemble des faits observables entre le vallon de la Sausse et la Balme. En effet, les terrains sont intensément étirés et laminés ; leur succession varie très vite. Il serait donc vain d'essayer de tirer une logique à partir de coupes sériées. Pour illustrer la complexité de cette zone, je décrirai simplement une deuxième coupe, levée entre le vallon de la Sausse et les Cavets.

b- Coupe entre la Sausse et les Cavets :

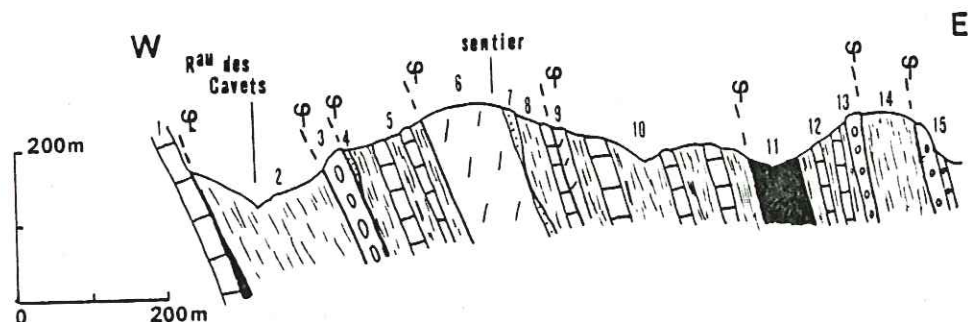


Fig. 24 : Coupe entre la Sausse et les Cavets (simplifiée).

Succession des terrains :

1. Barre de Malm.
2. Schistes siliceux.
3. Grès calcaire.
4. Passée de quartzites rhétiens.

5. Alternance de calcaires et de schistes.
6. Dolomie.
7. Lambeaux de Rhétien.
8. Calcaires et schistes (cf. 5).
9. Passée de dolomie.
10. Alternances de calcaires et de schistes (cf. 5 et 8). Les calcaires contiennent de nombreuses coquilles de *Lamellibranches* en général brisées et en particulier une forme déterminable : *Placunopsis* sp. (Trias moyen à Crétacé supérieur). Le faciès rappelle celui des calcschistes fossilifères affleurant sous le Rocher du Bonhomme.
11. Cargneules.
12. Alternance de calcaires et de schistes (cf. 5, 8, 10).
13. Grès à ciment calcaire. S'agit-il de Grès Singuliers ?
14. Schistes noirs siliceux.
15. Grès à ciment calcaire (cf. 13) présentant une zonation de couleurs.

Commentaire :

Cette deuxième coupe illustre d'une part la difficulté qu'il y a à dégager une succession stratigraphique cohérente, d'autre part la présence probable d'Hettangien. Le problème des éventuels "Grès Singuliers" reste posé.

3°/- Conclusions :

L'étude des écailles du Col du Bonhomme apporte des éléments nouveaux à la compréhension de la couverture de la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc. Elle met en évidence l'existence de Lias inférieur et en particulier d'un faciès de calcaire à Entroques n'affleurant pas sur le bombement du Mont-Blanc lui-même. Mais elle pose surtout de nombreux problèmes :

- comment expliquer le fait qu'on ne trouve les calcaires à Entroques que dans la zone d'écailles du Col du Bonhomme et non dans la couverture autochtone elle-même ? S'agit-il de lambeaux de la nappe de Roselette ?

- les grès calcaires représentent-ils des lambeaux de Grès Singuliers ou correspondent-ils à une autre formation ?

- enfin, juste au-dessus de la Balme, dans une écaille de calcaire à Entroques voisinant avec un faciès proche des Grès Singuliers j'ai trouvé une *Nantiloculine* (détermination Madame Neumann) impliquant un âge Oxfordien moyen à Aptien. Ce fossile prouve bien l'existence de terrains postérieurs au Lias mais le fait qu'on l'ai trouvé dans une écaille empêche de proposer une hypothèse quant à sa position véritable. Pour ma part je pense qu'il s'agit probablement non pas d'un lambeau de couverture autochtone, mais d'une écharde de la nappe de Roselette repincée à l'avant du Mont-Blanc.

IV. STRATIGRAPHIE DE LA NAPPE DE ROSELETTE.

A. LA SERIE DE L'UNITE DE ROSELEND.

1°/- Historique :

Cette unité a été décrite par P. Landry en 1976, sous le nom de "série de Roselend". L'auteur la considère en effet comme la couverture parautochtone du massif cristallin de Belledonne. Il décrit cette série à hauteur de la retenue de Roselend et y adjoint, vers le Nord, une écaille : la "série charriée de Roselette", observable au Col du Joly et définie par C. Bordet en 1961 (à cette "série charriée" correspond "l'écaille inférieure de Roselette" sur la carte de Saint Gervais les Bains au 1/50.000, 1976). Les terrains constituant cette écaille avaient déjà été décrits, du point de vue stratigraphique, par R. Trümpy, en 1952. Je reviendrai ci-dessous à sa description et à ses datations, à propos de la coupe du Col du Joly à l'Aiguille de Roselette.

2°/- Coupe du Col du Joly à l'Aiguille de Roselette : (fig. 25)

L'unité de Roselend chevauche celle du Mont Joly par l'intermédiaire d'un coussinet de cargneules et de gypses bien développé au Col du Joly. Les terrains constituant l'unité de Roselend sont observables entre le Col du Joly et l'Aiguille de Roselette, le long de l'arête joignant ces deux points (par contre en contrebas de l'arête, vers les Contamines-Montjoie, cette série est pratiquement toujours masquée par la végétation et les affleurements ne sont que sporadiques).

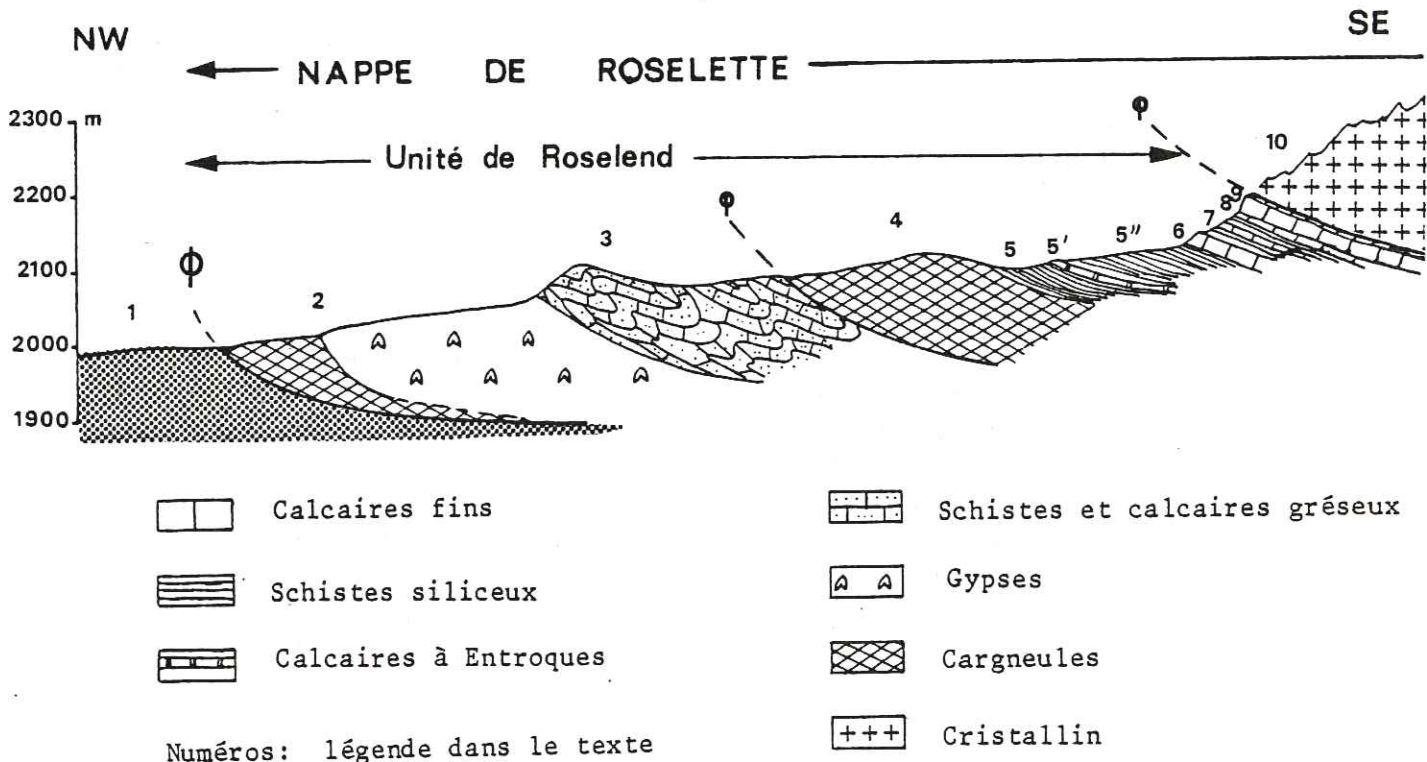


Fig. 25 : Coupe du Col du Joly à l'Aiguille de Roselette.

a- Description de la coupe.

1. Séries triasico-liasiques de l'Unité du Mont Joly.
2. Cargneules et gypses.
Les cargneules ont un faciès bréchoïde plus ou moins grossier ; elles peuvent emballer de petits fragments de schistes mordorés triasiques.
Les gypses sont saccharoïdes, de couleur blanche en général, mais parfois légèrement rosée ou jaunâtre, en bandes colorées bien régulières. Ces gypses présentent des entonnoirs de dissolution qui permettent de deviner cette formation même là où elle est recouverte par les alpages.
Les gypses et les cargneules peuvent être mêlés.
3. Importante masse replissée de calcaires et de schistes formant la butte de la Tête du Lac de Roselette. Le pendage général est d'environ 30 à 45° vers l'Est ; l'épaisseur est très difficile à estimer (une centaine de mètres ?). Les calcaires sont gris à la cassure, avec une patine grise également, parfois un peu bleutée ou beige. Leur surface est souvent finement gaufrée. On y trouve quelques fragments de Belemnites.
En lame mince on constate qu'il s'agit de calcaires microsparitiques complètement recristallisés.
4. Cargneules.
5. Schistes noirs, siliceux, un peu ferrugineux. La surface des plaquettes de schistes est mate. Ils ne présentent pas de nodules.
Ces schistes contiennent des chloritoïdes en rosettes visibles au fort grossissement ; nous discuterons de l'importance de ces chloritoïdes au chapitre "Tectonique".
- 5'. Passée de 2 à 3 mètres de calcaires très légèrement gréseux. En lame mince on peut observer quelques Entroques assez mal conservées.
- 5". cf 5
Schistes siliceux avec des traînées beiges plus calcaires. Vers le haut, ces schistes deviennent plus calcaires, s'intercalent de petits bancs de calcaires et passent progressivement à la formation suivante. L'épaisseur de 5 + 5' doit être d'une cinquantaine de mètres environ.
6. Ressaut de 10-15 mètres de calcaires sublithographiques à patine gris clair, à cassure gris-bleu foncé. En lame mince on voit une micrite très fine avec parfois des lits microsparitiques. Aucune faune n'est discernable.
7. 25 à 30 mètres de calcschistes gris à cassure presque noire. Ce niveau, plus tendre que les deux barres qui l'encadrent, forme une dépression sur l'arête.
8. Barre calcaire de 15-20 mètres formant un deuxième ressaut bien marqué, juste sous le cristallin de Roselette. Ces calcaires gris à patine claire sont en tous points identiques à 6.
9. Niveau de calcschistes laminés tectoniquement. Il s'agit probablement de la partie supérieure complètement écrasée de la barre 8.
10. Cristallin de Roselette. Le contact de base de ces gneiss est parallèle aux couches sous-jacentes.

b- Problème des datations.

Pour R. Trümpy, qui a étudié cette coupe en 1952, les niveaux 4 à 9 correspondent à une série complète allant du Trias au Crétacé supérieur (Urgonien). Il reconnaît que cette série n'a pas livré de fossiles déterminables. Cependant des Calpionnelles, "douteuses" comme il le dit lui-même, lui permettent de dater le Berriasien-Valanginien. Pour les autres terrains, il se base sur des analogies de faciès avec les terrains helvétiques situés en arrière du Mont-Blanc.

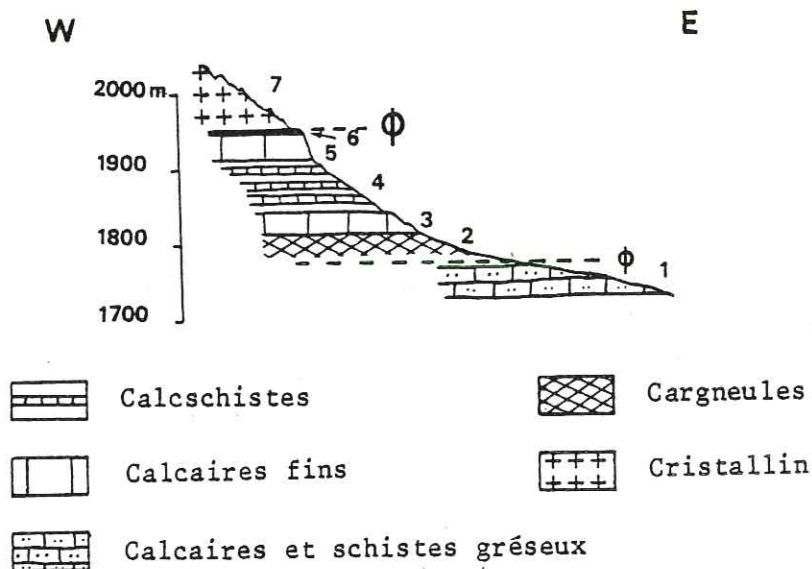
En l'absence d'arguments paléontologiques, nous ne pouvons pas dater les terrains de cette coupe. Nous allons donc simplement proposer l'hypothèse la plus vraisemblable en tenant compte des points suivants :

- . Les barres de calcaire 6 et 8, datées respectivement du Malm et de l'Urgonien par R. Trümpy, sont en fait identiques comme le révèle l'examen à la fois à l'oeil nu et en lame mince. L'attribution de la deuxième barre au Crétacé supérieur n'est absolument pas justifiée. Le faciès de calcaire sublithographique gris de ces deux barres correspond tout à fait au *Malm* connu dans la région.
- . Nous n'avons aucun argument pour donner un âge aux calcschistes compris entre les deux barres de Malm. Sont-ils en position anticlinale ? (ce qui entraînerait un âge berriasien). Sont-ils séparés de l'une des barres par un contact tectonique ? Toutes les éventualités sont possibles.
- . Les schistes 5, par leur aspect et leur nature entièrement siliceuse, pourraient être rattachés soit à l'Aalénien, soit à l'Oxfordien connus dans la région. Cependant, deux points nous font pencher pour leur attribution à l'Oxfordien :
 - la surface de ces schistes est en général assez mate, et non brillante comme celle des schistes aaléniens (il ne s'agit cependant pas d'un critère rigoureux).
 - ces schistes semblent passer progressivement au Malm 6.
- . Les calcaires et schistes 3 sont assez différents, par leur aspect extérieur et en lame mince, des séries liasiques du Mont Joly. D'autre part, plus au Sud, sur le chemin du Col de Sur Frêtes (cf. S. Triboulet), on peut observer le passage de ces calcaires aux schistes siliceux supposés oxfordiens. Enfin P. Landry y a trouvé des niveaux à petits débris de dolomie semblables à ceux décrits par L.W. Collet (1943) dans la nappe de Morcles, par J. Rosset (1957), par J.C. Carfantan (1975) dans la chaîne des Aravis et datés du Bajocien.

En conclusion nous considérerons que les niveaux 3 correspondent à du Bajocien, les niveaux 5 et 5' à de l'Oxfordien et les barres calcaires 6 et 8 à du Malm.

3°/- Coupe entre Roselette et les Prés : (fig. 26)

Cette coupe permet d'observer, du côté oriental cette fois, les terrains sous-jacents à la klippe cristalline de Roselette.



Numéros: légende dans le texte

Fig. 26 :

- Coupe entre Roselette et les Prés.

a- Description.

De bas en haut on peut relever la coupe suivante :

1. Calcaires et schistes affleurant du haut de la forêt (cirque du Nant Borrand) jusqu'au chemin des Prés. Ce sont des calcaires gris, un peu gréseux, à patine beige, légèrement gauffrés, identiques à ceux de la Tête du Lac de Roselette (cf niveau 3 de la coupe précédente).
- lacune d'observation.
2. Cargneules bréchiques plus ou moins masquées par les éboulis de socle provenant de la klippe et la végétation.
- lacune d'observation.
3. Barre subhorizontale de 20 m environ de calcaire. Ce calcaire est gris-bleuté, très fin, à cassure conchoïdale, plus foncée que la patine; il est complètement schistosé et a acquis un débit en plaquettes.
4. Calcaires et schistes à patine ocre. Ils sont replissés, et ceci de manière beaucoup plus souple que les calcaires sous et sus-jacents. Il est devenu impossible de distinguer quoique ce soit en lame mince.
5. Barre de 30 m environ de calcaire, pendant très légèrement vers l'Ouest. Il s'agit d'un calcaire gris-bleuté, identique à 3 mais encore plus déformé. On y observe de nombreux filons replissés et des surfaces lustrées de calcite.
6. Niveau de 50 cm de calcaires complètement écrasés.
7. Cristallin de Roselette.

b- Renseignements complémentaires tirés de cette coupe.

Cette coupe, moins complète que la précédente, permet toutefois de retrouver les mêmes terrains (1: Bajocien ; 3 et 5: Malm). Seuls manquent les niveaux 5, 6 et 5' de la coupe du Col du Joly. Cette absence peut être due à une lacune d'observation ou à un laminage tectonique.

En continuant le chemin des Prés vers le Sud, on trouve en éboulis, juste au-dessus du chemin, des morceaux de cargneules et de grès blanc ou roussâtre. Malheureusement en cet endroit, la coupe complète n'est pas visible, elle est masquée par la végétation et les éboulis de socle.

Les grès en question sont constitués essentiellement d'éléments de quartz (de taille assez hétérogène), mais contiennent également quelques plagioclases. Le ciment est calcitique. Or les seuls grès connus aux environs sont les grès permo-triasiques et les Grès Singuliers de la couverture autochtone du Mont-Blanc. Bien qu'il soit impossible de trancher définitivement, le rapprochement des grès des Prés avec les Grès Singuliers est le plus probable. En effet ces derniers, tout comme les grès des Prés, sont dépourvus des grains de quartz roses et verts qui caractérisent les grès permo-triasiques. D'autre part, tous deux ont beaucoup plus de ciment que les grès permo-triasiques et ce ciment peut être calcaire. Or le ciment des grès permo-triasiques n'est jamais calcaire.

Les grès trouvés sous Roselette ne contiennent que des grains de quartz blancs. En lame mince, on peut observer des éléments de quartz essentiellement, mais aussi des plagioclases, le tout noyé dans un ciment calcaire. Les échantillons font fortement effervescence, comme les Grès Singuliers supérieurs (ce sont en effet les Grès Singuliers du haut de la série qui contiennent le plus de calcaire, et non les niveaux inférieurs).

Les grès des Prés ont été trouvés en éboulis, mêlés à des cargneules. Comme ils n'ont pas été observés dans la coupe complète du Col du Joly, on peut supposer qu'ils proviennent du coussinet de cargneules qui marque un contact tectonique au sein de l'Unité de Roselend. Ces grès pourraient donc avoir été râclés, arrachés au sommet de la couverture autochtone du massif cristallin du Mont-Blanc au moment du passage de l'Unité de Roselend par dessus ce dernier.

4°/- Conclusion :

L'unité de Roselend est représentée par un ensemble de terrains très intensément déformés, plissés, écaillés, ce qui rend difficile, voire quasiment impossible, l'établissement d'une colonne stratigraphique. D'autre part, *aucun fossile déterminable n'y a jamais été découvert*. Il convient donc de rester extrêmement prudent et d'avoir toujours présent à l'esprit le fait que les âges donnés ne sont que des estimations faites à partir de comparaisons de faciès (fig. 27).

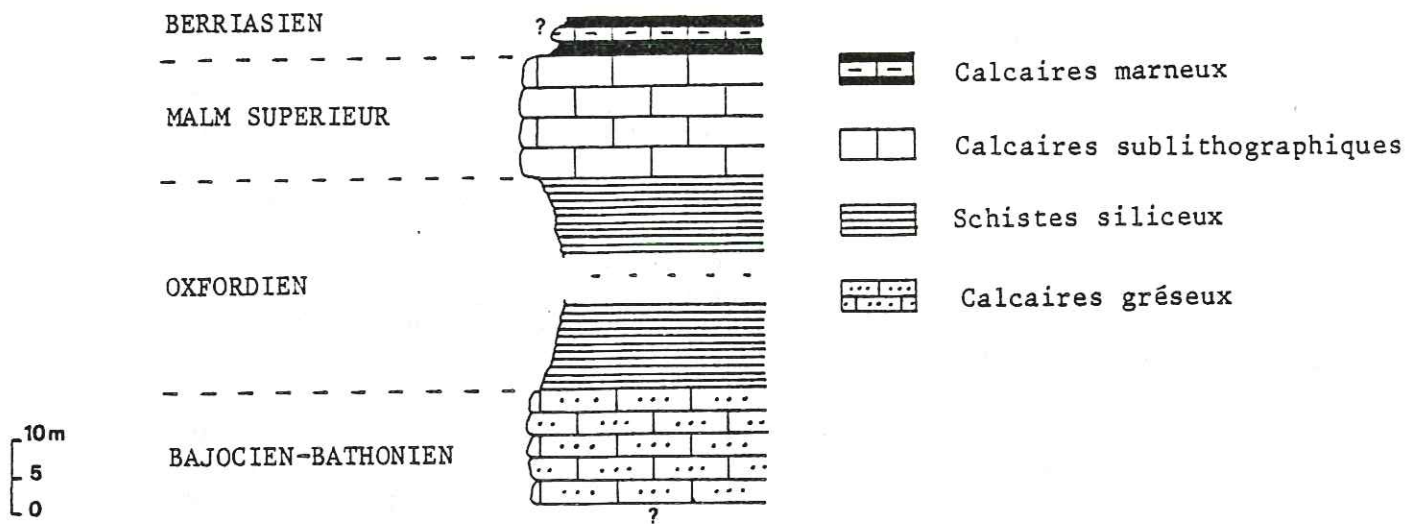


Fig. 27 : Colonne synthétique hypothétique de l'Unité de Roselend.

L'Unité de Roselend représente en réalité non pas une unité à part entière, mais plutôt une écaille complexe, un véritable coussin tectonique servant de semelle à la nappe de Roselette. Cet ensemble, d'origine ultra Mont-Blanc, a arraché en passant par dessus l'extrémité méridionale de celui-ci des lambeaux du sommet de la couverture autochtone.

B. LA SERIE DES UNITES DE ROSELETTE ET DU ROCHER DU VENT.

1°/- Introduction :

Ces unités représentent le corps même de la nappe de Roselette. Elles ont le même contenu stratigraphique.

L'unité de Roselette, la plus externe, repose sur l'unité de Roselend et ne se retrouve pas à l'arrière du massif du Mont-Blanc. Elle porte le nom qui correspond au plus important des lambeaux de cristallin qui jalonnent sa base. C'est cette unité de la nappe de Roselette qui présente la succession de terrains la plus complète, en particulier dans la partie méridionale du terrain d'étude (cf. S. Triboulet, 1980).

L'unité du Rocher du Vent, par contre, se retrouve de part et d'autre de l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc. Le diverticule interne correspond à la Tête Sud des Fours. Au Sud de la terminaison du Mont-Blanc, les deux diverticules se rejoignent et sont représentés par l'ensemble du Rocher du Vent qui a donné son nom à l'unité.

2°/- Travaux antérieurs :

Sur la carte de H. Schoeller (1929), les terrains constituant ces unités sont représentées simplement comme une alternance de barres de Lias calcaire (Lias inférieur) séparées par des synclinaux de Lias schisteux (Lias supérieur). La découverte de Nummulites par G. Mennessier (1965) dans une des barres du Rocher du Vent a remis en cause cette interprétation.

P. Landry (1976), qui a étudié ces terrains, a réussi à caractériser l'Oxfordien (auparavant représenté en Lias supérieur) grâce à des Ammonites découvertes sur le flanc du Rocher du Vent, au-dessus de Plan Voret. Il s'agit de *Peltoceras* (*Parawedekindia*) sp (Schind). Plus loin vers le Sud (Roc Marchand), dans un faciès identique, les fossiles suivants ont été déterminés :

Peltoceras (*Parawedekindia*) sp. Schind ;
Sowerbyceras sp. Parona et Bonarelli ;
Phylloceras sp. Suess ;
Cardioceras (*Cardioceras*) sp. Neumayr et Uhlig.

D'autre part, P. Landry a distingué deux ensembles dans ce que nous appelons unités Roselette et Rocher du Vent : l'unité de la Gitte, consistant en une série transgressive sur une lame de socle et comprenant des terrains allant de l'Aalénien au Malm, et la couverture parautochtone du massif du Mont-Blanc, pouvant aller jusqu'au Nummulitique (représenté par des olistolithes de socle), ployée en anticlinal et simplement décollée au-dessus des Grès Singuliers .

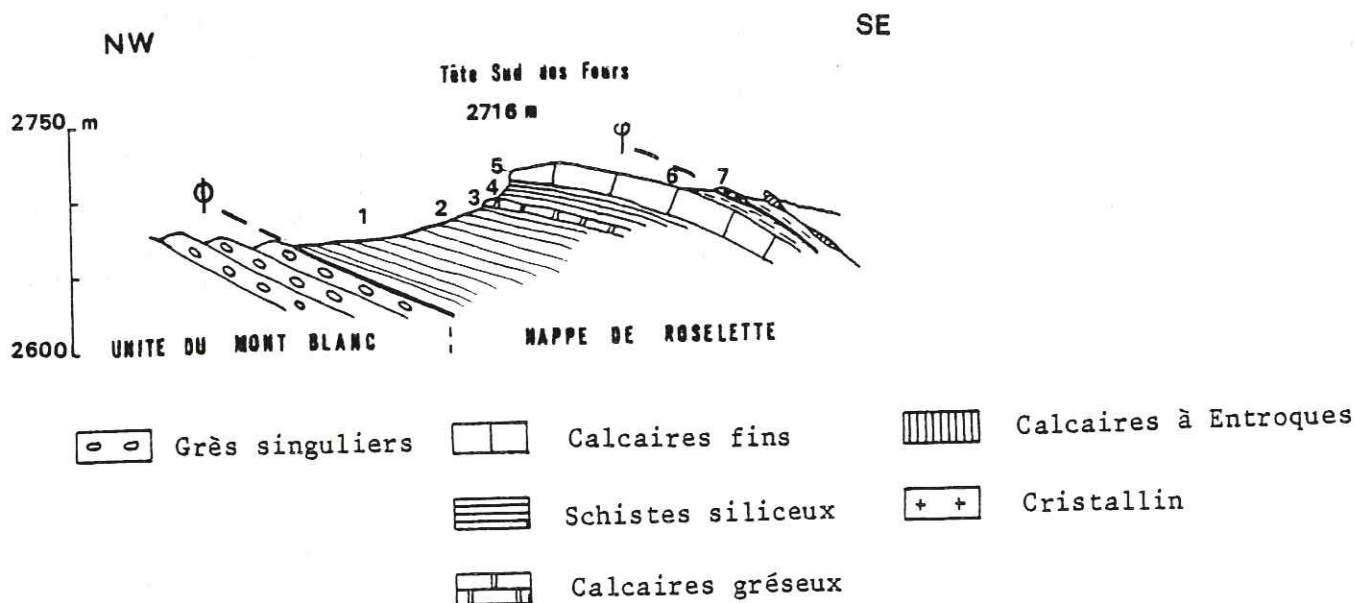
L'interprétation de la carte de Saint-Gervais-les-Bains au 1/50.000 est tout autre : les termes que nous décrivons dans ce chapitre appartiennent à la nappe écaillée de Véry-Roselette. Les écailles situées à l'avant de l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc sont constituées de Malm et de "Néocomien possible" ; celles situées à l'arrière sont constituées de Lias essentiellement et d'un peu de Malm.

Cette rapide récapitulation des attributions stratigraphiques antérieures permet de mettre en évidence le fait qu'elles sont très problématiques et, en l'absence de fossiles, toujours discutables.

3°/- Coupe de la Tête Sud des Fours : (fig. 28)

a- Localisation et description.

Cette coupe, située juste à l'arrière de l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc, s'observe entre le Col des Fours (2665m) et la Tête Sud des Fours (2716m).



Numéros: commentaire dans le texte

Fig. 28 : - Coupe de la Tête Sud des Fours.

Sur les Grès Singuliers (en dalles pentées de 25 à 30° vers le SE) du sommet de la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc vient en contact tectonique la série de la Tête Sud des Fours.

De bas en haut en rencontre les terrains suivants :

1. 30 m environ de schistes siliceux noirs très replissés.
2. Niveau de 1,50 m à 2 m ; intercalations de schistes noirs et de calcaires sableux à patine striée de beige, de type "arenarie zonate" (cf. auteurs italiens dont M.B. Cita, 1953). Le calcaire est laminé. En lame mince, on constate qu'il est complètement recristallisé.
3. 2 m de calcaires méconnaissables, sillonnés de filonnets de quartz et de calcite.
4. 10 m environ de schistes siliceux noirs en grande partie masqués par des éboulis de calcaire à filons de calcite provenant de la dalle sommitale. Le passage au niveau 5 semble progressif.
5. Dalle de 7 m d'épaisseur environ de calcaire gris fin, à cassure sombre, à patine claire, se débitant en plaquettes. Ces calcaires forment le replat du sommet de la Tête Sud des Fours (2716m). Ils descendent en pente douce (20° environ) jusqu'à l'altitude 2690m.

6. Passée de quelques mètres de schistes noirs siliceux.
7. Ecaille de cristallin écrasé.

b- Interprétation de cette coupe.

Cette coupe n'a fourni aucun fossile. Seules les comparaisons de faciès permettent de proposer un âge ; deux éventualités se présentent :

1ère hypothèse.

On suppose que la série est continue :

- les schistes siliceux peuvent être aaléniens ou oxfordiens.
 - la barre inférieure, bien que très peu épaisse, présente plusieurs faciès entre la Tête Sud des Fours et le Col de la Croix du Bonhomme.
 - . calcaires sableux striés.
 - . calcaires "en sandwich" : alternance de lits de calcaire gris homogènes et de lits très gréseux beiges, en relief par rapport aux lits calcaires.
 - . calcaires à patine jaunâtre et à "taches noires" ; ces taches noires se révèlent être des Entroques très déformées.
- Ces calcaires pourraient être bajociens, mais d'autres possibilités ne sont pas exclues.
- la barre de calcaire supérieure a le faciès typique du Malm.

On aurait donc la succession suivante :

1. Aalénien.
- 2 et 3. Bajocien.
4. Oxfordien.
5. Malm.
- 6 et 7. Contact anormal. Début de l'unité suivante.

2ème hypothèse.

Cette deuxième hypothèse découle de l'observation du prolongement de la coupe de la Tête Sud des Fours dans la falaise surplombant le vallon de la Sausse. En cet endroit, la coupe n'est pas accessible. On observe, comme dans la coupe précédente, la succession suivante, de bas en haut :

- schistes.
- petite barre de calcaire.
- schistes.
- dalle calcaire (plus importante que la barre inférieure).

Deux éléments nouveaux apparaissent :

- la barre inférieure est discontinue.
- elle se présente comme un rouleau anticlinal étiré.
(cf. fig. 29).

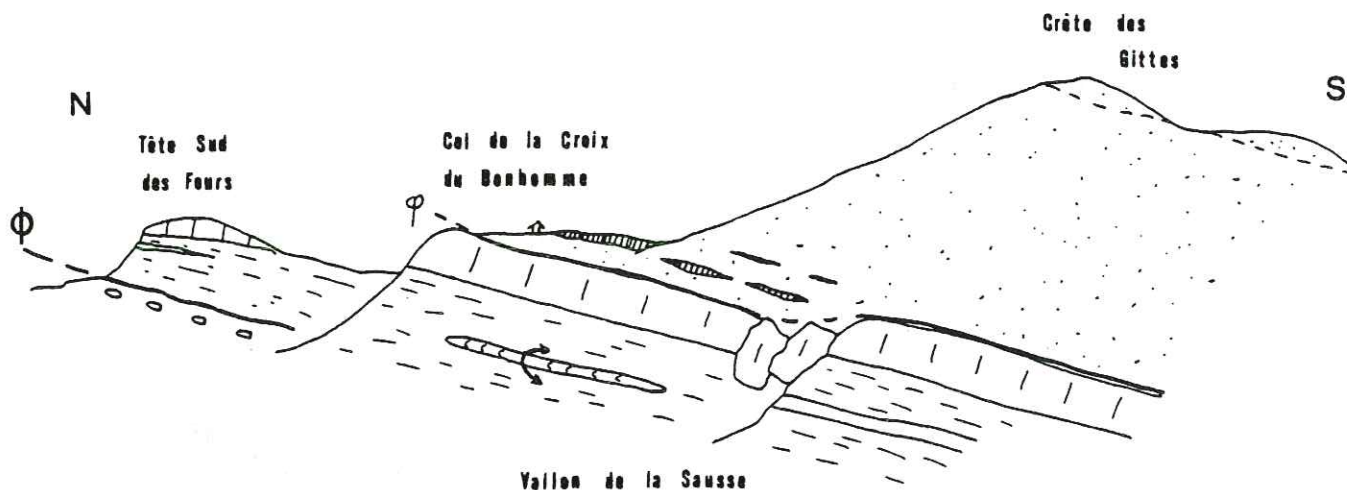


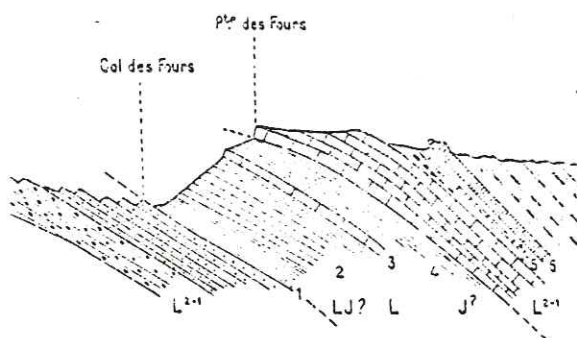
Fig. 29 : Vue du flanc oriental du vallon de la Sausse.

La coupe de la Tête Sud des Fours peut donc s'interpréter de la manière suivante :

1. Oxfordien.
- 2 et 3. Bajocien en coeur anticlinal étiré et laminé probablement en contact anormal avec l'Oxfordien sus-jacent donc l'épaisseur est très réduite par rapport au niveau (1).
4. Oxfordien aminci tectoniquement.
5. Malm.

Remarques.

- La même coupe est également observable sur le sentier allant du Col de la Croix du Bonhomme au Nant des Lotharets.
- Nous pouvons citer pour comparaison la coupe de la Tête Sud des Fours faite par H. Schoeller (1929) (fig. 30).



Légende :

L: Rhétien ; L²⁻¹: Grès Singuliers à l'Ouest du Col des Fours ; L: Lias indéterminé ; 1: schistes noirs liasiques ; 2 et 4: schistes et calcaires peut être du Jurassique moyen ; 3: calcaire à Entroques ; 5: schistes noirs contenant un banc de grès quartziteux ; 6: calcaires à Entroques au-dessus desquels sont des schistes à miches du Lias supérieur ; J: calcaires et schistes appartenant probablement au Jurassique moyen.
Les traits discontinus représentent les lignes de contact anormal.

Fig. 30 : Coupe de la Tête Sud des Fours par H. Schoeller (1929).

4°/- Coupe des Aiguilles de la Pénaz :

Alors que la coupe précédente permettait de décrire la succession des terrains à l'arrière du Mont-Blanc, celle-ci correspond à ce qui se trouve actuellement à l'avant de celui-ci.

Elle nous permet d'observer à la fois la partie interne de l'unité de Roselette (correspondant à l'unité de la Gitte de P. Landry et observable surtout sur le terrain de S. Triboulet) et la branche occidentale de l'unité du Rocher du Vent.

