



Les massifs du Perron des Encombres et de la Grande Moendaz - Alpes occidentales - Savoie - France

Lorgio Victoriano Perez Postigo

► To cite this version:

Lorgio Victoriano Perez Postigo. Les massifs du Perron des Encombres et de la Grande Moendaz - Alpes occidentales - Savoie - France. Géologie appliquée. Université de Savoie, 1985. Français. NNT : . tel-00636295v2

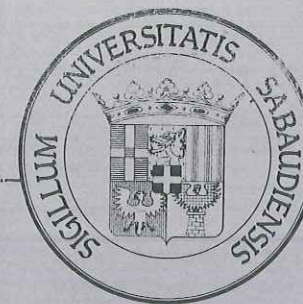
HAL Id: tel-00636295

<https://theses.hal.science/tel-00636295v2>

Submitted on 21 Aug 2013

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

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



UNIVERSITE DE SAVOIE

TRAVAUX DU DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE
DU SUBBRIANCONNAIS ENTRE ARC ET ISERE

**LES MASSIFS DU PERRON DES ENCOMBRES
ET DE LA GRANDE MOENDAZ**

ALPES OCCIDENTALES - SAVOIE

FRANCE

Lorgio Victoriano PEREZ POSTIGO

Mémoire de thèse de Docteur de 3ème cycle présenté à l'Université
de Savoie le 20 décembre 1985 devant le jury d'examen composé de
Messieurs :

M. TARDY, Professeur, Université de Savoie.	Président
J.P. RAMPNOUX, Professeur, Université de Savoie.	Rapporteur
G. MASCLE, Professeur, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.	Examineur
J.C. VICENTE, Maître-de-Conférences, Docteur, Université P et M Curie.	Examineur
S. FUDRAL, Maître-Assistant, Université de Savoie.	Examineur

- . A mes parents, mes soeurs et frères.
- . A Ute BOLLERT devenue très chère, je lui dois la conclusion de ce mémoire ; sa compagnie, sa compréhension et son encouragement m'ont permis de vaincre les difficultés.
- . A mes amis.

*
* *

La notion de fin est ambiguë puisque toute fin est
un point de départ

AVANT-PROPOS

Ce mémoire n'a pu voir le jour que grâce à l'aide et au conseil de nombreuses personnes qui par leur volonté, leur compréhension, leur soutien moral et leur aide scientifique et financière m'ont permis de mener à bien ce travail sur les Alpes.

Mes premières pensées vont à mon pays où mon Professeur et ami Jean-Claude VICENTE me proposa de poursuivre mes études géologiques en France. C'est à lui que je dois ma formation de géologue. Je lui dois, grâce à son soutien et ses encouragements constants, en dépit de la distance qui nous séparait, la réalisation de ce travail ; qu'il trouve ici le témoignage de ma profonde gratitude.

J'adresse aussi mes remerciements à Monsieur le Professeur Jean AUBOUIN qui m'a accepté dans son Laboratoire de Géologie structurale à l'Université P. et M. Curie, où j'ai suivi mes études de D.E.A.

Monsieur le Professeur Jean-Paul RAMPNOUX qui, lors de mon arrivée à l'Université de Savoie, a bien voulu m'accueillir et m'intégrer dans son Laboratoire, m'a accompagné sur le terrain en multiples occasions contribuant ainsi à ma connaissance des Alpes et a eu la dure et ingrate tâche de corriger à maintes reprises mon texte ; par ailleurs, en sa qualité de Directeur du Laboratoire de Géologie il m'a procuré un poste d'Assistant associé qui m'a permis, après l'échéance de mes prestations boursières, de terminer ce travail dans de bonnes conditions. C'est grâce à lui, qu'aujourd'hui cette thèse voit le jour. L'occasion m'est faite ici de le remercier infiniment.

C'est très sincèrement que je tiens à remercier Monsieur le Professeur Marc TARDY qui a bien voulu présider ce jury ainsi que Monsieur le Professeur Georges MASCLE pour avoir accepté d'en être un des membres.

Je suis doublement reconnaissant envers Serge FUDRAL qui m'a, tout le long de mon séjour dans ce pays savoyard, prodigué conseils éclairés et encouragements et a aujourd'hui accepté de juger ce travail.

Je n'oublierai pas les autres membres du Laboratoire de Géologie de l'Université de Savoie : Jean-Charles CARFANTAN qui m'a permis d'élargir non seulement mes connaissances des Alpes mais aussi celles de la Géologie mondiale ; Bernard DOUDOUX et Gérard NICAUD.

Je tiens à remercier très spécialement Monsieur l'Abbé MOUTERDE pour les déterminations des macrofossiles ainsi que Monsieur Jacques AZEMA pour celles des Calpionelles et Michel MARTHALER pour celles des foraminifères planctoniques.

Je n'oublierai jamais l'amitié et l'aide de Madame Françoise MOUGIN et Mademoiselle Souad CHEKHAR qui ont bien voulu accepté le surcroît de travail que leur a occasionné pour l'une la relecture et la correction de mon manuscrit et pour l'autre la frappe finale épaulée par Madame Simone GINET.

Je dis un grand merci à André PAILLET pour ses conseils de technicien à qui je dois la qualité de l'iconographie de ce mémoire.

Je remercie Madame PHILIBERT qui en sa qualité de Directrice du C.R.O.U.S. à Grenoble, s'est chargée des formalités administratives concernant mon séjour en France.

Ma gratitude et ma reconnaissance vont enfin à mes camarades étudiants de 3ème cycle de Chambéry, tout particulièrement à mes aînés, Arnaud SERRE, Roger MARION, Anne TOURY mais aussi à Eric DEVILLE, Michel CHAPLET et Jean-Pierre GELY qui ont encore un bout de chemin à parcourir. Merci pour avoir eu le courage de me supporter aussi longtemps.

C'est en ce sol savoyard que j'ai appris à aimer la France et que j'ai trouvé l'amitié dans les personnes de F. VIDIEUX, P. DUTRUC, C. SIMONET, X. PITOUX, A. CARTIER et sa famille.

Je salue ici mes amis étudiants français et étrangers que j'ai côtoyés tout au long de mon séjour et qui m'ont beaucoup aidé, en particulier José MIRANDE. Ma dernière pensée sera pour Monsieur Joseph BORREL et sa famille du hameau du Châtelard où durant mes campagnes de terrain estivales j'ai pu retrouver la chaleur de ma "Familia".

SOMMAIRE

	<u>Pages</u>
AVANT-PROPOS	I
RESUME	1
RESUMEN	3
<u>LIVRE I. INTRODUCTION</u>	5
I. CADRE GEOGRAPHIQUE	7
II. CADRE GEOLOGIQUE	9
HISTORIQUE	11
<u>LIVRE II. STRATIGRAPHIE</u>	21
INTRODUCTION	21
I. <u>LE TRIAS SUPERIEUR</u>	22
A. SERIE TYPE DU PERRON DES ENCOMBRES	22
B. SERIE TYPE DE LA GRANDE MOENDAZ	23
C. AGE	24
D. CONCLUSION	24
II. <u>LE RHETIEN</u>	26
INTRODUCTION	26
A. DOMAINE DU PERRON DES ENCOMBRES	26
1. Coupe du flanc SE du Petit Perron	26
2. Variations	26
B. DOMAINE DE LA GRANDE MOENDAZ	27
1. Coupe du Col du Bonnet du Prêtre - Roche Violette .	27
2. Région orientale à la Roche Violette	27
C. FAUNE ET AGE	28
D. CONCLUSION	28
III. <u>LE LIAS</u>	30
A. DOMAINE DU PERRON DES ENCOMBRES	30
1. Descriptions des coupes	30
a- Coupe du flanc Est du synclinal de la Valloiret-	
te	30
b- Coupe du Col des Roches Rouges - Croix de la Roche	
Percée	32
2. Variations	33
3. Remarques	33

	<u>Pages</u>
B. DOMAINE DE LA GRANDE MOENDAZ	34
1. Le Lias inférieur à moyen	34
a- Coupe au N-E de la Roche Violette - Point 2640m	34
2. Lias moyen et supérieur. Coupe à l'Ouest des Aiguilles de la Grande Moendaz	35
3. Variations	36
C. FAUNES ET AGE	37
D. CONCLUSION	39
IV. <u>LE DOGGER</u>	41
INTRODUCTION	41
A. DOMAINE DU PERRON DES ENCOMBRES	41
1. Coupe au N-E du Chalet de Varlossière	41
2. Coupe au N-W du Chalet de Varlossière	42
B. DOMAINE DE LA GRANDE MOENDAZ	43
1. Coupe au Nord de la Pointe du Vallon	43
2. Coupe à l'Ouest de l'Aiguille de la Grande Moendaz	44
C. AGE	45
D. CONCLUSION	45
V. <u>LE CALLOVO-OXFORDIEN</u>	48
INTRODUCTION	48
A. DOMAINE DU PERRON DES ENCOMBRES	48
1. Coupe du Verrou du Pas du Roc	48
2. Coupe du Pic du Génie - Crêt de la Pare	50
3. Coupe au N-E du Chalet de Varlossière	51
4. Coupe dans la rive droite du Vallon de Varlossière	55
5. Age des niveaux à olistolites	56
B. DOMAINE DE LA GRANDE MOENDAZ	57
1. Coupe à l'Ouest de l'Aiguille de la Grande Moendaz	57
2. Coupe au Nord de la Pointe du Vallon	58
3. L'Oxfordien dans le secteur de la Grande Moendaz	58
4. Esquisse Paléogéographique	61
VI. <u>LE JURASSIQUE SUPERIEUR - LE CRETACE ET LE TERTIAIRE</u> ...	62
A. BLOCS KLIPPES DU FRONT BRIANCONNAIS	63
B. BLOCS KLIPPES DE LA CICATRICE DE VARLOSSIERE	63
1. Coupe à l'Est des Grosses Pierres	63
2. Coupe au Nord du col 2074m	64
C. LA FENETRE DE LA GOLETTE DES COMBES	65
VII. CONCLUSIONS GENERALES SUR LA STRATIGRAPHIE	67
<u>LIVRE III. LA TECTONIQUE</u>	75
INTRODUCTION	75
I. <u>LES UNITES TECTONIQUES ET LES GRANDS CONTACTS TECTONIQUES</u>	75
A. L'UNITE DE LA CROIX DES TETES	75
1. Limites de l'unité	75

	Pages
a- Limite orientale	78
b- Limite occidentale	78
c- Cicatrice de Varlossière	78
2. Structure générale	79
a- L'anticlinal de la Croix des Têtes	79
b- Les plis transverses	81
c- Les failles	82
3. Conclusion	83
B. L'UNITE DE SAINT MARTIN DE LA PORTE	83
1. Limite de l'unité	83
a- Limite orientale	83
b- Limite occidentale et Nord-occidentale	83
2. Les structures	87
C. L'UNITE DE LA GRANDE MOENDAZ	89
1. Limites de l'unité	89
a- Limite Sud-orientale et orientale	89
b- Limite occidentale	89
2. Les structures	91
a- Les plis	91
b- Les boudinages et les linéations	92
c- La schistosité de fracture	94
d- Les failles	95
II. CONCLUSIONS GENERALES SUR LA TECTONIQUE	99
A. UNITES STRUCTURALES	99
B. EVOLUTION TECTOGENETIQUE	99
1. Une phase de serrage Est-Ouest. Elle entraîne ...	99
2. Une phase de déformation compressive à contrainte Nord-Ouest - Sud-Est qui est responsable des grands cisaillements	99
3. Une phase de blocage du processus compressif avec redressements des contacts cisailants, création d'une schistosité pentée à l'Ouest, rétrodéversements locaux et plis de collapse	100
4. Une phase cassante mio-pliocène liée à un état de contrainte N-S	100
5. Une phase très tardive à actuelle de déformation à grand rayon de courbure	100
LIVRE IV. CONCLUSIONS GENERALES : TENTATIVE DE RECONSTITUTION PALEO GEOGRAPHIQUE	101
+ La période du Trias au Lias inférieur	101
+ La période du Lias moyen au Dogger	102
+ La période callovo-oxfordienne	103
+ La période Malm supérieur-Lutétien	103
+ La période Priabonien-oligocène inférieur	105
+ La période de mise en place des nappes alpines Oligocène à Miocène	105
+ La période Mio-pliocène à Actuel	106
PHOTOGRAPHIES	109
BIBLIOGRAPHIE	121

LISTE DES FIGURES

	<u>Pages</u>
Fig. 1 : Schéma orohydrographique.....	6
Fig. 2 : Carte structurale des Alpes occidentales selon Cl. KERCKHOVE (1979).....	8
Fig. 11 : Schéma structural régional du secteur étudié (encadré) d'après la Carte géologique de la France au 1/250.000 Feuille d'Annecy.....	10
Fig. 4 : Carte structurale des Alpes Françaises (M. GIGNOUX et L. MORET, 1934).....	12
Fig. 5 : La zone subbriançonnaise et la zone des Brèches de Tarentaise ; d'après R. BARBIER et J. DEBELMAS (1966).....	14
Fig. 5' : Interprétation paléotectonique de la bordure sep- tentrionale du domaine briançonnais dans les Pré- alpes médianes (M. SEPTFONTAINE, 1979).....	16
Fig. 6 : La zone subbriançonnaise selon l'hypothèse de L.E. RICOU (1980).....	17
Fig. 6' : Schéma d'organisation palinspastique au Jurassi- que.....	18
Fig. 7 : Coupe du Roc du Bonhomme.....	22
Fig. 8 : Coupe du Col du Bonnet du Prêtre - La Roche Violette.....	23
Fig. 9 : Colonnes stratigraphiques synthétiques du Lias supérieur de la nappe du Pas-du-Roc.....	25
Fig. 10 : Coupe du flanc S-E du Petit Perron.....	27
Fig. 11 : Colonnes stratigraphiques synthétiques du Rhé- tien dans la nappe du Pas-du-Roc.....	29
Fig. 12 : Coupe du flanc Ouest du synclinal de la Valloiret- te.....	31
Fig. 13 : Coupe du Col des Roches Rouges - Croix de la Roche Percée.....	32
Fig. 14 a : Termes de transition du passage du Rhétien au Lias inférieur, au Petit Perron.....	33
Fig. 14 b : Figure d'après photo de la continuité du passa- ge du Lias inférieur au Rhétien.....	33

Fig. 16	: Coupe en rive droite du Ruisseau de la Jarse..	35
Fig. 17	: Coupe à l'Ouest des Aiguilles de la Grande Moëndaz.....	36
Fig. 18	: Coupe du Petit Col au SW de la Tête du Fer...	36
Fig. 19	: Colonnes stratigraphiques types du Lias dans la nappe du Pas-du-Roc.....	40
Fig. 20	: Coupe au N-E du Chalet de Varlossière.....	42
Fig. 21	: Coupe au N-W du Chalet de Varlossière.....	42
Fig. 22	: Coupe au Nord de la Pointe du Vallon.....	43
Fig. 23	: Coupe à l'Ouest de l'Aiguille de la Grande Moëndaz.....	44
Fig. 24	: Colonnes lithostratigraphiques du Dogger du secteur étudié.....	46
Fig. 25	: Esquisse paléogéographique à la fin du Dogger à la limite des domaines de la Grande Moëndaz et du Perron des Encombres.....	47
Fig. 26	: Coupe du Verrou du Pas-du-Roc	49
Fig. 27	: Niveau de transition du Dogger au Callovien, le long du chemin de fer, à la sortie du verrou du Pas-du-Roc	49
Fig. 28	: Coupe du Pic du Génie - Crêt de la Pare	51
Fig. 29	: Coupe à l'Est du Col 2074	52
Fig. 30	: Coupe de la face méridionale, à l'Est du Col 2074	52
Fig. 31	: Panorama du versant septentrional du Vallon de Varlossière	53
Fig. 32	: Niveaux à olistolites de la falaise occidentale de la Croix du Vallon (A,B) et diagramme de répartition des axes des rouleaux de contournement du niveau B, (C)	54
Fig. 33	: Coupe dans la rive droite du Vallon de Varlossière	55
Fig. 34	: Antiforme dans le niveau à olistolites, affleurant dans la rive droite du Vallon de Varlossière et son interprétation	56
Fig. 35	: Coupe à l'Ouest de l'Aiguille de la Grande Moëndaz	57

Fig. 36 : Corrélations litho-stratigraphiques des séries Callovo-Oxfordiennes dans la nappe du Pas-du-Roc	60
Fig. 37 : Esquisse paléogéographique à la limite Callovien-Oxfordien dans le domaine du Perron des Encombres	61
Fig. 38 : Carte de localisation des affleurements des terrains post-Oxfordien	62
Fig. 39 : Coupe du flanc Nord-Ouest de Grosses Pierres	64
Fig. 40 : Coupe du Nord d Col 2074m	65
Fig. 41 : Colonne stratigraphique synthétique de la série du flysch calcaire subbriançonnaise de la région du Galibier. D'après A. Toury (1984)	69
Fig. 41': Colonnes stratigraphiques synthétiques comparées de la flexure entre le sillon delphino-helvétique interne et le haut fond briançonnais	72
Fig. 42 : Carte structurale de la zone subbriançonnaise entre l'Arc et le Doron de Belleville	76
Fig. 43 : Carte structurale schématique des zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre le Pelvoux et Moûtiers (R. Barbier, 1948)	77
Fig. 44 : Panorama de la cicatrice de Varlossière au point 2200m du versant méridional du Vallon de Varlossière	79
Fig. 45 : Aspect panoramique et interprétation de la ligne de crête au Sud du col du Bonhomme	80
Fig. 46 : Coupe tectonique schématique, très simplifiée du Massif du Perron des Encombres	81
Fig. 47 : Panorama interprétatif du versant septentrional du massif du Perron des Encombres. Les cisaillements visibles correspondent à un déroulement de l'accident frontal de l'unité de la Croix des Têtes	82
Fig. 48 : Panorama du versant occidental de la Pointe du Vallon	84
Fig. 49 : Détail du Plan du Chevauchement de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte sur l'unité de la Grande Moendaz .	84
Fig. 50 : Panorama du versant sud du Vallon de Varlossière montrant le chevauchement de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte sur l'unité de la Grande Moendaz	85
Fig. 51 : Aspect et interprétation du chevauchement plat de la série normale de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte sur l'unité de la Grande Moendaz dans la ligne de crêtes au Sud du Plan Becquet	86
Fig. 52 : Terminaison septentrionale et disparition de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte	87

Fig. 53 : Panorama de la rive droite de l'Arc retouché d'après M. Gignoux et L. Moret, 1929	88
Fig. 54 : Panorama géologique du versant nord de la Vallée de l'Arc entre Saint-Martin-de-la-Porte et la Serpolière, d'après R. Barbier (1948) retouché	88
Fig. 55 : I. II. Panorama et interprétation des structures observées dans le versant méridional du Vallon de Varlossière. Vue prise du Chalet de Varlossière	90
Fig. 56 : Plis de taille métrique à regard Nord - Nord-Ouest affectant le Lias supérieur schisteux de la rive droite du Torrent des Encombres. Carte de situation et direction d'observation	92
Fig. 57 : Plongement axial des plis disharmoniques du massif de la Grande Moendaz	93
Fig. 58 : A. Aspect du boudinage dans les niveaux marno-calcaires du Dogger à l'Ouest de l'Aiguille de la Grande Moendaz B. Disposition des axes de déformation des boudins et de linéation (direction) d'étirement. C. Diagramme de la direction de la linéation d'étirement dans les niveaux du Dogger	94
Fig. 59 : Schistosité de fracture affectant les niveaux marneux du Callovien, au point 2400m à l'Est de Favière. Schéma de situation	95
Fig. 60 : Schémas montrant le mode de formation du Massif de la Grande Moendaz (R. Barbier, 1948)	96
Fig. 61 : Allure du plissement disharmonique du massif de la Grande Moendaz	97
Fig. 62 : Reconstitution paléogéographique de la zone subbriançonnaise dans le secteur du Pas-du-Roc au Jurassique	107
Fig. 63 : Reconstitution de la mise en place tectonique des nappes subbriançonnaises et briançonnaises	108

CARTES GEOLOGIQUES

Feuille de la Grave au 1/50.000 : 1ère édition, 1976.

Feuille de Saint-Jean-de-Maurienne au 1/50.000 : 1ère édition, 1977.

Feuille de la Rochette au 1/50.000 : 1ère édition, 1984.

Feuille d'Annecy au 1/250.000 : 1ère édition, 1980.

OUVRAGES GENERAUX

Livret guide des excursions du 26ème Congrès Géologique International (1980). "France : Introduction à la Géologie du Sud-Est". *In* géol. alpine, t. 56.

Guide géologique régional : Alpes de Savoie, J. DEBELMAS et al., 1982, Masson édition.

Eléments de tectonique analytique, P. VIALON, M. RUHLAND, J. GRÉLIER, 1976, Masson édition, Paris.

R E S U M E

Cette étude intéresse la partie savoyarde de la "zone subbriançonnaise" comprise entre Arc et Isère et correspond globalement aux massifs du Perron des Encombres et de la Grande Moendaz, regroupés sous le nom de "Nappe du Pas du Roc".

Cette nappe, faite de 3 écailles tectoniques qui sont, de l'Est à l'Ouest, l'unité de la Croix des Têtes, l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte et l'unité de la Grande Moendaz, est limitée :

- à l'Est, par l'accident gypseux frontal du Briançonnais externe (Zone Houillère) ;
- à l'Ouest, par un cisaillement redressé qui la fait reposer sur des unités composites à flysch priabonien correspondant anciennement aux "Ecailles externes" subbriançonnaises et à la zone ultradauphinoise ou du flysch des Aiguilles d'Arves et qui appartiennent, en réalité, à des unités avancées à substratum anteflysch d'affinités briançonnaises.

La nappe du Pas du Roc ne comprend que des terrains allant du Trias supérieur au Malm inférieur ; la série Malm supérieur à nummulitique, qui ici a disparu par érosions et/ou diverticulatons, est cependant conservée au Sud de l'Arc dans la haute vallée de la Valloirette.

Les études stratigraphiques, tectoniques et bibliographiques de ce mémoire permettent la reconstitution géodynamique suivante :

- Du Trias supérieur au Lias inférieur, le Subbriançonnais appartient à une plate-forme lagunaire à nérétique se développant du Delphino-helvétique au Briançonnais.

- A partir du Lias moyen, concomitamment à l'ouverture téthysienne par fracturation, le Subbriançonnais apparaît comme une marge faillée entre le sillon delphino-helvétique à vocontien et le haut-fond briançonnais et provençal en position méridionale.

Plus précisément, dans le secteur entre Arc et Isère, il est possible de distinguer du Lias moyen à l'Oxfordien deux domaines, le domaine externe de la Grande Moendaz aux sédiments pélagiques et argileux faisant transition au sillon delphino-helvétique interne et le domaine interne du Perron des Encombres, en position haute et aux sédiments à dominante carbonatée se raccordant au Briançonnais.

L'instabilité tectonique de cette marge se manifeste, en particulier au Callovo-Oxfordien, par la présence de brèches sur le domaine interne, d'olistolites sur le talus et de turbidites donnant naissance à un

véritable flysch "oxfordien" dont les éléments lithiques se fondent progressivement dans la sédimentation pélagique du sillon externe.

- L'histoire postérieure est reconstituée à partir des secteurs environnants (Sud de l'Arc, klippe de Sulens, Chablais, ...). Toujours en position de marge, le Subbriançonnais correspond à un domaine de mer ouverte à sédimentation pélagique affectée par des apports détritiques épisodiques internes et se terminant par le "flysch noir" de l'Eocène inférieur à moyen. Au cours du Crétacé supérieur et du Paléogène, cette marge découpée par de grands coulissages sénestres, est dilacérée en blocs qui remontent avec le Briançonnais vers le Nord, mettant donc en place finalement, selon une transversale ouest-est, les zones isopiques apparentes suivantes delphino-helvétique, subbriançonnaise à lignes de faciès cependant en biais (NE-SW), briançonnaise. A ces mouvements transcurrents correspondant à une contrainte compressive générale N-S sont associées des érosions, des structures de transpression et l'individualisation et le fonctionnement d'un bassin de flysch Priabonien-Oligocène inférieur qui cache définitivement la tectonique décrochante antérieure.

De l'Oligocène au Miocène, se mettent en place les nappes à vergence globale ouest. Cette tectonique alpine est polyphasée. Dans le temps, se succèdent, en particulier :

- une phase généralisée de charriage des zones isopiques vers l'Ouest, le Briançonnais externe dépassant le Subbriançonnais ;
- une phase de cisaillement responsable des écaillages les plus visibles et du pincement des unités briançonnaises avancées, au front de la nappe du Pas du Roc ;
- une phase de blocage avec des manifestations de rétrodéversements.

Postérieurement à cette tectonique nappée E-W, une reprise des contraintes N-S, donnerait naissance à des coulissages sénestres méridiens. Ceux-ci sont peu exprimés entre Arc et Isère.

Enfin, les bombements de Belledonne et de la zone Houillère donnent à la région son cachet structural actuel.

RESUMEN

Este estudio interesa la parte saboyana de la zona subbriansonesa comprendida entre los ríos Arc e Isère. Esta región comprende los macizos del Perron des Encombres reagrupados bajo el nombre de Napa du Pas du Roc.

Esta napa esta hecha de 3 escamas tectónicas que son del Este al Oeste : la unidad de la Croix des Têtes, la unidad de Saint Martin de la Porte y la unidad de la Grande Moendaz. La Napa du Pas du Roc esta limitada :

- al Este, por el accidente frontal briansones externo (Zona Houllera), subrayada por acumulaciones de yeso ;
- al Oeste, por un cizallamiento que lo hace descansar, a esta napa, sobre las unidades que se componen de un flysch priaboniano correspondiente a las antiguas "Escamas externas" subbriansonesas y a la zona ultradelfinea o del flysch des Aiguilles d'Arves que son en realidad, unidades de afinidades briansonesas por las características de su basamento ante-flysch.

La Napa du Pas du Roc posee, solamente aquí, terrenos que van del triásico superior al Malm inferior. Las series comprendidas entre el Malm superior y el Nummulítico, que desaparecieron por erosiones y/o diverticulaciones, son conocidas solamente al Sud del río Arc y en el alto Valle de la Valloirette.

Los estudios estratigráficos, tectónicos y bibliográficos de esta memoria permiten la reconstitución geodinámica siguiente :

- Durante el Triásico superior y el Liasico inferior la zona subbriansonesa pertenece a una plata-forma con sedimentación lagunar o nerítica que va del dominio delfino-helvético al dominio briansonés.

- A partir del Liasico medio, en razón de la abertura tethysiana por fracturación, la zona subbriansonesa se presenta como una margen fallada entre el surco delfino-helvético-vocontiano y el alto fondo briansones y provensal que ocupan una posición más meridional.

Más particularmente en la zona comprendida entre los ríos Arc e Isère es posible distinguir del Liasico medio hasta el Oxfordiano dos dominios :

a- el dominio externo de la Grande Moendaz con sedimentación arcillosa pelágica constituyendo una zona de transición al surco delfino-helvético interno ;

b- el dominio interno del Perron des Encombres con sedimentación carbonatada principalmente, constituyendo una zona alta de transición a la zona briansonesa.

La inestabilidad tectónica de esta margen se manifiesta en particular durante el Callovo-Oxfordiano por la presencia de breches en el dominio interno,

La historia posterior esta reconstituida a partir de las regiones aledañas (Sur del río Arc, Klippe de Sulens, Chablais, ...).

El subbriansones todavía en posición de margen episódicos es un dominio de mar abierto con sedimentación pelágica y aportes detríticos episódicos internos que se terminan con el "flysch noir" del Eoceno inferior y medio. Durante el Cretácico superior el Paleógeno, esta margen esta afectada por grandes fallas de desplazamiento lateral izquierdo. Los bloques recortados se desplazan hacia el Norte con el briansones dando finalmente, según una transversal E-W, la sucesión "aparente" de las zonas isopicas siguientes. Del fino-helvetica, subbriansonesa con líneas de facies no obstante oblicuas a esta dirección (NE-SW) y briansonesa. Estos movimientos laterales son debidos a una compresión general N-S. A ellos son asociados erosiones, estructuras de transpresión y la individualización y funcionamiento de una cuenca de flysch Priaboniano-Oligoceno inferior que sella la tectónica de desplazamiento lateral anterior.

Del Oligoceno al Mioceno actúa la tectónica de napas con una vergencia occidental de una manera general. Esta tectónica alpina es palifásica; así en el tiempo se suceden:

a- una fase generalizada de acarremiento de las zonas isopicas hacia el Oeste; el Briansones externo sobrepasa el subbriansones.

b- una fase de cisallamiento responsable de la tectónica de escalas la más visible y del pinzamiento de las unidades briansonesas al frente de la Napa du Pas du Roc.

c- Una fase de bloqueo con manifestaciones de retroacarreo.

Posteriormente a esta tectónica de mapas E-W, nuevas compresiones N-S podrían haber originado desplazamientos izquierdos meridianos. Estos no son bien representados entre los ríos Arc e Isère.

Al final, los bombeamientos de la Cadena cristalina de Belledonne en el Oeste y de la zona houllera en el Este dan a la región su fisonomía estructural actual.

LIVRE I

INTRODUCTION

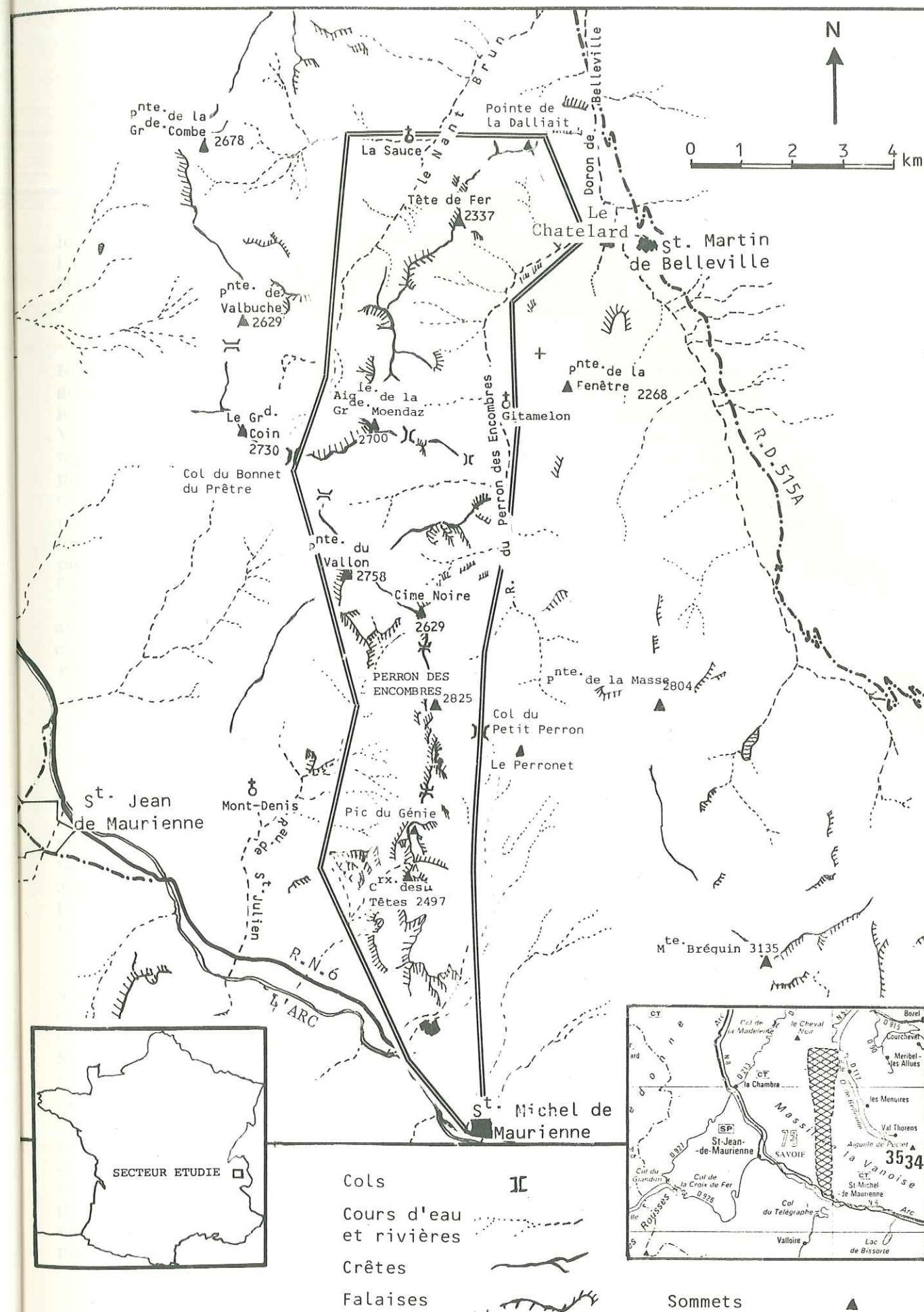


Fig. 1 : Schéma orohydrographique.

I. CADRE GEOGRAPHIQUE.

Le secteur étudié s'étend entre la vallée de la Maurienne au Sud et le versant méridional de la vallée des Bellevilles au Nord. Il est limité à l'Est par la ligne imaginaire Saint-Martin-de-Belleville - Saint-Michel-de-Maurienne ; à l'Ouest par la Vallée du Nant Brun, le Col du Bonnet-du-Prêtre, le Col des Roches Rouges et le ruisseau de Saint-Julien.(fig.1).

Notre secteur d'étude intéresse les bassins versants de l'Arc et de l'Isère séparés par les sommets suivants : le Perronet, le Col du Petit-Perron, le Perron des Encombres (2885 m), la Cime Noire (2629 m), la Pointe du Vallon (2758 m) et enfin le Col du Bonnet-du-Prêtre. Cet alignement montagneux transversal qui constitue donc la ligne de partage des eaux, sépare deux régions morphologiquement différentes : on trouve au Nord, du côté tarin, des vallées ouvertes à parois souvent verticales, recoupées par des vallons d'orientation E-W. Au Sud par contre, du côté maurienne les reliefs sont plus abrupts avec un alignement de falaises S-N constitué par la Croix des Têtes, le Pic du Génie et le Perron des Encombres. Ces falaises sont entaillées, à l'Ouest, par le ruisseau de Saint-Julien et à

l'Est bordées à leur pied par une douce morphologie, bien étalée, due aux accumulations glaciaires quaternaires sur le Houiller briançonnais. La disposition du relief en crêtes et thalwegs correspond, approximativement, aux structures géologiques.

La zone d'étude est accessible aussi bien par le Sud que par le Nord.

- Par le Sud on traverse l'important centre industriel et carrefour commercial entre la France et l'Italie qu'est Saint-Jean-de-Maurienne. Cette région a connu son essor avec l'arrivée du chemin de fer (1858-1861) et son expansion a été facilitée par l'exploitation de la houille blanche et l'installation des usines électrométallurgiques et électrochimiques. L'activité agricole et l'élevage du bétail sont de nos jours restreints ; par-contre l'activité touristique, surtout hivernale, est devenue importante depuis environ 25 ans.

- Du côté Nord, l'accès se fait par la vallée de la Tarentaise dont la ville de Moûtiers, capitale historique de la vallée, est le carrefour routier donnant accès aux 3 vallées dont la vallée des Bellevilles. C'est à partir de Saint-Julien-de-Belleville qu'on atteint les vallées du Nant Brun, de Saint-Martin-de-Belleville et des Encombres. Dans ces villages de montagne, l'activité agricole occupe une place importante ; c'est un pays d'élevage où de nombreux troupeaux de bovins et d'ovins passent tout l'été en alpage. Les activités de loisirs estivaux et hivernaux sont aussi fort développées (stations des Menuires et de Val Thorens). Dans ces régions le promeneur et l'amoureux de la nature découvrent à partir des vallées et collines au relief agreste et peu boisé, des alpages verdoyants aux multiples et belles promenades. L'étagement de la végétation est très net (étages des feuillus, étage subalpin à conifères, lande à arbrisseaux et rhododendrons, étage à pelouse).

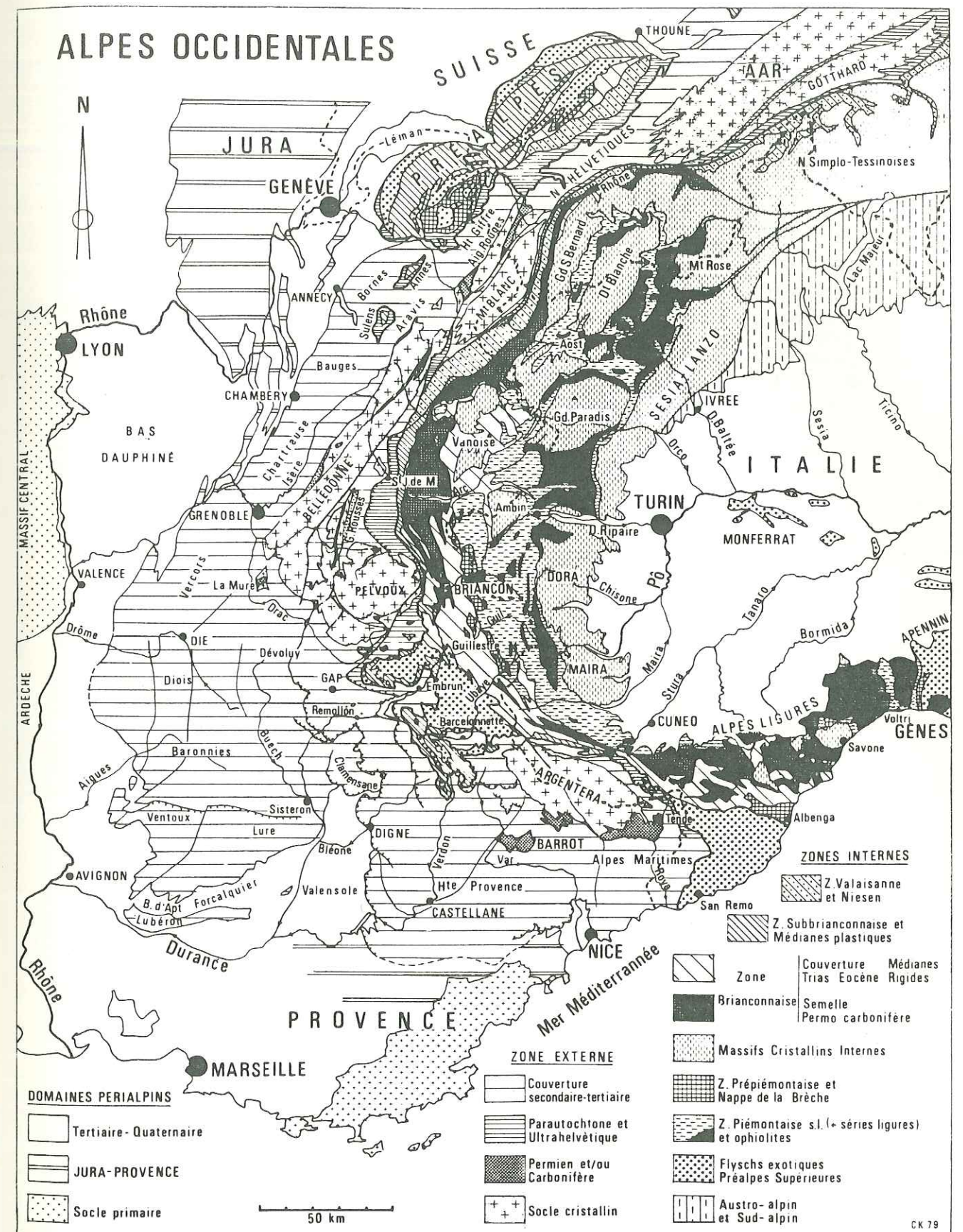


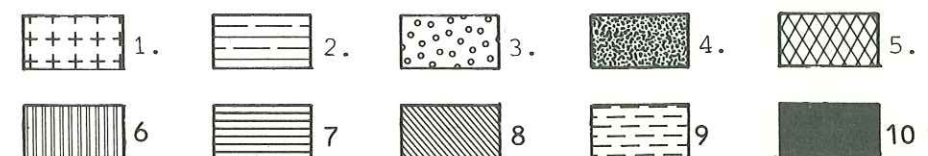
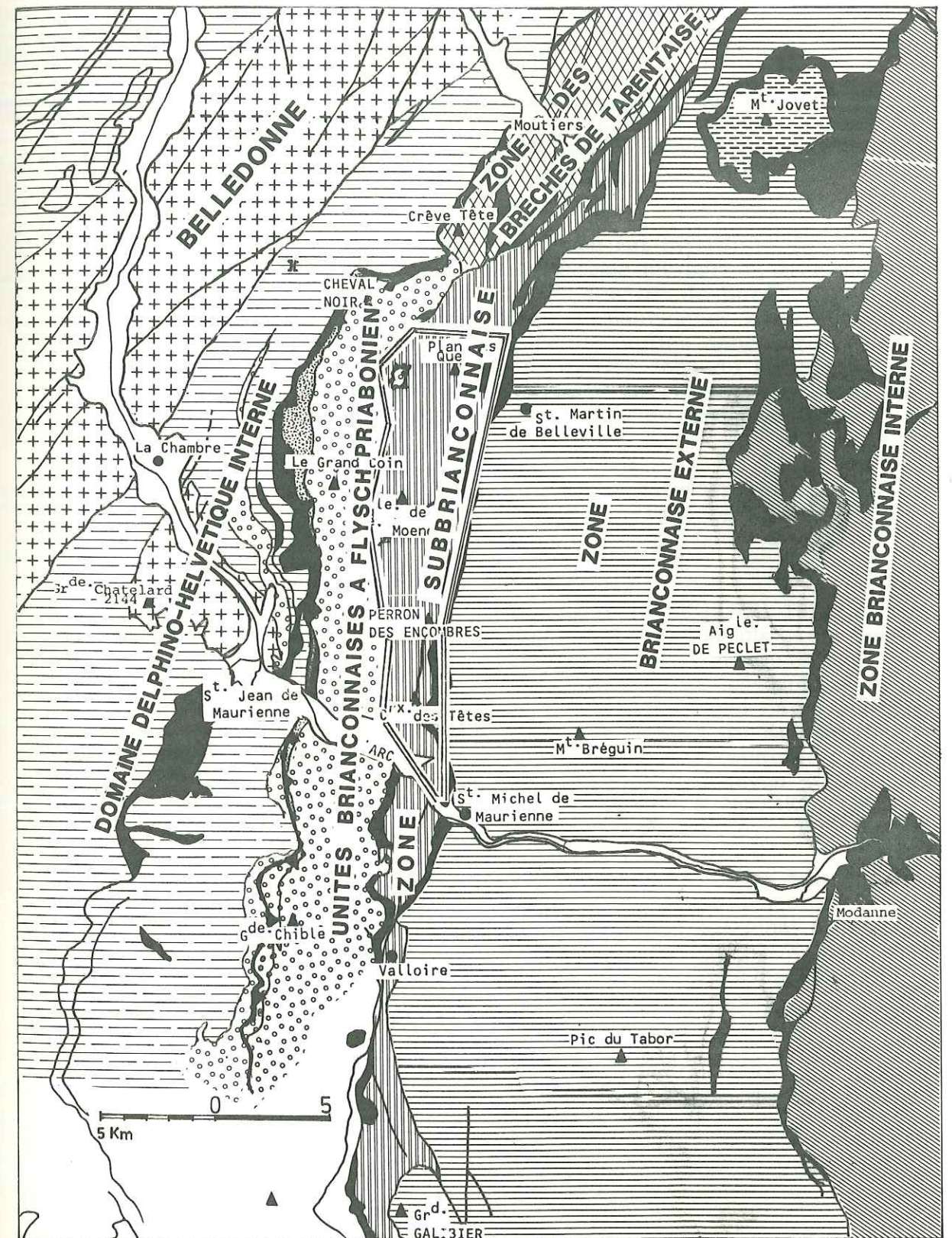
Fig. 2 : Carte structurale des Alpes occidentales selon Cl. KERCKHOVE (1979).

II. CADRE GEOLOGIQUE

Les Alpes occidentales, dans leur configuration actuelle (fig.2), représentent une partie de "l'Océan Tethysien" charriée sur la marge continentale européenne lors de la tectonique alpine.

La partie de la zone subbriançonnaise située entre les régions de Maurienne et de Tarentaise (fig.3), est limitée à l'Ouest par un complexe d'unités à flysch d'âge priabonien ; chacune de ces unités est caractérisée soit par la nature du substratum du flysch, soit par la nature et la taille des éléments qui constituent ce flysch (J. MARTINEZ-REYES, 1980 ; A. SERRE, 1983). Dans l'extrémité Nord, au-delà de Villarly, apparaît la zone des Brèches de Tarentaise qui limite désormais à l'Ouest la zone subbriançonnaise jusqu'à sa disparition sous le charriage de la nappe des Gypses et de la zone subbriançonnaise au Nord de Brides-les-Bains. La limite orientale de la zone subbriançonnaise est soulignée par la zone des gypses et le front de la zone briançonnaise externe ; ces gypses emballent de nombreux blocs exotiques mésozoïques.

Dans notre secteur, la zone subbriançonnaise est classiquement constituée par la nappe du Pas-du-Roc jusqu'au Lias moyen. Elle possède des faciès d'un seul domaine paléogéographique. Cependant, dès le Toarcien (Lias moyen) deux domaines paléogéographiques à faciès fort différents apparaissent : le domaine de la Grande Moënz et le domaine du Perron des Encombres. Par suite de la tectonique alpine ces deux domaines sont séparés par un important chevauchement plat.



HISTORIQUE

La zone subbriançonnaise est une longue bande de séries de couverture se développant entre le Houiller de la zone briançonnaise externe et le chevauchement pennique frontal au coeur de l'arc des Alpes occidentales (fig.4).

La terminologie de zone subbriançonnaise fut introduite par M. GIGNOUX et L. MORET, en 1934, pour nommer les séries, très laminées et réduites en écailles, trouvées à l'Est de la fenêtre de Barcelonnette et qui se suivent, sans aucune difficulté, jusqu'en Maurienne. C'est aussi à cette époque que les rapports entre les différentes unités dans notre secteur sont mieux précisés. C'est ainsi que l'ancienne zone du Galibier (M. GIGNOUX et L. MORET, 1929) fut subdivisée en : "... deux unités tectoniques (et de faciès) fort distinctes qui se relaient progressivement" (fig.4) :

- La zone du Galibier, au Sud, à faciès typiquement briançonnais est le prolongement septentrional de la "zone mésozoïque briançonnaise occidentale". Elle se rétrécit rapidement au Grand Galibier pour disparaître vers le Nord.

- La zone du Pas-du-Roc au Nord (D. SCHNEEGANS, 1931), à faciès intermédiaire entre les types "briançonnais" et "dauphinois", est laminée à l'Ouest par une bande de flysch tertiaire appelée zone du Flysch des Aiguilles d'Arves et considérée comme l'enveloppe du mésozoïque de la nappe du Pas-du-Roc. Cet ensemble se poursuit au Nord entre les cluses de Moûtiers et des Chapieux et y constitue le "massif du Roignais" qui est constitué de mésozoïque et de flysch tertiaire représentant : "... deux zones, d'ailleurs solidaires, du Flysch des Aiguilles d'Arves - Cheval Noir, et Pas-du-Roc - Grande Moëndaz. (M. GIGNOUX et L. MORET, 1929).

R. BARBIER (1948), dans sa thèse, rassemble tous les travaux entrepris auparavant entre l'Arc et l'Isère ; pour lui, les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise constituent le prolongement septentrional de celles définies plus au Sud (vallée de la Valloirette) par M. GIGNOUX et L. MORET (1937). La mise en évidence de plusieurs sous-zones, d'Ouest en Est, surtout dans la zone subbriançonnaise, le conduit à distinguer :

a) la sous-zone de la nappe des Brèches de Tarentaise, la plus externe, n'affleurant qu'en Tarentaise, qu'il désigne sous le nom de "cordillère tarine" et qu'il subdivise en deux digitations :

- celle du Niélard, comprise essentiellement entre l'Arc et l'Isère occupant la position la plus occidentale ;

1. Massifs cristallins externes ; 2. Couverture mésozoïque dauphinoise ; 3. Flysch priabonien ;
4. Substratum d'affinité briançonnais ; 5. Zone de Brèches de Tarentaise ; 6. Zone subbriançonnaise ; 7. Zone briançonnaise externe ; 8. Zone briançonnaise interne ; 9. Nappe de schistes lustrés ;
10. Cargneules et gypses.

Fig. 3 : Schéma structural régional du secteur étudié (encadré) d'après la Carte géologique de la France au 1/250.000 Feuille d'Annecy.

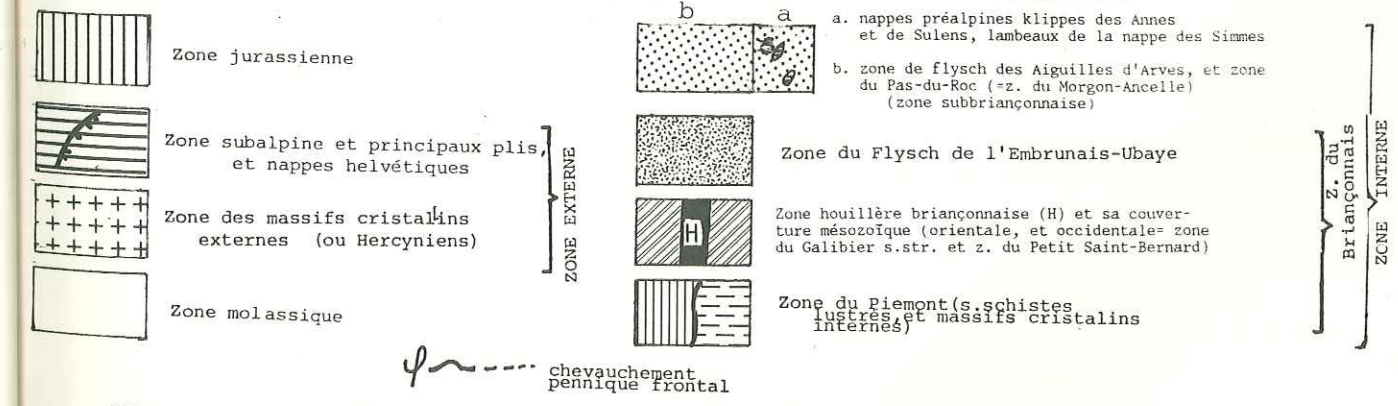
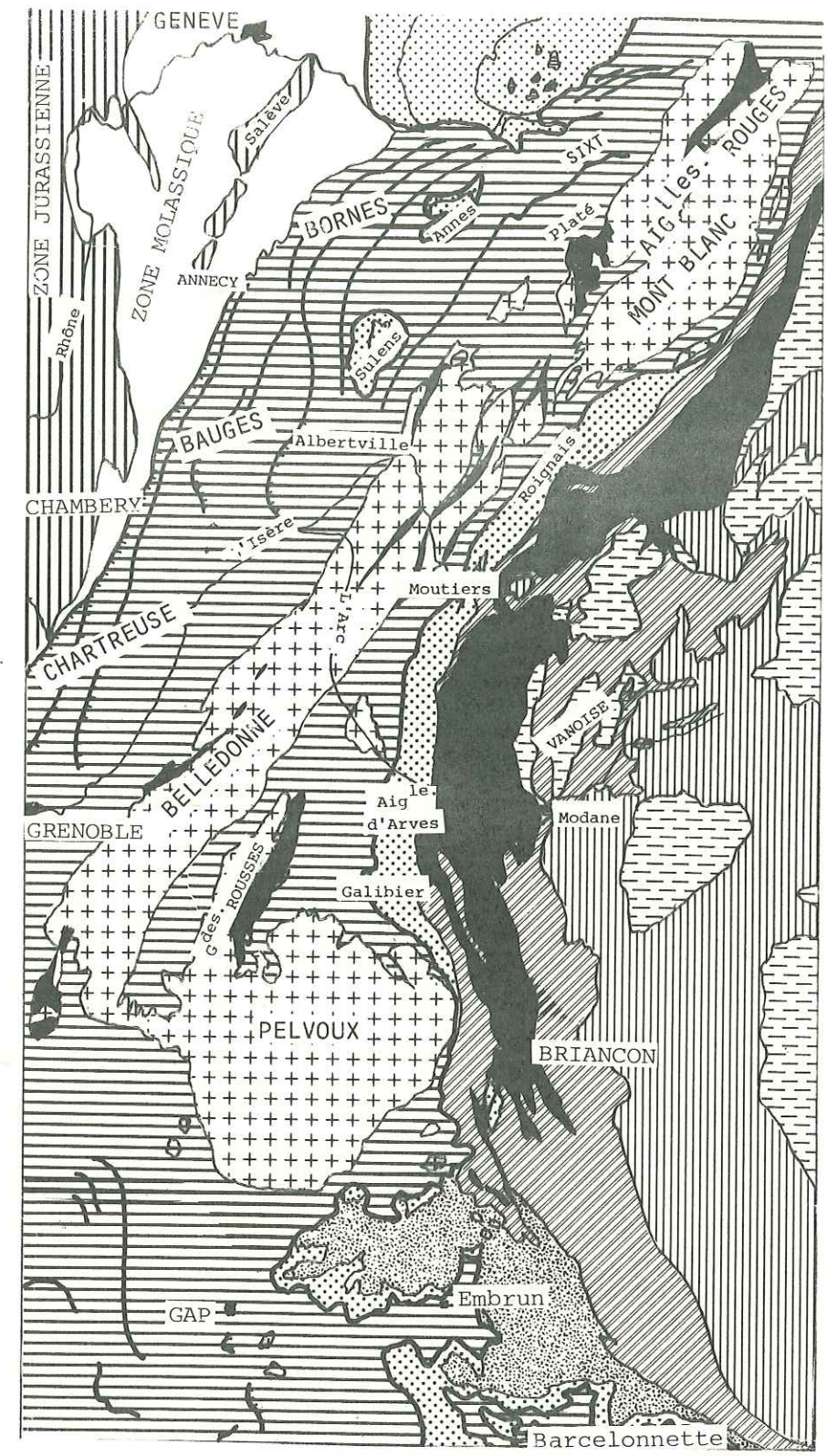


Fig. 4 : Carte Structurale des Alpes Françaises (M. GIGNOUX et L. MORET, 1934).

- celle du faisceau du Salins se plaçant à l'Est ;

b) la sous-zone de la nappe du Pas-du-Roc, au Sud de la Tarentaise : en position plus interne que la sous-zone des Brèches de Tarentaise qui possède des affinités de faciès avec le subbriançonnais de l'Ubaye et de l'Embrunais, elle aussi subdivisée en deux digitations :

- la digitation des Aiguilles de la Grande Moëndaz qui représente paléogéographiquement un sillon à faciès relativement profonds s'opposant aux unités voisines ;

- la digitation du Perron des Encombres qui emprunte son nom à l'éperon rocheux qui domine la vallée de la Maurienne au Nord de l'Arc et qui, au Callovo-Oxfordien a joué le rôle d'un "seuil" comme en témoignent les Brèches du Télégraphe.

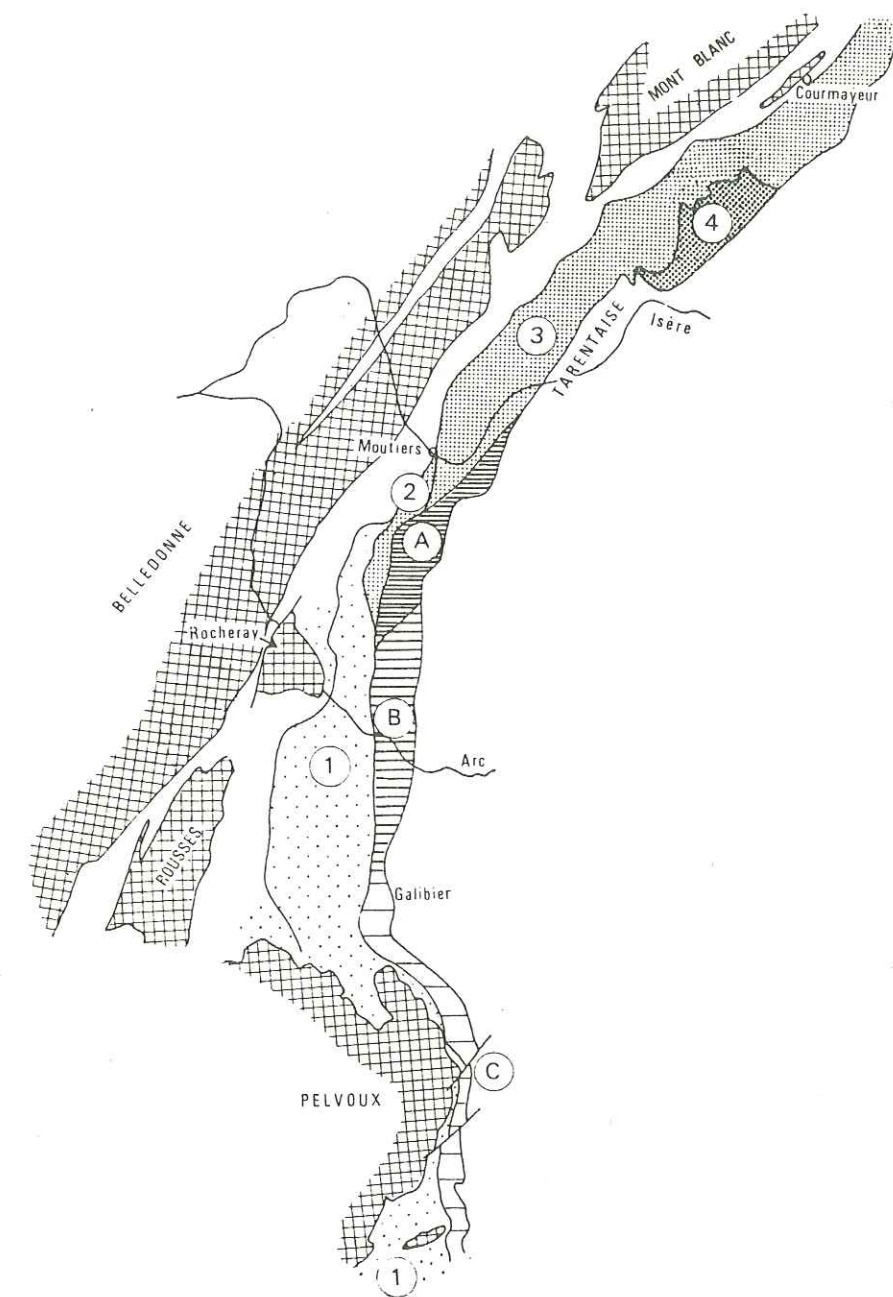
Toujours d'après R. BARBIER (1948), l'ensemble des écaillés très morcelées et laminées qui se trouvent le long de la bordure occidentale de cette sous-zone, constitue "la zone des écaillés externes" qui provient de la couverture décollée et refoulée vers l'Ouest, de la nappe du Pas-du-Roc.

L'évolution des travaux conduit à mieux préciser et définir la zone subbriançonnaise ; ainsi, acquiert-elle une valeur de zone paléogéographique délimitée dans le temps et dans l'espace et dont l'hétérogénéité de faciès bien marquée, donne l'image d'une succession de rides et sillons parallèles à l'axe de la chaîne.

On y a distingué une zone subbriançonnaise externe à faciès de cordillère ("cordillère tarine", R. BARBIER, 1948), une zone subbriançonnaise médiane à faciès de sillon dominant et enfin une zone subbriançonnaise interne, déjà très proche du domaine briançonnais (R. BARBIER et J. DEBELMAS, 1961).

En 1966, R. BARBIER et J. DEBELMAS séparent la zone des Brèches de Tarentaise de la zone subbriançonnaise s.s. en vertu des caractères stratigraphiques qui les opposent. De ce fait, la zone des Brèches de Tarentaise se trouve rattachée au domaine valaisan décrit par R. TRUMPY (1955), qui n'est autre que le "géosynclinal valaisan" de E. HAUG (1909) ; par conséquent, la zone des Brèches de Tarentaise apparaît désormais comme l'extrémité sud-occidentale d'un sillon spécial à caractère "eugéosynclinal". D'autre part, le domaine subbriançonnais apparaît comme une dépendance du géanticlinal briançonnais dont les sédiments se sont déposés sur sa déclivité occidentale et les zones de sédimentation se succèdent du Nord vers le Sud et non pas d'Ouest en Est (fig.5) ; ces zones sont traversées ou limitées postérieurement par des flexures et des accidents Nord-Sud plus complexes.

Etant ainsi défini et établi, le problème de la zone subbriançonnaise



1, Zone ultradauphinoise ; 2-3, Zone valaisanne (= Zone des Brèches de Tarentaise ; 2, digitation du Niélard ; 3, digitation de Moutiers-Courmayeur) ; 4, Zone du Versoyen (d'attribution encore indéterminée).

A-B, Zone du Pas-du-Roc (A, digitation de la Grande Moëndaz ; B, digitation du Perron des Encombres) ; C, Zone subbriançonnaise du revers oriental du Pelvoux.

Fig.5 : La zone subbriançonnaise et la zone des Brèches de Tarentaise ; d'après R. BARBIER et J. DEBELMAS (1966)

semblait être résolu. Les risques d'ambiguïté et de confusions qu'entraîne l'usage d'un même terme pour désigner indifféremment une zone tectonique et un domaine de faciès, semblaient être levés ; d'ailleurs, le terme "sub-briançonnais" avait été créé pour désigner une zone paléogéographique dont l'évolution était certainement fort différente selon les transversales.

P.Y CHENET (1978), dans son travail sur le secteur compris entre Gap et le Col du Galibier, montre qu'une des particularités importantes de la marge tethysienne est l'existence d'une tectonique synsédimentaire active tout le long de son histoire, avec l'intervention d'un mouvement décrochant sénestre des blocs européen et africain.