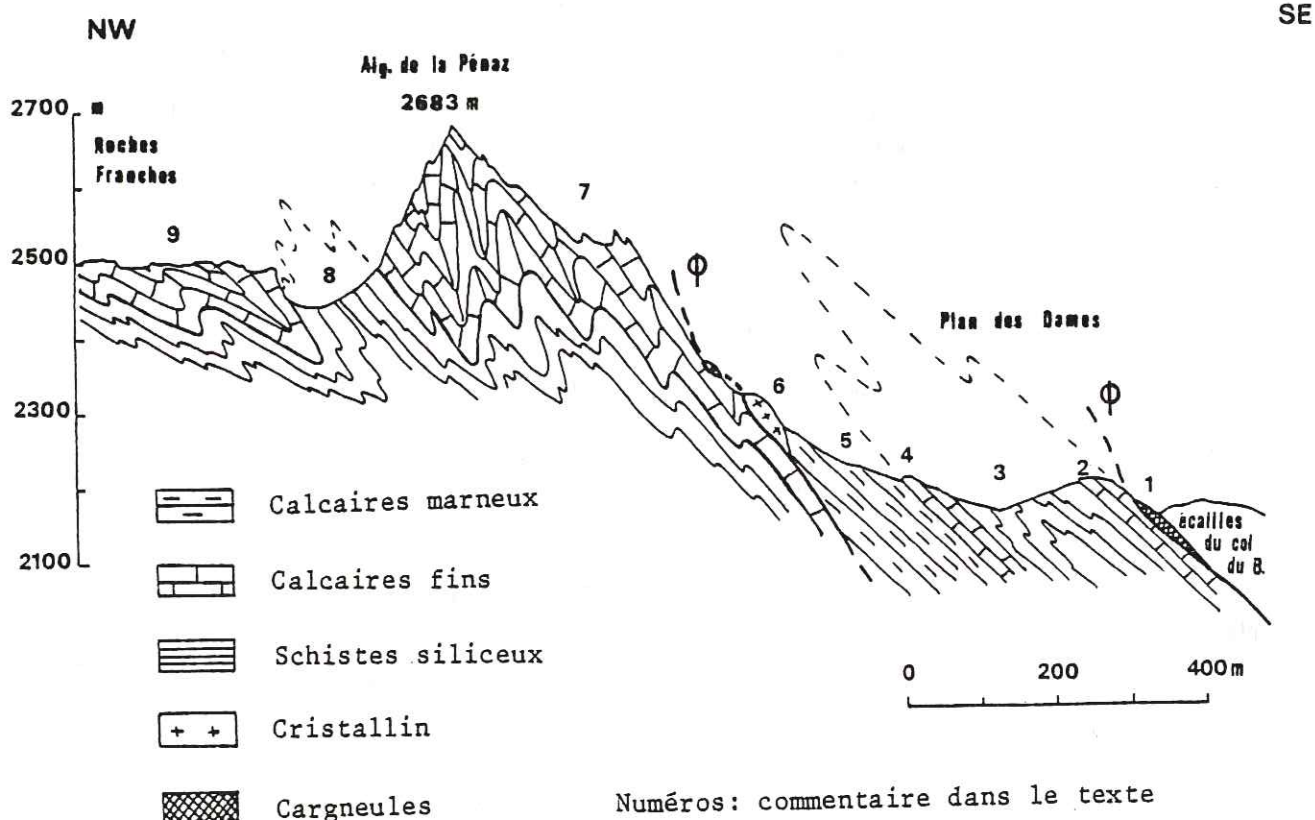


Fig. 31 : - Coupe des Aiguilles de la Pénaz.

D'Est en Ouest nous pouvons observer les terrains suivants :

1. cargneules correspondant au contact tectonique séparant l'unité du Rocher du Vent des écailles du Col du Bonhomme.
2. calcaires de type Malm (calcaires sublithographiques, à patine claire, à cassure gris foncé, pouvant se débiter en plaquettes) très microplissés, avec de nombreux filons.
3. schistes siliceux noirs comprenant parfois de fines intercalations calcaires. Ce faciès correspond à l'Oxfordien connu dans la région (l'Aalénien, lui, n'est jamais calcaire).
4. calcaires de type Malm très tectonisés également, idem à 2.
5. schistes et calcaires marneux gris. Cette formation est différente de l'Oxfordien (3). En effet :
 - les schistes sont gris et mats, et non noirs et brillants. Ils sont légèrement calcaires.
 - l'essentiel de la série est constitué par des calcaires marneux à aspect satiné, à toucher doux, faisant une légère effervescence à l'acide. Ce faciès n'est pas connu dans l'Oxfordien.

La position et le faciès de cette formation impliquent la probabilité d'un âge berriasien.

6. Deux lambeaux de socle mylonitisé marquant le contact entre l'unité du Rocher du Vent et l'unité de Roselette.
7. Calcaire de type Malm (identique à (2) et (4)) formant les Aiguilles de la Pénaz. Il est extrêmement replissé en plis très aigus bien visibles de la Balme.
8. Schistes siliceux noirs affleurant au Col des Chasseurs. Niveau identique à (3) : Oxfordien ?
9. Malm des Roches Franches (identique à (2), (4) et (7)).

La coupe se poursuit sur le terrain étudié par S. Triboulet où l'on peut observer par endroits, en allant vers le Sud-Ouest, une série inverse comprenant des terrains plus récents que le Berriasien et pouvant aller jusqu'au Tertiaire (barre Nummulitique du Rocher du Vent).

5°/- Panorama des Aiguilles de la Pénaz : (fig. 32)

Ce panorama permet d'observer le système de replis du Malm et de l'Oxfordien tel qu'il se présente au Col des Chasseurs. Le Malm des Aiguilles de la Pénaz est lui-même replissé. Enfin, c'est seulement du Col des Chasseurs que l'on peut voir, de loin, le contact de la série des Aiguilles de la Pénaz sur le socle de la Balme.

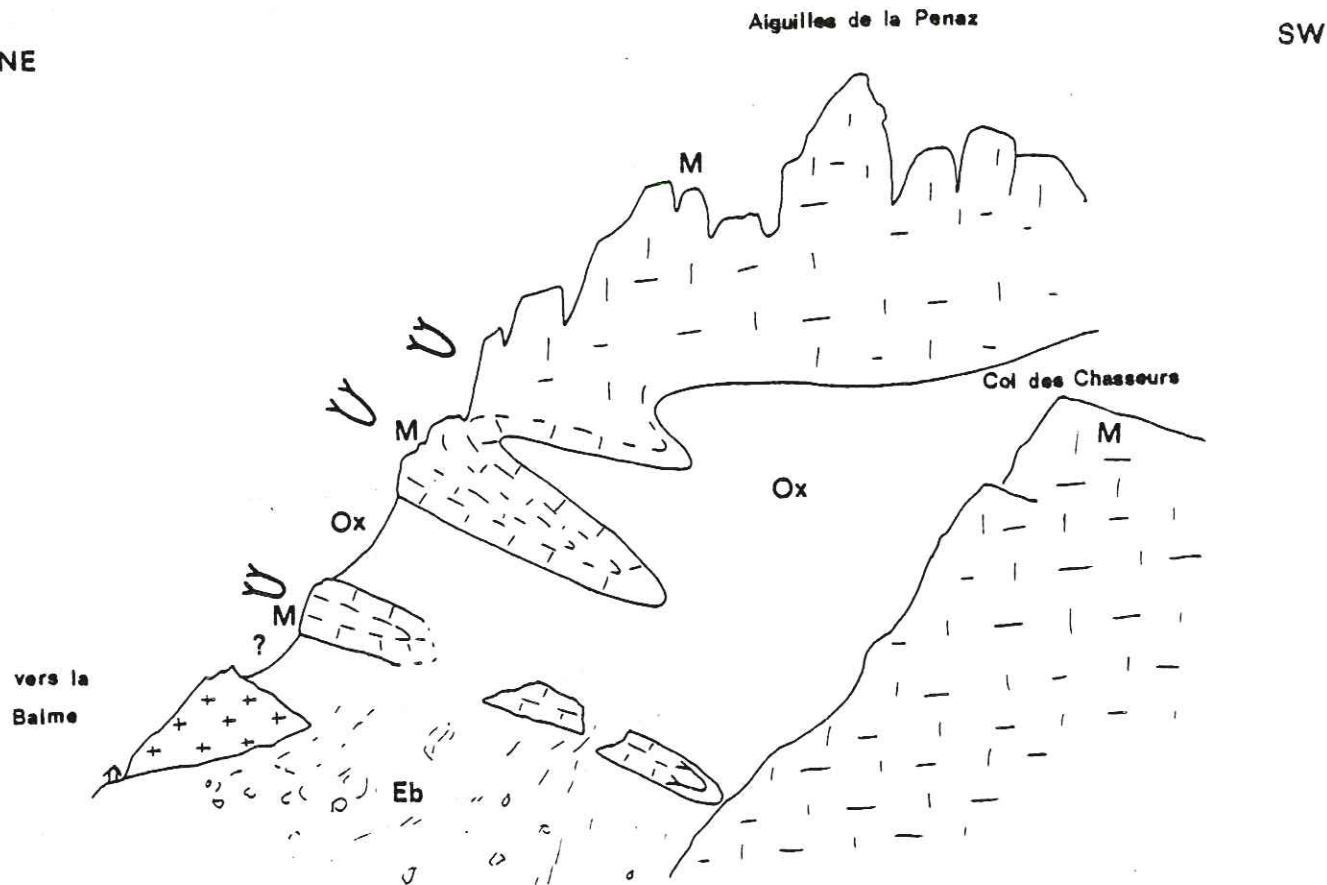


Fig. 32 : - Panorama des Aiguilles de la Pénaz (vues des Roches Franches).

6°/- Conclusions :

Comme dans l'unité de Roselend, mais cependant dans une moindre mesure, les terrains de ces unités sont extrêmement déformés; d'autre part le problème des datations se pose de la même manière.

La série, tronquée à la base, débute soit par de l'Aalénien, soit par du Bajocien. Elle se poursuit par de l'Oxfordien, du Malm et du Berriasien probable. Sur mon terrain, elle est également tronquée à son sommet. Il faudra donc se reporter au travail de S. Triboulet (1980) pour ce qui concerne le haut de la série, allant jusqu'au Nummulitique.

Les deux problèmes principaux auxquels on se heurte lorsqu'on essaie d'établir la colonne stratigraphique sont les suivants :

- il est impossible de donner l'épaisseur, même approximative, des terrains étudiés.
- le problème de l'Aalénien reste posé. Est-il présent dans cette unité ? Ou bien les schistes siliceux appartiennent-ils tous à l'Oxfordien ?

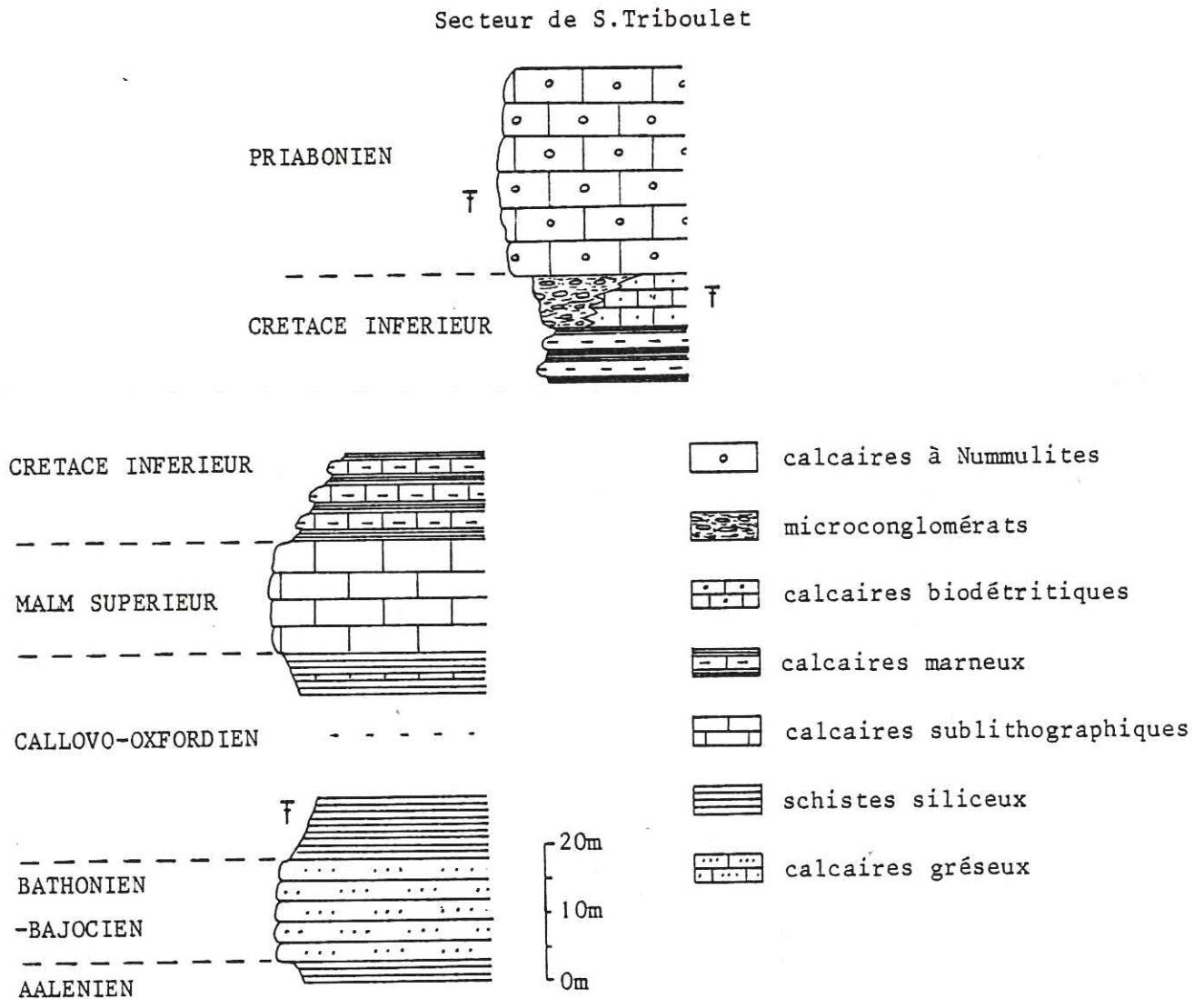


Fig. 33 : Colonne synthétique des unités de Roselette et du Rocher du Vent.

C. LA SERIE DE L'UNITE DE LA CRETE DES GITTES.

1°/- Introduction :

Cette unité correspond à l'élément le plus interne de la nappe de Roselette. Elle repose sur l'unité du Rocher du Vent par un contact tectonique, impliquant par endroits de petits lambeaux de cristallin (fig. 35).

Elle est représentée essentiellement par la Crête des Gittes qui s'étend entre le Plan de la Lai et le Col de la Croix du Bonhomme. Ce relief a donné son nom à l'unité. On la retrouve ensuite, vers le Nord, dans l'arête de la Tête Sud des Fours. A l'Est, elle est limitée par le "chevauchement pennique frontal". Le contact passe au Cormet de Roselend où il est signalé par un liseré de cargneules.

2°/- Coupe Crête des Gittes - Ruisseau de la Raja (fig. 34) :

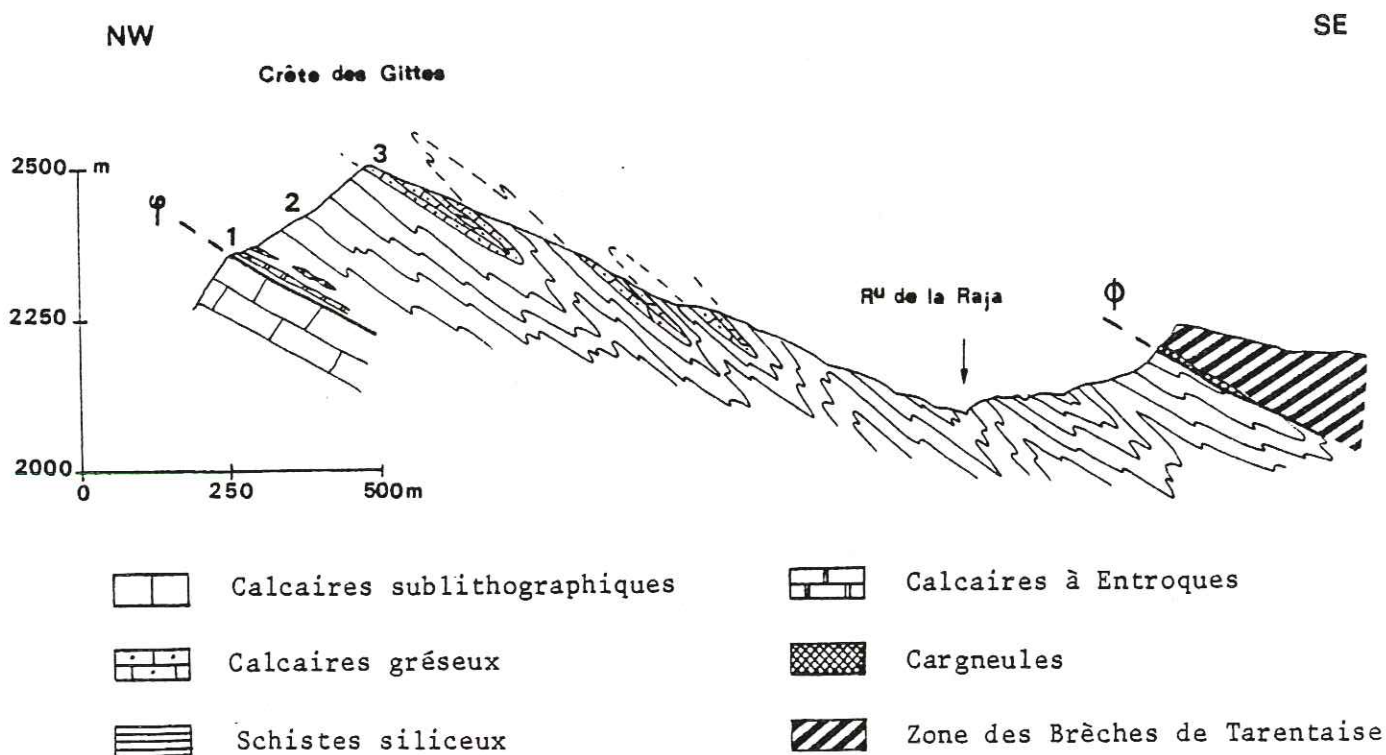
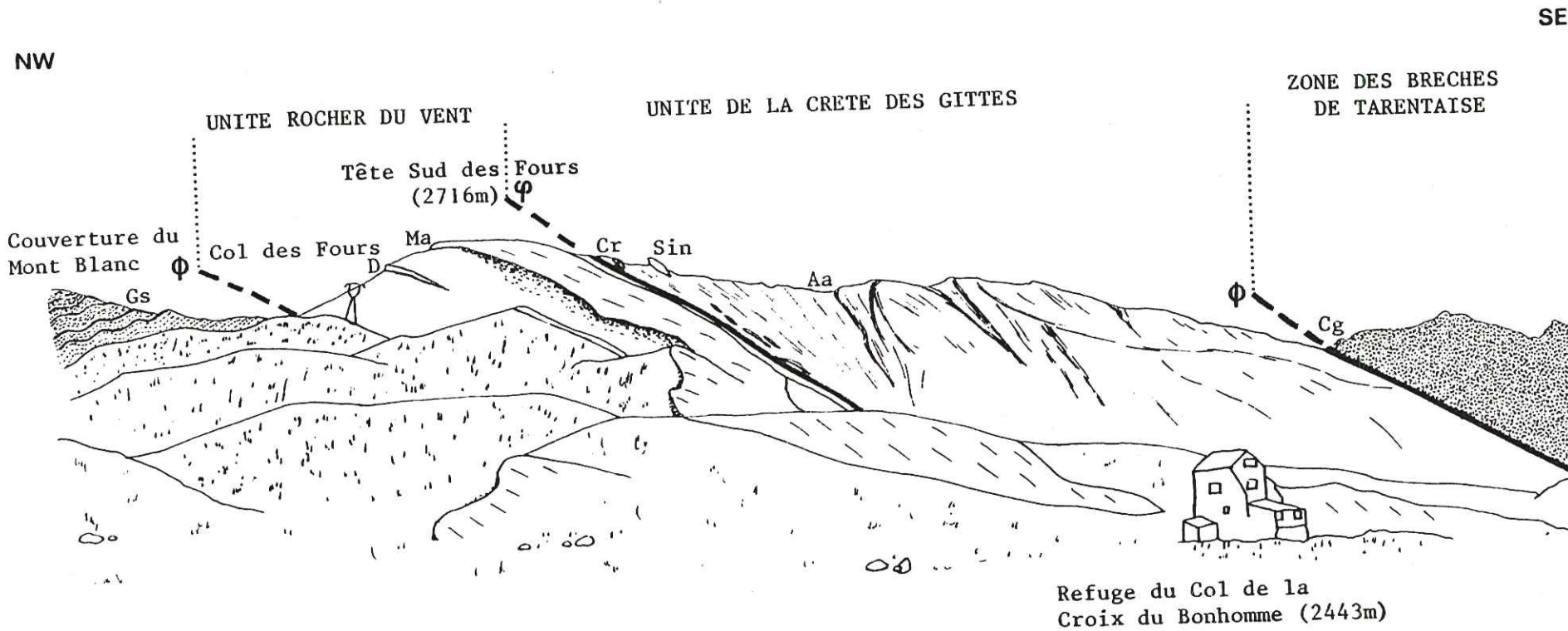


Fig. 34 : Coupe de la Crête des Gittes.

a- Calcaires à Entroques (niveau 1).

La base de l'unité de la Crête des Gittes est représentée par une bande discontinue, simple ou double, de calcaires à Entroques séparés de l'unité sous-jacente par une passée de schistes noirs dont l'épaisseur ne dépasse pas 10m. Ces schistes siliceux peuvent ne pas être présents et dans ce cas les calcaires à Entroques reposent directement sur le Malm de l'unité sous-jacente (c'est le cas au-dessus du Plan des Fours). Ces calcaires sont bien représentés au Plan de la Lai (la Petite Berge), sous la Crête des Gittes, au Col de la Croix du Bonhomme, sur l'arête de la Tête Sud des Fours, au Plan des Fours. Leur faciès est particulièrement bien observable à la Petite Berge. Il s'agit de calcaires à patine beige ou rousse (ce qui permet de les reconnaître



Légende : Ma: Malm ; D: Dogger ; Aa: Aalénien ; GS: Grès Singuliers ; Sin: Sinémurien ;
 Cg: Cagneules ; Cr: Cristallin.

Fig. 35 : Panorama de la Tête Sud des Fours (pris de la Crête des Gittes).

de loin dans le paysage car ils contrastent avec les roches encaissantes grises ou noires), à cassure gris bleuté, miroitante. La surface est parcourue de petits filons de quartz qui peuvent former un quadrillage irrégulier.

En lame mince, on constate que ces calcaires contiennent de nombreuses pièces d'Echinodermes, des fragments de tiges de Crinoïdes. Ce dépôt correspond à une thanatocoenose ; les Entroques ont été roulées, amenées par le sédiment. On trouve aussi dans cette roche quelques petits fragments de silex resédimentés ; ils sont angulaires, ce qui implique un transport bref. Enfin ces calcaires contiennent également quelques grains de quartz.

Une Arietite trouvée à la Grande Berge a permis à H. Schoeller (1929) de dater ces calcaires du Sinémurien. Ils contiennent également d'assez nombreuses Belemnites, la plupart du temps assez mal conservées. L'une d'elles pourrait cependant être *Nannobellus* sp. (dét. M. Combemorel).

b- Schistes siliceux (niveau 2).

Des schistes siliceux noirs, à patine brune, rouille ou mordorée, représentent la plus grande partie de cette unité. Ils contiennent des nodules allongés, eux aussi siliceux (ces nodules leur ont valu la dénomination par P. Landry de "schistes argileux à miches". Dans le paysage, ces schistes correspondent à des falaises (par exemple l'arête de la Tête Sud des Fours) ou à des alpages (par exemple les pâturages de la Raja). Ils peuvent donner lieu à des glissements de terrain qui se manifestent par des moutonnements visibles en photographie aérienne.

Ces schistes, dont le faciès est bien connu dans la région, sont classiquement attribués à l'Aalénien. La datation de la formation suivante (Dogger) confirme cet âge.

c- Calcaires gréseux (niveau 3).

Des niveaux plus durs et plus calcaires apparaissent en replis dans les schistes siliceux de la Crête des Gittes. Ils sont très schistosés et ne se présentent jamais en gros bancs. Leur surface grise, striée de beige, est parfois tachetée d'ankérite. Ils contiennent de nombreux grains de quartz détritiques organisés en lits, faisant saillie sur la surface.

En lame mince, on constate qu'il s'agit d'une microsparite plus ou moins grossière contenant des grains de quartz, quelques rares plagioclases détritiques et des Entroques. Le fait que des plagioclases aient pu résister implique que le transport des éléments détritiques a été assez rapide : les feldspaths n'ont pas eu le temps de s'altérer.

P. Landry signale que ces calcaires lui rappellent le faciès "arenarie zonate" (correspondant au Jurassique moyen) des auteurs italiens, dont M.B. Cita (1953).

D'autre part, H. Schoeller, en 1929, avait attribué ces calcaires au Jurassique moyen. Enfin, avec S. Triboulet (1980), nous avons trouvé, dans un faciès intermédiaire entre les schistes siliceux et les calcaires gréseux, une Ammonite légèrement déroulée : il s'agirait de :

Nannolytoceras sp. (?) du Dogger (dét. M. Mangold et M. Mouterde).

3°/- Conclusion :

La série de la Crête des Gittes, tronquée à son sommet et à sa base, représente une succession allant du Sinémurien au Dogger (fig. 36).

Comme pour les unités précédentes, on se heurte au problème de l'épaisseur des terrains ; encore une fois, seule une estimation peut être proposée.

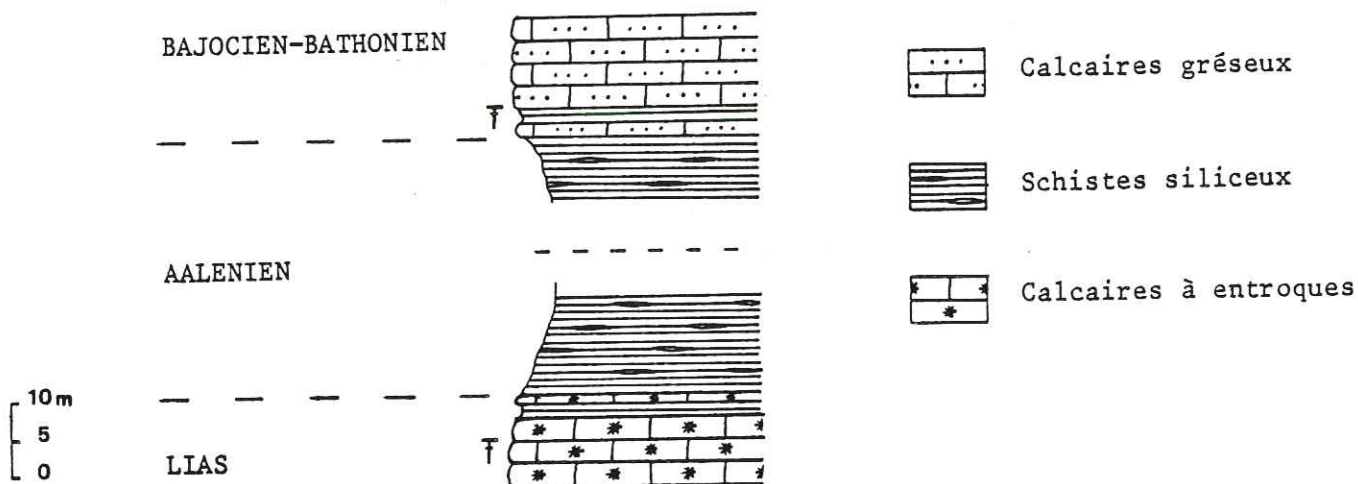


Fig. 36 : Colonne synthétique de l'unité de la Crête des Gittes.

D. CONCLUSIONS.

1°/- Colonne stratigraphique synthétique :

L'étude stratigraphique permet de constater que les trois unités décrites ci-dessus présentent des séries identiques (cf. colonnes synthétiques à la fin de la description de chaque unité). Cette analogie suggère l'idée d'une seule série originelle diverticulée tectoniquement à l'intérieur d'une nappe : la nappe de Roselette.

Au terme de l'étude des unités constituant cette nappe de Roselette, il est possible de proposer une colonne synthétique comprenant des terrains allant du Sinémurien jusqu'au Crétacé inférieur (et jusqu'au Nummulitique sur le terrain étudié par S. Triboulet, 1980).

cf. fig. 37.

2°/- Paléogéographie :

. La série débute par des calcaires à Entroques classiquement considérés comme des dépôts de plateforme. Cependant, les Encrines actuelles peuvent vivre en profondeur. D'autre part, l'observation en lame mince montre que les Entroques des écailles de Sinémurien sont roulées. Pour ces deux raisons, il pourrait donc s'agir d'un milieu de dépôt plus profond que le plateau continental.

. Les schistes siliceux de l'Aalénien, à nodules siliceux également, correspondent à un milieu de dépôt profond. En effet, ils se forment en dessous de la CCD (CCD: Carbonate Compensation Depth ; surface de compensation des carbonates), à une profondeur à laquelle tous les organismes calcaires sont dissous.

. Les calcaires gréseux attribués au Bajocien correspondent par contre à un milieu beaucoup moins profond et probablement au talus. Il s'agit essentiellement de laminites calcaires à nombreux grains de quartz détritique. On peut y observer des petites lentilles de sédiment ayant subi, l'une par rapport à l'autre, de très légers déplacements, témoins d'un milieu instable ou même d'une tectonique synsédimentaire.

. Le milieu redevient pélagique avec les schistes siliceux de l'Oxfordien. Vers le haut, ceux-ci peuvent inclure de petites passées calcaires indiquant des oscillations par rapport à la CCD.

. Viennent ensuite les calcaires sublithographiques du Malm. Ils ont le faciès typique des calcaires à *Calpionnelles* (bien que je n'aie pas vu ces organismes) qui correspondent à un faciès pélagique.

. La sédimentation se poursuit par des calcaires marneux et des schistes plus ou moins calcaires indiquant également un milieu profond.

En conclusion, on peut dire que les sédiments constituant la nappe de Roselette se sont déposés dans un contexte pélagique (soumis à de légères variations de profondeur, comme en témoignent les calcaires gréseux et les calcaires à Entroques).

Le caractère profond est marqué essentiellement par :

- le dépôt de schistes siliceux ;
- le développement de calcaires fins type Malm.

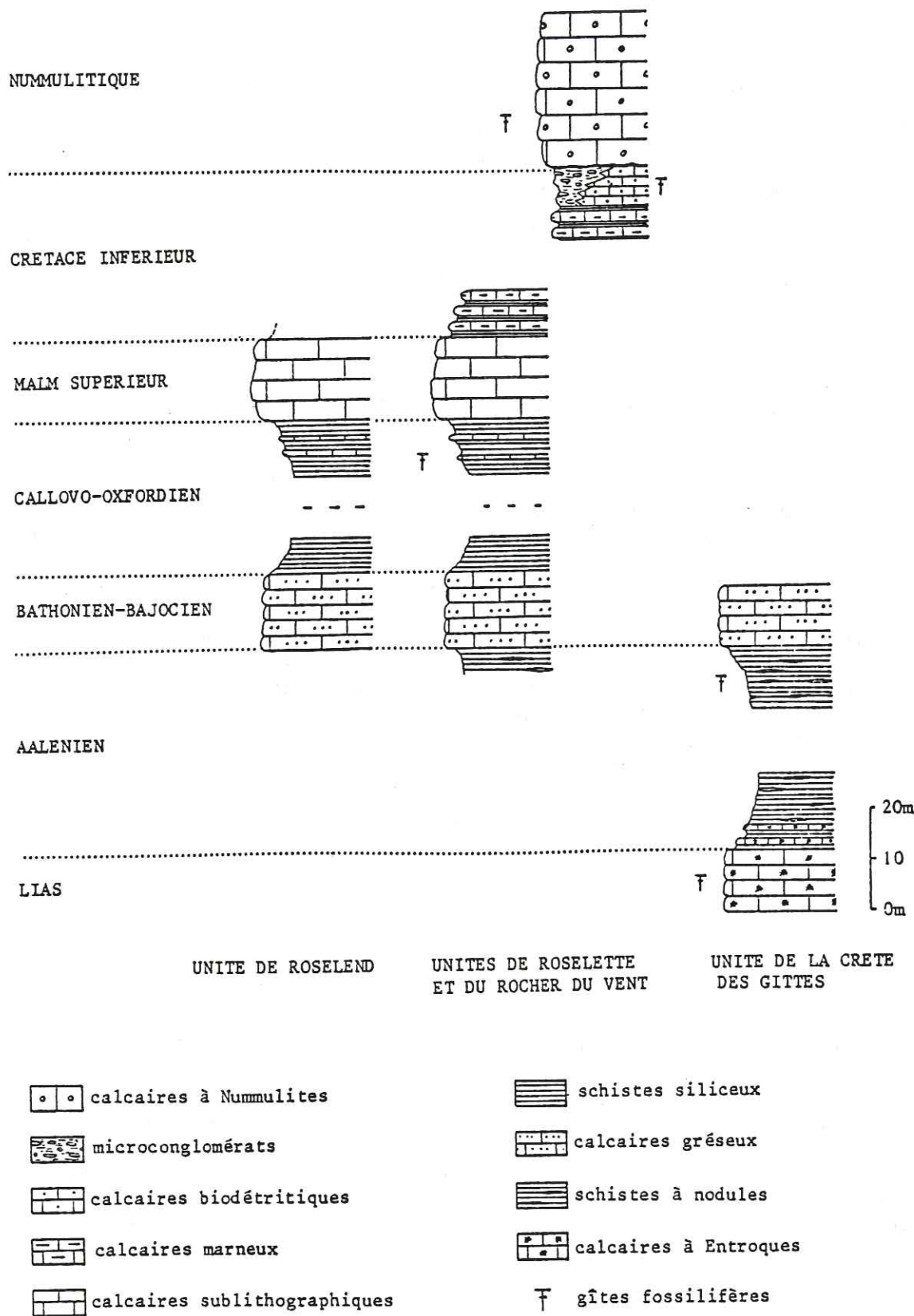


Fig. 37 : Reconstitution de la série stratigraphique de la nappe de Roselette.

V. CONCLUSIONS.

L'étude stratigraphique, dont les problèmes ont été soulignés au fur et à mesure de l'exposé, permet de proposer l'interprétation suivante : l'ensemble de la région étudiée représente la juxtaposition des trois grands types de séries correspondant à trois domaines paléogéographiques bien distincts au Jurassique inférieur :

- . le bassin dauphinois ;
- . le haut fond du Mont-Blanc ;
- . le bassin ultra Mont-Blanc.

A. LES UNITES DU DOMAINE DAUPHINOIS.

La région de l'Aiguille Croche et du Mont-Joly fait classiquement partie de la zone dauphinoise. Celle-ci connaît au Jurassique et au Crétacé inférieur une sédimentation compréhensive correspondant au dépôt de calcaires et de marnes dans un bassin à tendance subsidente. Le faciès Urgonien marque la fin de l'évolution du bassin dauphinois à proprement parler au Barrémo-Aptien. Les séries de l'ensemble Mont-Joly - Aiguille Croche sont essentiellement marno-calcaires et comprennent des terrains allant du Trias à l'Aalénien (ces termes jurassiques peuvent atteindre une épaisseur de 1000m). Elles appartiennent à la base des séries dauphinoises, dont la partie supérieure est largement représentée dans le massif des Aravis (cf. travaux de J. Rosset, 1957 ; J.C. Carfantan, 1975 et S. Rivano, 1978). Ce dernier est situé en rive droite de la vallée de l'Arly alors que les terrains relevant de notre étude se trouvent en rive gauche. Cette vallée sépare donc grossièrement les termes inférieurs des termes supérieurs de la zone dauphinoise, la coupure se faisant au niveau des terrains aaléniens.

B. LE HAUT-FOND DU MONT-BLANC.

Le socle cristallin du Mont-Blanc supporte, entre le Col du Bonhomme et le Col des Fours, une couverture autochtone d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur. Cette couverture débute par une formation détritique basale et se poursuit par des dolomies et des calcaires spathiques noirs représentant le Trias. Puis viennent des calcschistes noirs fossilifères plus épais. Nous y avons trouvé des fossiles du Lias inférieur (Hettangien et Sinémurien). Les Grès Singuliers, formation détritique d'origine continentale correspondant à des épandages deltaïques, sont transgressifs sur cette série qu'ils prennent en biseau. Je n'ai pas réussi à les dater directement mais la comparaison avec les séries de la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc, telles qu'elles se présentent plus au Nord en Italie et en Suisse, permet de proposer un âge liasique (Lias moyen à supérieur) probable pour ces grès.

Le massif du Mont-Blanc était donc émergé à la fin du Lias inférieur (époque qui a connu, dans les massifs cristallins externes autres que Belledonne, des mouvements tectoniques se traduisant dans la sédimentation). L'érosion correspondant à cette période d'émergence a atteint le Trias. Les Grès Singuliers, reposent en effet directement sur les dolomies entre le Col de la Croix du Bonhomme et le Col du Bonhomme.

Sur le terrain étudié, la série ne dépasse pas les Grès Singuliers . Elle est plus complète à l'Amône (fig. 21) où les grès et conglomérats basaux (équivalents latéraux des Grès Singuliers ?) sont surmontés par de l'Aalénien fossilifère calcaire puis schisteux, par du Bajocien à Entroques et, après une lacune du Callovo-Oxfordien, par du Malm sous un faciès de calcaires sublithographiques. Cette série sera comparée à celle de la nappe de Roselette dans la reconstitution paléogéographique.

L'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc représentait donc au Jurassique inférieur un haut-fond, en partie au moins émergé , bien individualisé par rapports aux deux bassins situés de part et d'autre.

C. LE BASSIN ULTRA MONT-BLANC.

Les séries de la nappe de Roselette, actuellement situées à l'avant comme à l'arrière de l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc, ont une origine structurale interne (Sud-Ouest) par rapport à ce dernier.

Les différentes unités structurales distinguées pour l'étude stratigraphique correspondent aux diverticules alpins de cette nappe faite de terrains allant du Sinémurien au Nummulitique.

L'épaisseur totale de ces sédiments n'atteint probablement pas 500 mètres, alors que dans les unités dauphinoises la même tranche d'âge est représentée par une épaisseur de terrain beaucoup plus considérable (plus de 2000m). Les sédiments déposés durant ce laps de temps correspondent à un contexte marin assez profond comme l'indique la présence de schistes siliceux et de calcaires sublithographiques. En particulier les faciès de l'Oxfordien, du Malm supérieur et du Crétacé inférieur ont un caractère nettement pélagique témoignant d'un dépôt en milieu plus profond que celui des termes correspondants des unités dauphinoises (il faut toutefois rester très prudent quant aux estimations de profondeur).

Dans mon secteur d'étude, la série semble s'arrêter au Crétacé inférieur. Cependant plus au Sud, sur le terrain étudié par S. Triboulet, elle est plus complète et comprend du Nummulitique. Le Crétacé y présente, au-dessus des calcaires marneux attribués au Berriasien, un niveau de quelques mètres de calcaires biodétritiques ; c'est justement dans ce niveau qu'a été trouvé un fragment d'Orbitolinidé qui a permis de mettre en évidence l'existence de Crétacé. Vient ensuite une lacune du Crétacé supérieur. Elle correspond probablement à la période d'émersion et d'érosion précédant l'arrivée de la mer nummulitique.

Enfin la série se termine par un calcaire à petites Nummulites, peu représenté sur notre terrain (il n'est identifié qu'au-dessus du lac de Roselend, là où G. Mennessier a trouvé des fossiles). Or en l'absence de Nummulites, ce qui est le cas général, ce calcaire n'a aucun caractère particulier permettant de le reconnaître. Il existe donc peut-être, sur le terrain d'étude, du Tertiaire non identifié.

En conclusion on peut dire que les terrains de la nappe de Roselette correspondent, au Jurassique et au Crétacé inférieur, à un domaine paléogéographique plus interne et vraisemblablement plus profond que celui des unités dauphinoises présentes à l'avant de Belledonne.

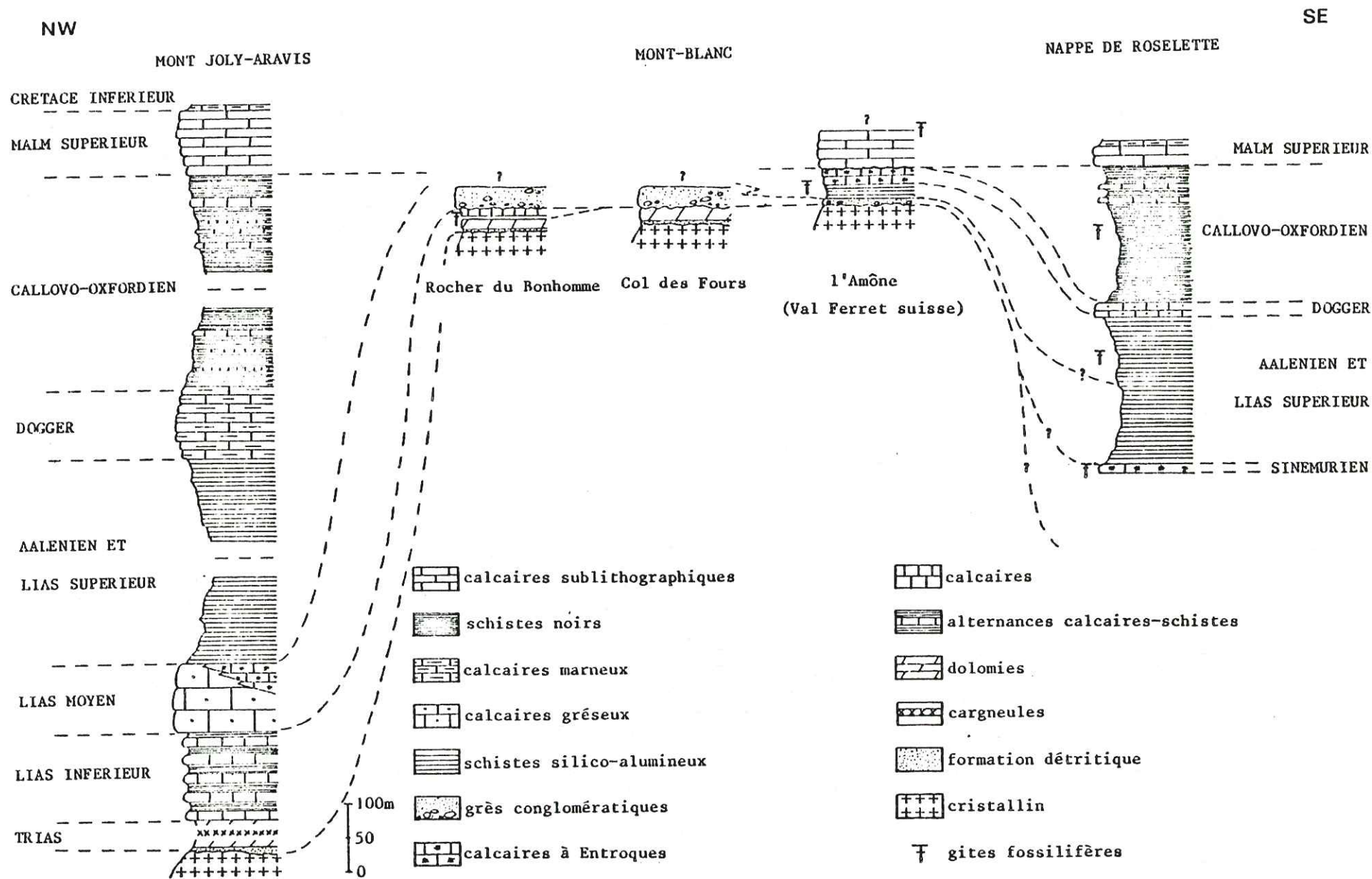


Fig. 38 : Stratigraphie comparée de l'unité du Mont-Joly, de l'unité du Mont-Blanc et de la nappe de Roselette.

D. ESSAI SUR L'EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE ALPINE. (Fig. 38 et 39).

Après avoir distingué les trois ensembles de terrains représentés sur le terrain d'étude, il est possible de reconstituer de manière tentative l'évolution paléogéographique de la région du Trias au Crétacé inférieur. Pour ce qui concerne les époques plus récentes (et en particulier le Nummulitique représenté plus au Sud, sur le terrain de S. Triboulet), il en sera question dans le livre synthétique.

. *Le Trias* débute par une sédimentation de type continental détritique (destruction des reliefs antérieurs aboutissant à la "pénéplaine hercynienne") correspondant au dépôt de grès aussi bien dans les unités dauphinoises que sur le cristallin du Mont-Blanc. Il se poursuit par des dépôts lagunaires représentés par des dolomies dans ces deux domaines. La présence de calcaires spathiques noirs - déposés en milieu marin peu profond et sujet à des émergences - est caractéristique de la couverture du Mont-Blanc (bien qu'on en trouve aussi un peu sur le rameau interne de Belledonne). Faut-il pour autant en déduire que celui-ci représentait déjà un domaine paléogéographique individualisé ?

Il faut signaler aussi que, si le Trias du domaine dauphinois contient des gypses, ceux-ci sont totalement absents de la couverture du Mont-Blanc. Or ce fait a des implications tectoniques importantes.

Notons enfin que le Trias n'est pas représenté dans la nappe de Roselette.

. *Le Lias inférieur*, comme tout le Jurassique d'ailleurs, est représenté dans les unités dauphinoises par des séries marno-calcaires très puissantes dont la forte épaisseur ne peut s'expliquer que par un phénomène de subsidence. Par contre il n'est représenté que par quelques mètres de schistes calcaires conservés sous les Grès Singuliers transgressifs dans la couverture du massif du Mont-Blanc. D'autre part les premiers dépôts connus du bassin ultra Mont-Blanc (domaine d'origine de la nappe de Roselette) datent de cette époque : Il s'agit de calcaires échinodermiques sinémuriens peu épais.

. *Au Lias moyen*, la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc est émergée; l'érosion atteint le Trias. Les Grès Singuliers, formation détritique deltaïque, marquent le retour en transgression des niveaux marins. A la même époque le bassin dauphinois connaît une sédimentation marine où seule l'existence d'apports terrigènes reflète l'épisode continental du haut-fond du Mont-Blanc.

Qu'en est-il pour le bassin ultra Mont-Blanc où les calcaires sinémuriens (en écailles) sont surmontés par de l'Aalénien ? Le Lias moyen correspond-il au passage (rapide) entre ces deux formations ? Ce problème reste en suspens.

. *Le Lias supérieur* est quasiment uniforme sur tout le domaine étudié. Il correspond à des schistes très épais dans le bassin dauphinois, moins épais et plus siliceux dans le bassin ultra Mont-Blanc. Pour ce qui est de la couverture du Mont-Blanc dans la région étudiée, elle s'arrête aux Grès Singuliers. Cependant la coupe de l'Amône permet tout de même de faire des comparaisons ; les grès conglomératiques du Lias moyen ou supérieur y sont surmontés par des calcaires fossilifères puis des schistes peu épais. Le premier terme ne se rencontre pas de part et d'autre et semble donc encore caractéristique de la couverture du Mont-Blanc.

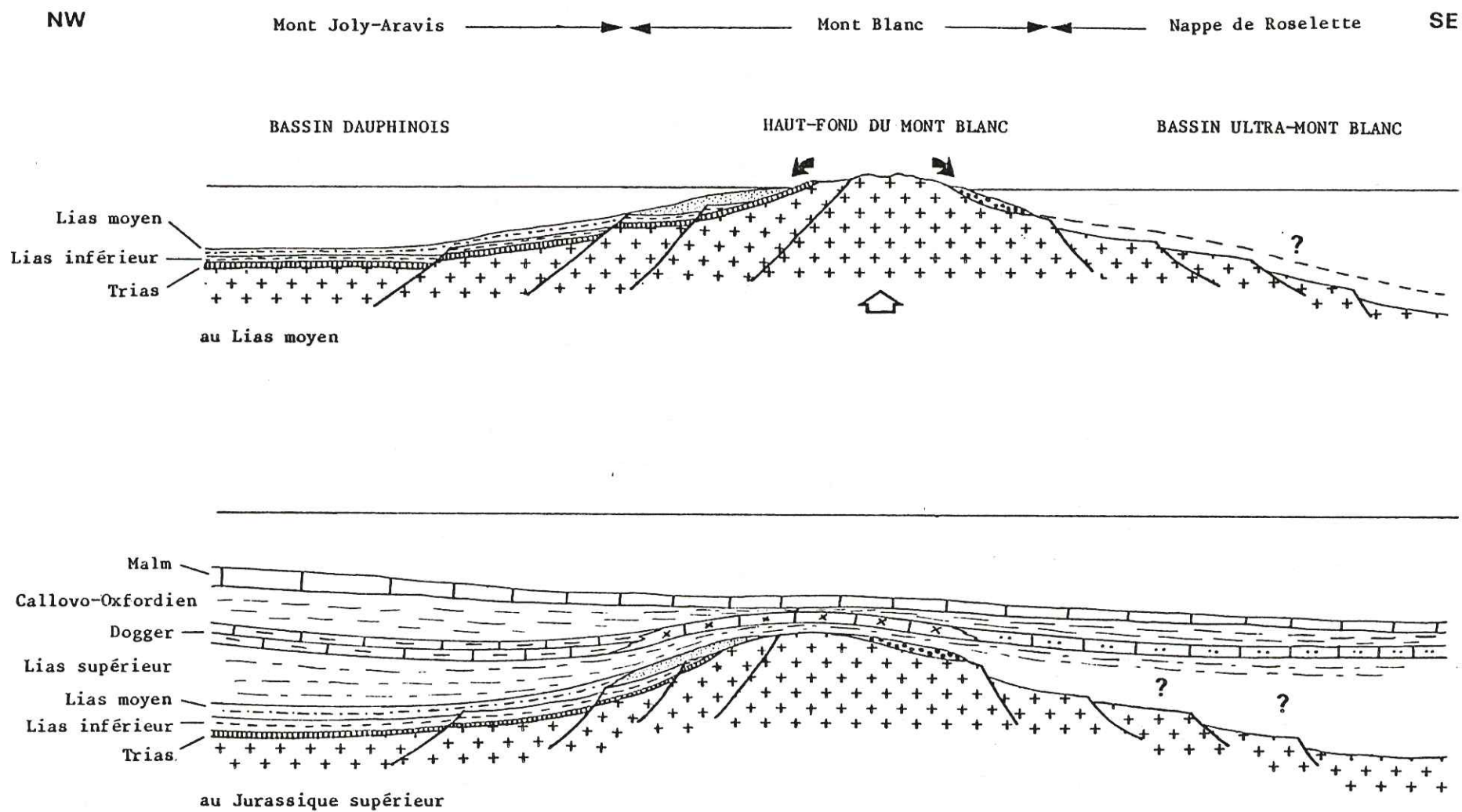


Fig. 39 : Reconstitution paléogéographique au Lias moyen et au Jurassique supérieur.

. *Le Dogger* est représenté par des calcaires marneux dans les unités du domaine dauphinois, échinodermiques dans la couverture du Mont-Blanc et gréseux dans le bassin ultra Mont-Blanc. Les dépôts sont nettement plus épais dans le bassin dauphinois que dans les deux domaines orientaux.

. *Le Callovo-Oxfordien* a pratiquement le même faciès de part et d'autre de la terminaison du Mont-Blanc. Il peut être légèrement plus calcaire (et est nettement plus épais) dans les unités dauphinoises que dans la nappe de Roselette. Cet étage n'est pas représenté (ou n'a pas été caractérisé !) dans la couverture du Mont-Blanc. Ce dernier a-t-il de nouveau joué en haut-fond ?

. *Le Malm* supérieur est représenté par des calcaires sublithographiques sur tout le terrain d'étude. Dans les unités dauphinoises, il dépasse 100 mètres d'épaisseur et peut contenir des brèches. Sur le Mont-Blanc, il a 60 mètres d'épaisseur environ. Enfin dans le bassin ultra Mont-Blanc, il ne dépasse pas les 20 mètres.

. La présence du *Crétacé inférieur* est incertaine dans la couverture du massif du Mont-Blanc (toujours d'après K. Grasmück, 1961). Il est par contre bien représenté dans les unités dauphinoises. Dans le bassin ultra Mont-Blanc, il correspond à une trentaine de mètres de calcaires marneux.

Ainsi, l'étude stratigraphique comparée permet de reconnaître l'existence de deux domaines bien distincts au Lias moyen (le bassin dauphinois à l'Ouest et le domaine d'origine de la nappe de Roselette ou bassin ultra Mont-Blanc à l'Est) de part et d'autre d'un troisième : le haut-fond du Mont-Blanc (individualisé au Jurassique inférieur). Par la suite et notamment au Malm lorsque le haut-fond du Mont-Blanc s'est résorbé, il semble que le "domaine" ultra Mont-Blanc représente simplement la partie orientale d'un bassin devenu unique.

3ÈME PARTIE

TECTONIQUE

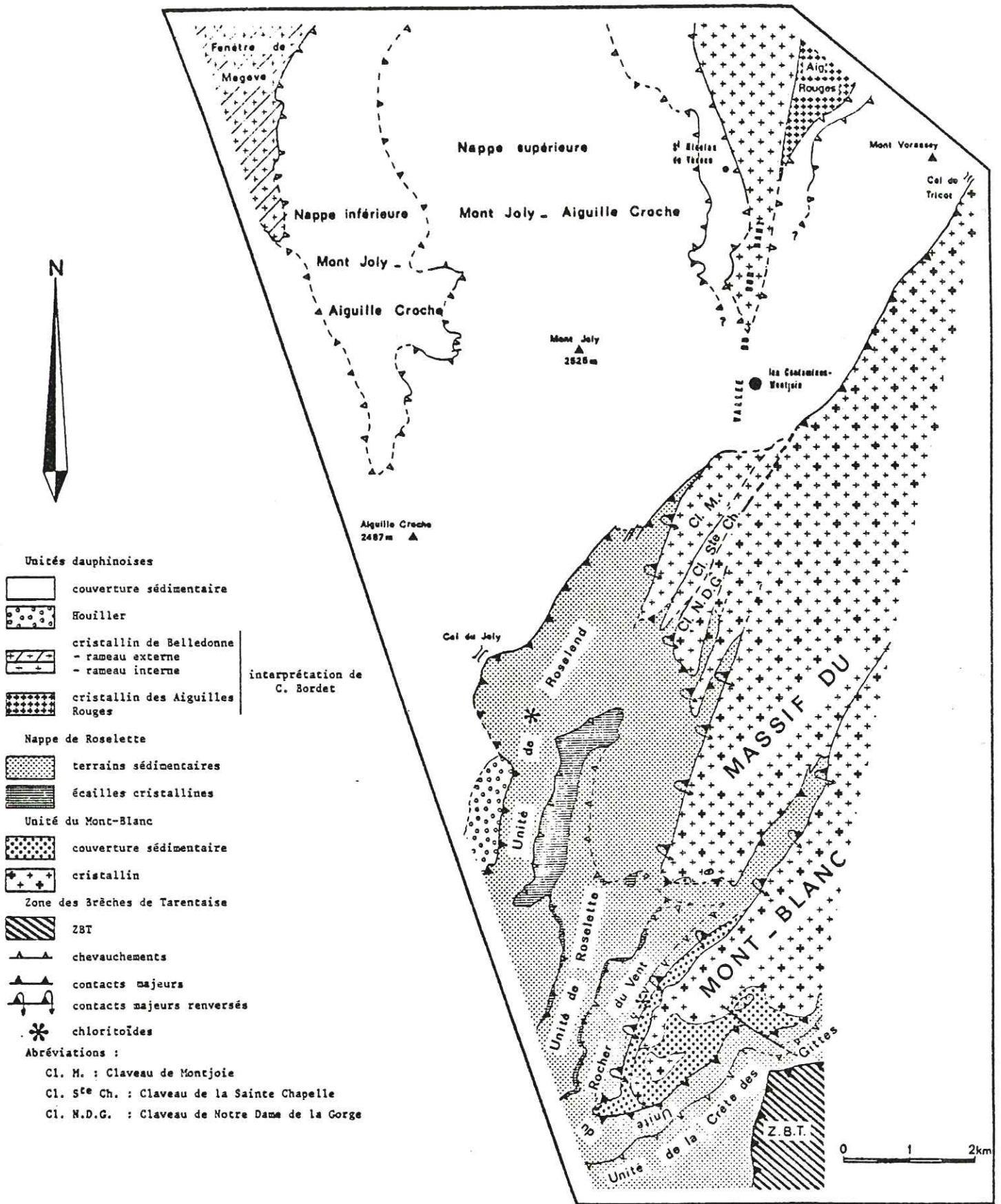


Fig. 40 : Schéma structural.

I. RAPPEL SUR LES UNITES STRUCTURALES DU TERRAIN ETUDIE.

Le découpage du terrain d'étude en unités structurales a été présenté en introduction au chapitre STRATIGRAPHIE.

Ont été distinguées :

- l'unité du Mont-Joly ;
- l'unité du Mont-Blanc ;
- la nappe de Roselette.

Dans ce chapitre "Tectonique", chacune de ces unités va être analysée structurellement (tectonique et microtectonique). J'aborderai également le problème du métamorphisme.

II. L'UNITE DU MONT-JOLY.

A. GENERALITES.

1°/- Définition :

Elle est représentée dans la région étudiée par l'ensemble Mont-Joly - Aiguille Croche - qui se prolonge vers le Sud, sur le terrain de S. Triboulet, 1980. Cet ensemble est limité à l'Ouest par la vallée de l'Arly, elle-même dominée par la chaîne des Aravis. Vers l'Est, l'unité du Mont-Joly est chevauchée par l'unité de Roselend, terme inférieur de la nappe de Roselette. Le contact chevauchant est particulièrement bien observable au Col du Joly. Plus au Nord, c'est le massif du Mont-Blanc lui-même qui vient chevaucher l'unité du Mont-Joly, représentée alors par les terrains du Mont Vorassay.

2°/- Historique :

L'évolution des idées concernant la tectonique du Mont-Joly ayant déjà été exposée au chapitre "état des connaissances", il n'en sera fait ici qu'un bref résumé.

La première interprétation tectonique du Mont-Joly est due à E. Ritter (1897), qui considère l'ensemble de l'édifice comme un empilement de plis couchés à l'horizontale. Les racines droites de ces plis seraient visibles au Col du Joly.

En 1925, E. Paréjas reprend l'étude de ce secteur et arrive à la conclusion que le Mont-Joly représente une véritable nappe flottant sur des lames de charriage. D'autre part les cinq plis couchés de E. Ritter se réduisent à un seul pli digité, ce qui simplifie notablement la compréhension de ce massif.

L'interprétation de E. Paréjas semble ensuite avoir été abandonnée et l'étude du Mont-Joly n'est reprise qu'en 1976, dans le cadre de l'établis-

sement de la carte géologique Saint-Gervais-les-Bains au 1/50.000ème. G. Mennessier, qui a assuré la coordination des contours et a cartographié en particulier le Mont-Joly, considère que ce dernier a une origine complexe : sa base correspond à la couverture normale du massif de Belledonne, collée à celui-ci, débutant au Permo-Trias et montant jusqu'au Dogger. Par contre la partie haute, l'arête sommitale Mont-Joly - Aiguille Croche, correspond à une klippe de Lias inférieur et moyen replissé, de provenance plus interne.

Cependant, deux ans plus tard (en 1978), cette interprétation est mise en doute par J.C. Barféty et R. Mouterde. La présence d'Ammonites de l'Hettangien en deux points du flanc nord-oriental du Mont-Joly, dans des terrains attribués à l'Aalénien par les auteurs de la carte géologique de Saint-Gervais-les-Bains au 1/50.000ème, leur permet de revenir aux interprétations anciennes de E. Ritter et E. Paréjas.

A l'heure actuelle, la controverse en est là.

B. TECTONIQUE.

1°/- Le contact de base et les lames de charriage. Existence d'une "nappe inférieure" :

a- Mise en évidence d'un décollement au-dessus du tégument du substratum hercynien.

Les terrains de l'unité du Mont-Joly reposent d'une part, à l'Ouest, sur le cristallin de la fenêtre de Megève, d'autre part, au Nord-Est, sur l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges. C'est au niveau des pointements de socle les plus méridionaux des Aiguilles Rouges, dans la vallée du Bon Nant, que l'on peut observer des indices de phénomènes tectoniques importants.

Du Sud au Nord, on peut lever les trois coupes suivantes :

a1: Dans le Nant Devant (ou Nant de l'Ile) :

1. Micaschistes écrasés à leur sommet ; quelques traînées ferrugineuses permettent de repérer l'ancienne surface d'altération permienne.
2. Lambeaux de quartzites laminés, coincés entre les micaschistes et les cargneules (3).
3. Cargneule bréchique plus ou moins grossière.

a2: Sur le chemin longeant le Nant Derrière (ou Nant des Meuniers), en rive gauche du ravin, au-dessus du village des Hoches :

1. Micaschistes redressés.
2. Micaschistes broyés, laminés tectoniquement, reposant en discordance sur les micaschistes sous-jacents.
3. Cargneules.

a3: En contrebas de Saint Nicolas de Véroce (cf. coupe de Saint Nicolas de Véroce dans le chapitre Stratigraphie, fig. 5).

1. Micaschistes.
2. Surface d'altération.
3. Conglomérat transgressif.

4. Formation détritique de grès et quartzites : 30m environ.
5. Cargneules.

C'est E. Paréjas qui, en 1925, a décrit ces trois coupes et en a tiré les conclusions qui s'imposaient. Par la suite également, je reprendrai ses observations, qui se sont toutes trouvées confirmées sur le terrain, ainsi que nombre de ses déductions.

Ces trois coupes voisines (les coupes extrêmes sont distantes de 2 km à peine) mettent en évidence deux phénomènes importants :

- . la réduction rapide des quartzites vers le Sud ;
- . la présence systématique de cargneules au-dessus des quartzites.

La réduction des quartzites est manifestement due à un phénomène tectonique, comme l'indique le laminage intense de ce terrain qui, épais de 30 mètres au Nord, n'apparaît plus au Sud qu'en lentilles, ou pas du tout. Lorsqu'il n'y a plus de quartzites, les micaschistes eux-mêmes sont laminés et leur partie supérieure rabotée vient reposer en "discordance" sur les micaschistes sous-jacents restés en place.

La présence de cargneules au-dessus de ce qui reste de tégument témoigne également d'un frottement considérable. Les cargneules (ou cornieules) sont des roches jaunâtres, vacuolaires, à aspect terreux, parfois bréchiques. Dans la région étudiée, elles contiennent souvent des fragments de schistes verts et mordorés triasiques. Longtemps considérées comme énigmatiques, ces roches passent actuellement pour avoir une origine complexe, à la fois sédimentaire et tectonique (H. Masson, 1972 : Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique) ; il s'agirait de la transformation de dolomie soumise à une forte pression fluide. Ces conditions sont réalisées dans les zones de contact tectonique, en particulier à la base des nappes. Les cargneules peuvent être associées aux gypses qui jouent également un rôle considérable dans les zones de contact anormal.

Lorsque les cargneules et les gypses ne sont pas visibles à l'affleurement, on peut parfois deviner leur présence grâce aux entonnoirs de dissolution. On en observe près des Granges ainsi qu'entre Planchette et Orsin. Le plateau de Saint Nicolas et celui des Plans sont dus à l'érosion des dolomies et des cargneules au-dessus des quartzites plus résistants.

Ainsi, dans la vallée du Bon Nant, la couverture tégumentaire du massif des Aiguilles Rouges, composée de quartzites surmontés de dolomies, a réagi de la manière suivante à l'effet des contraintes tectoniques qui s'exerçaient sur elle :

- les quartzites ont été laminés tectoniquement ;
- les dolomies ont été cargneulisées.

Il y a donc *au moins* un décollement important entre la couverture tégumentaire et les séries du Mont-Joly.

Des cargneules affleurent également dans la fenêtre de Megève, où elles sont toutefois moins bien observables à cause de l'importance des dépôts morainiques. On en voit dans les torrents de Glapet et du Planay, au-dessus des Pettoreaux et entre les Choseaux et Replat. Elles surmontent les quartzites, mais le contact avec ceux-ci est rarement visible.

La présence de ces cargneules atteste le fait que le contact des séries du Mont-Joly avec le tégument du cristallin de la fenêtre de Megève n'est pas purement stratigraphique.

b- Mise en évidence de lames de charriage.

b1. La lame de Carbonifère de la vallée du Montjoie :

Une mince bande de Houiller est depuis longtemps connue sur le versant occidental de la vallée de Montjoie. Elle figure sur toutes les cartes (Vallorcine-Mont-Blanc, Annecy, Saint-Gervais-les-Bains), mais seul E. Paréjas lui a donné sa véritable valeur, celle d'une lame de charriage.

En effet les premiers auteurs, inquiets quant à la position de cette couche anthracifère coincée entre des terrains triasiques, ont préféré l'attribuer au Trias également plutôt que d'envisager des contacts anormaux. E. Ritter, le premier, considère cette couche comme réellement carbonifère et en fait le coeur d'un pli couché enraciné sur la rive gauche du Bon Nant. Nous allons voir, avec E. Paréjas, à l'aide de coupes, que cette interprétation est impossible.

- Coupe du Ruisseau des Saugers par E. Paréjas (1925).

On note de bas en haut :

- "1. Trias autochtone (partie supérieure), cargneule bréchoïde et gréseuse à éléments de calcaire dolomitique et de gypse. Les éléments étrangers au Trias sont rares sinon absents.
2. Carbonifère. Schistes ardoisiers montant obliquement vers le N et traversés sur la rive droite du ravin par la route de la Corniche, 20m environ.
3. Trias.
 - a- Quartzites en gros bancs, plaquetés et laminés à la partie supérieure et formant une petite paroi, 7-8m.
 - b- Cargneule écrasée ; quelques mètres.
4. Toarcien. Argiles noires.
5. Lias moyen.
 - a- Calcaires lités contenant un gros banc de 2 à 3m de calcaire grossièrement échinodermique.
 - b- calcaire compact à grain fin, gris clair, à cassure esquilleuse contenant des fragments isolés d'échinodermes visible au-dessus d'un petit sentier à peine marqué sur la rive droite ; 2m.
 - c- Calcaires schisteux noirs.
 - d- Brèche échinodermique à Bélemmites tronçonnées, affleurant sur un chemin muletier.
 - e- Calcaire finement échinodermique zoné alternant avec des schistes noirs écrasés et plissotés ; il détermine une petite paroi au-dessus du chemin, 20m environ.
 - f- Marnes schisteuses noires pyriteuses fortement replissées.
6. Toarcien. Argiles noires."

- Coupe de l'affluent du ruisseau des Saugers (confondu avec ce dernier au-dessus de la route des Hochettes).

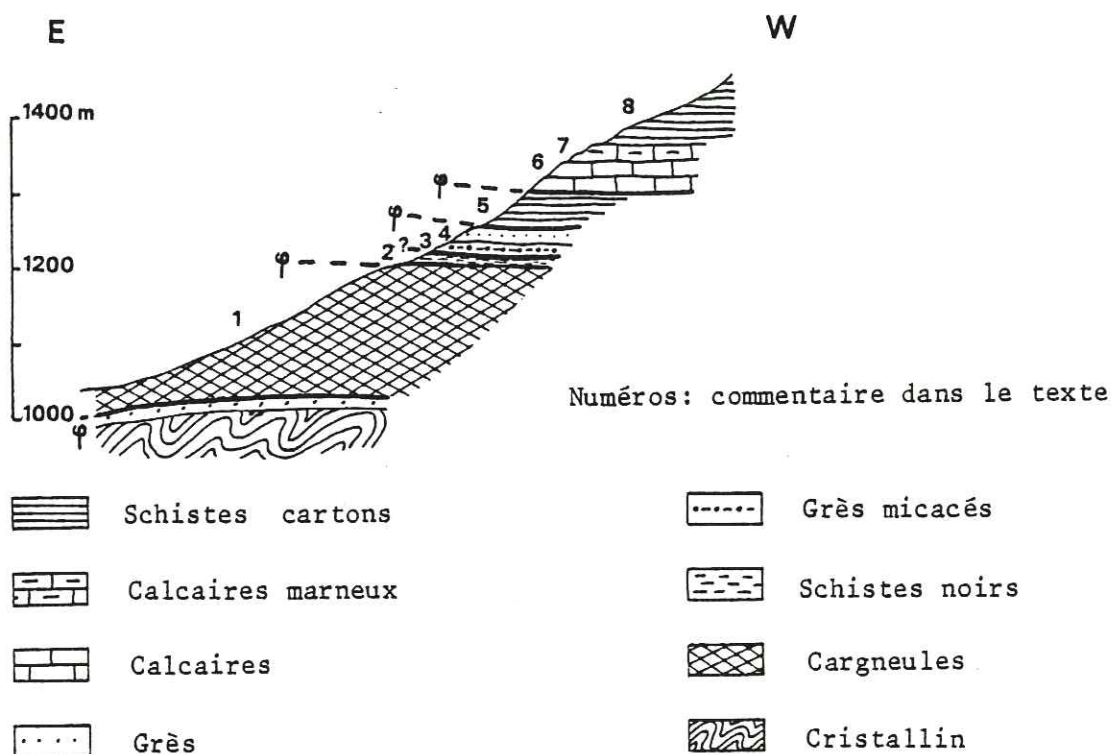
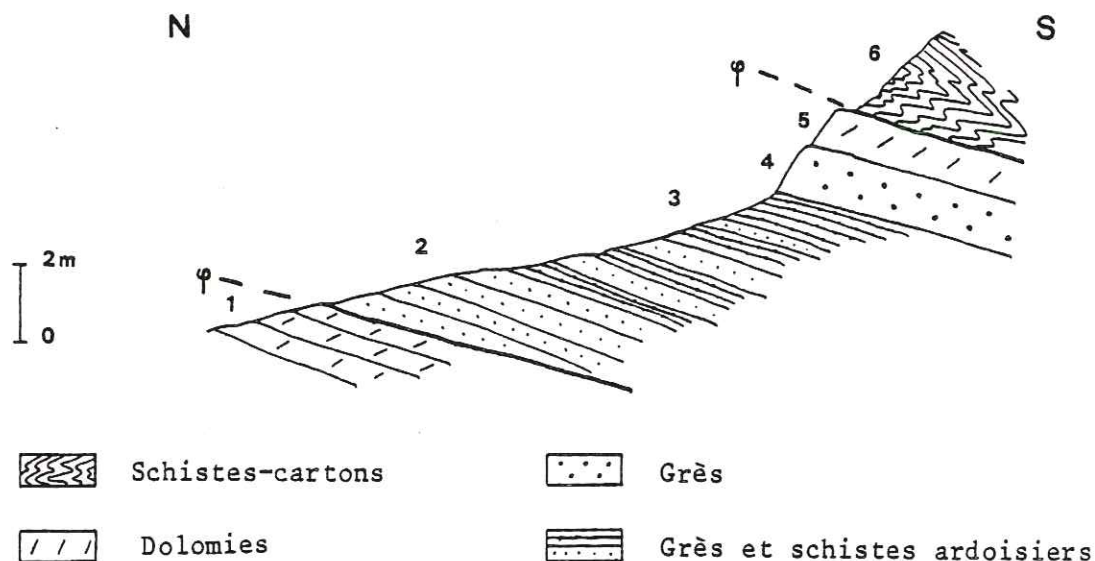


Fig. 41 : Coupe de l'affluent du ruisseau des Saugers.

1. Cargneules affleurant entre le Bon Nant et la route des Hochettes.
Dans le ruisseau de la Glaisette, situé 500m plus au Nord, on voit les cargneules reposer sur des quartzites; j'ai donc représenté le socle et son tégument sur cette coupe également.
2. Schistes noirs friables, tachant les doigts. S'agit-il de schistes ardoisiers du Carbonifère ou de schistes toarciens ?
3. Grès micacés du Carbonifère.
4. Petite falaise de grès très fracturés. Ces grès sont grossiers vers le bas, nettement plus fins au sommet.
5. Schistes-cartons noirs du Toarcien.
6. Calcaire plus ou moins échinodermique, avec parfois des passées schisteuses.
7. Calcaire marneux noir.
Les niveaux 6 et 7 pris ensemble atteignent une quarantaine de mètres.
8. Schistes-cartons noirs du Toarcien.