M. SEPTFONTAINE (1979) donne une interprétation paléotectonique au Jurassique, à la bordure Nord-Ouest du domaine briançonnais conservé dans les Préalpes médianes chablaisiennes et romandes avec un talus qui se présenterait en position subbriançonnaise en direction du bassin helvétique (fig.5').

D'autre part, C. KERCKHOVE et coll. (1980) concluent que la formation des brèches alpines synorogéniques et spécialement de celles de la limite Dogger-Malm, ne peut pas être expliquée par le modèle d'un "simple rifting". Pour rendre clairs ces phénomènes ils proposent l'existence de : "...coulis-sages générateurs de transpressions" qui devraient déjà commencer à fonctionner à cette époque.

Enfin pour L.E RICOU (1980), la zone subbriançonnaise a seulement une valeur tectonique (fig.6). Elle serait constituée de lambeaux tectoniques arrachés à différentes zones paléogéographiques tout au long d'un ample décrochement sénestre, subméridien, d'âge éocène.

Cette hypothèse est reprise et développée par P. MAURY (1984) (fig.6') dans son étude du secteur de l'Ubaye : par comparaison avec les autres secteurs correspondant aux unités subbriançonnaises (Gesso-Stura, Italie, Argentera-Mercantour au Sud et Préalpes médianes au Nord) et selon la logique de L.E. RICOU. La zone subbriançonnaise correspondrait approximativement au talus mésozoïque ayant fonctionné entre la zone haute, méridionale provençale à briançonnaise et le sillon vocontien à delphino-helvétique au Nord. Ce talus est affecté ensuite par les épisodes tectoniques suivants :

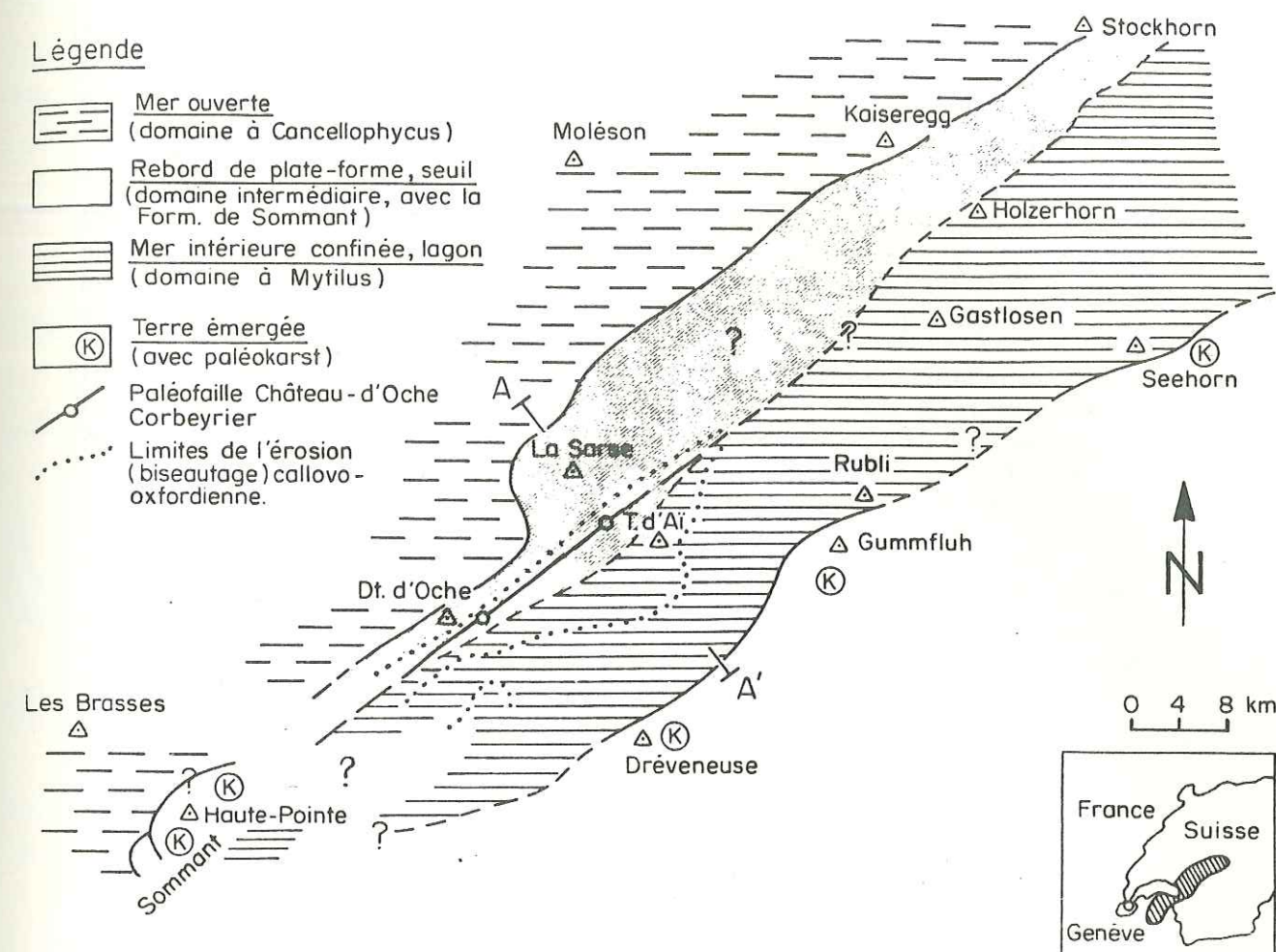
- système en décrochements sénestre subméridien, du Crétacé (?) au Priabonien (avec une phase paroxismale au Lutétien) le dilacerant, les Médiannes montant largement au Nord du dispositif,
- une phase de charriage vers l'Ouest oligocène, mettant en place les unités à zones faciologiques très en biais par rapport au front du chevauchement.

Ainsi donc, pour cet auteur, le subbriançonnais en tant que zone n'existait pas dans la paléogéographie mésozoïque.

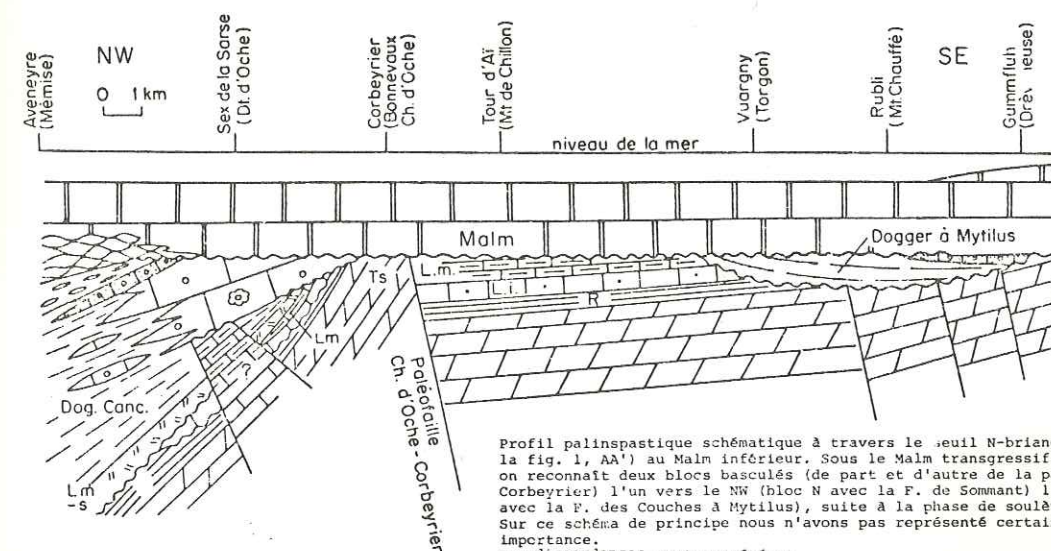
Dans le domaine subbriançonnais entre Valloire et le col du Galibier, A. TOURY (1984) remarque un faciès de plate-forme à claire affinité dauphinoise du Lias au Jurassique moyen puis note, à partir de l'Oxfordien, l'apparition d'une épaisse séquence pélagique à flychoïde jusqu'au Paléocène.

Légende

-  Mer ouverte
(domaine à Cancellophycus)
-  Rebord de plate-forme, seuil
(domaine intermédiaire, avec la
Form. de Sommant)
-  Mer intérieure confinée, lagon
(domaine à Mytilus)
-  Terre émergée
(avec paléokarst)
-  Paléofaïlle Château-d'Oche
Corbeyrier
-  Limites de l'érosion
(biseautage) callovo-
oxfordienne.



Carte palinspastique de la nappe des Préalpes médianes (bordure N-briançonnaise).
Extension des domaines paléogéographiques au Bathonien.
AA' situation du profil paléotectonique



Profil palinspastique schématisé à travers le seuil N-briançonnais (situation sur la fig. 1, AA') au Malm inférieur. Sous le Malm transgressif (horizon de ravinement) on reconnaît deux blocs basculés (de part et d'autre de la paléofaïlle Château d'Oche-Corbeyrier) l'un vers le NW (bloc N avec la F. de Sommant) l'autre vers le SE (bloc S avec la F. des Couches à Mytilus), suite à la phase de soulèvement callovo-oxfordienne. Sur ce schéma de principe nous n'avons pas représenté certaines paléofaïlles de moindre importance.
Les discordances sont exagérées.
Echelle verticale approximative : 1 cm = 100 m.

Fig. 5' : Interprétation paléotectonique de la bordure septentrionale du domaine briançonnais dans les Préalpes médianes (M. SEPTFONTAINE, 1979).

Des décrochements senestres (cf. L.E. RICOU, 1980) remonteraient différemment les zones briançonnaise et subbriançonnaise vers le Nord avant le dépôt du flysch priabonien scellant cette première tectonique coulissante.

Après le Priabonien, une tectonique tangentielle majeure à vergence Ouest serait responsable des empilements nappés. Enfin des décrochements à nouveau senestres avec localement des phénomènes transpressifs affecteraient le couloir subbriançonnais et ses abords. Ce modèle évoque donc les interprétations nouvelles de la zone ultradauphinoise.

D'autre part, J. MARTINEZ-REYES (1980) dans son étude sur "le problème des unités à flyschs" de la région du Mont Niélard et du Cheval Noir, entre la Maurienne et la Tarentaise, met en doute l'existence de la zone ultradauphinoise telle qu'elle était définie. Cet auteur met en évidence les affinités briançonnaises du substratum de la "zone ultradauphinoise" au Nord de l'Arc, qui, dans le Ravin de Sétives, est transgressé sans discordance angulaire visible par le flysch des Aiguilles d'Arves. D'autre part, en 1981 R. BRAVARD, C. KERCKHOVE et R. BARBIER admettent que la "zone des écaïles externes" de la zone subbriançonnaise, de part et d'autre de la vallée de l'Arc, ne constitue qu'un complexe tectono-sédimentaire (olistostromique) qui clôtura la sédimentation du flysch des Aiguilles d'Arves.

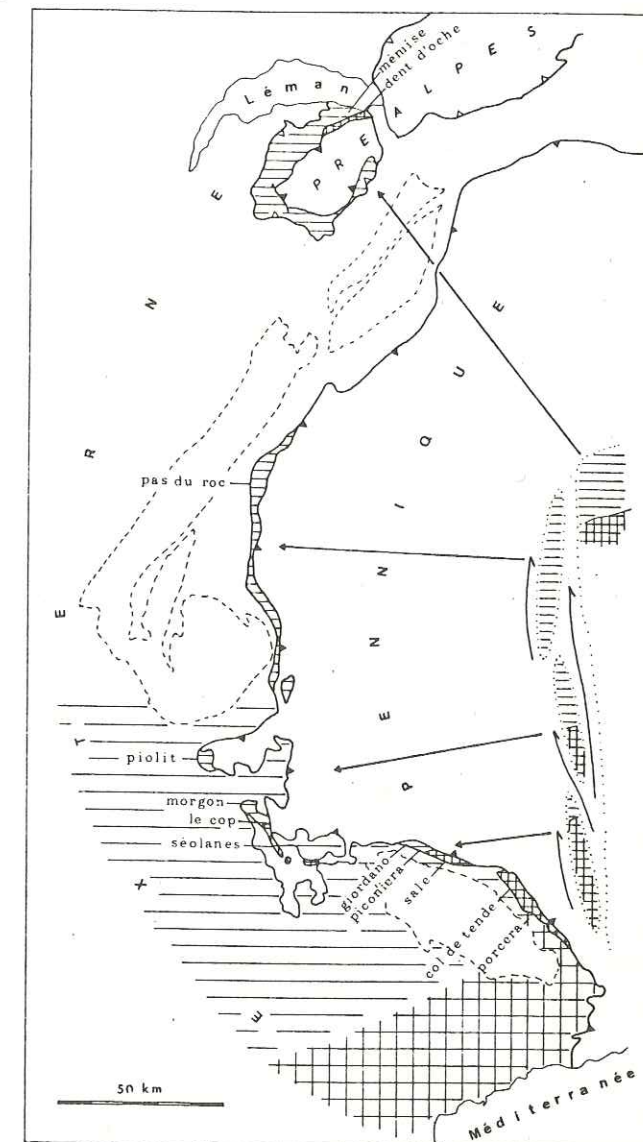


Fig.6 : La zone subbriançonnaise selon l'hypothèse de L.E RICOU (1980)

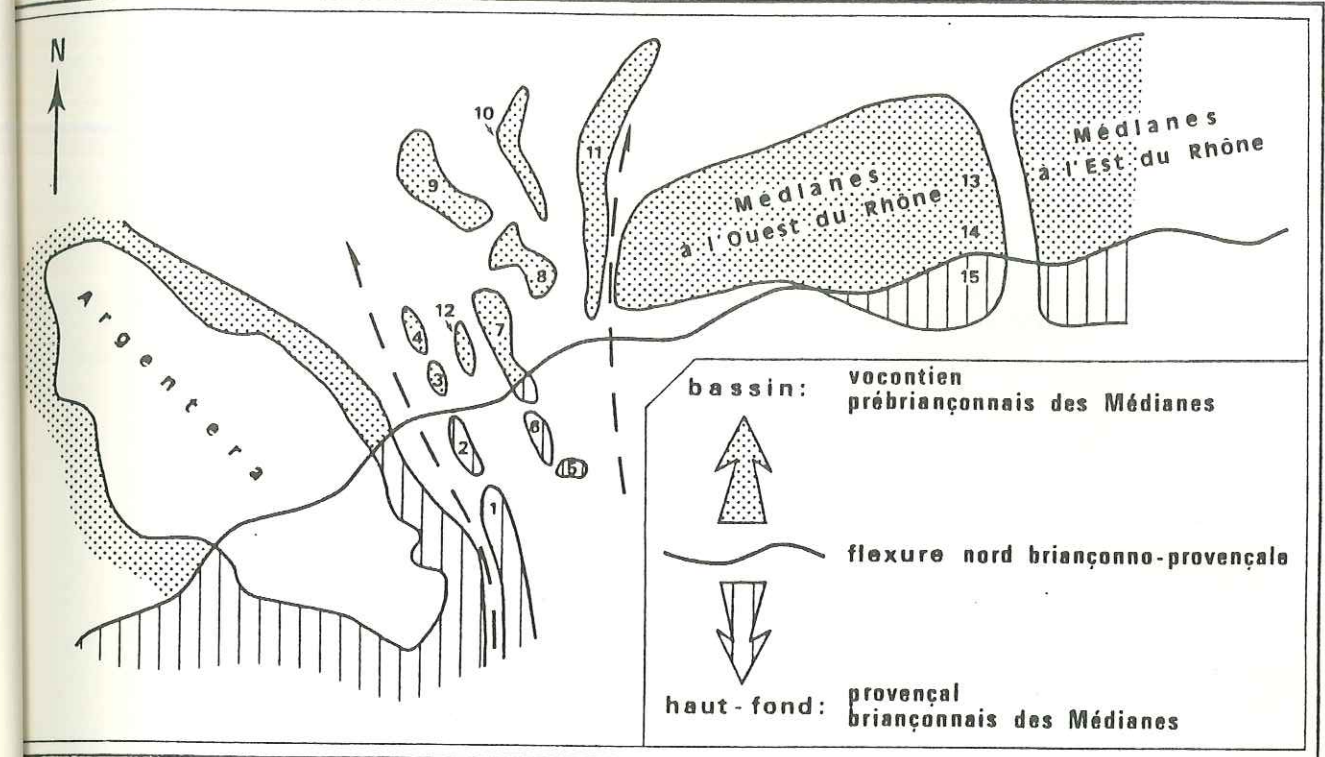


Fig. 6' - Schéma d'organisation palinspastique au Jurassique. P. MAURY 1984

1: Unité de Tende- 2: Salé- 3: Piconiera- 4: Giordano- 5: Grande Séolane- 6: Séolanes- 7: Cap-Morgon- 8: Vallouise- l'Argentièrre- 9: Piolit-Petit Galibier- 10: Lauzet-Roche Olvera- 11: Perron des Encombres-Moenda- 12: Pelat- 13: Mémise- 14: Borée-Neuva- 15: Dent d'Oche.

Les flèches indiquent la place du futur décrochement sub-briançonnais qui entraînera les Médianes vers le Nord.

Enfin, A. SERRE (1983) propose, suivant l'hypothèse de J. MARTINEZ-REYES, de séparer l'unité dauphinoise du flysch des Aiguilles d'Arves de la région de Saint-Jean-de-Maurienne, en deux domaines distincts issus de bassins différents d'âge mésozoïque : l'unité Cheval Noir - Casse Massion, la plus interne, constitue un domaine à faciès d'affinité briançonnaise.

Pour expliquer le dispositif actuel de cette unité et de la zone sub-briançonnaise, cet auteur propose 2 hypothèses :

- 1) position ante-priabonienne du Subbriançonnais à l'extérieur du domaine Cheval Noir - Casse Massion (position originelle ou par cou-lissages senestres),

et mise en place post-priabonienne de la nappe du Cheval Noir - Casse Massion en avant du Subbriançonnais.

2) position intrabriançonnaise du Subbriançonnais par le jeu de cou-
lissages différentiels globalement senestres mais localement dextres
avant le Priabonien ; les unités briançonnaises de type Cheval
Noir - Casse Massion se placeraient donc le Paléogène en avant
du Subbriançonnais.

et charriage post-priabonien vers l'Ouest.

Placé dans un tel contexte nous essayerons d'esquisser, dans la mesu-
re du possible, la nature et la signification paléogéographique de la
zone subbriançonnaise dans notre secteur.

LIVRE II

STRATIGRAPHIE

INTRODUCTION

L'entité de la Nappe du Pas-du-Roc, partie intégrante de la zone sub-briançonnaise entre l'Arc et l'Isère, est utilisée ici dans le même sens que R. BARBIER (1948) suivant en cela la terminologie employée par D. SCHNEEGANS (1931). Selon R. BARBIER, cette nappe se compose de deux unités litho-tectoniques :

- la digitation de la Grande Moëndaz au N.W.
- la digitation du Perron des Encombres à l'Est et au S.E.

Notre étude montre que cette distinction est basée sur les variations de faciès liées à l'ouverture téthysienne au Jurassique.

Bien que ces variations, au Trias supérieur, au Rhétien et au Lias inférieur soient modestes, nous avons individualisé deux domaines qui, en gros, correspondent aux digitations établies par R. BARBIER en 1948.

REMARQUE : AVERTISSEMENT AU LECTEUR

- La toponymie utilisée est celle de la carte IGN au 1/25.000.
- Pour la description lithostratigraphique, on a choisi la nomenclature établie par R. FOLK (1959-1962) basée sur la nature et la proportion des éléments figurés (allochems) : bioclastes, oolithes; pellets, lithoclastes ainsi que sur la texture du liant (orthochems), micrite et sparite.

Accessoirement, on a eu recours à la classification texturale de R.J. DUNHAM (1962). Pour les faciès qui n'ont pas de place dans ces classifications, nous avons utilisé la nomenclature établie par la Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production et du Gaz Naturel (1957). Pour les faciès dont la nature est masquée par des recristallisations post-diagénétiques nous nous sommes servis de la terminologie de L. CAYEUX (1929), et pour les roches à fort contenu terrigène, de la classification de F.J PETITJOHN (1975).

Dans toutes les coupes présentées, les échelles verticales et horizontales sont les mêmes.

I. Le Trias supérieur

INTRODUCTION

La présence du Trias, dans la vallée de la Maurienne, a été signalée depuis fort longtemps, mais on doit à R. BARBIER (1948) l'établissement d'une colonne stratigraphique synthétique pour ce système qui n'est représenté ici que par le Trias supérieur.

A- SERIE TYPE DU PERRON DES ENCOMBRES

Coupe du Roc du Bonhomme (fig.7)

Cette coupe levée à partir du Roc du Bonhomme (2625 m), à 300 m au Nord du Col du Bonhomme, nous permet d'observer, d'Est en Ouest, en position stratigraphique renversée et de haut en bas dans l'ordre stratigraphique, les niveaux suivants :

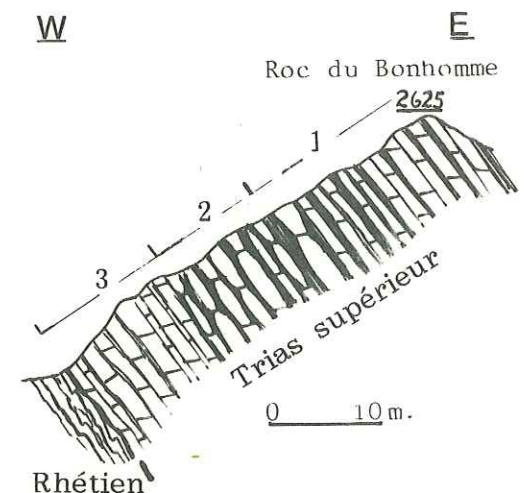
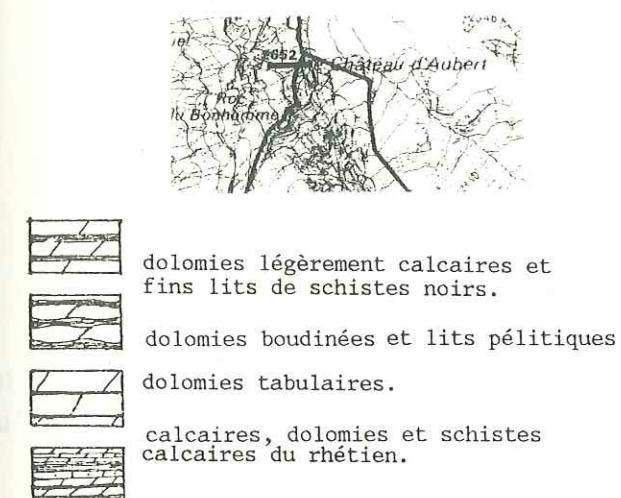


Fig. 7 : Coupe du Roc du Bonhomme.

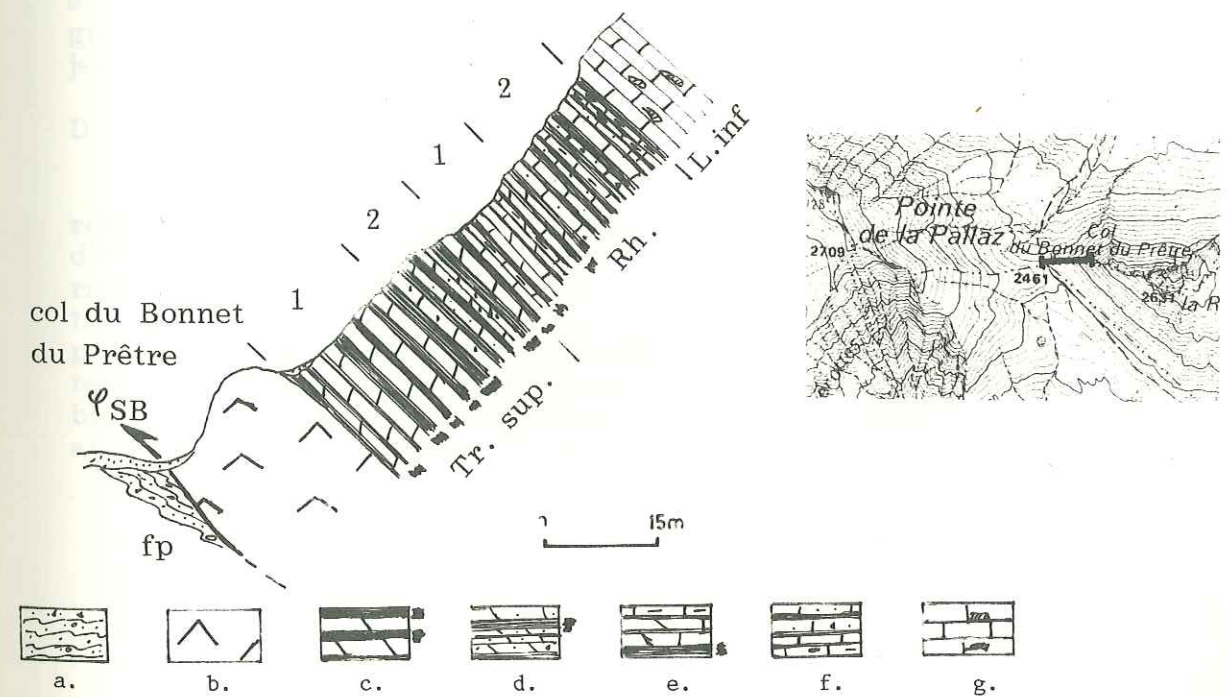
- Niveau 1 : 20 m de dolomies légèrement calcaires de couleur gris-clair à patine kaki. Elles sont disposées en bancs de 50 à 60 cm d'épaisseur et séparées par des passées pélitiques vertes à jaunâtres qui se débitent en "crayons" de taille centimétrique.
- Niveau 2 : 15 m environ de dolomies en bancs de 2 mètres de puissance, avec des intercalations de lits pélitico-calcaires gris verdâtre, violets et lie-de-vin. Les bancs dolomitiques sont affectés d'un léger boudinage.

- Niveau 3 : 10 m d'une alternance de bancs dolomitiques de 80 cm d'épaisseur et de lits pélitiques calcaires gris noir. Le microfaciès est celui d'une dolomicrite argileuse contenant des zones grumeleuses et de petites boules (coprolithes de crustacés ?). Ce niveau est interrompu par une surface de disharmonie qui constitue la transition avec le Rhétien.

B- SERIE TYPE DE LA GRANDE MOENDAZ

1) Coupe du Col du Bonnet du Prêtre - la Roche Violette (fig.8).

Entre le Col du Bonnet du Prêtre et la Roche Violette apparaît, au dessus des cargneules de la base du cisaillement de la zone subbriançonnaise sur l'Unité Cheval Noir - Grand Coin (J. MARTINEZ-REYES, 1980), le flanc occidental de la première antiforme que constituent les plis disharmoniques de la Grande Moëndaz.



a : flysch priabonien (U. Cheval Noir - Casse Massion) ; b : cargneules ; c : dolomies et schistes versicolores ; d : schistes versicolores et dolomies microbréchiques ; e : niveaux calcaro-dolomitiques et schistes versicolores ; f : calcaires gréseux à schistes gris-noir ; g : calcaires spathiques à passées siliceuses.

Fig.8 : Coupe du Col du Bonnet du Prêtre - la Roche Violette.

On peut observer, de bas en haut, la succession suivante :

- Niveau 1 : 15 m environ d'une alternance de bancs réguliers (15 à 20 cm

d'épaisseur) de dolomies jaunes, grises à roses à la cassure, séparés par des lits centimétriques à métriques d'argilites rouges, lie-de-vin et roses, bien laminées, se débitant en plaquettes.

- Nivaur 2 : 10 à 15 m d'argilites rouges à lie-de-vin dont certains horizons sont parsemés de débris anguleux à subanguleux de 1 à 3 cm de dolomies blondes (brèche intraformationnelle), avec des intercalations sporadiques de bancs dolomitiques jaunâtres.

2) Autres affleurements.

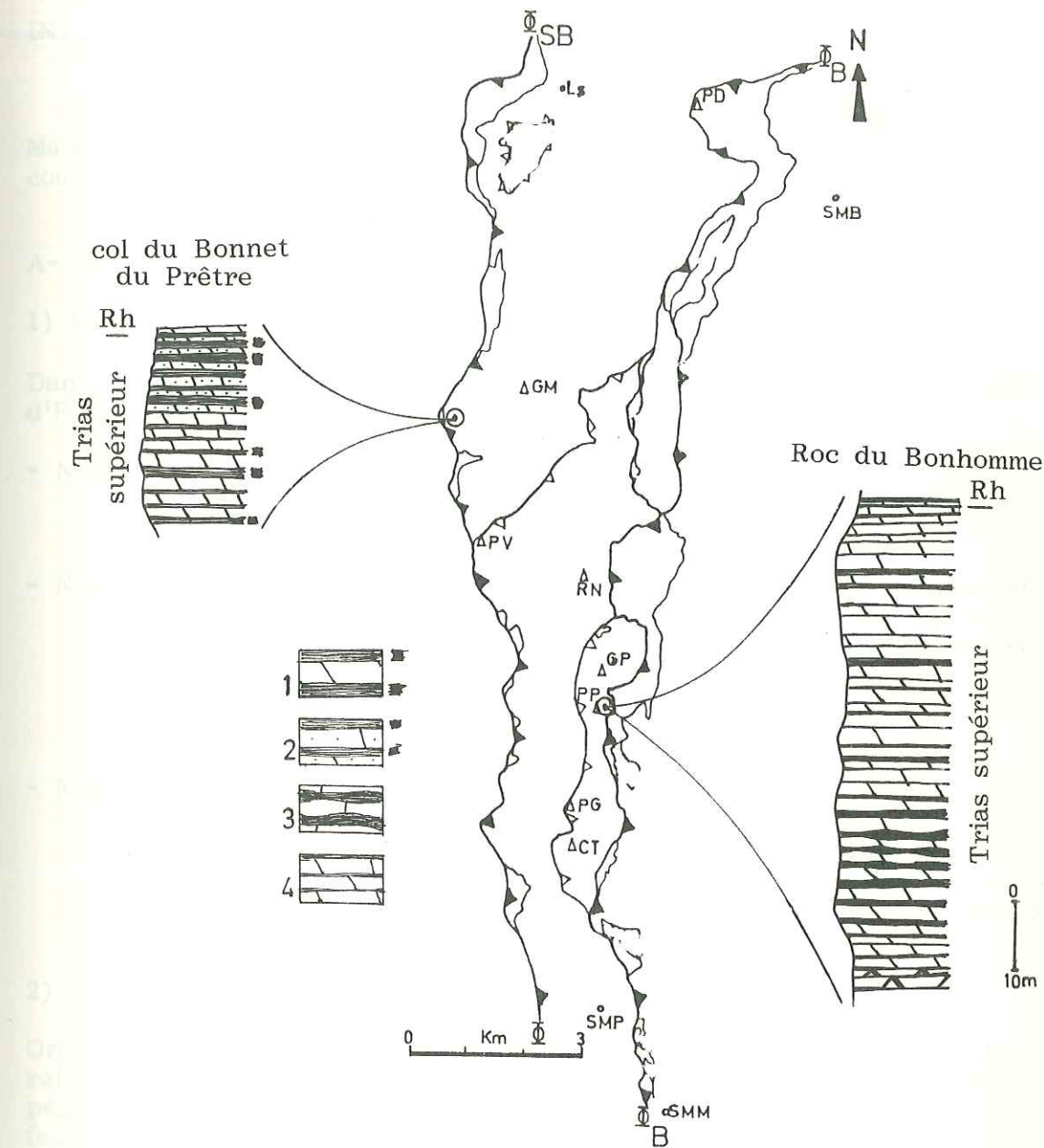
Plus au Nord, à l'Ouest de la Sauce, au lieu dit "les Crêtes", le Trias supérieur affleure modestement sous la couverture quaternaire. Il s'agit de niveaux pélitico-siliceux rouges à verts où s'intercalent des bancs dolomitico-argileux vert jaunâtre.

C. AGE

En l'absence de tout critère paléontologique direct, nous attribuons comme R. BARBIER (1948), les faciès précédemment décrits au Trias supérieur puisqu'ils passent en continuité au Rhétien. Les gypses et carbonateuses qui sont à leur base, constituent le niveau de décollement majeur de la nappe du Pas-du-Roc.

D. CONCLUSION

Le Trias supérieur, aisément reconnaissable sur notre terrain, est représenté par deux ensembles lithologiques contrastés dans le détail : d'une part, l'ensemble oriental du Perron des Encombres qui est caractérisé par des faciès dolomitiques à discrètes passées schisteuses et d'autre part, l'ensemble occidental de la Grande Moëndaz qui est représenté par des faciès pélitiques versicolores dont les niveaux basaux, sont sporadiquement intercalés de puissants bancs de dolomies (fig.9). L'ensemble paraît reposer sur des gypses. Ces faciès où alternent dolomies et argilites évoquent déjà les faciès "du Carnien" de la zone briançonnaise.



1. Dolomies et passées pélitiques versicolores ; 2. Dolomies microbréchiques à niveaux pélitiques versicolores ; 3. Dolomies boudinées et passées schisteuses noires ; 4. Dolomies.

Fig.9 : Colonnes stratigraphiques synthétiques du lias supérieur de la Nappe du Pas-du-Roc.

II. Le Rhétien

INTRODUCTION

Les terrains de cet étage, reconnus depuis 1860 dans la vallée de la Maurienne, furent l'objet de nombreux travaux et d'excursions célèbres comme celles des membres de la Société Géologique de France (1860).

A- DOMAINE DU PERRON DES ENCOMBRES

1) Coupe du flanc S-E du Petit Perron

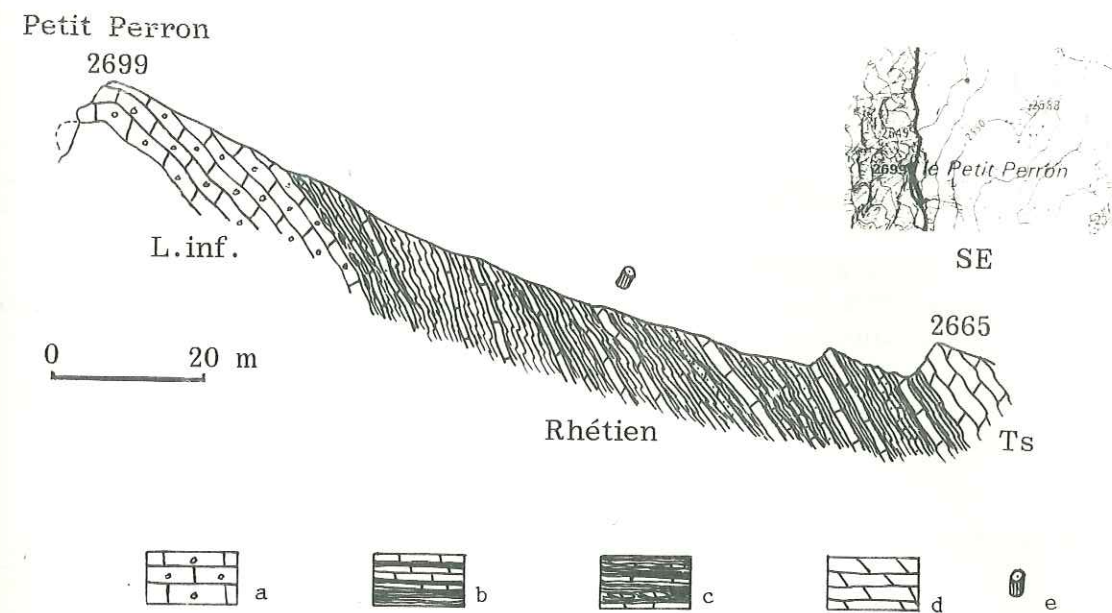
Dans cette coupe les séries en position stratigraphique inverse montrent, d'Est en Ouest, les niveaux suivants (fig.10) :

- Niveau 1 : Formé par environ 8 m de dolomies capucins, en bancs de 40 à 60 cm d'épaisseur, il représente les termes supérieurs du Trias supérieur.
- Niveau 2 : Constitué par un ensemble pélitico-calcaire et calcareo-dolomitique noir à gris foncé, contenant des bivalves très déformés et de petits débris végétaux, dont la partie sommitale riche en fins niveaux de calcaires noduleux fait le passage au Lias calcaire ; ce niveau d'environ 40 m d'épaisseur représente le Rhétien.
- Niveau 3 : Constitué par 15 m de calcaires spathiques blancs à roses en bancs massifs, il représente la partie inférieure du Lias inférieur à moyen (cf. Lias) jadis attribué au Jurassique moyen. A la base de ces calcaires, on observe dans des cavités de ravinement, des "croûtes" biosparitiques à débris d'échinodermes, de bryozoaires, de polypiers et foraminifères.

2) Variations

On observe de légères variations de faciès qui s'opèrent sur des distances relativement courtes. Ainsi, au Col du Bonhomme les niveaux rhétiens, moins pélitiques que ceux du Petit Perron (cf. supra), contiennent une abondante faune constituée de débris de lamellibranches, de gastéropodes et de petits foraminifères.

Dans la terminaison méridionale du verrou du Pas-du-Roc, le Rhétien montre une alternance de bancs calcaires lumachelliques, de marnocalcaires, de calcaires dolomitiques et de schistes calcaires noirs ; c'est là que R. BARBIER (1948, p. 39) a établi une coupe stratigraphique de cet étage.



a: calcaires massifs ; b : schistes calcaires et passées calcareo-dolomitiques ; c : niveaux noduleux ; d : dolomies ; e : débris végétaux.

Fig. 10 : Coupe du flanc S-E du Petit Perron.

B- DOMAINE DE LA GRANDE MOENDAZ

1) Coupe du Col du Bonnet du Prêtre - Roche Violette (cf. Trias fig.8)

Cette coupe levée sur le flanc occidental de la première antiforme de l'ensemble des plis diharmoniques de la Grande Moëndaz, montre de bas en haut, en position stratigraphique normale, les niveaux suivants :

- Niveau 1 : Environ 8 à 10 m d'une alternance de schistes violets légèrement noirâtres finement laminés et de calcaires noirs à rares, débris de bivalves, en bancs de 20 à 25 cm d'épaisseur. Il s'agit d'une biomicrite à débris recristallisés de mollusques, d'échinodermes et d'APTICHUS.
- Niveau 2 : 12 à 15 m d'une succession de bancs calcaires noirâtres de 10 à 15 cm de puissance et de lits pélitiques calcaires légèrement gréseux à patine jaunâtre. Il s'agit d'une oosparite dont les éléments oolithiques sont soit aplatis, soit sphériques dont leur nucléus est constitué de grains de sparite ou de fragments d'échinodermes ou d'Aptychus. Des schistes noirs, légèrement gréseux et des calcaires microgréseux gris foncé, en banc centimétriques (2 à 3 cm d'épaisseur) et finement laminés achèvent la série.

2) Région orientale à la Roche Violette.

A l'Est de la Roche Violette, dans le flanc oriental de la première synforme du massif de la Grande Moëndaz (cf. infra Lias) on remarque, dans les niveaux supérieurs du Rhétien, l'intercalation d'un banc microbréchi que dont les galets de taille centimétrique (2 à 3 cm de diamètre) sont formés de pé-lites rouges et de dolomies blondes.

C- FAUNE ET AGE

Les niveaux d'âge rhétien sont presque tous fossilifères et la faune assez classique appartient à un faciès mixte de type "souabe" à bivalves et bone-beds et de type "carpathique" à Térébratules (R. BARBIER, 1948).

R. BARBIER (op. cit) a récapitulé les principales espèces découvertes depuis 1868 et celles récoltées par lui-même dans les différents points qu'il a étudiés. Les espèces les plus fréquentes qu'il mentionne, sont les suivantes :

- *Avicula Contorta* PORTL. (la plus fréquente).
- *Térébratula gregaria* SUESS.
- *Dimyopsis industriata* EMM.
- *Rhabdophyllia* sp.

En 1972, M.C. LEBOUCHE, au verrou du Pas-du-Roc, signale l'association faunistique suivante :

- *Dimyopsis emmerichi* BISTRAM
 - *Cardita* sp.
 - *Pentacrinus* sp.
- et les petits foraminifères.

Nous avons trouvé, pour notre part, à l'Ouest du Roc du Bonhomme, les espèces suivantes : *

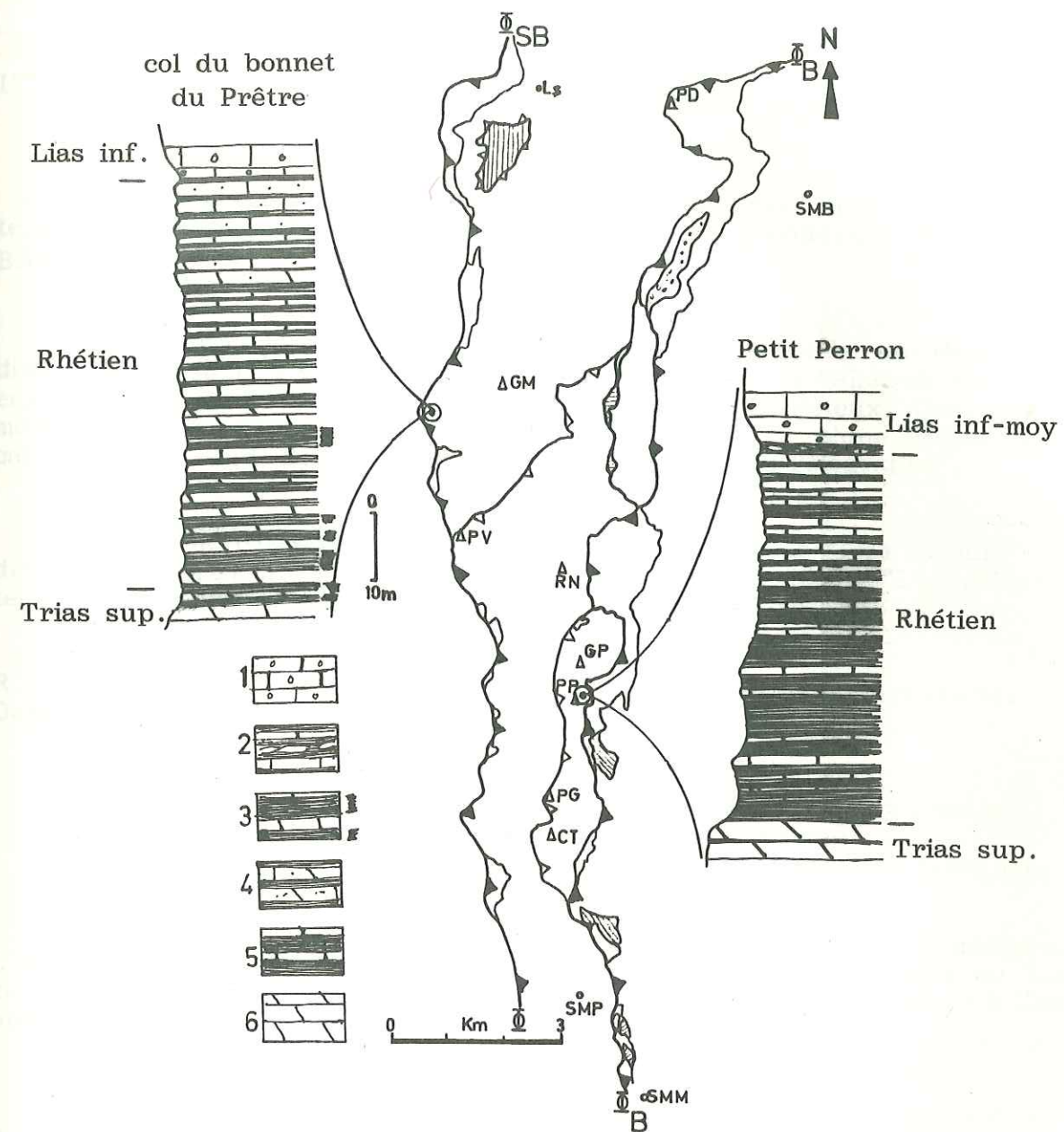
- *Avicula contorta* PORTL.
- *Anomia* sp.
- *Chlamys aequivalvis*.
- *Atreta emmerici* (EX. *Plicatula interstriata*).
- *Pecten cloacinam* Qu.

En Outre nous avons trouvé des petits foraminifères semblant appartenir, du fait de leur ressemblance morphologique, au genre *GLOMOSPIRA* sp. mentionné dans les Préalpes médianes (Haute-Savoie, France) par A. LOMBARD et R. WERNLI (1977) et déterminé, à la même date, par L. ZANINETTI (1977).

D- CONCLUSION

Le Rhétien représente le niveau stratigraphique repère du secteur étudié. Ses faciès à lithologies voisines montrent l'existence de deux domaines : le domaine du Perron des Encombres formé par des intercalations de calcaires, dolomies, pélites calcaires et niveaux lumachelliques ; le domaine de la Grande Moëndaz, composé de niveaux calcareo-dolomitiques grossièrement détritiques et à pauvre contenu faunistique. (fig.11)

* détermination Abbé MOUTERDE.



1. Calcaires massifs spathiques ; 2. Niveaux moduleux ; 3. Calcaires à passées pélitiques ver-sicolores ; 4. Calcaires dolomitiques microbréchiques à pelites noires ; 5. Pélitites noires à passées calcaires ; 6. Dolomies.

Fig.11 : Colonnes stratigraphiques synthétiques du Rhétien dans la nappe du Pas-du-Roc.

III. Le Lias

INTRODUCTION

Nous rappellerons brièvement l'historique des études sur le Lias de cette zone ; pour plus de précisions, nous renvoyons à l'ouvrage de R. BARBIER (1948).

Les affleurements liasiques du torrent des Encombres ont été reconnus dès 1848. En 1861, Ch. LORY fait la distinction, dans la vallée de l'Arc entre un Lias inférieur calcaire et un Lias supérieur schisteux. Dans cette même vallée, W. KILIAN (1891) signale la présence : "... d'une brèche calcaire liasique" qu'il désigne sous le nom de "Brèche du Télégraphe".

En 1936, M. GIGNOUX et L. MORET admettent que le "Lias calcaire" défini antérieurement comprend le Lias et le Dogger et que le "Lias schisteux" englobe l'Oxfordien, le Malm et fréquemment le Crétacé.

R. BARBIER (1948) divise la Nappe du Pas-du-Roc en deux digitations. Dans la digitation de la Grande Moëndaz, il distingue :

- un Lias inférieur calcaire représentant l'Hettangien ;
- un Lias moyen constitué de schistes et de calcaires plus ou moins marneux d'âge Sinémurien à Charmouthien ou Toarcien ;
- un Lias supérieur représenté par un ensemble de schistes noirs très tendre de l'Aalenien.

tandis que dans la digitation du Perron des Encombres, il rapporte au Lias inférieur et moyen les calcaires à silex qui vont de l'Hettangien au Toarcien ; quant au Lias supérieur schisteux, très réduit, il est attribué à l'Aalenien.

il faut donc s'efforcer de continuer à rattacher l'Aalenien au Lias supérieur //

Pour notre part, nous avons distingué deux domaines aux caractéristiques différentes qui, en gros, correspondent aux digitations établies par R. BARBIER : le domaine du Perron des Encombres et le domaine de la Grande Moëndaz.

A- DOMAINE DU PERRON DES ENCOMBRES

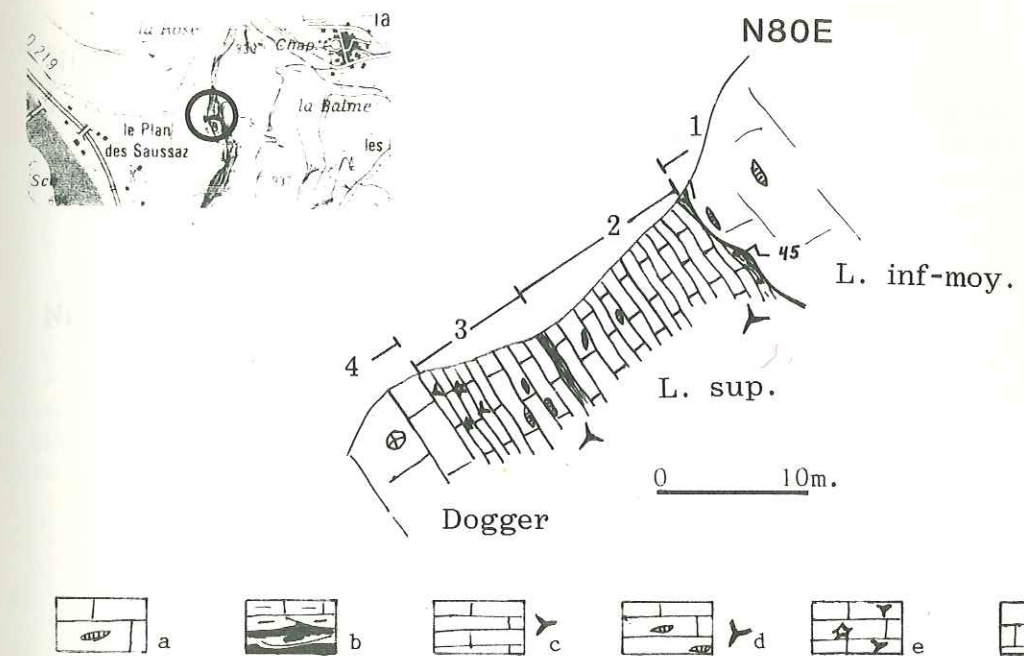
Ce domaine constitue l'ancienne digitation du Perron des Encombres de R. BARBIER (1948). Il est composé de haut en bas de deux niveaux à lithologie bien définie : calcaires spathiques à silex et calcaires schisteux.

1) Descriptions des coupes

a) Coupe du flanc Est du synclinal de la Valloirette (fig.12).

Cette coupe a été levée à mi-paroi, à l'Ouest du verrou du Pas-du-Roc,

quelques centaines de mètres à l'Est du Plan des Saussaz. Elle reprend en partie la coupe 8 de R. BARBIER (1948 p. 52). On observe, dans cette série renversée, de haut en bas, dans l'ordre stratigraphique, les niveaux suivants :



a : calcaires à silex ; b : calcaires lenticulaires microconglomératiques ; c : calcaires à spicules ; d : calcaires spiculitiques à silex ; e : calcaires à bioclastes ; f : calcaires à polypiers.

Fig.12 : Coupe du flanc Ouest du synclinal de la Valloirette.

Niveau 1 : Observable sur 3 m, dans ses niveaux sommitaux, il est représenté par des calcaires gris-mauve, massifs spathiques, à gros nodules de silex noir. A la partie supérieure, il est raviné et couvert d'une surface d'altération rougie (hard-ground).

Il faut préciser qu'en raison des conditions d'affleurement, il est difficile de l'étudier. Nous rapportons ce niveau 1 au Lias inférieur à moyen des auteurs.

Niveau 2 : 10 m de calcaires microconglomératiques à galets de calcaires spathiques bioclastiques, à la base, suivis par des schistes, calcaires lenticulaires en lits minces.

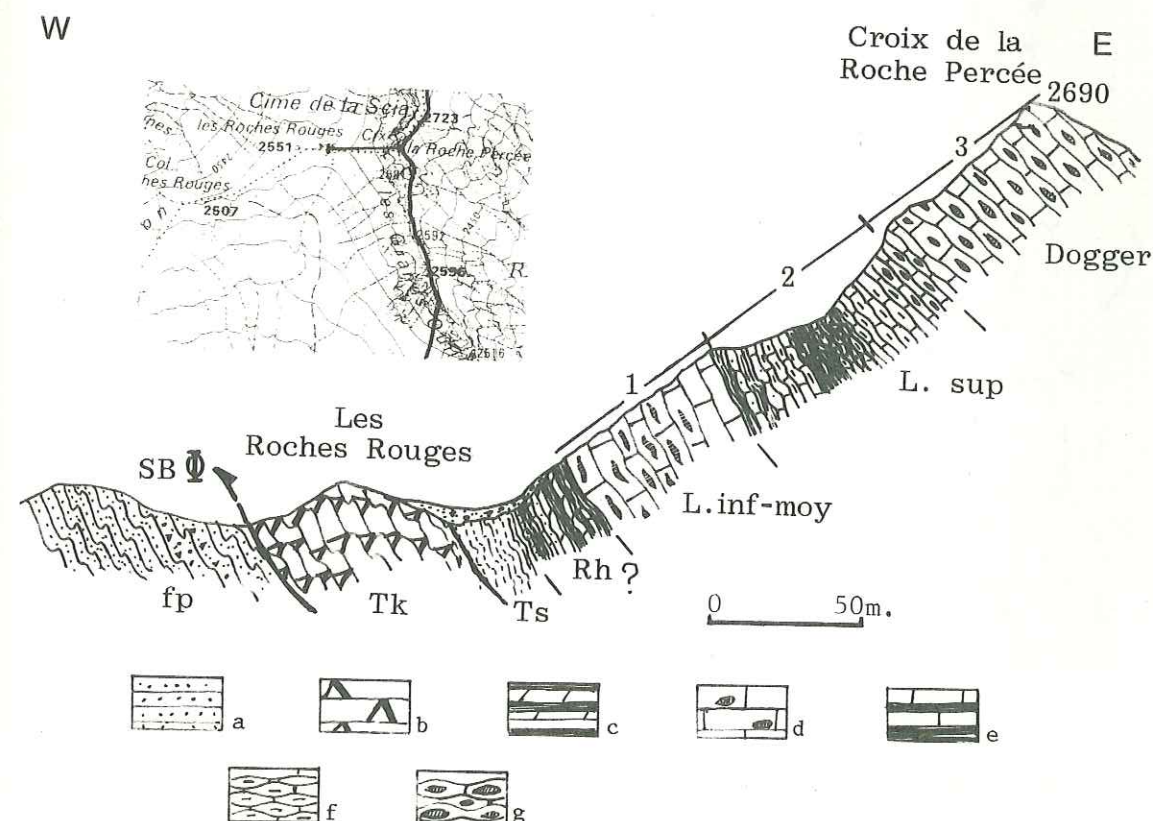
Niveau 3 : 5 m de calcaires gris foncé, à traînées rougeâtres, séparés par de fins lits marneux. Ils correspondent à des micrites à spicules de spongiaires et débris d'échinodermes ; la silicification, en tâches diffuses, est parallèle à la stratification.

Nous rapporterons ces niveaux 2 et 3 au Lias supérieur qui a le mérite ici de se développer dans toute sa continuité. Ces niveaux 2 et 3 correspondent au niveau 4 de R. BARBIER (1948 p.52).

b) Coupe du Col des Roches Rouges - Croix de la Roche Percée

Dans cette coupe levée au S-E de la pointe du Vallon, nous distinguons d'Ouest en Est et de bas en haut, les niveaux suivants (fig.13):

- Niveau 1 : Attribué au Lias inférieur et moyen, il est constitué de calcaires spathiques gris foncé, en bancs de 40 à 50 cm d'épaisseur à traînées lenticulaires de silice gris noir. Le microfaciès est celui d'une sparite à bioclastes recristallisés (principalement débris d'échinodermes) teintés d'oxydes de fer.
- Niveau 2 : Correspondant au Lias supérieur, il s'amorce par l'apparition brutale mais en continuité, de calcaires pélitiques noirs (photo 1). La partie sommitale est constituée par des pélites et des microgrès calcaires ; progressivement apparaissent des nodules calcaires. Le microfaciès est celui d'une micrite à spicules de spongiaires, très transformés, noyés dans une fine matrice organo-argileuse.
- Niveau 3 : Rapporté au Jurassique moyen, il est représenté par des calcaires et calcaires marneux gris marron fortement boudinés et aplatis. Il s'agit d'une micrite argileuse affectée d'une silicification secondaire en tâches parsemées de cristaux de dolomite (chailles ?).



a : flysch priabonien (Cheval Noir - Casse Massion) ; b : cargneules ; c : schistes noirs et verdâtres à passées dolomitiques ; d : calcaires massifs à silex ; e : calcaires intercalés de schistes noirs ; f : calcaires marneux noduleux ; g : calcaires noduleux à chailles.

Fig.13 : Coupe du Col des Roches Rouges - Croix de la Roche Percée.

2) Variations :

Le Lias supérieur, en série renversée au débouché du Vallon Varlossière, est constitué par des niveaux calcaires à forte proportion d'argile, finement laminés.

Ici les niveaux basaux microconglomératiques qui caractérisent le secteur du Pas-du-Roc sont absents.

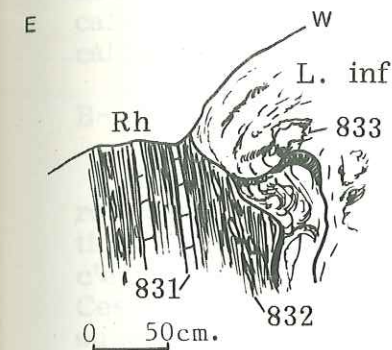


Fig.14-a : Termes de transition du passage du Rhétien au Lias inférieur, au Petit Perron.

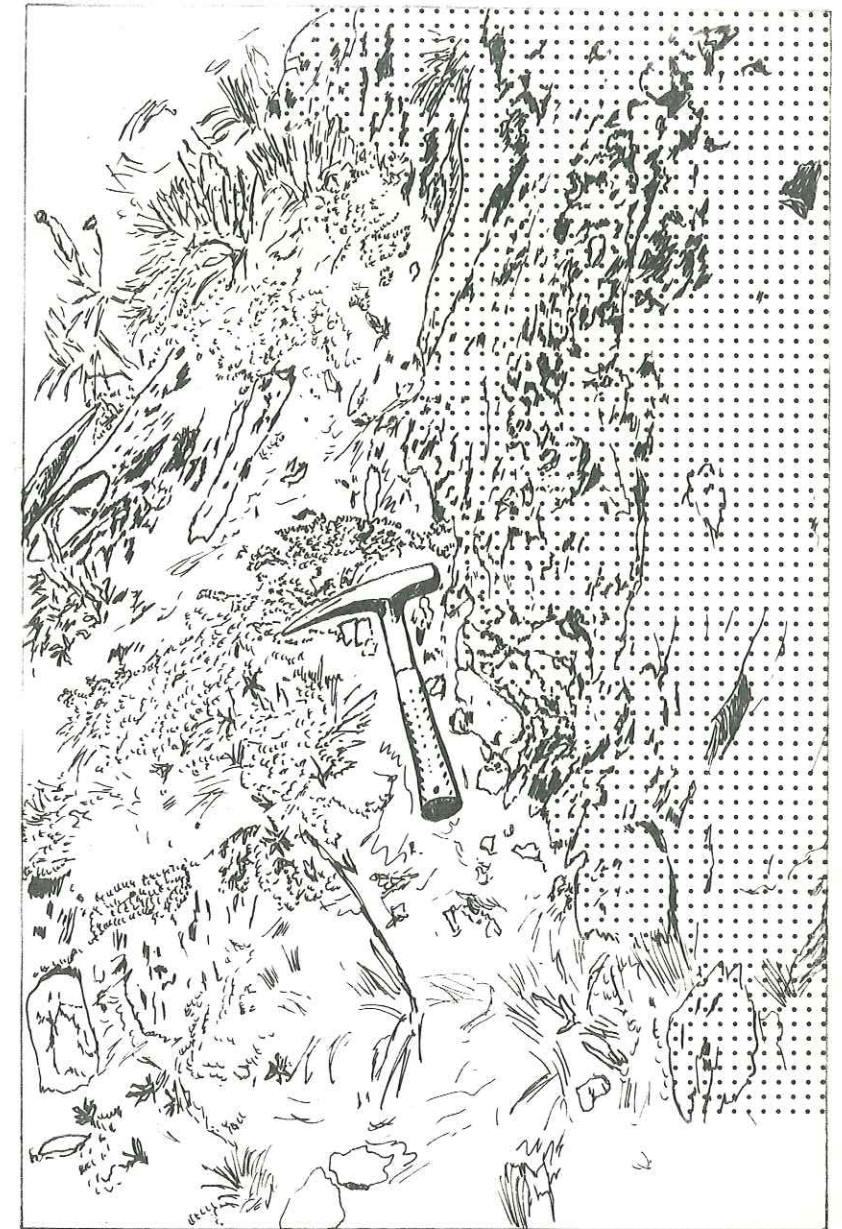


Fig.14-b : Figure d'après photo de la continuité du passage du Lias inférieur (pointillé) au Rhétien.

3) Remarques :

Dans le Petit Perron, les terrains auparavant attribués au Jurassique moyen sont rapportés au Lias inférieur et moyen ; en effet, le Rhétien

(fig. Rhétien) est suivi en continuité stratigraphique par des calcaires massifs gris foncé, en bancs de 15 à 30 cm d'épaisseur à la base (fig.14 a-b). A la partie supérieure (point 2699 m), ils sont suivis par des calcaires blanchâtres en puissants bancs de 4 à 5 m d'épaisseur intensément fracturés, qui alternent avec des lits marneux. La macrofaune*est constituée de bélemnites, de gros brachiopodes (*RHYNCHONELLA* SP) et de lamellibranches (*PECTINIDES* SP) ; ces dernières formes présentent une convergence morphologique avec celles du Domérien supérieur (communication orale de M. L'ABBE MOUTERDE), ce qui permet de rapporter ces calcaires au Lias inférieur-moyen plutôt qu'au Dogger.

B- DOMAINE DE LA GRANDE MOENDAZ

Les faciès de ce domaine sont globalement différents des faciès du Peron des Encombres. Ici, la succession de trois séquences lithologiques particulières fut remarquée pour la première fois par R. BARBIER (1948) ; c'est à partir de cette observation qu'il a individualisé les deux digitations. Ces trois séries correspondent au Lias inférieur, au Lias moyen et au Lias supérieur.