- Coupe du torrent de Tarchet (dans le lit du torrent oriental, sous le pont de la route de Saint Nicolas).



Numéros: commentaire dans le texte

Fig. 42: Coupe du torrent de Tarchet.

1. Calcaires dolomitiques visibles à partir de la scierie située en contrebas de la route. Ils surmontent une épaisse masse de cargneules affleurant tout le long de la partie inférieure du torrent de Tarchet. Ces dolomies, qui constituent donc le sommet de la couverture tégumentaire du cristallin des Aiguilles Rouges, affleurent jusque sous le pont de la route de Saint Nicolas de Véroce. Elles présentent à leur sommet des traces d'écrasement manifestes.
2. Grès micacés pouvant contenir de la pyrite. Ils contiennent des intercalations de schistes de plus en plus nombreuses.
3. Passage progressif à des schistes ardoisiers micacés. Les terrains 2 et 3 correspondent au Carbonifère.
4. 2m de grès à gros grains de quartz rose du Trias.
5. 1,50m de dolomie très compacte, écrasée et mylonitisée à sa partie supérieure (les niveaux 4 + 5 déterminent un petit abrupt dans le lit du torrent qui coule en cascade à cet endroit).
6. Schistes-cartons noirs du Toarcien.

- Gorge des Bains de Saint-Gervais.

Il n'a pas été possible d'y relever de coupe continue du fait de la grande quantité d'éboulis ; néanmoins, au-dessus de la cascade de Crépin, on peut trouver, surmontant des cargneules et des gypses, une bande de Houiller contenant des débris de plantes (malheureusement indéterminables). Ce

Houiller a été recoupé, au début du siècle, par une galerie destinée à conduire les eaux du Bon Nant à l'usine du Fayet. La coupe correspondante a été publiée par H. Douxami en 1910. Elle met en évidence l'existence de trois couches de charbon de 0,50 à 0,60m d'épaisseur.

- Affleurements isolés.

Deux affleurements isolés de Houiller sont également observables :

- dans un petit ravin qui recoupe la route allant de Saint Nicolas de Véroce au Plan de la Croix, à 1310m d'altitude environ ;
- sur un sentier allant des Plans au Truz, à peu près à mi-chemin entre les deux (altitude : 1220m environ).

Conclusions tirées de ces coupes.

Ces coupes permettent d'observer la superposition des éléments suivants :

- le substratum cristallin et son tégument plus ou moins écrasé, surmonté de dolomies cargneulisées ;
- une lame houillère d'épaisseur variable surmontée de sa couverture triasique normale (grès et dolomie) plus ou moins bien préservée sous l'élément tectonique suivant. Cette lame peut reposer sur le Trias "autochtone" par l'intermédiaire d'un coussinet d'argiles toarciennes ;
- des argiles toarciennes qui correspondent, comme on le verra plus loin, à un témoin de la "nappe inférieure" bien développée sur le terrain de S. Triboulet.

Cette lame houillère ne peut pas correspondre à un coeur de pli. Les contacts tectoniques observés vont à l'encontre de cette hypothèse, due à E. Ritter. D'autre part, la couverture triasique de cette lame de houiller est normale ; il n'y a pas de symétrie par rapport à un coeur anticlinal couché.

Comme l'a déjà dit E. Paréjas, il s'agit là d'une véritable lame de charriage présente sur tout le flanc oriental de l'édifice du Mont-Joly, qui est donc allochtone par rapport au socle et à sa couverture tégumentaire. Quelle est l'origine de cette lame houillère traînée à la base de ce qu'on peut maintenant appeler "la nappe du Mont-Joly" ? D'après E. Paréjas, la seule solution possible consiste à envisager que cette lame de Houiller vient de la couverture du Prarion où le Carbonifère connaît une grande extension. Or le Prarion appartient déjà au synclinal de Chamonix. Il en découle donc non seulement que le Mont-Joly constitue une nappe mais aussi que cette nappe s'enracine au moins dans le synclinal de Chamonix puisqu'elle flotte sur un élément qui en provient (cf. livre synthétique). Pour ce qui est de la portée de cette lame, E. Paréjas l'estime à 8,5 km : en effet, il a reconnu du Houiller en fenêtre à Domancy, au Nord de Megève. Je n'ai malheureusement pas réussi à retrouver l'affleurement qu'il décrit.

Le travail de E. Paréjas date de 1925. Or, dès 1926, ce dernier fait paraître une note où, sous l'influence d'autres géologues (M. Oulianoff, M. Lugeon et L.W. Collet entre autres), il revient sur son interprétation

première après une sortie commune sur le terrain. Il en résulte que ce qu'il avait considéré comme Houiller n'en serait pas (les niveaux charbonneux du torrent de Tarchet et de Saint-Gervais seraient triasiques). Il n'y aurait donc pas de lame de charriage. E. Paréjas est obligé de convenir, à la fin de sa note, que le Mont Joly ne représente pas une nappe mais qu'il correspond simplement à une série normale collée à son substratum.

Cependant quelques années plus tard, en 1934, L. Moret retrouve une flore à *Callipteridium* dans les schistes noirs du vallon des Bains de Saint-Gervais. Il prouve ainsi que l'attribution de ces terrains au Carbonifère était bien justifiée, que E. Paréjas ne s'était pas trompé. Son premier travail et les interprétations qui en découlent reprennent donc toute leur valeur. Comme le dit J. Rosset (1957) : "Cette flore contenue dans les schistes noirs inclus dans les gypses triasiques confirmait le bien-fondé de l'hypothèse de Paréjas sur la lame de Houiller arrachée au Prarion".

b2. Les lames triasiques :

Description des affleurements.

1. Le ravin de Hauteville.

Si l'on remonte le ravin de Hauteville à partir de la route Megève Saint-Gervais, la coupe commence par des schistes noirs toarciens microplissés contenant, peu au-dessus du pont, une petite passée de cargneules. Puis, au niveau du chemin surplombant la route principale, on rencontre une masse importante de cargneules bréchiques assez grossières contenant des fragments de schistes mordorés et de calcaires dolomitiques fortement écrasés, voire même mylonitisés. L'ensemble atteint presque la quinzaine de mètres. Cette passée de Trias est aussitôt de nouveau surmontée par du Toarcien qui affleure ensuite plus ou moins bien tout le long du ravin. A partir de l'altitude 1100m environ, on trouve surtout de l'Aalénien brillant à nodules.

2. Les ravins du Planay.

. Branche SE.

On y observe la succession suivante :

- éboulis ;
- dolomie bréchifiée et cargneules ;
- argiles noires toarciennes ;
- deuxième passée de dolomies et de cargneules ;
- argiles noires toarciennes ;
- troisième passée de dolomies, seules cette fois ;
- argiles noires toarciennes ;
- falaise de Lias moyen en contact apparemment anormal sur les schistes sous-jacents.

Dans un affluent, au-dessus de la cascade de la Stassaz, le calcaire de cette barre contient de plus en plus d'intercalations schisteuses et passe progressivement aux argiles noires toarciennes.

. Branche NE (Nant Cordier).

Les argiles noires toarciennes affleurent largement dans le lit de ce ruisseau. A l'altitude 1500m environ, elles contiennent des lentilles de dolomie bien visibles à cause du contraste des couleurs (orangé sur noir) dans les flancs du ravin. D'autre part, dans les prés en rive droite de ce torrent on voit également affleurer des dolomies jaunâtres, sensiblement à la même altitude.

3. Le Trias des environs de Vervex.

Des carrières de gypse sont présentes à Vervex. Autrefois, elles ont été exploitées. Le gypse, associé à des cargneules affleure largement dans les environs. Des dolines soulignent parfois sa présence cachée. Mais il n'appartient pas à la couverture normale du socle. En effet, juste à la sortie de Vervex, sur la route allant vers la Vi, on peut observer ce gypse superposé à du Toarcien. Nous sommes donc dans le même cas qu'au Planay et à Hauteville : celui d'une lame "triasique" supportée par un coussinet de Toarcien, témoin d'une "nappe inférieure".

Conclusions tirées de l'étude des affleurements.

L'étude des affleurements de la bordure orientale de la fenêtre de Megève permet de mettre en évidence plusieurs écaillés de Trias (composées de dolomie, de cargneules ou de gypse, ces éléments pouvant être mélangés) noyées dans les argiles noires toarciennes. E. Paréjas considère que cette lame de Trias, parfois débitée en écaillés, surmonte la lame houillère décrite précédemment et en est séparée par un coussinet de Toarcien pouvant atteindre une cinquantaine de mètres. Cette superposition serait visible au-dessus de Domancy. N'ayant pas trouvé le houiller de Domancy, je n'ai pas pu vérifier ce fait. Néanmoins, une chose est certaine : les séries liasiques du Mont-Joly et de ses contreforts reposent, tout le long du versant oriental de la fenêtre de Megève, sur des écaillés de Trias emballées dans les niveaux plastiques du Toarcien. L'allochtonie de l'édifice du Mont-Joly, déjà prouvée grâce à l'existence de la lame houillère, se trouve donc ici confirmée.

Comment interpréter maintenant l'origine de ces écaillés ? La lame houillère a été observée dans la vallée des Contamines, à l'arrière du Mont-Joly. Elle y est surmontée de sa couverture triasique plus ou moins complète. Or à l'avant, le long de la fenêtre de Megève, on ne trouve plus que des écaillés de Trias. Il est donc probable que ces écaillés correspondent à des lambeaux de la couverture triasique normale de la lame houillère du Prarion, entraînés plus en avant que cette dernière sous la nappe en mouvement.

Se pose maintenant le problème de l'interprétation de toute cette bande complexe ceinturant la base de l'édifice du Mont-Joly. Plus au Sud, S. Triboulet (1980) a mis en évidence l'existence de deux nappes, ou plutôt de deux diverticules d'une même nappe :

- la nappe inférieure Mont-Joly - Aiguille Croche ;
- la nappe supérieure Mont-Joly - Aiguille Croche (cf. schéma structural synthétique).

Au Nord, par contre, il est difficile de parler vraiment de deux nappes. On vient de voir que le contact entre les masses triasiques plissées

du Mont-Joly et le socle se fait par l'intermédiaire de lames de charriage séparées par des intercalations de Toarcien : c'est ce qui correspond, sur mon terrain, à la "nappe inférieure" définie plus au Sud. Son extension est très variable. La plupart du temps, elle ne représente qu'un mince liseré entre le tégument du socle et la barre de Lias moyen correspondant au premier terme de la nappe du Mont-Joly à proprement parler (nappe supérieure de S. Triboulet, 1980). Elle est un peu plus largement représentée dans la combe du Planay, où son épaisseur atteint la centaine de mètres. Lorsque la barre de Lias moyen qui marque le début de la nappe supérieure n'est plus présente, le contact se fait Lias supérieur sur Lias supérieur. On ne peut donc pas savoir où il passe exactement. On sait seulement que vers le Nord il atteint Vervex où l'on voit des gypses reposer sur du Toarcien : ces gypses marquent la base de la nappe supérieure du Mont Joly.

En conclusion, l'ensemble du massif du Mont-Joly correspond à la superposition de deux nappes, la nappe inférieure n'étant, sur mon terrain, représentée que par un coussinet de Toarcien incluant des lames triasiques et reposant sur une écaille de Carbonifère. Cette dernière constitue une véritable lame de charriage débitée en lambeaux de poussée : cette lame a été arrachée au Prarion et entraînée vers le NW par la translation des masses liasiques du Mont-Joly.

Un problème se pose alors : ici, la lame de Houiller représente la base de la "nappe inférieure". Or au Sud, sous le Col du Joly, c'est la base de la nappe supérieure qui est marquée par un lambeau de Houiller. On ne peut pas totalement écarter l'hypothèse que la lame de Houiller du Prarion soit la prolongation vers le Nord de la lame de sous le Col du Joly. Dans ce cas, tous les terrains compris entre ce Houiller et l'ensemble plissé du Mont Joly correspondent simplement à un écaillage supplémentaire de la nappe supérieure.

Sur le schéma structural et les coupes (planches I et II en hors-texte), c'est la première hypothèse qui apparaît : celle de l'existence de deux nappes. En effet, elle permet de mieux faire le lien avec ce qui se passe plus au Sud. Néanmoins, il faut bien garder à l'esprit le fait que les deux hypothèses sont plausibles et envisageables.

2°/- La nappe du Mont Joly :

a- Le système des grands plis couchés.

Pour une bonne compréhension des plis qui affectent la nappe du Mont-Joly, il faudra constamment se reporter à la carte et à la planche de coupes en hors-texte.

La description se fera en deux parties : le synclinal couché du Mont d'Arbois à l'avant, et l'anticlinal complexe qui forme la partie haute du Mont-Joly, bien observable à l'arrière de ce massif.

a1. Le synclinal couché du Mont d'Arbois :

Cette structure a été mise en évidence par E. Ritter, en 1897, puis étudiée à nouveau et interprétée différemment par E. Paréjas, en 1925.

Ce dernier, grâce à des subdivisions lithologiques précises au sein de la masse des schistes et calcaires liasiques, a pu aller plus loin que son prédécesseur et simplifier notablement le système de plis couchés.

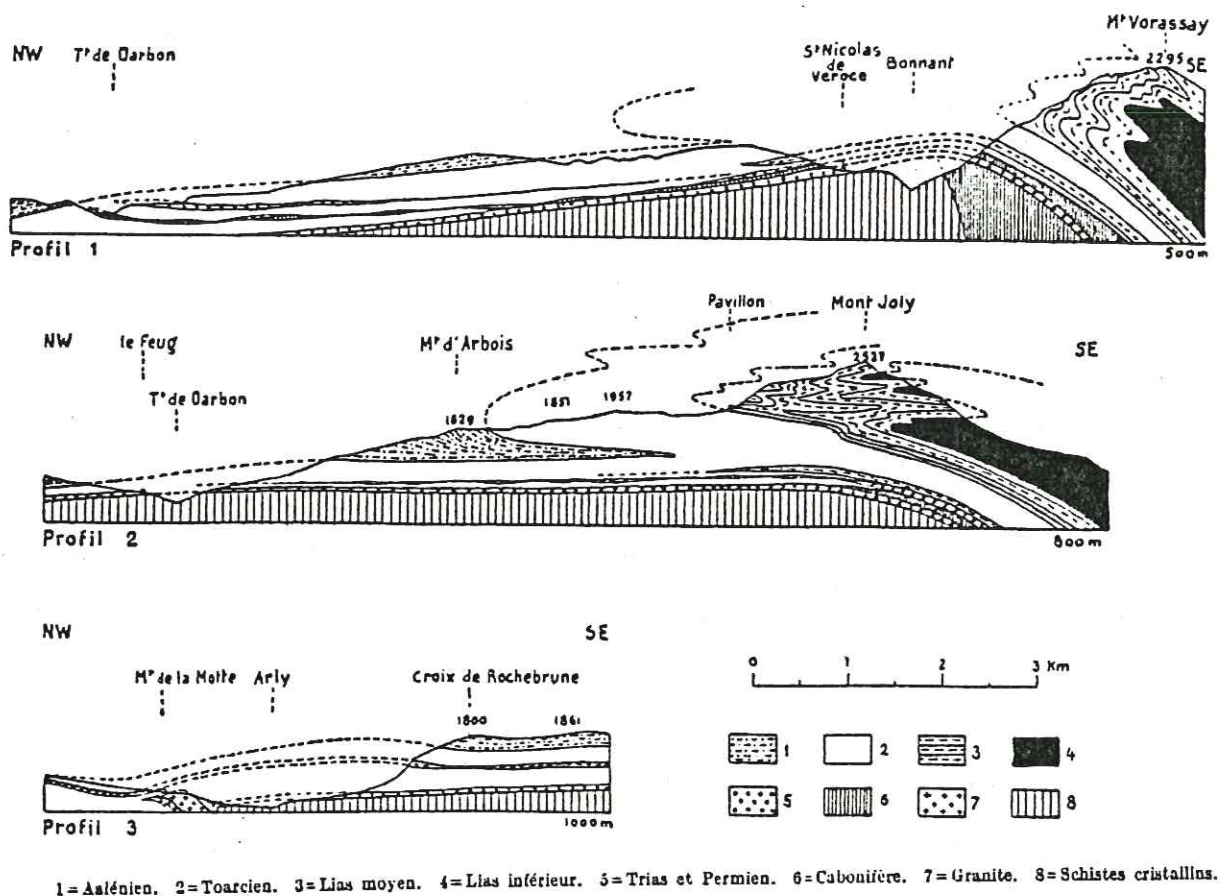


Fig. 43: Coupes du massif du Mont-Joly par E. Paréjas (1925).

En fait, le synclinal couché du Mont d'Arbois ne se voit pas très bien sur le terrain, mais se lit surtout en carte : on observe une masse de Toarcien et d'Aalénien encadrée par du Lias moyen. Je vais décrire successivement le Lias moyen basal, le coeur de Lias supérieur, puis je passerai à l'anticlinal complexe superposé au synclinal couché (cf. fig. 43).

. Le Lias moyen basal du flanc normal.

Le Lias moyen du flanc normal affleure de part et d'autre du Mont Joly lui-même, au-dessus de Saint Nicolas de Véroce à l'Est d'une part, au-dessus du Planay à l'Ouest d'autre part (cf. coupe 2, pl. II).

La bande orientale se suit à partir du Nant de l'Ile. Elle se marque par une falaise dans le Nant des Meuniers et apparaît dans le ravin des Saugers et celui de la Glaisette. Elle passe ensuite au-dessus de Saint Nicolas, juste sous le village de la Croix et se perd ensuite dans la forêt au Nord de Croix-Derrière pour ne plus réapparaître sur ce flanc du massif. Il faut passer sur le versant de Megève pour la retrouver. Là, elle fait tout le tour de la combe du Planay et ceinture également la butte de Leutellet. Son épaisseur varie entre 30m (cascade de la Stassaz) et 10m environ. Il faut noter qu'elle peut se présenter aussi sous forme de lentilles incluses dans le Toarcien.

Cette barre de Lias moyen repose sur une épaisseur plus ou moins grande d'argiles noires toarciennes qui enrobent les lames triasiques décrites précédemment (c'est la nappe inférieure). Des traces de déformation intense sont présentes à la base de la barre de calcaire échinodermique du Lias moyen (broyage et laminage du calcaire, filons de calcite, plans de friction). Le contact est manifestement tectonique. La barre de Lias moyen représente l'élément rigide inférieur de la nappe supérieure qui a glissé en avant sur son coussinet de Toarcien. Au-dessus de cette barre, par contre, le contact est stratigraphique (cf. coupe de la falaise de Leutellet, chapitre Stratigraphie) et l'on passe normalement au coeur toarcien et aalénien du synclinal.

. Le coeur de Lias supérieur.

Allongé suivant une direction N-NE - S-SW, ce synclinal perd son individualité au Nord du Mont d'Arbois. A partir de ce sommet, les schistes du Lias supérieur s'étendent jusqu'à hauteur de Saint-Gervais. Aucune structure à grande échelle n'y est discernable (les microstructures, quant à elles, seront étudiées plus loin). D'autre part, les formations quaternaires prennent une importance d'autant plus grande que l'altitude diminue, ce qui ne facilite pas l'interprétation. D'ailleurs le "synclinal couché du Mont d'Arbois" ne représente pas une structure aussi simple que la dessine E. Paréjas. Il est compliqué de nombreux replis incluant le Toarcien et l'Aalénien. La carte n'en rend pas compte car ces deux terrains y ont été regroupés sous un même indice.

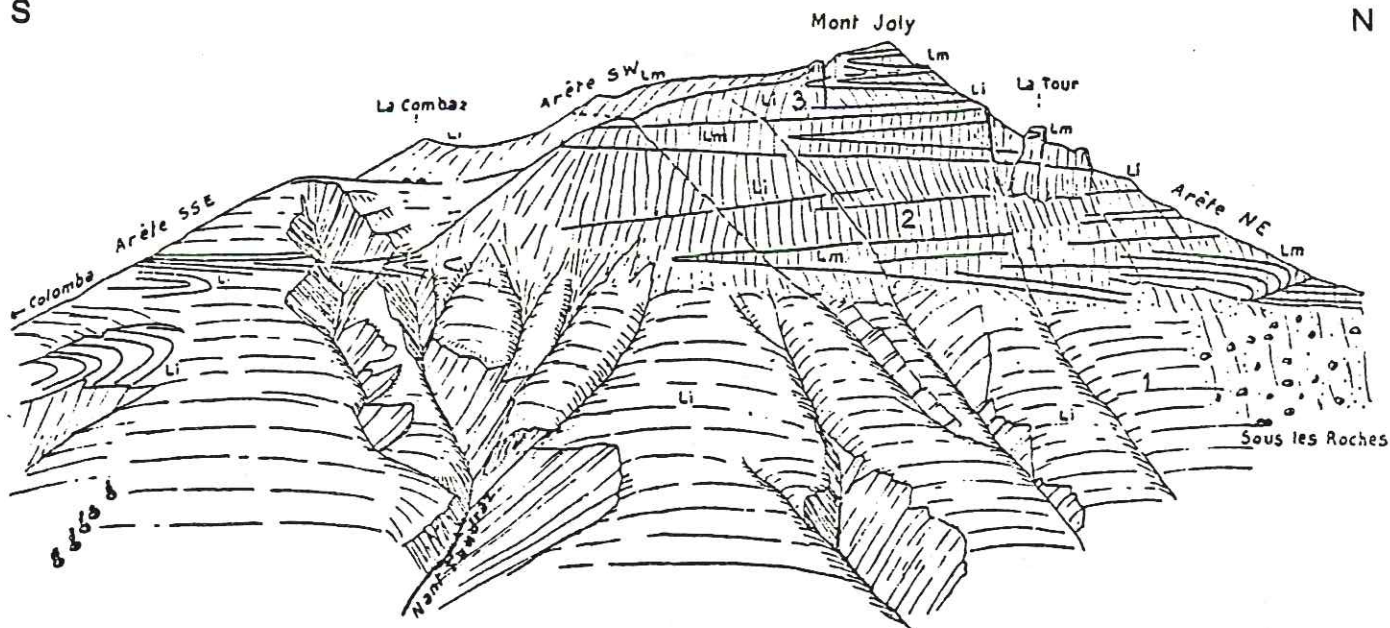
La base de la nappe du Mont-Joly est donc représentée par une série normale (Lias moyen - Toarcien - Aalénien) ayant perdu ses termes inférieurs sous l'effet de la translation, par troncature basale. Le Lias moyen du flanc normal n'a pas son épaisseur totale, celle qu'on trouve dans l'élément tectonique supérieur. La première structure observable est celle d'un synclinal à coeur aalénien relayé vers le haut par un anticlinal complexe.

a2. L'anticlinal complexe du Mont Joly.

L'étude de terrain montre, encore une fois, le bien-fondé des conclusions de E. Paréjas : nous sommes en présence d'un anticlinal à enveloppe de Lias moyen et à coeur de Lias inférieur couché sur le synclinal décrit précédemment (cf. coupes 3, 4, 5, 6, pl. II). Ce pli anticlinal constitue la suite de celui du Mont Vorassay, ce qui est bien visible dans le paysage : du Champel par exemple on voit le pli du Mont Vorassay venir se coucher dans le massif du Mont Joly, traversant obliquement la vallée du Bon Nant.

Pour l'observation des détails de ce grand anticlinal couché, il faut monter sur le versant opposé, au-dessus des Contamines (au Cugnon ou à la Frasse, par exemple), ceci par un éclairage matinal et avec de bonnes jumelles, comme E. Paréjas prend soin de le préciser.

Il faut noter tout d'abord que toute la partie basse du versant oriental du Mont-Joly, entre le Nant Fandraz au Sud et le Nant de l'Ile (ou Nant Devant) au Nord, est affectée d'un grand écroulement. Plus bas que "Sous les Roches", on n'observe que des masses de Lias inférieur et moyen glissées. Au-dessus, par contre, les plis se dessinent très bien : le Lias



Li, Lm, Ls = Lias inférieur, moyen, supérieur. 1, 2, 3 = Digitations du pli du Mont Joly.

Fig. 44 : le versant Est du Mont Joly vu de Cugnon
(E. Paréjas, 1925).

moyen forme des falaises abruptes aux coeurs des synclinaux pincés, le Lias inférieur forme des ressauts moins marqués aux endroits des anticlinaux. Etant donnée la disposition géométrique des plis (la poussée s'étant effectuée du SE vers le NW) et l'orientation N-S de la vallée qui les recoupe, les charnières anticlinales s'ouvrent vers le Sud et les charnières synclinales vers le Nord.

Du Lias inférieur affleure au niveau de Sous les Roches. Puis vient une première falaise dont les couches convergent vers le Sud jusqu'à former une charnière synclinale au niveau du bassin de réception du Nant Fandraz. Des charnières synclinales très aiguës sont également observables dans le Lias inférieur, au-dessous de la Combaz : il s'agit d'une répercussion du synclinal de Lias moyen). Après un deuxième talus de Lias inférieur dont les couches convergent vers le Nord, on retrouve une paroi (dominée par les Tours) de Lias moyen où se marque un nouveau synclinal. Après une troisième digitation anticlinale de Lias inférieur on parvient au sommet du Mont Joly, formé de Lias moyen. Les charnières secondaires y dessinent un Σ majuscule. Le flanc oriental du Mont Joly est donc taillé dans un anticlinal de Lias moyen à coeur de Lias inférieur compliqué de trois digitations. L'orientation de ces plis est N-NE - S-SW à NS. Le sommet du Mont Joly correspond au flanc normal de la troisième digitation. Le flanc inverse, lui, est masqué par l'éboulement de Sous les Roches de même que la charnière de passage au synclinal du Mont d'Arbois. (cf. fig. 44).

L'étude du flanc occidental du Mont Joly montre qu'aucun des replis de Lias inférieur ne l'atteint. Seule l'enveloppe de Lias moyen est visible sur la face surplombant Megève (cf. coupes 4 et 5, pl. II). Plus au Sud, par contre, à partir de la Tête de la Combaz, la digitation 3 de Lias inférieur atteint le sommet (cf. coupes 2 et 3, pl. II) et forme la crête jusqu'à l'Aiguille Croche où on observe une petite réapparition de Lias moyen correspondant au flanc normal (cf. coupe 1, pl. II). La barre de Lias moyen du flanc inverse forme ce qu'on appelle les "Lanches du Mont Joly".

b- Etude de la déformation.

b1. L'analyse microtectonique :

L'étude microtectonique du Mont-Joly a fait l'objet de la thèse de B. Pijolat en 1978. J'en reprendrai ici les principaux résultats.

- Etude des objets structuraux.

Deux phases de plissement accompagnées de schistosité sont observables sur le terrain. Les "objets" correspondant à la première phase sont déformés et dispersés par les phases ultérieures. Ceux de la deuxième phase sont donc plus reconnaissables et mieux réglés que les précédents.

. Objets de première génération.

Schistosité S1: il s'agit d'une schistosité de flux (dans ce cas, l'anisotropie qui affecte toute la roche se caractérise par un réarrangement général des minéraux). A l'oeil nu, on observe qu'elle est en générale fine et serrée ; cependant elle peut prendre des aspects assez variables en fonction de la lithologie. Cette schistosité S1 a une orientation générale NS à N30, mais elle a été dispersée. Elle est faiblement pentée vers l'E-SE ; lorsqu'on se rapproche de la vallée de l'Arly, en allant vers les Aravis, S1 bascule vers le NW après être passée par l'horizontale. B. Pijolat attribue ce basculement à un bombement de socle. Au contact avec le cristallin du Mont-Blanc, par contre, on observe une augmentation locale du pendage vers l'Est (mais s'agit-il toujours de S1 ?).

Plis P1: ces plis, ayant S1 comme plan axial, sont de dimension hectométrique à décimétrique (ce sont entre autres les grands plis couchés du Mont-Joly que je viens de décrire). Ils ont toujours un regard NW. Ils sont en général isoclinaux. Ils se disposent fréquemment en "bandes de plissement", en particulier au sommet du Mont-Joly.

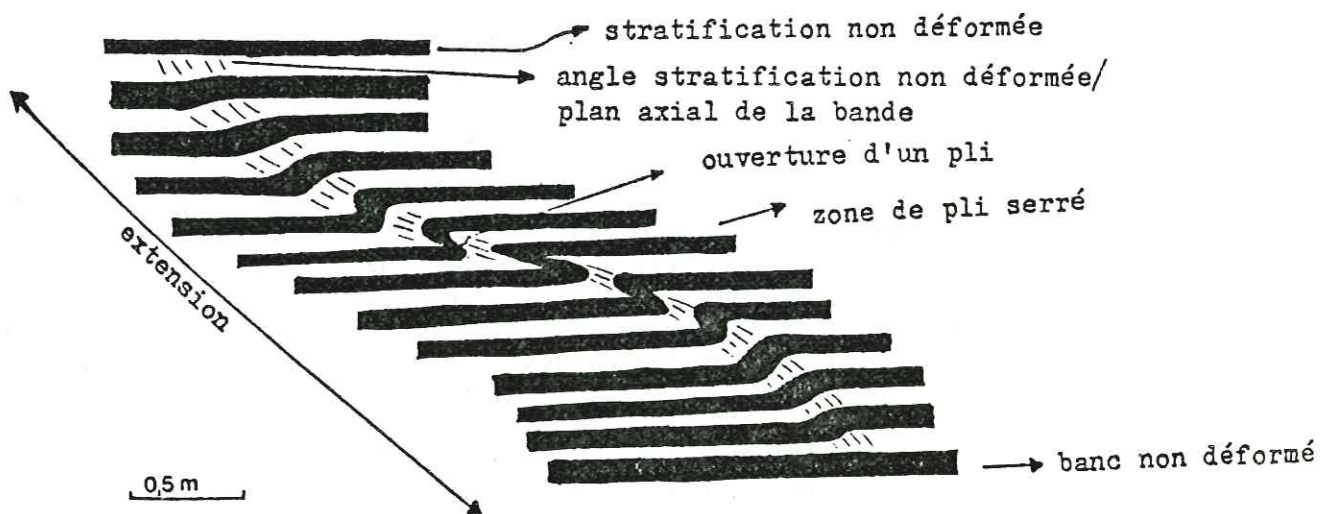


Fig. 45 : Bande de plissement du Mont-Joly (B. Pijolat, 1978).

. Objets de deuxième génération.

Schistosité S2 : il s'agit d'une schistosité de crénulation (une schistosité de crénulation, contrairement à une schistosité de flux où il y a réorientation complète de la roche, se marque simplement par la présence de plans plus ou moins espacés qui décalent des repères en les plissant). Son aspect varie avec la compétence du matériel. La schistosité S2 a sensiblement la même direction que S1 (10 à 30°N), mais elle est toujours plus fortement pentée vers le SE que cette dernière, comme le montre le schéma de B. Pijolat).



Fig. 46 : Relation S1 S2 en liaison avec les plis P1
(B. Pijolat, 1978).

B. Pijolat signale l'existence de plis P2 associés à cette deuxième schistosité.

- Enseignements tirés de l'étude de la déformation des Belemnites.

On observe fréquemment dans les bancs calcaires du Lias moyen des Belemnites tronçonnées dont les fragments sont reliés par des recristallisations de calcite. Elles constituent un objet intéressant pour l'étude de la déformation.

B. Pijolat utilise pour cette étude les méthodes présentées par :
M. Badoux, 1963 ;
J.G. Ramsay, 1967 ;
H. Masson, 1972.

L'étude des Belemnites en éboulis lui fournit des mesures de déformation dont les variations ne semblent obéir à aucune logique.

Par contre l'étude des Belemnites en place, faite sur le flanc occidental du Mont-Joly, révèle une différence de comportement entre les flancs longs et les flancs courts : dans les flancs courts, le maximum d'orientation des Belemnites est centré sur la linéation d'étirement-glisement (N130-140). Par contre dans les flancs longs l'orientation des Belemnites correspond à une direction grossièrement parallèle à l'axe du pli. L'interprétation de ce fait reste problématique.

- Conclusions.

B. Pijolat montre l'existence de deux phases de plissement syn-

schisteux, mais aussi celle de "failles plates" provoquant le déplacement du compartiment supérieur vers le NW. L'étude du massif du Mont-Joly aboutit donc à la mise en évidence d'un *cisaillement général vers le NW* avec un gradient vertical témoignant d'une déformation plus intense au fur et à mesure que l'on se rapproche du socle.

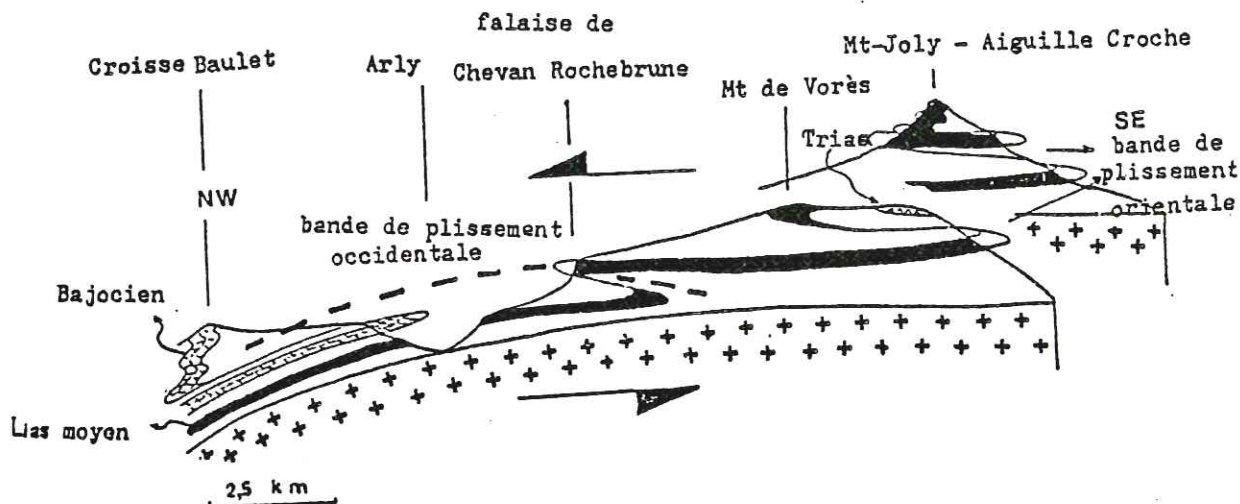


Fig. 47 : Schéma de la disposition d'ensemble (B. Pijolat, 1978).

62. Les étapes de la déformation :

Les résultats de B. Pijolat correspondent aux observations de S. Triboulet et de moi-même pour ce qui est de l'existence de deux schistosités et d'un cisaillement général avec déplacement vers le NW. Il est à noter que ce grand cisaillement a pu être mis en évidence grâce à la stratigraphie et à la cartographie, sans l'aide de la microtectonique ; il se trouve confirmé par celle-ci.

La première phase observable sur la partie septentrionale du terrain d'étude correspond à un plissement isoclinal synschisteux donnant naissance à des plis couchés à axe subhorizontal (la schistosité S1 se trouve donc subhorizontale elle aussi). Ces plis ont une direction SW-NE (N30 environ) et existent à toutes les échelles. Les plus grands correspondent aux structures décrites précédemment : le synclinal couché du Mont d'Arbois et l'anticlinal digité du Mont-Joly. Les "bandes de plissement", bien décrites par B. Pijolat, représentent la même déformation à une échelle plus petite. Ces plis résultent d'une poussée dirigée du SE vers le NW. Quel a été le moteur responsable de ce déplacement ? La partie septentrionale du terrain, étudiée ici, n'en fournit pas la réponse mais l'étude du terrain de S. Triboulet permet d'avancer une hypothèse : l'accumulation vers l'avant, en plis couchés, de la couverture pourrait être due à un premier jeu en écaillage du socle de Belledonne, qui s'accroît par la suite. Un début de dénudation est donc possible dès cette phase de plis couchés qui constitue déjà un départ de la couverture.

Puis vient une phase de *cisaillement plat* provoquant la translation de la nappe du Mont-Joly déjà structurée. Les manifestations de ce cisaillement ont été décrites au chapitre "contact de base". Le déplacement s'est fait sur une "nappe inférieure" marquée à sa base par la présence

d'une écaille de Carbonifère arrachée au Prarion. Les terrains schisteux du Lias supérieur, constituant la majeure partie de la nappe inférieure, ont joué le rôle de niveau plastique et ont facilité la translation de la nappe supérieure. A l'intérieur de cette dernière on observe également des glissements dus à la plasticité du Lias supérieur; ces jeux mineurs sont une répercussion du chevauchement complexe de la base.

On peut relier ce cisaillement à un jeu de socle : en effet la nappe est supportée par une lame de Carbonifère ayant initialement appartenu à la couverture des coins de socle de la zone de Chamonix. Ces mouvements sont à relier à ceux des "claveaux", ou plutôt des écailles, de la partie interne de Belledonne dont le jeu a été mis en évidence plus au Sud par S. Triboulet. En effet, ces écailles repincent des terrains de couverture appartenant à la nappe du Mont-Joly (par exemple dans la combe du Sallestet). Ce cisaillement majeur a été décrit par B. Pijolat (1978), qui le présente sous le terme de "faille plate". Ce qu'il désigne sous celui de "faille légèrement pentée vers le NW" représente en fait le même phénomène. Simplement, lorsqu'on se dirige vers l'Ouest, le plan de cisaillement bascule vers le NW à cause du bombement du socle sous-jacent. Ce *bombement du socle de Belledonne* représente un phénomène important, bien visible dans la région étudiée. Il pourrait correspondre à un grand pli de fond en compression représentant une phase tardive par rapport à celles décrites précédemment.

Cependant, la récente étude de G. Ménard (1979) aboutit à une autre hypothèse. En effet, ce dernier a mis en évidence, grâce à la géophysique, le chevauchement du rameau externe de Belledonne vers l'Ouest. Pour G. Ménard, le bombement observé serait lié à ce chevauchement.

Revenons maintenant à la deuxième phase de plissement synschisteux de B. Pijolat. Pour lui, elle est étroitement liée au cisaillement. Le glissement sur S1 donne naissance à une nouvelle génération de structures : plis P2 et schistosité S2. Aucune observation de terrain ne m'ayant permis de confirmer ou d'infirmer cette liaison directe avec le cisaillement, je n'insisterai pas sur cette phase pour le moment. L'étude de la déformation dans la nappe de Roselette permettra peut-être de la relier aux phénomènes observés dans les parties plus internes du terrain.

Avant de conclure sur les étapes de la déformation, il faut signaler l'existence de plis précoces transportés, affectés par la schistosité S1 et observables seulement sur le terrain étudié par S. Triboulet, 1980 (il s'agit par exemple du pli du Nant Reveneau).

C. METAMORPHISME.

Ce chapitre étant destiné à être développé dans le livre synthétique, je n'en dirai ici que quelques mots.

Des mesures de cristallinité de l'illite ont été effectuées sur des échantillons de schistes siliceux noirs de l'Aalénien. Les douze résultats obtenus (six échantillons, deux mesures par échantillon) fournissent

une moyenne de 2,43 pour l'ensemble du massif Mont-Joly - Aiguille Croche. Ce résultat indique un métamorphisme d'épizone. Le principe de la méthode et les conclusions seront présentés dans le livre synthétique.

D. CONCLUSIONS : CHRONOLOGIE RELATIVE DES DEFORMATIONS SUPERPOSEES DANS L'UNITE DU MONT-JOLY.

Pour le moment, seule une chronologie relative peut être proposée pour les déformations décrites précédemment. Plusieurs phases de déformation successives sont observables sur le terrain d'étude.

- une phase de plissement isoclinal correspondant à un empilement de plis couchés à flancs inverses plus ou moins étirés et même laminés. Ces plis ont une direction SW-NE et répondent à une poussée dirigée vers le NW. Une schistosité de flux S1 leur est associée ;

- un cisaillement ayant pour résultat la translation vers le NW de l'ensemble plissé précédent. La nappe de charriage ainsi formée est diverticulée. Le diverticule inférieur est jalonné par une écaille de Carbonifère arrachée aux coins de socle dont le mouvement a dû provoquer le cisaillement ;

- un plissement à grand rayon de courbure, tardif, provoquant le bombement de socle de Belledonne. Ce phénomène est responsable du basculement des plis couchés.

III. L'UNITE DU MONT-BLANC.

A. INDIVIDUALISATION D'UNE "UNITE DU MONT-BLANC".

Il faut envisager son individualisation d'une part par rapport à l'unité du Mont Joly, d'autre part par rapport à la nappe de Roselette.

1°/- Rapports avec l'unité du Mont-Joly :

Dans la partie méridionale du terrain d'étude, le contact de la partie visible du cristallin du Mont-Blanc ne se fait pas directement avec l'unité dauphinoise du Mont-Joly à cause de la présence de la nappe de Roselette. Plus au Nord, par contre, à partir des Contamines-Montjoie, le cristallin du Mont-Blanc vient en contact direct avec les séries liasiques du Mont Joly. Il s'agit d'un contact chevauchant penté vers le SE et plus ou moins verticalisé postérieurement à la phase principale. Il est bien observable au Cugnon, entre les chalets du Truc et ceux de Miage, et surtout au col du Tricot (fig. 48). Il se marque par des cargneules seules ou par une zone de mélange tectonique qui seront décrites plus loin.

2°/- Rapports avec la nappe de Roselette :

a- Critères stratigraphiques.

L'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc supporte une couverture autochtone dont le terme supérieur (les "Grès Singuliers") n'est pas daté directement. Ces grès prennent en biseau la série sous-jacente qui monte jusqu'au Sinémurien. Ils correspondent donc au moins au Lias moyen. Cet âge, compte-tenu du contexte stratigraphique régional, est le plus plausible. Or ce sont des schistes siliceux aaléniens (ou peut-être oxfordiens ?) qui viennent reposer sur cette couverture au pied de la Tête Sud des Fours. La stratigraphie ne permet donc pas de caractériser la nature exacte du contact entre la nappe de Roselette et la couverture du Mont-Blanc (si par contre les "Grès Singuliers" avaient eu un âge plus récent, la nature chevauchante de ce contact aurait été prouvée par la stratigraphie).

b- Critères tectoniques.

Les schistes siliceux aaléniens (ou oxfordiens ?) de la nappe de Roselette reposent en pseudo-concordance sur les "Grès Singuliers" entre le col de la Croix du Bonhomme et le col des Fours (cf. coupes 4 et 5, Pl. III); mais lorsqu'on se déplace vers le Nord-Est, on les voit reposer sur les dolomies triasiques dans la descente au Plan des Fours (cf. coupes 6 et 7, Pl. III) et jusque sur les quartzites permo-triasiques un peu plus au Nord (au-dessus du p.c. 2252). Des critères tectoniques permettent d'écarter cependant l'hypothèse de la simple discordance cartographique. En effet le contraste entre la couverture tégumentaire non déformée, simplement collée au cristallin du Mont-Blanc et les séries schisteuses intensément tectonisées, plissées

à toutes les échelles, frappe au premier coup d'oeil. Ce phénomène est particulièrement bien observable à l'endroit où le sentier du "Tour du Mont-Blanc" traverse le Nant des Lotharets. L'entaille creusée par le torrent permet d'observer le contact entre les Grès Singuliers intacts et les schistes de la Tête Sud des Fours, complètement plissotés, entrelardés de filonnets de quartz. Dans la zone de contact, un lambeau de Grès Singuliers a été arraché et replissé par les schistes siliceux qui surmontent la couverture autochtone. Ainsi, le contact entre l'unité du Mont-Blanc et la nappe de Roselette se marque par un saut de déformation ; simple voussure pour la couverture autochtone, plissement isoclinal et écaillage pour les terrains de la nappe.

Ce contact tectonique donne une explication à la pseudo-concordance et donc à l'apparente transgression des schistes sur les Grès Singuliers .

Bien que, faute d'argument décisif, on ne puisse pas éliminer complètement l'hypothèse de la simple disharmonie, l'importance des phénomènes observés permet de conclure que le contact entre les séries de la nappe de Roselette et la couverture autochtone du Mont-Blanc est de nature chevauchante.

B. TECTONIQUE.

1°/- Le chevauchement du Mont-Blanc :

Le chevauchement du Mont-Blanc représente une composante essentielle dans l'étude structurale de ce massif, mais son importance, sa portée, ne peuvent pas être mis en évidence à partir de la seule étude de mon terrain. Ce problème, lié à celui de l'origine de la nappe de Morcles, est développé dans le livre synthétique.

Néanmoins le contact entre le cristallin du Mont-Blanc et les séries liasiques du Mont-Joly et du Mont Vorassay y est observable en plusieurs points : au Cugnon, au-dessus de la Frasse, entre les chalets du Truc et ceux de Miage, au col de Tricot.

. Le col de Tricot (fig. 48).

Le contact, penté de 50° environ vers le SE, est marqué par des cargneules bien observables tout le long de la montée à partir des chalets de Miage. Au col même, quelques mètres de couverture triasique écaillée ont subsisté (quartzites et schistes nacrés). Ces terrains triasiques pourraient correspondre à des lambeaux de poussée mis en place lors d'un rejeu tardif du contact (cf. col du Bonhomme).

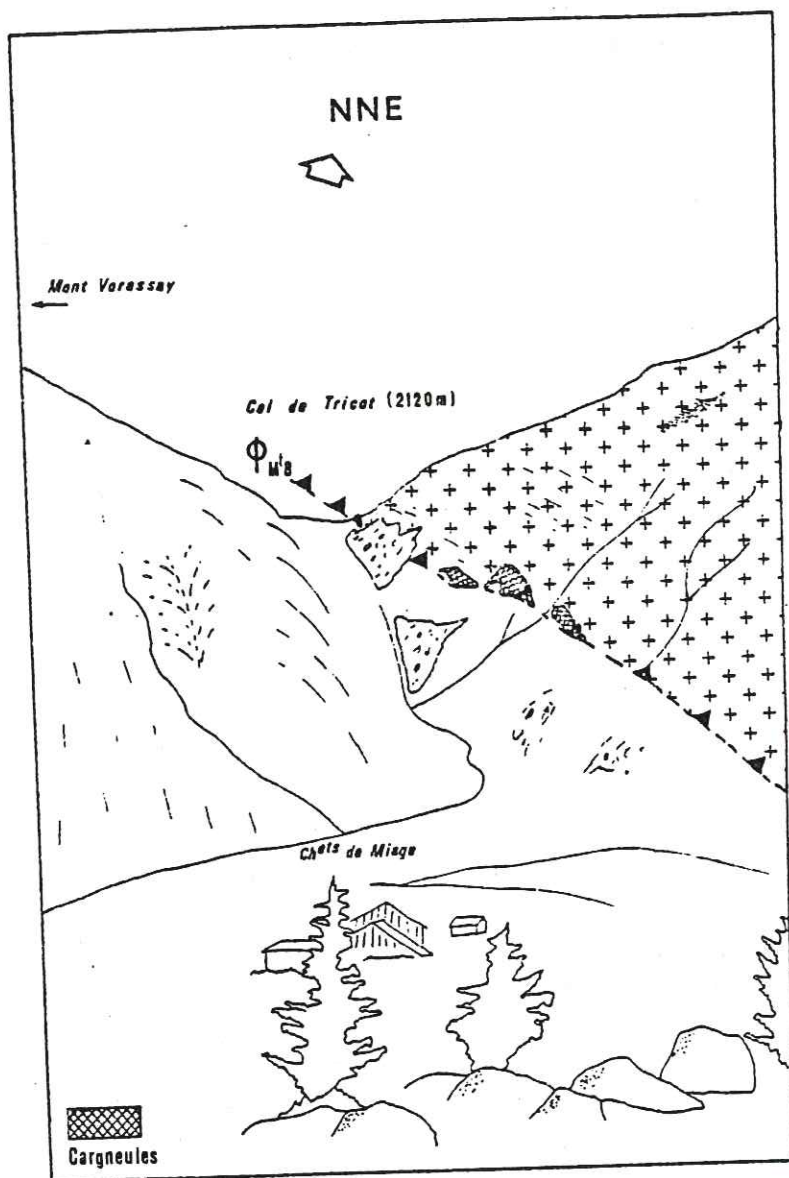


Fig. 48 : Panorama du col de Tricot (vu des chalets de Miage).

. Le Cugnon.

Au-dessus du Cugnon, le contact entre cristallin et séries liasi-ques est observable dans le ravin du Nant d'Armancette. En cet endroit, la zone de contact est marquée par un mélange tectonique de schistes extrêmement déformés et de cargneules. La base du cristallin a un pendage de 45° vers le SE.

Comme nous le verrons lors de l'étude de la nappe de Roselette, d'origine ultra Mont-Blanc probable et mise en place par dessus ce dernier, celle-ci se trouve repincée par le cristallin (cf. Pl. I, coupe synthétique). Ce phénomène s'accompagne de lambeaux de poussée, d'écaillage.

Or les contacts observables actuellement au front du cristallin du Mont-Blanc ont toujours un pendage compris entre 45 et 90 . Au col du Bonhomme en particulier (fig. 49), le contact est subvertical. Nous allons voir plus loin qu'il s'agit de verticalisation tardive.

2°/- La voussure du Mont-Blanc :

La terminaison méridionale du cristallin montre un bombement régulier souligné par la voussure de la couverture autochtone et de son enveloppe de nappe. Ce fait est particulièrement bien visible au-dessus du vallon de la Sausse (fig. 49). Le claveau de socle des Monts Jovets, surmontant la Balme, présente lui aussi un bombement analogue, marqué par l'orientation des lambeaux de couverture dolomitique.

Cette voussure du cristallin détermine la terminaison périanticlinale post-nappe que l'on observe dans le vallon de la Sausse. Le cristallin de la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc, auparavant recouvert par la nappe de Roselette, est apparu en fenêtre à la faveur de ce bombement de socle dû à un mouvement en compression à grand rayon de courbure.

Ce phénomène est à mettre en parallèle avec le bombement du rameau externe de Belledonne, comme nous allons le voir dans les conclusions. Il pourrait être relié également à la voussure des écaillés du rameau interne de Belledonne, décrite par G. Ménard (1979) et observable sur le terrain de S. Triboulet (1980). Les "claveaux" définis par C. Bordet ne correspondent pas à des éléments de socle verticaux, mais à des écaillés dont les contacts auraient été verticalisés en surface.

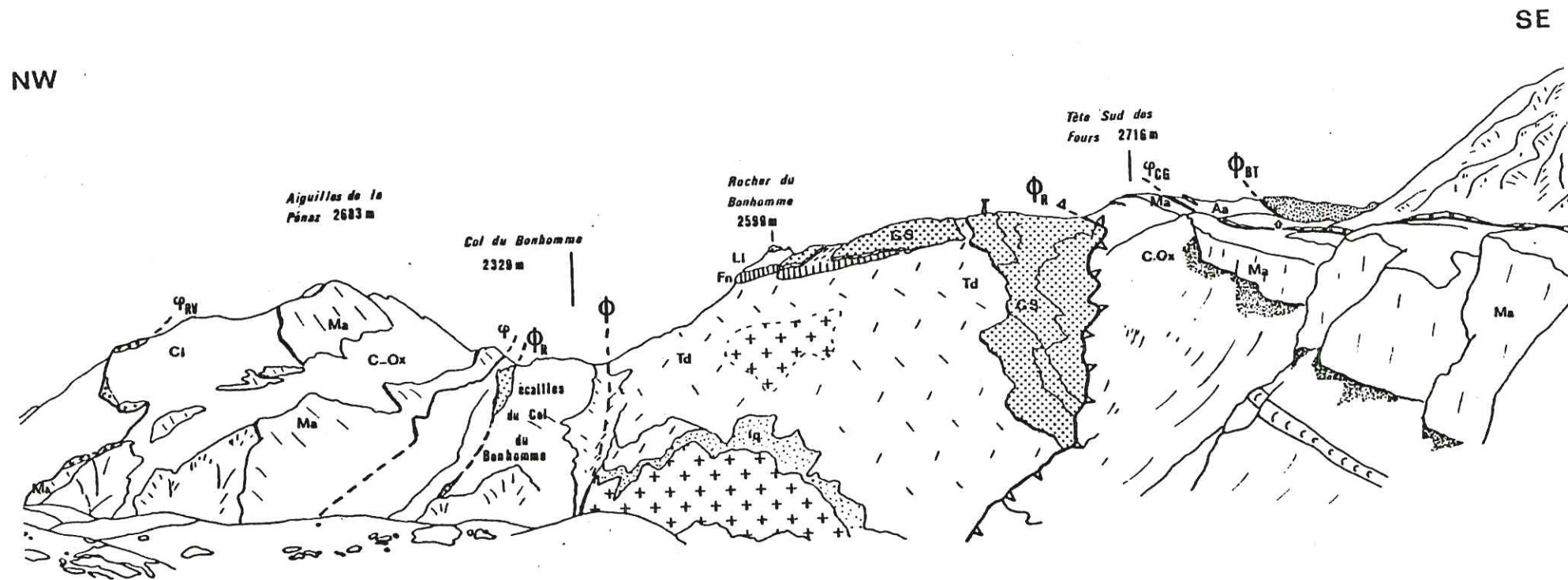
Il convient ici de dire également quelques mots sur les claveaux de Notre-Dame-de-la-Gorge. En effet, lorsqu'on se déplace vers le Nord, on constate que le socle est morcellé en compartiments où tous les contacts apparents sont verticaux. Des cargneules peuvent s'intercaler entre ces compartiments. L'étude de C. Bordet sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (1961) nous a servi de référence pour l'interprétation de ces "claveaux". C. Bordet s'est appuyé sur une étude pétrographique détaillée du matériel des différents cristallins. Il en ressort que les deux compartiments les plus externes (le claveau de Montjoie et le claveau de la Sainte Chapelle) appartiennent à la série satinée du rameau interne de Belledonne ; le cristallin du Mont-Blanc lui-même vient donc chevaucher le rameau interne de Belledonne au niveau du claveau de Notre-Dame-de-la-Gorge. Quant à la disposition en claveaux, il est probable qu'elle est synchrone de l'écaillage du rameau interne du massif de Belledonne ; la verticalisation des contacts serait tardive.

3°/- Les déformations internes de l'unité :

Il a été dit précédemment, dans l'introduction, que le style de déformation de l'unité du Mont-Blanc contrastait brutalement avec celui de la nappe de Roselette. Ce saut de déformation constitue même un des arguments pour l'individualisation de ces deux ensembles.

En effet, la couverture sédimentaire de l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc forme un tégument peu épais collé sur le socle cristallin. Elle épouse la voussure de ce cristallin ; la carapace des Grès Singuliers souligne de ce fait le bombement tardif du socle (cf. panorama pris du col des Sauses, fig. 49).

Cependant, l'adhérence de ce tégument n'est pas parfaite. La couche de quartzites venant directement sur le cristallin n'a pas une épaisseur cons-



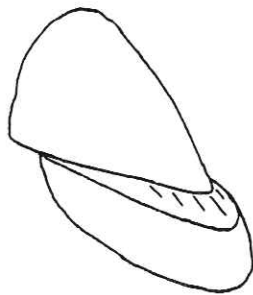
Légende : Ci: Crétacé inférieur ; Ma: Malm supérieur ; C-Ox: Callovo-Oxfordien ; Aa: Aalénien ; GS: Grès Singuliers ; Li: Lias inférieur ; FN: formation noire ; Td: Trias dolomitique ; Φ_{RV} : chevauchement de l'unité du Rocher du Vent ; Φ_{CG} : chevauchement de l'unité de la Crête des Gittes ; Φ_R : chevauchement de la nappe de Roselette ; Φ_{BT} : chevauchement de la zone des Brèches de Tarentaise.

Fig. 49: Panorama de la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc (pris du Col de la Sauce).

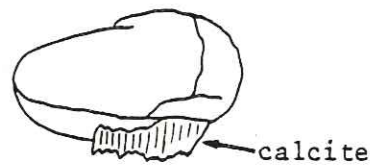
tante. Ceci est dû en partie à la sédimentation détritique sur substratum irrégulier ; mais la tectonique a pu aussi avoir un rôle dans ces variations d'épaisseur. On observe en effet à la base des quartzites un niveau noir d'une dizaine de centimètres d'épaisseur. L'étude au microscope révèle qu'il s'agit d'un microconglomérat (représentant donc le niveau de base de la série détritique) complètement écrasé, à éléments étirés, voire même fracturés. La couverture sédimentaire n'est donc pas aussi "tégumentaire" qu'on pourrait le penser au premier abord. Une légère désolidarisation a pu se produire entre le socle et la série détritique qui le surmonte, ceci à la faveur des contraintes tectoniques. Faut-il les rapporter au passage de la nappe de Roselette par dessus l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc ? C'est probable, mais il est difficile de l'affirmer.

Les Grès Singuliers eux-aussi ont joué par rapport aux terrains sous-jacents ; on observe parfois des traces de friction et d'écrasement à leur base. Ces Grès Singuliers sont bien en contact stratigraphique sur les différents terrains qu'ils prennent en biseau, mais ce contact a également été repris lors des phases tectoniques ultérieures.

Enfin, la couverture sédimentaire de l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc présente un autre type de déformation, bien exprimé au sommet de la série : les galets des Grès Singuliers sont parfois cassés et striés, comme le montrent les dessins. Ils ont bougé dans leur gangue de grès et ce déplacement a été compensé parfois par des cristallisations de calcite.



Galet cassé



Cristallisation de calcite

Fig. 50: Déformation des galets des Grès Singuliers.

Si l'on mesure les directions des stries, on aboutit à une moyenne de 110° par rapport au Nord. Les Grès Singuliers ont réagi de manière cassante aux efforts tectoniques. Cette fois encore, la question se pose : cette tectonique doit-elle être reliée au passage de la nappe de Roselette (la direction $N 110$ correspondrait bien à un déplacement de la nappe vers le NW), ou bien à une tectonique cassante tardive, indépendante de la mise en place de cette nappe ?

D'ailleurs l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc montre d'autres manifestations d'une tectonique cassante tardive. Il s'agit en particulier de l'importante faille du Col des Fours, de direction $N 120$. Elle a joué à la fois en faille normale et en décrochement senestre et est bien visible dans le paysage (fig. 52). Cette faille est postérieure à la voissure du cristallin.

C. CONCLUSION.

L'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc a été l'objet de plusieurs épisodes tectoniques. L'ensemble du massif a subi tout d'abord une translation importante en direction du Nord-Ouest. Probablement dans le même temps ou juste après, la nappe de Roselette est passée par dessus l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc, induisant de petites frictions dans la couverture "tégumentaire".

Le cristallin ainsi que ses couvertures autochtone et allochtone ont été ensuite affectés par une voissure sur laquelle l'érosion a dégagé la fenêtre montrant la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc. Cette voissure correspond à un pli de fond légèrement déversé repiçant à l'avant la nappe de Roselette.

Enfin, le cristallin a été soumis à une tectonique cassante tardive provoquant la verticalisation de nombreux contacts. On lui doit l'importante faille tardive du Col des Fours.

IV. LA NAPPE DE ROSELETTE.

A. MISE EN EVIDENCE DE LA NAPPE DE ROSELETTE.

1°/- Individualisation de la nappe de Roselette par rapport à l'unité du Mont Joly :

a- Critères stratigraphiques.

Le matériel de la nappe de Roselette correspond à des terrains allant du Sinémurien au Crétacé inférieur (et jusqu'au Nummulitique sur le terrain de S. Triboulet). Il est très difficile d'utiliser l'argument stratigraphique pour distinguer ses terrains de ceux de l'unité du Mont Joly qui "montent" jusqu'au Dogger. Les séries sont pratiquement complémentaires du point de vue chronologique. Les critères tectoniques et métamorphiques vont montrer qu'il n'en est rien.

Notons toutefois que c'est un critère stratigraphique qui a permis de mettre en évidence le fait que les terrains de la nappe de Roselette se trouvent actuellement de part et d'autre de l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc. Les terrains du Dogger au Malm sont représentés avec des faciès identiques aussi bien à l'arrière (Tête Sud des Fours) qu'à l'avant (Aiguilles de la Pénaz, Roches Franches) de la terminaison du massif du Mont-Blanc. Les barres de Malm, en particulier, sont caractéristiques. Les unités internes et externes par rapport au cristallin du Mont-Blanc ont le même contenu stratigraphique. On passe en continuité, au Sud du vallon de la Sausse, de l'ensemble des terrains ultra Mont-Blanc à celui qui se retrouve maintenant devant le Mont-Blanc. S'il s'agissait de la couverture de ce dernier, que représenteraient les écaillés de cristallin qui séparent des éléments de contenu stratigraphique identique ?

La nappe de Roselette est passée par dessus la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc et a ensuite été divisée en deux branches

lors de la surrection du cristallin, qui est alors apparu en fenêtre. Ces deux branches se rejoignent vers le Sud en une structure anticlinale dans le massif du Rocher du Vent ; ce phénomène avait déjà été signalé par M. Bertrand en 1896.

b- Critères tectoniques.

Le contact frontal de la nappe de Roselette est marqué par une masse importante de gypses et de cargneules plus ou moins bréchiques. Les gypses affleurent largement au Col du Joly et se manifestent sous la couverture végétale par des entonnoirs de dissolution. Ces gypses sont stratifiés, finement rubannés, avec des alternances de couleurs (blanc, jaune, rose). Ils sont attribués au Trias. Leur rôle dans la tectonique, en tant que niveau plastique favorisant les glissements, est indubitable. Les cargneules, elles aussi, marquent la zone de contact. En effet l'opinion la plus couramment admise, en tout cas pour ce qui est des cargneules des Alpes, est celle qui attribue leur formation à la transformation de dolomies sous forte pression fluide (H. Masson, 1972). Ces importantes masses de gypse mêlé de cargneules marquent nettement le contact frontal de la nappe de Roselette et se suivent du Col du Joly jusqu'au Baptieu au Nord.

D'autre part dans l'unité de Roselend, écaïlle inférieure de la nappe de Roselette, se marquent de nombreux contacts auxiliaires eux aussi injectés de cargneules (les gypses, eux, ne se trouvent qu'au front). Toute cette partie basale de la nappe montre les traces d'une déformation très violente et correspond à un véritable coussinet tectonique, à une semelle de nappe.

2°/- Individualisation de la nappe de Roselette par rapport à l'unité du Mont-Blanc :

Cette question ayant déjà été étudiée à propos de l'unité du Mont-Blanc, nous n'y reviendrons pas ici. Il suffira de se reporter au paragraphe 2 du chapitre "l'unité du Mont-Blanc" : rapports avec la nappe de Roselette p. 95.

B. TECTONIQUE.

1°/- Introduction :

La coupe synthétique permet de se rendre compte de la structure d'ensemble de la nappe de Roselette. Il s'agit d'une nappe d'origine ultra-Mont-Blanc. Elle a chevauché l'extrémité méridionale de celui-ci et s'est trouvée elle-même repincée lors des mouvements tectoniques ultérieurs affectant le cristallin. Nous sommes en présence d'un anticlinal de nappe ayant comme "coeur" le cristallin du Mont-Blanc, suivi vers l'extérieur d'un synclinal ; la mise en évidence de ce dernier sera expliquée lors de l'étude des unités.

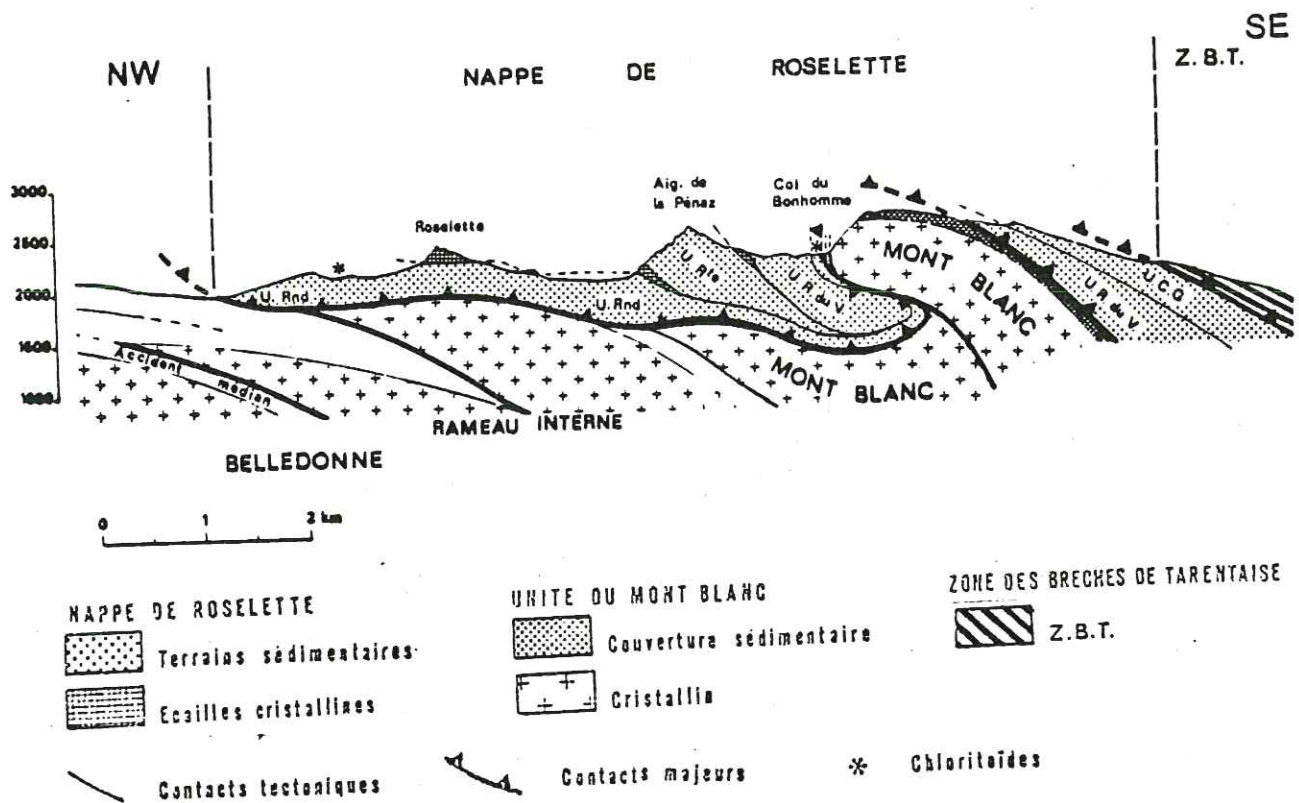


Fig. 51 : Coupe synthétique de la nappe de Roselette.

Vers le Sud l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc s'ennoie périclinalement sous la nappe de Roselette dans le vallon de la Sausse. Sur le flanc méridional de ce vallon (cf. S. Triboulet, 1980) le socle n'apparaît plus mais sa couverture décollée est affectée par le ploiement anticlinal.

2°/- Définition des différentes unités :

La nappe de Roselette comprend quatre unités :

a- l'unité de Roselend.

Sa limite extérieure, représentant le front de la nappe de Roselette, a déjà été décrite au chapitre "Individualisation de la nappe de Roselette". Rappelons simplement qu'il s'agit d'un contact majeur, marqué par des gypses et/ou des cargneules allant du Col du Joly au Baptieu. Un fait important doit être souligné : des schistes à chloritoïdes ont été trouvés d'une part sur l'arête joignant le Col du Joly à l'Aiguille de Roselette, d'autre part en plusieurs autres points de l'unité de Roselend vers le Sud (cf. schéma structural synthétique).

L'échantillonnage de schistes siliceux pris dans les autres unités n'ayant pas fourni de chloritoïdes, on peut considérer que ces schistes à chloritoïdes sont bien caractéristiques de l'unité de Roselend. Ils peuvent donc servir de marqueur de l'unité de Roselend, élément de base de la nappe de Roselette. Or de tels schistes à chloritoïdes ont été trouvés dans

l'étroite bande de terrain passant au Col du Bonhomme juste à l'Ouest des écaïlles les plus externes de couverture autochtone coincées à l'avant du Mont-Blanc. Ils marquent la présence de l'unité de Roselend, écaïlle de base de la nappe de Roselette, juste à l'avant de l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc et soulignent la structure "synclinale" de la partie externe de la nappe. L'unité de Roselend longe donc la limite occidentale du massif du Mont-Blanc. Du Col du Bonhomme ses terrains descendent presque jusqu'au Plan des Dames. Les éboulis empêchent de les suivre ensuite. Mais au niveau des lacs Jovet on retrouve d'épaisses masses de cargneules et de dolomie plus ou moins cargneulisée ainsi qu'un petit affleurement de calc-schistes du type de ceux de la Tête du lac de Roselette. Les cargneules se suivent jusqu'au p.c. 2508. Ces affleurements correspondent au prolongement vers le Nord de l'unité de Roselend qui finit par disparaître, débordée par le cristallin du Mont-Blanc lui-même dont on peut remarquer, dans le couloir des lacs Jovet, le net pendage vers le Sud-Est.

b- L'unité de Roselette.

L'unité de Roselette, comme l'unité du Rocher du Vent (mais à la différence de l'unité de Roselend) est jalonnée à sa base par des écaïlles de cristallin. La plus importante de ces écaïlles correspond à ce qu'on appelait "klippe de Roselette" (allongée sur près de 3 km, large de presque 1 km et épaisse de 200m). En fait il ne s'agit pas d'une klippe à proprement parler, mais d'une écaïlle cristalline plus importante que les autres ; elle a donné son nom à l'unité. Vers le Sud, sur le terrain de S. Triboulet (1980), cette lame cristalline se suit très bien tout le long de la rive gauche du ruisseau de la Cicle; des klippes, sur la rive droite, témoignent de son extension vers l'Ouest. Vers le Nord, par contre, sa prolongation est plus problématique. Dans le secteur de la Balme, on peut rattacher à cette lame trois affleurements de cristallin :

- le cristallin surmontant les paturages de la Balme et reposant sur une barre de Malm de l'unité de Roselend ;
- quelques pointements de cristallin apparaissant parmi les éboulis, sous les Roches Franches (vers le p.c. 2101) ;
- l'importante écaïlle de cristallin de la Balme située au pied et juste au Nord des Aiguilles de la Pénaz.

En fait, il est très difficile de limiter l'unité de Roselette dans la partie Nord du terrain d'étude. C'est pourquoi, sur le schéma structural, ses limites sont représentées en pointillés.

c- L'unité Rocher du Vent - Tête Sud des Fours. (cf. fig. 52).

L'unité Rocher du Vent - Tête Sud des Fours est composée de deux diverticules encadrant l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc et se rejoignant vers le Sud pour ne former qu'un seul ensemble (cf. Pl. I, schéma structural). Le diverticule externe est jalonné, comme l'unité de Roselette, par des écaïlles de socle. On les suit depuis le pied de flanc oriental des Aiguilles de la Pénaz au Nord. De là elles s'infléchissent vers l'Ouest et passent sur le côté occidental de la crête des Bancs. Puis elles descendent jusqu'au torrent de la Gitte et se retrouvent plus au Sud. Le diverticule

oriental, par contre, vient chevaucher directement la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc sans l'intermédiaire de lames de cristallin. On peut suivre ce contact à partir de la Tête Nord des Fours, dont le sommet représente une klippe de l'unité Rocher du Vent - Tête Sud des Fours. En contrebas de cette klippe il passe au niveau du Plan des Fours. Vers le Sud on le suit tout le long du Nant des Lotharets où il se manifeste par une intense déformation des terrains de base de l'unité. Au Sud, il rejoint le diverticule occidental. Ces deux diverticules représentent les deux flancs de l'anticlinal de nappe sous lequel s'ennoie l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc.

d- L'unité de la Crête des Gittes.