1) Lias inférieur à moyen

a) Coupe au N-E de la Roche Violette - Point 2640 m (fig.15)

C'est dans cette coupe, levée dans le flanc oriental de la première synforme des plis disharmoniques de la Grande Moendaz, qu'affleure le mieux le Lias calcaire : on observe, en position normale, de bas en haut les niveaux suivants :

Niveau 1 : 8 à 10 m de calcaires gris noir, durs, à fracture conchoïdale, en bancs de 10 à 15 cm d'épaisseur. A la partie inférieure un niveau microbrèche, de 40 cm d'épaisseur, renferme des dolomies jaunes et des calcaires dolomitiques noirs remaniant vraisemblablement le Trias supérieur et le Rhétien ; les clastes peuvent atteindre 3 cm de diamètre.

Niveau 2 : 15 à 18 m de calcaires gris clair à bleuté, en bancs de 15 à 20 cm d'épaisseur. Il s'agit de biomicroparites à débris d'échinodermes (radioles d'oursins) et fragments organiques complètement recristallisés et oxydés.

Niveau 3 : 5 à 8 m de calcaires argileux à microgréseux de teinte marron à rougeâtre très caractéristique dans le paysage.

Les niveaux 1 et 2 pourraient constituer le Lias inférieur tandis que le niveau 3, représenterait le niveau repère du passage du Lias inférieur calcaire au Lias moyen marneux (cf. infra).

* détermination Abbé MOUTERDE

le niveau 2 constitue le terme de transition de celui-ci au Lias moyen marneux qui débute par le niveau 3.

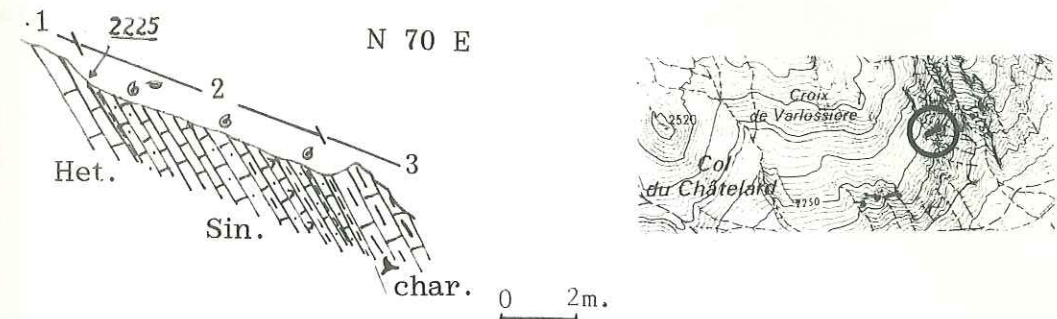


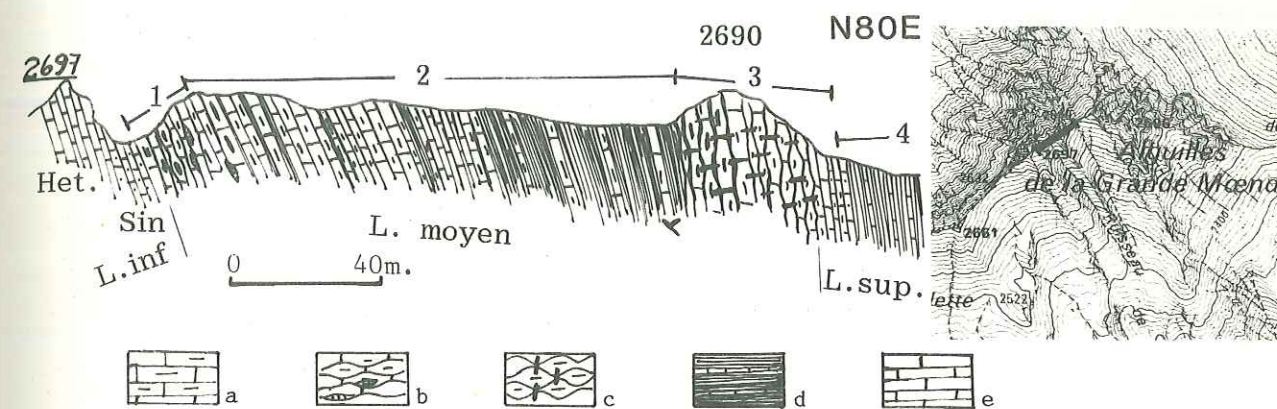
Fig. 16 : Coupe en rive droite du Ruisseau de la Jarse.

2) Lias moyen et supérieur. Coupe à l'Ouest des Aiguilles de la Grande Moëndaz.

Cette coupe a été levée dans la ligne de crête, entre les points cotés 2697 m et 2670 m à l'Ouest des Aiguilles de la Grande Moëndaz. Nous distinguons, d'Ouest en Est, la succession suivante (fig.17) :

- Niveau 1 : 8 à 10 m de calcaires marneux gris, noduleux, en bancs de 15 à 20 cm d'épaisseur et à passées siliceuses. Ils sont séparés par des lits marneux marron. Il s'agit de micrites à spicules à bandes de silice microcristallisée.
- Niveau 2 : 35 à 40 m de marnes calcaires peu boudinées et pélites calcaires noires, finement laminées celles-ci prédominant à la partie supérieure.
- Niveau 3 : 10 à 12 m de calcaires marneux boudinés formant une barre qui se détache dans la morphologie. Il s'agit d'une microsparite à spicules silicifiés.
- Niveau 4 : Des pélites calcaires gris noir, finement laminées.

Nous rapporterons les niveaux 1,2,3 comme nos prédécesseurs au Lias moyen ; quant au niveau 4, il forme les horizons initiaux du Lias supérieur schisteux dont l'étude reste difficile en raison des conditions d'affleurement.

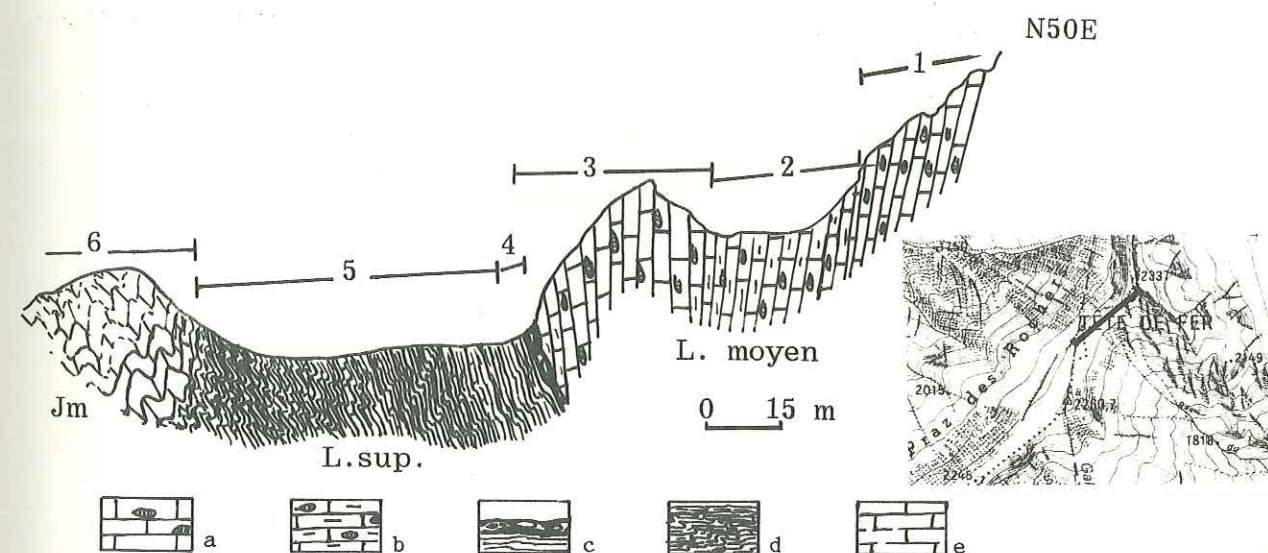


a : calcaire marneux ; b : calcaires noduleux à silex ; c : calcaires marneux boudinés ;
d : schistes calcaires.

Fig.17 : Coupe à l'Ouest des Aiguilles de la Grande Moendaz.

3) Variations

- Dans certains affleurements du domaine de la Grande Moendaz, en particulier à l'extrémité N-E du secteur étudié, dans le massif de la Tête du Fer-la Dent, à l'Ouest de Saint-Martin-de-Belleville, nous avons observé d'importantes variations de faciès du Lias.



a : calcaires spathiques à silex ; b : calcaires schisteux à silex ; c : surface d'oxydation à nodules de calcaire spathique ; d : schistes calcaires ; e : calcaires spathiques noirs.

Fig. 18 : Coupe du Petit Col au SW de la Tête du Fer.

- La coupe du Petit Col au SW de la Tête du Fer (fig.18).

Dans cette coupe située sur la ligne de partage des eaux du ruisseau du Courrier à l'Est et du ruisseau du Salerme à l'Ouest, nous relevons successivement, du N-E vers le S-W, les niveaux suivants :

- Niveau 1 : 20 m au maximum de calcaires gris blanchâtre, en bancs de 20 à 30 cm d'épaisseur et à passées siliceuses lenticulaires.
- Niveau 2 : 15 à 20 m de calcaires silteux en lits lenticulaires de 5 à 8 cm d'épaisseur. Ce sont des microsparites à spicules de spongiaires (tetraxones).
- Niveau 3 : 15 à 20 m de calcaires massifs gris à patine rose formant une barre bien caractéristique dans le paysage.
- Niveau 4 : Il est constitué par un horizon rubéfié à lentilles de calcaire spathique à plages micritiques. Cet horizon est caractérisé par la variabilité de son épaisseur (de quelques millimètres à 20 cm).

Ces niveaux 1,2,3,4 pourraient représenter le Lias moyen, puisqu'au dessous vient une série schisteuse qui constitue le Lias supérieur.

- Niveau 5 : De 50 à 60 m il forme le petit replat de la crête. Il est composé de pélites et calcaires finement gréseux gris-noir, très plissés et subverticaux. Il est visible dans les falaises, de part et d'autre de la crête. Le microfaciès est celui d'une micrite argileuse à joints microscopiques constitués de matière organique et de grains de pyrite. Ce niveau caractérise le Lias supérieur schisteux.
- Niveau 6 : Plus de 15 m de calcaires spathiques à structure plus ou moins lenticulaire, affectés d'un intense plissement. Il s'agit d'une microsparite à spicules de spongiaires. Ces calcaires sont considérés comme appartenant au Jurassique moyen (R. BARBIER, 1948).

C- FAUNES ET AGE

Dans le domaine du Perron des Encombres, le gisement fossilifère de la Grosse Pierre des Encombres découvert en 1848 par A. SISMONDA, a fourni une abondante faune charmouthienne et quelques formes toarciennes (in R. BARBIER, 1948).

Les calcaires à silex du Pas-du-Roc, grâce à la découverte d'un exemplaire d'Arietite par M. GIGNOUX et L. MORET (1929), sont attribués au Sinémurien.

R. BARBIER (1942), dans un niveau fossilifère de calcschistes et schistes, à l'Ouest de la Croix des Têtes, récolte une riche faune comprenant :

- Graphoceras (Ludwigella) concavum S. BUCKM.
- Ludwigia rudis S. BUCKM.
- Graphoceras (Ludwigella) cornu S. BUCKM.
- Sonninia cf. spinea S. BUCKM.
- Poecilomorphas infermensis ROM.
- Haplopeuroceras mandum S. BUCKM.
- Lioceras opalinum REIM Var. Comptum REIM.
- Nautilus sp.
- Pleurotomaria sp.

Cette faune caractérise essentiellement la zone à Graphoceras concavum de l'Aalénien supérieur.

Dans un horizon calcareo-pélitique, à l'altitude 1800 m dans le ravin de l'Agnelière à l'Ouest du Grand Perron, nous avons trouvé les espèces suivantes* :

- Arnioceras gr. geometricum Oppel
- Arnioceras sp.
- Arietitidae (fragments)
- Chlamys textorius SCHLOTH
- Nautilus sp, Cardina hybrida sp (fragments).

Le contenu faunistique précédent, nous permet d'attribuer, les calcaires à silex au Lias inférieur et moyen des auteurs (Hettangien et Charmouthien), avec une forte probabilité pour qu'ils puissent englober le Toarcien inférieur. Ces calcaires sont séparés du Lias supérieur schisteux, attribué à l'Aalénien, par un hard ground du Toarcien supérieur.

Dans le domaine de la Grande Moendaz, la macrofaune* que nous avons récoltée au N-E de la Jarse est représentée par :

- Arnioceras gr. geometricum Oppel
- Arnioceras gr. geometricum Oppel GUERIN - FRANIATTE.

Cette faune et celle du ruisseau de la Jarse (cf. coupe du Ruisseau de la Jarse) caractérisent la zone à Semicostatum du Sinemurien.

Ces niveaux fossilifères font donc la transition entre les calcaires du Lias inférieur (Hettangien) et les calcaires marneux et marnes du Lias moyen (Charmouthien - Toarcien) ; ils ont d'ailleurs fourni, à R. BARBIER en 1948, des Arietites très laminées.

Enfin, par continuité et en suivant les auteurs précédents, nous rapportons les niveaux schisto-calcaires du Lias supérieur à l'Aalénien avec

* détermination de l'Abbé MOUTERDE

cependant, une forte probabilité pour que la partie inférieure puisse inclure les niveaux supérieurs du Toarcien.

D- CONCLUSION

Les coupes précédentes dont les lithologies sont approximativement calées dans le temps permettent de différencier le Lias dans le secteur étudié (fig.19).

Rappelons que les faciès du Perron des Encombres, constitués, pour le Lias inférieur moyen (Hettangien-Toarcien), par des calcaires spathiques à silex, massifs, lités, sont dans l'extrémité nord (vallon de Varlossière) accompagnés d'un faible contenu argileux.

Le Lias supérieur (Aalenien) est constitué par des pélites et pélites calcaires noires. Au verrou du Pas-du-Roc, la base de cet étage présente un niveau microconglomératique à calcaires mous noirs.

Les faciès de la Grande Moendaz, d'autre part, sont composés par trois ensembles lithologiques bien définis. Le Lias inférieur (Hettangien - Sinemurien) est formé par des calcaires spathiques à passées siliceuses. Le Lias moyen (Charmouthien - Toarcien) est constitué par des marnes et des calcaires marneux. Le Lias supérieur (Aalenien) est représenté par des pélites calcaires noires.

Les calcaires du Lias inférieur semblent représenter, dans les deux domaines, le même milieu de sédimentation. A partir du Lias moyen (Charmouthien) l'individualisation de chaque domaine est franche. Ainsi, dans le domaine de la Grande Moendaz la sédimentation prend le cachet d'un milieu pélagique profond tandis que, dans le domaine du Perron des Encombres, les faciès continuent à être les mêmes qu'au Lias inférieur.

Ce changement, dont nous n'avons en tous cas nulle trace du dispositif qui le commande, serait-il contrôlé par une flexure et/ou un jeu de failles ? La question reste posée.

Au Lias supérieur, une sédimentation profonde gagne les deux domaines.

ou le Dogger inf. !

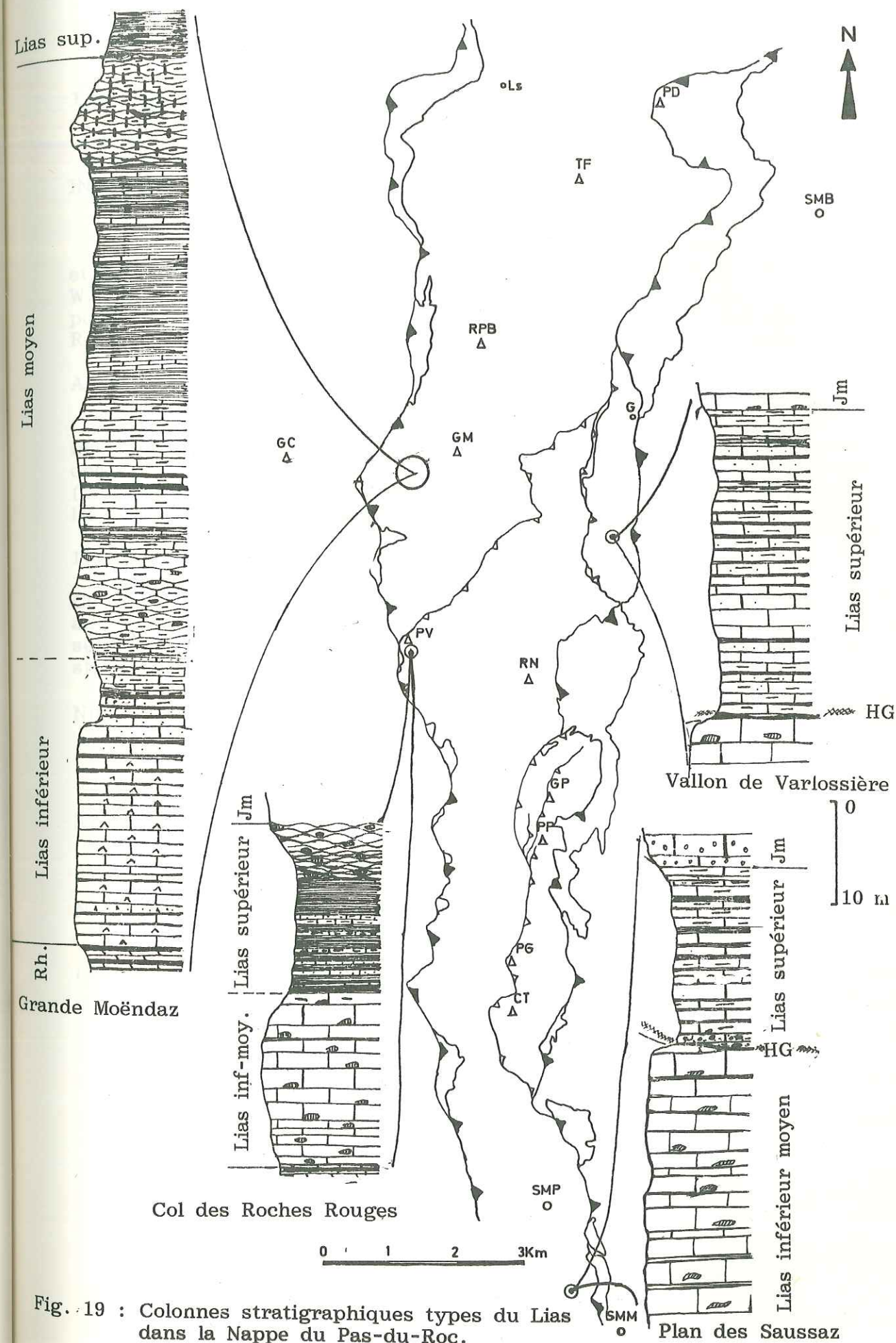


Fig. 19 : Colonnes stratigraphiques types du Lias dans la Nappe du Pas-du-Roc.
 * Pour la légende se rapporter aux coupes dans le texte.

IV Le Dogger

*préciser qu'il ne s'agit que
du Bajocien et du Callovien*

INTRODUCTION

Dans notre zone d'étude le Dogger a été reconnu en 1936 par M. GIGNOUX et L. MORET. Ces auteurs montrent que le "Lias calcaire" de Ch. LORY et W. KILIAN englobe, en réalité : le Lias et le Dogger. En outre, ils incorporent au Dogger les Brèches du Télégraphe. Quelques années plus tard, R. BARBIER (1942 b) attribue un âge callovo-oxfordien à ces brèches.

A- DOMAINE DU PERRON DES ENCOMBRES

Dans le secteur méridional de ce domaine les séries du Dogger ont été bien étudiées par R. BARBIER (1948) ; néanmoins nous avons fait quelques observations nouvelles sur les termes de passage aux séries qui l'encadrent (cf. Lias et Callovo-Oxfordien). Nos observations principales ont porté sur les secteurs septentrionaux.

1) Coupe au N-E du Chalet de Varlossière.

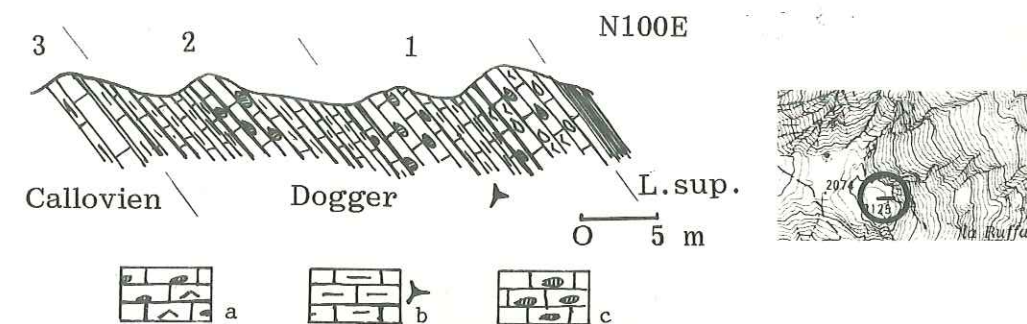
Cette coupe est levée à mi-distance entre le col (2074) et le point coté 2115 m, au N-E du chalet de Varlossière. La série stratigraphique en position renversée, sous le Lias supérieur schisteux, montre d'Est en Ouest dans l'ordre stratigraphique, les niveaux suivants (fig. 20). :

Niveau 1 : 10 m environ de calcaires gris foncé, noduleux, en bancs de 30 à 40 cm d'épaisseur, à niveaux siliceux noirs qui s'altèrent en jaune marron. Il s'agit d'une biosparite argileuse à débris d'échinodermes, affectée par un début de silicification.

Niveau 2 : 10 à 12 m de calcaires blanchâtres à mauves, à nodules de silex (chaille calcaire), dans lesquels sont intercalées des passées pélitico-calcaires grises.

Niveau 3 : environ 3 m de calcaires à passées siliceuses noires, en bancs de 10 à 15 cm d'épaisseur.

Ces niveaux sont encadrés par le Lias supérieur schisteux et par les marnes à "Cancellophycus" du Callovien, c'est pourquoi, nous les attribuons au Dogger.

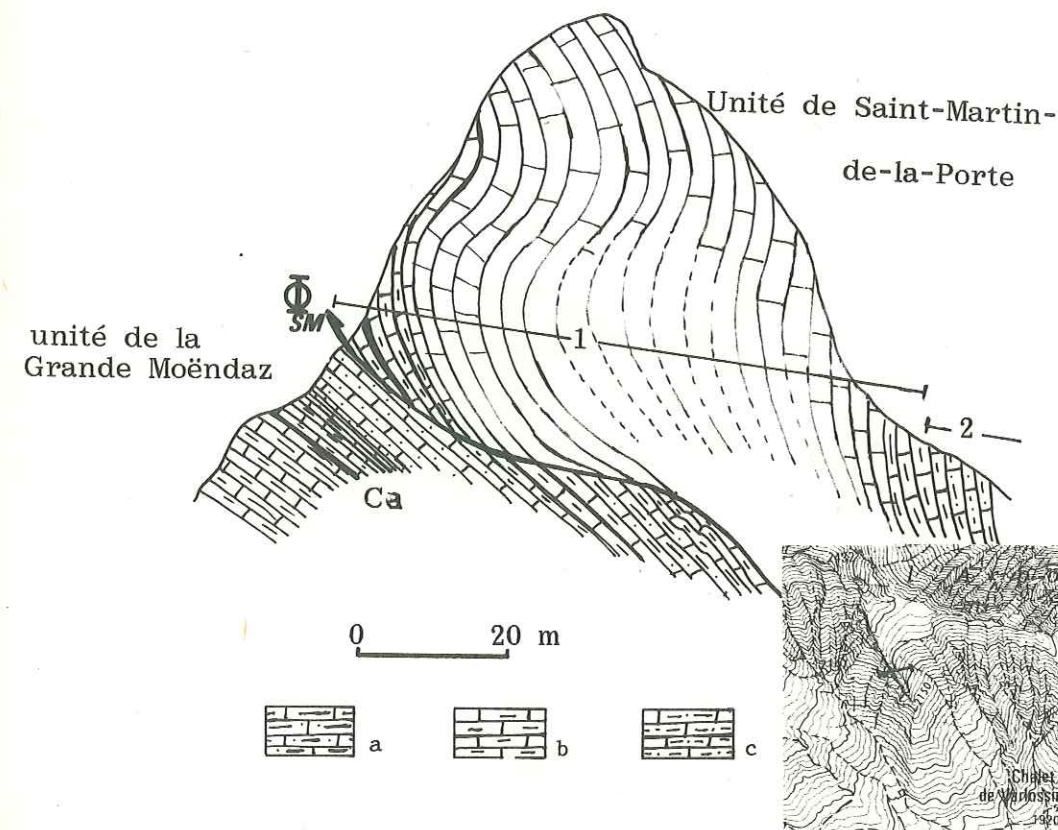


a : calcaires bioclastiques à passées siliceuses ; b : calcaires argileux à spicules ; c : calcaires à passées siliceuses.

Fig. 20 : Coupe au N-E du Chalet de Varlossière.

2) Coupe au N-W du Chalet de Varlossière.

Cette coupe a été levée au point 2210 m, environ 250 m au N-W du chalet de Varlossière. Nous distinguons, d'Ouest en Est, au dessus du plan du chevauchement de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte sur l'unité de la Grande Moëndaz, les niveaux suivants (fig.21) :



a : calcaires schisteux gréseux et grès calcaires ; b : calcaires à spicules ; c : calcaires spathiques.

Fig. 21 : Coupe au N-W du Chalet de Varlossière.

Niveau 1 : 60 m de calcaires légèrement spathiques gris noir à gris marron en bancs de 20 à 25 cm d'épaisseur, plissés et redressés à la verticale (photo 10) où sont intercalés de minces lits schisteux noirs. Il s'agit d'une micrite légèrement détritique à spicules de spongiaires.

Niveau 2 : 10 m (d'épaisseur visible) de calcaires microgréseux noirâtres recouverts à leur extrémité orientale par le Quaternaire.

En accord avec les auteurs antérieurs, nous considérons que le niveau 1 correspond au Dogger, alors que le niveau 2 semble devoir être attribué au Callovien.

B- DOMAINE DE LA GRANDE MOENDAZ

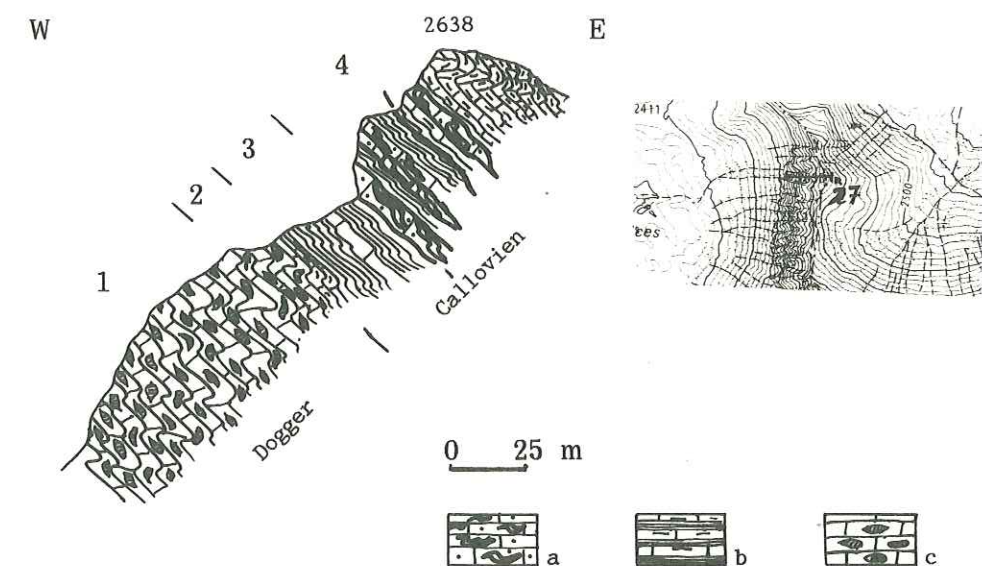
1) Coupe au Nord de la Pointe du Vallon

Cette coupe s'observe dans la falaise occidentale de la crête au Nord de la Pointe du Vallon. A partir du point 2638 m, de bas en haut et en série normale, nous distinguons les niveaux suivants (fig.22) :

Niveau 1 : 50 m environ de calcaires marneux gris jaunâtre à l'alteration, en bancs de 60 à 80 cm d'épaisseur, boudinés et fortement plissés, intercalés de lits pélitiques marron. Il s'agit d'une microsparite à spicules de spongiaires.

Niveau 2 : 10 m de calcaires esquilleux en petits bancs. En lame mince ce sont des micrites à spicules de spongiaires.

Niveau 3 : 15 à 18 m de pélites calcaires, marnes et calcaires gréseux finement stratifiés.



a : calcaires à calcaires spathiques remaniés ; b : calcaire marneux et pélites finement stratifiées ; c : calcaires marneux boudinés et silicifiés.

Fig. 22 : Coupe au Nord de la Pointe du Vallon.

Niveau 4 : 30 m de calcaires gris et pélites calcaires noires. Ces dernières contiennent, à leur base, des olistolites de calcaires massifs, spathiques, de taille métrique. Ces niveaux remaniés peuvent atteindre jusqu'à 5 m de puissance.

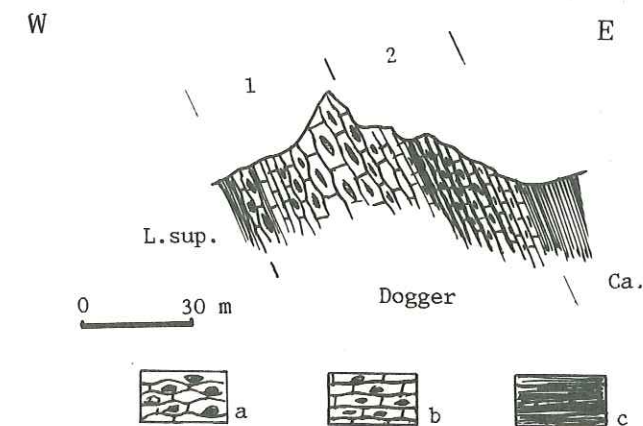
Nous rapportons les niveaux 1 et 2 au Dogger et les niveaux 3 et 4 au Callovien.

2) Coupe à l'Ouest de l'Aiguille de la Grande Moëndaz.

Cette coupe se situe sur la ligne de crête à l'Ouest de l'Aiguille de la Grande Moëndaz. A partir du point 2630 m nous observons, d'Ouest en Est et de bas en haut, les niveaux suivants (fig.23) :

Niveau 1 : 25 à 30 m constitués de calcaires marneux (prédominants) et de marnes peu boudinées, à la partie inférieure et de calcaires marneux à traînées siliceuses de couleur grise, boudinées, en bancs de 30 à 40 cm d'épaisseur, à la partie supérieure.

Niveau 2 : 30 m de calcaires marneux gris noir à passées schisteuses marron. Il s'agit de micrites légèrement sableuses (petits grains de quartz) à spicules.



a : calcaires silicifiés et boudinés ; b : calcaires à silex légèrement boudinés ; c : calcaires pélitiques finement stratifiés.

Fig.23 : Coupe à l'Ouest de l'Aiguille de la Grande Moëndaz.

Ces niveaux correspondent au niveau 2 à "... dalles ondulées et marno-calcaires finement gréseux..." de R. BARBIER (1948 p.62) et à sa suite nous les attribuons au Dogger.

L'observation de ces deux coupes (ci-dessus) montre que dans le domaine de la Grande Moëndaz, le Dogger est caractérisé par des calcaires fins, marneux, beaucoup moins épais que les calcaires spathiques du domaine du Perron des Encombres.

Remarque : A l'extrémité orientale du domaine de la Grande Moëndaz, le Dogger affleure largement au Nord du Plan Becquet jusqu'à l'extrémité S-W de la Tête du Fer (cf. Lias). Au delà vers le Nord, il disparaît ; cette disparition s'explique par le laminage de l'anticlinal de la Tête du Fer (cf. Tectonique) d'une part et par l'importance du recouvrement quaternaire d'autre part.

C- AGE

Les formations décrites précédemment ont été attribuées au Dogger par R. BARBIER (1948) du fait de leur situation entre des niveaux datés du Lias supérieur, à leur base et des niveaux marneux à "CANCELLOPHYCUS" datés du Callovien, à leur sommet.

Pour notre part, nous n'avons trouvé dans ces niveaux aucun fossile à valeur stratigraphique, c'est pourquoi pour les mêmes raisons que R. BARBIER, nous considérerons ces calcaires comme appartenant au Dogger.

D- CONCLUSION

Les calcaires qui constituent le Dogger du secteur étudié, se caractérisent par leurs importantes variations de faciès (fig.24).

Dans le domaine du Perron des Encombres, le Dogger est représenté par des calcaires spathiques massifs à polypiers, affleurant au Pas-du-Roc, sur plus de 150 m d'épaisseur (R. BARBIER, 1948) et qui évoluent dans les secteurs septentrionaux vers des séries pélagiques à spicules, dans lesquelles s'intercalent de discrètes passées de calcaires bioclastiques.

Dans le domaine de la Grande Moëndaz, le Dogger bien moins épais (moins de 100 m d'épaisseur) est constitué par des calcaires marneux à interlits marneux. Cette variation de faciès est vraisemblablement liée au passage d'une morphologie de bordure de plate-forme au S-E à un milieu plus pélagique au N-W (fig.25).

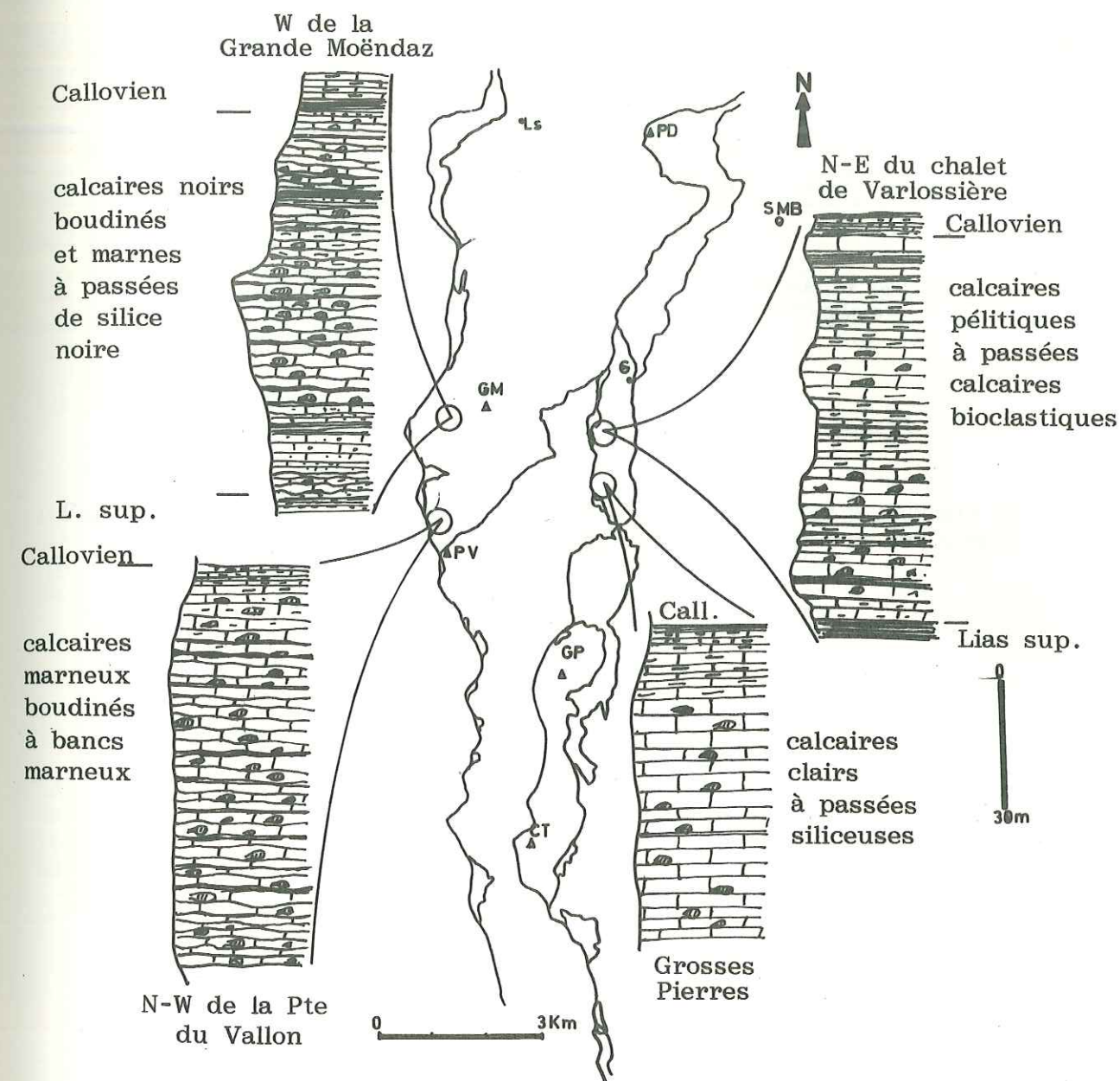
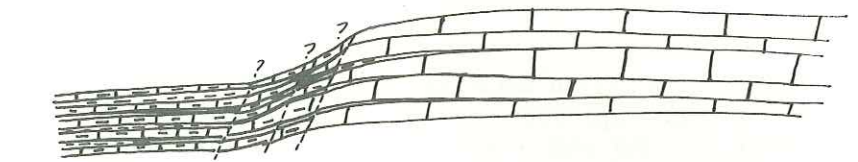


Fig. 24 : Colonnes lithostratigraphiques du Dogger du secteur étudié.

NW

SE

Domaine
de la Grande Moëndaz , Domaine du Perron des Encombres



Calcaires marneux
et marnes

Calcaires spathiques
à Polypiers

? /// ? failles probables

Fig. 25 : Esquisse paléogéographique à la fin du Dogger à la limite des
domaines de la Grande Moëndaz et du Perron des Encombres.

V Le Callovo-Oxfordien

INTRODUCTION

Dans la "Nappe du Pas-du-Roc", les terrains actuellement attribués au Callovo-oxfordien ont été considérés comme correspondant au "Lias schisteux" par Ch. LORY (1861) et W. KILIAN (1890 b). En 1936, L. MORET et D. SCHNEEGANS séparent et rapportent au "Lias calcaire" les calcaires à Polypiers et les Brèches du Télégraphe tandis que les schistes du Callovo-Oxfordien et du Malm sont rattachés au Lias schisteux. Peu après, M. GIGNOUX et L. MORET (1936) englobent dans le Lias schisteux : l'Oxfordien, le Malm et souvent le Crétacé tandis que les Brèches du Télégraphe se voient toujours rattachées au Dogger.

R. BARBIER (1942 b), dans une nouvelle interprétation stratigraphique de ces terrains, considère comme calloviennes les couches à *CANCELLOPHYCUS* et comme oxfordienne la série qui les surmonte ; les Brèches du Télégraphe, en position intermédiaire, étant quant à elles à rapporter à la base de l'Oxfordien, par analogie de faciès avec les unités voisines.

A- DOMAINE DU PERRON DES ENCOMBRES

1) Coupe du Verrou du Pas-du-Roc

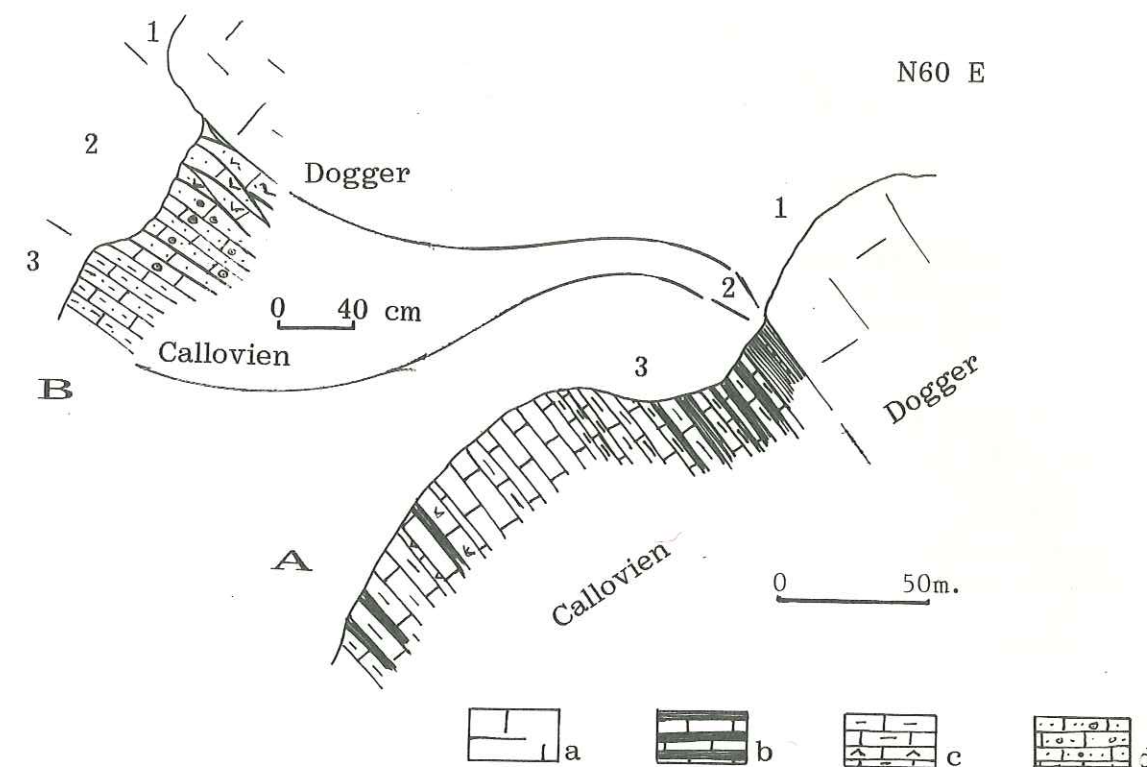
Cette coupe a été levée au bord de la route N6, en aval de Saint-Michel-de-Maurienne, à la sortie du Verrou du Pas-du-Roc. Les terrains en série renversée, montrent de haut en bas dans l'ordre stratigraphique, les niveaux suivants (fig.26) :

- Niveau 1 : Une grosse barre calcaire gris clair à rose blanchâtre, massive pétrie de polypiers associés à quelques bryozoaires. Il s'agit d'une biomicrite à débris d'échinodermes (radioles et pièces brachiales d'ophiures) et de bryozoaires (cheylostomes) très recristallisés.

Le passage au niveau 2 est masqué par les éboulis. Néanmoins, nous avons pu observer ce passage plus au nord, au point 830 m (fig.26 b), dans la falaise occidentale de ce verrou.

- Niveau 2 : 50 cm de calcaires marneux à aspect noduleux disposés en petits chenaux, puis de calcaires finement détritiques qui se révèlent être des oosparites légèrement terrigènes.
- Niveau 3 : 100 m au minimum constitués d'une succession monotone de calcaires marneux finement gréseux, en bancs de 10 à 15 cm séparés par des passées de calcaires bioclastiques. Ces derniers correspondent à une micrite à bioclastes, légèrement argileuse et graveleuse (grains microscopiques de quartz, plagioclases et petits grains opaques) ; un petit foraminifère du genre *Spirulina* (?) y a été trouvé.

Le niveau 1 correspond au Dogger, le niveau 3 qui forme le flanc oriental renversé du synclinal de la valloirette, est à rapporter au Callovien typique et par conséquent, le niveau 2 en constitue le terme basal.



a : calcaires massifs spathiques ; b : calcaires marneux et marnes ; c : calcaires marneux à bioclastes ; d : calcaires finement détritiques.

Fig.26 : Coupe du Verrou du Pas-du-Roc.

Remarque : Le long du chemin de fer, dans un petit affleurement du flanc occidental du synclinal de la Valloirette, nous avons observé, en série normale, les niveaux suivants (fig.27) :

Niveau 1 : 5 m de calcaires spathiques roses lumachéliques. Il s'agit d'une biosparite riche en débris d'échinodermes, de lamellibranches et de brachiopodes.

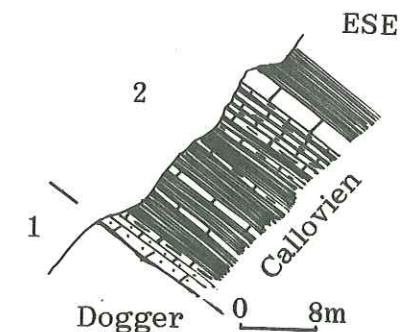


Fig. 27 : Niveau de transition du Dogger au Callovien, le long du chemin de fer, à la sortie du verrou du Pas-du-Roc.

Niveau 2 : 8 à 10 m de marnes à passées de calcaires gréseux.

En accord avec R. BARBIER (1948 p.63) qui décrit le niveau 1 comme "... des calcaires clairs et compacts contenant de nombreux polypiers (Calamophyllia sp. en particulier)", nous confirmons son appartenance au Dogger alors que, le niveau 2 correspond aux niveaux de base du Callovien.

2) Coupe du Pic du Génie - Crêt de la Pare .

Cette coupe, d'accès difficile, se situe au N-W de la Croix des Têtes, entre le Pic du Génie (2510 m), à l'Est et le Crêt de la Pare à l'Ouest. Les terrains en position renversée montrent, de haut en bas, donc dans l'ordre stratigraphique, les niveaux suivants (fig.28) :

Niveau 1 : Il est représenté par une série schisteuse de 120 m de puissance, constituée de calcaires marneux à stratification fine, en bancs de 15 à 20 cm d'épaisseur. Il s'agit d'une micrite à bioclastes : radioles d'oursins, plaques d'échinodermes, spicules de spongiaires, et à grains de quartz anguleux de taille microscopique. Aux environs de la cote 2490 m, une forte disharmonie souligne la limite basale de l'écaille de la Croix des Têtes (cf. Tectonique). Cette série s'achève par des calcaires microgréseux en bancs de 5 à 10 cm d'épaisseur.

Niveau 2 : 70 m d'une série bréchique. Elle débute par de minces couches microconglomératiques, puis se poursuit par une succession de bancs légèrement bréchiques : l'ensemble forme les niveaux inférieurs. Au contraire, dans la partie moyenne et supérieure, on observe un empilement chaotique bréchique, très hétérogène dont certains éléments atteignent 1,20 m de diamètre ; le diamètre moyen étant de l'ordre de 20 à 30 cm. Les éléments sont constitués de dolomies jaunes, de calcaires spathiques rose-blanchâtre, de calcaires schisteux gris foncé.

Niveau 3 : 80 m environ d'une alternance de pélites légèrement calcaires, de pélites gréseuses, de grès et de microbrèches ; ces dernières en bancs de 30 à 40 cm d'épaisseur, possédant un granoclassement rythmique : brèches et/ou microconglomérats fins, calcarénites et calcaires pélitiques laminaires. Les lithoclastes sont des dolomies jaunes, des calcaires roses et des calcaires gris foncé.

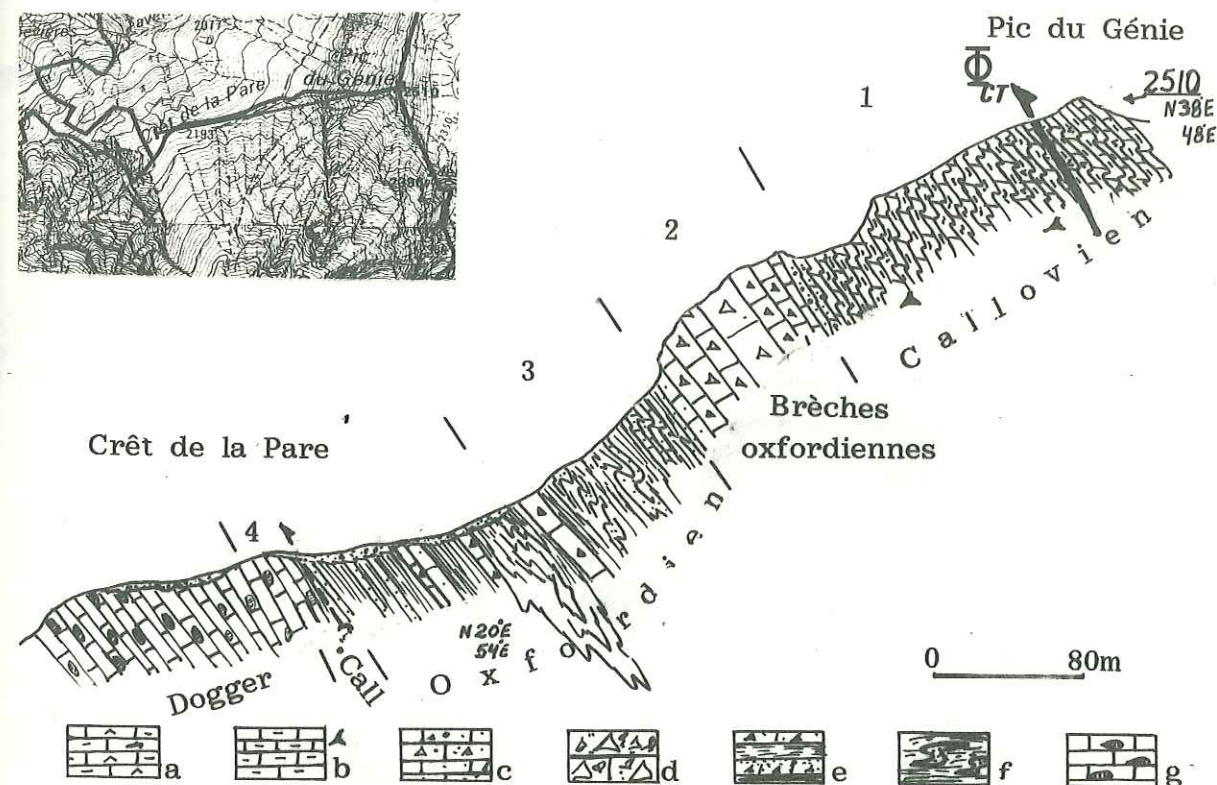
Niveau 4 : 15 à 20 m de calcaires gris bleuâtre à passées siliceuses noires en bancs de 10 à 15 cm d'épaisseur.

La limite entre les niveaux 3 et 4 n'est pas observable en raison de la couverture quaternaire.

En accord avec R. BARBIER (1948) qui a décrit cette coupe, nous attribuons le niveau 1 au Callovien. Il correspond à la "série marno-calcaire (ou couches à CANCELLOPHYCUS)" de cet auteur (op cit p.70). Le niveau 2 qui constitue "les Brèches du Télégraphe" est à rapporter à la base de l'Oxfordien.

W

E



a: calcaires marneux à bioclastes ; b : calcaires marneux à spicules ; c : microbrèches à lits centimétriques ; d : brèches à blocs de taille composite ; e : pélites gréseuses et microbrèches à granoclassement ; f : bancs gréseux contournés ; g : calcaires à passées siliceuses.

Fig. 28 : Coupe du Pic du Génie - Crêt de la Pare.

dien. Le niveau 3 qui constitue le dernier affleurement visible du flanc oriental du synclinal de la Valloirette dans cette falaise, représente la série schisteuse de R. BARBIER (op. cit p.69) attribuée à l'Oxfordien. Le niveau 4 que R. BARBIER (op. cit) rapporte au Dogger sensu stricto, nous semble déborder dans le Callovien. Le contact entre les niveaux 3 et 4, malheureusement masqué ici par le quaternaire, est considéré par les auteurs comme de nature tectonique.

3) Coupe au N-E du Chalet de Varlossière.

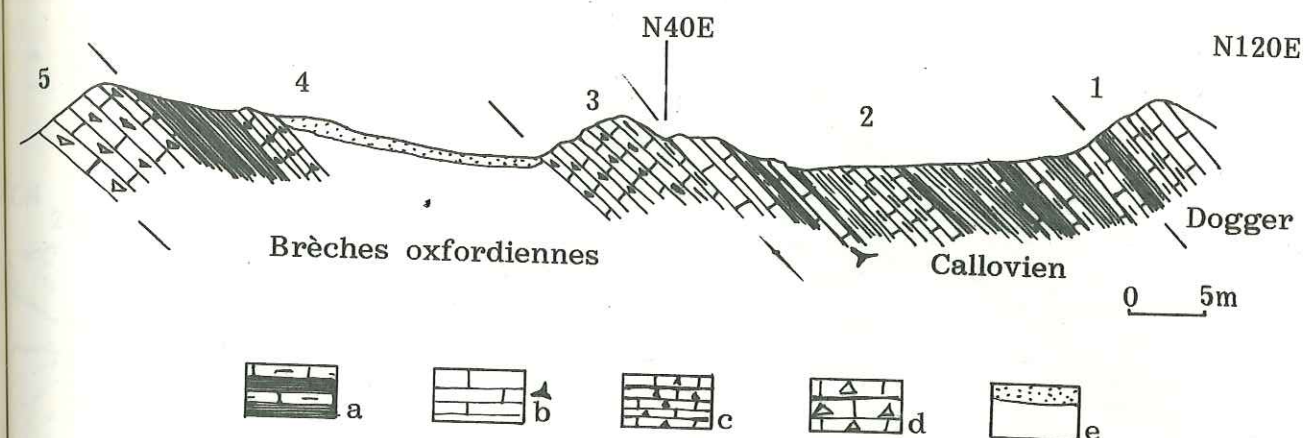
Cette coupe a été levée le long de la ligne de crête, à l'Est du Col 2074 m. En série renversée, on trouve, d'Est en Ouest, les niveaux suivants (fig.29) :

Niveau 1 : 3 m de calcaires à passées siliceuses noires.

Niveau 2 : 25 m environ de pélites calcaires grises, en bancs de 8 à 10 cm d'épaisseur à intercalations de calcaires marneux. Il s'agit de micrites argileuses à bioclastes (débris recristallisés d'échinodermes et de spicules de spongiaires).

Niveau 3 : 5 m de calcaires bréchiques formant une barre, bien individualisée dans la face méridionale de cette crête (fig.30).

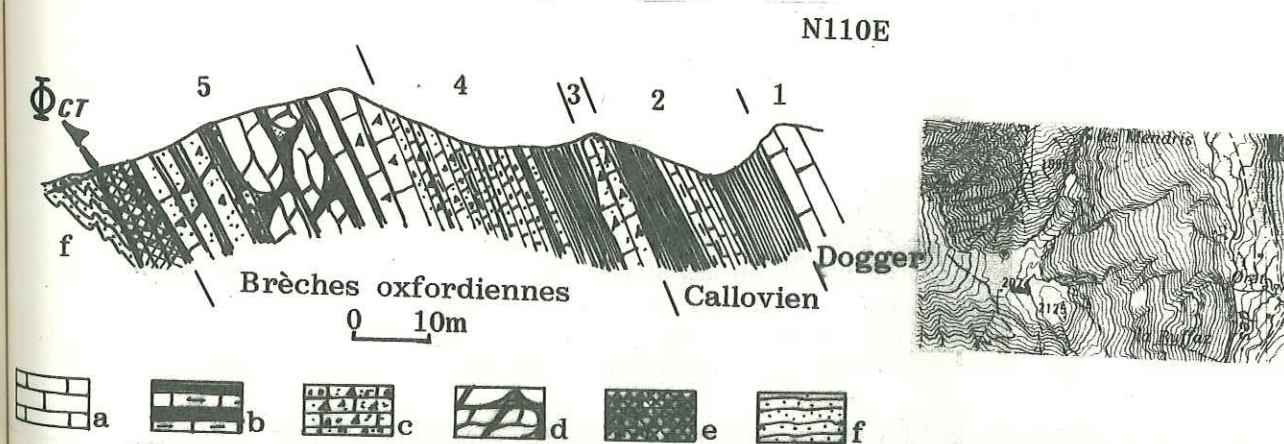
Niveau 4 : 15 m environ d'une alternance de microbrèches, de grès et de pélites calcaires.



a : calcaires et pélites calcaires de couleur grise; b : calcaires marneux à spicules ;
c : calcaires bréchiques finement gréseux ; d : brèches ; e : couverture quaternaire.

Fig. 29 : Coupe à l'Est du Col 2074.

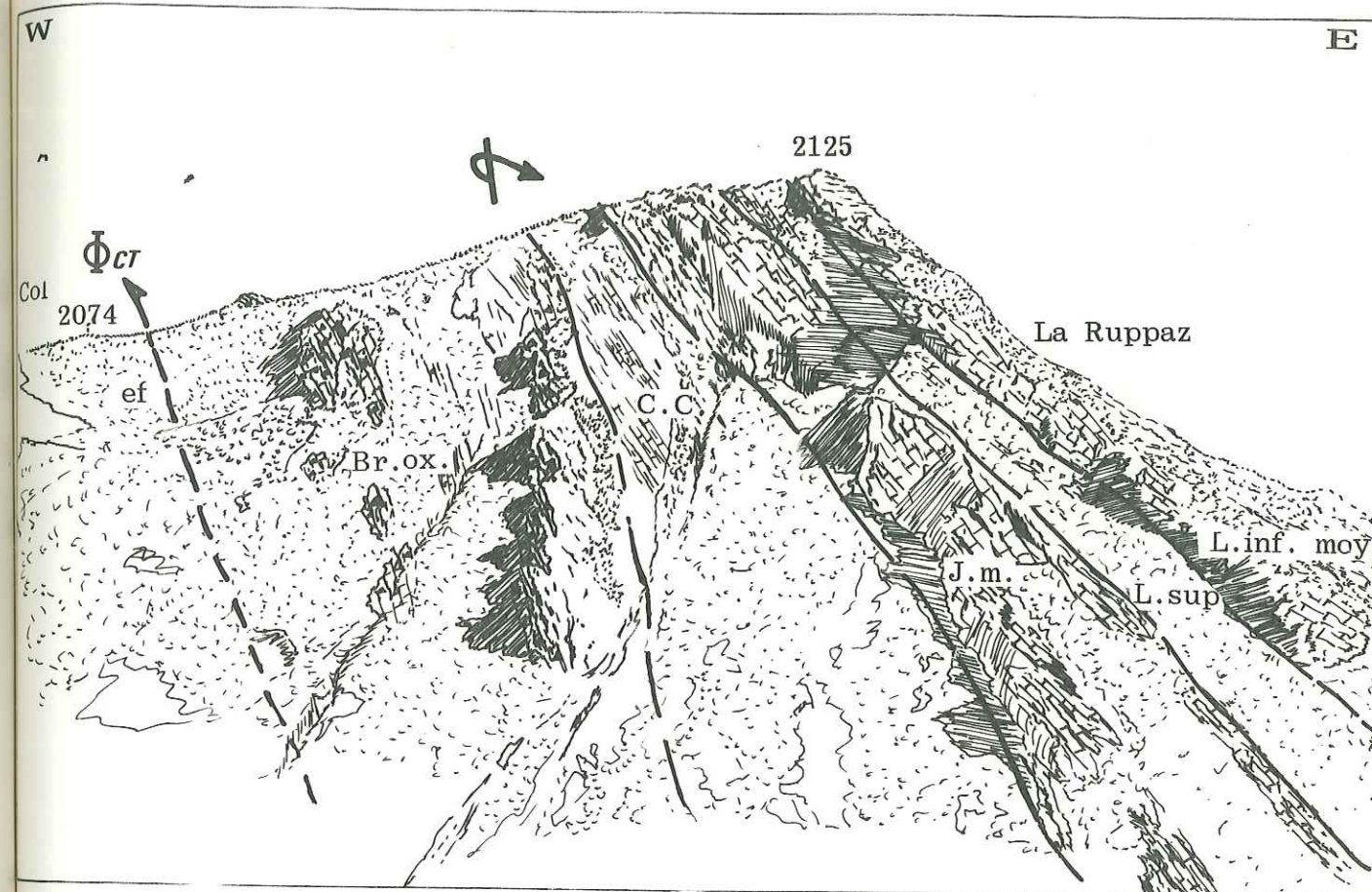
Niveau 5 : 20 m environ d'une brèche contenant des blocs décamétriques de dolomies du Trias supérieur (photo 3), séparés par de fins lits microbréchiqes de 2 à 5 cm d'épaisseur. La couverture quaternaire abondante à l'Ouest ne permet pas de poursuivre l'observation de la série (panorama fig.31). Néanmoins, du côté septentrional du col 2074, ces niveaux sont surmontés par des horizons de calcaires finement gréseux et de schistes noirs que nous attribuons à l'Oxfordien.



a : calcaires spathiques ; b : marnes et pélites calcaires ; c : brèches et microbrèches ;
d : blocs géants de dolomies du Trias supérieur ; e : zone tectonisée; f : flysch tertiaire(?).

Fig. 30 : Coupe de la face méridionale, à l'Est du Col 2074.

Le niveau 1 correspond au Dogger. Le niveau 2 est à rapporter au Callovien tandis que les niveaux 3, 4 et 5 appartiennent déjà à la base de l'Oxfordien. Ces trois derniers niveaux constituent les "Brèches du Télégraphe".



ct : chevauchement de la Croix des Têtes ; ef : flysch tertiaire (?) ; Br. oxf : brèches de la base de l'Oxfordien (Brèches du Télégraphe) ; cc : marnes calloviennes (couches à "cancellophycus") ; Jm. : chailles calcaires du Jurassique moyen ; L.sup : calcaires schisteux du Lias supérieur ; L.inf.moy : calcaires à silex du Lias inférieur et moyen.

Fig. 31 : Panorama du versant septentrional du Vallon de Varlossière.