L'unité de la Crête des Gittes, la plus interne de la nappe de Roselette, chevauche l'unité Rocher du Vent - Tête du Sud des Fours. Elle longe le flanc oriental de l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc puis continue vers le SW au delà de l'envoyage de ce dernier. Quelques rares lambeaux de cristallin signalent sa base, en particulier au-dessus des Chavannes et sous l'arête des Roches Merles. Plus généralement, tout le long du sentier du GR 5, entre le Plan de la Lai et le Col de la Sauce, la base de l'unité est jalonnée par des écailles de dolomie discontinues ayant parfois laissé des placages sur le flanc du Rocher du Vent et des Roches Merles. Au Nord du Col de la Sauce, un autre repère permet de suivre la base de cette unité ; il s'agit d'un niveau de calcaires à Entroques en écailles d'épaisseur toujours inférieure à 20m. Elles bordent le contact à environ une dizaine de mètres à l'intérieur de celui-ci et leur patine rousse les rend bien repérables dans le paysage. A partir du Nord on les trouve au Plan des Fours puis, décalés par la faille du Col des Fours, sur le flanc NE de la Tête Sud des Fours. Sur l'arête de celle-ci, ils forment un petit bec bien caractéristique (cf. panorama de la Tête Sud des Fours au chapitre Stratigraphie). De là ils passent au refuge du Col de la Croix du Bonhomme, puis au Col même et enfin sur le flanc NW de l'arête de la Crête des Gittes. Après une interruption on les retrouve au Sud du Plan de la Lai, près de la Petite Berge.

L'unité de la Crête des Gittes est elle-même chevauchée au Sud-Est par la zone des Brèches de Tarentaise, premier élément des zones internes alpines. (cf. fig. 52).

3°/- Structure des unités :

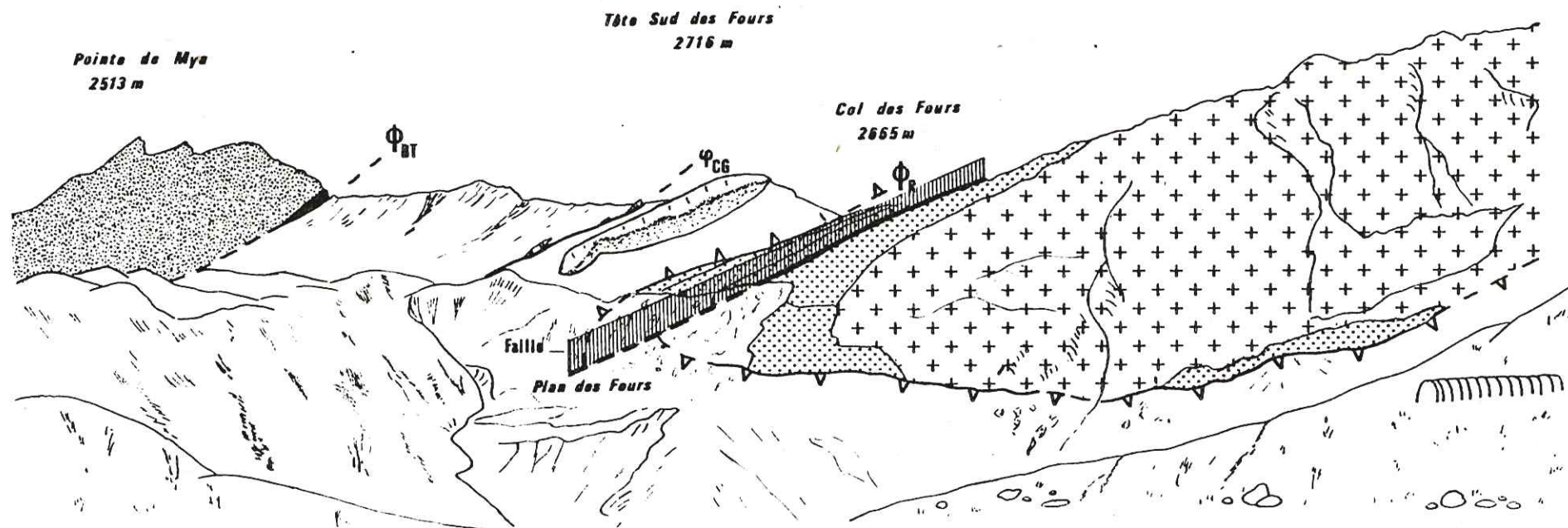
a- Mise en évidence du caractère particulier de l'unité de Roselend.





On peut remarquer dès le premier abord que la structure de l'unité de Roselend diffère de celle des unités plus internes. Il est même difficile, pour elle, de parler de structure : en effet il s'agit d'une accumulation d'écailles traînées à la base de la nappe, injectées de cargneules : aucune organisation n'y est décelable. Le terrain prédominant y est le Dogger (?) Mais la caractéristique la plus importante de cette unité reste la présence de schistes à chloritoïdes, dont il a déjà été question et qui ont permis de mettre en évidence le synclinal de nappe de l'avant du Mont-Blanc.

S

N

P.C. 2703 m



-  couverture du Mont Blanc
-  cristallin du Mont Blanc
-  zone des Brèches de Tarentaise
-  faille du col des Fours

Légende : Φ_{BT} : Chevauchement de la zone des Brèches de Tarentaise ; Φ_{CG} : Chevauchement de l'unité de la Crête des Gittes ; Φ_R : Chevauchement de la nappe de Roselette.

Fig. 52 : Panorama du Col des Fours (vu du Bouillu des Tufs).

b- Les plis isoclinaux.

Les unités de Roselette, du Rocher du Vent - Tête Sud des Fours et de la Crête des Gittes sont affectées de plis isoclinaux. Le style en est le même dans ces trois unités mais il est particulièrement bien observable dans les deux premières. En effet la présence des barres calcaires du Malm permet de suivre ces plis dans le paysage. Par contre dans l'unité de la Crête des Gittes, essentiellement schisteuse, les plis sont difficiles à discerner. La planche de coupes permet, bien mieux que le texte, de se rendre compte de la structure de la nappe de Roselette et du style de ses plis (bien qu'ils ne puissent pas être représentés dans toute leur complexité). Il s'agit de plis de direction générale N-NE - S-SW. Ils sont toujours déversés vers le Nord-Ouest, mais leur pendage vers le Sud-Est augmente du Sud vers le Nord. De 30° dans le massif du Rocher du Vent le pendage des barres de Malm passe à 45° dans le massif des Bancs puis augmente jusqu'à devenir presque vertical dans les Aiguilles de la Pénaz (cf. coupes 1 à 5, Pl. III et les coupes de S. Triboulet). Ce sont des plis isoclinaux très serrés accompagnés d'une schistosité de flux d'orientation NS à N40, pentée vers le SE, bien exprimée sur tout le terrain d'étude. Ces plis correspondent au premier phénomène visible ayant affecté la nappe de Roselette. Ils sont "recoupés" par la base des différentes unités, qu'elles soient ou non pourvues d'écaillles de cristallin. Dans le massif des Bancs par exemple, c'est un flanc inverse tronqué qui vient sur l'écaillle cristalline. Du Crétacé inférieur on passe au Malm puis à l'Oxfordien qui correspond à un coeur anticlinal (cf. coupes 1 et 2, Pl. III). On trouve le même dispositif dans l'écaillle inférieure (cf. coupe 5). La diverticulation a donc été postérieure à la formation des plis isoclinaux.

Dans l'unité de la Crête des Gittes, ce sont les niveaux de calcaires gréseux du Dogger qui permettent de repérer les plis au sein de la masse schisteuse. Ils forment des replis synclinaux pentés conformément au relief ce qui fait qu'on les observe bien, par exemple sur l'arête et le flanc oriental de la Crête des Gittes.

c- Les écaillles cristallines.

. Nature.

Ces écaillles de cristallin ont subi de telles contraintes qu'elles sont parfois méconnaissables. Toutefois leur nature cristalline est indéniable. Elle a été confirmée par J. Von Raumer à qui P. Landry (1976) avait montré des échantillons de l'écaillle cristalline affleurant au-dessus de la Gitte.

Lorsque ces écaillles sont plus importantes, leur matériel est relativement mieux conservé : c'est le cas pour l'écaillle de Roselette et celle de la Balme, de nature gneissique.

. Rapports avec les terrains sédimentaires.

Les écaillles de socle se sont mises en place à la faveur de grands cisaillements rectilignes. Néanmoins, à petite échelle, le socle et les terrains sédimentaires ont pu jouer l'un par rapport à l'autre. Ainsi au-dessus de la Sausse peut-on observer du cristallin "emballant" un lambeau de calcaire du Malm. Un autre exemple est observable au-dessus de la Balme : on y voit des replis très serrés de cristallin et de calcaire. Ce phénomène avait déjà été observé par M. Bertrand (1900).

. Origine des écailles de cristallin.

Ce problème sera discuté plus en détail dans le livre synthétique. On sait que ces écailles ont, comme l'ensemble de la nappe, une origine interne par rapport au massif du Mont-Blanc. Mais à quel socle, aujourd'hui disparu, appartenaient-elles ?

D'autre part pourquoi ne les trouve-t-on pas partout, systématiquement, à la base de toutes les unités ? Le contact frontal, en particulier, est dépourvu d'écailles de socle mais se marque par d'importantes masses de cargneules et de gypses. Ceci constitue un argument pour dire que la diverticulation, accompagnée d'écailles de cristallin et la mise en place de la nappe dans son ensemble, accompagnée de cargneules et de gypses, n'ont pas été simultanées et ne relèvent pas du même processus : rupture à sec pour les diverticules, mise en place sur niveau lubrifiant pour la nappe déjà structurée.

d- Le déversement du Mont-Blanc.

A l'avant de l'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc, la nappe de Roselette se trouve repincée par ce dernier. Le cristallin, coïncant des écailles de sa couverture autochtone, s'est déversé sur le synclinal de nappe de Roselette, ou plus exactement son flanc inverse (cf. coupe synthétique). La deuxième schistosité observée sur le terrain correspond peut-être à ce mouvement. Il s'agit d'une schistosité fracture assez grossière, d'orientation N30 et de pendage assez fort vers le SE (ce qui la différencie de la schistosité de flux associée aux plis isoclinaux qui, elle, a un pendage plus faible). Sa signification sera discutée dans le livre synthétique.

C. METAMORPHISME.

La moyenne des mesures de *cristallinité de l'illite* effectuées sur des échantillons de schistes de la nappe de Roselette est de 1,68 dans le secteur étudié. Il s'agit, comme pour les unités dauphinoises, d'un métamorphisme d'*épizone*. Cependant, pour celles-ci, la moyenne obtenue était de 2,43 (pour l'ensemble du terrain d'étude). Les terrains de la nappe de Roselette sont donc nettement plus métamorphiques que ceux des unités dauphinoises. La signification de ce saut de métamorphisme sera discutée dans le livre synthétique en tenant compte de l'ensemble des données du terrain d'étude.

D'autre part *des schistes à chloritoïdes* ont été découverts en plusieurs points de l'unité de Roselend (cf. Schéma structural). Ces chloritoïdes en rosettes sont caractéristiques d'un faciès schistes verts.

Il faut se reporter au livre synthétique pour l'étude détaillée du métamorphisme et de ses relations avec les déformations.

D. VUE D'ENSEMBLE SUR LA STRUCTURE DE LA NAPPE DE ROSELETTE.

1°/- Reconstitution de l'histoire de la nappe de Roselette :

L'analyse des données de terrain ci-dessus permet d'aboutir à la succession suivante d'évènements.

a- Une phase de plissement isoclinal à vergence NW accompagné d'une schistosité de flux faiblement pentée vers le SE.

b- Une phase d'écaillage au cours de laquelle les unités connues actuellement prennent place les unes par rapport aux autres par diverticulation d'un même ensemble et entraînent à leur base des écailles de cristallin arrachées à un socle interne par rapport au Mont-Blanc.

c- Un charriage de cet ensemble déjà structuré par dessus le Mont-Blanc; il est lié à des gypses et à des cargneules, à la différence de la diverticulation qui l'a précédé. La schistosité de flux a pu rejouer au cours de ces deux dernières phases.

d- Un déversement du cristallin du Mont-Blanc sur la partie externe de la nappe (accompagné d'une schistosité fracture fortement pentée vers le SE ?).

2°/- Conclusion :

La structure actuelle de la nappe de Roselette est donc le résultat de la succession de quatre phases ayant toutes une vergence NW. Sur le terrain décrit ci-dessus, aucun élément ne permet pour le moment de proposer un âge. Par contre plus au Sud, sur le terrain de S. Triboulet (1980), on observe que le calcaire nummulitique (qui n'est pas présent plus au Nord) est impliqué dans les plis isoclinaux. La première phase visible est donc en tout cas post-nummulitique. Pour ce qui est des phases suivantes, le problème de la datation sera traité corrélativement avec l'unité du Mont-Joly dans le livre synthétique.

V. CONCLUSIONS.

L'étude structurale a permis d'établir une succession d'évènements pour chacun des deux grands ensembles structuraux : l'ensemble Mont-Joly - Aiguille Croche (unités dauphinoises) et la nappe de Roselette.

Il s'agit maintenant d'établir des corrélations entre les deux groupes d'évènements reconnus en faisant intervenir également la tectonique du massif du Mont-Blanc, ceci afin d'aboutir à une chronologie d'ensemble.

Un fait est certain, bien visible sur le terrain : la nappe de Roselette vient reposer jusque sur le rameau interne du massif de Belledonne. Ce dernier a donc été nécessairement dénudé avant l'arrivée de la nappe. Or la dénudation correspond à l'accumulation vers l'avant de la couverture du massif de Belledonne, donc à la formation des grands plis couchés de l'ensem-

ble Mont Joly - Aiguille Croche. Ceci implique que la mise en place de la nappe de Roselette est postérieure à la formation des plis couchés des unités dauphinoises. A partir de ces données, on peut proposer le schéma d'évolution suivant :

1. Une importante période de tectonique tangentielle à vergence Nord-Ouest pouvant se subdiviser en plusieurs phases :

- la première déformation décelable correspond à des plis précoces observables dans la couverture dauphinoise. Dans les terrains de la nappe de Roselette, à microstructures très complexes, de tels plis ne sont pas visibles. Ils existaient peut-être, mais ont été masqués par les phases ultérieures.
- vient ensuite une phase de grands plis couchés de style isoclinal, bien exprimée tant dans les unités dauphinoises que dans la nappe de Roselette. Dans les unités dauphinoises, le plissement de la couverture du massif de Belledonne entraîne probablement la dénudation de l'arrière du rameau interne.
- une phase de cisaillement succède à l'épisode des plis isoclinaux. Dans les unités dauphinoises, le cisaillement a pour résultat la diverticulation et la translation vers le NW de l'ensemble plissé précédemment au-dessus du socle de Belledonne et de son tégument.

Dans le domaine de la future "nappe de Roselette", cette phase correspond tout d'abord à la diverticulation des terrains ultra Mont-Blanc. A la base des écaillés sont entraînés des lambeaux de cristallin provenant d'un socle aujourd'hui disparu. Puis cet ensemble diverticulé est lui-même charrié par dessus le Mont-Blanc. Il vient reposer sur le rameau interne dénudé de Belledonne (qui connaît donc une substitution de couverture) ou sur les unités dauphinoises plus au Nord.

Cet important épisode de raccourcissement implique le socle du Mont-Blanc lui-même, mais ce chevauchement n'est pas vraiment individualisable sur le terrain d'étude. Il se manifeste par contre de manière spectaculaire plus au Nord, sur le flanc Sud-Est du "synclinal de Chamonix".

Les différents épisodes de la grande phase tangentielle ont été énumérés de cette manière pour la clarté de la description. En fait, tout se fait probablement dans un même mouvement qui va s'accroissant, et les différents phénomènes s'enchaînent en continuité.

2. La formation de plis tardifs à grand rayon de courbure.

Ces plis de fond correspondent d'une part au bombement du rameau externe de Belledonne sur lequel est ouverte la fenêtre de Megève, d'autre part au grand pli déversé de la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc : le cristallin se voûte et se déverse sur la nappe de Roselette, qui l'avait précédemment dépassé. On doit à cette voûture l'apparition tardive du cristallin en fenêtre dans le vallon de la Sausse.

Les écaillés du rameau interne de Belledonne rejouent elles-aussi et repincent également par endroits la nappe de Roselette.

★

3. Une tectonique cassante récente.

Cette phase est relativement peu exprimée dans le secteur d'é-

tude. Elle est représentée par de petites failles normales visibles dans les unités dauphinoises et dans l'unité du Mont-Blanc (en particulier la faille transverse du Col des Fours).

Pour ce qui est de la chronologie, le problème est très difficile et l'étude de notre terrain seul ne permet pas de le résoudre. On peut seulement dire que la première déformation visible dans la nappe de Roselette, celle des plis isoclinaux, est post-Priabonien car les terrains de cet âge sont impliqués dans le plissement. Il faut donc, pour situer plus précisément dans le temps ces déformations, élargir le cadre de l'étude et établir des corrélations avec les régions voisines où certains événements tectoniques sont datés ; cela fera l'objet de la conclusion du livre synthétique.

BILAN DE L'ETUDE

Il ne s'agit pas, dans ce chapitre, de tirer les conclusions générales de cette étude, car cela fera l'objet du livre synthétique, mais de rappeler brièvement quelles sont les nouvelles données acquises par rapport aux travaux antérieurs dans la région que j'ai étudiée. Ces rappels seront faits unité par unité.

L'UNITE MONT-JOLY - AIGUILLE CROCHE.

Du point de vue stratigraphique, l'interprétation présentée dans ce livre diffère quelque peu de celle de la carte géologique Saint-Gervais-les-Bains au 1/50.000 et se rapproche de celle des auteurs anciens (E. Ritter, E. Paréjas). D'autre part mes observations rejoignent celles de J.C. Barféty et R. Mouterde (1978) qui ont trouvé des Ammonites du Lias inférieur dans des terrains schisteux susceptibles d'être confondus avec le Lias supérieur.

Du point de vue paléogéographique, les terrains de l'ensemble Mont-Joly - Aiguille Croche correspondent à la base des séries dauphinoises qui se continuent dans les Aravis.

Du point de vue tectonique, mon interprétation se rapproche le plus de celle de E. Paréjas, tombée dans l'oubli et différente de celle de la carte Saint-Gervais-les-Bains au 1/50.000. En effet, la série liasique, complètement désolidarisée de son substratum (le massif cristallin de Belledonne), s'organise en grands plis couchés. Cet édifice de plis a ensuite été diverticulé et charrié vers le NW.

L'UNITE DU MONT-BLANC.

L'étude stratigraphique détaillée de la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc a permis de décrire une série allant du Trias au Lias moyen. Les points nouveaux les plus importants sont les suivants :

- présence de calcaires spathiques noirs liés aux dolomies. Cette formation présente des niveaux d'encroûtements ;
- présence de Rhétien à dents de *Poissons* ;
- présence d'Hettangien et de Sinémurien datés par *Ammonites* (jusqu'à maintenant, l'existence de Lias inférieur dans la couverture autochtone du Mont-Blanc était soit ignorée, soit à peine évoquée. Aucune faune n'y avait été déterminée, si ce n'est dans la zone d'écaillés du Col du Bonhomme (P. Landry, 1976)) ;
- caractère deltaïque des Grès Singuliers (mis en évidence grâce à une étude morphométrique des galets) ;
- transgression de la série triasico-liasique par les Grès Singuliers (déjà remarquée par P. Landry, 1976).

L'existence de Lias inférieur daté sous les Grès Singuliers permet d'attribuer à ceux-ci au moins un âge sinémurien. D'autre part, la comparaison de nos coupes avec celles levées en Suisse par K. Grasmück (1961) permet l'établissement d'une corrélation avec le "poudingue de l'Amône", directement transgressif sur le cristallin et surmonté par une formation fossilifère datée de l'Aalénien. Ainsi, les Grès Singuliers ont selon toute probabilité un âge Lias moyen.

Enfin cette étude stratigraphique met en évidence l'émersion de la terminaison du massif du Mont-Blanc à la fin du Lias inférieur. Elle montre que le Mont-Blanc a joué un rôle de haut-fond au Jurassique inférieur.

Du point de vue tectonique, il est important de souligner qu'il existe un très important saut de déformation entre la couverture autochtone du Mont-Blanc épousant simplement la voussure du cristallin et les terrains sus-jacents, extrêmement déformés, appartenant à la nappe de Roselette.

LA NAPPE DE ROSELETTE.

La série comprend des terrains allant du Sinémurien au Malm dans le secteur étudié (avec peut-être un peu de Crétacé inférieur).

Concernant la Paléogéographie, la série de la nappe de Roselette, de faible épaisseur (500 mètres au maximum) par rapport aux unités dauphinoises, témoigne d'une sédimentation pélagique.

Du point de vue tectonique, mon interprétation diffère de celle de P. Landry (1976) qui faisait des séries schisteuses situées à l'arrière du Mont-Blanc la couverture de ce dernier. Pour lui, seule l'unité la plus interne, celle de la Crête des Gittes, était vraiment allochtone. Par contre, c'est de l'interprétation de la carte géologique Saint-Gervais-les-Bains au 1/50.000 que la mienne se rapproche le plus. En effet j'interprète la nappe diverticulée de Roselette comme étant d'origine interne par rapport au massif du Mont-Blanc et charriée par dessus ce dernier. La base de la nappe est souvent marquée par des cargneules et des gypses et le diverticule inférieur (l'unité de Roselend) correspond à un véritable coussinet tectonique. Par contre les contacts entre diverticules sont secs (sans gypses ni cargneules) et sont jalonnés d'écailles de cristallin.

Les principales différences par rapport à la carte Saint-Gervais-les-Bains sont les suivantes :

- les "klippes" du Col de Véry et du sommet du Mont-Joly n'en sont pas et n'ont rien à voir avec la nappe de Roselette ;

- le décollement ne se fait pas à la base des Grès Singuliers, mais au-dessus de ces derniers. En effet les Grès Singuliers appartiennent à la couverture autochtone du massif du Mont-Blanc. Le tableau ci-dessous récapitule les trois interprétations citées.

	P. LANDRY 1976	CARTE SAINT-GERVAIS-LES-BAINS. 1976	S. TRIBOULET et C. ELTCHANINOFF 1980
série sous-jacente aux Grès Singuliers	↑ couverture du Mont Blanc	↑ couverture du Mt Blanc	↑ couverture du Mont Blanc
Grès Singuliers		↑ de Véry-Roselette	↑ couverture du Mont
série de la Tête Sud des Fours : branche orientale de l'unité du Rocher du Vent	↓ couverture du Mont Blanc	↓ de Véry-Roselette	↓ couverture du Mont
unité de la Crête des Gittes	↓ alloch-tone	↓ nappe	↓ nappe de Roselette

CONCLUSION : INTRODUCTION AU LIVRE SYNTHETIQUE.

Ce livre, descriptif pour sa plus grande part, ne comporte que des conclusions partielles à la fin des chapitres "Stratigraphie" et "Tectonique". Il faut maintenant se reporter au livre synthétique (C. Eltchaninoff et S. Triboulet, 1980) qui est consacré aux conclusions générales sur l'ensemble du secteur compris entre Belledonne et Mont-Blanc, ainsi qu'à la comparaison avec les régions voisines.

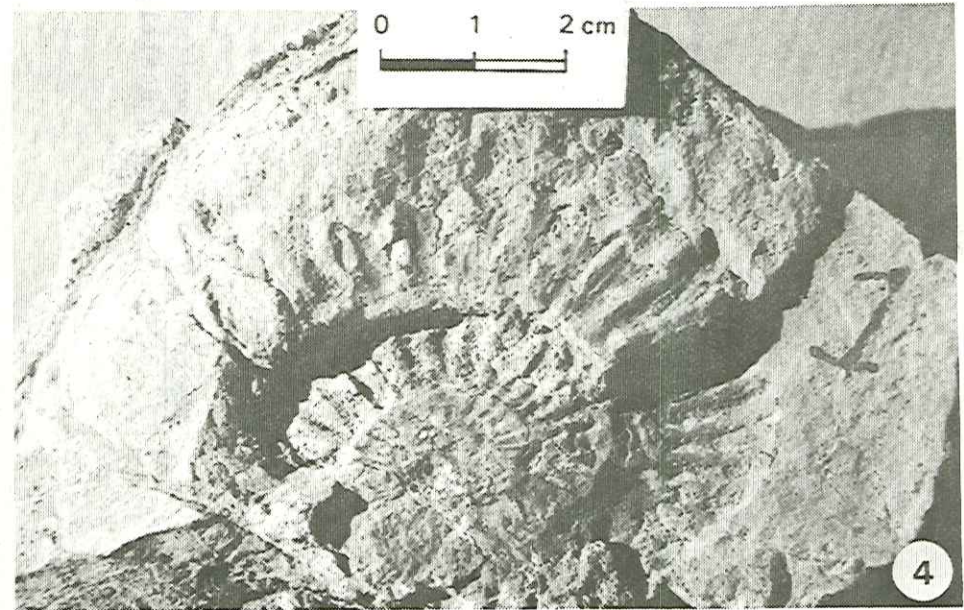
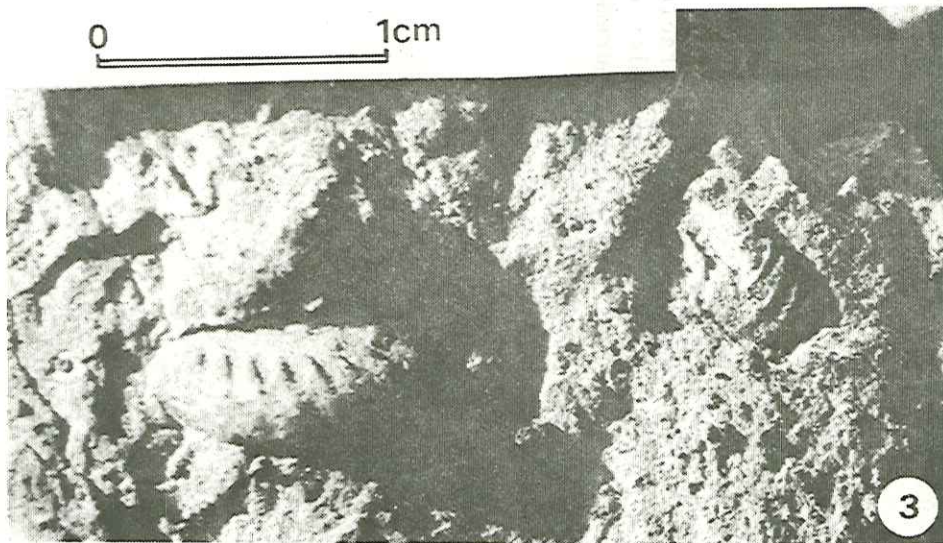
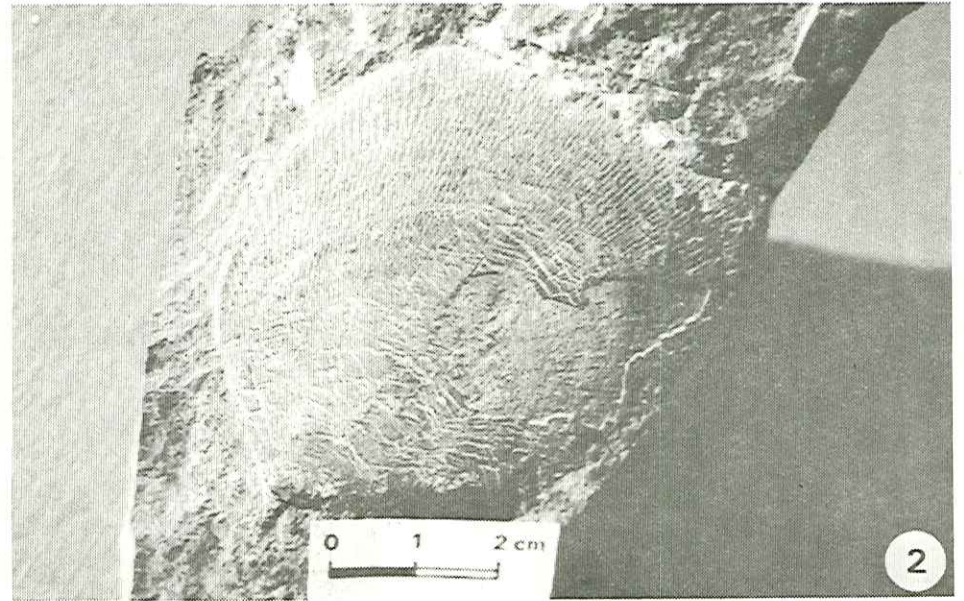
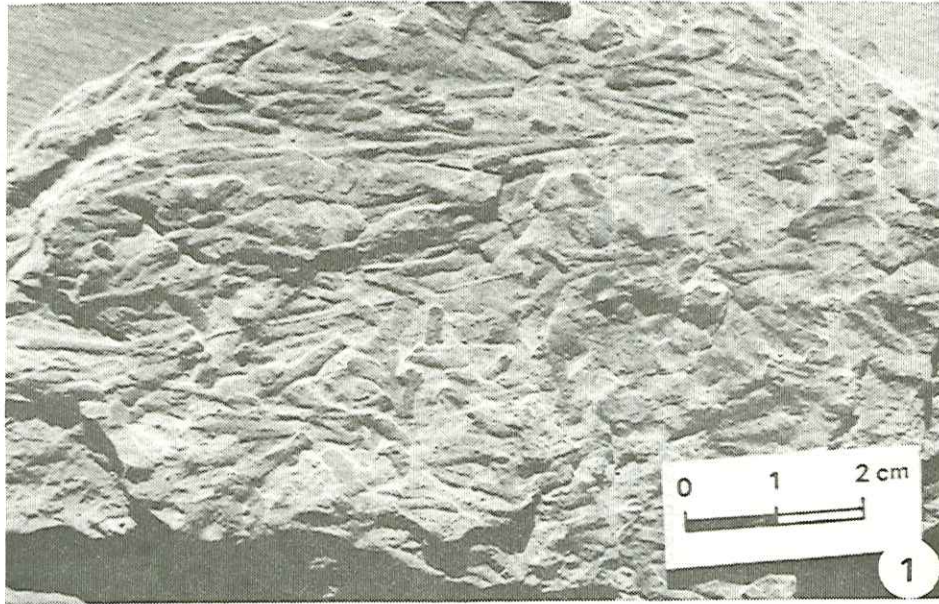
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

photo n° 1 : *Chondrites* du Lias inférieur (détermination O. Mac Sotay).
Massif Mont-Joly - Aiguille Croche.

photo n° 2 : *Lima (Plagiostoma)* sp. Il s'agit probablement de *L.P. succinta* Schloteim (détermination M. Sornay).
Affleurement de Lias inférieur de sous le Rocher du Bonhomme.

photo n° 3 : *Waehneroceras* sp. juv., Hettangien moyen (détermination R. Mouterde).
Affleurement de Lias inférieur de sous le Rocher du Bonhomme.

photo n° 4 : *Arietites* sp. (*Pararmioceras* ?) de la zone à *Semicostatum*, Sinémurien s.l. (détermination R. Mouterde).
Affleurement de Lias inférieur de sous le Rocher du Bonhomme.



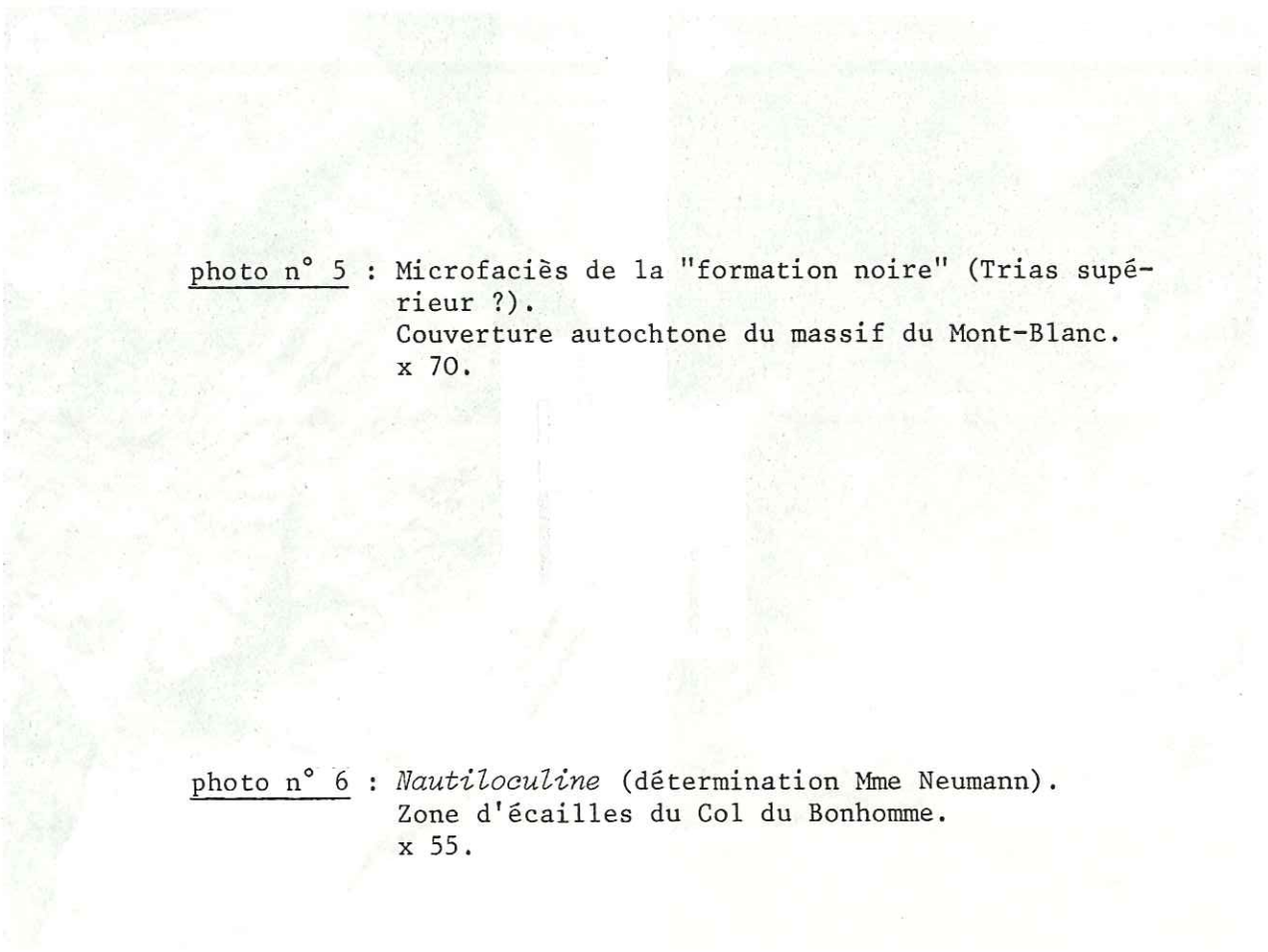


photo n° 5 : Microfaciès de la "formation noire" (Trias supérieur ?).
Couverture autochtone du massif du Mont-Blanc.
x 70.