Autres affleurements :

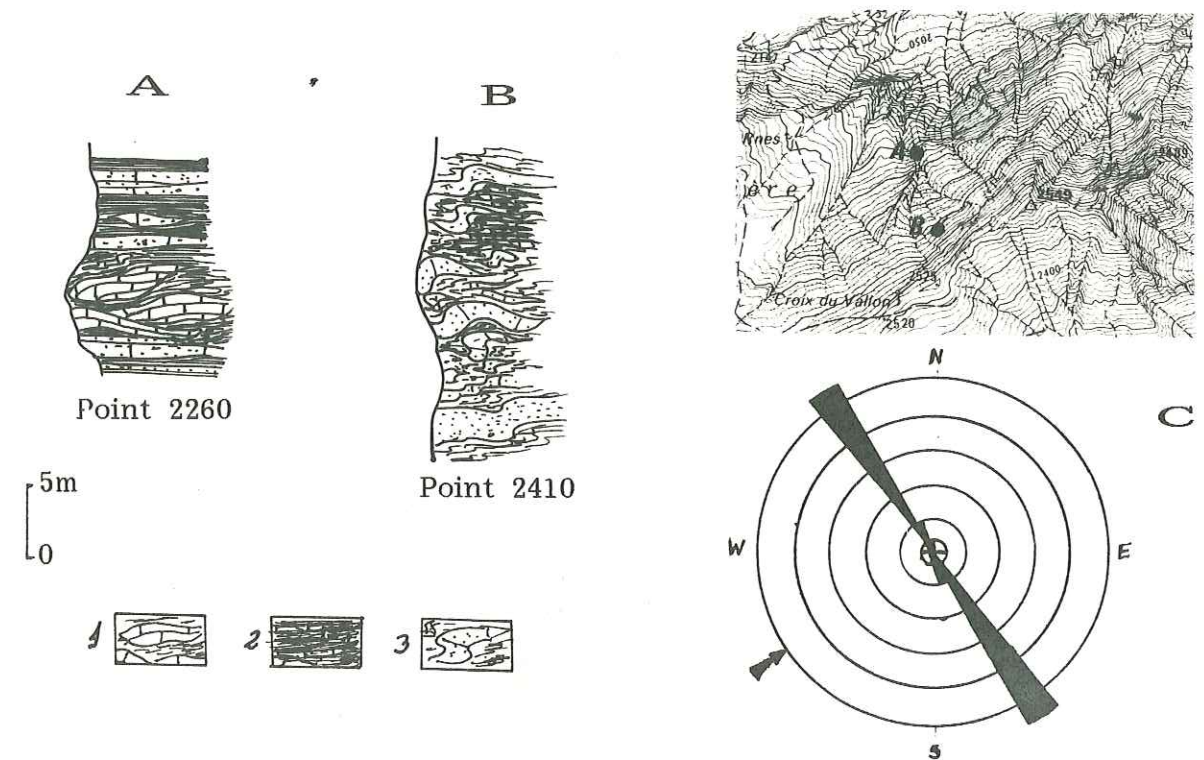
Dans la partie occidentale du domaine du Perron des Encombres, nous avons mis en évidence l'existence d'une puissante série à olistolites. Cette série apparaît au débouché du ruisseau de Saint-Julien (photo 4), sur le versant mauriennais puis se continue au Nord dans la falaise occidentale, entre la Croix du Vallon et la rive droite du Vallon de Varlossière. Là, malgré les difficultés d'accès, nous avons pu faire les observations suivantes :

- Au point 2260 m on trouve un niveau à olistolites (fig.32) constitué de calcaires spathiques à oolithes dont l'affinité avec les calcaires du Dogger est indubitable. A la partie inférieure, il est limité par une puissante barre calcaire du Jurassique moyen des auteurs. Cette barre peut-être considérée

*col 1
vers
Varlossière*

comme un grand olistostrome car à sa base sont alignés de petits blocs de calcaires spathiques (photo 5).

- A mi-falaise, à l'altitude 2410 m (fig.32) un horizon constitué de niveaux gréseux à microgréseux, légèrement calcaires, est affecté de replissements synsédimentaires dont la valeur moyenne des axes de contournement est comprise entre N 140° E et N 150° E. Ce qui traduirait un déversement vers le N-E (fig.32).



1. Calcaires spathiques (olistolites) ; 2. Marnes calcaires ; 3. Grès calcaires à matrice marneuse.

Fig. 32 : Niveaux à olistolites de la falaise occidentale de la Croix du Vallon, (A,B) et diagramme de répartition des axes des rouleaux de contournement du niveau B, (C).

A la Croix du Vallon, une succession de calcaires gréseux en bancs de 40 à 60 cm d'épaisseur, à granoclassement rythmique selon le modèle de la séquence élémentaire de BOUMA, représentée par les termes A,B,C constitue une dalle d'environ 8 m de puissance.

Remarque : Dans la partie inférieure des niveaux olistolites, on observe des blocs de calcaires spathiques qui semblent appartenir aux calcaires du Dogger ; tandis qu'à la partie supérieure de ces

1 seul type d'éléments allochtones ?

niveaux, on note déjà l'arrivée d'éléments terrigènes.

4) Coupe dans la rive droite du Vallon de Varlossière.

Cette coupe a été levée à mi-pente dans la rive droite du ruisseau de Varlossière. A partir du point coté 2140 m, on peut voir de bas en haut, les niveaux suivants (fig.33) :

Niveau 1 : 10 m environ de calcaires marneux marrons à galets mous de même nature que la matrice.

Niveau 2 : 10 à 12 m de calcaires légèrement marneux très fracturés, à belemnites tronçonnées remplies de calcite. A la base de ce niveau, un horizon de galets mous en forme de "S" étiré de la même façon que le matériau encaissant, constitue un véritable horizon conglomératique. Une antiforme étranglée déforme ce niveau (fig.34).

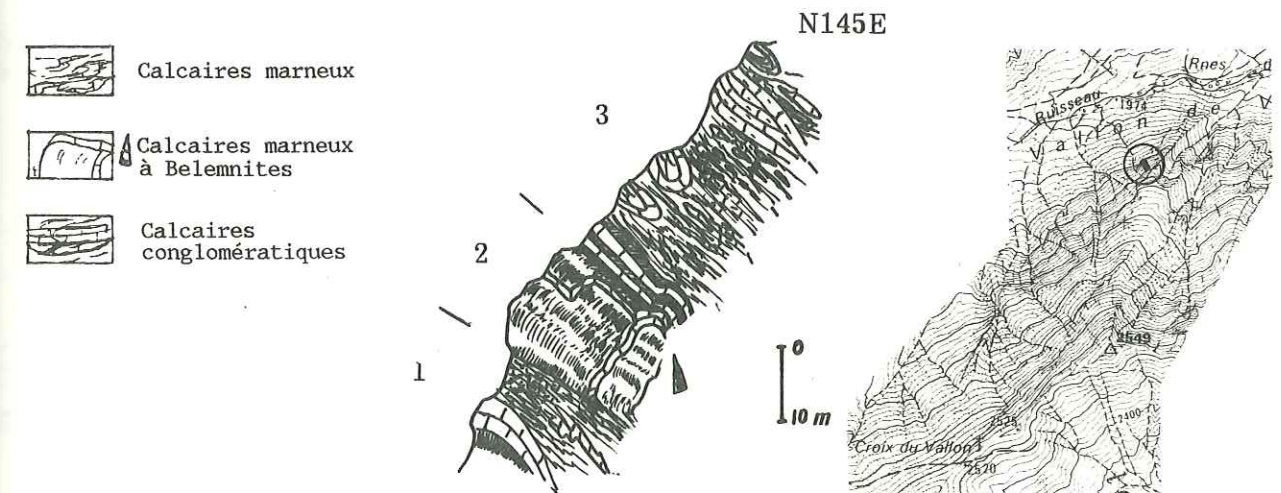


Fig. 33 : Coupe dans la rive droite du Vallon de Varlossière.

Niveau 3 : 15 m environ d'une formation calcaire conglomératique, où les éléments sont des fragments de calcaires marneux (de taille centimétrique à décimétrique) à petits galets de calcaires spathiques. La matrice de cet ensemble est une micrite à radiolaires et à fins filaments de matière organique.

Hypothèse de la formation de l'antiforme dans l'olistostolite.

La formation de l'antiforme dans l'olistolite du niveau 2 (ci-dessus) peut s'expliquer par le mécanisme suivant (fig.34 a,b,c).

. Existence d'un relief instable sous-marin où des calcaires spathiques sont fractionnés en lambeaux de tailles et de dimensions variées.

. Dans un premier temps, le glissement des lambeaux sur le fond constitué de marnes calcaires (partiellement indurées) (fig.34 a) serait à l'origine de la formation de paquets de marnes calcaires et de la formation de blocs transportés. L'assemblage de ces galets constituerait les niveaux conglomératiques de la base de cette structures.

. Dans un second temps, les olistolites les plus conséquents continueraient leur déplacement avec déformation souple du matériel non encore totalement induré (fig.34 a,b).

. Enfin, la déformation s'accroissant donnerait naissance à un pli dans l'olistolite (9c).

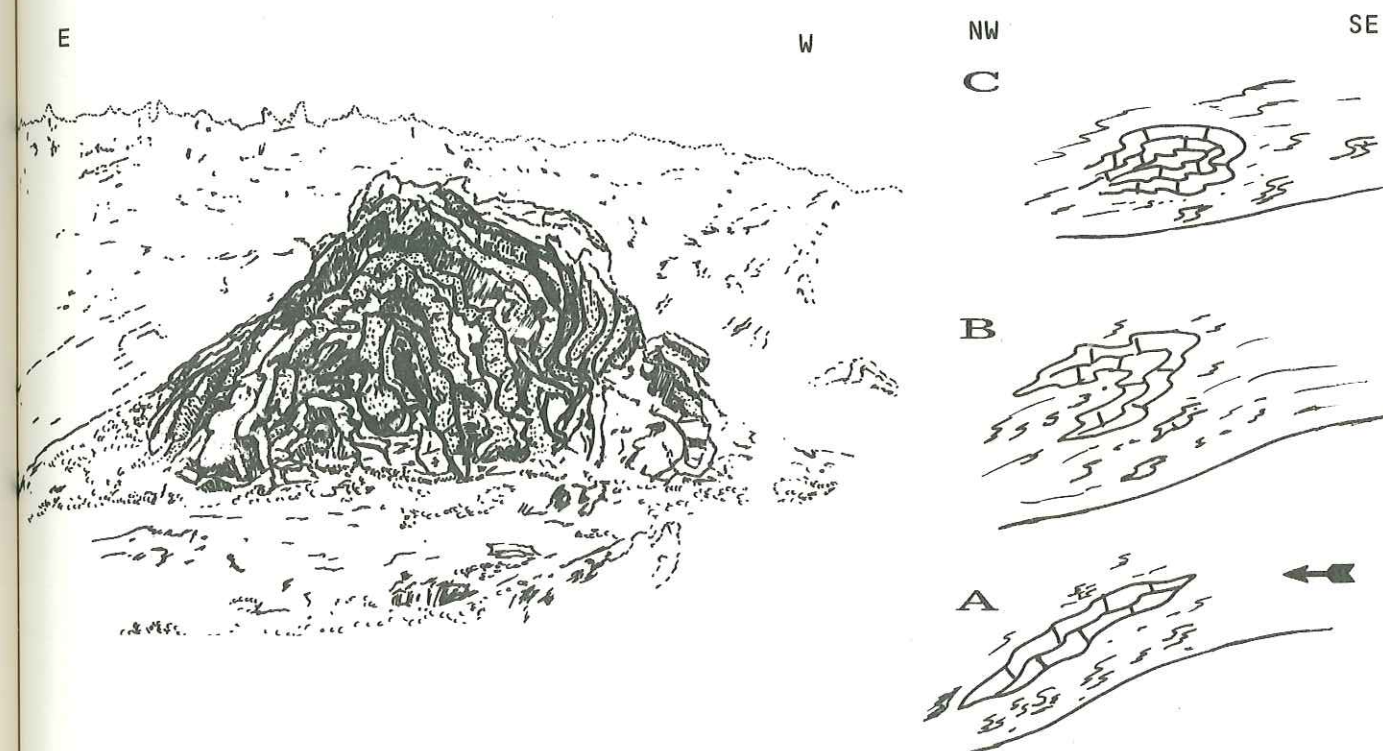


Fig. 34 : Antiforme dans le niveau à olistolites, affleurant dans la rive droite du Vallon de Varlossière et son interprétation.

5) Age des niveaux à olistolites.

Dans le ruisseau de Saint-Julien, les niveaux à olistolites succèdent en continuité aux couches à *CANCELLOPHYCUS* du Callovien ; par ailleurs au Nord, dans le versant méridional du Vallon de Varlossière, ils sont suivis en continuité par des grès et des pélites gréseuses rapportés à l'Oxfordien. Aussi rapporterons-nous ces niveaux à olistolites à la base de l'Oxfordien ; ils

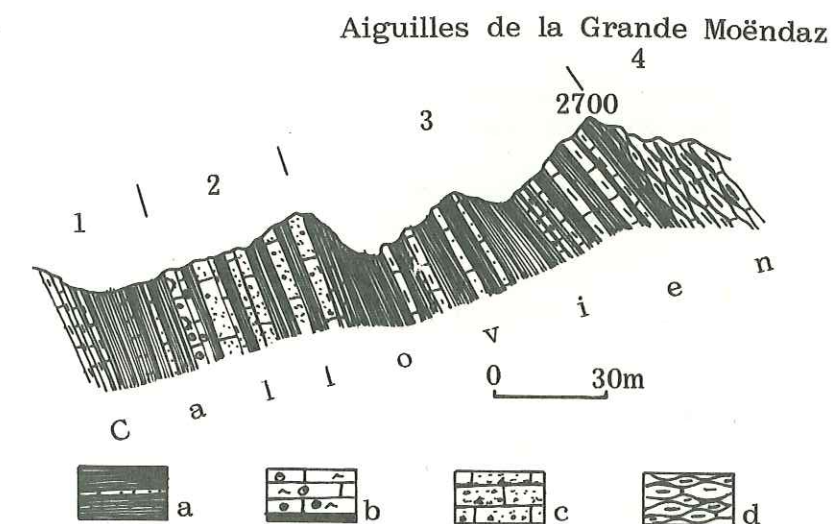
sont donc corrélables stratigraphiquement avec les Brèches du Télégraphe.

B- DOMAINE DE LA GRANDE MOENDAZ

Le Callovien est bien représenté, par contre l'Oxfordien est en grande partie, masqué par les formations superficielles.

1) Coupe à l'Ouest de l'Aiguille de la Grande Moëndaz.

Cette coupe est située sur la ligne de crête à l'Ouest de l'Aiguille de la Grande Moëndaz. A partir du point 2635 m, nous observons, en position stratigraphique normale, d'Ouest en Est, les niveaux suivants (fig.35) :



a : pélites calcaires finement laminées ; b : calcaires bioclastiques à oolites résédimentées ; c : calcaires finement graveleux ; d : calcaires marneux boudinés.

Fig.35 : Coupe à l'Ouest de l'Aiguille de la Grande Moëndaz.

Niveau 1 : 20 m de pélites calcaires finement laminées formant une vire schisteuse.

Niveau 2 : 40 m environ d'une alternance rythmique de calcarénites grano-classées et de pélites calcaires gris noir, en bancs de 20, 40 et 60 cm d'épaisseur. A la partie moyenne, une barre de calcaire graveleux de 3 m de puissance dont le microfaciès correspond à une oobiomicrosparite à débris d'échinodermes et de gastéropodes, recristallisés, est constituée d'horizons de 40 à 50 cm d'épaisseur dont la disposition évoque la séquence de BOUMA. Au point coté 2665 m les mesures de direction des "flute-casts" (photo 3), ont donné un sens de transport de N 145° E vers N 325° E. Le dépôt de ce niveau "flyschöide" est vraisemblablement en rapport avec des courants de turbidité.

Niveau 3 : 80 m environ d'un ensemble monotone de schistes calcaires à rares passées de calcaires finement graveleux.

Niveau 4 : 15 m de calcaires marneux gris à bleus, boudinés, en bancs de 50 à 70 cm d'épaisseur.

A la suite des auteurs antérieurs, nous attribuons au Callovien les niveaux décrits ci-dessus, dont les faciès évoquent un dépôt résultant de l'action de courants de turbidité.

2) Coupe au Nord de la Pointe du Vallon.

Cette coupe a été décrite dans le paragraphe Dogger (pages 31 et 32). Sur ce profil (fig.22) le Callovien est représenté par les niveaux 3 et 4.

Il apparaît clairement que des olistolites métriques à plurimétriques s'intercalent dans la sédimentation normale faite de pélites et de marnes.

Ces olistolites sont constitués exclusivement par des calcaires spathiques du Dogger de la partie distale du domaine du Perron des Encombres.

3) L'Oxfordien dans le secteur de la Grande Moëndaz.

Il se situe au coeur des synclinaux plus ou moins pincés du Chalet Roux et du Col du Boeuf. Compte-tenu de la discontinuité des affleurements nous n'avons pu effectuer de coupes suivies.

Il apparaît cependant que l'Oxfordien se présente sous les faciès d'une série turbiditique faite d'une alternance de marnes, de pélites calcaires, de grès calcaires à grains fins à sporadiques passées microconglomératiques.

Remarque : Dans le domaine de la Grande Moëndaz on ne retrouve ni les séries bréchiques ni les niveaux à olistolites présents dans le domaine du Perron des Encombres ; on observe, comme le remarque R. BARBIER (1948, p.68) "... un passage progressif entre une série inférieure marno-calcaire et une série supérieure schisteuse...".

R. BARBIER (1948) grâce à la découverte de *CANCELLOPHYCUS* SP. et de quelques ammonites (*PERISPINCTES* SP.) et par analogie de faciès avec les couches à *cancellophycus* de la région de l'Ubaye (D. SCHNEEGANS, 1938) date les formations précédemment décrites du Callovien.

Au Rocher du Praz-Begnaz, est signalée la découverte de *CANCELLOPHYCUS* et d'un *PERISPINCTES* (feuille au 1/50000 de la Rochette, 1984).

Pour notre part nous avons trouvé à l'Est du Col du Boeuf, dans les niveaux considérés auparavant comme oxfordiens, des débris de *LAMELLAPTYPUS* sp*. La répartition chronostratigraphique de ce genre est malheureusement assez imprécise : Jurassique moyen à supérieur.

Les découvertes de *PROTOPENEROPLIS STRIATA* du Bajocien supérieur et de *PFENDERINA* aff. *SALERINITANA* du Bathonien par A. TOURY (1984), au Sud de l'Arc, dans les calcaires en plaquettes à "*CANCELLOPHYCUS*" permettent d'envisager une extension de nos couches à "*CANCELLOPHYCUS*", jusque dans le Bajocien supérieur.

Par ailleurs, comme R. BARBIER (1948), nous attribuerons à la base de l'Oxfordien, les Brèches du Télégraphe et par conséquent les niveaux à olistolites. Pour sa part, A. TOURY (op. cit) mentionne, au Sud de l'Arc, sur le flanc oriental de la Roche Olvera, au dessus des calcaires calloviens, la présence de calcaires gris à radiolaires d'âge callovo-oxfordien ; de par leur faciès, leur position stratigraphique et les faunes qu'ils contiennent, ces calcaires à radiolaires, nous apparaissent être l'équivalent du niveau à olistolites de notre secteur (secteur occidental du domaine du Perron des Encombres).

En accord avec R. BARBIER (1948), nous rapporterons à l'Oxfordien les niveaux à grès et pélites gréseuses du domaine du Perron des Encombres situés au dessus des Brèches du Télégraphe, comme ceux visibles dans le domaine de la Grande Moëndaz. Dans les niveaux schisteux attribués à l'Oxfordien qui affleurent en rive gauche du ruisseau de l'Arpon, nous avons observé un horizon à *POSIDONOMYIA* sp. ; cette faune est un marqueur stratigraphique caractéristique de l'intervalle Bathonien supérieur - Oxfordien moyen (M. BOURBON, 1980, dans le Briançonnais).

Il faut mentionner qu'au Sud de l'Arc, A. TOURY (1984) considère les schistes noirs silico-alumineux comme d'âge fini-Callovien à Oxfordien moyen (P.Y CHENET, 1978). Ces faciès évoquent tout à fait les séries schisto-gréseuses de notre secteur qui sont attribuées à l'Oxfordien.

Dans notre secteur, nous ne connaissons pas de séries stratigraphiques allant au-delà de l'Oxfordien ; cette absence est-elle liée à une troncature tectonique par diverticulation (R. BARBIER, 1948), à une aire de non dépôt (émersion), ce qui est très improbable, ou, comme nous l'envisageons, à une érosion post-dépôt, origine des matériaux du flysch priabonien et plus précisément de l'olistostrome sommital du flysch Ultra-Dauphinois (Ch. BRAVARD et al. 1981), olistostrome correspondant aux anciennes écaïlles externes de R. BARBIER (1948) et formant la couverture du flysch priabonien à substratum briançonnais de l'unité Cheval Noir - Casse Massion.

* détermination de l'Abbé MOUTERDE.

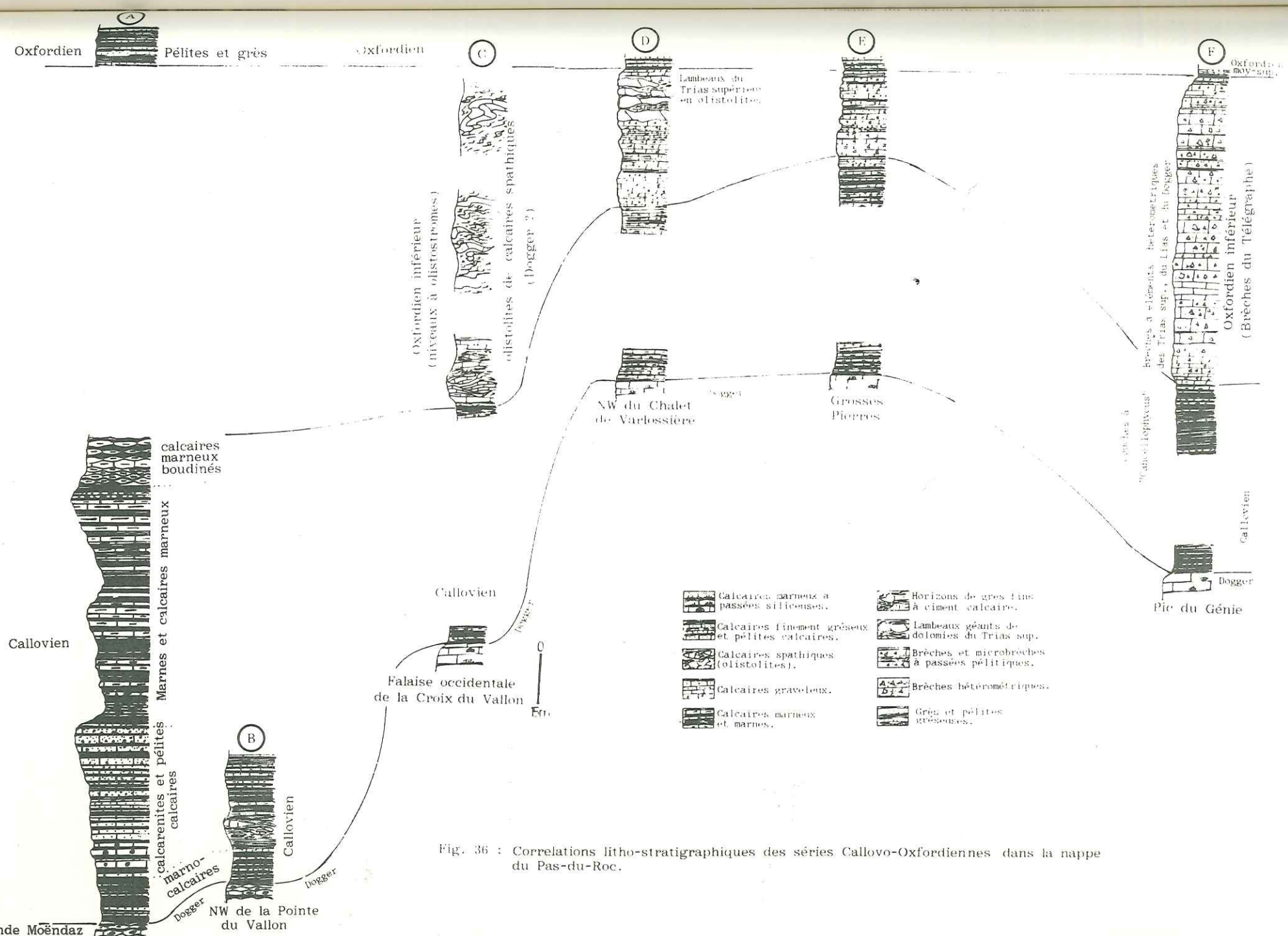


Fig. 36 : Correlations litho-stratigraphiques des séries Callovo-Oxfordiennes dans la nappe du Pas-du-Roc.

4) Esquisse Paléogéographique.

Dans le domaine du Perron des Encombres, au verrou du Pas-du-Roc les marno-calcaires du Callovien succèdent sans transition aux calcaires de plate-forme du Dogger. Ces faciès représentent un milieu de vasière pélagique à *CANCELLOPHYCUS* ; vers le Nord, l'enrichissement important en silice semble être à l'origine de la disparition des *CANCELLOPHYCUS*.

A la limite méridionale du domaine de la Grande Moëndaz, les couches à *CANCELLOPHYCUS* sont perturbées, dans les niveaux inférieurs, par un horizon à olistolites (fig.36 b) puis, vers le NNW de ce domaine, elles se poursuivent en s'enrichissant progressivement en niveaux turbiditiques (fig.36 a). Ce caractère sédimentologique semble donc traduire l'existence d'une morphologie de pente vers le NNW.

Au début de l'Oxfordien, dans le secteur oriental du domaine du Perron des Encombres se déposent les Brèches du Télégraphe (fig.36 f) alors que, dans le secteur occidental se met en place une série à olistolites (fig.36 c). La formation des Brèches du Télégraphe pourrait être liée à l'instabilité du fond sous-marin. Il s'agirait de brèches de talus ou d'escarpement de failles (fig.37) tandis que les niveaux à olistolites seraient des formations naissant sur des surfaces ondulées à forte inclinaison. La nature monogénique des dépôts témoigne de l'existence d'un substratum unique (fig.37).

Dans le domaine de la Grande Moëndaz, nous ne connaissons pas l'équivalent des Brèches du Télégraphe et des niveaux à olistolites du domaine du Perron des Encombres. Toutefois, nous pensons que la sédimentation dans ce domaine doit correspondre à un milieu de plus en plus profond vers le NNW.

NNW

SSE

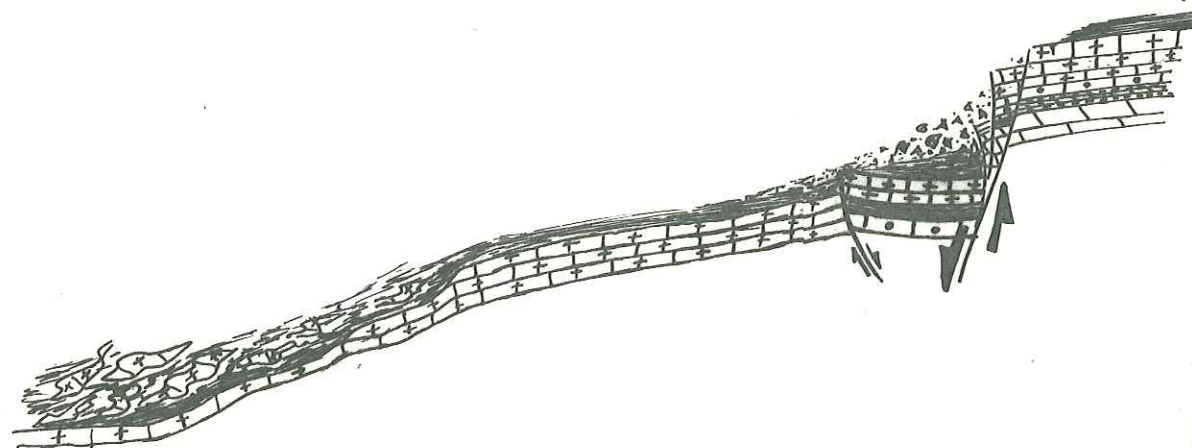


Fig. 37 : Esquisse paléogéographique à la limite Callovien-Oxfordien dans le domaine du Perron des Encombres.

VI Le Jurassique supérieur - le Crétacé et le Tertiaire.

Dans la Nappe du Pas-du-Roc, il n'existe pas, en succession stratigraphique normale, de terrains plus récents que l'Oxfordien, mais on en rencontre sous forme de blocs klippes le long des principaux accidents au sein des gypses et des cargneules ; c'est le cas, au front du Briançonnais, dans la zone dite des gypses (M. GIGNOUX et L. MORET, 1934) et dans la cicatrice de Varlossière. D'autre part, dans la Golette des Combes, à la base de la Nappe subbriançonnaise, affleure en fenêtre le flysch priabonien du complexe à blocs de l'unité du Mont-Nielard - Mont-du-Fût (J. MARTINEZ-REYES, 1980) (fig.38).

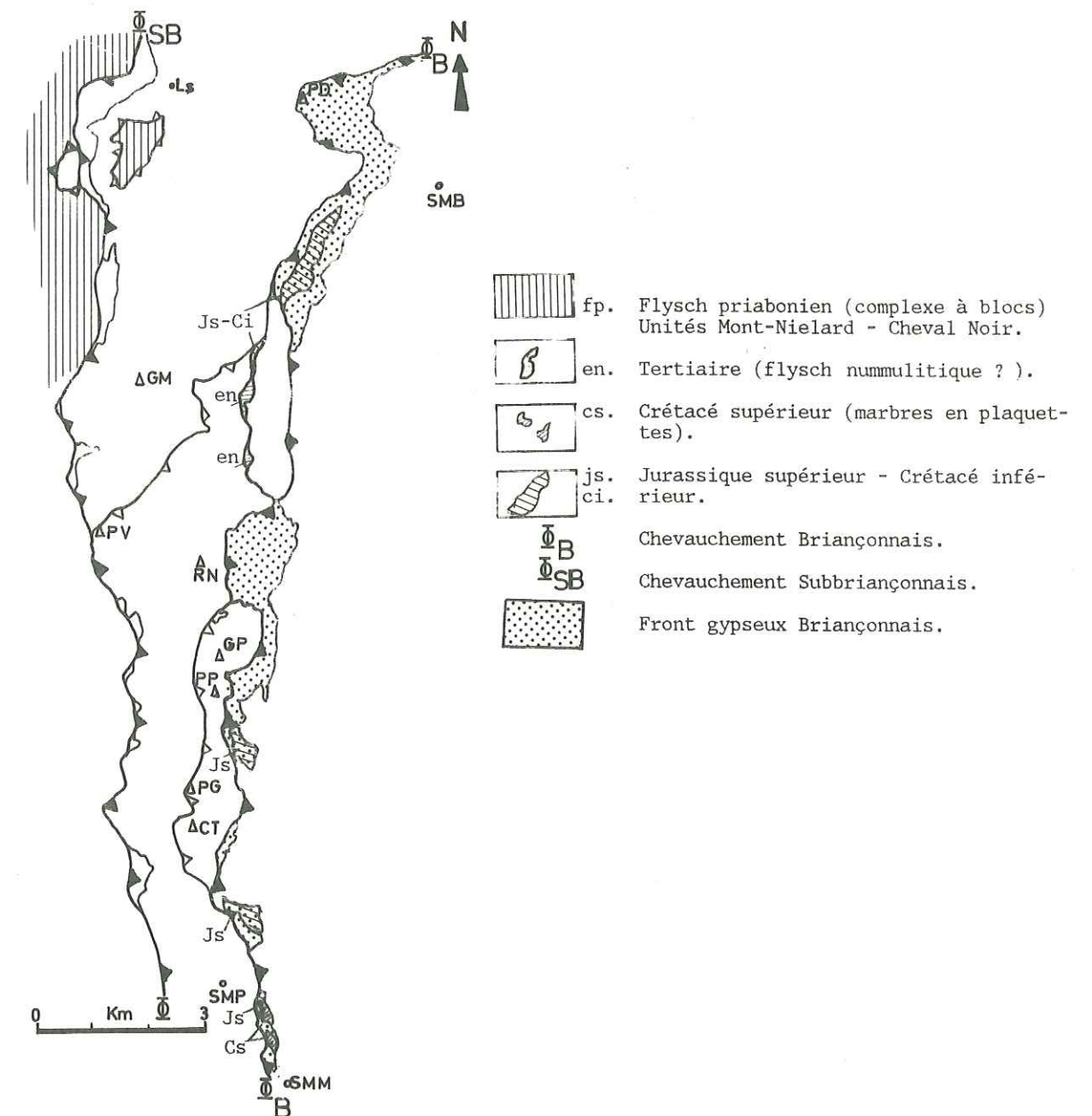


Fig. 38 : Carte de localisation des affleurements des terrains post-Oxfordien.

A- BLOCS KLIPPES DU FRONT BRIANCONNAIS

Le long de la route entre Saint-Martin-de-la-Porte et le hameau de la Porte affleurent de gigantesques blocs klippes de Jurassique supérieur et de Crétacé inférieur reconnus depuis fort longtemps. En 1912 W. KILIAN et J. REVIL attribuent au Jurassique supérieur des calcaires massifs blancs à roses ; des calcaires pélitiques clairs qui leurs sont associés sont quelques années plus tard rapportés au Crétacé inférieur par W. KILIAN et M. GIGNOUX (1915). R. BARBIER (1948) mentionne de nombreuses calpionelles dans ces calcaires ; cette faune lui permet de confirmer l'âge Jurassique supérieur de ces affleurements. Par analogie de faciès, il rapporte aussi au Jurassique supérieur les calcaires qui affleurent, dans le sentier qui mène au Col du Bonhomme.

D'autre part, à l'extrémité septentrionale de la zone d'étude le long de la route de Saint-Martin-de-Belleville à Gittamelon, affleurent des séries à faciès flysch qui ont été attribuées au Crétacé inférieur depuis 1936 par L. MORET et D. SCHNEEGANS, grâce à la découverte d'une *DUVALIA*, de calpionnelles et de radiolaires. Pour notre part, nous avons trouvé dans des niveaux calcschisteux qui affleurent en rive droite du ruisseau des Priots et dans la terminaison Sud, du lieu-dit les Vallées, de ce même secteur, des calpionelles dont : *Calpionella alpina* sp. du Tithonique supérieur-Berriasien (détermination J. AZEMA).

B- BLOCS KLIPPES DE LA CICATRICE DE VARLOSSIERE

Dans la cicatrice de Varlossière, on trouve emballés dans des gypses et des cargneules, sous forme de lambeaux tectoniques des terrains que nous attribuons, comme nos prédécesseurs au Jurassique supérieur et au Tertiaire.

1) Coupe à l'Est des Grosses Pierres.

Cette coupe a été levée sur le versant septentrional du Vallon de Varlossière, dans une petite entaille visible entre les Grosses Pierres à l'Est et le Point 2200 m à l'Ouest. Là, existe un lambeau coincé tectoniquement entre le Callovien de l'unité de la Croix-des-Têtes à l'Est et l'Oxfordien de l'unité du Perron des Encombres à l'Ouest (fig.39). On observe d'Est en Ouest :

Niveau 1 : des marnes calcaires du Callovien de l'unité de la Croix-des-Têtes.
Un contact cisailant (cisaillement de la Croix-des-Têtes).

Niveau 2 : 30 m environ d'une série à faciès flysch à ciment siliceux. Il est constitué par une alternance de grès, de microbrèches et de microconglomérats à galets de calcaires, de dolomies et de grès. Ce niveau qui est injecté de cargneules et masqué en grande partie par le Quaternaire, nous l'attribuons comme R. BARBIER (1948) au Nummulitique.
Un contact cisailant (cicatrice de Varlossière).

Niveau 3 : des pélites gréseuses et des grès de l'Oxfordien de l'unité du Perron des Encombres.

W

E

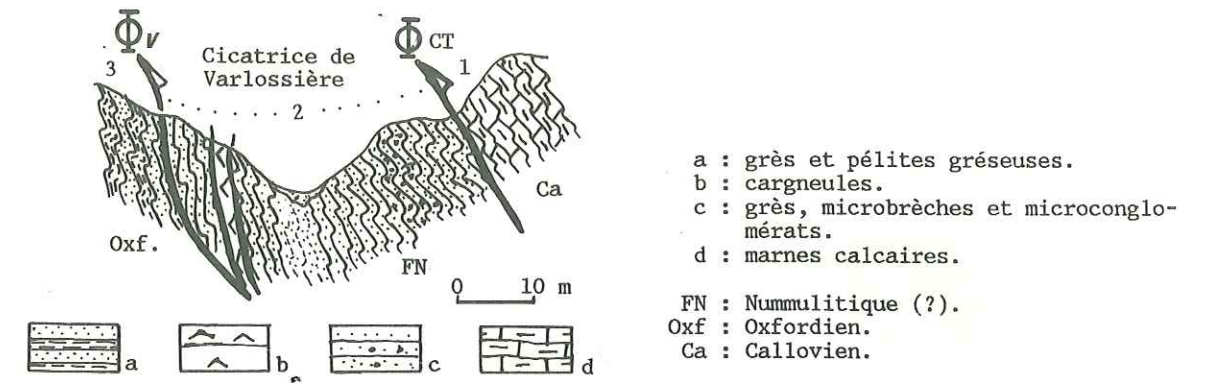


Fig. 39 : Coupe du flanc Nord-Ouest de Grosses Pierres.

2) Coupe au Nord du Col 2074 m.

Cette coupe a été levée dans la paroi septentrionale du petit entonnoir situé au Nord du Col 2074 m.

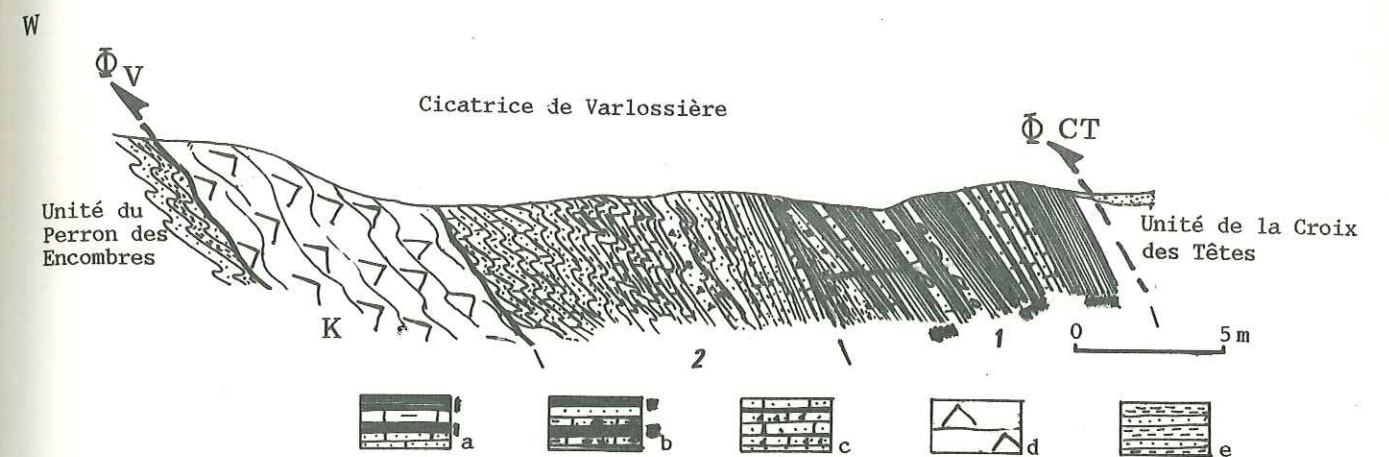
Là, est visible un lambeau tectonique d'environ 20 m d'épaisseur comprenant, d'Est en Ouest (fig.40) :

Niveau 1 : une alternance de schistes noirs à rougeâtres à passées noduleuses d'hématite très altérée, de grès calcaires rouge lie-de-vin, de microconglomérats et/ou de microbrèches à galets de quartzites de 2 à 3 cm de diamètre.

Niveau 2 : une alternance de schistes microgréseux à ciment calcaire, de schistes calcaires noirs et de passées microbréchiques de 10 à 20 cm d'épaisseur, à plissement chaotique.

Ce lambeau tectonique est interrompu à l'Ouest par une bande de cargneules terreuses de 6 à 8 m d'épaisseur. Ces cargneules soulignent le contact tectonique avec les pélites et les grès de l'Oxfordien de l'unité du Perron des Encombres.

Les séries qui constituent cet affleurement ne nous ont fourni aucune faune ou microfaune ; aussi, comme R. BARBIER (1948), le rapporterons-nous au Nummulitique.



a : schistes rouges à passées gréseux ; b : schistes noir-rougeâtre à passées microbréchiques ; c : schistes microgréseux à microbrèches ; d : cargneules ; e : pélites et grès.

Fig. 40 : Coupe au Nord du Col 2074 m.

Remarque : quelques mètres en contre-bas du sommet vers le Nord de ce Col, entre les grès de l'Oxfordien de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte et la bande des cargneules, affleure un lambeau de calcaire rose à marron intensément tectonisé et recristallisé ; il n'a fourni aucun fossile ; par analogie de faciès, nous attribuons ce lambeau de calcaire au Crétacé inférieur-Tithonique. Il est à remarquer que R. BARBIER (1948) plaçait ce lambeau à l'Est des cargneules et non à l'Ouest comme cela est manifeste.

C- LA FENETRE DE LA GOLETTE DES COMBES.

Dans la Golette des Combes, affleurent à la faveur de niches d'arrachement et de petits ravins, des terrains appartenant à un flysch à blocs. Malgré l'épaisse couverture quaternaire, il semble que ce flysch apparait en fenêtre, les contacts tectoniques étant soulignés par des injections de gypses et cargneules (cf. Coupes sériées 1,2,3,4,5. Hors texte).

Au Sud de la Golette du Plane, entre les points 2120 m et 2150 m, le long du sentier allant de la Golette du Plane au Chalet des Monts, le flysch est constitué par une succession de calcaires pélitiques, de calcaires gréseux et de calcaires finement conglomératiques dont les constituants détritiques, pouvant atteindre 2 cm de diamètre, correspondent à des galets de dolomies blondes (Trias supérieur), de calcaires spathiques et schisteux ; en plus, on observe des débris de bélemnites. En ce qui concerne la matrice, il s'agit d'une micrite microconglomératique dont les galets sont de même nature que ceux décrits précédemment. Dans un de ces galets, constitué de calcaire marneux, nous avons pu distinguer un débris de *GLOBOTRUNCANA* (ph.6a,b) bicanérée, qui semble être d'âge turonien-maestrichtien (détermination de

M. MARTHALER). En plus de ces éléments, la matrice comporte des débris d'échinodermes et de bélemnites.

Avant de disparaître sous le Quaternaire, cet affleurement se poursuit sur quelques dizaines de mètres en direction du Nord avec un caractère de flysch beaucoup plus marqué. On observe aussi une alternance de schistes noir-rouge à ciment siliceux et de passées chaotiques de conglomérats à galets de grès gris à rouge et de grès verdâtres luisants qui rappellent le faciès du "Permien régénéré" de P. ANTOINE ET coll (1978).

D'autre part, dans le ruisseau des Combes, entre les points 1875 m et 1940 m, affleure une série faite de schistes calcaires marron, de calcaires blancs à mauves et de calcaires gris légèrement gréseux. Il s'agit d'une micrite pélitique, légèrement microconglomératique, à petites calpionelles dont *CALPIONELLA ALPINA COLOM* du Tithonique supérieur-Berrasien (détermination de J. AZEMA), à débris recristallisés d'échinodermes et de bryozoaires. Les éléments lithiques sont des dolomies, des calcaires schisteux, des calcaires spathiques et des grains automorphes d'albite de néoformation à macle du "Roc Tourné".

Cet affleurement est limité à l'Ouest par une injection de gypses tandis qu'à l'Est, sa limite tectonique avec le Lias moyen de la Grande Moëndaz, que l'on rencontre quelques dizaines de mètres plus bas, est masquée par le Quaternaire.

D'après le contenu et la position tectonique de l'affleurement, nous supposons que ce terrain fait partie d'un des olistolites qui constituent le complexe à blocs de l'unité du Nielard.

En définitive, on peut conclure qu'on a là le Wild-flysch priabonien (J. MARTINEZ-REYES, 1980) qui apparaît en fenêtre tectonique, à la faveur d'un bombement tardif. Les terrains concernés sont à exclure définitivement du Lias moyen des auteurs (R. BARBIER, 1948 et Feuille de la Rochette à 1/50.000, 1984).

* J. MARTINEZ-REYES et al (1979) dans la description de la coupe du Ravin des Sétives, affirme que cette albitisation est post-Crétacé et antérieure au dépôt du flysch des Aiguilles d'Arves.

quelles sont les découvertes ?
et les points modifiés de la strat. établie
par R. Barboer ?

VII CONCLUSIONS GENERALES SUR LA STRATIGRAPHIE.

L'étude stratigraphique de la série subbriançonnaise de la nappe du Pas-du-Roc met en évidence des modifications de la sédimentation de ce secteur, dans l'espace et dans le temps.

- Du Trias supérieur au Lias inférieur existe, dans l'ensemble du secteur de la nappe du Pas-du-Roc, un milieu de plate-forme néritique avec des dépôts de gypses, de dolomies, parfois microbréchiques, associées à des pélites bariolées et à des calcaires bioclastiques ensuite. L'ensemble, déjà à aspect briançonnais, est à rapporter globalement à des faciès de transition entre les Trias germanique et alpin.

- Dès le Lias moyen, deux domaines de sédimentation s'individualisent : le domaine de la Grande Moëndaz placé actuellement au Nord-Ouest et le domaine du Perron des Encombres au Sud-Est. Dans le domaine de la Grande Moëndaz se développe une sédimentation marneuse détritique fine de bassin pélagique. On a là une nette affinité de faciès avec le domaine dauphinois interne (unité des Albies de A. SERRE, 1983).

En revanche, dans le domaine du Perron des Encombres, à l'Est, se poursuit une sédimentation de plate-forme avec le dépôt de calcaires organo-détritiques.

Remarquons que ces faciès pour leur part sont assez proches "des calcaires à polypiers" de l'unité du Niélard (J. MARTINEZ-REYES, 1980) ; d'ailleurs D. SCHNEEGANS (1935) faisait du Niélard une klippe à faciès subbriançonnaise et postérieurement, en 1936 avec Y. GUBLER il considèrait ces calcaires comme l'équivalent de ceux de la zone subbriançonnaise de la Nappe de l'Ubaye.

- Remarquons également que l'on a ici la même opposition de faciès que dans la nappe des Préalpes médianes plastiques du Chablais (M. SEPTFONTAINE, 1979 ; A. BAUD et M. SEPTFONTAINE, 1980). Le domaine de la Grande Moëndaz serait, en gros, l'équivalent de l'unité de Memise, celui du Perron des Encombres de celle de la Dent d'Oche.

En définitive, on peut donc imaginer que le Perron des Encombres faisait transition au haut-fond briançonnais.

- Au Lias supérieur, le dépôt de pélites calcaires (Lias schisteux) dans les deux domaines traduit une extension des faciès pélagiques.

- Pendant le Dogger, la sédimentation se diversifie à nouveau : dans la partie méridionale du domaine du Perron des Encombres donc dans la partie la plus interne du domaine, se développe une sédimentation de plate-forme carbonatée récifale à sub-récifale tandis que se déposent, dans la partie septentrionale, des sédiments de bordure de plate-forme (voire même de talus) avec des calcaires bioclastiques et des pélites calcaires à spicules.

/non Tossy-
Aalinden

Pendant ce temps, le domaine de la Grande Moëndaz présente toujours des faciès de bassin, fort proches de ceux du domaine delphino-helvétique interne avec le dépôt de calcaires marneux et de marnes.

- Au Callovien, le domaine du Perron des Encombres est le siège d'un milieu pélagique calme avec le dépôt de marnes à "CANCELOPHYCUS", alors que dans le domaine de la Grande Moëndaz, ces marnes à "CANCELOPHYCUS" sont intercalées de dépôts turbiditiques à olistolites métriques à plurimétriques remaniant les calcaires spathiques du Dogger. On peut donc imaginer la présence de reliefs vivants liés au jeu de failles délimitant une flexure séparant les deux domaines.

- Cette instabilité tectonique et sédimentaire se poursuit à l'Oxfordien. On assiste, au niveau de la flexure entre le domaine profond de la Grande Moëndaz où se déposent des faciès à passées turbiditiques et la zone relativement haute du Perron des Encombres, à la naissance d'un olistostrome à blocs locaux de Callovien et surtout de Dogger. Vers l'Est et le Sud-Est, dans le domaine du Perron des Encombres, se déposent les Brèches du Télégraphe, dans lesquelles sont remaniés, par contre, des éléments de séries triasico-liasiques à faciès subbriançonnais interne (Perron des Encombres) et briançonnais. Ceci laisse à penser qu'à cette époque le domaine interne était lui aussi soumis à une intense érosion ; là encore vraisemblablement à la faveur du jeu de failles génératrices de reliefs et d'escarpements sous-marins.

Il est à remarquer que cet épisode bréchique ne se cantonne pas au domaine subbriançonnais mais qu'il affecte, dans le secteur d'étude :

1°- des unités à affinité briançonnaise de type Niélard (R. BARBIER, 1948 ; J. MARTINEZ-REYES, 1980), Brèches de Tarentaise (R. BARBIER, 1948 ; R. BARBIER et R. TRUMPY, 1955 ; P. ANTOINE, 1971 ; P. ANTOINE et al. 1972 ; J. COLLART, 1973 ; S. FUDRAL, 1973 ; 1980), actuellement en position structurale externe par rapport à la nappe du Pas-du-Roc.

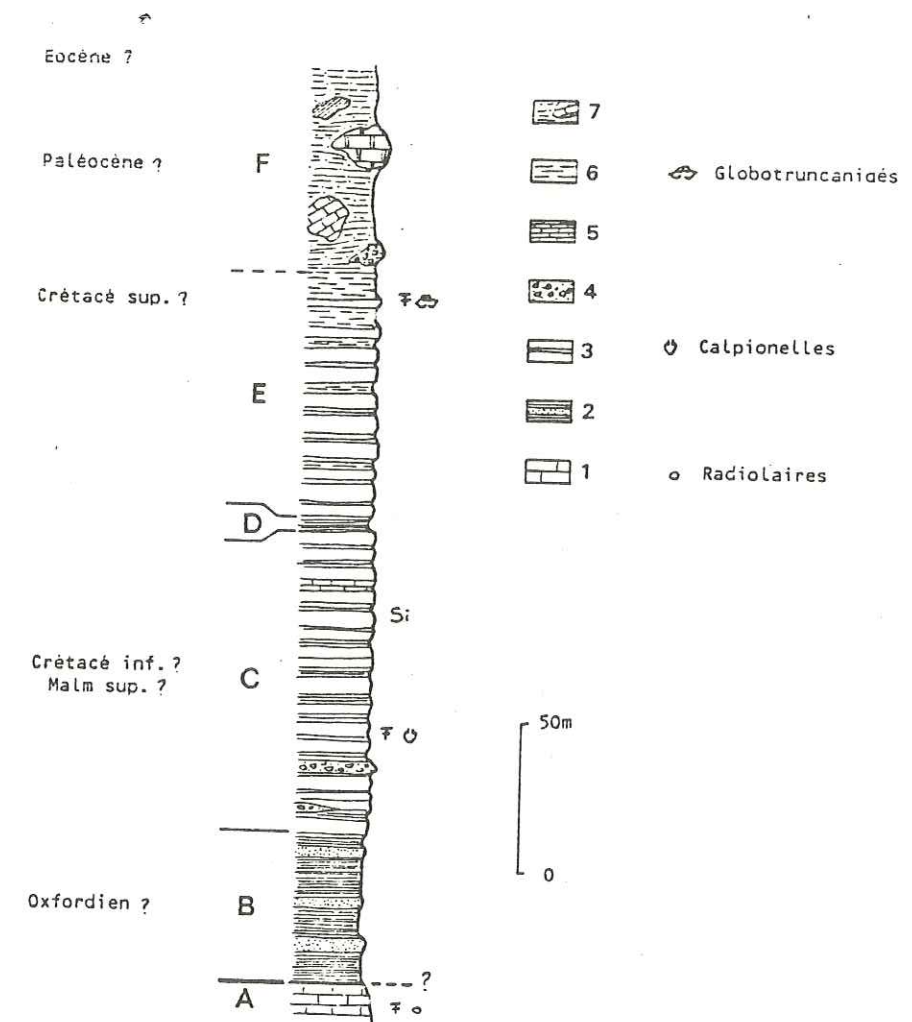
2°- Certaines unités briançonnaises en position structurale interne (F. ELLENBERGER, 1958 ; R. MARION, 1984 ; J.F. RAOULT, 1980).

On peut donc imaginer un domaine briançonnais "au sens large", haut par rapport au sillon delphino-helvétique interne ou vocontien (L. RICO, 1980), découpé par un système de failles et qui est le lieu d'une sédimentation bréchique, le Perron des Encombres formant la bordure de ce domaine. Il est à remarquer que certaines unités briançonnaises ou à affinités briançonnaises (unité du Cheval Noir - Casse Massion par exemple) sont, au Dogger et au Malm inférieur, le lieu d'une intense érosion contemporaine du dépôt des brèches. C'est ainsi que dans l'unité Cheval Noir - Casse Massion chevauchée à la fois (cf. infra) par la nappe du Pas-du-Roc et par l'unité du Niélard, le Malm supérieur réduit et pélagique vient reposer sur le Trias inférieur (coupe du Ravin des Sétives. J. MARTINEZ-REYES et al. 1979) (fig.41').

Quoiqu'il en soit, la série oxfordienne s'achève, dans l'ensemble du domaine subbriançonnais étudié, par une série à sédimentation de type

flysch, à ciment calcaire. Il est à remarquer également que la granulométrie des éléments lithiques de ce flysch décroît vers le Nord-Nord-Ouest, ce qui pourrait indiquer une source éventuellement interne des apports.

La série sus-jacente à l'Oxfordien n'est pas présente, seuls des lambeaux tectoniques d'origine non identifiée existent dans la cicatrice de Varlossière et au front du Briançonnais. Ces lambeaux, issus probablement du Malm au Nummulitique, sont tous pélagiques à passées détritiques ?



1. Calcaires gris ; 2. Schistes noirs, grès roux et microbrèches ; 3. Série flyschoid calcaire ; 4. Brèches ; 5. Calcschistes versicolores ; 6. Calcschistes plaquetés ; 7. Schistes à blocs ; SI- niveaux à silex.

Fig. 41 : Colonne stratigraphique synthétique de la série du flysch calcaire subbriançonnaise de la région du Galibier. D'après A. TOURY (1984).

Nous admettons donc que la colonne stratigraphique se complétait par une série pélagique allant du Jurassique supérieur au Nummulitique inférieur, série identique à celle observée en continuité au-dessus de l'Oxfordien, au Sud de l'Arc et qu'A. TOURY (1984) a décrit dans le secteur du Galibier dans l'unité Aravo-Fontaine Lombarde. Nous rappellerons que dans ce secteur la série subbriançonnaise comprend, sur les schistes-grès roux et microbrèches de l'Oxfordien, de bas en haut (fig.41) :

- Une alternance de calcaires gréseux et de calcaires schisteux ou marnes à bandes schisteuses et passées microbréchiques représentant le Malm inférieur et le Crétacé inférieur (C).
- Un niveau de schistes calcaires noirs (D). Ce niveau est couramment interprété comme une limite entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur.
- Un complexe olistostromique sommital d'âge Paléocène-Eocène (?) passant semble-t-il en continuité à un flysch noir classiquement rapporté au Lutétien.

Nulle part, n'apparaît clairement comme en Ubaye, Argentera, Chablais, le cycle transgressif Lutétien supérieur - Priabonien-Oligocène inférieur à faciès flysch. Ce dernier est cependant bien visible à l'Ouest sur le Delphino-helvétique interne (le flysch des Aiguilles d'Arves s.stricto de l'unité des Albies par exemple, A. SERRE, 1983) et sur les unités tectoniquement avancées à substratum briançonnais du Cheval Noir - Casse Massion, Valbuche, Niélard - Mont du Fût...

Il se pose donc, dans notre secteur, le problème de la disparition de la série post-Oxfordienne. Deux hypothèses, pas forcément contradictoires peuvent être avancées :

- 1ère hypothèse ; au cours de la phase de serrage majeure post-priabonienne, un décollement tectonique s'est produit au niveau des schistes oxfordiens et la série supérieure est partie en avant sous forme d'une nappe diverticulée érodée par la suite. Dans la klippe de Sulens, posée au coeur du "synclinal" de Thônes, qui est fortement diverticulée, les unités de la Roche Vieille et de Nantbellet, constituées de séries pélagiques qui débutent précisément au Jurassique supérieur (Tithonique) et se terminent par un flysch priabonien transgressif (J. ROSSET, J. CHAROLLAIS et al. 1976), pourraient en être des témoins.

- 2ème hypothèse ; une érosion anté-priabonienne à priabonienne du domaine subbriançonnais peut avoir fait disparaître le haut de la série. Cette violente et intense période d'érosion est bien connue dans les domaines paléogéographiques voisins, de l'Ultra-helvétique et du delphino-helvétique interne par exemple, où le Priabonien peut reposer jusque sur le Jurassique.

D'autre part, ce démantèlement de la série supérieure semble être à l'origine des blocs et olistolites, faits de Tithonique, de Crétacé inférieur et de Crétacé supérieur à faciès pélagiques proches de ceux de la série du Galibier trouvés dans l'olistostrome sommital (C. BRAVARD et al. 1981), ex. "Ecailles externes" de R. BARBIER, 1948, de l'unité Cheval Noir - Casse Massion (A. SERRE, 1983) ainsi que dans les schistes à blocs basaux de cette même unité et de celle du Niélard - Mont du Fût (J. MARTINEZ-REYES, 1980). Dans notre secteur, ces blocs apparaissent en particulier dans la fenêtre de la Golette des Combes (cf. p. 53). Soulignons d'autre part, qu'un certain nombre d'olistolites et blocs appartiennent également à des faciès typiquement briançonnais. Cette zone est donc pour partie également demantelée.

En définitive, par sa série triasico-jurassique, le secteur subbriançonnais Nord-Ouest de type Grande Moëndaz semble correspondre à une zone de transition au domaine delphino-helvétique interne ou vocontien. Par contre, le secteur le plus sud oriental du domaine du Perron des Encombres présente des affinités de faciès marquées, au moins au niveau du Jurassique, avec des unités qui, bien qu'actuellement en position tectoniques plus externes sont à rattacher paléogéographiquement par leur substratum triasico-jurassique, au domaine briançonnais (J. MARTINEZ-REYES et al. 1979 ; J. MARTINEZ-REYES, 1980 ; S. FUDRAL, 1980 ; A. SERRE, 1983 ; A. TOURY, 1984 ; A. SERRE et al. 1985 ; C.Y LU, 1985).

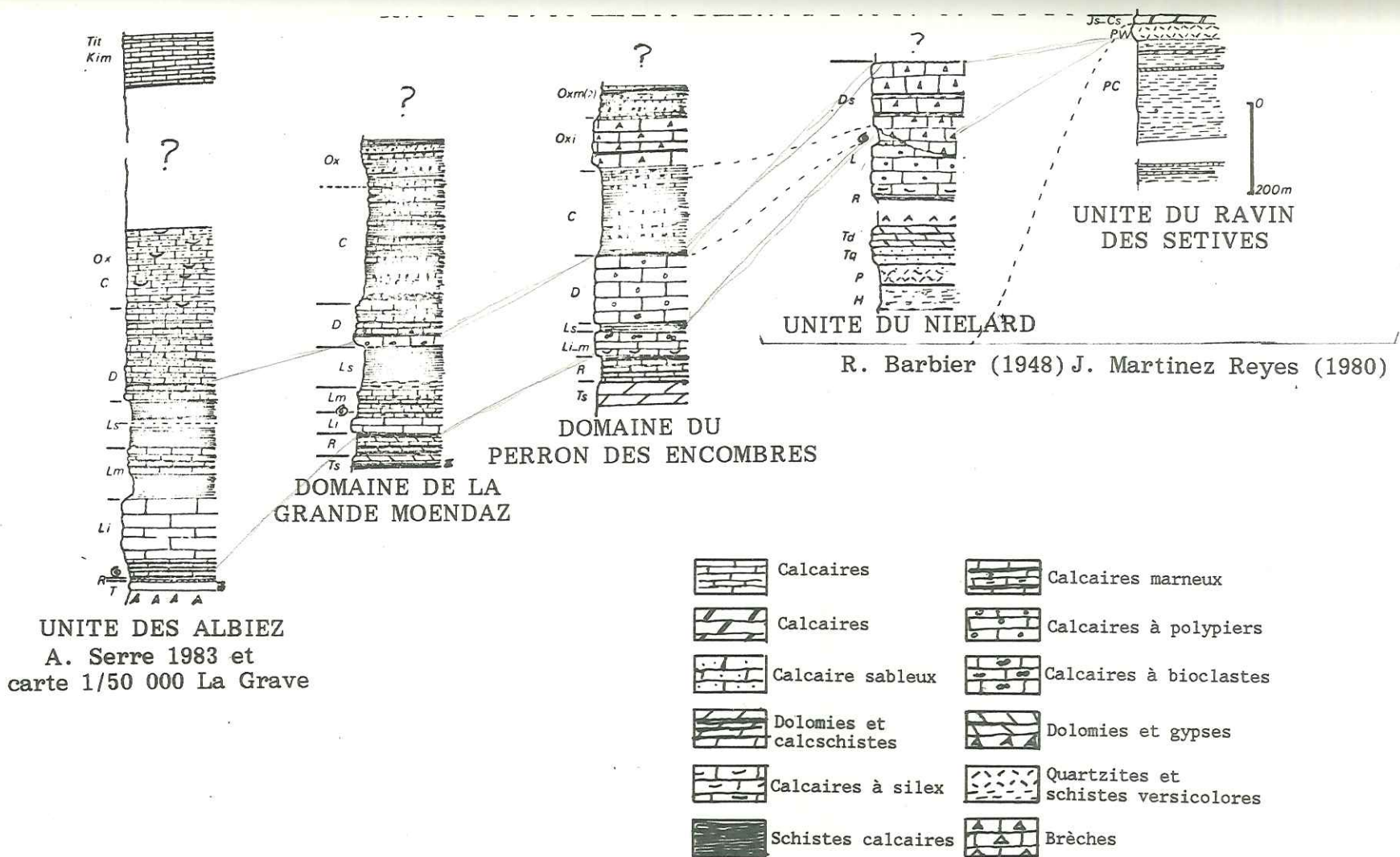
En conséquence au Jurassique, la zone subbriançonnaise conservée entre l'Arc et l'Isère correspond globalement à la flexure entre le sillon delphino-helvétique interne ou vocontien et le haut-fond briançonnais auquel nous attachons quoique tectoniquement avancées, les unités Cheval Noir - Casse Massion, Valbuche, Niélard - Mont du Fût (fig. 41') et par extension la zone des Brèches de Tarentaise. Le Subbriançonnais savoyard présente donc les mêmes caractéristiques globale que ses homologues conservées dans les Médiannes, l'Ubaye et les Alpes méridionales franco-italiennes.

Il est à remarquer que comme Ubaye et dans l'Argentera, la zonation paléogéographique entre le bassin au Nord et la plate-forme au Sud est en biais par rapport au front de chevauchement tertiaire (Cl. KERCKHOVE, 1969 ; P. MAURY, 1984). Néanmoins l'obliquité semble moins grande.

L'absence de séries post-Oxfordiennes ne permet pas de donner une reconstitution précise des étapes paléogéographiques suivantes.

Néanmoins, compte-tenu des travaux sur des secteurs proches de A. TOURY (1984) dans la vallée de la Valloirette, de J. ROSSET, J. CHAROLLAIS et al. (1976) dans la klippe de Sulens et de la nature des blocs resédimentés dans le flysch priabonien des unités Cheval Noir - Casse Massion, Valbuche, Niélard - Mont du Fût, nous pensons que notre secteur subbriançonnais d'étude fut l'objet d'une sédimentation pélagique de mer ouverte continue avec des apports détritiques fins à micro-bréchiques (Malm - Crétacé inférieur) passant au Paléocène-Eocène à un flysch (le flysch noir) à apports olistostromiques faits de matériel briançonnais (A. TOURY, 1984). Le comblement du bassin pourrait s'achever par des dépôts néritiques calcaires d'âge lutétien ; en effet des calcaires à grandes Nummulitiques ont été à l'état d'olistolites et de blocs dans le flysch priabonien (Montricher, Orgentil...).

Fig. 41' Colonnes stratigraphiques comparées de la flexure entre le sillon delphino-helvétique interne et le haut fond Briançonnais.



Nous supposons que les arrivées catastrophiques au Paléocène et à l'Eocène inférieur sont à mettre en relation avec le fonctionnement du "couloir subbriançonnais" lié aux grands coulisages globalement senestres (L.E. RICOU, 1980 à 1985 ; P. MAURY, 1984) qui font remonter le haut fond Provenço-briançonnais et sa marge vers le Nord.

Quoiqu'il en soit au Priabonien, un bassin de flysch s'installe sur cette nouvelle structuration isopique tectoniquement active (les coulisages se poursuivant probablement vu l'importance des horizons à olistolites dans le flysch. On a ainsi d'Est en Ouest :

- Le Briançonnais (zone des Brèches de Tarentaise, unités Cheval Noir - Casse Massion..., Niélard - Mont du Fût, Valbuche, comprises).
- Le Subbriançonnais.
- Le Delphino-helvétique interne.

Ce flysch pour l'heure n'est conservé dans notre secteur que dans les unités subbriançonnaises tectoniquement avancées et sur la bordure delphino-helvétique interne (unité des Albies). Il est probable néanmoins qu'il transgressa le Subbriançonnais comme c'est le cas dans la klippe de Sulens, les Médiannes et l'Ubaye.

Postérieurement, la tectonique tangentielle "alpine", à vergence Ouest, polyphasée, a affecté l'ensemble (cf. Tectonique).

LIVRE III

LA TECTONIQUE

INTRODUCTION

Du point de vue structural, la Nappe du Pas-du-Roc est constituée globalement de plis et d'écaillés à orientation subméridienne déversés à l'Ouest, qui cotoient des structures transverses plus modestes qui ont été largement signalées dans les zones externes (R. BARBIER, 1948 ; 1956 ; 1963 ; R. BARBIER et J.C. BARFETY, 1972 ; Ch. BRAVARD et M. GIDON, 1979 ; Ch. BRAVARD, C. KERCKHOVE et R. BARBIER, 1982 ; Ch. BRAVARD, 1982) ainsi que dans la zone des Brèches de Tarentaise (P. ANTOINE, 1971 ; J. ANDRIEUX et J. LANCELOT, 1980).

I. LES UNITES TECTONIQUES ET LES GRANDS CONTACTS TECTONIQUES.

La nappe du Pas-du-Roc, chevauchée par le Houiller de la zone briannonnaise externe par l'intermédiaire d'un bourrelet de gypses et de cargneules (ancienne nappe de gypses) à blocs klippes emballés et qui, à son tour, chevauche à l'Ouest par un cisaillement plat mais redressé, le flysch priabonien des unités du Cheval Noir - Casse Massion, du Mont Niélard - Mont du Fût et de Valbuche à substratum d'affinité briançonnaise (J. MARTINEZ-REYES, 1980) est constituée, du point de vue structural, par trois unités tectoniques qui sont d'Est en Ouest (fig.42) :

- l'unité de la Croix des Têtes,
- l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte,
- l'unité de la Grande Moëndaz.

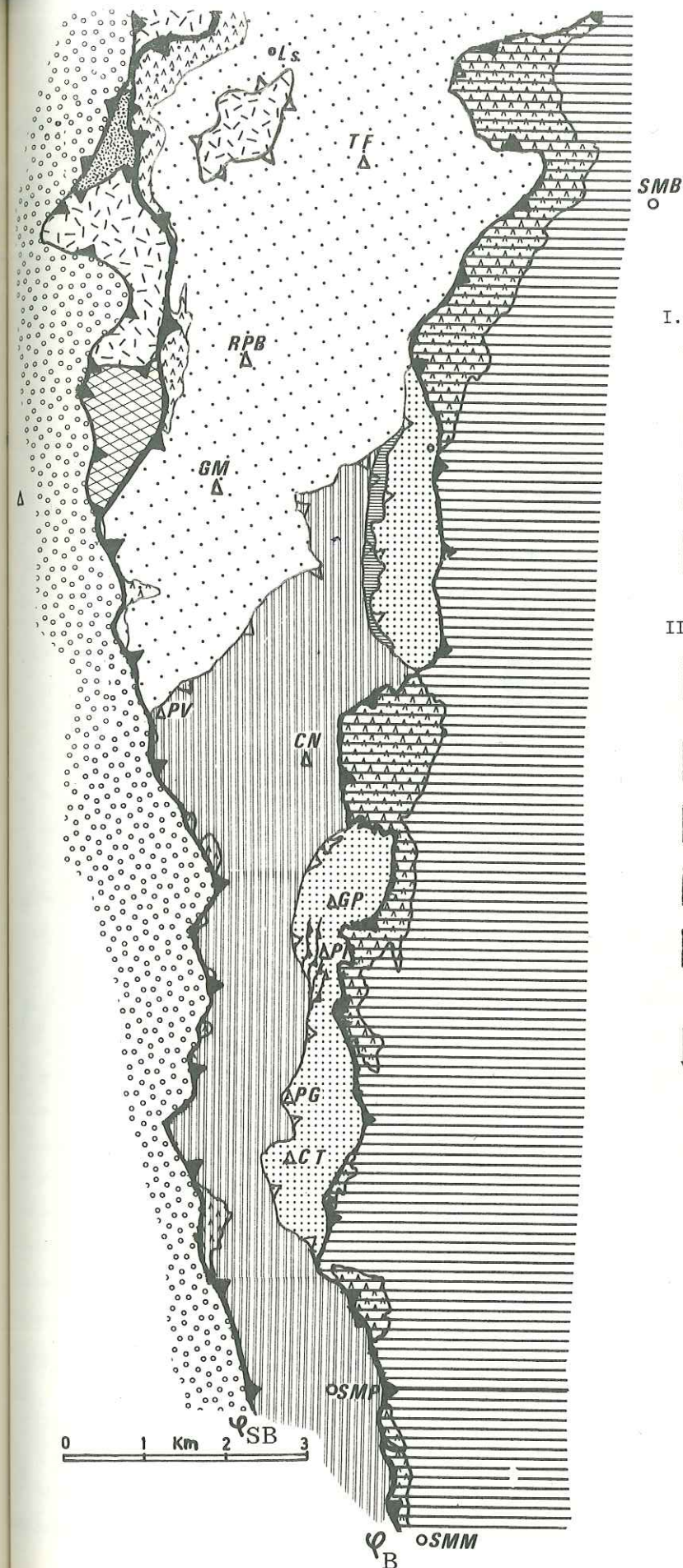
Les unités de la Croix des Têtes et de Saint-Martin-de-la-Porte forment l'ancienne digitation du Perron des Encombres de R. BARBIER (1948) (fig.43), tandis que la digitation de la Grande Moëndaz de ce même auteur, correspond à l'unité de la Grande Moëndaz.

L'unité de la Croix des Têtes est séparée de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte par un contact tangentiel subméridien ; il est représenté dans son extrémité septentrionale par "la cicatrice de Varlossière". La différenciation de ces deux unités est uniquement basée sur des arguments structuraux.

En outre, l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte chevauche l'unité de la Grande Moëndaz par un important cisaillement plat qui affecte en diagonale la Nappe du Pas-du-Roc.

A. L'UNITE DE LA CROIX DES TETES.

1. Limites de l'unité.



I. NAPPE DU PAS-DU-ROC.

-  Unité de la Croix des Têtes.
-  Unité de Saint-Martin-de-la-Porte.
-  Unité de la Grande Moëndaz.
-  Cicatrice de Varlossière.

II. NAPPES LIMITOPHES.

-  Zone Briançonnaise.
-  Unité Cheval-Noir - Casse Massion.
-  Ecaille de Valbuche.
-  Unité Mont-Niélard - Mont du Fût.
-  Zone delphino-helvétique interne (fenêtre des Monts).
-  Gypses.

- φ_B Chevauchement Briançonnais.
- φ_{SB} Chevauchement Subbriançonnais.
- Sommet.
- CT Croix des Têtes.
- PG Pic du Genie.
- PP Petit Perron.
- CP Grand Perron.
- RN Roche Noire.
- PV Pointe du Vallon.
- GM Grande Moëndaz.
- RPB Rocher du Praz Begnaz.
- TF Tête du Fer.
- SMM Saint-Michel-de-Maurienne.
- SMB Saint-Martin-de-Belleville.
- SMP Saint-Martin-de-la-Porte.

Fig. 42 : Carte structurale de la zone subbriançonnaise entre l'Arc et le Doron de Belleville.

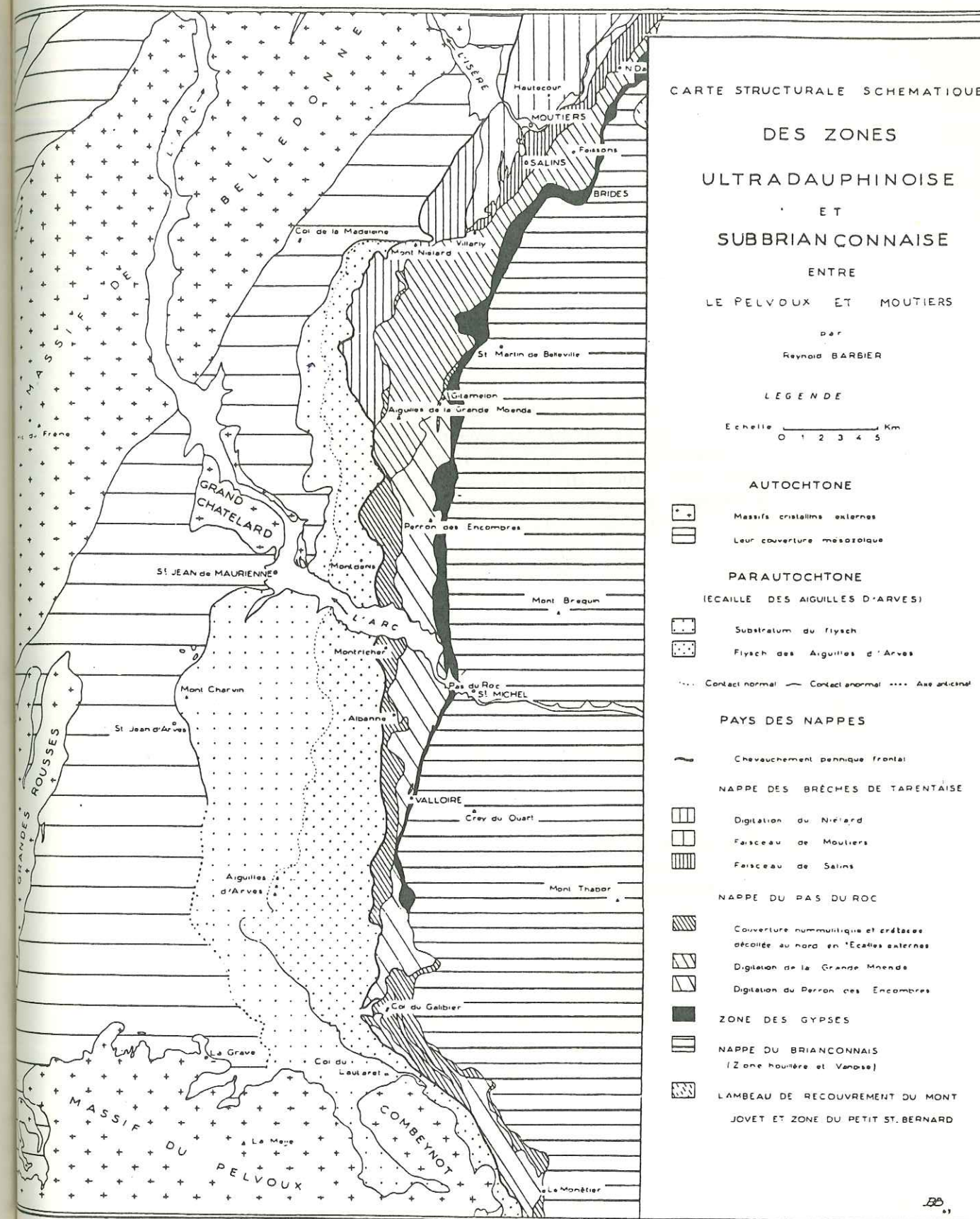


Fig. 43 : Carte structurale schématique des zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre le Pelvoux et Moûtiers (R. BARBIER, 1948).

a- Limite orientale.

La limite orientale de cette unité est bien visible au Nord-Est de Saint-Martin-de-la-Porte où apparaissent des gypses et des lambeaux tectoniques briançonnais. Cette limite, partiellement couverte par le Quaternaire, se poursuit au Nord en longeant à mi-pente le versant oriental de la ligne de crêtes, entre la Croix des Têtes et le Perron des Encombres. A partir de là, elle disparaît sous les gypses frontaux briançonnais jusqu'au déboucher du ruisseau du Vallon (coupes sériées 14,15,16,17) ; puis, plus au Nord, ce contact court sous les alluvions du torrent des Encombres. Ce n'est qu'à l'Est de Gittamelon qu'il réapparaît (coupes sériées 7,8) pour rejoindre, dans sa prolongation septentrionale, aux Priots, la limite orientale de l'unité de la Grande Moëndaz.

b- Limite occidentale.

La limite occidentale de l'unité de la Croix des Têtes se matérialise au Nord-Est du village de Saint-Martin-de-la-Porte. Là, elle correspond à la "déchirure du Torrent de Saint-Martin" (R. BARBIER, 1948), puis elle remonte dans la forêt du Beaune, jusqu'au point coté 1800 m. A partir de là, l'accident suit la base de la barre calcaire du Dogger de "l'anticlinal de la Croix des Têtes" (I) (R. BARBIER, op cit). Cet accident entraîne le "pincement" du synclinal de la Valloirette (II) appartenant à l'unité sous-jacente occidentale et passe quelques mètres en contre bas à l'Ouest du Pic du Génie (vers l'altitude 2490 m) (coupes sériées 24,25). Il continue au Nord, au sein des couches à "CANCELLOPHYCUS". L'incompétence lithologique de ces niveaux favorise la diversification de l'accident en plusieurs écaillages, si bien que l'accident majeur est difficile à mettre en évidence. Il nous semble cependant correspondre à l'accident qui passe à la base du massif du Perron des Encombres et recoupe en biais la barre des Brèches du Télégraphe (cf. fig.44, coupes sériées 18 à 23, et cf. feuille d'Annecy au 250.000 1980). A l'extrémité Nord-Ouest de ce massif, le contact est souligné par des amas de cargneules (photo 7).

Au Nord du Perron des Encombres, le front tectonique se retrouve aux Etovières (coupes sériées 16,17) et descend dans le ruisseau du Vallon où l'apparition de cargneules souligne l'individualisation de la cicatrice de Varlossière.

c- Cicatrice de Varlossière.

Sous cette dénomination nous groupons les lambeaux tectoniques emballés au sein d'un amas de gypses et de cargneules, qui se trouvent pincés entre l'unité de la Croix des Têtes et l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte, dans l'extrémité septentrionale du secteur étudié. Cette cicatrice s'individualise dans le ruisseau du Vallon (coupe sériée 15) et son prolongement septentrional est souligné, à l'Ouest des Grosses-Pierres, par l'apparition de séries à flysch attribuées au Tertiaire (fig.44) (coupes sériées 13,14). Au Nord du Chalet de Varlossière, au niveau du col 2074, la cicatrice de Varlossière est constituée de lambeaux tectoniques appartenant au Jurassique supérieur, au Crétacé supérieur et au Tertiaire (coupes sériées 8 à 12). Ces lambeaux sont emballés dans une masse de gypses et de cargneules. Un entonnoir de dissolution trahit la présence

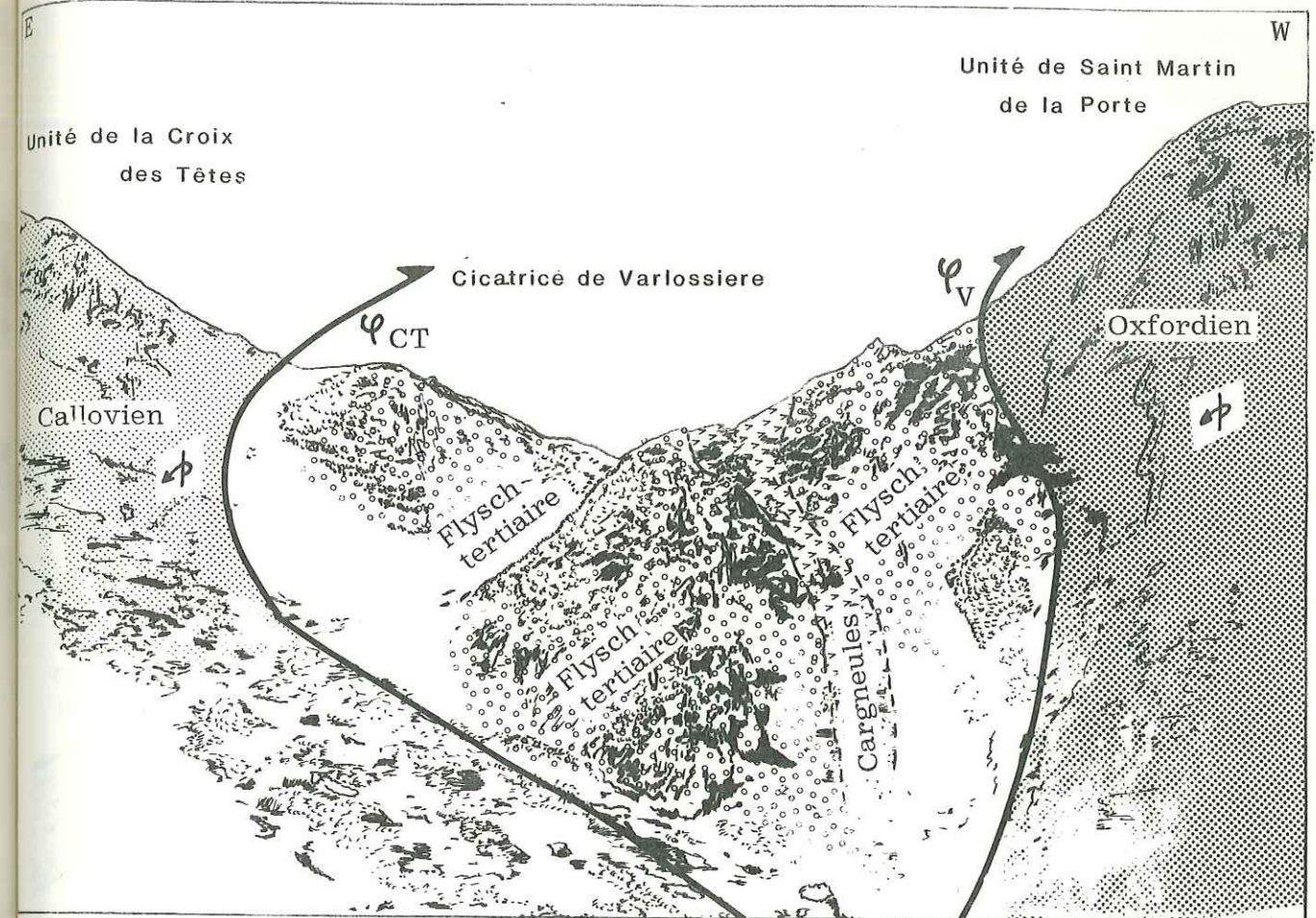


Fig. 44 : Panorama de la cicatrice de Varlossière au point 2200 m du versant méridional du Vallon de Varlossière.

de ces gypses en profondeur. Au déboucher du ruisseau de la Moëndaz, cette cicatrice disparaît sous le chevauchement de l'unité de la Croix des Têtes qui progressivement dépasse l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte et atteint l'unité de la Grande Moëndaz.

2. Structure générale.

a- L'anticlinal de la Croix des Têtes.

Au Sud, l'anticlinorium de la Croix des Têtes (I) constitue le principal élément structural de cette unité (coupe sériee 27). Dans son extrémité septentrionale, aux Mamelles de Beaune (coupe sériee 26), cet anticlinorium disparaît progressivement alors que le repli synclinal oriental se déverse de plus en plus avec laminage également de son flanc normal Ouest (coupes sériees 26 et 25). En conséquence, plus au Nord, l'unité de la Croix des Têtes se résume en une série globalement monoclinale

renversée qui est accompagnée, en certains endroits de son flanc oriental, par l'existence de plis de collapse (photo 8) rétroplissés et déversés vers l'Est. Néanmoins, cette série inverse est profondément écaillée par endroits, c'est le cas ; par exemple :

1) Au Sud du col du Bonhomme où le Lias calcaire est limité par deux plans de cisaillement : l'un à l'Est suit les niveaux schisteux et calcareo-dolomitiques du Rhétien ; l'autre, à l'Ouest, met en contact les calcaires liasiques et le Dogger avec disparition par conséquence du Lias supérieur schisteux (fig.45).

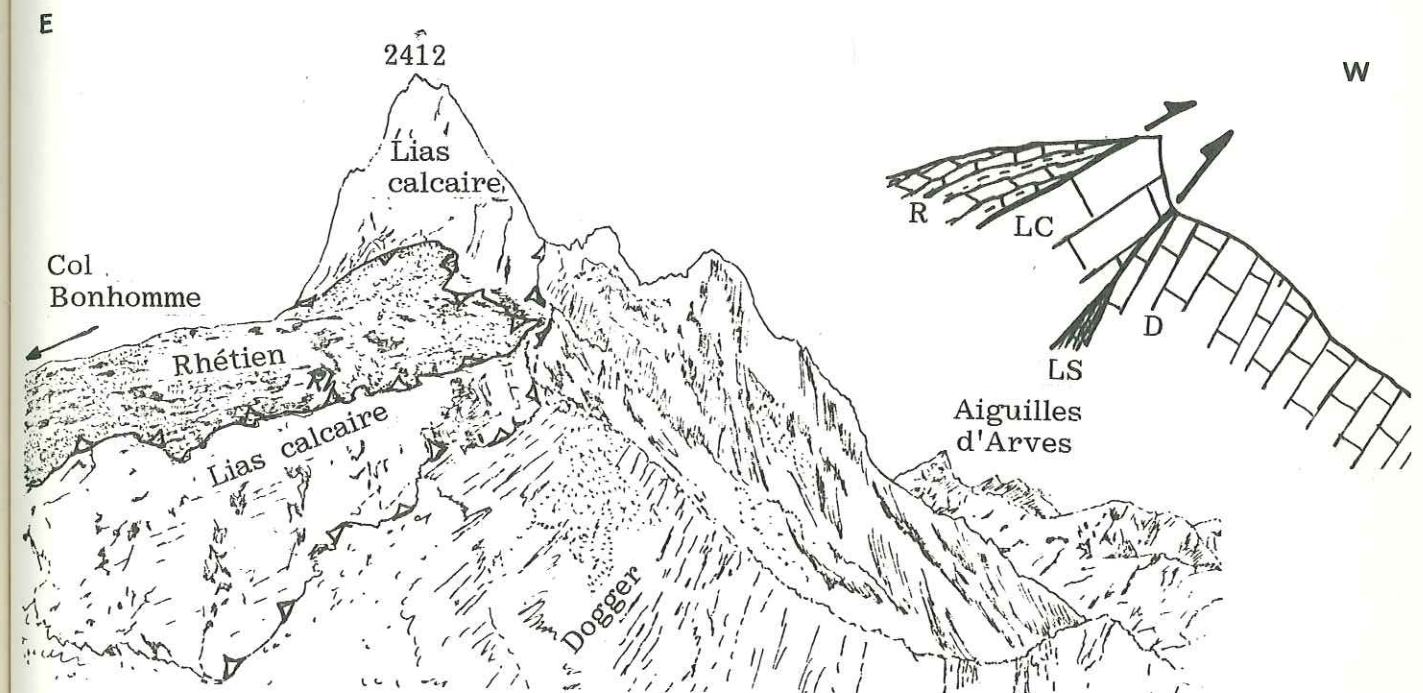
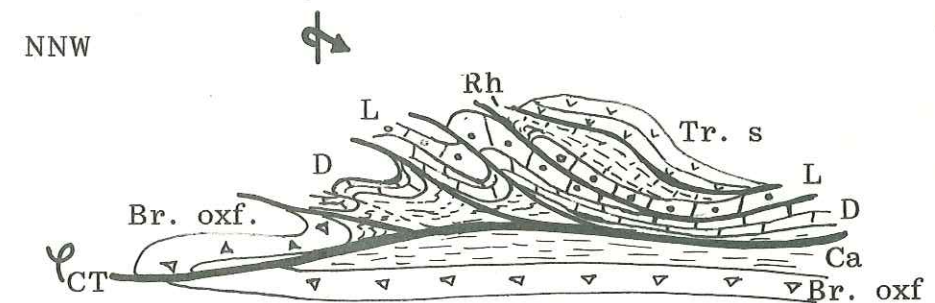


Fig. 45 : Aspect panoramique et interprétation de la ligne de crête au Sud du col du Bonhomme : remarquer les cisaillements plats affectant le Lias calcaire. R. Rhétien ; Lc. Lias calcaire ; Ls. Lias schisteux ; D. Dogger.

2) Dans le massif du Grand Perron des Encombres (coupe sériee 20). Une observation faite depuis le Crêt de la Pare situé au Sud, en direction du Nord Nord-Est montre en perspective la complexité structurale de ce massif (fig.46).



Trs. Trias supérieur ; Rh. Rhétien ; L. Lias ; D. Dogger ; Ca. Callovien ; Broxf. Brèches oxfordiennes.

Fig. 46 : Coupe tectonique schématisée, très simplifiée du Massif du Perron des Encombres : on observe des plis transverses déversés au Nord-Ouest ; il est à remarquer que les cisaillements au-dessus du plan de chevauchement majeur φ_{CT} affectent ces plis.

3) Sur la face Nord Nord-Ouest du Perron des Encombres s'observent deux écaillages (fig.47) : le premier, au point coté 2770 m est souligné par un amas de cargneules et son plan de cisaillement a une orientation N 10° E et une inclinaison de 60° E ; le second, d'accès difficile s'observe à 2650 m d'altitude et limite le Lias calcaire et le Dogger.

b- Les plis transverses.

Plusieurs structures sont visibles du Sud au Nord, c'est ainsi que :

1) Au Nord de la Croix des Têtes on observe, en biais par rapport à la structure générale méridienne et renversée, la tête d'un anticlinal Nord-Est - Sud-Ouest déversée au Nord-Ouest (photo 9).

2) Le Petit Perron est structuralement constitué par un pli transverse, déversé au Nord-Ouest. Un cisaillement appartenant à la famille des accidents longitudinaux le fait reposer sur le flanc oriental d'une synforme à coeur de Trias supérieur. Ce plan de cisaillement entraîne la disparition du Réthien.

3) Dans la terminaison septentrionale du massif du Perron des Encombres, au point coté 2250 m, on observe, dans les dolomies du Trias supérieur, des fentes sigmoïdes de tension qui corroborent le déversement Nord occidental de ces plis transverses.

La cartographie fine montre qu'il y a asynchronisme manifeste entre les cisaillements et les plis transverses qui apparaissent à la frange nord de ces accidents.

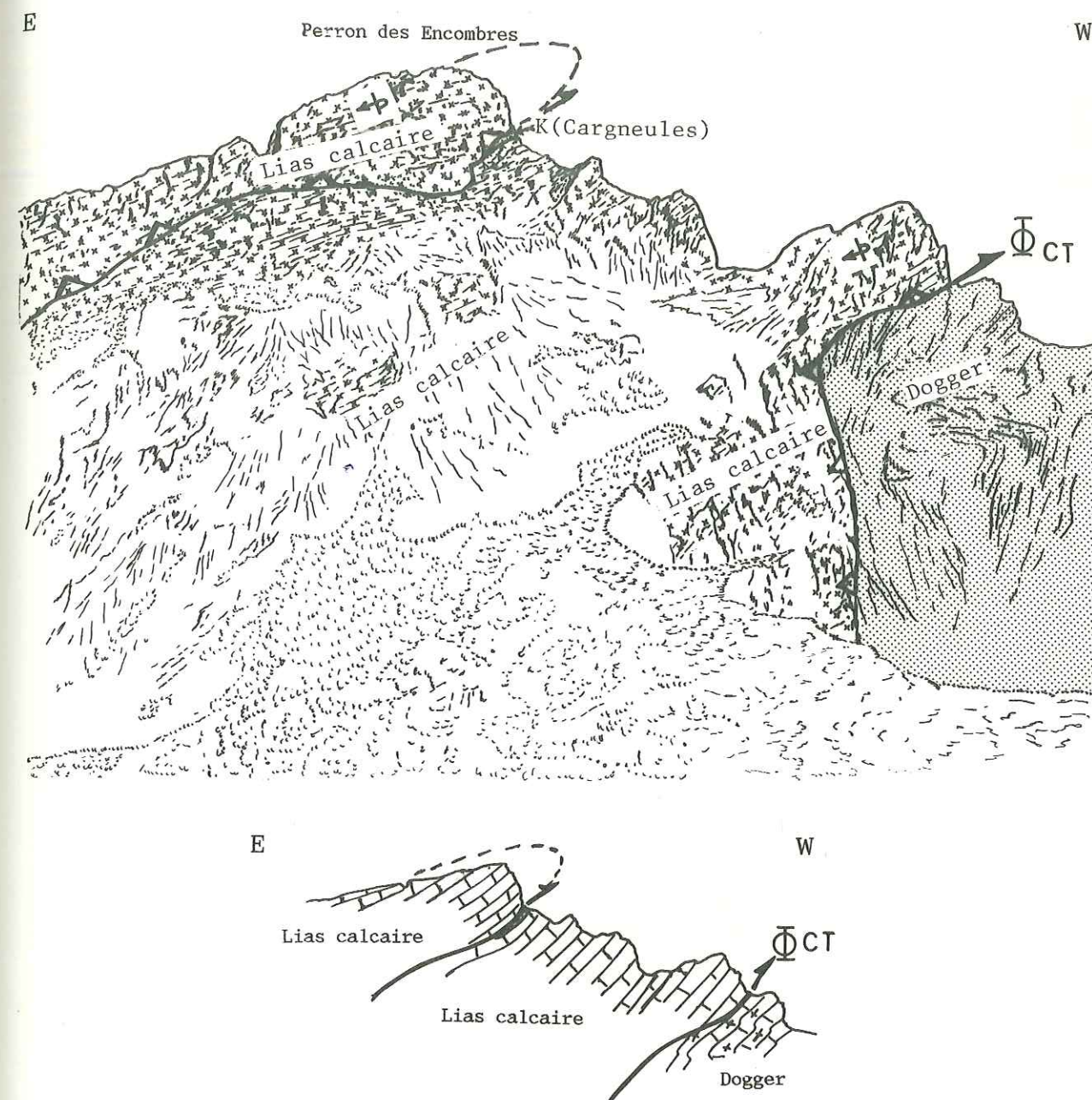


Fig. 47 : Panorama interprétatif du versant septentrional du massif du Perron des Encombres. Les cisaillements visibles correspondent à un dédoublement de l'accident frontal de l'unité de la Croix des Têtes.

c- Les failles.

Cette unité est affectée de petites failles d'orientation subméridienne à rejet insignifiant mais apparemment normal. L'absence de striation ne permet pas de mettre en évidence le jeu réel, il n'est pas impossible qu'une composante décrochante y soit associée (senestre ?). Leur représentation cartographique est tout à fait négligeable.

ble. Signalons, par exemple, celles de la Croix des Têtes du Petit Perron des Encombres et du versant Nord oriental du Perron des Encombres.

3. Conclusion.

L'unité de la Croix des Têtes représente une série globalement monoclinale, renversée à l'Ouest qui est profondément écaillée dans le massif du Perron des Encombres.

Au Sud, la limite frontale de cette unité est représentée par la "déchirure du Torrent de Saint-Martin" ; tandis qu'au Nord, elle correspond à la "cicatrice de Varlossière".

Dans cette unité, sont observables des structures transverses plissées postérieures à la structure générale subméridienne dessinant la terminaison septentrionale des grands écaillages tardifs affectant la série renversée.

B. L'UNITÉ DE SAINT-MARTIN-DE-LA-PORTE.

1. Limite de l'unité.

a- Limite orientale.

La limite orientale de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte débute, en rive droite de l'Arc, au niveau du flanc Est du Verrou du Pas-du-Roc. Elle disparaît sous les éboulis et se manifeste à nouveau, plus au Nord, au Nord-Est de Saint-Martin-de-la-Porte, constituant "la déchirure du Torrent de Saint-Martin" (R. BARBIER, 1948). A partir de cet endroit, elle correspond au cisaillement frontal de l'unité de la Croix des Têtes (cf. supra).

b- Limite occidentale et Nord-occidentale.

La limite occidentale de cette unité correspond au chevauchement de la "digitation du Perron des Encombres" (R. BARBIER, op cit) sur l'olistostrome sommital (Ch. BRAVARD et al. 1982) de l'unité Cheval Noir - Casse Massion (A. SERRE, 1983) (ex. Ecailles Externes de R. BARBIER).

Au Sud du secteur étudié, en rive droite de l'Arc, cette limite court sous les formations alluviales et sa continuité vers le Nord, dans le ruisseau de Claret, le Crêt de la Pare et le versant oriental du ruisseau de Saint-Julien jusqu'au lieu-dit Barbole, est soulignée par l'apparition de gypses et de cargneules. Puis, cette limite traverse obliquement le ruisseau de Saint-Julien et gagne le Col des Roches Rouges.

Immédiatement au Nord du Col des Roches Rouges, dans la paroi Nord-occidentale de la Pointe du Vallon, l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte chevauche l'unité de la Grande Moëndaz qui se substitue à elle

NNE

Pointe du Vallon

SSW

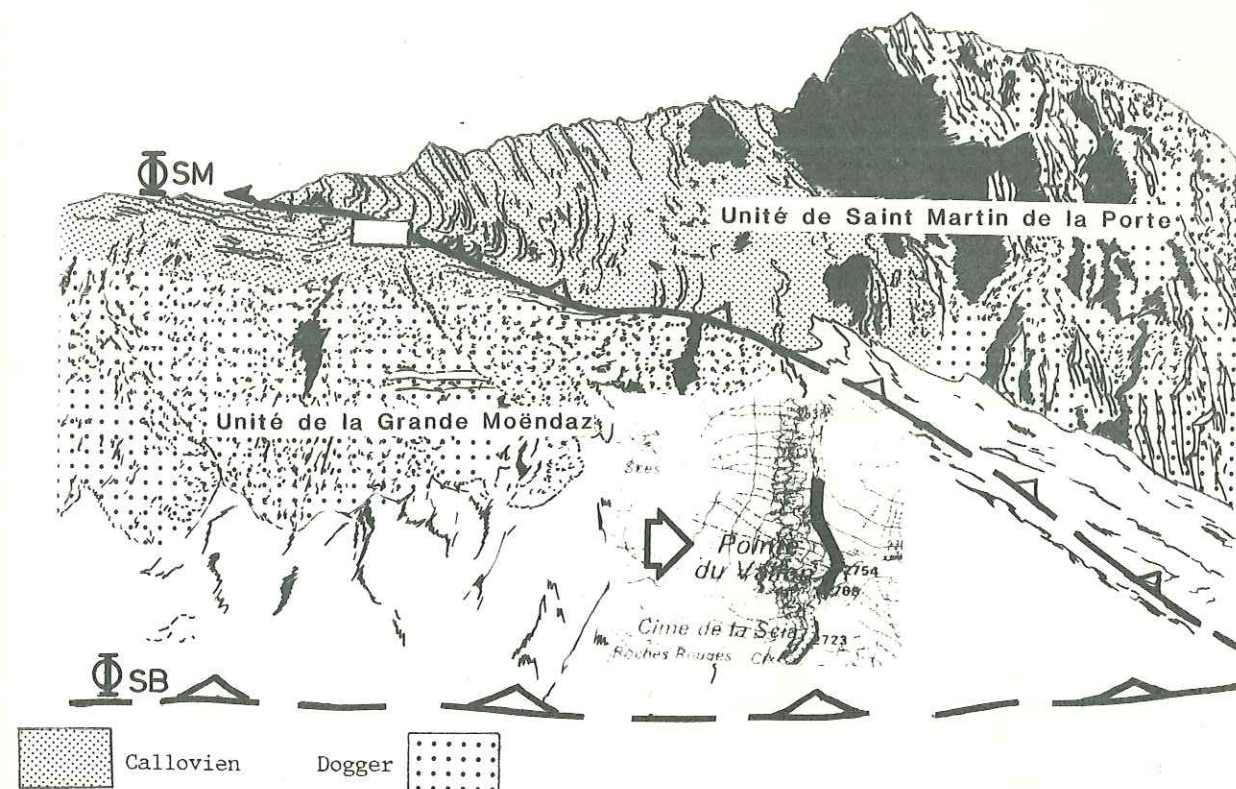


Fig. 48 : Panorama du versant occidental de la Pointe du Vallon. SM., chevauchement de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte sur l'unité de la Grande Moëndaz. SB. ; Chevauchement frontal de la Nappe subbriançonnaise sur les séries à flysch priabonien de l'unité du Cheval Noir - Casse Massion. En bas schéma de situation et direction d'observation. L'encadré correspond à la figure 49.

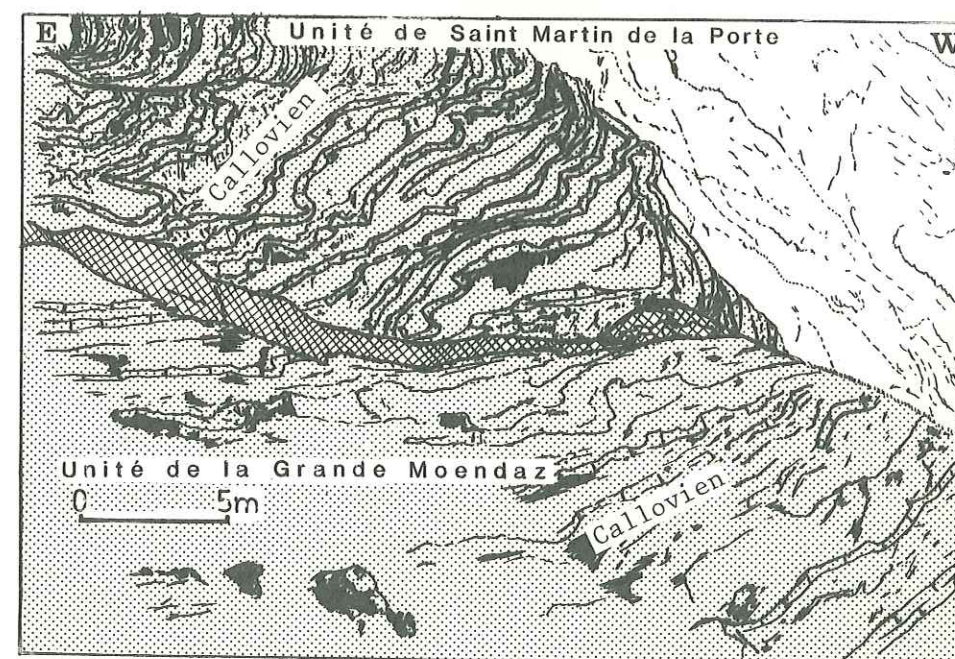


Fig. 49 : Détail du Plan du Chevauchement de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte sur l'unité de la Grande Moëndaz. A la base de l'accident, une zone broyée (figurée) souligne cette discontinuité.

au front de la Nappe du Pas-du-Roc (fig.48). L'importance de l'accident, difficile à voir car il met là en contact Callovien sur Callovien est cependant soulignée par une zone broyée à remplissage calcitique ; les couches rebroussées en crochons de l'unité chevauchante biseautent selon un plan N 35° E à pendage oriental (40°) les séries de l'unité chevauchée, restées monoclinales (fig. 49).

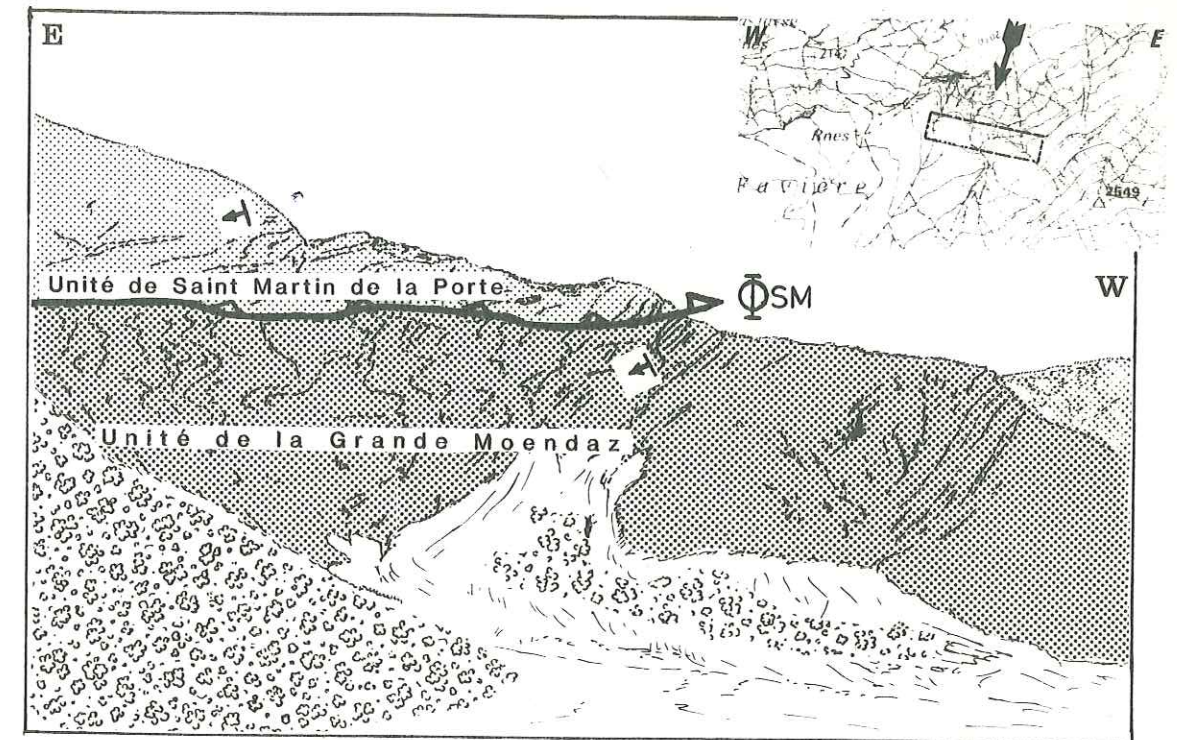
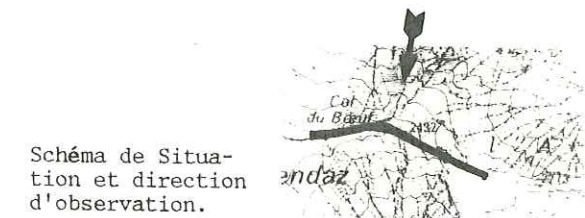
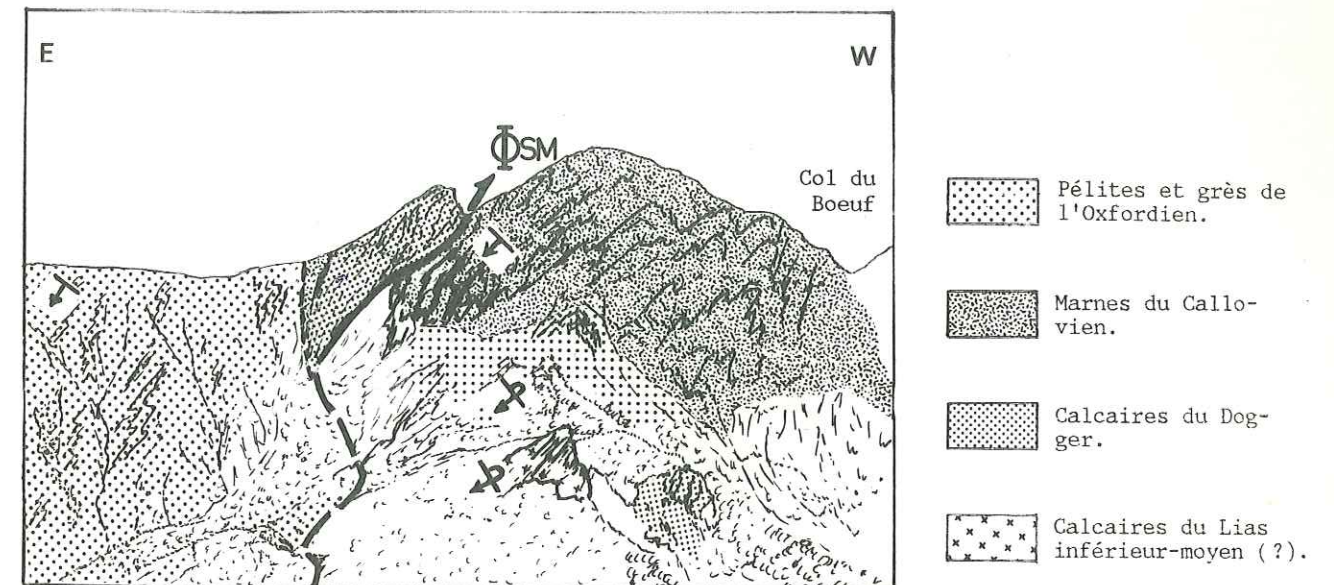


Fig. 50 : Panorama du versant Sud du Vallon de Varlossière montrant le chevauchement de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte sur l'unité de la Grande Moëndaz.

Au Nord-Est, sur le plateau de Favière, la trace de cet accident est masquée par le Quaternaire. Cette limite court ensuite à l'Est le long du niveau à olistolites de l'Oxfordien inférieur (fig. 50 et coupes sérieées 13,14,15) et traverse le ruisseau de Varlossière sous les alluvions puis réapparaît en rive gauche, à la base de l'épéron rocheux du Jurassique moyen de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte selon une direction et un pendage de N 158° E et 56° E (photo 10) (coupes sérieées 9,10,11,12).

Plus au Nord, à la naissance du ruisseau de l'Arpon et dans le plan Becquet (fig.51), l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte chevauche en biais les séries renversées du flanc oriental du synclinal du Chalet Roux de l'unité de la Grande Moëndaz. Ensuite, cet accident se poursuit vers le Nord dans le ruisseau de la Moëndaz où il rejoint la cicatrice de Varlos-

sière (fig.52). Là, l'unité de la Croix des Têtes à série renversée, débord-
de et recouvre la série normale de Saint-Martin-de-la-Porte pour venir
chevaucher directement la série inverse de l'unité de la Grande Moëndaz.



Ox : Oxfordien
Ca : Callovien
Dog : Dogger
Ls : Lias supérieur
Lin-Lm : Lias inf-moy.

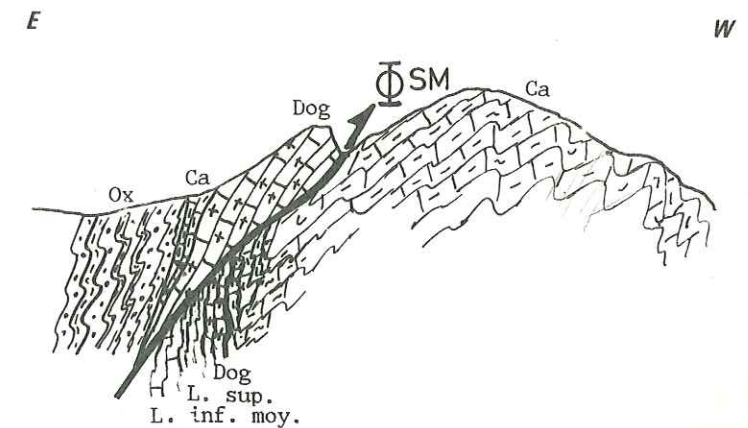
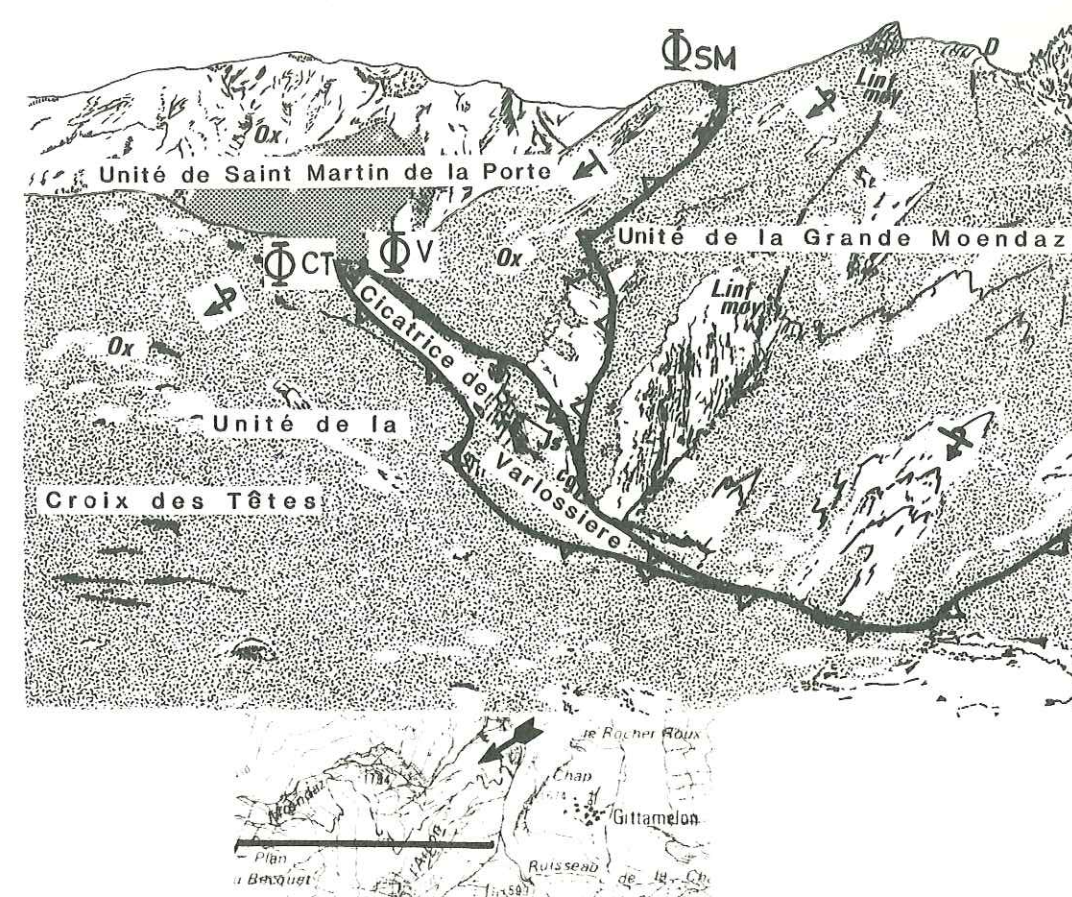


Fig. 51 : Aspect et interprétation du chevauchement plat de la série normale de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte sur l'unité de la Grande Moëndaz dans la ligne de crêtes au Sud du Plan Becquet. A partir de cet endroit, vers le Nord, le chevauchement se fait sur les séries renversées de cette unité (voir aussi fig. suiv.52).

E

W



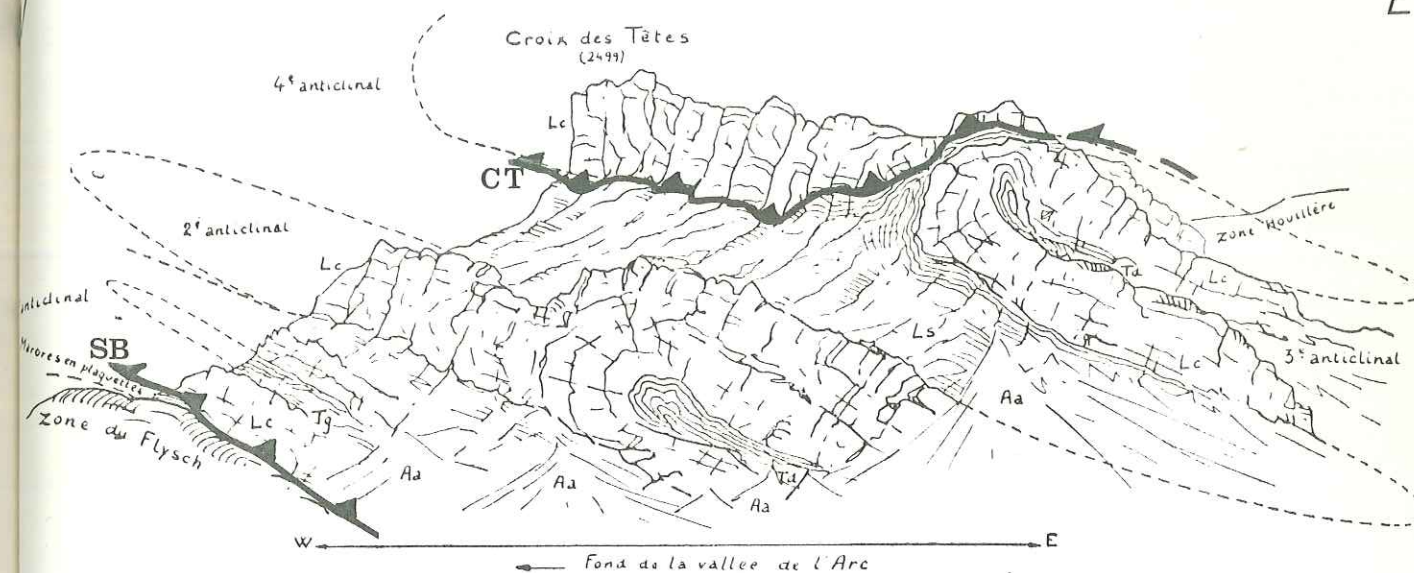
L inf-moy : Lias inférieur et moyen ; D : Dogger ; Ox : Oxfordien ; Js : Lambeaux de Jurassique supérieur - Crétacé inférieur au sein des cargneules (Cg).

Fig. 52 : Terminaison septentrionale et disparition de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte. En bas, carte de situation avec direction d'observation.

2. Les structures.

L'unité de Saint-Martin-de-la-Porte est constituée globalement, au Nord, par un grand synclinal. Au Sud en revanche, en rive droite de l'Arc, l'unité comprend un train de plis déversés à l'Ouest. Ces plis, très visibles de la vallée, ont été décrits en 1929 par M. GIGNOUX et L. MORET (fig.53). Postérieurement, en 1948, leur description fût complétée par R. BARBIER (fig.54). On distingue, d'Est en Ouest :

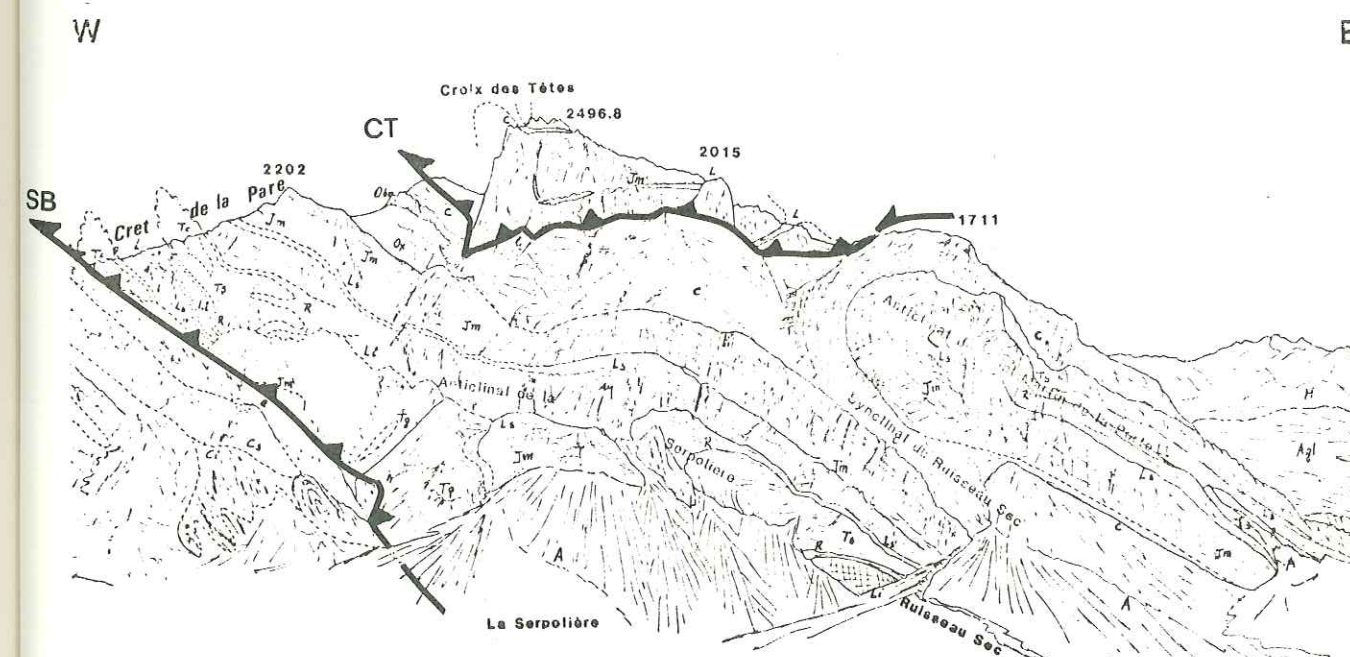
- Le synclinal de la Valloirette (II) à coeur de marnes calloviennes ; il est bien développé au Sud de l'Arc vers la vallée de Valloire, tandis qu'au Nord, au-dessus de Saint-Martin-de-la-Porte, il est cisailé progressivement sur son flanc Est par l'accident frontal de l'unité de la Croix des Têtes (coupes séries 28,29).
- L'anticlinal de Saint-Martin-de-la-Porte (III) (troisième anticlinal de M. GIGNOUX et L. MORET) à coeur de Trias supérieur (dolomies et gypses) ; il est fortement pincé et déversé à l'Ouest (coupes séries 28,29) (photo 11).



— Panorama de la rive droite de l'Arc dans la traversée de la zone du Galibier, en dessous du Perron des Encombres; vue prise du gisement de calcaires à grandes Nummulites de Montricher, sur la rive gauche.

Aa = Cones de déjections et éboulis; — Ls = Lias schisteux; — Lc = Lias calcaire avec bancs coralliens et brèches; — Td = Rhétien et Trias supérieur, formant des noyaux roussâtres dans les anticlinaux; — Tg = Cargneules, gypses et schistes bariolés du Trias.

Fig. 53 : Panorama de la rive droite de l'Arc retouché d'après M. GIGNOUX et L. MORET, 1929.



Ecailles externes de R. Barbier (1948) = Olistostrome sommital (C. Bravard et al. 1982) de l'unité Cheval Noir - Casse Massion (A. Serre 1983).

Ci : Crétacé inférieur; Cs : Crétacé supérieur; Ox Série schisteuse Oxfordienne; OBr : Brèches du Télégraphe (Oxfordien); C : Série marno-calcaire du Callovien; Jm : Dogger; Ls : Lias supérieur; Li : Lias inférieur et moyen; R : Rhétien; Ts : Argilites et dolomies; Tc : Cargneules; Tg : Gypse.

Trias supérieur

Fig. 54 : Panorama Géologique du Versant Nord de la Vallée de l'Arc entre Saint-Martin-de-la-Porte et la Serpolière, d'après R. BARBIER (1948) retouché.