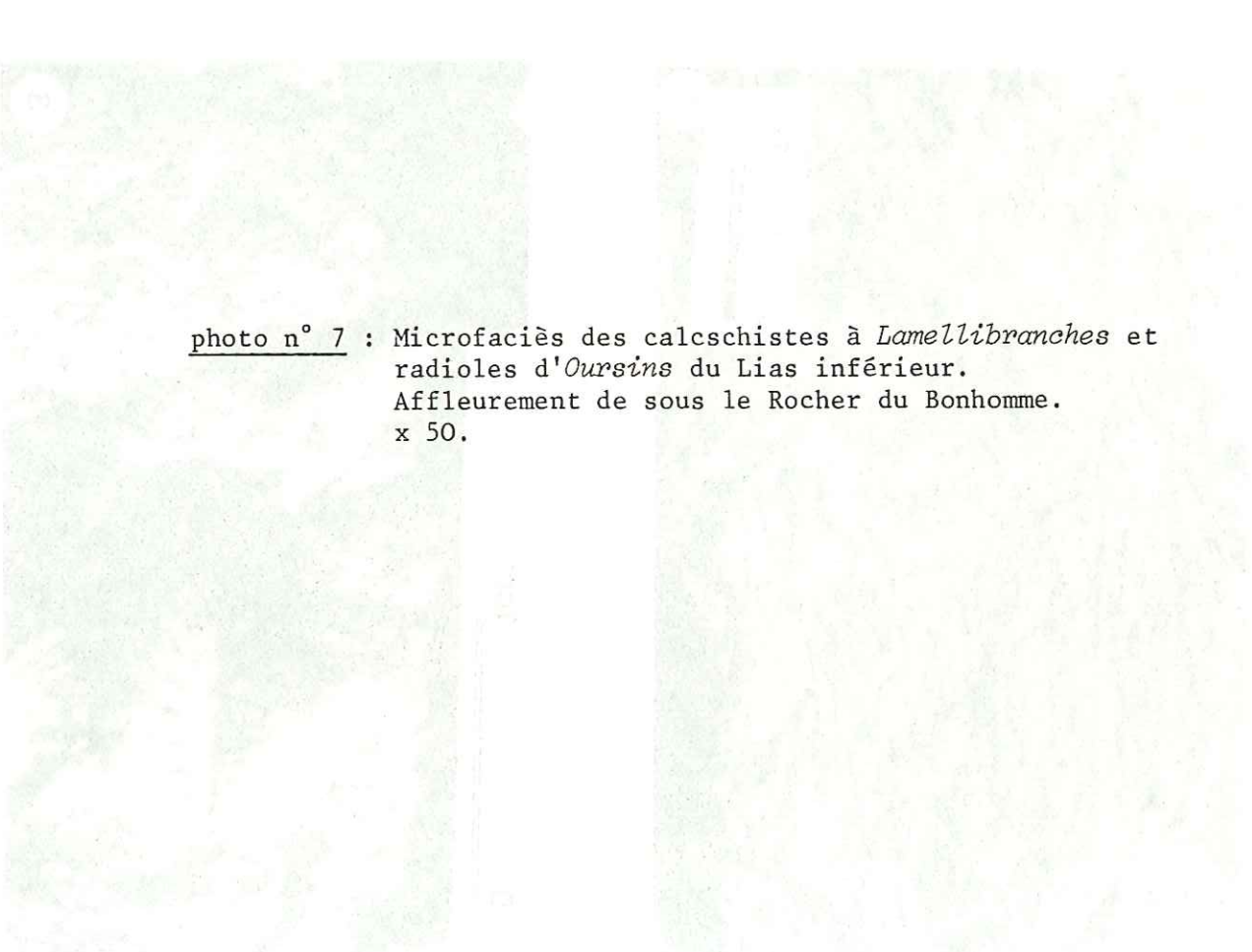
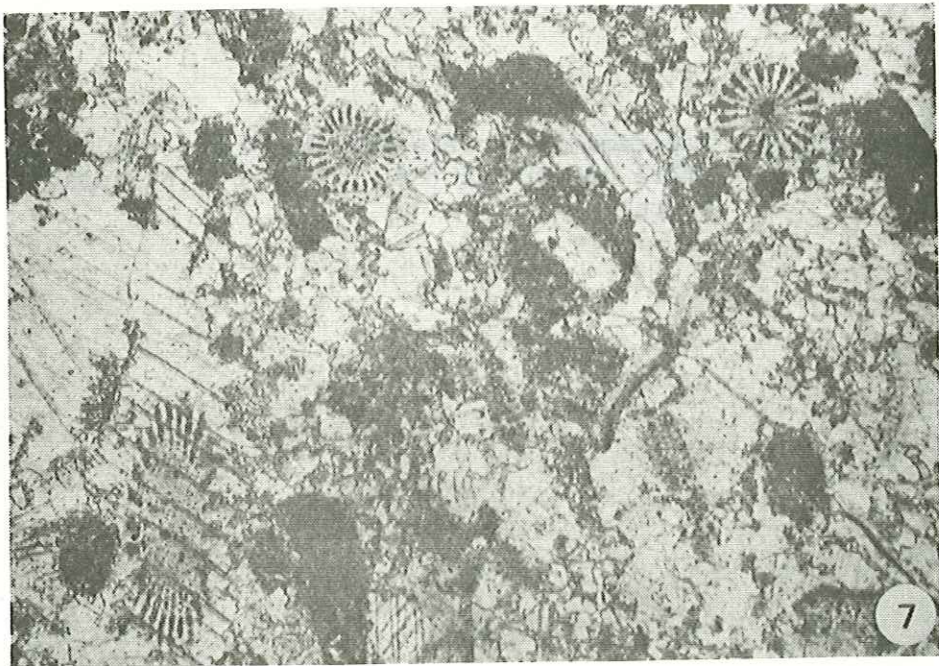
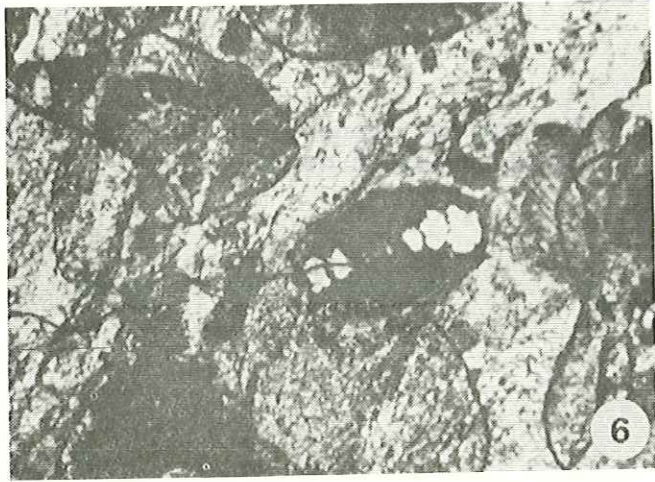
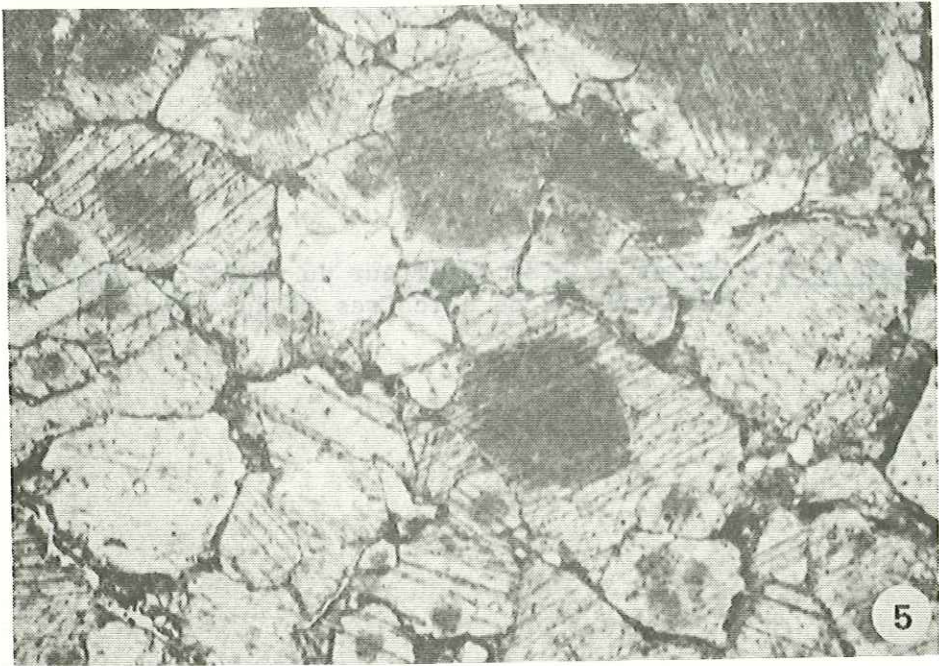


photo n° 6 : *Nautiloculina* (détermination Mme Neumann).
Zone d'écaïlles du Col du Bonhomme.
x 55.

photo n° 7 : Microfaciès des calcschistes à *Lamellibranches* et radioles d'*Oursins* du Lias inférieur.
Affleurement de sous le Rocher du Bonhomme.
x 50.



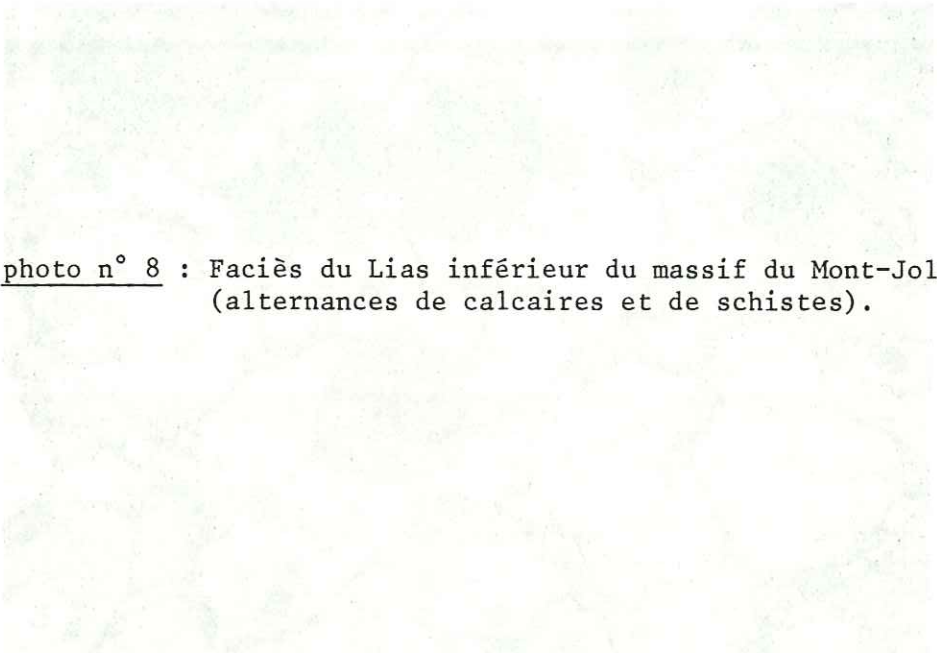


photo n° 8 : Faciès du Lias inférieur du massif du Mont-Joly
(alternances de calcaires et de schistes).

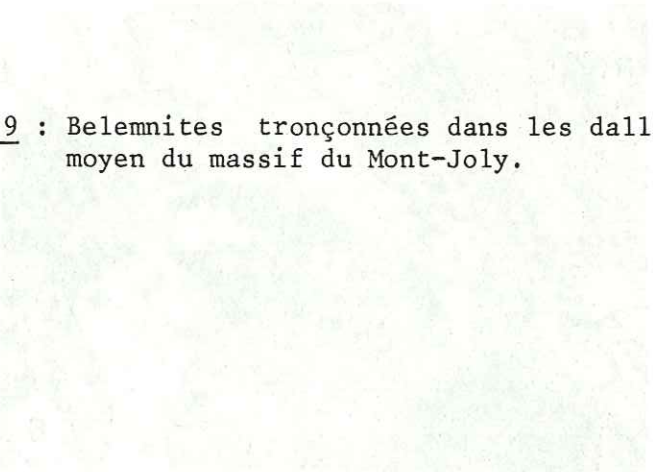


photo n° 9 : Belemnites tronçonnées dans les dalles de Lias
moyen du massif du Mont-Joly.

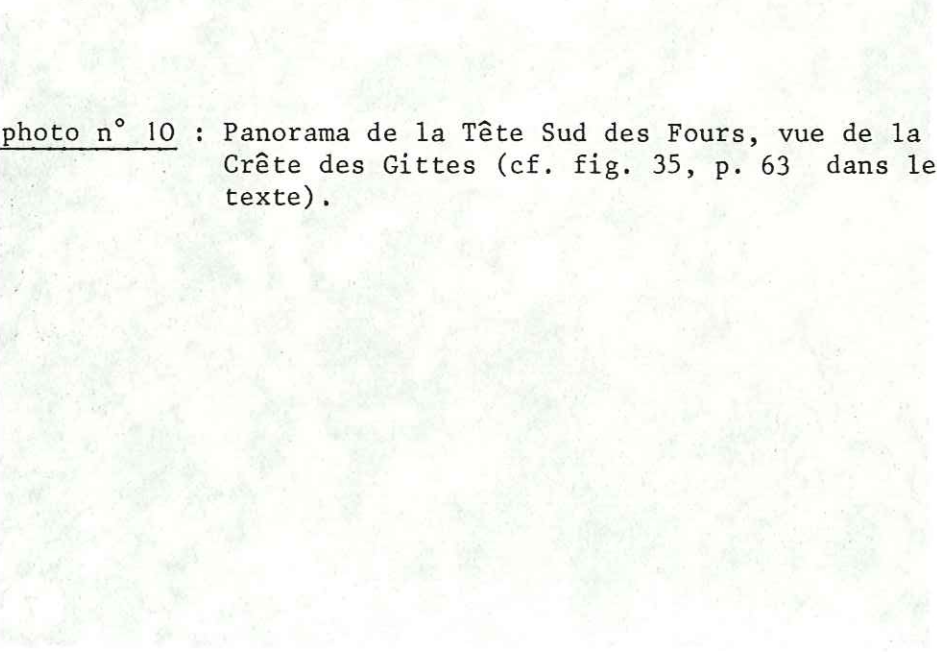


photo n° 10 : Panorama de la Tête Sud des Fours, vue de la
Crête des Gittes (cf. fig. 35, p. 63 dans le
texte).

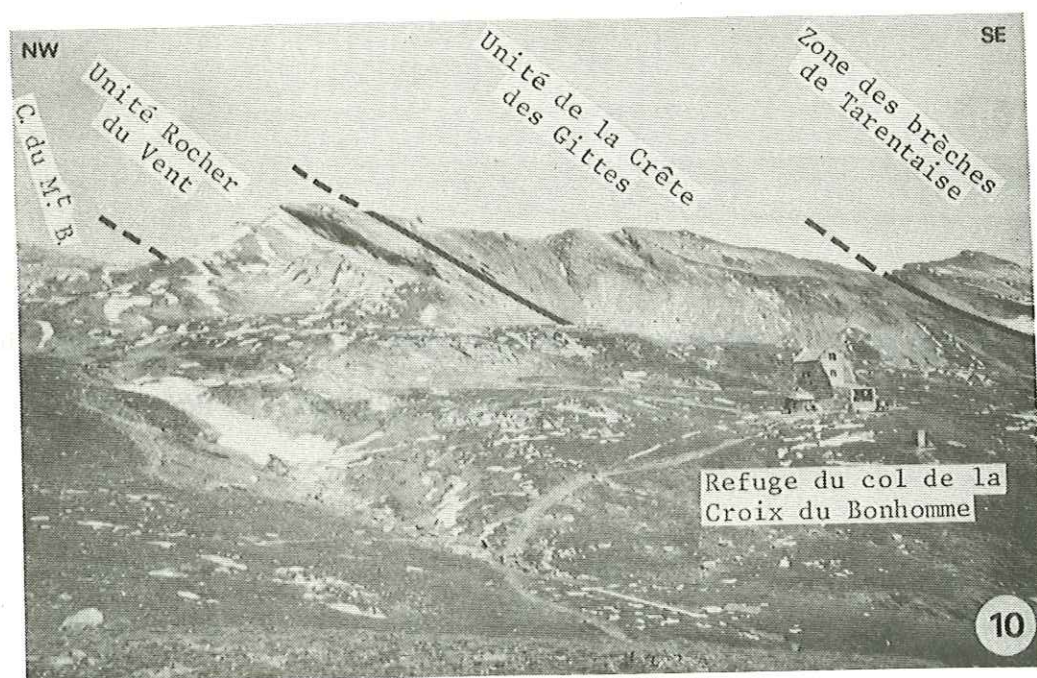
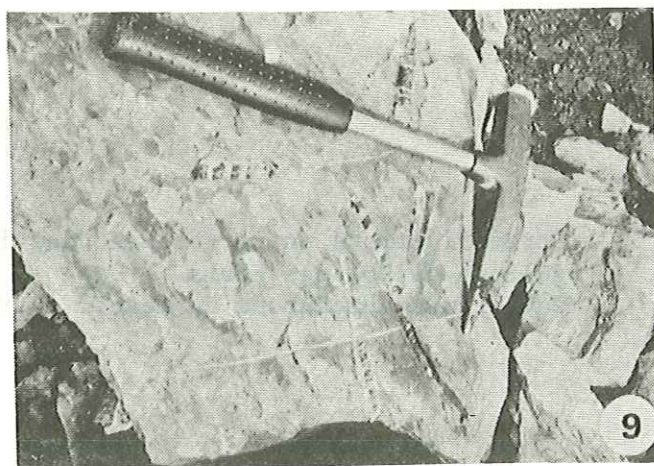
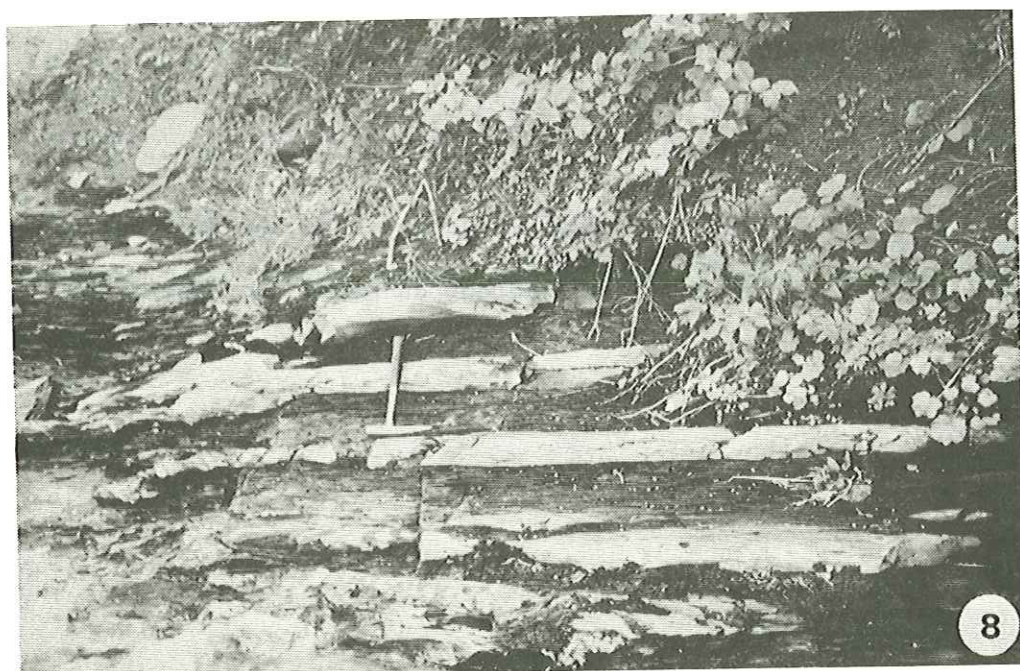


photo n° 11 : "Crachée" conglomératique dans les Grès Singuliers
du Col des Fours.
Couverture autochtone du massif du Mont-Blanc.

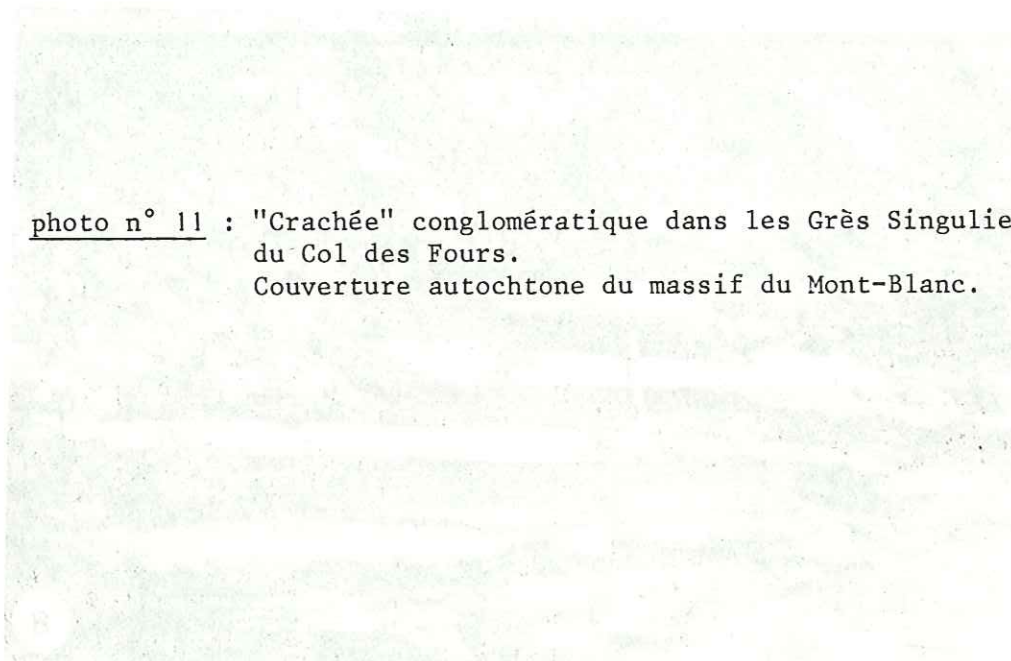


photo n° 12 : Stratifications entrecroisées dans les Grès Singuliers
du Col des Fours.
Couverture autochtone du massif du Mont-Blanc.

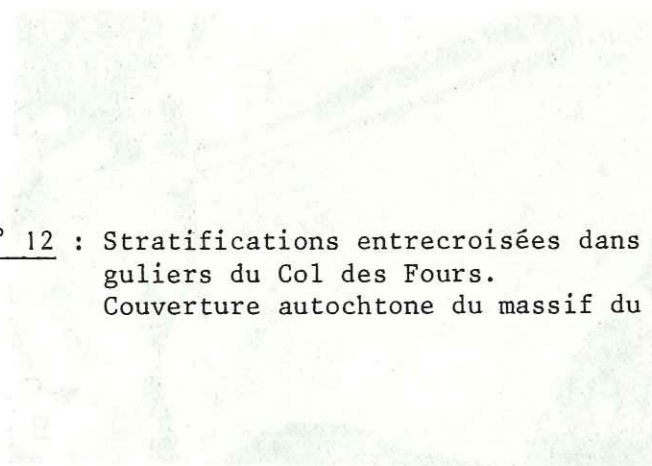
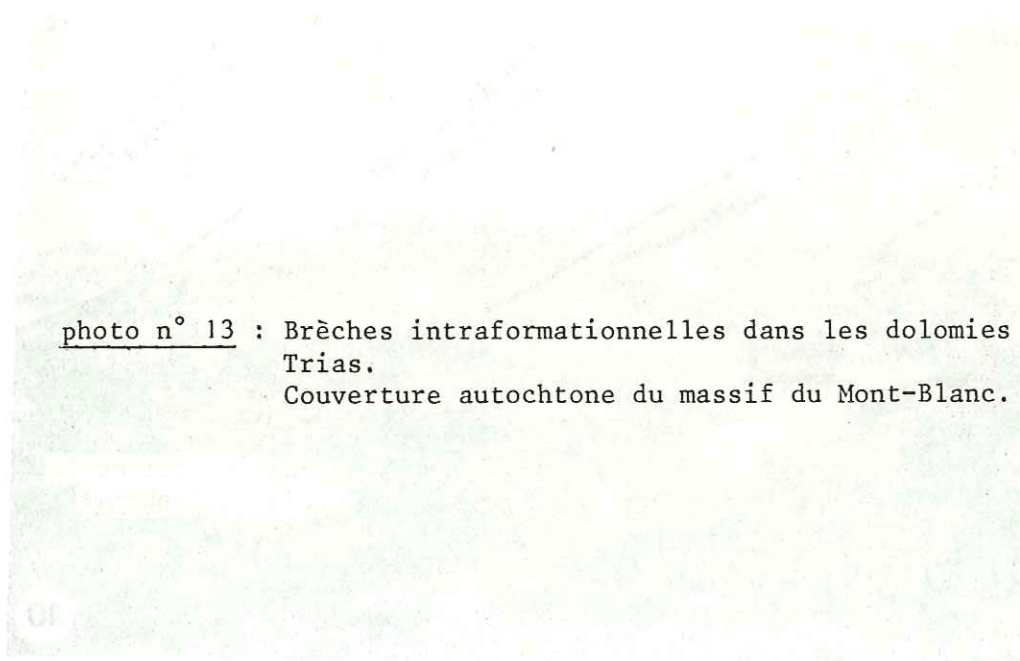
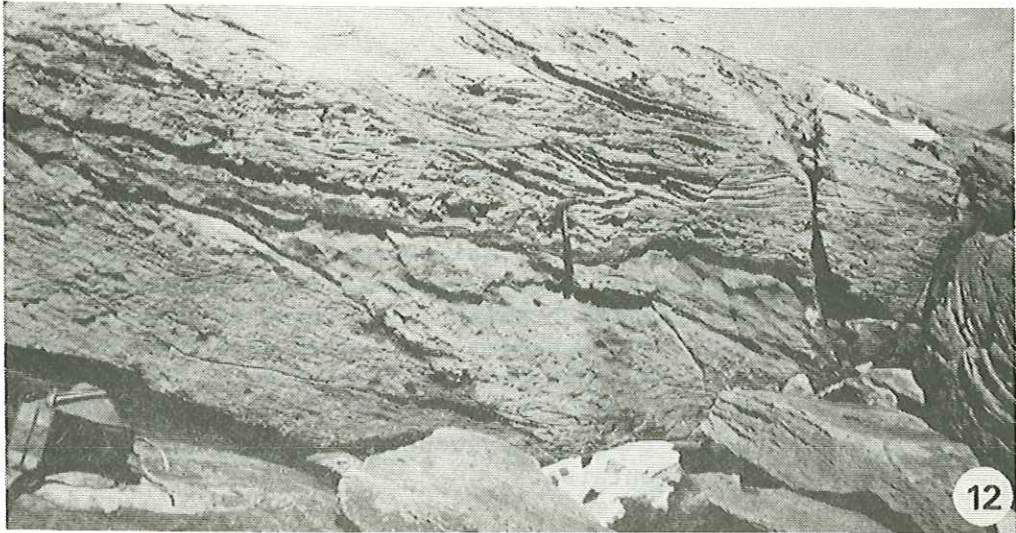


photo n° 13 : Brèches intraformationnelles dans les dolomies du
Trias.
Couverture autochtone du massif du Mont-Blanc.





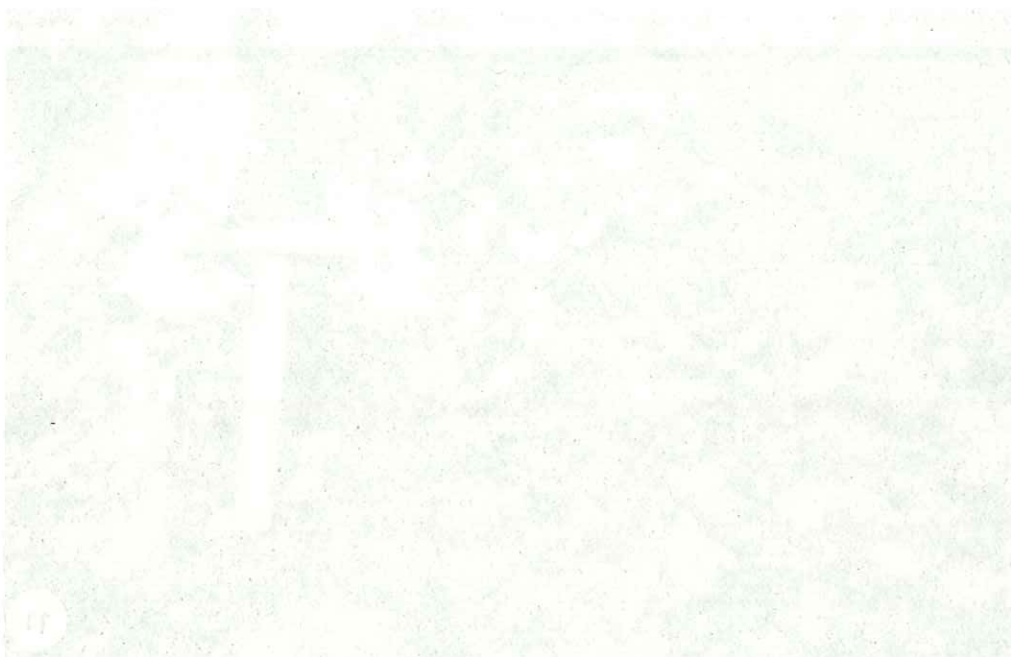


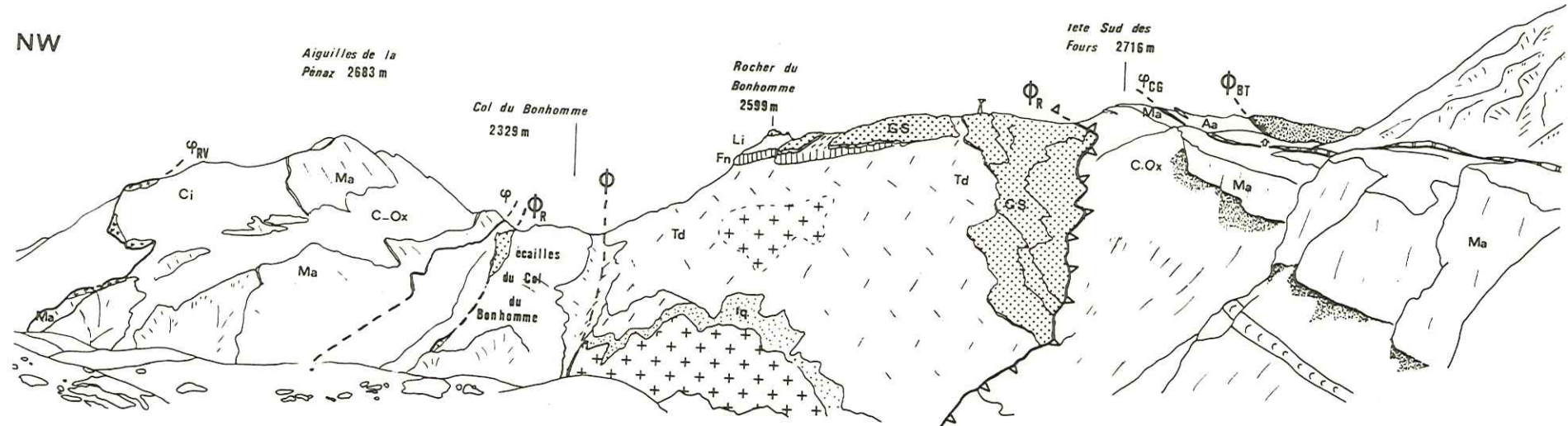
photo n° 14 : Panorama de la terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc, vue du Col de la Sauce.

Légende : Ci: Crétacé inférieur ; Ma: Malm supérieur ; C-OX: Callovo-Oxfordien ; Aa: Aalénien ; GS: Grès Singuliers ; Li: Lias inférieur ; FN: formation noire ; Td: Trias dolomitique ; Φ_{RV} : chevauchement de l'unité du Rocher du Vent ; Φ_{CG} : chevauchement de l'unité de la Crête des Gittes ; Φ_R : chevauchement de la nappe de Roselette ; Φ_{BT} : chevauchement de la zone des Brèches de Tarentaise.



SE




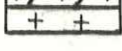
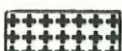
NW







PI. I
SCHEMA STRUCTURAL
 et
COUPE SYNTHETIQUE
 de la région étudiée



Catherine ELTCHANINOFF
 1980

N

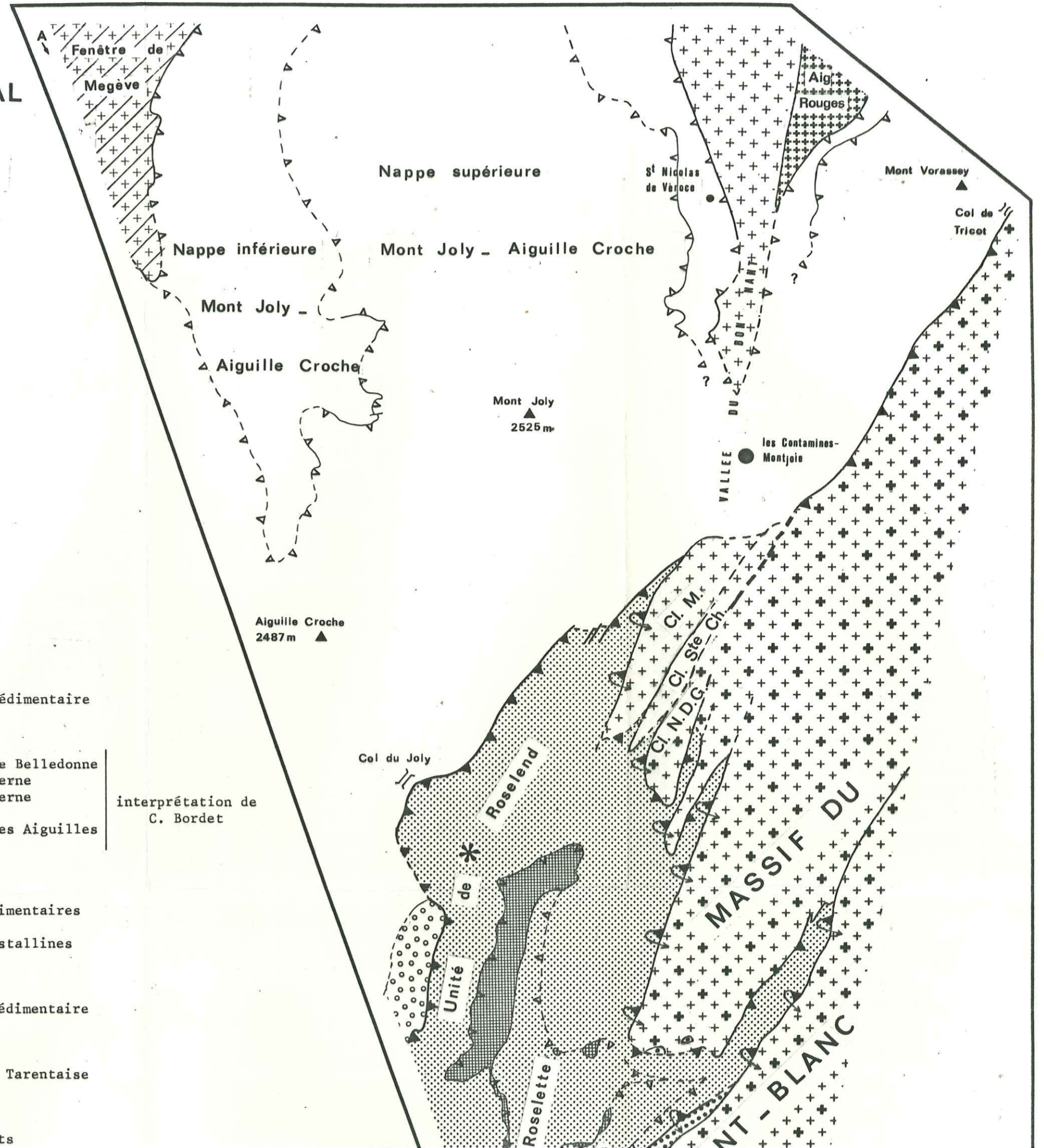
- Unités dauphinoises
-  couverture sédimentaire
 -  Houiller
 -  cristallin de Belledonne
 - rameau externe
 -  - rameau interne
 -  cristallin des Aiguilles Rouges



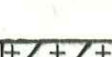
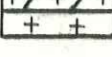


- Nappe de Roselette
-  terrains sédimentaires
 -  écaillés cristallines

- Unité du Mont-Blanc
-  couverture sédimentaire
 -  cristallin


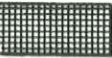
- Zone des Brèches de Tarentaise
-  ZBT
 -  chevauchements