Cet anticlinal qui occupe la position centrale de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte, s'ennoie axialement au Nord dans les couches à "CANCELLOPHYCUS" du Callovien.

- Le synclinal du Ruisseau sec (IV), pincé et cisailé.

- L'anticlinal de la Serpolière (VI) (deuxième anticlinal de M. GIGNOUX et L. MORET) situé au front du chevauchement de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte sur l'olistostrome sommital de l'unité Cheval Noir - Casse Massion (coupes sériées 28,29). Il dessine au Nord-Est du hameau de la Serpolière un pli déversé à l'Ouest à coeur disharmonique composé de Rhétien et de Trias supérieur. Le relèvement axial de cette structure, dans le Crêt de la Pare, montre des replis disharmoniques le plus occidental ; celui qui est situé à l'Ouest constitue le premier anticlinal de M. GIGNOUX et L. MORET (fig. 54 et coupes sériées 25,26). Cet anticlinal disparaît au Nord à la fois périclinalement et par cisaillement basal.

Au Nord du Crêt de la Pare, le train de plis précédemment décrits disparaît et se dessine, à quelques replis près, un vaste synclinal à coeur Oxfordien (coupes sériées 24,25), le synclinal de Varlossière (V). Ce dernier, à son tour, disparaît complètement au Nord, au déboucher du ruisseau de la Moëndaz sous le chevauchement de l'unité de la Croix des Têtes qui atteint, nous l'avons vu (fig. 52 et coupe sériée 8), l'unité de la Grande Moëndaz.

Remarque :

Dans le versant méridional du Vallon de Varlossière, le synclinal de Varlossière qui est orienté Nord-Sud et globalement déversé à l'Ouest, est affecté de replis métriques à déversement oriental (fig. 55 I,II). Ce plissement mineur, constitué de plis ouverts à axes subhorizontaux, semble lié à une phase de déformation postérieure (fig. 55 II), probablement contemporaine du blocage définitif des structures compressives. Les phénomènes de collapse décrits dans l'unité de la Croix des Têtes sur le flanc Est pourraient être associés à cette dernière phase.

C. L'UNITE DE LA GRANDE MOENDAZ.

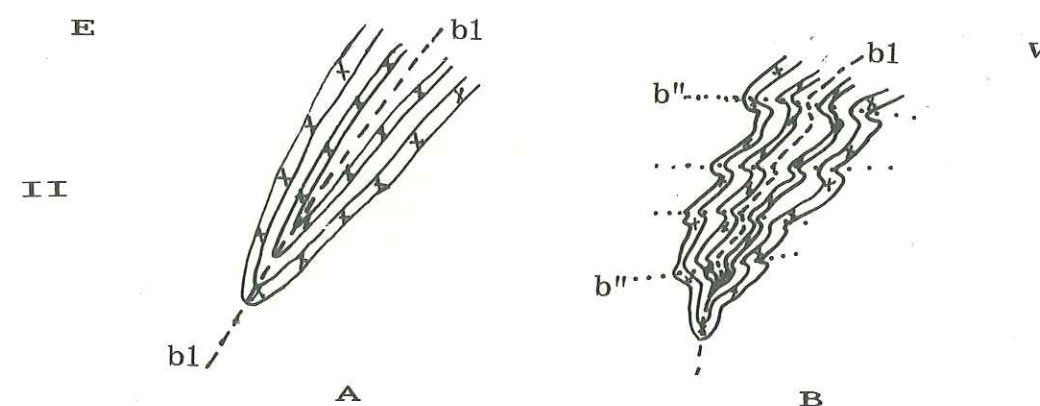
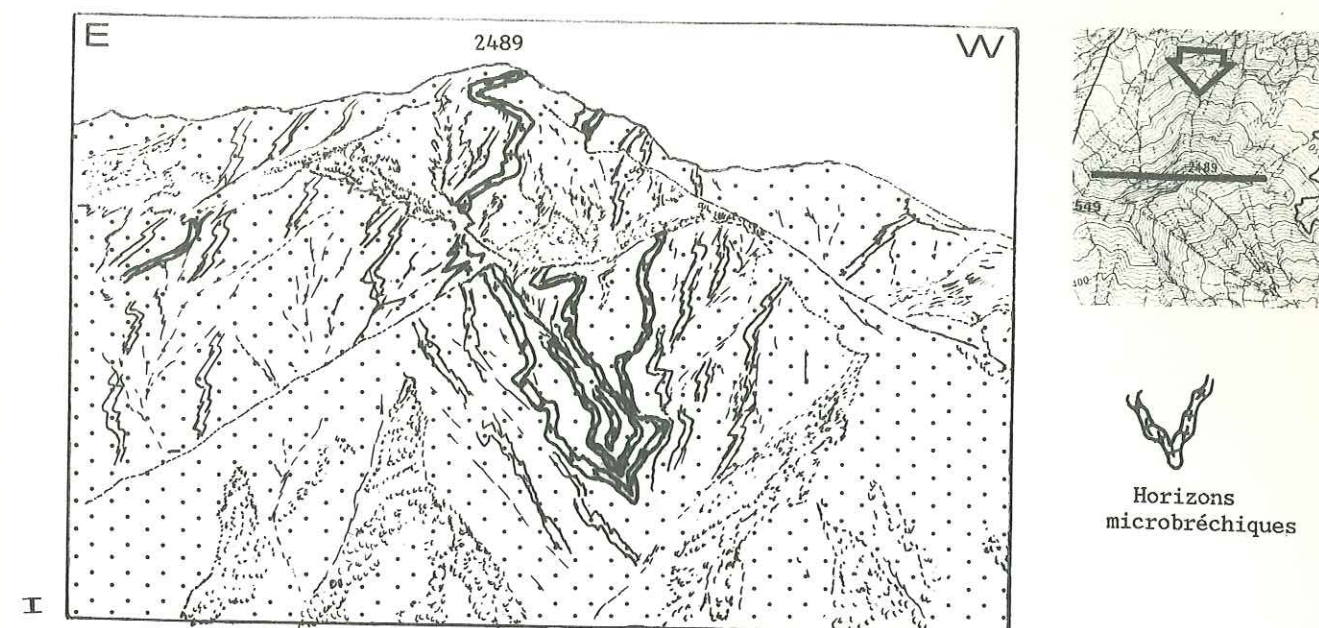
1. Limites de l'unité.

a- Limite Sud-orientale et orientale.

La limite Sud-orientale et orientale de l'unité de la Grande Moëndaz correspond au front du chevauchement de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte (cf. supra) relayé au Nord, tout d'abord, par celui de l'unité de la Croix des Têtes (au déboucher du ruisseau de la Moëndaz et Nord des Priots) par l'intermédiaire de la cicatrice de Varlossière puis, directement par le chevauchement briançonnais au droit de la zone des gypses (coupes sériées 1 à 7).

b- Limite occidentale.

Elle débute au Nord du col des Roches Rouges (fig. 48) et cou-



Carte de situation et direction d'observation :
 II. : A. Formation des plis isoclinaux (axe b1) déversés à l'Ouest.
 B. Replissement de ces structures avec formation des plis (b'') à regard oriental.

Fig. 55 I,II : Panorama et interprétation des structures observées dans le versant méridional du Vallon de Varlossière. Vue prise du Chalet de Varlossière.

pe sériee 16) et correspond au front du cisaillement de la "Nappe Subbriançonnaise" sur les séries de flysch des unités Cheval Noir - Casse Massion (A. SERRE, 1983), Valbuche et Mont Niélard - Mont du Fût (J. MARTINEZ-REYES, 1980).

En particulier, au Nord du col du Bonnet du Prêtre, jusqu' aux environs du Chalet de Valbuche, l'unité de la Grande Moëndaz repose sur l'écaïlle de Valbuche ; relayée ensuite par l'unité du Mont Niélard - Mont du Fût. Au Nord-Est du Mont du Fût, le cisaillement frontal injecté de gypses laisse apparaître directement en fenêtre (fenêtre des Monts), une série schisteuse delphino-helvétique (J. MARTINEZ-REYES, op cit).

2. Les structures.

a- Les plis.

Dans cette unité, on distingue d'Est en Ouest :

1- La zone anticlinale orientale (VII) (R. BARBIER, 1948) : elle est constituée par un coeur écrasé de Rhétien affleurant immédiatement à l'Est de la Pointe de la Dent (coupes séries 2,3,4). Cet anticlinal est bordé à l'Est par des replissements disharmoniques (synforme de la Machoui, coupes séries 2,3,4) affectant une synforme constituée de Lias moyen, et limité à l'Est par un repli anticlinal de Lias inférieur. Vers le Sud on voit que la structure se boucle. Sur son flanc occidental, l'anticlinal de la Dent est affecté par un cisaillement qui suit globalement les niveaux du Jurassique moyen. Vers le Sud, cet accident se poursuit jusqu'au Plan Becquet (coupes séries 1 à 8) où il disparaît sous le chevauchement de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte, tandis qu'au Nord, il se perd sous la couverture quaternaire.

2- Le synclinorium de Saint-Jean-de-Belleville-Feissons (XI) (R. BARBIER, op cit) ou synclinal de la Flâchière (L. MORET et D. SCHNEEGANS, 1936). Il constitue la structure principale de l'unité de la Grande Moëndaz. Lithologiquement, ce synclinorium est composé d'une puissante série schisteuse que nous attribuons comme R. BARBIER au Lias supérieur alors que, L. MORET et D. SCHNEEGANS avaient envisagé un âge plus récent (Oxfordien). Dans l'extrémité méridionale étudiée, ce synclinorium est composé (coupes séries 3 à 13) des replis synclinaux : du col du Boeuf (X) à l'Ouest et du Chalet Roux (VIII) à l'Est, séparés par le repli anticlinal de la Pointe de la Levrière (IX) à coeur de marnes du Callovien. Le plan axial de cet anticlinal, orienté N 35° E à N 40° E, est déversé à l'Ouest (80°) (coupe sériee).

3- La zone anticlinale occidentale des auteurs. Cette zone tectoniquement complexe est constituée par les plis disharmoniques du massif de la Grande Moëndaz dont les axes, grossièrement orientés NW-SE à NNW-S-SE pour les plus orientaux sont pentés au S-SE. Ces plis sont enveloppés par les calcaires marneux du Dogger qui vers le Sud, complètement décollés du Lias, dessinent une structure plus simple, cartographiquement en genou sous le chevauchement de l'unité Saint-Martin-de-la-Porte (fig.61).

Au Nord, dans la Golette des Combes, à la base de la nappe Subbriançonnaise, ce flanc occidental est constitué par une série d'écailles injectées de gypses (coupes séries 1 à 5).

Remarque :

1° - En rive droite du Torrent des Encombres, en aval des Priots, s'observent dans les niveaux schisteux en série renversée, attribués

au Lias supérieur, des plissements dissymétriques, métriques à décamétriques à déversement Nord - Nord-Ouest (fig. 56). Ces petits plis pourraient avoir la même origine que celle des plis disharmoniques de la Grande Moëndaz.

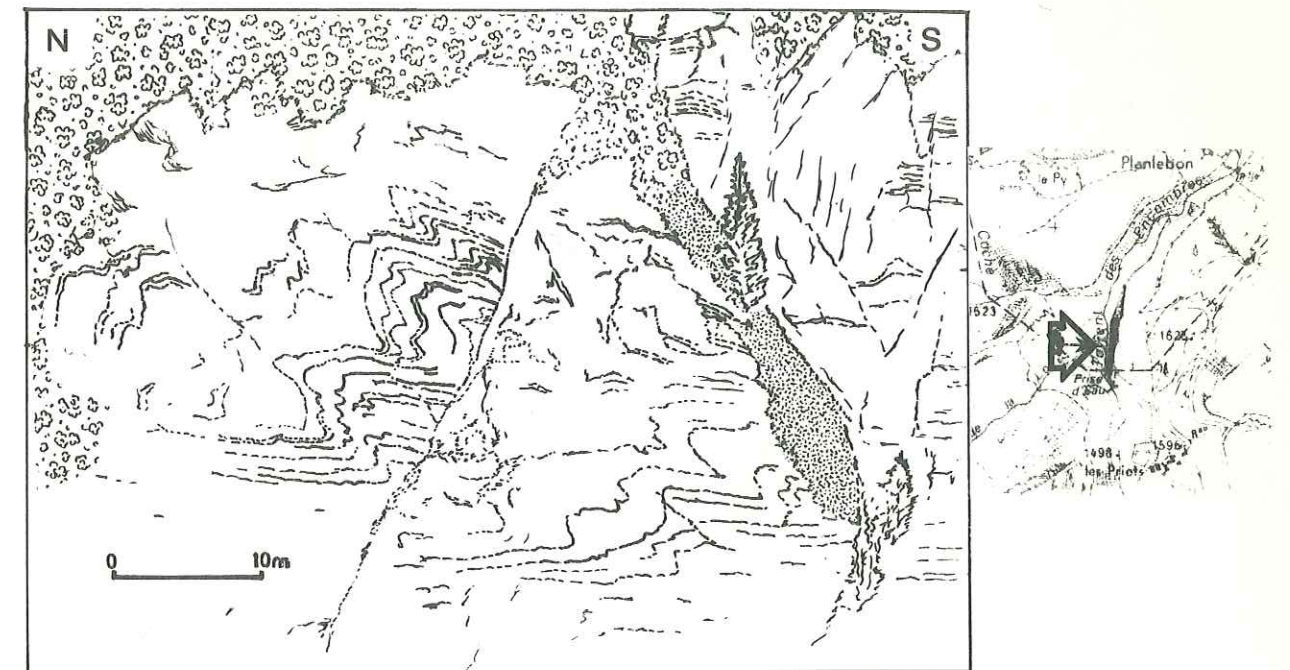


Fig. 56 : Plis de taille métrique à regard Nord - Nord-Ouest affectant le Lias supérieur schisteux de la rive droite du Torrent des Encombres. Carte de situation et direction d'observation.

2° - Dans le Rocher du Cougne, au Nord des Aiguilles de la Grande Moëndaz, nous avons observé des plis métriques à vergence orientale. Les difficultés d'accès ne permettent pas de donner plus de précisions sur ces structures. Il est probable que leur genèse est synchrone de celle des plis métriques à regard oriental qui affectent le synclinal de Varlossière.

b- Les boudinages et les linéations.

Sur le revers Est de l'anticlinal occidental de part et d'autre du Vallon de Varlossière (fig. 57), là où se bouclent les plis disharmoniques de la Grande Moëndaz, nous avons observé, dans les niveaux marno-calcaires du Jurassique moyen des boudins tectoniques (fig. 58 A) associés à une linéation d'étirement (fig. 58 B).

Les mesures systématiques effectuées montrent, pour les boudins une direction d'étirement X : N 155° E et une direction Y : N 80° E (fig. 58 B). Pour les linéations d'étirement, une direction comprise en moyenne entre N 125° et N 155° (fig. 58 C).

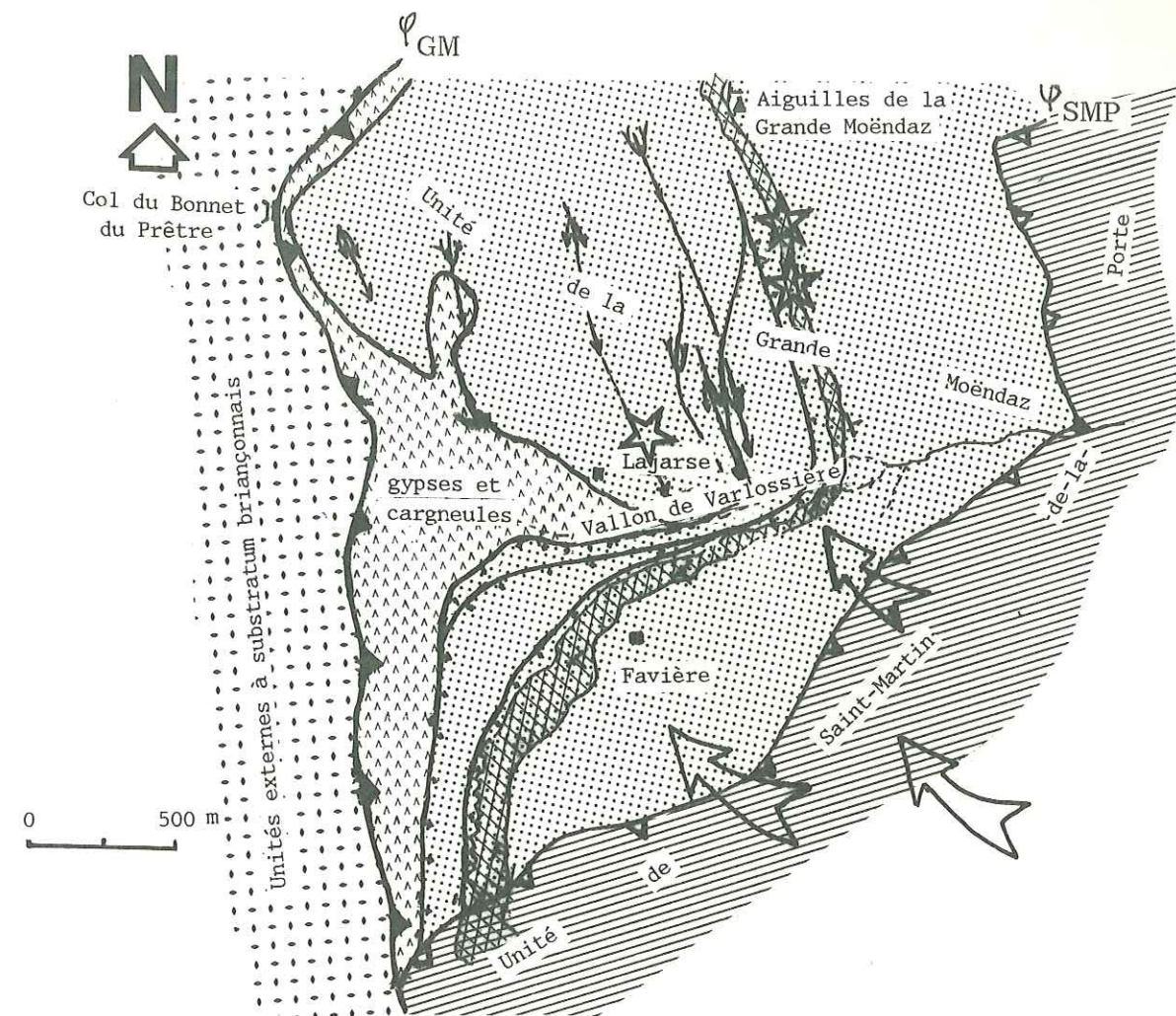


Fig. 57 : Plongement axial des plis disharmoniques du massif de la Grande Moëndaz. * Localisation des mesures des linéations. Direction de compression.
 — Décollement sur le gypse (Trias supérieur) et les schistes du Lias supérieur.

D'autre part, dans les affleurements du Trias supérieur situés à l'Est du Chalet de la Jarze, les galets de dolomies jaunes à roses de taille centimétrique qui constituent les horizons argilo-dolomitiques de cet étage sont fortement étirés. Les mesures faites sur un certain nombre de ces galets ont donné une direction moyenne d'étirement N 145° E. Le rapport de cette déformation est de 3/1.

En définitive, ces structures tectoniques de détail donnent une compression de direction globalement Nord-Ouest - Sud-Est. Nous supposons que ces déformations sont en liaison avec une phase finale de cisaillement.

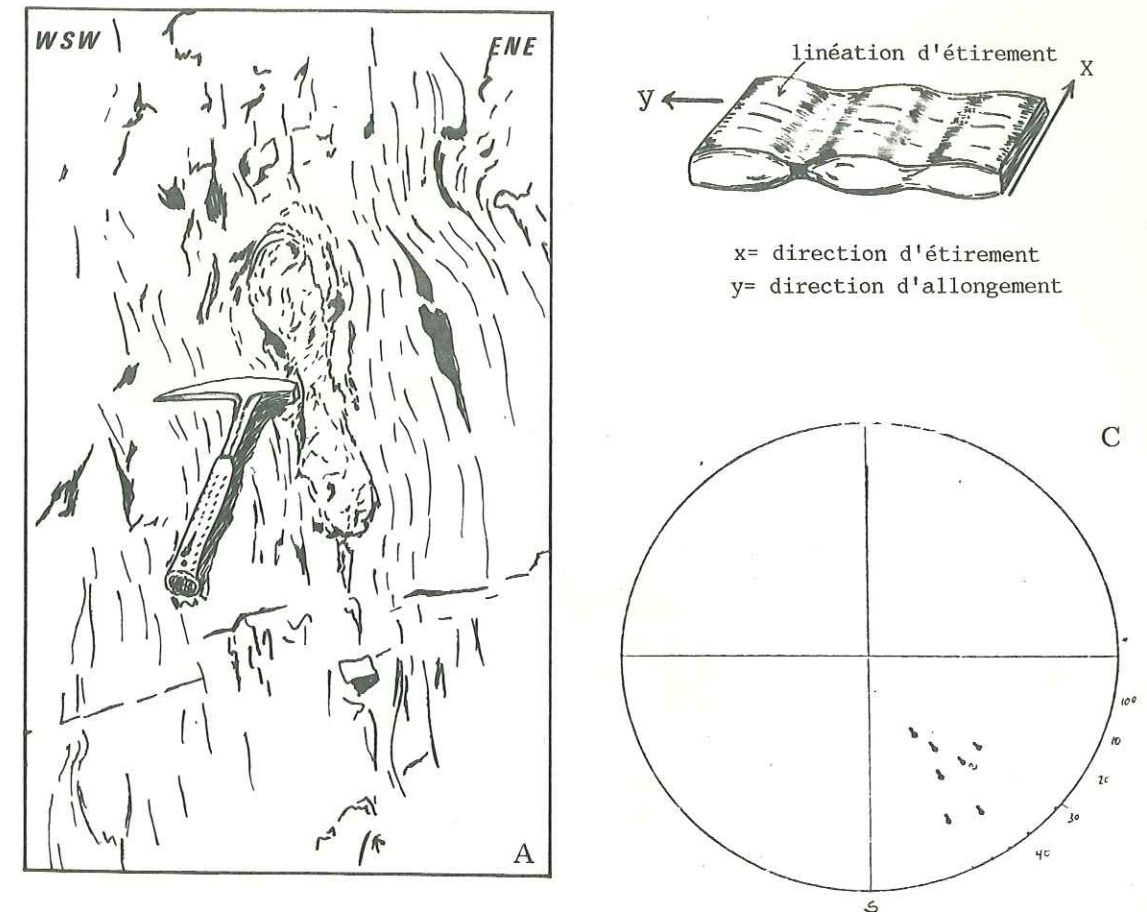


Fig. 58 : A- Aspect du boudinage dans les niveaux marno-calcaires du Dogger à l'Ouest de l'Aiguille de la Grande Moëndaz.
 B- Disposition des axes de déformation des boudins et de linéation (direction) d'étirement.
 C- Diagramme de la direction de la linéation d'étirement dans les niveaux du Dogger.

c- La schistosité de fracture.

Dans l'unité de la Grande Moëndaz on note localement une schistosité de fracture dans les séries à lithologie marneuse.

Ainsi, dans les séries du Dogger qui affleurent en rive droite du Vallon de Varlossière, s'observe, au point coté 2030 m, une schistosité de fracture dont l'orientation et le pendage sont : N 130° E et 55° W. Cette schistosité existe également dans les mêmes niveaux, à l'altitude 2520 m, au Sud-Ouest de la Grande Moëndaz. Là, se trouve associée dans le plan de schistosité une fine cénulation d'orientation N 158° E déversée à l'Est (pendage axial

32° W). Cette schistosité recoupe les boudins et les linéations d'étirement décrits précédemment.

D'autre part, à l'Est de Favière, point coté 2400 m les niveaux du Callovien et leurs boudins sont affectés par une schistosité de fracture d'orientation N 63° E et pentée 60 à 70° W (fig. 59).

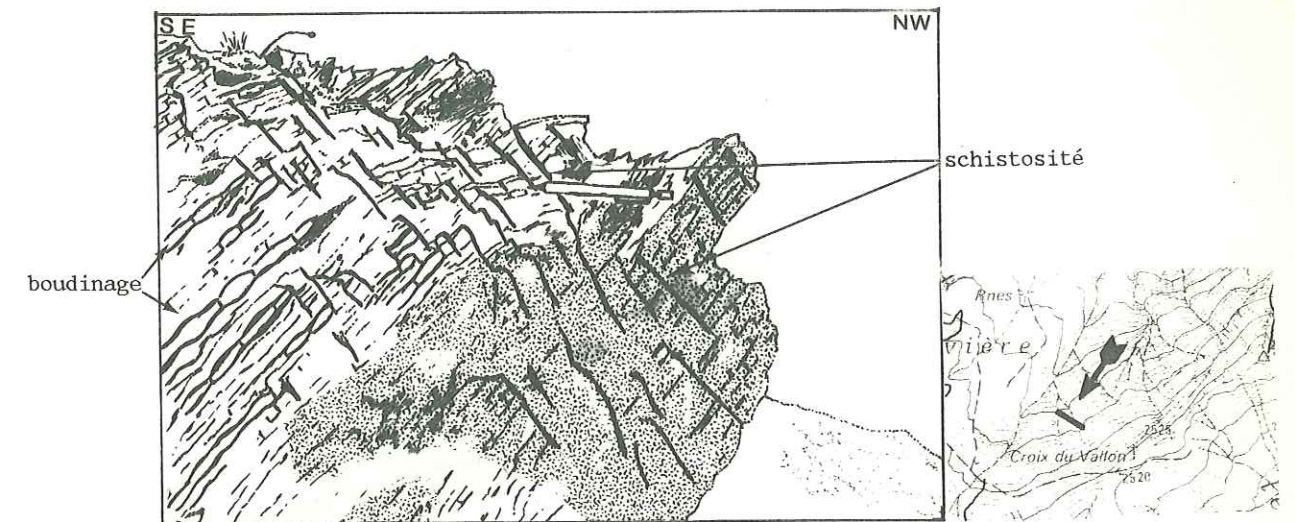


Fig. 59 : Schistosité de fracture affectant les niveaux marneux du Callovien, au point 2400 m à l'Est de Favière. Schéma de situation.

En conclusion, localement une schistosité fruste à pendage Ouest, traduit une déformation compressive probablement associée à un blocage à l'avant de cette unité, blocage qui serait également à l'origine de la naissance des quelques plis de collapse à vergence orientale.

d- Les failles.

Nous avons observé enfin des failles d'importance modeste ; signalons par exemple :

- Au Nord du Chalet Roux, la présence d'une faille normale orientée N 45° E et à pendage Est (40° à 60°) qui affecte les niveaux du Dogger.

- Dans le massif de la Dent, des petites cassures possèdent une orientation moyenne de N 45° E et un pendage de 50° à 60° E. Ces petites failles à rejet très faible, apparemment normal, pourraient avoir une composante décrochante dextre.

3. Tentative de reconstitution de l'évolution tectogénétique de la Grande Moëndaz.

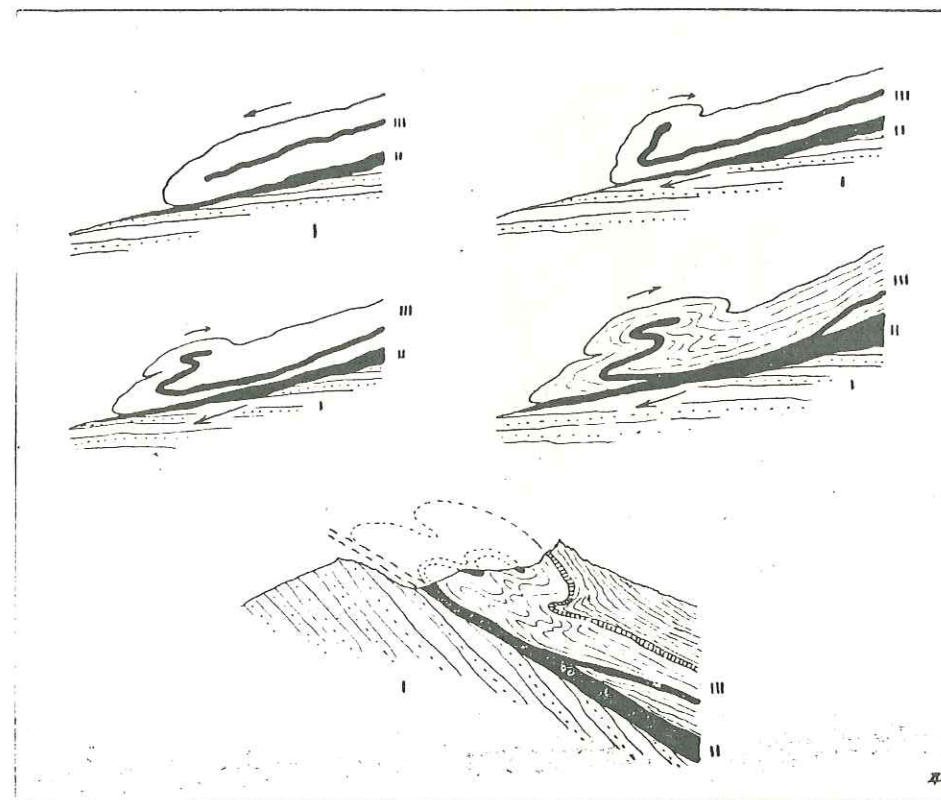
La première description du massif de la Grande Moëndaz est

faite par W. KILIAN en 1890. En 1948 R. BARBIER affine cette description et donne une approche tectogénétique globale et mécanique de ce massif (fig.60) :

- Sur un autochtone constitué par le flysch des Aiguilles d'Arves, la nappe se met en place sous forme d'un grand anticlinal couché, dont le glissement vers l'Ouest est induit par une "phase d'écoulement par gravité" (R. BARBIER, op cit p. 145).

- La présence d'une lame de gypses et de cargneules à la base de cette structure engendrerait des vitesses de glissement différentes dans la partie supérieure (lente) et dans la partie basale (rapide). Cette différence de vitesse serait à l'origine du déversement et des replissements de la partie supérieure par rapport au sens de glissement.

- Finalement l'aspect actuel du massif serait dû au soulèvement des massifs cristallins externes et à l'érosion qui s'en est suivie.



I : Flysch des Aiguilles d'Arves ; II : Lane de gypses et cargneules ; III : Digtation de la Grande Moëndaz.

Fig. 60 : Schémas montrant le mode de formation du Massif de la Grande Moëndaz (R. BARBIER, 1948).

Pour notre part, nous envisageons la genèse et la tectonique de l'unité de la Grande Moëndaz selon les étapes suivantes :

1- Une contrainte de déformation Est-Ouest qui est à l'origine de la formation des plis Nord-Sud donne naissance, au droit de la Grande Moëndaz, au plissement disharmonique dans les niveaux incompetents du flanc occidental du synclinorium de la Flachière (fig.61).

A cette phase sont associés les grands charriages vers l'Ouest, les unités briançonnaises à flysch priabonien dépassant la nappe du Pas-du-Roc.

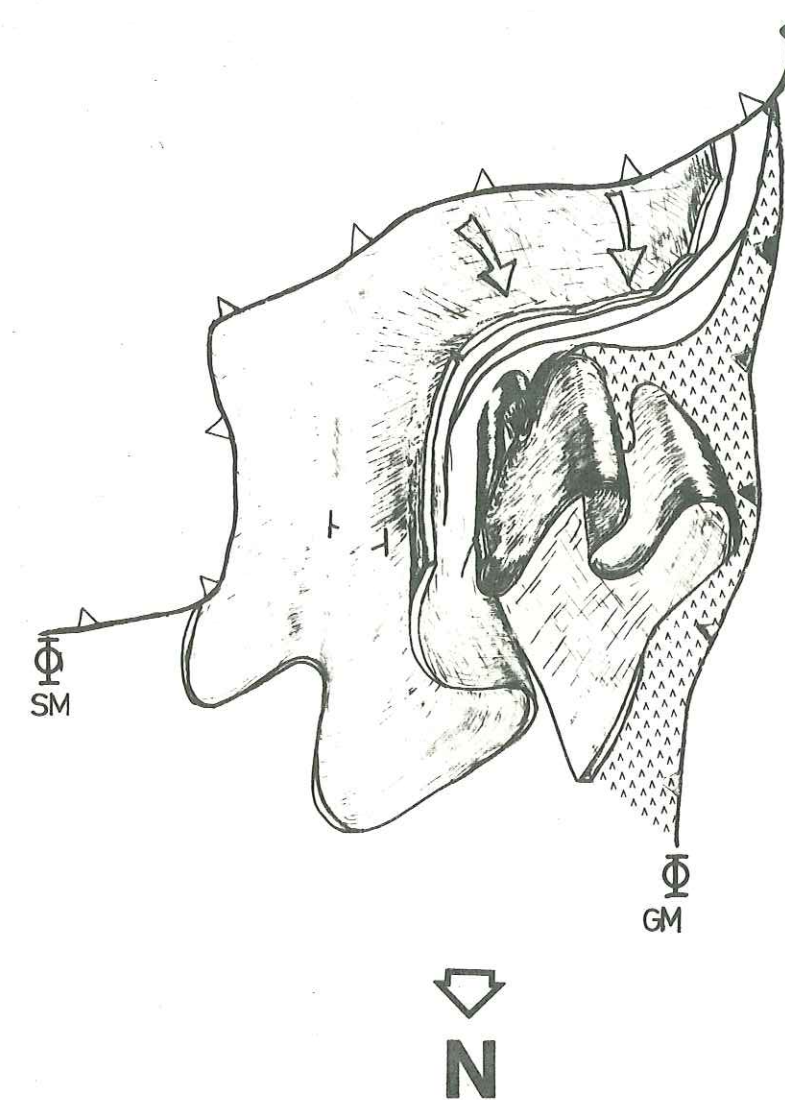


Fig. 61 : Allure du plissement disharmonique du massif de la Grande Moëndaz. Les décollements différentiels qui se développent à son extrémité méridionale affectent les niveaux du Lias moyen-supérieur. Le Dogger est pris comme niveau stratigraphique supérieur.

2° - une contrainte de déformation oblique, orientée Nord-Ouest - Sud-Est, est à l'origine des grands cisaillements, dont le cisaillement frontal pinçant sous la nappe du Pas-du-Roc les unités briançonnaises avancées.

A cet épisode de cisaillement sont associés étirements locaux et boudinages.

D'autre part, un décollement contemporain se fait au Sud de la Grande Moëndaz au niveau du Lias schisteux, la voûte des calcaires du Dogger venant recouvrir la terminaison Sud des plis disharmoniques dans un mouvement de rotation horaire différentiel.

3° - Une phase de déformation responsable d'une schistosité de fracture à regard oriental ainsi que de quelques plis de collapse, paraît être due au blocage du processus compressif général.

4° - Un bombement tardif, redressant le contact cisailant frontal de cette unité donne naissance, à l'apparition de la fenêtre des Combes et de la fenêtre des Monts.

II. CONCLUSIONS GENERALES SUR LA TECTONIQUE.

A. UNITES STRUCTURALES.

+ La nappe du Pas-du-Roc est constituée de trois unités structurales :

- L'unité de la Croix des Têtes,
- L'unité de Saint-Martin-de-la-Porte,
- L'unité de la Grande Moëndaz.

L'unité de la Croix des Têtes s'individualise tectoniquement de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte par une importante discontinuité tectonique qui est représentée, dans son extrémité septentrionale, par la cicatrice de Varlossière. Ces deux unités constituent la "digitation du Perron des Encombres" de R. BARBIER (1948). D'autre part, l'unité de la Grande Moëndaz est séparée de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte par un cisaillement plat qui traverse en diagonale la nappe du Pas-du-Roc. Cette limite, correspond à la limite tectonique des digitations de la Grande Moëndaz et du Perron des Encombres de R. BARBIER (op cit).

B. EVOLUTION TECTOGENETIQUE.

- Tout d'abord, nous rappellerons que par commodité, bien qu'elle soit oblique par rapports aux tectoniques suivantes, nous préférons conserver le terme de zone subbriançonnaise pour cette marge, entre bassin et haut-fond, repoussée au Nord au cours du Crétacé et du Paléocène par les coulissages senestres (cf. p.).

- Postérieurement au dépôt des flyschs priaboniens à Oligocène inférieur, alors que "les zones" s'enchaînent donc, d'Est en Ouest selon la succession : briançonnaise, subbriançonnaise, delphino-helvétique, on distingue successivement :

1° - Une phase de serrage Est-Ouest. Elle entraîne;

. régionalement, le charriage vers l'Ouest des unités découpées par les décrochements précédents ; c'est ainsi que le Subbriançonnais chevauche directement à la fenêtre des Combes le Delphino-helvétique interne (J. MARTINEZ-REYES, 1980). Il est dépassé tectoniquement par les unités à substratum à affinités briançonnaises : Cheval Noir - Casse Massion, Valbuche, Mont Niélard - Mont du Fût... Brèches de Tarentaise qui reposent elles mêmes sur le Delphino-helvétique interne (unité des Albies, J. MARTINEZ-REYES op cit, A. SERRE, 1983, A. SERRE, A. TOURY et al. 1985) ;

. dans le détail, les plis méridiens de la nappe du Pas-du-Roc, plus ou moins disharmoniques (dans la Grande Moëndaz) déversés à l'Ouest.

2° - Une phase de déformation compressive à contrainte Nord-Ouest - Sud-Est qui est responsable des grands cisaillements.

A cet phase sont à rapporter :

. régionalement, le cisaillement frontal de la "nappe du Pas-du-Roc" qui vient recouvrir les unités briançonnaises avancées au cours de la phase précédente et également très cisailées entre elles (J. MARTINEZ-REYES). Elles apparaissent donc pincées au front de la nappe subbriançonnaise.

. à l'intérieur de la nappe du Pas-du-Roc, les cisaillements majeurs séparant les unités de la Grande Moëndaz, de Saint-Martin-de-la-Porte et celle de la Croix des Têtes et à plus petite échelle, les cisaillements affectant les plis déversés à l'Ouest. Dans l'unité à série inverse de la Croix des Têtes, ces cisaillements à composante Nord-Ouest s'amortissent au Nord en plis frontaux transversaux (cf. p. 81) ;

. dans le détail, des linéations d'étirement, des boudinages et des décollements différentiels entraînant, par exemple au Sud de la Grande Moëndaz, la rotation horaire de la dalle du Dogger sur les plis disharmoniques liasiques à coeur du Trias, bouclant donc méridionalement le massif.

3° - Une phase de blocage du processus compressif avec redressements des contacts cisailants, création d'une schistosité pentée à l'Ouest, rétrodeversements locaux et plis de collapse.

4° - Une phase cassante mio-pliocène liée à un état de contrainte N-S (B. MAURY de LEPINAY, 1981) s'accompagnant de décrochements senestres méridiens responsables de la création de lanières tectoniques, au Sud, dans la Valloirette et les Aiguilles d'Arves (A. TOURY, 1984) et probablement, au Nord, dans le couloir failleux de Moûtiers (LU Ch. Y., 1985).

Dans notre secteur d'étude, cette phase est excessivement discrète ; peut être faut-il lui associer les petites failles N-S dans l'unité de la Croix des Têtes (senestres ?) et N 45 dans l'unité de la Grande Moëndaz (dextres ?) qui recoupent l'édifice et dont le jeu réel n'est pas mesurable compte-tenu de l'absence de striation claire.

5° - Une phase très tardive à actuelle de déformation à grand rayon de courbure. A celle-ci on peut rapporter les bombements du massif cristallin externe de Belledonne (F. FOURNIGUET, 1977) à l'Ouest et du Houiller briançonnais, à l'Est séparés par la vaste synforme Saint-Jean-de-Maurienne - Moûtiers où sont conservés le Subbriançonnais et les unités à flysch priabonien delphino-helvétiques et briançonnaises.

LIVRE IV

CONCLUSIONS GENERALES :

TENTATIVE DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE.

(Fig. 62 et 63).

La zone subbriançonnaise, entre Arc et Isère, est représentée par la nappe du Pas-du-Roc chevauchée, à l'Est, par le front assez rectiligne gypsifère du Houiller du Briançonnais externe et chevauchant, à l'W, des unités écaillées à substratum à affinités briançonnaises et à flysch priabonien. Ce sont du Sud au Nord, les unités du Cheval Noir - Casse Massion, de Valbuche, du Niélard - Mont du Fût et, plus au Nord, de part et d'autre de l'Isère, les unités de la zone des Brèches de Tarentaise.

Dans cette nappe du Pas-du-Roc, où seuls affleurent le Trias, le Lias, le Dogger et le Malm inférieur, deux domaines paléogéographiques se différencient au Jurassique :

- d'une part, le domaine du Perron des Encombres à l'Est, et au Sud, découpé en deux unités tectoniques (l'unité de la Croix des Têtes et l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte), à valeur de zone-haute ;

- d'autre part, le domaine et l'unité tectonique correspondante de la Grande Moëndaz, au Nord-Ouest, à valeur de bassin.

Il apparaît clairement qu'il existe une certaine obliquité de ces domaines par rapport, au front de la nappe, malgré les cisaillements internes à celle-ci.

L'étude des séries stratigraphiques conservées dans la nappe du Pas-du-Roc et les comparaisons avec d'autres secteurs proches ou relativement proches (Sud de l'Arc, klippe de Sulens, Préalpes Médiannes du Chablais voire Ubaye) permettent d'envisager la reconstitution paléogéographique et géodynamique suivante :

+ La période du Trias au Lias inférieur.

Au Trias supérieur et au Rhétien, la nappe du Pas-du-Roc pré-

sente les faciès d'une plate-forme lagunaire au début (gypses) puis néritique, les faciès argilitiques dominant au Nord-Ouest et les faciès dolomitiques au Sud-Est ressemblant déjà aux faciès de type alpin briançonnais.

Au Lias inférieur, une vaste plate-forme carbonatée, à faciès peu profonds, spathiques à biodétritiques, homogénéise l'ensemble des domaines.

+ La période du Lias moyen au Dogger.

Une paléogéographie contrastée se met en place du Lias moyen au Dogger ; celle-ci est à mettre en relation avec l'ouverture téthysienne par rifting (P.C. GRAMCIANSKY et al., 1979, A. SERRE, 1983, SEPTFONTAINE M., 1979, LEMOINE M., 1985) avec horsts, grabens et blocs basculés où jouent "à la fois" des failles normales et décrochantes.

- Globalement, au Lias moyen, on a une opposition franche entre :

. le domaine du Perron des Encombres correspondant à une zone de plate-forme à dépôts organo-détritiques passant probablement, vers l'intérieur, à des calcaires récifaux à sub-récifaux du domaine à affinités briançonnaises (calcaires du Niélard, marbres de Villette dans certaines unités de la zone des Brèches de Tarentaise,...).

. et le domaine de la Grande Moëndaz au Nord-Ouest, correspondant à une zone de bassin caractérisé par une sédimentation surtout marneuse et pélagique. Cette zone fait transition avec la mer ouverte delphino-helvétique.

La flexure entre bassin et plate-forme a pu être dirigée par le jeu de failles mais nous n'avons pas de preuves dirimantes.

- Au Lias supérieur, nous constatons une homogénéisation des faciès avec envahissement des deux domaines, flexure comprise, par des schistes et pélites calcaires pélagiques.

- Au Jurassique moyen sensu-stricto, la paléogéographie devient irrégulière, dirigée, semble-t-il, par la flexure et le jeu de failles normales à décrochantes affaissant et basculant les compartiments au Nord-Ouest. On observe :

. au Sud du domaine du Perron des Encombres, des calcaires récifaux à subrécifaux assez proches déjà des calcaires zoogènes décrits dans les unités briançonnaises de la Sétaz et du Grand Galibier (1984). Ils sont relayés au Nord - Nord-Ouest, sur la flexure, par des calcaires bioclastiques et des pélites calcaires.

. au Nord - Nord-Ouest, enfin, le domaine de la Grande Moëndaz

reste un bassin pélagique plus profond à sédimentation pérenne faite de calcaires marneux et de marnes ; cette sédimentation fait transition, vers l'extérieur, aux premiers dépôts des "Terres Noires" delphino-helvétiques.

+ La période callovo-oxfordienne.

C'est une période de grande instabilité tectonique où le jeu de failles normales à décrochantes contraste la paléogéographie générale et de détail et favorise les dépôts sédimentaires syntectoniques.

C'est ainsi qu'au Callovien, la mer ouverte delphino-helvétique à *Cancelllophycus* recouvre et homogénéise les deux domaines avec le dépôt de marnes et marno-calcaires. Néanmoins, au droit de la flexure, à la partie méridionale du domaine de la Grande Moëndaz, cette sédimentation calme est perturbée par des arrivées de turbidites et d'olistolites métriques remaniant exclusivement le Dogger spathique de la bordure externe du domaine du Perron des Encombres.

A l'Oxfordien, l'activité sédimentaire syntectonique s'accroît avec les dépôts de brèches et de microbrèches affectant la partie interne et méridionale du domaine du Perron des Encombres ainsi que la bordure du domaine briançonnais (Niélard, unité du Quermoz dans la zone des Brèches de Tarentaise,...).

Cet épisode bréchique où est remanié l'ensemble des séries jusqu'au Trias inférieur montre l'importance du jeu de failles créatrices de reliefs, de blocs basculés et de zones érodées. D'ailleurs, ces érosions (aériennes ? ou sous marines) peuvent, dans le domaine briançonnais, créer de vastes lacunes stratigraphiques sous le Malm supérieur (série réduite du Ravin des Sétives dans l'unité du Cheval Noir - Casse Massion, épisodes bauxitiques ailleurs...)

D'autre part, sur la flexure du Perron des Encombres face à la zone déprimée de la Grande Moëndaz, se crée des zones instables avec mise en place sur le talus d'un complexe olistostromique remaniant blocs locaux de Callovien et de Dogger glissant vers le bassin Nord occidentale où se déposent des marnes turbiditiques fines passant aux schistes siliceux des "Terres Noires" delphino-helvétiques.

L'épisode détritique oxfordien s'achève par la sédimentation d'un "flysch" dont le détritisme diminue rapidement vers le Nord-Ouest en direction donc du bassin.

+ La période Malm supérieur-Lutétien.

L'absence d'une succession stratigraphique post-oxfordienne "sub-

briançonnaise", entre Arc et Isère, ne permet pas d'effectuer une reconstitution paléogéographique précise. Aussi, comme nous l'avons souligné dans le chapitre "stratigraphie", nous utiliserons les données régionales pour tenter d'établir un schéma d'évolution.

Il apparaît ainsi que le secteur correspond à un domaine de mer ouverte à faciès pélagiques envahis parfois par des épisodes détritiques fins internes (la série flyschöide de A. TOURY, 1984).

Ce domaine subbriançonnais forme bien, à cette époque, la marge entre le sillon delphino-helvétique à vocontien et le haut-fond briançonnais pélagique aux vicissitudes multiples (lacunes, hard-grounds, séries réduites) qui formerait (fig. 6') la prolongation orientale du haut-fond provençal (L.E. RICOU, 1980, P. MAURY et L.E. RICOU, 1983, P. MAURY, 1984) en reprenant les travaux des auteurs précédemment cités.

Au Crétacé-Paléogène, cette marge est dilacérée ainsi que le haut-fond briançonnais lui-même, par de grands coulissages sénestres qui remontent progressivement les zones isopiques méridionales vers le Nord : le Briançonnais et sa flexure septentrionale subbriançonnaise atteignant dans la partie la plus orientale le parallèle du Chablais.

A cet épisode transcurrent, peuvent être associés, en particulier, les olistolites à matériel briançonnais du flysch "noir" Paléocène-Eocène inférieur à moyen de l'unité d'Aravo-Fontaine Lombarde près du col du Galibier (A. TOURY, 1984).

Le bassin de flysch "noir" commun aux Subbriançonnais et Briançonnais (schistes de Pralognan, F. ELLENBERGER, 1958) paraît définitivement comblé au Lutétien avec le dépôt des calcaires à grandes Nummulites (J. BOUSSAC, 1912). Il lui correspond, vers l'Ouest, une transgression ypréso-lutétienne qui revient sur des zones émergées et érodées qui atteint avec quelques vicissitudes régressives (J. MARTINI, 1968) le Delphino-helvétique externe et le Pré-subalpin (N. STEINHAUSER, 1969).

Dès lors les zones de faciès mésozoïques sur la transversale de notre secteur se répartissent ainsi d'Ouest en Est :

- zones delphino-helvétique,
- zones subbriançonnaise composite à bandes de faciès alignée Nord-Est - Sud-Ouest donc en biais par rapport aux fronts de charriages postérieurs,
- zone briançonnaise.

+ La période Priabonien-oligocène inférieur.

Une nouvelle paléogéographie s'instaure correspondant au bassin (unités Cheval Noir - Casse Massion) du flysch dit "Priabonien" recouvrant Briançonnais externe, Subbriançonnais ? et Delphino-helvétique où il est franchement transgressif sur des séries érodées parfois jusqu'au Jurassique (unité des Albiez, A. SERRE, 1983 ; unité de Roselette C. ELTCHANINOFF-LANCELOT et al. 1982 et C. ELTCHANINOFF et S. TRIBOULET, 1980).

Dans la partie la plus interne du bassin au droit donc du Briançonnais externe (unités du Cheval Noir - Casse Massion, Valbuche, Niélard, Mont du Fût, zone des Brèches de Tarentaise ?), du Subbriançonnais et du Delphino-helvétique interne, le flysch est particulièrement riche en olistolites à matériel briançonnais et sub-briançonnais (dans les schistes à blocs basaux - J. MARTINEZ-REYES, 1980 ; A. TOURY, 1984 ; A. SERRE et al., 1985 - dans l'olistostrome sommital - Ch. BRAVARD et al., 1981 -).

Ces matériaux synorogéniques semblent être contemporains de la fin des coulissages auxquels sont associés localement des phénomènes transpressifs responsables de discordances spectaculaires. C'est le cas en Ubaye, dans la Petite Séolane (P. MAURY, 1984) entre Arc et Isère, dans l'unité de Valbuche où le flysch repose sur le socle d'une série renversée (J. MARTINEZ-REYES, 1980), au Nord de l'Isère, dans la zone des Brèches de Tarentaise où, près de Hautecour, le flysch probablement priabonien repose sur la base d'une série triasique verticalisée (Lu Chia-Yu, 1985).

+ La période de mise en place des nappes alpines Oligocène à Miocène.

C'est l'époque des serrages majeurs où dominent les structures nappées à vergence ouest. Cette tectonique "alpine" est polyphasée. Elle est responsable :

1° - du charriage du Briançonnais externe jusque sur le Delphino-helvétique interne (unités Cheval Noir - Casse Massion, Valbuche, Niélard, Mont du Fût, zone des Brèches de Tarentaise,...) dépassant donc le Subbriançonnais, lui-même chevauchant à l'Ouest.

2° - des cisaillements postérieurs pinçant, en particulier, les unités briançonnaises avancées entre le Subbriançonnais et le Delphino-helvétique et responsables des écaillages tectoniques les plus visibles.

3° - des rétrodéversements locaux au moment du blocage compressif final vers l'Ouest.

4° - des décrochements tardifs senestres affectant l'ensemble de l'édifice nappé. Ceux-ci donnent naissance, en particulier, aux grandes cassures subméridiennes du bassin versant de la Valloirette (A.

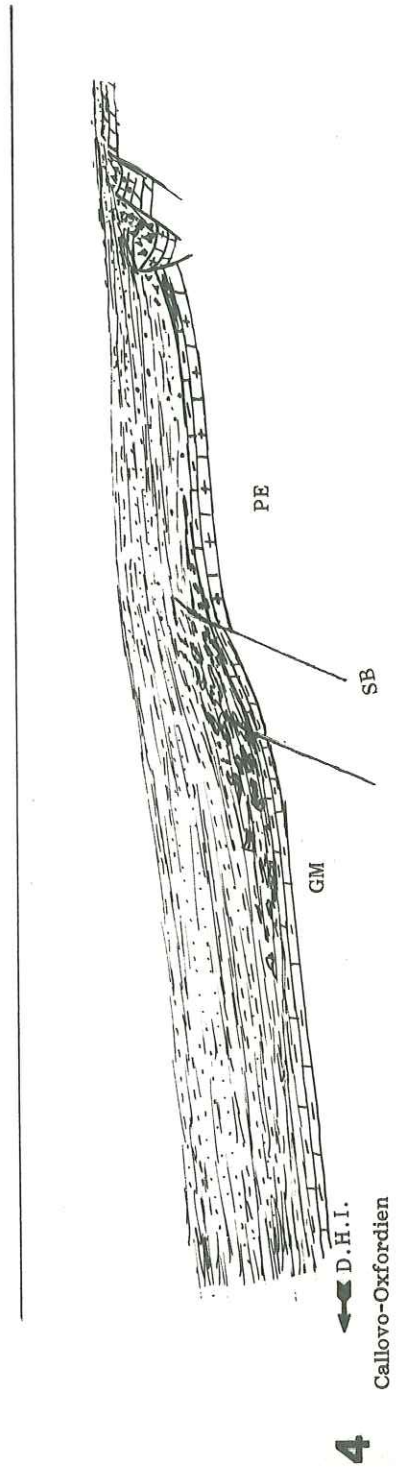
TOURY, 1984) et au couloir tectonique de la région de Moûtiers (Lu Chia-Yu, 1985).

+ La période Mio-pliocène à Actuel.

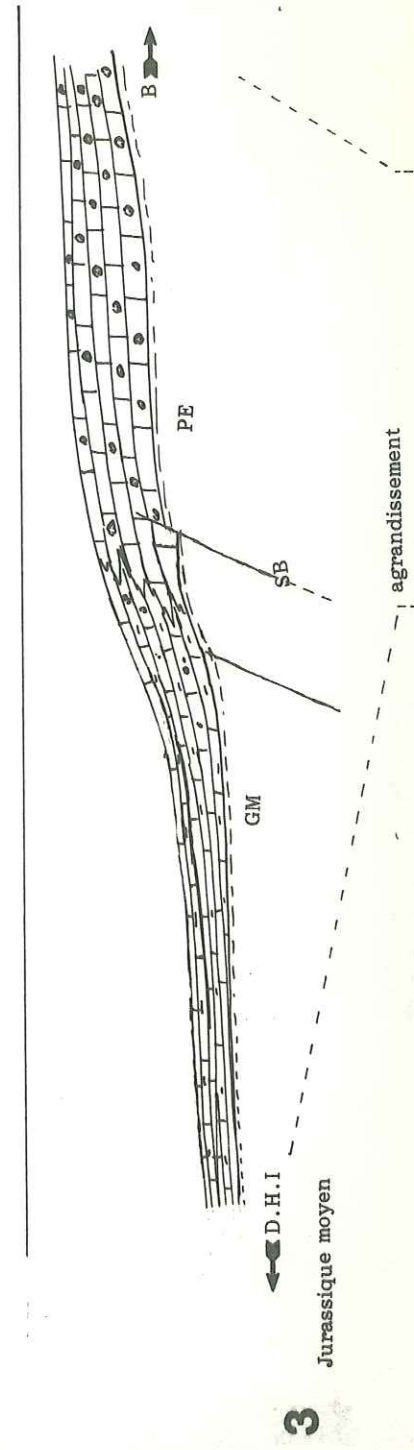
A celle-ci sont rapportables :

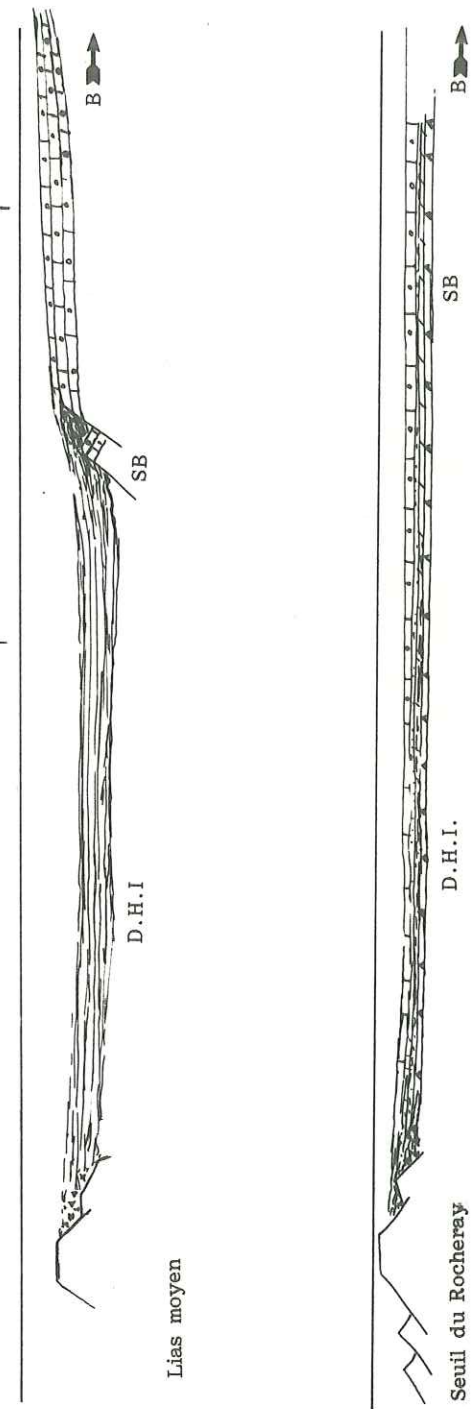
1° - des décrochements tardifs senestres affectant l'ensemble de l'édifice nappé. Ceux-ci donnent naissance en particulier aux lanières du bassin versant de la Valloirette (A. TOURY, 1984) et au couloir tectonique de Moûtiers (LU CHIA YU, 1985). Ces coulissages seraient à mettre en relation avec la reprise de contraintes compressives Nord-Sud (B. MERCIER de LEPINAY, 1981).

2° - Les bombements tardifs à actuels de Belledonne et de la zone houillère séparés par la synforme de Saint-Jean-de-Maurienne-Moûtiers.



-107-





D.H.I. : Delphino-helvétique interne
SB : Subbriançonnais
GM : Grande Moëndaz
P.E : Perron des Encombres
B : Briançonnais

Fig. 62 : Reconstitution paléogéographique de la zone subbriançonnaise dans le secteur du Pas-du-Roc au Jurassique.

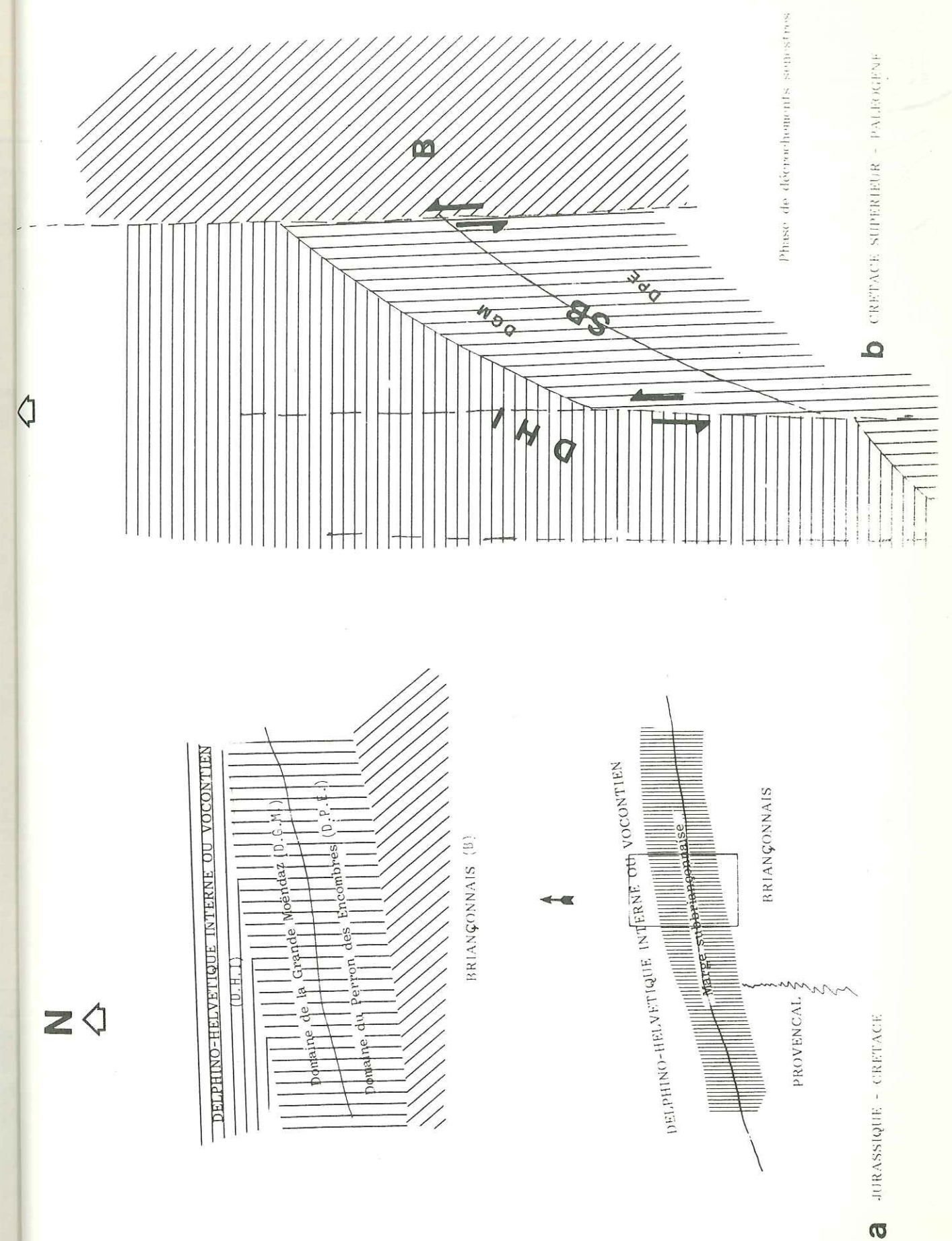
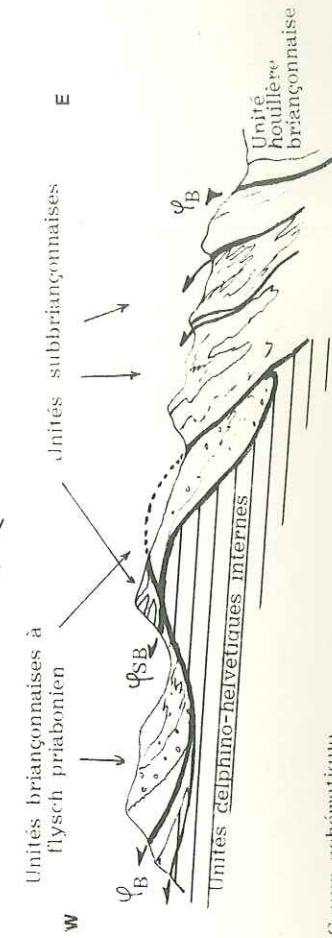
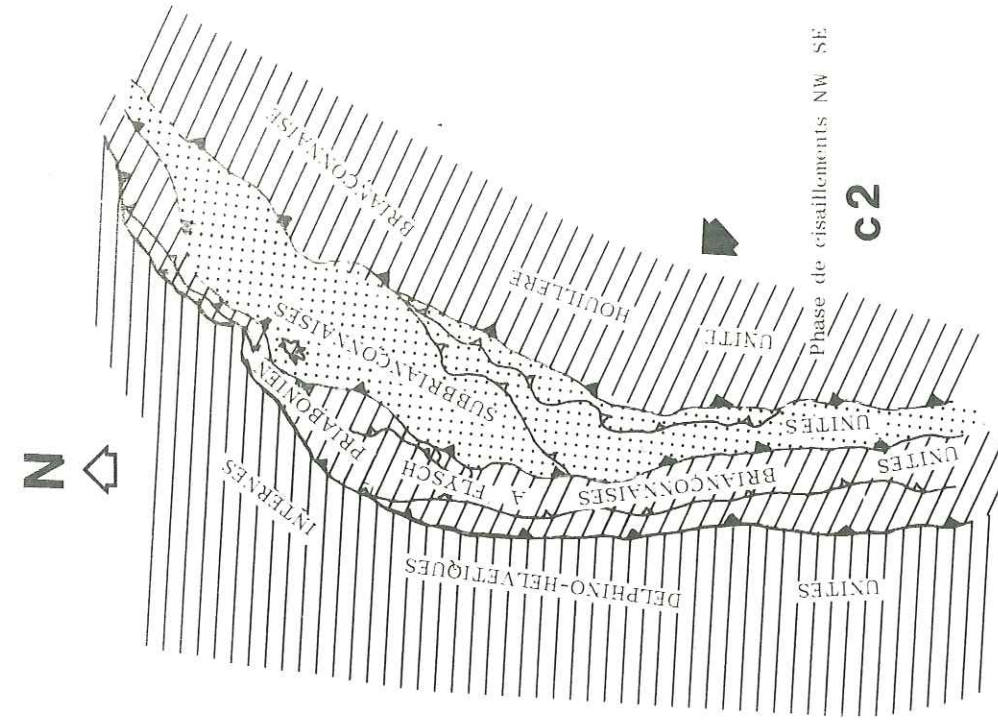
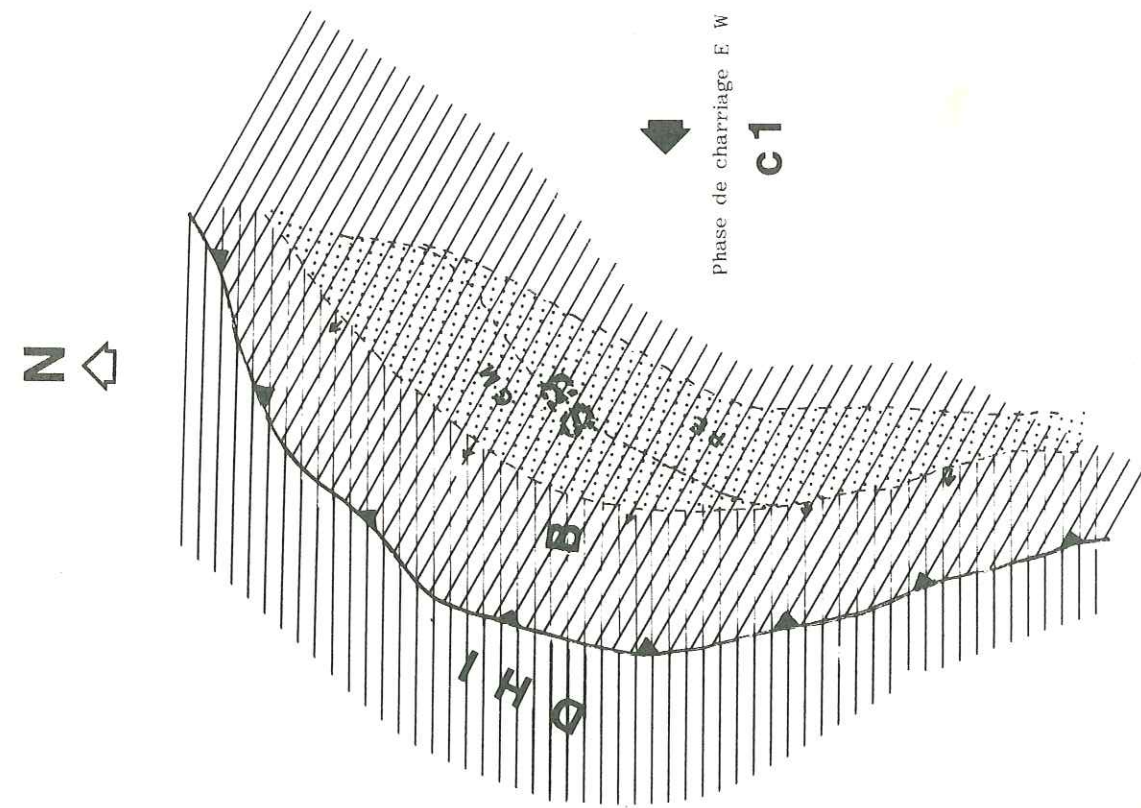


Fig. 63 : Reconstitution de la mise en place tectonique des nappes subbriançonnaises et briançonnaises.



C OLLIGOCENE-MIOCENE : mise en place des nappes

PHOTOGRAPHIES

Photo n° 1 : Contact stratigraphique franc entre le Lias calcaire (Lias inférieur et moyen) et le Lias schisteux (Lias supérieur) dans la falaise occidentale de la Cime de Scia, à l'Est du Col des Roches Rouges. Extrémité nord-occidentale du domaine du Perron des Encombres.

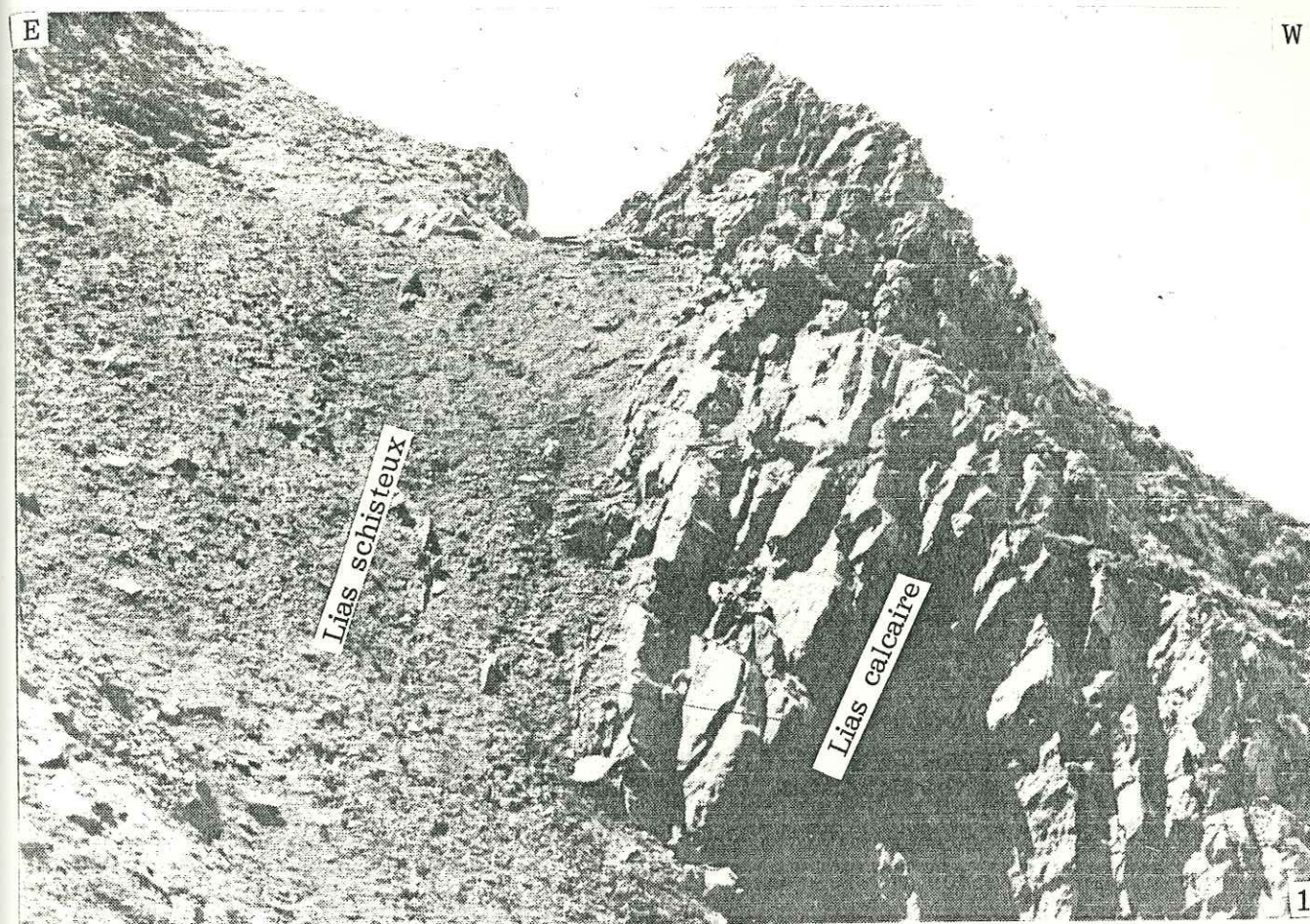


Photo n° 2 : Figures de base de bancs (flûte cast) dans les niveaux turbiditiques du Callovien (sommet des Aiguilles de la Grande Moendaz).

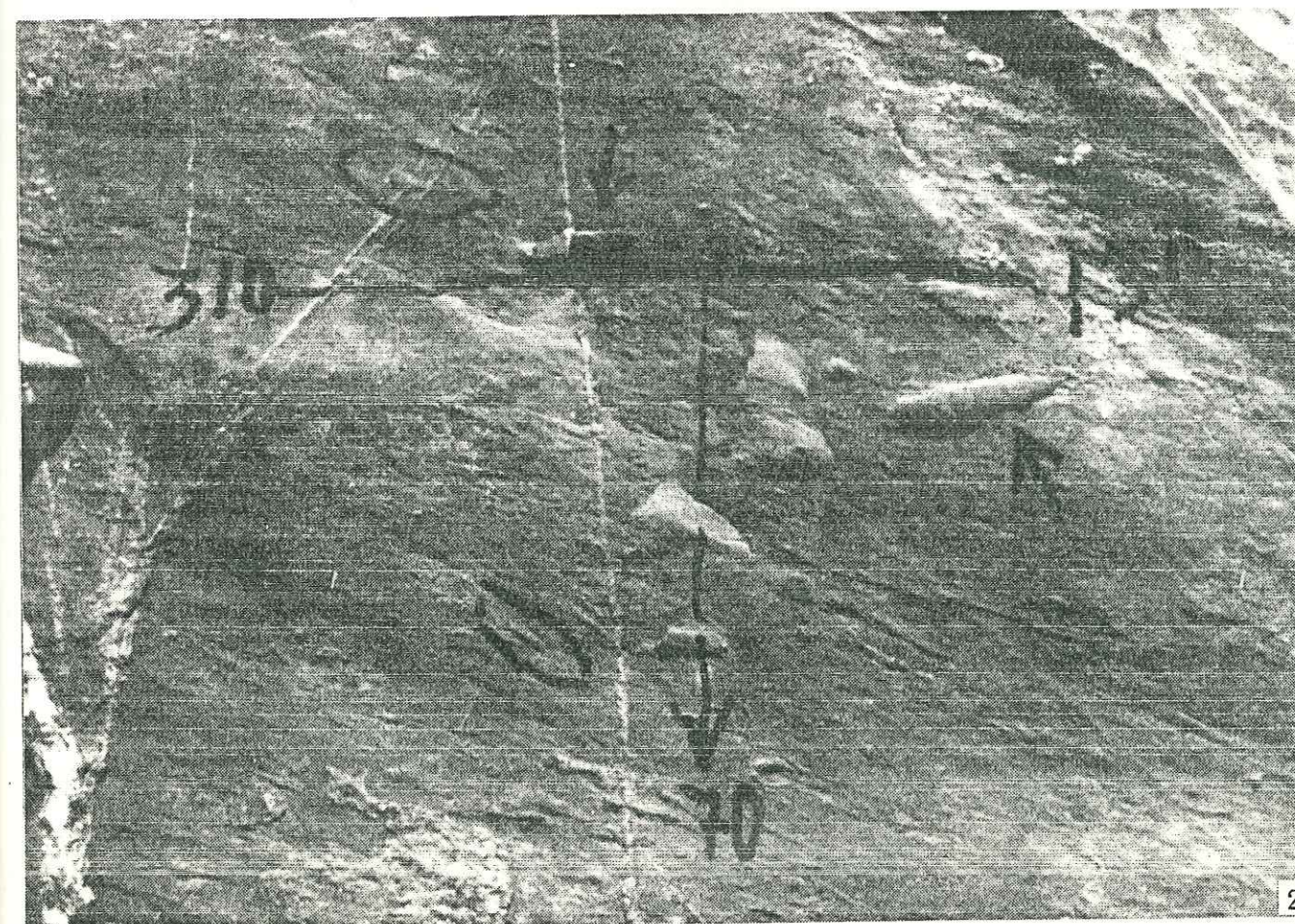
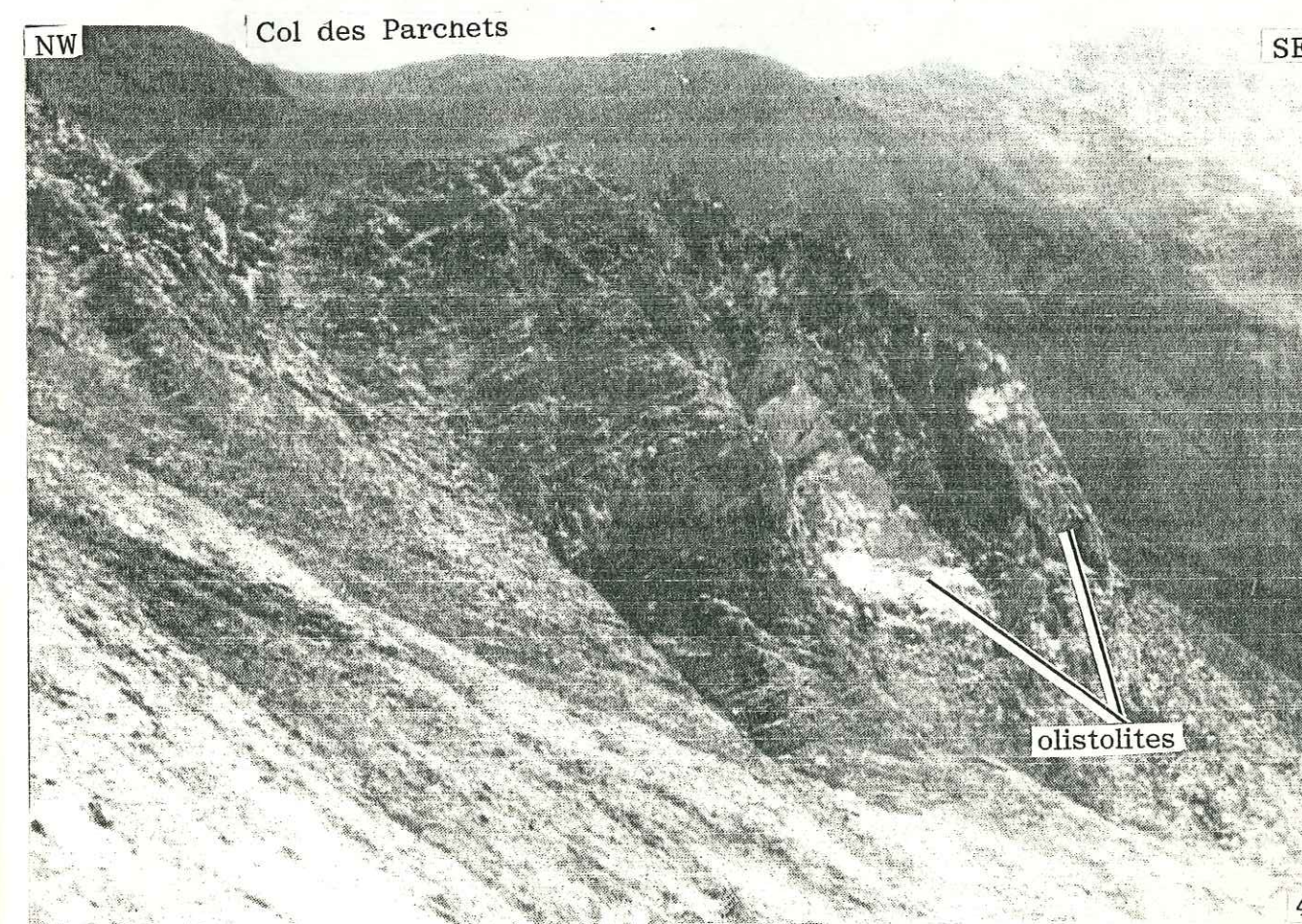


Photo n° 3 : Blocs métriques de dolomies du Trias supérieur dans les Brèches du Télégraphe du domaine du Perron des Encombres (col 2074 au NE du Chalet de Varlossière).



Photo n° 4 : Olistolites faits de calcaires spathiques du Dogger noyés dans une matrice grésopélitique à la limite Callovien-Oxfordien du domaine du Perron des Encombres, Unité de Saint-Martin-de-la-Porte (vue prise à la naissance du ruisseau de Saint-Julien vers le SE).



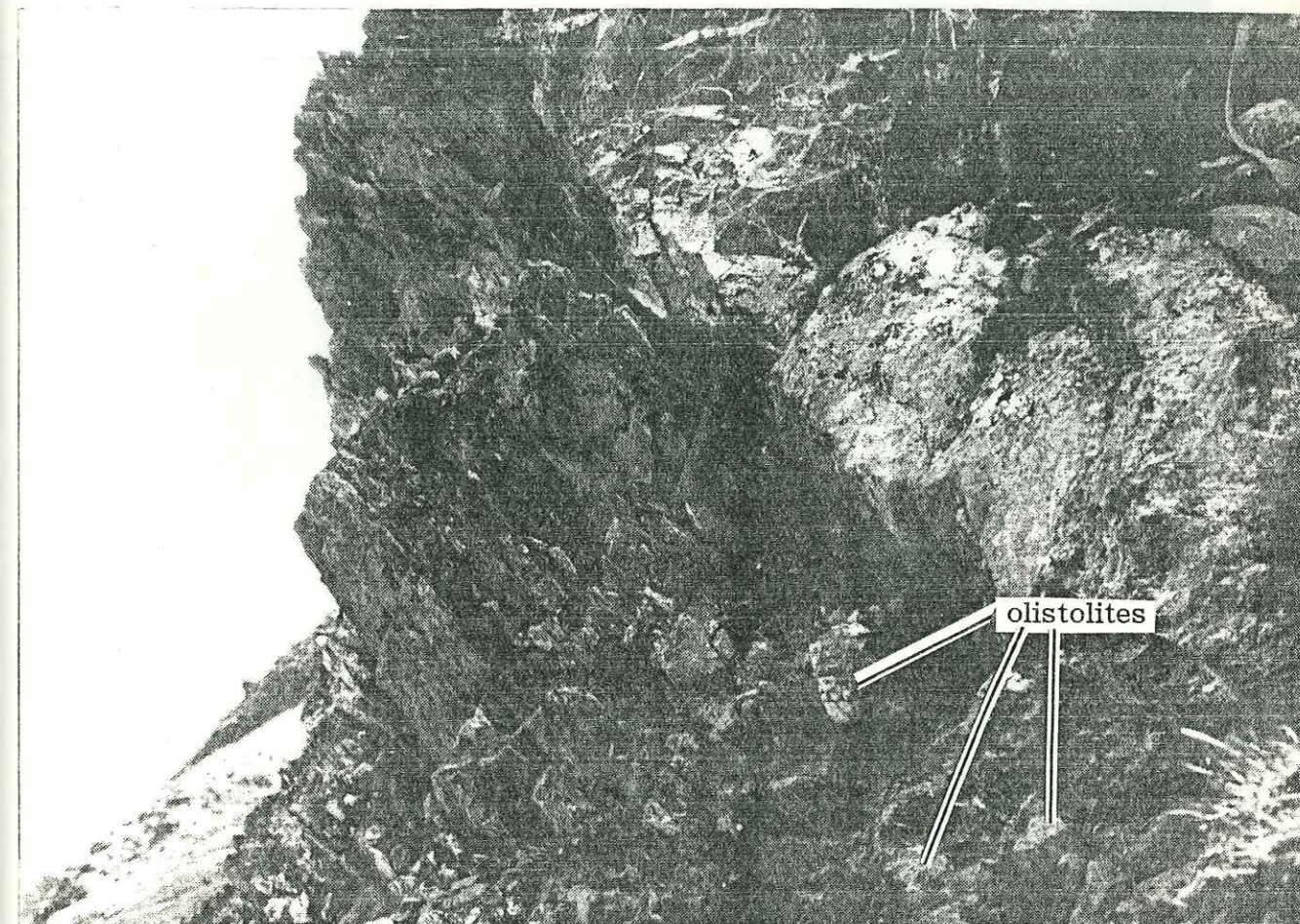


Photo n° 5 : Olistolites faits de calcaires spathiques du Dogger dans les niveaux à olistolites à la limite Callovien-Oxfordien, unité de Saint-Martin-de-la-Porte, du domaine du Perron des Encombres (vue prise du point côté 2400m à l'Est de Favière en direction NE).

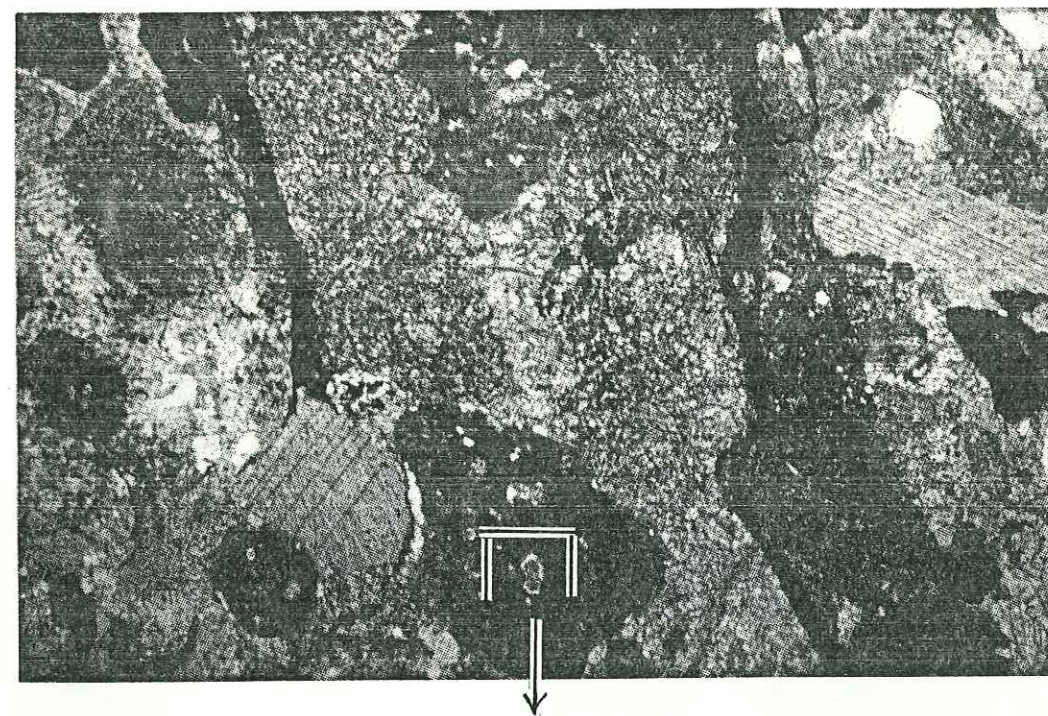


Photo n° 6a.

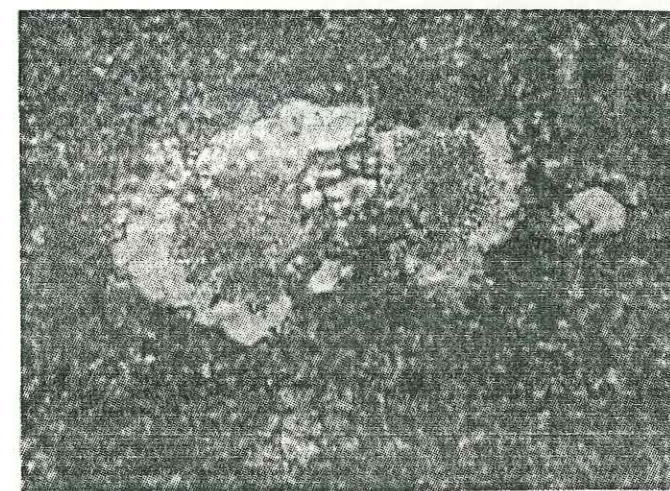


Photo n° 6b.

Photo n° 6a : Microfaciès du flysch priabonien de la fenêtre des Combes : microconglomérats à éléments de calcaires spathiques du Dogger, dolomies du Trias et calcaires pélitiques du Crétacé supérieur et grains de quartz.
Lame VP 026 x 30.

Photo n° 6b : Photo de détail, foraminifère planctonique du Crétacé supérieur dans un galet calcaire du microconglomérat.
Lame VP 826 x 290.

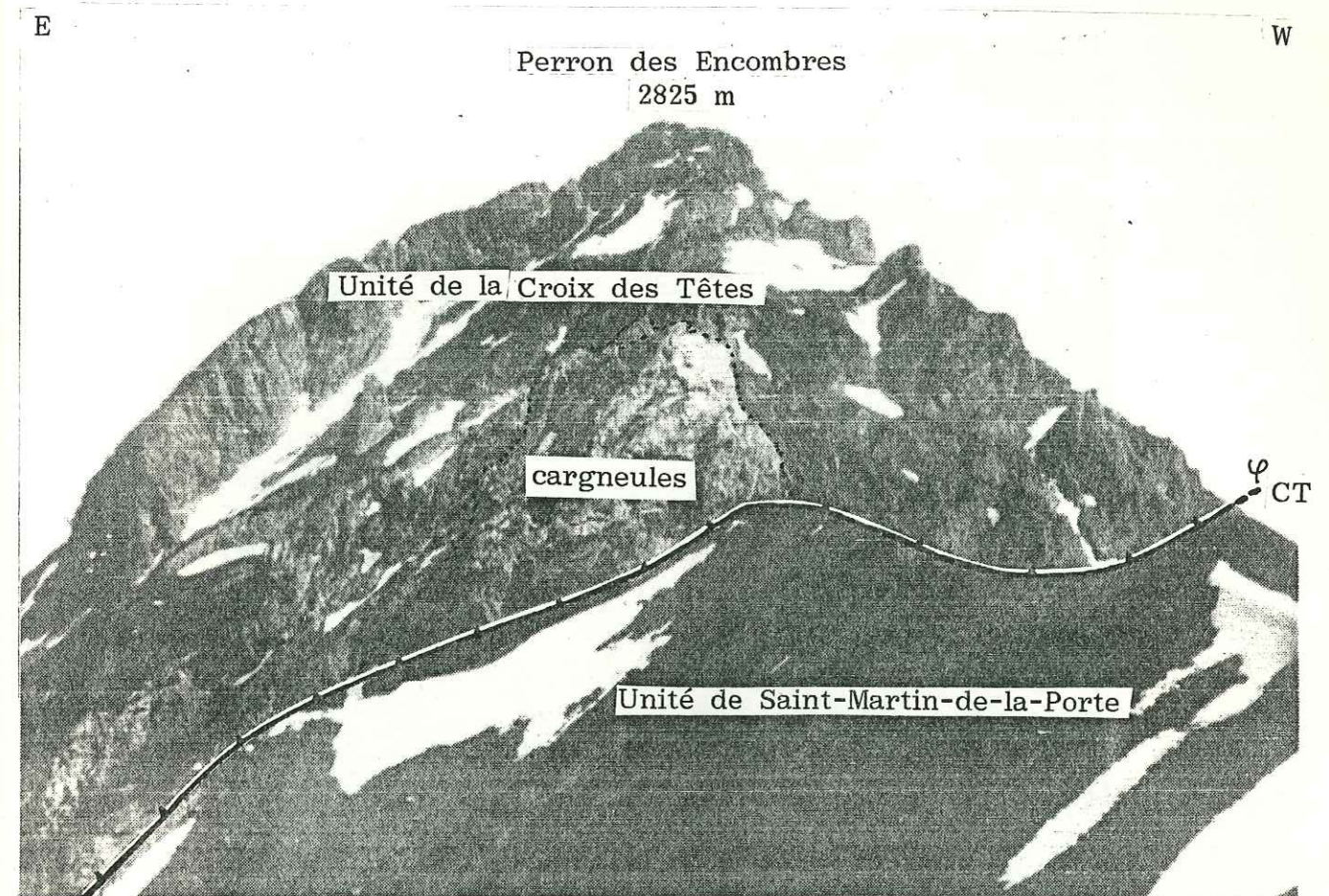


Photo n° 7 : Vue vers le Sud prise de la Cime Noire montrant le cisaillement principal de l'unité de la Croix des Têtes sur l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte. On remarquera que le contact est souligné par des cargneules.

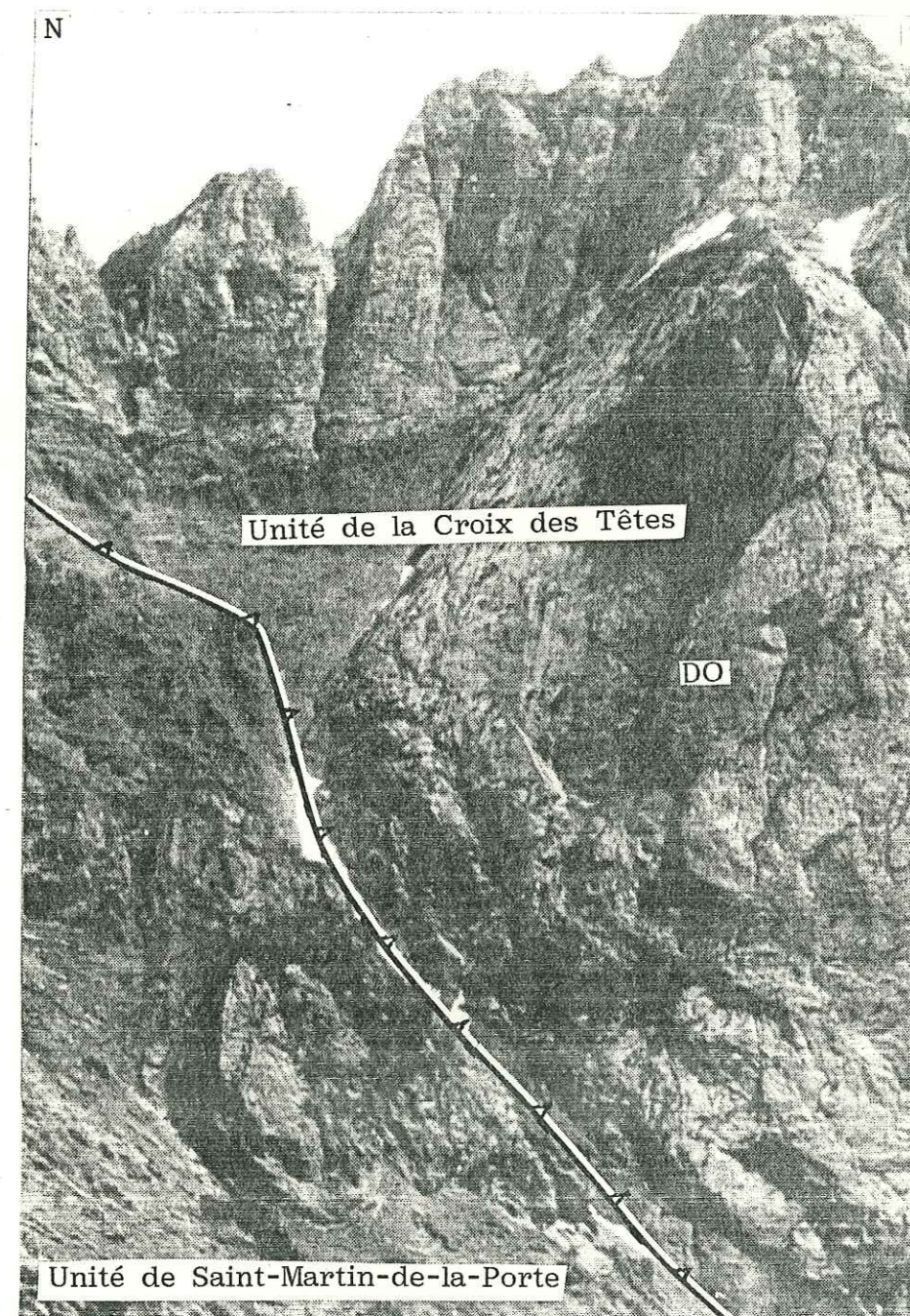


Photo n° 8 : Pli transverse à déversement N-NW affectant le Dogger (Do) de la série renversée de l'unité de la Croix des Têtes à l'extrémité septentrionale de ce massif (vue prise depuis le Crêt de la Pare 2193m en direction de l'E).

Photo n° 9 : Plis de collapse affectant la série renversée du flanc oriental du massif du Perron des Encombres.

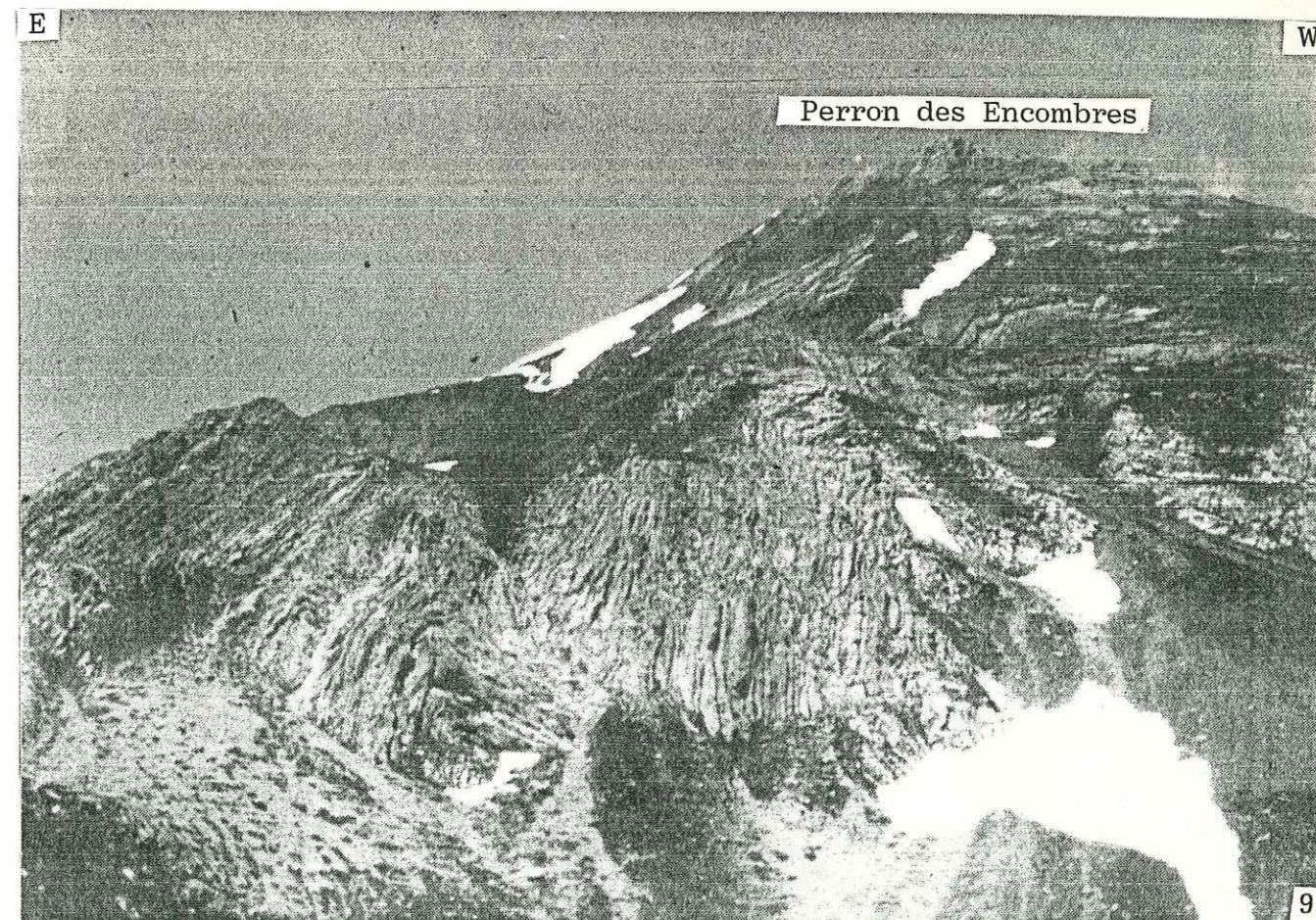
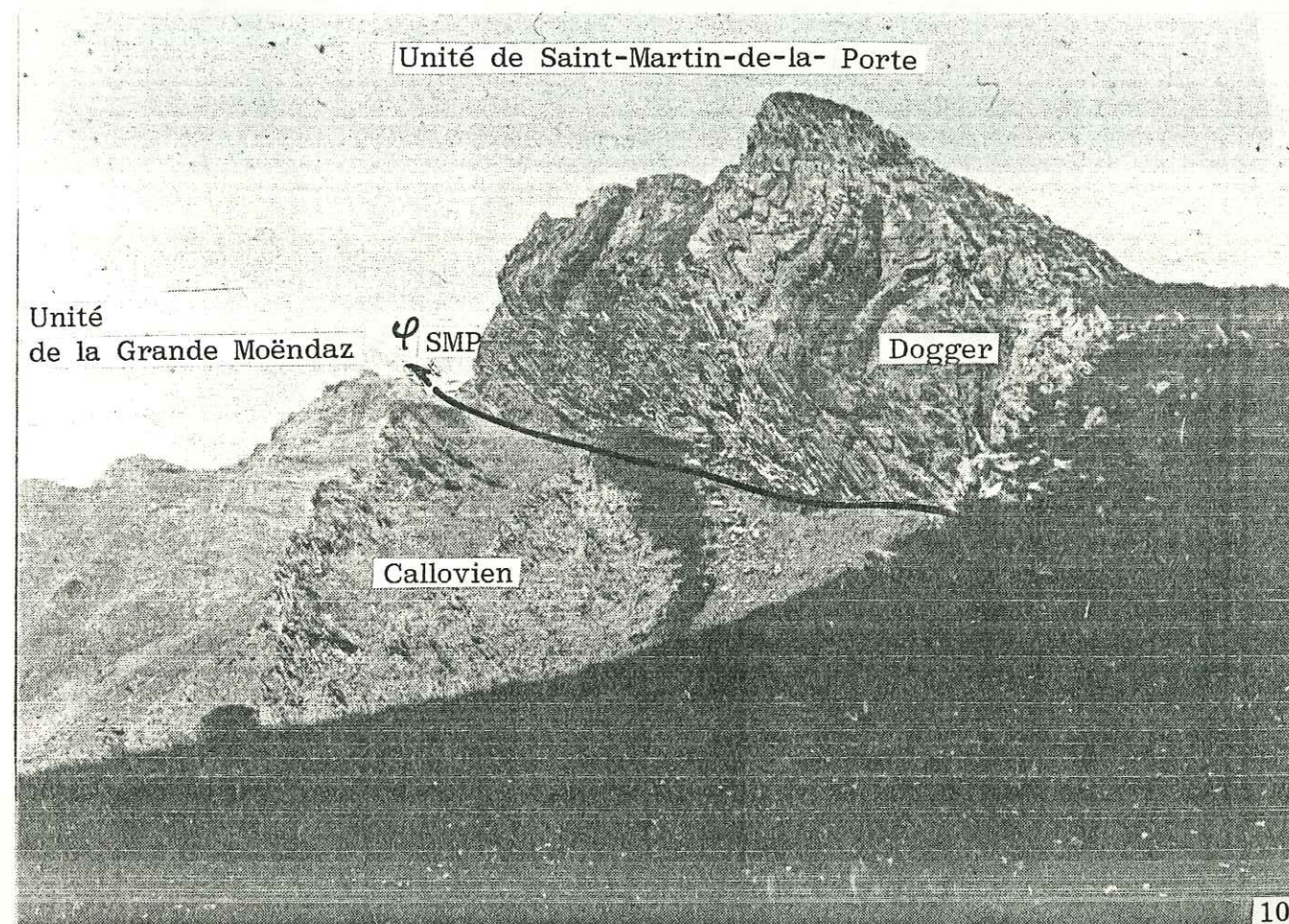


Photo n° 10 : Chevauchement de la dalle Calcaréo-marneuse du Dogger de l'unité de Saint-Martin-de-la-Porte sur les marnes du Callovien de l'unité de la Grande Moëndaz sur la rive gauche du ruisseau de Varlossière.



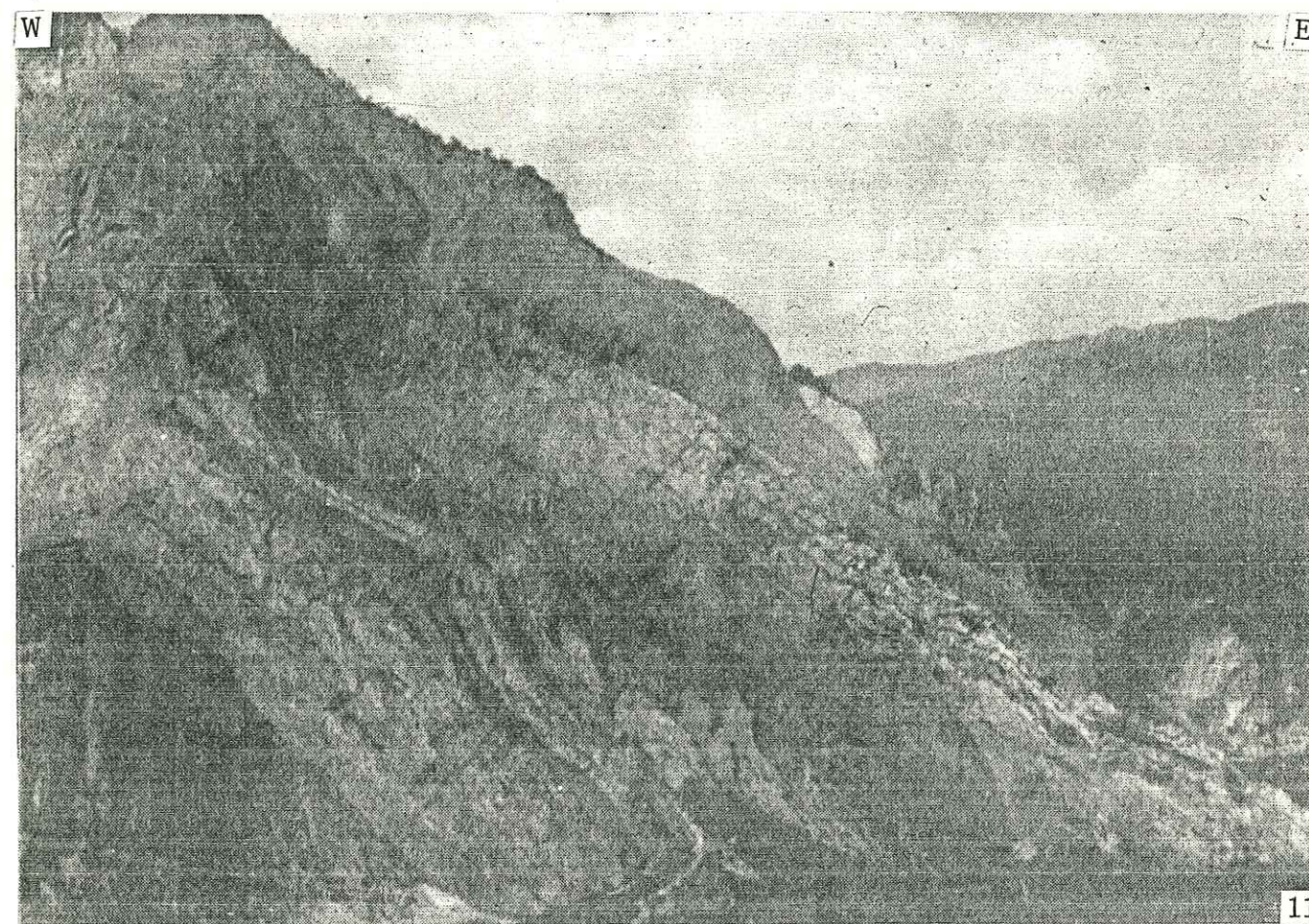


Photo n° 11 : Anticlinal de Saint-Martin-de-la-Porte (3ème anticlinal)
déversé à l'Ouest dessiné dans les calcaires spathiques
du Jurassique moyen (vue prise de la rive gauche de l'Arc
vers le Nord depuis la Croix de Pralognan).

BIBLIOGRAPHIE

- ANDRIEUX J. et LANCELOT J.C. (1980) - Les plis "Transverses" post-priaboniens dans la zone des Brèches de Tarentaise. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 290, p. 1059-1061.
- ANTOINE P. (1971) - La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière Italo-Suisse. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, Mém. Fr*, n° 9, pp. 1-367.
- ANTOINE P., BARBIER R., DEBELMAS J., FUDRAL S. (1972) - Précisions chronologiques et paléogéographiques sur les brèches du Massif du Grand Fond. *Géol. Alpine*, t. 48, fasc. 1, pp. 49-59.
- ANTOINE P., BARBIER R., BRAVARD Ch. et GIDON M. (1978) - Les rapports entre le flysch des Aiguilles d'Arves et le domaine valaisan au cirque de Valbuche (Savoie). *C.R. Acad. Sc., Paris*, (D), t. 286, p. 1751-1753.
- BARBIER R. (1942. a) - Découverte d'un gisement fossilifère du Lias supérieur dans la zone subbriançonnaise en Maurienne. *C.R. somm. Soc. géol. Fr*, 16 mars, pp. 51-52.
- BARBIER R. (1942. b) - La position stratigraphique de la Brèche du Télégraphe. *C.R. Acad. Sc., Paris*, 29 juin, p. 363-365.
- BARBIER R. (1948) - "Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère". *Mém. expl. carte géol. France*, 290 p.
- BARBIER R. (1953) - Stratigraphie et tectonique du flysch des Aiguilles d'Arves, entre l'Arc et ces Aiguilles. *C.R. somm. Soc. géol. France*, (6), III, p. 89.
- BARBIER R. (1956) - L'importance de la tectonique "antennummulitique" dans la zone ultradauphinoise au Nord du Pelvoux : La chaîne Arvinche. *Bull. Soc. France*, (6), VI, p. 355-370.
- BARBIER R., TRUMPY R. (1955) - Sur l'âge du flysch de la zone des Brèches de Tarentaise. *Bull. Soc. géol. France*, (6), IV, pp. 207-215.
- BARBIER R., DEBELMAS J. (1966) - Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaise au Nord du Pelvoux (Alpes Occidentales). *Trav. Lab. Univ. Grenoble*, t. 42, pp. 97-107.
- BARBIER R. et BARFETY J.C. (1972) - Les structures Est-Ouest de la zone ultradauphinoise du pays des Arves (Savoie) et leur signification (feuilles Saint-Jean-de-Maurienne et la Grave au 1/50.000). *Géol. Alpine*, t. 48, fasc. 2, p. 151-158.

- BAUD A. et SEPTFONTAINE M. (1980) - Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse Occidentale. *Eclogae géol. Helv.* 73/2, p. 651-660.
- BOURBON M. (1980) - Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. *Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg*, 580 p.
- BOUSSAC J. (1912) - Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Carte géol. France, Paris*, 1912, 657 p.
- BRAVARD Ch. (1983) - Les structures à vergence Est de la zone des Aiguilles d'Arves. *Géol. Alpine*, t. 59, p. 33-43.
- BRAVARD Ch., GIDON M. (1979) - La structure du revers oriental du Massif du Pelvoux : observations et interprétations nouvelles. *Géol. Alpine*, t. 55, p. 23-33.
- BRAVARD Ch., KERCKHOVE C. et BARBIER R. (1981) - Réinterprétation du sommet de la série des Aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone subbriançonnaise dans la vallée de l'Arc. (Savoie, Alpes Occidentales). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 292, 9 février 1981, série II, p. 531-553.
- CABY R. (1973) - Les plis transversaux dans les Alpes Occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XX, n° 5-6, p. 624-634.
- CAYEUX L. (1929) - Les Roches siliceuses. *Mém expl. cart. géol.*, 774 p.
- CHAMBRE SYNDICALE DE LA RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PETROLE ET DU GAZ NATUREL - Nomenclature des roches carbonatées. Mise au point. *Comité des techniciens*, septembre 1957, 291 p.
- CHENET P.Y. (1978) - La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriançonnais entre Gap et le col du Galibier. *Thèse Dr. Ing. E.N.S des Mines, Paris*, 385 p.
- COLLART J. (1973) - La zone des Brèches de Tarentaise entre Mont-Girod et le Vallon du Cormet d'Arêches (au Nord de Moûtiers), Savoie. *Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble*.
- DEBELMAS J. (1970) - Alpes Savoie et Dauphiné. *Masson et Cie Ed. Paris*, 211 p.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1964) - La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. *L'information scientifique*, n° 1, p. 1-33.
- DUNHAM R.J. (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In. "Classification of carbonate rocks, a symposium". *Amer. Assoc. Petr. géol., Mém.1*, p. 108-121.

ELLENBERGER F. (1958) - Etude géologique du Pays de Vanoise.
Mém. Serv. Carte géol. France, 561 p.

ELTCHANINOFF-LANCELOT C. et al. (1982) - Stratigraphie et tectonique des unités delphino-helvétiques comprises entre le Mont-Blanc et Belledonne (Savoie - Alpes Occidentales). Implications régionales. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIV, n° 4, p. 817-830.

ELTCHANINOFF C. et TRIBOULET S. (1980) - Etude géologique entre Belledonne et Mont-Blanc. Livre synthétique. *Thèse 3ème cycle, Paris-Chambéry*, vol. 3.

FOLK R.L. (1959) - Practical petrographic classification of limestones. *Amer. Assoc. Petrol. Géol. Bull.*, 43, 1, p. 1-38.

FOLK R.L. (1962) - Spectral subdivision of limestone type. In classification carbonate rocks, a symposium. *Amer. Assoc. Petrol. Géol. Mém.* 1, p. 62-84.

FOURNIGUET J. (1977) - Mise en évidence de mouvements actuels, verticaux dans le Sud-Est de la France par comparaison de nivellements successifs. *C.R. somm. Soc. géol. France*, XIX, n° 5, p. 266-268.

FUDRAL S. (1973) - Contribution à l'étude de l'unité de Moûtiers (zone des Brèches de Tarentaise) entre le Vallon du Torrent du Cormet d'Arêches et le hameau des Champieux (Savoie). *Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble*, 129 p.

FUDRAL S. (1980) - Une nouvelle interprétation de l'unité de Salins (zone des Brèches de Tarentaise) au Nord-Ouest de Bourg-Saint-Maurice (Savoie). Conséquences structurales. *C.R. Acad. Sc., D*, t. 290, p. 1333-1336.

GIGNOUX M. et MORET L. (1929) - Un itinéraire géologique à travers les Alpes françaises, de Voreppe à Grenoble et en Maurienne. *Trav. Lab. géol., Univ. Grenoble*, t. XV, fasc. 3, 1929.

GIGNOUX M. et MORET L. (1934) - Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises. *Ann. de Géogr.*, n° 244, p. 358.

GIGNOUX M. et MORET L. (1936) - Sur la stratigraphie de la zone du Pas-du-Roc près de Saint-Michel-de-Maurienne et l'âge de la Brèche du Télégraphe. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 21 décembre, pp. 278-280.

GIGNOUX M. et MORET L. (1937) - Géomorphologie et morphologie de la vallée de la Valloirette (Savoie), du col du Galibier à Saint-Michel-de-Maurienne. *Rev. Géogr. Alpine*, t. 25, p. 347-379.

GOGUEL J. (1965) - Traité de tectonique. *Masson éd., Paris*, 458 p.

- GUBLER Y. et SCHNEEGANS D. (1936) - Constitution géologique de la montagne du Niélard à l'W de Saint-Jean-de-Belleville (Tarentaise). *C.R. somm. Soc. géol. France*, 4 mai, pp. 153-155.
- GRACIANSKY P.C. de, BOURBON M., CHARPAL O. de, CHENET P.Y. et LEMOINE M. (1979) - Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes Occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXI, n° 5, p. 663-674.
- HAUG E. (1909) - Les géosynclinaux de la chaîne des Alpes pendant les temps secondaires. *C.R. Acad. Sc.*, t. 148, n° 24, p. 1637-1639.
- KERCKHOVE C. (1969) - La "zone du flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes Occidentales). *Géol. alpine*, t. 45, p. 5-204.
- KERCKHOVE Cl. et coll. (1980) - Panorama des séries synorogéniques des Alpes Occidentales. In "Evolutions géologiques de la France" Ed. A. Autran et J. Dercourt : 26° Congr. géol. int. colloque C7 ; *Mém. B.R.G.M., France*, n° 107, p. 234-255.
- KILIAN W. (1890) - Sur un renversement (pli couché) observé au col du Bonnet du Prêtre, et sur les calcaires du Briançonnais. *C.R. Soc. Stat. Isère*, 25 juillet.
- KILIAN W. (1890) - Sur la découverte du Lias Coralligène en Savoie. *C.R. Soc. Stat. Isère*, novembre.
- KILIAN W. (1891) - Note sur l'histoire et la structure des chaînes alpines de la Maurienne, du Briançonnais et des régions adjacentes. *Bull. Soc. géol. France*, (3), XIX, p. 571.
- KILIAN W. et REVIL J. (1912) - Etudes géologiques dans les Alpes Occidentales. Contributions à la Géologie des chaînes intérieures des Alpes françaises. Descriptions des terrains qui prennent part à la constitution géologique des zones intra-alpines françaises (suite). *Mém. expl. Carte géol. France*, t. II, 2e fasc., 280 p., 14 pp.
- LEBOUCHE M.C. et BERNET R. (1972) - Etude stratigraphique du Rhétien du Sud-Est de la France (Bordure du Massif Central et Dauphiné). *Thèse Doct. Sciences, Univ. Paris Sud*.
- LEMOINE M. (1985) - Structuration Jurassique des Alpes Occidentales et palinspastique de la Téthys ligure. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. I, n° 1, p. 126-137.
- LEPINAY B. de (1980) - Etude géologique dans la région des Gets et de Samoëns (Haute Savoie) : les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la Brèche et nappe des Gets) et les unités delphino-helvétiques. *Thèse 3ème cycle, Paris-Chambéry*.
- LOMBARD A. et WERNLI R. (1977) - Stratigraphie et microfaciès du Triasique supérieur et du Lias à Champ-Fleuri (Môle), Préalpes médianes (Haute-Savoie, France). *Arch. Sc. Genève*, vol. 30, fasc. 2, pp. 137-148.

- LORY Ch. (1861) - Compte-rendu des excursions de la Société Géologique en Savoie. *Bull. Soc. géol. France*, 2e sér., t. XVIII, p. 705.
- LU Ch. Y. (sous presse) - Contribution à l'étude de la déformation de la Paléomarge Téthysienne dans les Alpes Occidentales. *Trav. Départ. Sc. de la Terre, Univ. Savoie*, n° 6.
- LUGEON M. (1943) - Une nouvelle hypothèse tectonique : la diverticulation. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, vol. 62, n° 260, 1943.
- MARION R. (1984) - Contribution à l'étude géologique de la Vanoise - Alpes Occidentales - le massif de la Grande Sassière et la région de Tignes - Val d'Isère. *Trav. Départ. Sc. de la Terre, Univ. Savoie*, n° 2.
- MARTINEZ-REYES J. (1980) - Contribution à l'étude géologique des Alpes Occidentales entre l'Arc et l'Isère. Région du Mont-Niélard et du Cheval Noir (Savoie). Le problème des unités à flysch. *Thèse docteur-ingénieur, Univ. P. et M. Curie, Paris*.
- MARTINEZ-REYES J., FUDRAL S. et al. (1979) - Regard sur la stratigraphie du substratum du flysch des Aiguilles d'Arves entre l'Arc et l'Isère (Savoie) : Conséquences paléogéographiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 298, p. 203-206.
- MARTINI J. (1968) - Etude de l'Eocène inférieur et moyen des chaînes subalpines savoyardes. *Arch. Sc. Genève*, vol. 21, fasc. 1, p. 35-70.
- MAURY P. (1984) - Etude stratigraphique et structurale de la liaison Séolanes-Morgon (Ubaye) : son rôle dans la genèse de la zone subbriançonnaise. *Mém. Sc. de la Terre, Univ. P. et M. Curie, Paris*.
- MAURY P. et RICOU L.E. (1983) - Le décrochement subbriançonnais : une nouvelle interprétation de la limite interne-externe des Alpes Franco-Italiennes. *Rev. Géol. Dyn. Phys.*, vol. 24, fasc. 1, p. 3-22.
- MERLE O. (1982) - Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais - Ubaye - Alpes Occidentales). *Thèse 3ème cycle, Univ. Rennes*.
- MORET L. (1929) - Révision de la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne au 80/000e. Sur la géologie des environs de Saint-Michel-de-Maurienne. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 176, t. XXXIII, p. 5-8.
- MORET L. (1934) - Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mém. Soc. géol. France*, n° 22, 162 p., 6 pl.
- MORET L. et SCHNEEGANS D. (1936) - Idées nouvelles sur la structure de la zone du Pas-du-Roc, entre l'Arc et l'Isère. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 23 novembre, p. 251-252.

- PETTIJOHN F.J. (1975) - Sedimentary rocks. Third edition, Harper et Row, New York, 628 p.
- RAOULT J.F. (1980) - Interprétation nouvelle de la Vanoise (zone briançonnaise, Alpes françaises). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, vol. 22, fasc. 4-5, p. 303-312.
- RICOU L.E. (1980) - La zone subbriançonnaise des Alpes Occidentales interprétée comme la trace d'un ample chevauchement sénestre sub-méridien. *C.R. Acad. Sc. Paris, D*, t. 290, p. 835-838.
- RICOU L.E. (1984) - Les Alpes Occidentales : chaîne de décrochement. *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXVI, fasc. 5, p. 861-874.
- ROSSET J., CHAROLLAIS J., TOUMARKINE M., MANIVIT H., CHATEAU NEUF J.J. et SCHAUB H. (1976) - Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). *Eclogae géol. Helv.*, vol 69/2, p. 359-402.
- SEPTFONTAINE M. (1979) - Interprétation paléotectonique de la bordure septentrionale du domaine briançonnais (Préalpes médianes) au Jurassique d'après des nouvelles données bio - et lithostratigraphiques - Note préliminaire. *Lab. Paléont. Univ. Genève*, 5/3, p. 25-35.
- SEPTFONTAINE M. (1984) - Le Dogger des Préalpes médianes suisses et françaises : stratigraphie, évolution paléogéographique et paléotectonique. *Mém. Soc. Helv. Sc. Nat.*, vol. 97.
- SERRE A. (1983) - Evolution géodynamique d'un secteur de la Paléomarge Téthysienne dans les Alpes Occidentales : les unités à flysch paléogène de la région de Saint-Jean-de-Maurienne (Savoie). *Trav. Départ. Sc. de la Terre, Univ. Savoie*, n° 1.
- SERRE A., TOURY A., RAMPNOUX J.P., MARTINEZ-REYES J. et TARDY M. (1985) - Individualisation de deux unités à flysch nummulitique d'origines paléogéographiques différentes au sein de "l'écaille ultradauphinoise des Aiguilles d'Arves" (région de Saint-Jean-de-Maurienne, Savoie). *C.R. Acad. Sc. Paris, 2e sér.*, t. 301, n° 9, 1985.
- SCHNEEGANS D. (1931) - Observations sur la série stratigraphique du massif du Grand Galibier. *C.R. somm. Soc. géol. France*, n° 5, p. 60.
- SCHNEEGANS D. (1933) - La subdivision de la zone du flysch au Sud de la Maurienne. *C.R. Acad. Sc. Paris, D*, t. CXCVII, p. 486-488.
- SCHNEEGANS D. (1935) - La nappe des Aiguilles d'Arves dans les environs de Moûtiers (Tarentaise). *C.R. somm. Soc. géol. France*, 16 décembre, p. 245-246.

SCHNEEGANS D. (1936) - La géologie des nappes de l'Ubaye - Embrunais entre la Durance et l'Ubaye. *Mém. Serv. Carte géol. France*, 337 p.