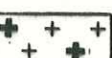
interprétation de
 C. Bordet








- Unités dauphinoises
-  couverture sédimentaire
 -  Houiller
 -  cristallin de Belledonne
 -  - rameau externe
 -  - rameau interne
 -  cristallin des Aiguilles Rouges

interprétation de
C. Bordet

- Nappe de Roselette
-  terrains sédimentaires
 -  écaillés cristallines

- Unité du Mont-Blanc
-  couverture sédimentaire
 -  cristallin

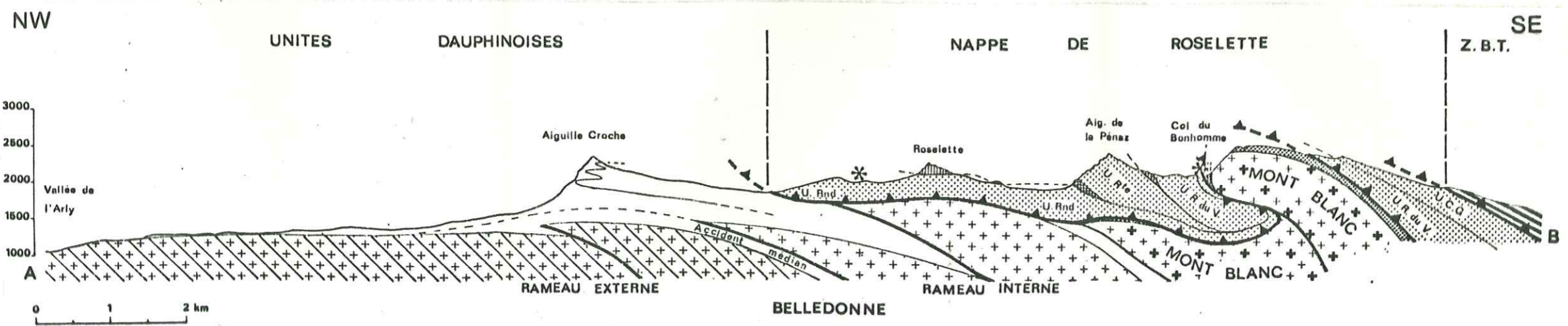
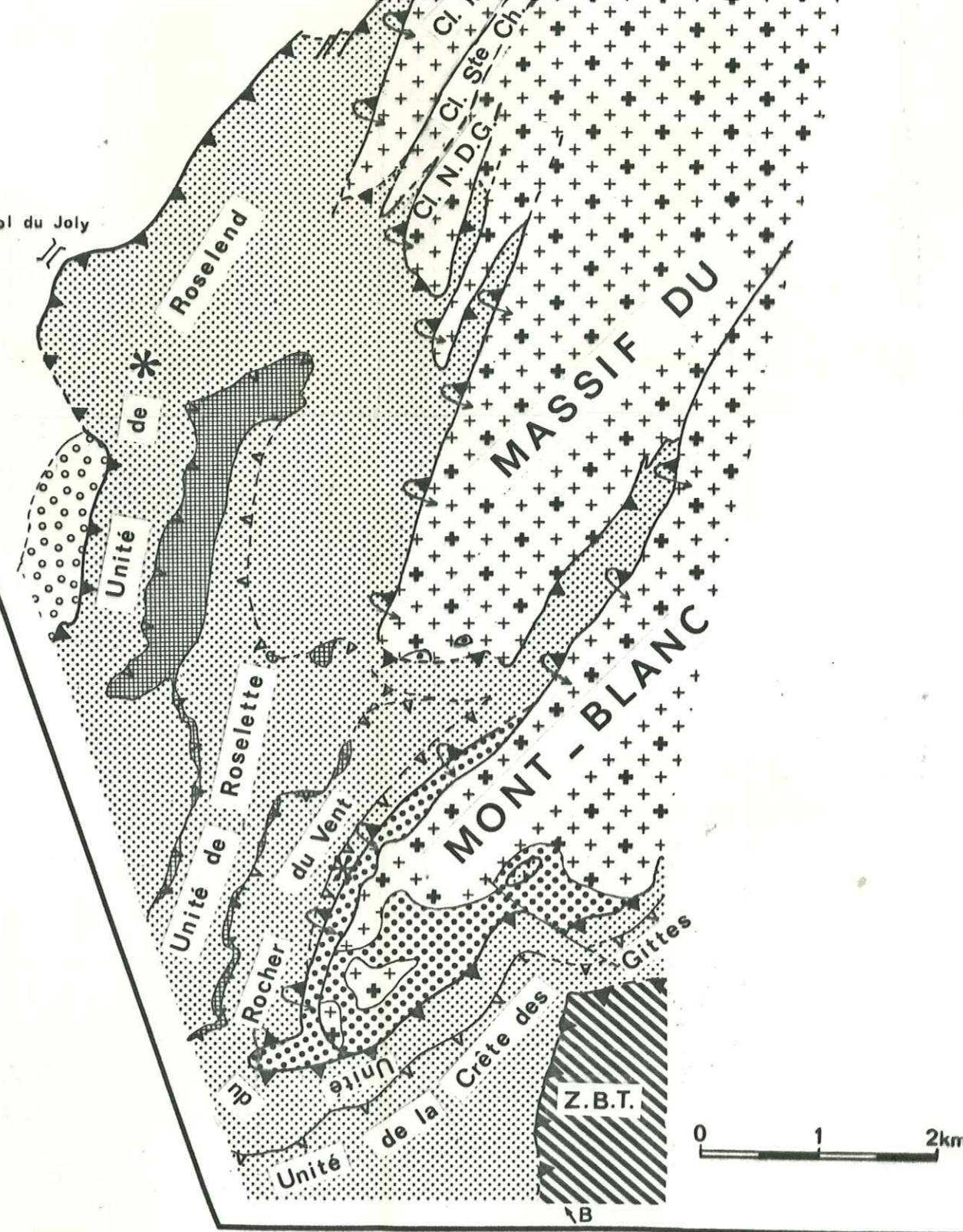
- Zone des Brèches de Tarentaise
-  ZBT
 -  chevauchements
 -  contacts majeurs
 -  contacts majeurs renversés
 -  chloritoïdes

Abréviations :

- Cl. M. : Claveau de Montjoie
- Cl. Ste Ch. : Claveau de la Sainte Chapelle
- Cl. N.D.G. : Claveau de Notre Dame de la Gorge

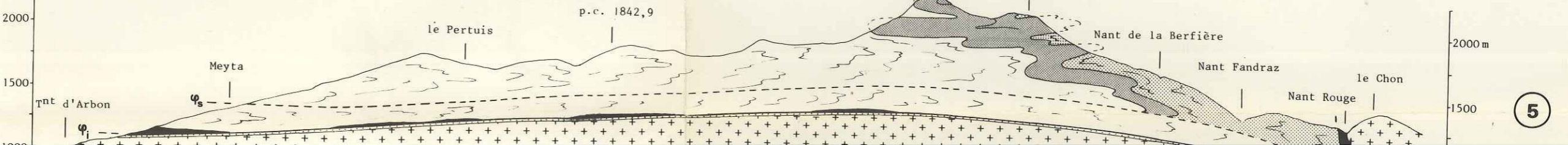
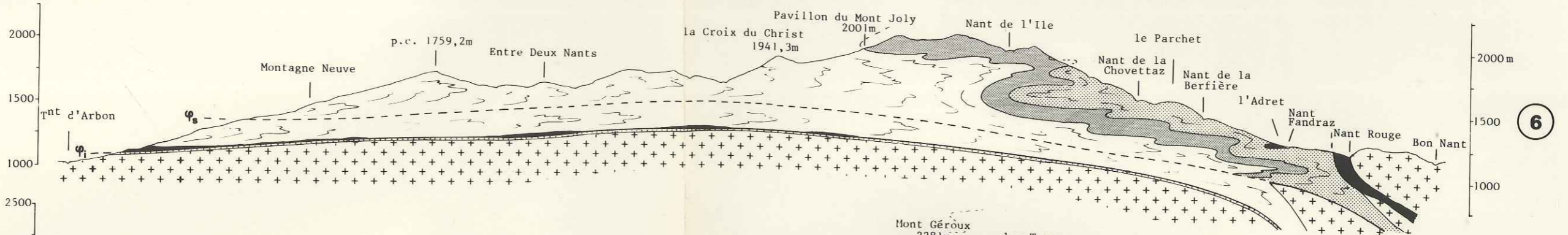
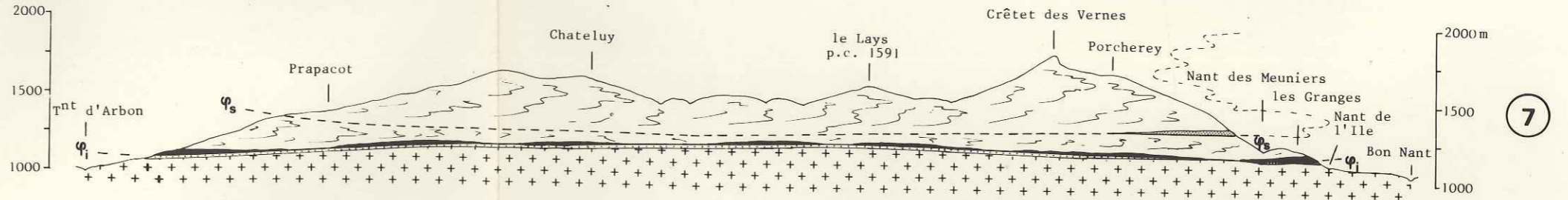
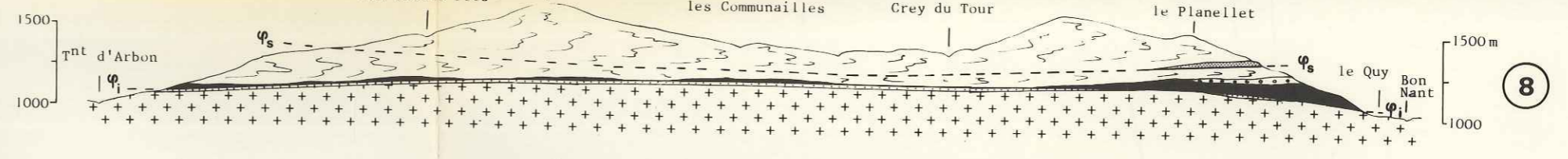
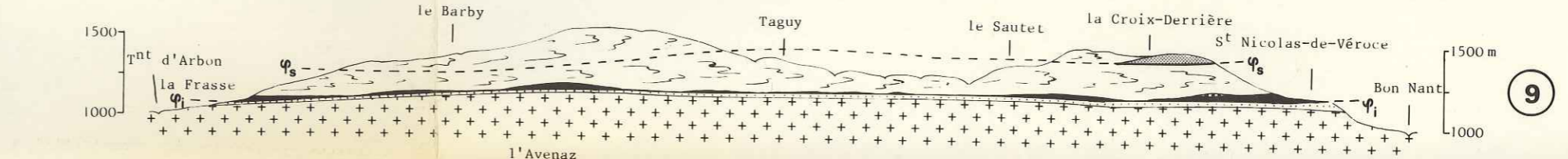
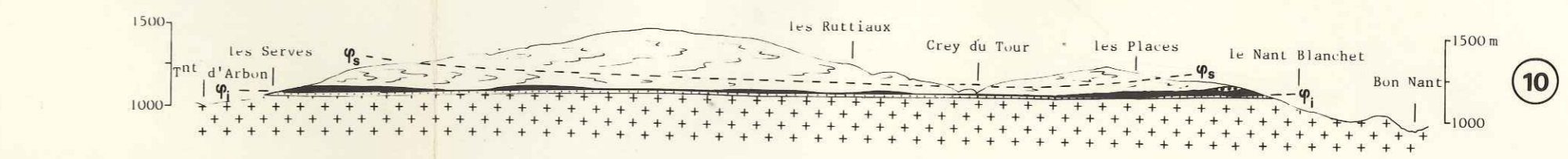
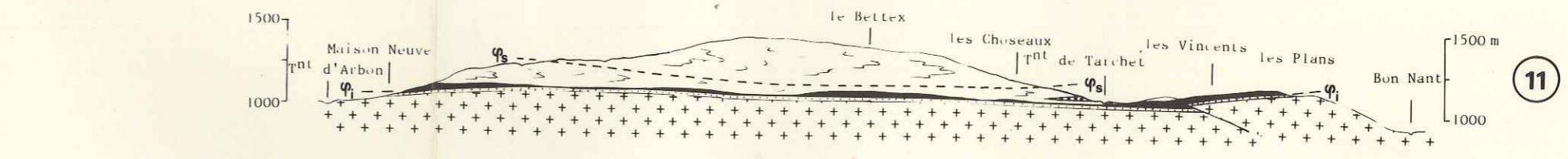
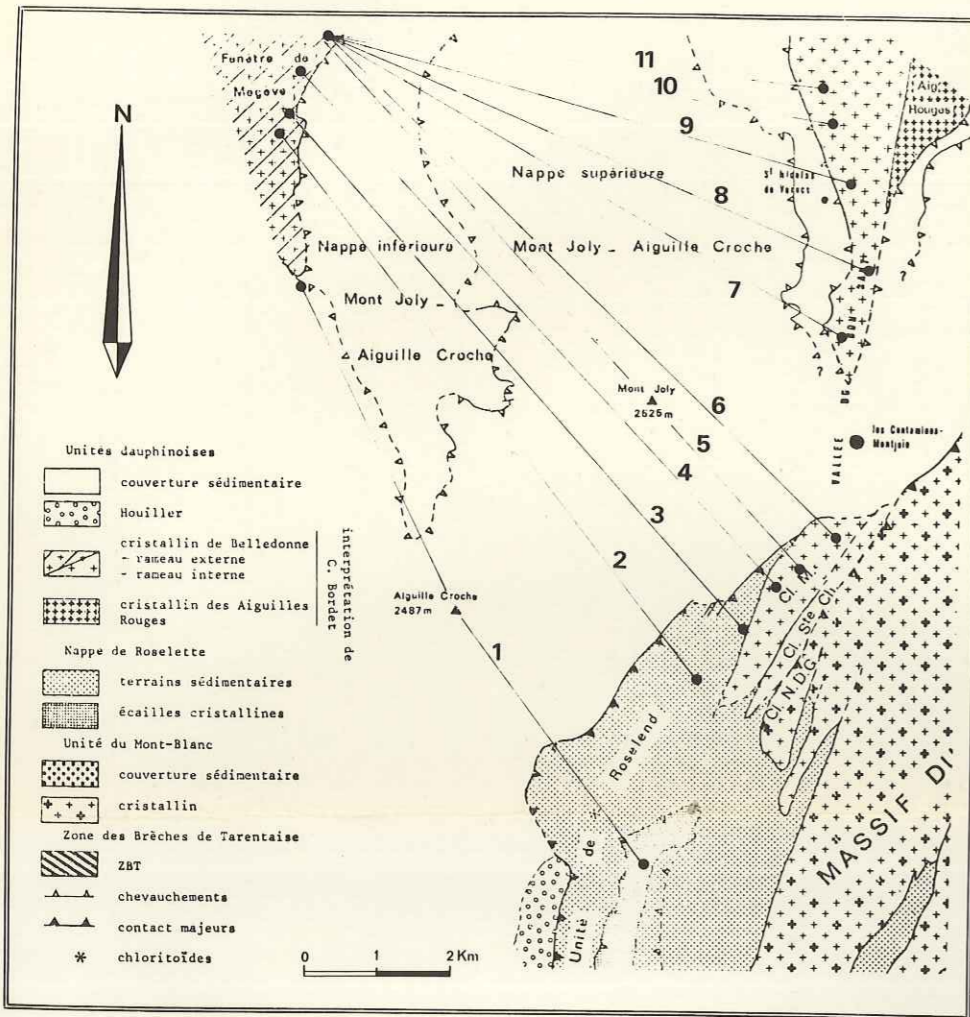
Aiguille Croche
2487 m ▲

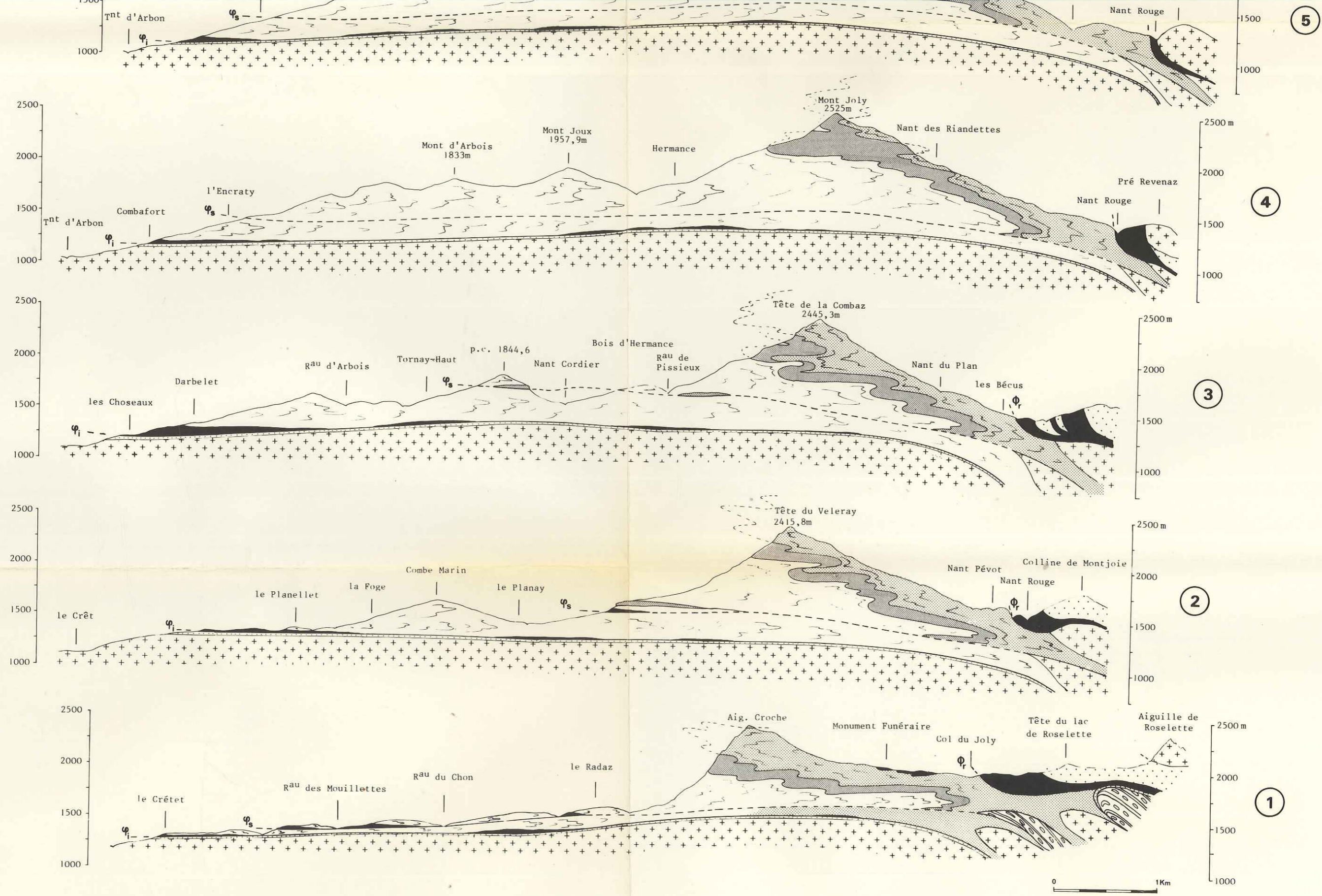
Col du Joly



- Savoie, Haute Savoie -

Catherine ELTCHANINOFF 1980





Lias supérieur et Aalénien
 (schistes-cartons et schistes silico-alumineux)

Lias moyen (calcaires échinodermiques,
 calcaires gréseux, calcaires marneux)

Lias inférieur
 (schistes et calcaires marneux)

Cargneules

Permo-Trias
 (grès et quartzites)

Houiller

Cristallin

Nappe de Roselette

ϕ_s Chevauchement de la nappe supérieure
 Mont-Joly - Aiguille Croche

ϕ_i Chevauchement de la nappe inférieure
 Mont-Joly - Aiguille Croche

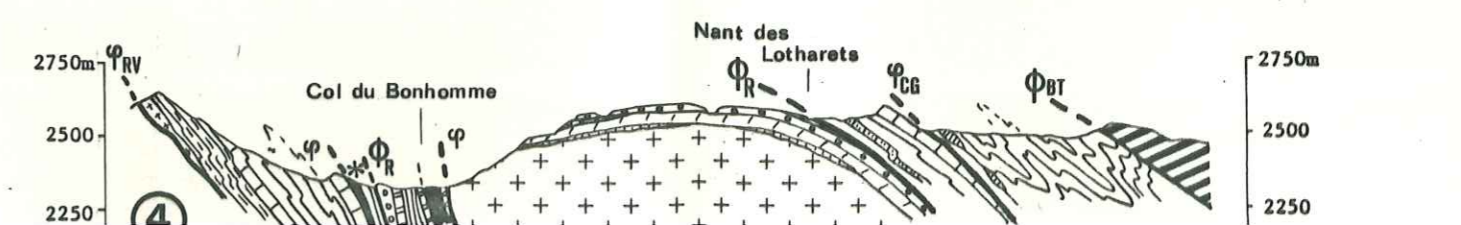
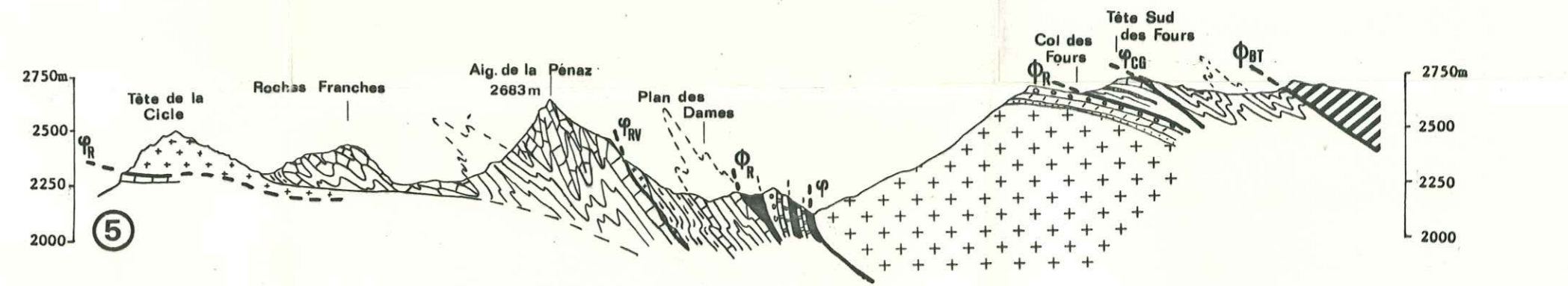
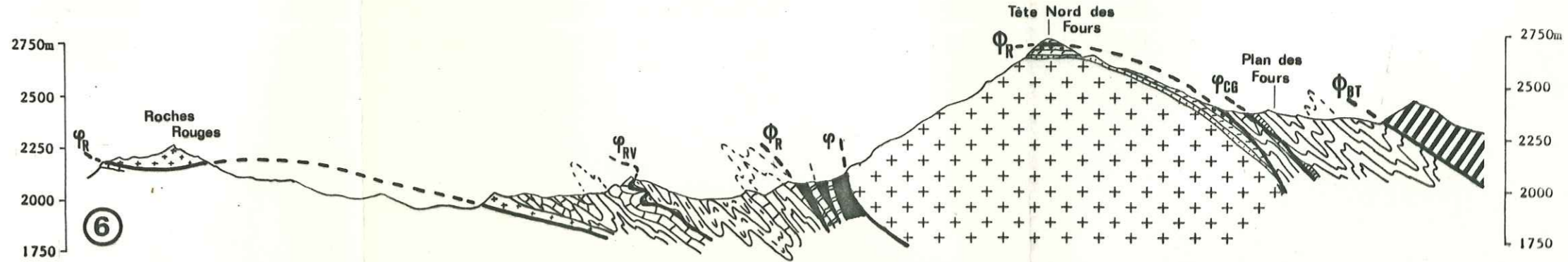
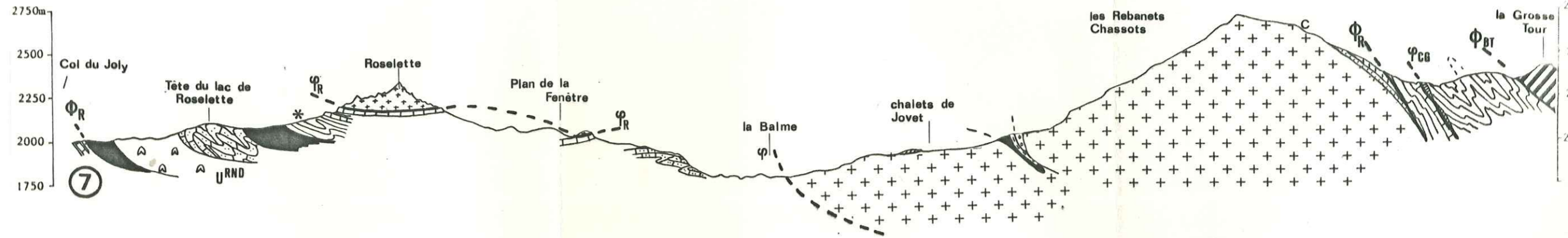
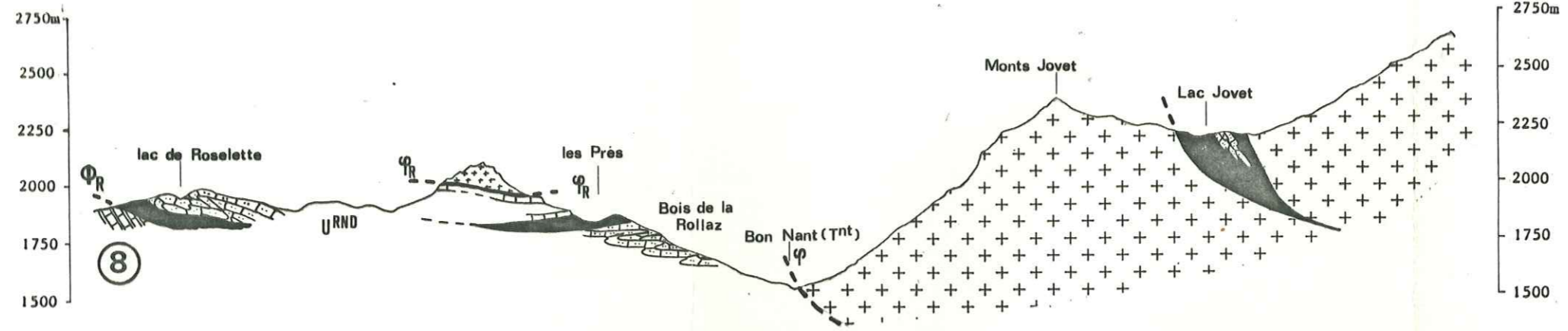
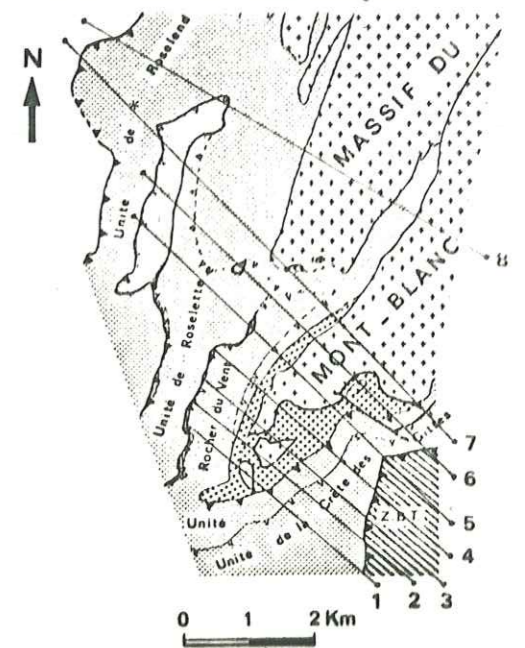
ϕ_r Chevauchement de la nappe de Roselette



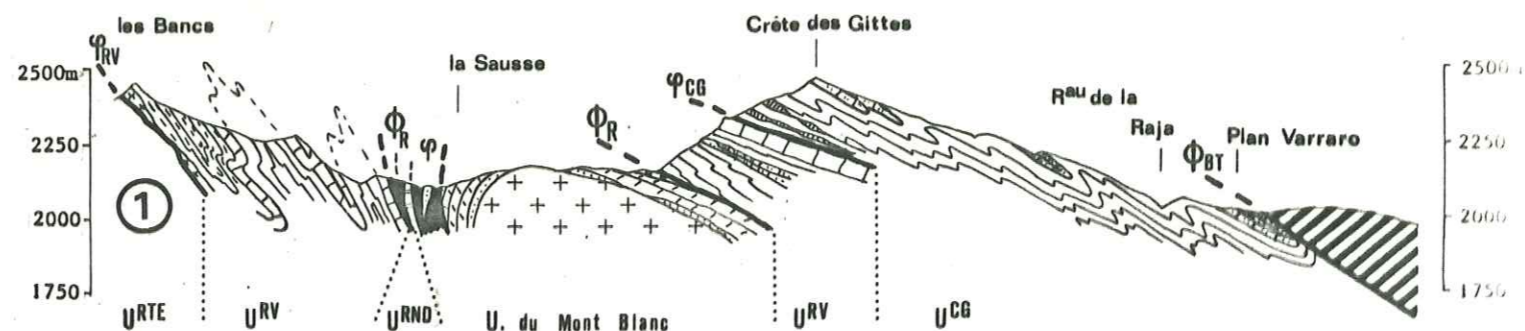
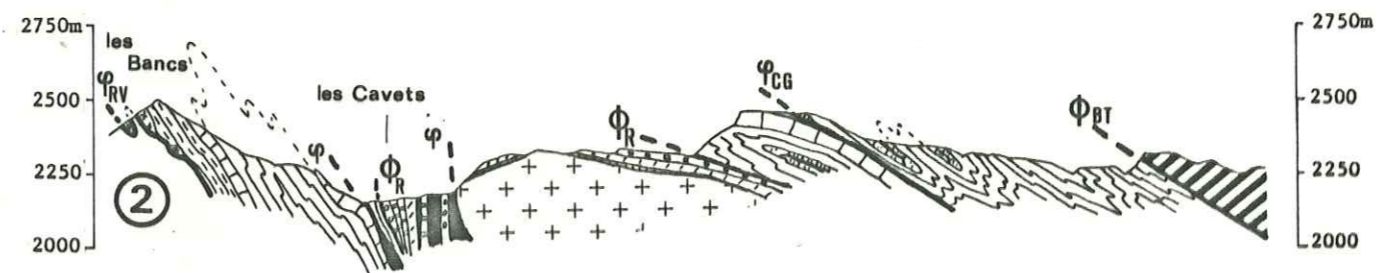
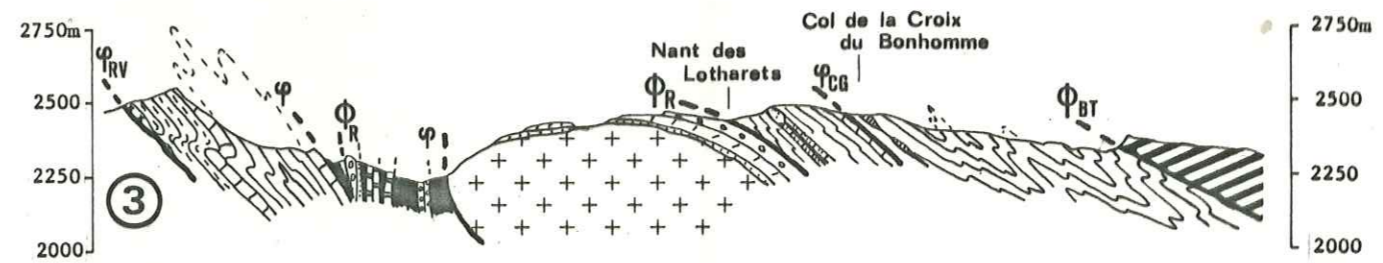
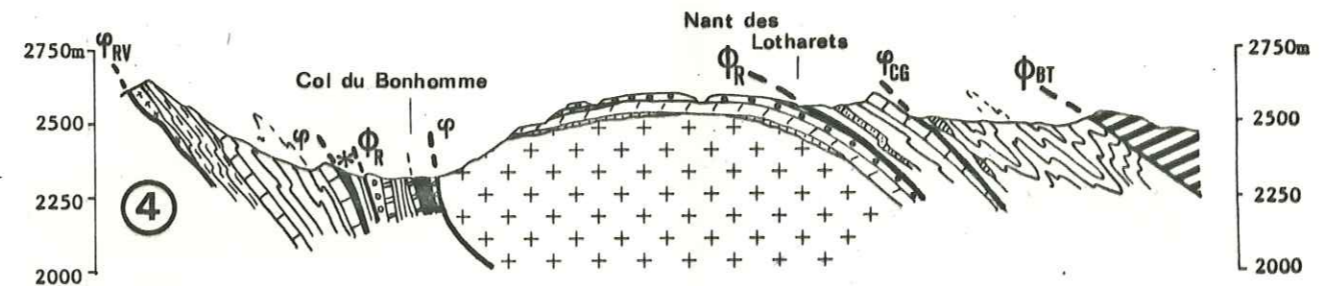
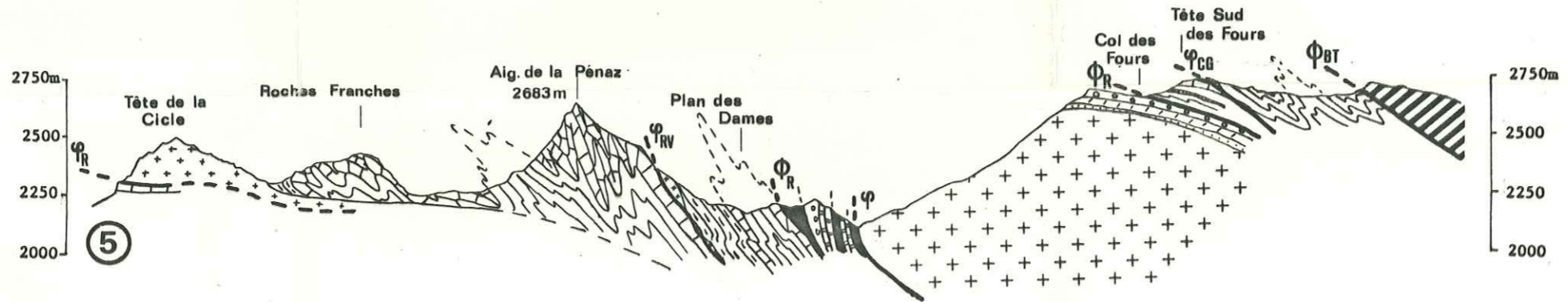
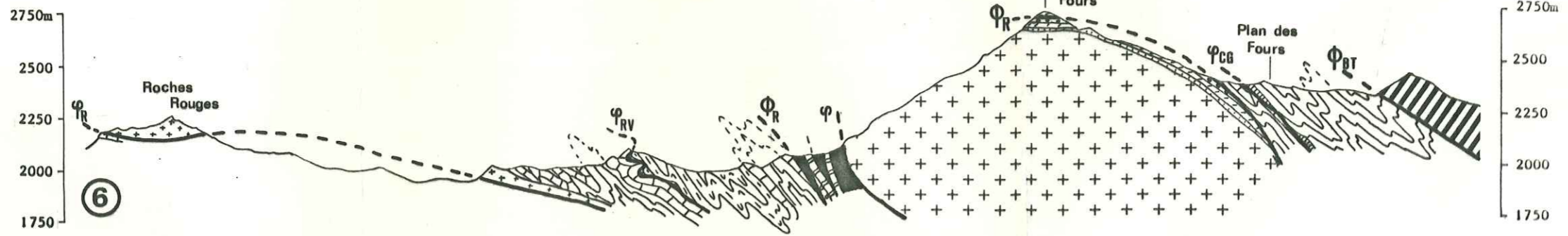
Pl. III COUPES GEOLOGIQUES A TRAVERS LA NAPPE DE ROSELETTE ET LA TERMINAISON MERIDIONALE DU MASSIF DU MONT BLANC

Catherine ELTCHANINOFF 1980

Localisation des coupes



Unités dauphinoises
 Lias calcaire
 Unité du Mont-Blanc
 Grès Singuliers (Lias moyen)



Unités dauphinoises

- Lias calcaire
- Nappe de Roselette
- Crétacé inférieur (calcaires marneux)
- Malm supérieur (calcaires sublithographiques)
- Oxfordien ou Aalénien (schistes silico-alumineux)
- Dogger (calcaires gréseux)
- Sinémurien (calcaires échinodermiques)

Unité du Mont-Blanc

- Grès Singuliers (Lias moyen)
- Hettangien-Sinémurien (calcschistes)
- Trias (formation noire et dolomies)
- Permo-Trias (grès)
- Zone des Brèches de Tarentaise
- ZBT
- cargneules
- gypses
- lames cristallines

- φ_R: chevauchement de la nappe de Roselette
- φ_R: contact de base de l'unité de Roselette
- φ_{RV}: contact de base de l'unité du Rocher du Vent
- φ_{CG}: contact de base de l'unité de la Crête des Gittes
- φ_{BT}: chevauchement de la zone des Brèches de Tarentaise

* : schistes à chloritoïdes

- U Rnd: unité de Roselend
- U R^{te}: unité de Roselette
- U RV : unité du Rocher du Vent
- U CG : unité de la Crête des Gittes

NAPPE DE ROSELETTE