STEINHAUSER N. (1969) - Recherches stratigraphiques dans le Crétacé inférieur de la Savoie occidentale (France). *Thèse (résumé), Fac. Sc. Genève*, 18 p.

TOURY A. (1984) - Etude géologique de la Haute Vallée de la Valloire entre Valloire, le col du Galibier et les Aiguilles d'Arves. (Alpes Occidentales - Savoie). *Trav. Départ. Sc. de la Terre, Univ. Savoie*, n° 3.

TRICART P. (1980) - Tectoniques superposées dans les Alpes Occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. *Thèse Doctorat Univ. Strasbourg*.

TRUMPY R. (1955) - La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret-Valaisan. *E.J. géol. Helv.*, vol. 47, n° 2, p. 316, 1954.

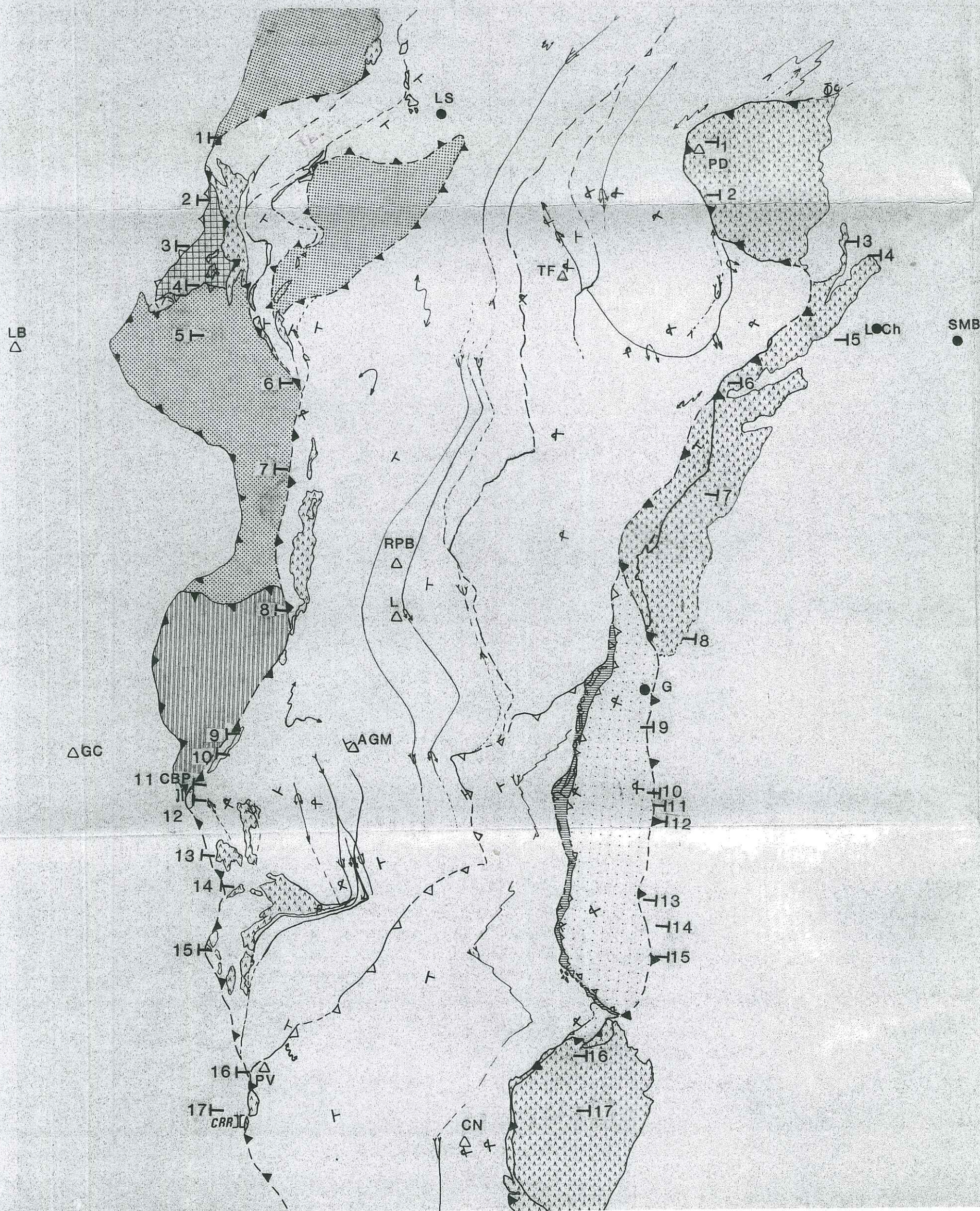
ZANINETTI L. (1977) - Etude paléontologique du Trias supérieur et du Lias à Champ-Fleuri (Môle), Préalpes médianes (Haute-Savoie, France). *Arch. Sc. Genève*, vol. 30, fasc. 2, pp. 149-160.

CARTE GEOLOGIQUE et SCHEMA STRUCTURAL de la ZONE SUBBRIANCONNAISE

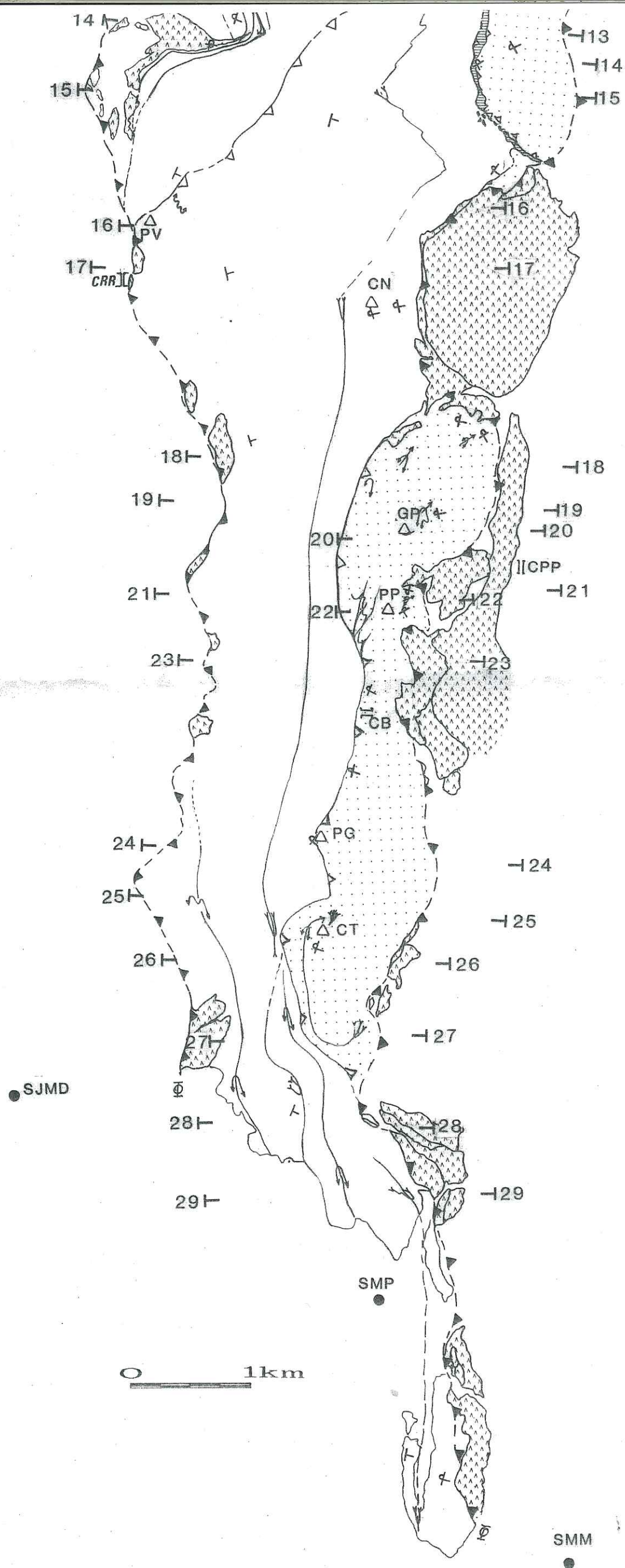
01 SEP. 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Lorgio Victoriano PEREZ POSTIGO 1985



tel-00636295, version 1 - 27 Oct 2011



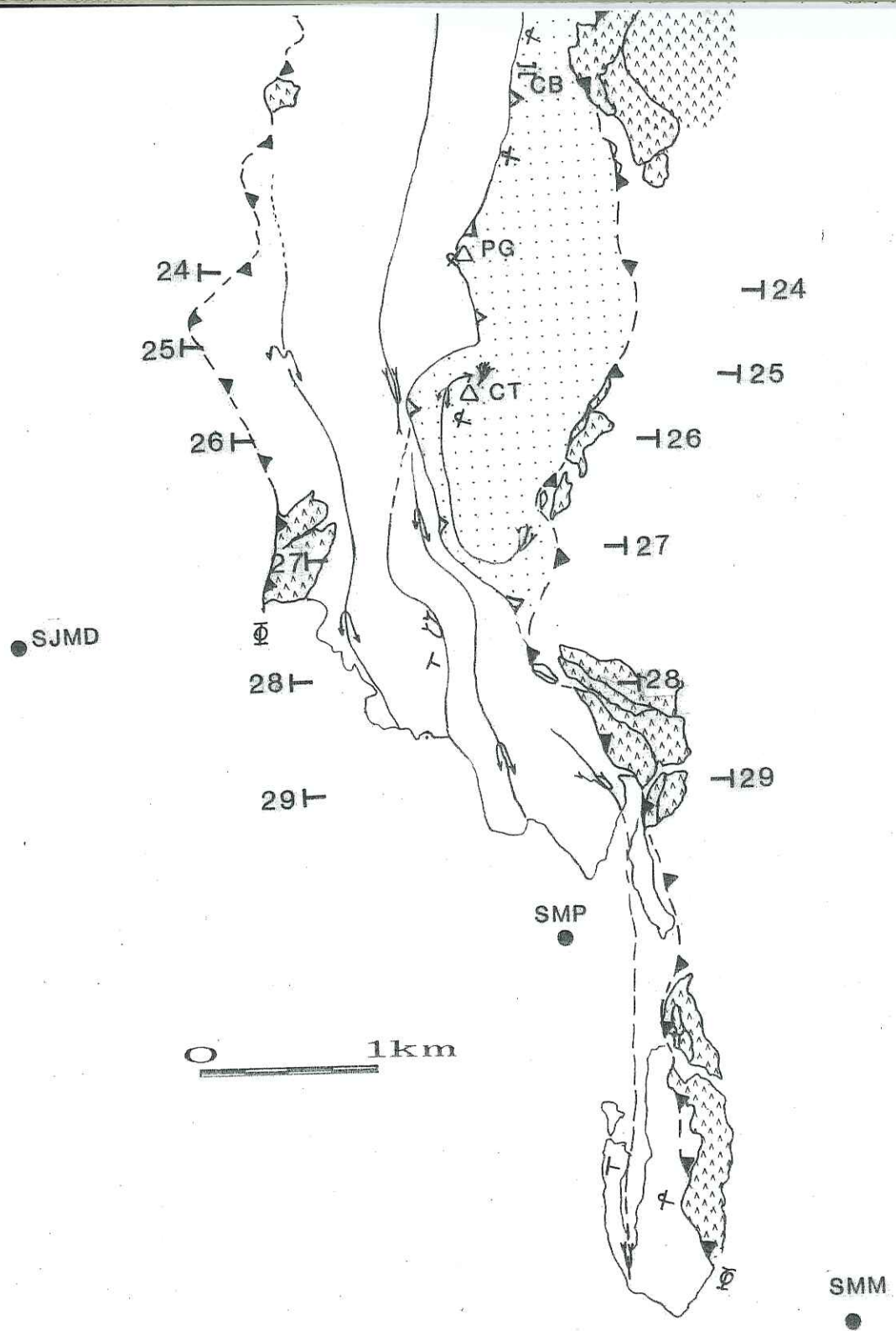
I. NAPPE DU PAS-DU-ROC

- Unité de la Croix des Têtes
- Unité de Saint-Martin-de-la-Porte
-

INDICATIONS STRUCTURALES

- Couches en position normale, renversée
- Anticlinal ou antiforme avec plongement axial.
- Synclinal ou synforme avec plongement axial
- Plissement
- Plis avec numérotation romaine

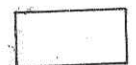
tel-00636295, version 1 - 27 Oct 2011



I. NAPPE DU PAS-DU-ROC

- Unité de la Croix des Têtes
- Unité de Saint-Martin-de-la-Porte
- Unité de la Grande Moëndaz
- Cicatrice de Varlossière

II. ZONE BRIANCONNAISE EXTERNE



III. UNITES EXTERNES A FLYSCH PRIABONIEN ET SUBSTRATUM D'AFFINITE BRIANCONNAISE

- Unité Cheval Noir - Casse Massion
- Unité Mont Niélard - Mont du Fût
- Ecaille de Valbuche

IV. ZONE DELPHINO-HELVETIQUE INTERNE (Fenêtre des Monts)

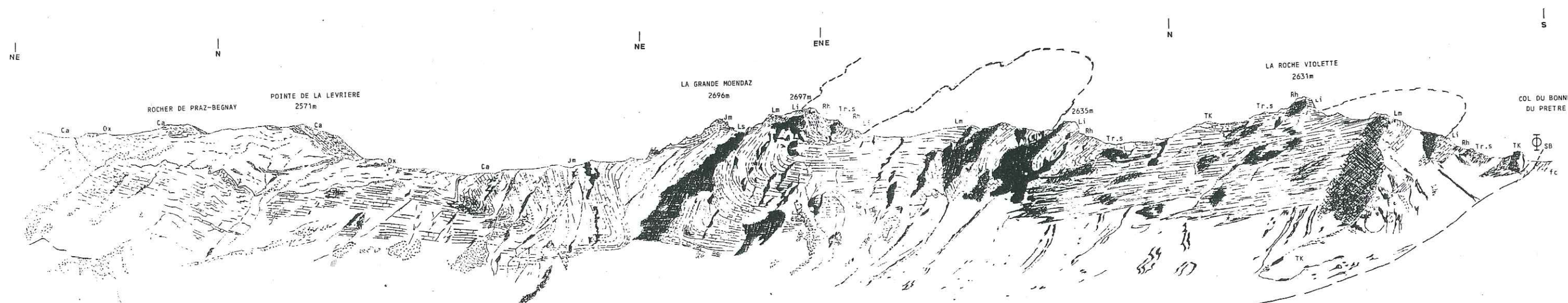
- Gypses, cargneules et blocs klippes
-

INDICATIONS STRUCTURALES

- Couches en position normale, renversée
- Anticlinal ou antiforme avec plongement axial.
- Synclinal ou synforme avec plongement axial
- Plissement
- Chevauchements majeurs limitant les Nappes
- Chevauchements majeurs limitant les unités à l'intérieur de la Nappe
- Plis avec numérotation romaine
- Front Briançonnais
- Front Subbriançonnais
- Croix des Têtes et sa semelle tectonique dans la cicatrice de Varlossière
- Saint-Martin-de-la-Porte
- Grande Moëndaz

ABREVIATIONS

- Villes et hameaux importants
 - G Gittamelon
 - LCh Le Chatelard
 - LS La Sauce
 - SJMD Saint-Julien-Mont-Denis
 - SMB Saint-Martin-de-Belleville
 - SMM Saint-Michel-de-Maurienne
 - SMP Saint-Martin-de-la-Porte
- Sommets.
 - AGM Aiguille de la G^{de} Moëndaz
 - CN Cime Noire
 - CT Croix des Têtes
 - GC Grand Coin
 - GN Grand Niélard
 - GP Grand Perron
 - LB Le Bellachat
 - PD Point de la Dailliait
 - PG Pic du Génie
 - PP Petit Perron
- Cols
 - CB Col du Bonhomme
 - CBP Col du Bonnet du Prêtre
 - CPP Col du Petit Perron
 - CRR Col des Roches Rouges
- Points d'intérêt
 - PV Pointe du Vallon
 - RBP Rocher du Praz Begnay
 - TF Tête du Fer
 - L la Levrière



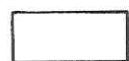
Fc : flysch calcaire priabonien de l'unité Cheval Noir - Casse Massion ; Ox : Oxfordien ; Ca : Callovien ; Jm : Jurassique moyen (Dogger) ; Ls : Lias supérieur ; Lm : Lias moyen ; Li : Lias inférieur ; Rh : Rhétien ; Tr.s : Trias supérieur (argilo-dolomitique) ; TK : cargneules (Trias supérieur ?) ; TG : gypses (Trias moyen ?).

PANORAMA DE LA PAROI NORD OCCIDENTALE DU MASSIF DE LA GRANDE MOËNDAZ ET DE LA PAROI OCCIDENTALE DE LA POINTE DE LA LEVRIÈRE.

Observer :

- Le plissement disharmonique : synformes et antiformes du massif de la Grande Moëndaz avec plissement en genou, à l'extrémité septentrionale, soulignant la vergence de structures tardives.
- Le cisaillement tangentiel principal de la nappe subbriançonnaise (SB) sur l'unité Cheval Noir - Grand Coin, visible à l'extrémité méridionale, à droite, dans le col du Bonnet-du-Prêtre.

COUPES SERIEES DE LA ZONE SUBBRIANCONNAISE ENTRE L'ARC ET LE DORON DE BELLEVILLE

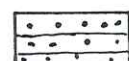


Quaternaire

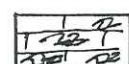


Gypses et cargneules

I. NAPPE DU PAS-DU-ROC

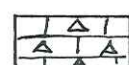


Oxfordien (pélites, grès et niveaux microconglomératiques)



Oxfordien inférieur

— Olistolites Unité de Saint-Martin-de-la-Porte



— Brèches Unités de Saint-Martin-de-la-Porte et de la Croix des Têtes



Callovien (marnes ; couches à "Cancellophycus")



Jurassique moyen (calcaires spathiques, calcaires marneux)



Lias supérieur (schistes calcaires)

Unité de la Grande Moëndaz

Unités de la Croix des Têtes et de Saint-Martin-de-la-Porte



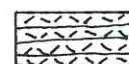
Lias moyen (calcaires marneux)



Lias inférieur (calcaires spathiques)



Lias inférieur et moyen (calcaires spathiques)

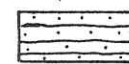


Rhetien (calcaires et dolomies)



Trias supérieur (dolomies)

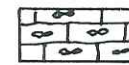
II. BLOCS KLIPPES DU FRONT BRIANCONNAIS ET DE LA CICATRICE DE VARLOSSIERE.



Flysch tertiaire

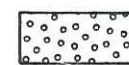


Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (calcaires spathiques)



Jurassique supérieur (calcaires spathiques)

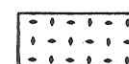
III. UNITES EXTERNES A FLYSCH PRIABONIEN ET SUBSTRATUM BRIANCONNAIS



Unité Cheval Noir - Casse Massion



Unité du Mont Niélard - Mont du Fût



Ecaille de Valbuche.

IV. ZONE DELPHINO-HELVETIQUE INTERNE (fenêtre des Monts)



Schistes et marno-calcaires liasiques

CONTACTS TECTONIQUES

$\Psi_{B B'}$

Chevauchement frontal briançonnais

Ψ_{CT}

Chevauchement de la Croix des Têtes et sa semelle tectonique dans la cicatrice de Varlossière (Ψ_V)

Ψ_{SM}

Chevauchement de Saint-Martin-de-la-Porte

Ψ_{GM}

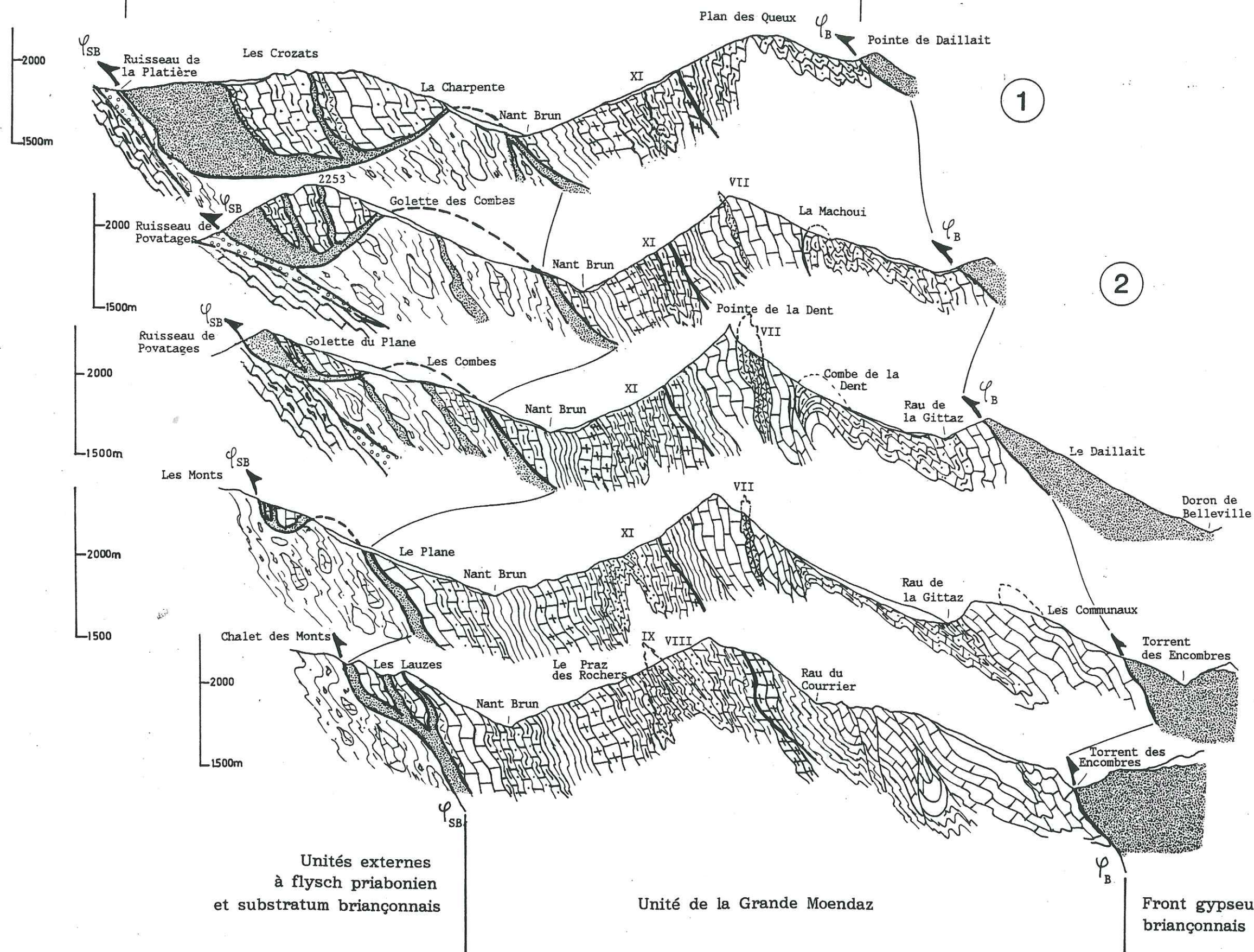
Chevauchement de la Grande Moëndaz.

$\Psi_{SM} + \Psi_{GM} = \Psi_{SB}$

Unités externes
à flysch
priabonien

Unité de la Grande Moëndaz

Front gypseux
Briançonnais



Unités externes
à flysch priabonien
et substratum
briançonnais

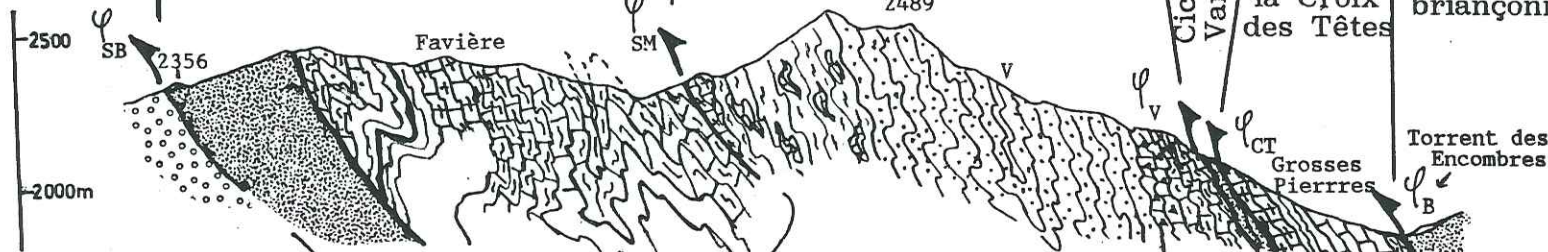
Unité de la Grande Moendaz

Unité de Saint Martin
de la Porte

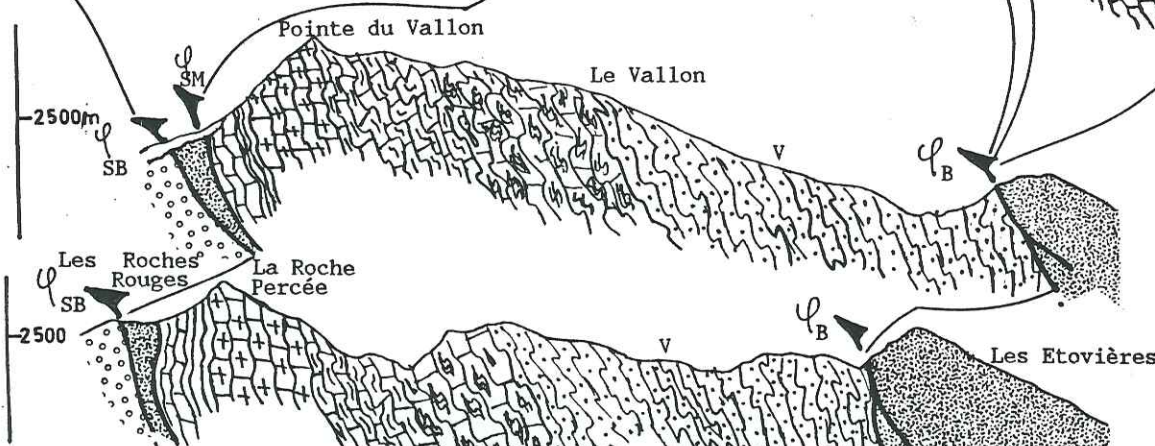
Cicatrice de
Varlossière

Unité de
la Croix
des Têtes

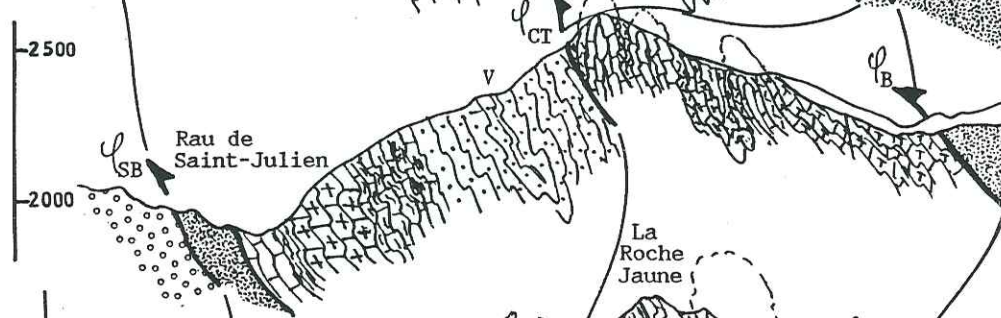
Front gypseux
briançonnais



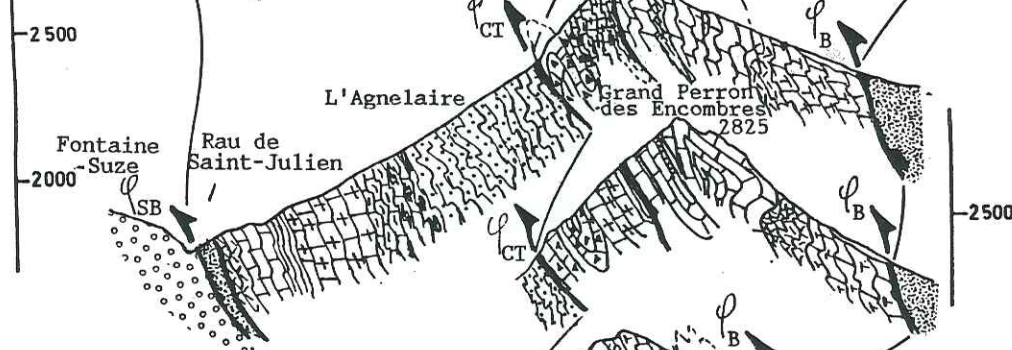
15



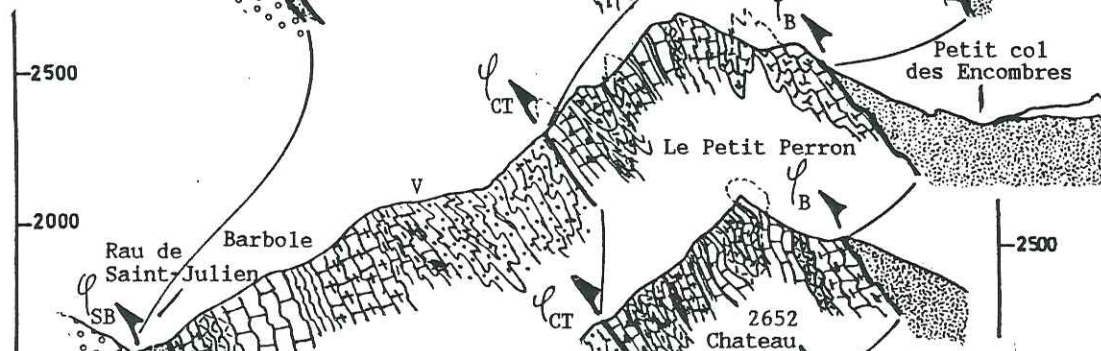
16



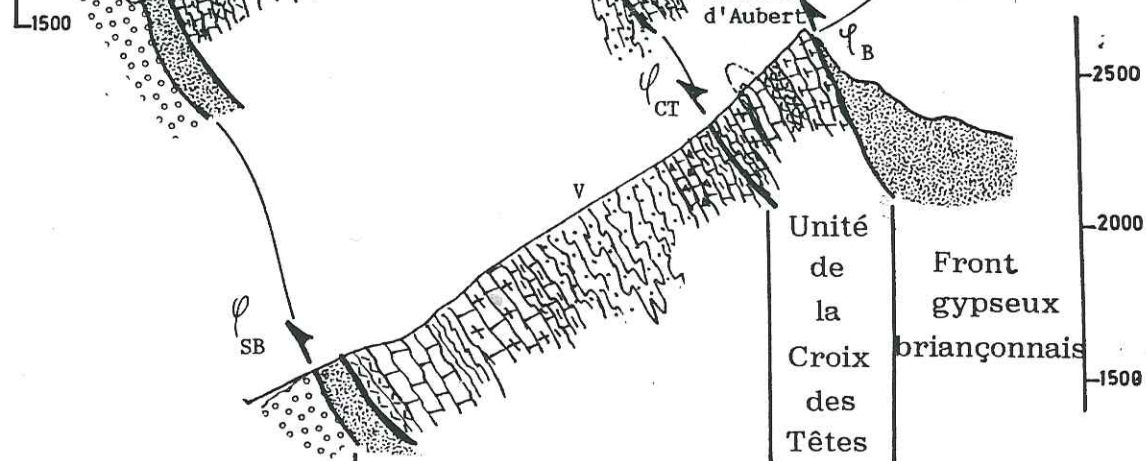
17



18



19



20

Unités externes
à flysch priabonien
et substratum briançonnais

Unité de Saint Martin
de la Porte

Unité
de
la
Croix
des
Têtes

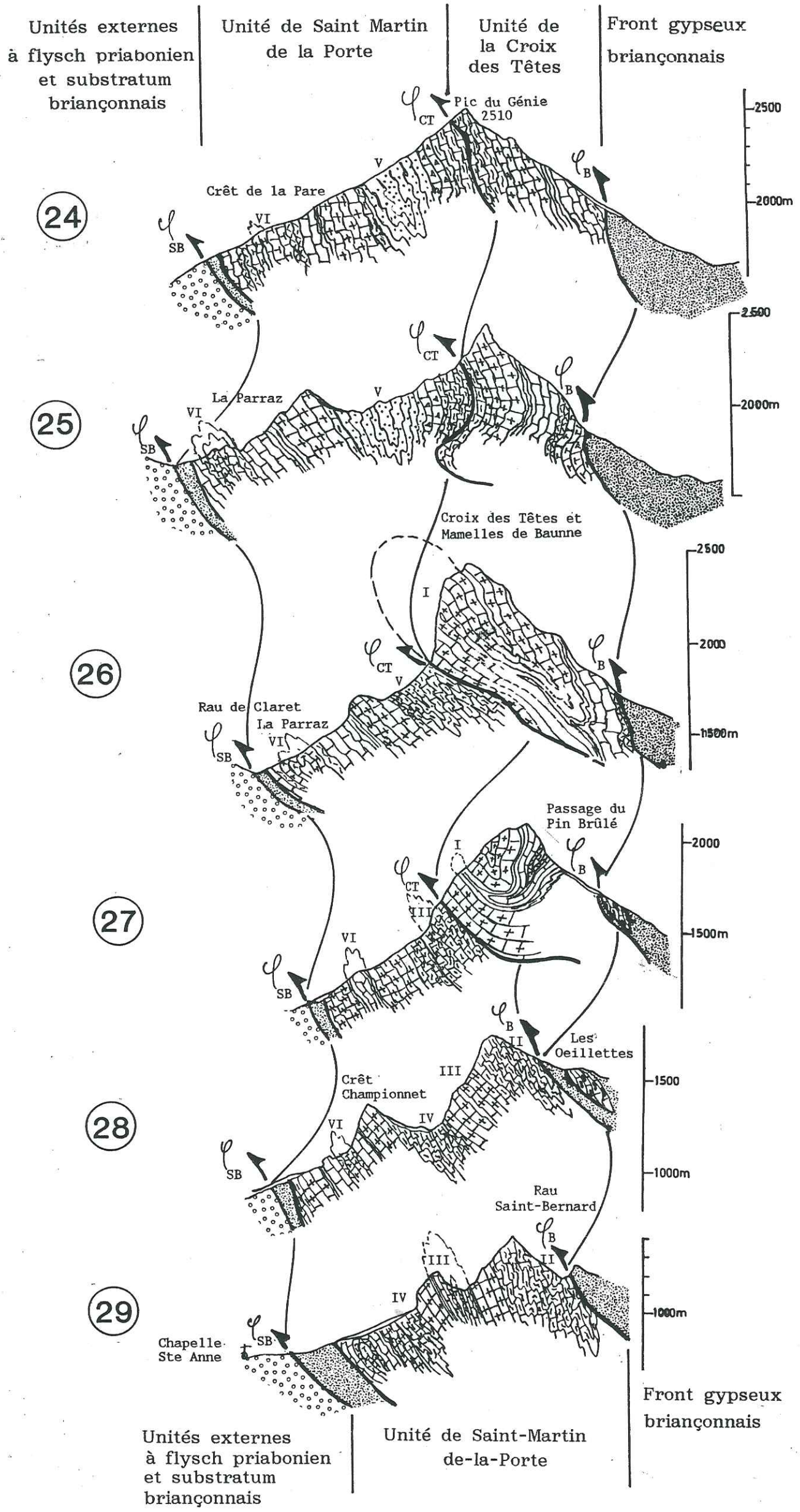
Front
gypseux
briançonnais

21

22

23

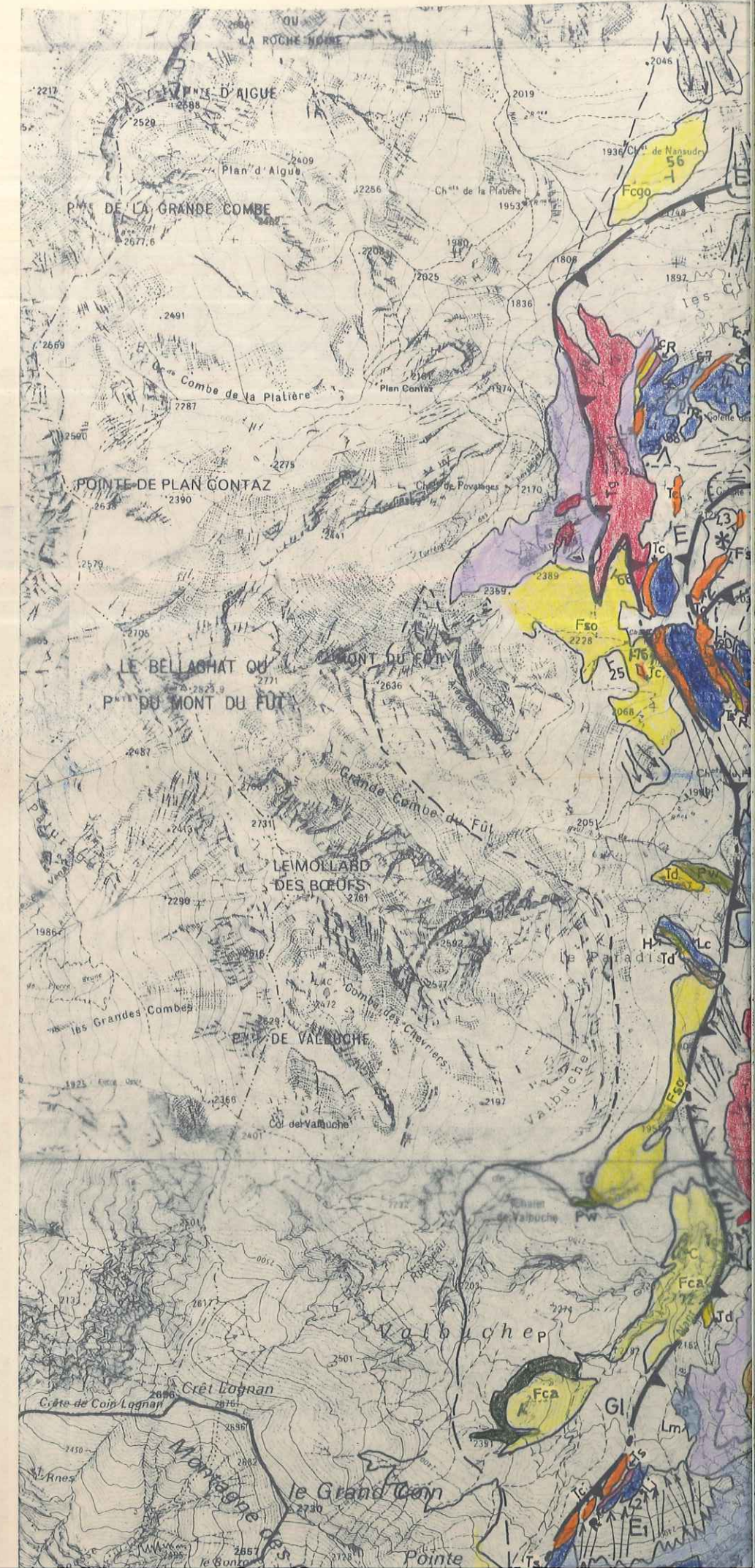
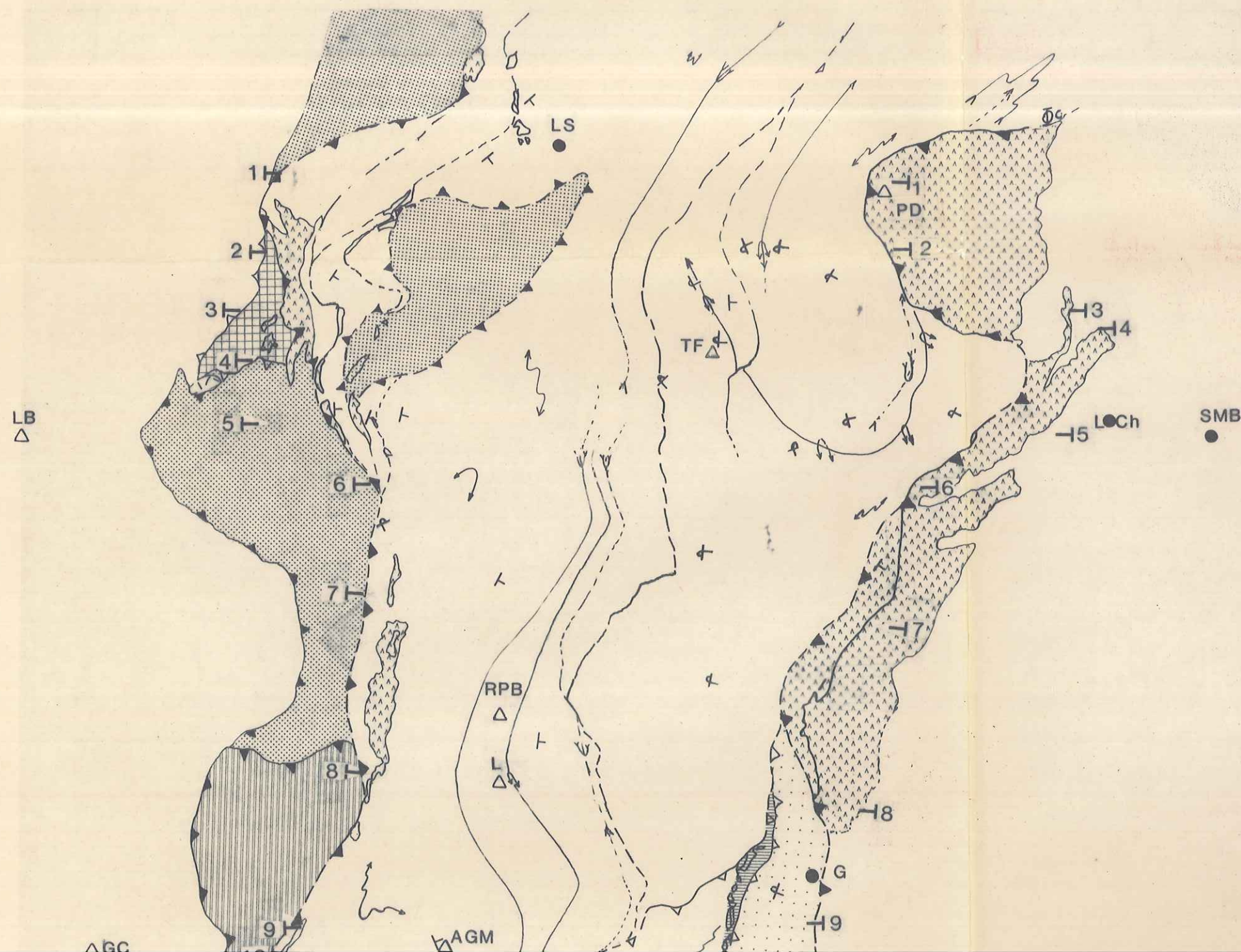
tel-00636295, version 1 - 27 Oct 2011

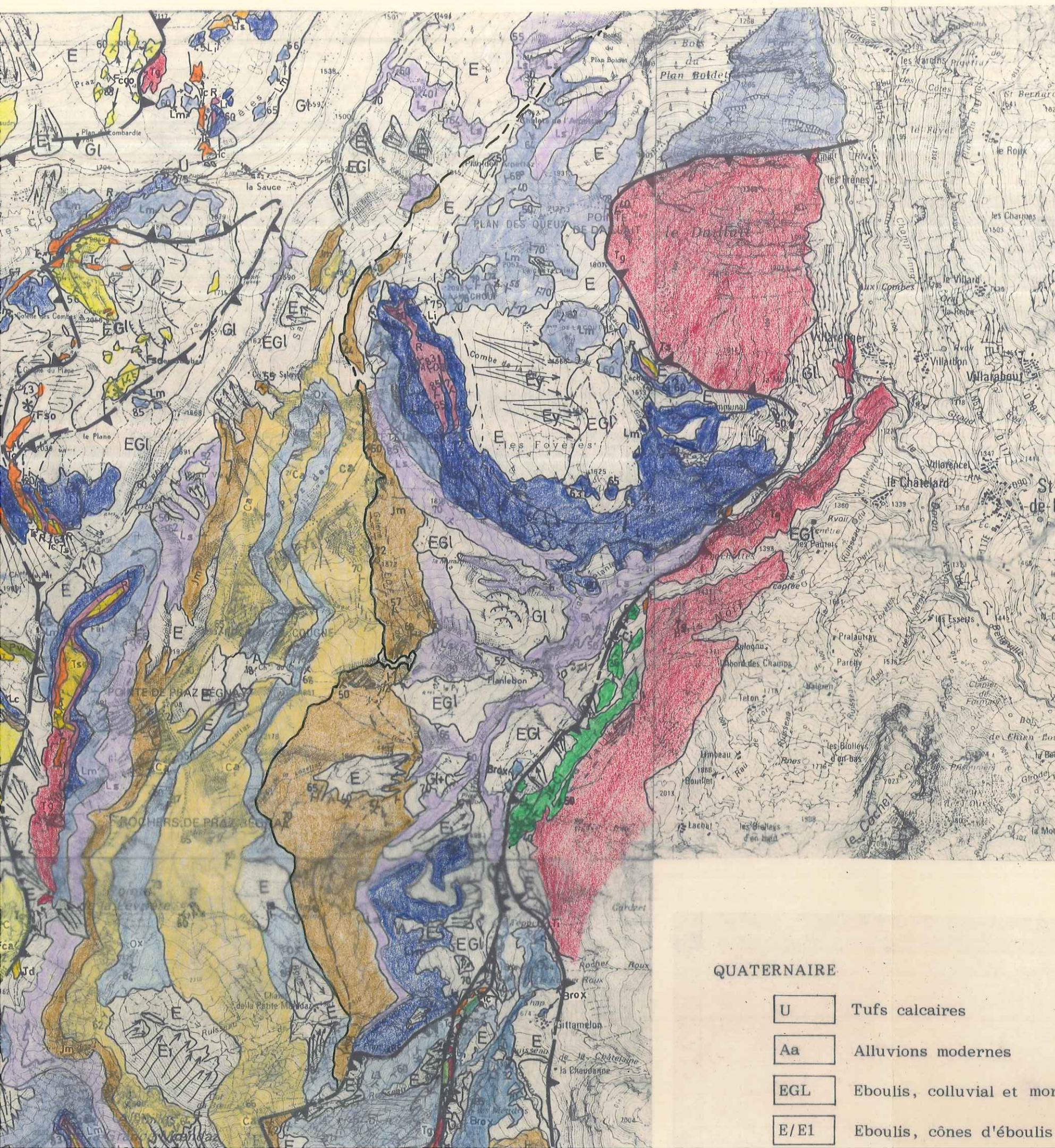


L. V. Pérez Postigo

LE GEOLOGIQUE et SCHEMA STRUCTURAL de la ZONE SUBBRIANCONNAISE entre l'Arc et le Doron de Belleville

Lorgio Victoriano PEREZ POSTIGO 1985





La Rochette
7-8

Moutiers
5-6

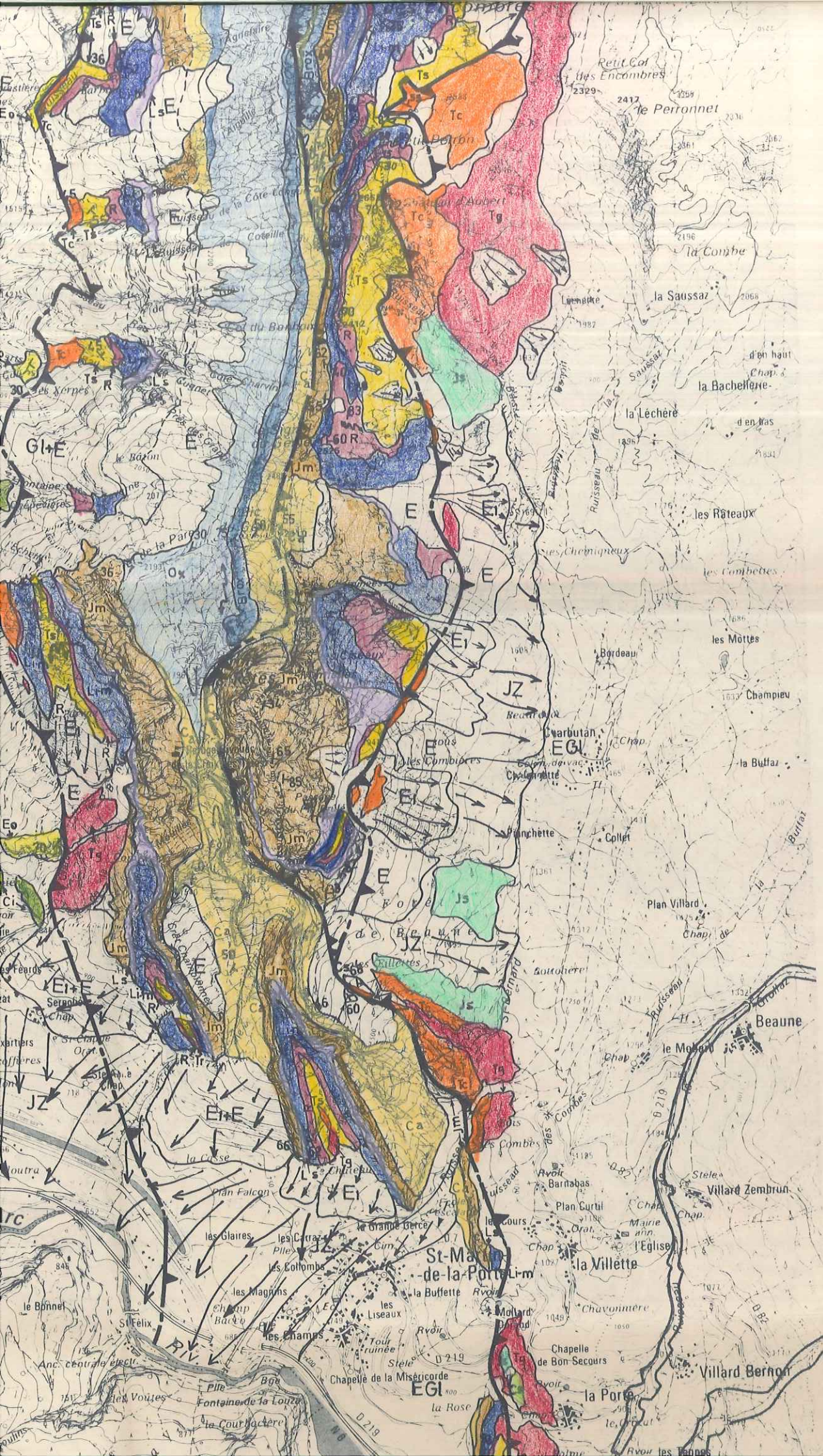
St Jean de Maurienne
Est

SCHEMA D'ASSEMBLAGE

N

QUATERNAIRE

U	Tufs calcaires
Aa	Alluvions modernes
EGI	Eboulis, colluvial et moraines
E/E1	Eboulis, cônes d'éboulis récents



FC Flysch Calcaro-gréseux (Priabonien)

B. UNITE DU MONT NIELARD - MONT DU FUT

Fso Faciès schisteux noir gréseux à olistolites (Priabonien)

Fcgo Faciès à dominante conglomératique à olistolites (Priabonien)

C. ECAILLE DE VALBUCHE

FCa Faciès à Cachet "flysch calcaire" et conglomérat de base (Priabonien)

II. NATURE DES OLISTOLITES

Le Divers calcaires du Lias (infifférenciés)

Td	Calcaires dolomitiques et dolomies triasiques
----	---

Pw Quartzites et microconglomérats du Werfénien



Pélites bariolées à passées gréseuses

H Schistes noirs et prasinitiques (carbonifère)

Faciès "Verrucano" du Permien

BLOCS KLIPPES DU FRONT BRIANÇONNAIS ET DE LA CICATRICE DE VARLOSSIERE

EN Flysch nummulitique (?)

Cs Crétacé supérieur (calcaires spathiques recristallisés)

Ci Crétacé inférieur (marbres en plaquettes)

Js-Ci Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (calcaires et microbrèches à silex)

Js Jurassique supérieur (calcaires spathiques à bioclastes)

Trias inférieur (quartzites blancs)

SITES FOSSILIFERES

F Macrofossiles

* Microfossiles

ELEMENTS STRUCTURAUX

☒ Pendage en série normale

~~X~~ Pendage en série renversée

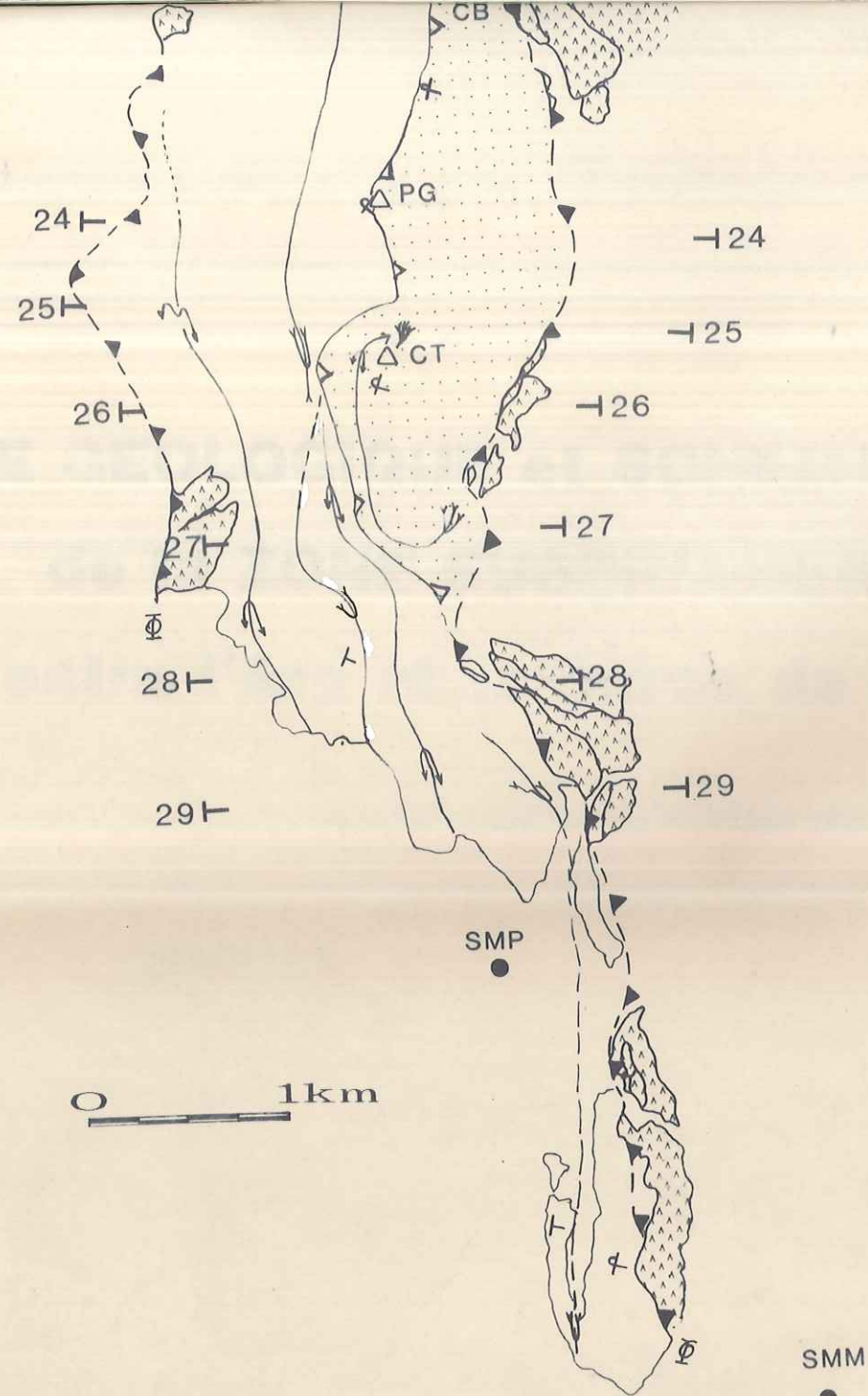
 Couche verticale

 Anticlinal ou antiforme

 Synclinal ou synforme

Présence de plis métriques, plissements

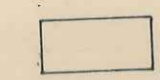
valeur de pendage et plongement
exprimée en degrés



I. NAPPE DU PAS-DU-ROC

- Unité de la Croix des Têtes
- Unité de Saint-Martin-de-la-Porte
- Unité de la Grande Moëndaz
- Cicatrice de Varlossière

II. ZONE BRIANCONNAISE EXTERNE



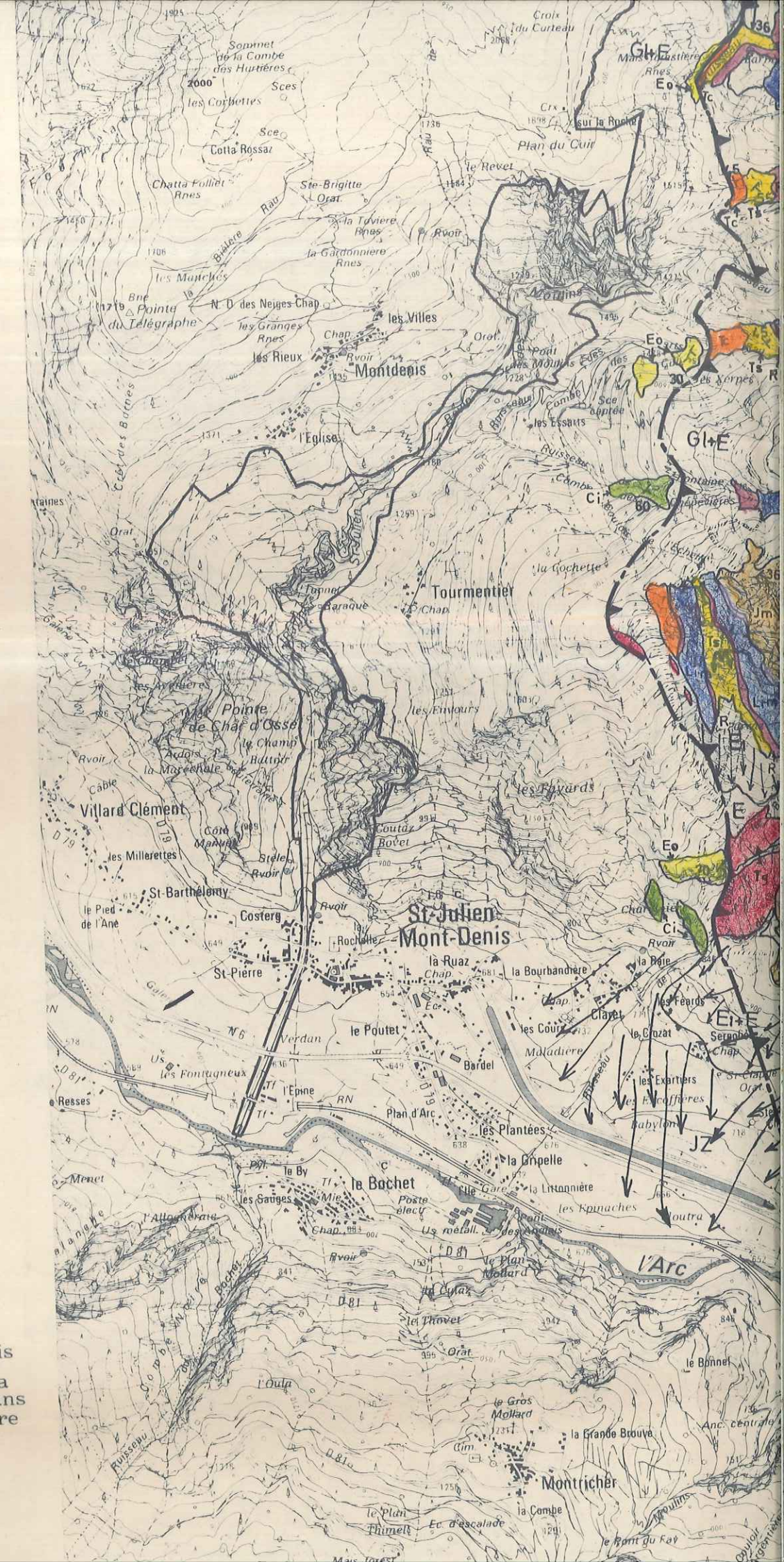
INDICATIONS STRUCTURALES

- Couches en position normale, renversée
- Anticlinal ou antiforme avec plongement axial.
- Synclinal ou synforme avec plongement axial
- Plissement
- Chevauchements majeurs limitant les Nappes
- Chevauchements majeurs limitant les unités à l'intérieur de la Nappe

ABREVIATIONS

- Villes et hameaux importants

- Plis avec numérotation romaine
- FB Front Briançonnais
- SB Front Subbriançonnais
- CT Croix des Têtes et sa semelle tectonique dans la cicatrice de Varlossière
- SMP Saint-Martin-de-la-Porte
- GM Grande Moëndaz



0 1km

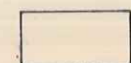
SMP

SMM

I. NAPPE DU PAS-DU-ROC

- Unité de la Croix des Têtes
- Unité de Saint-Martin-de-la-Porte
- Unité de la Grande Moëndaz
- Cicatrice de Varlossière

II. ZONE BRIANCONNAISE EXTERNE



III. UNITES EXTERNES A FLYSCH PRIABONIEN ET SUBSTRATUM D'AFFINITE BRIANCONNAISE

- Unité Cheval Noir - Casse Massion
- Unité Mont Niélard - Mont du Fût
- Ecaille de Valbuche

IV. ZONE DELPHINO-HELVETIQUE INTERNE (Fenêtre des Monts)



Gypses, cargneules et blocs klippes



INDICATIONS STRUCTURALES

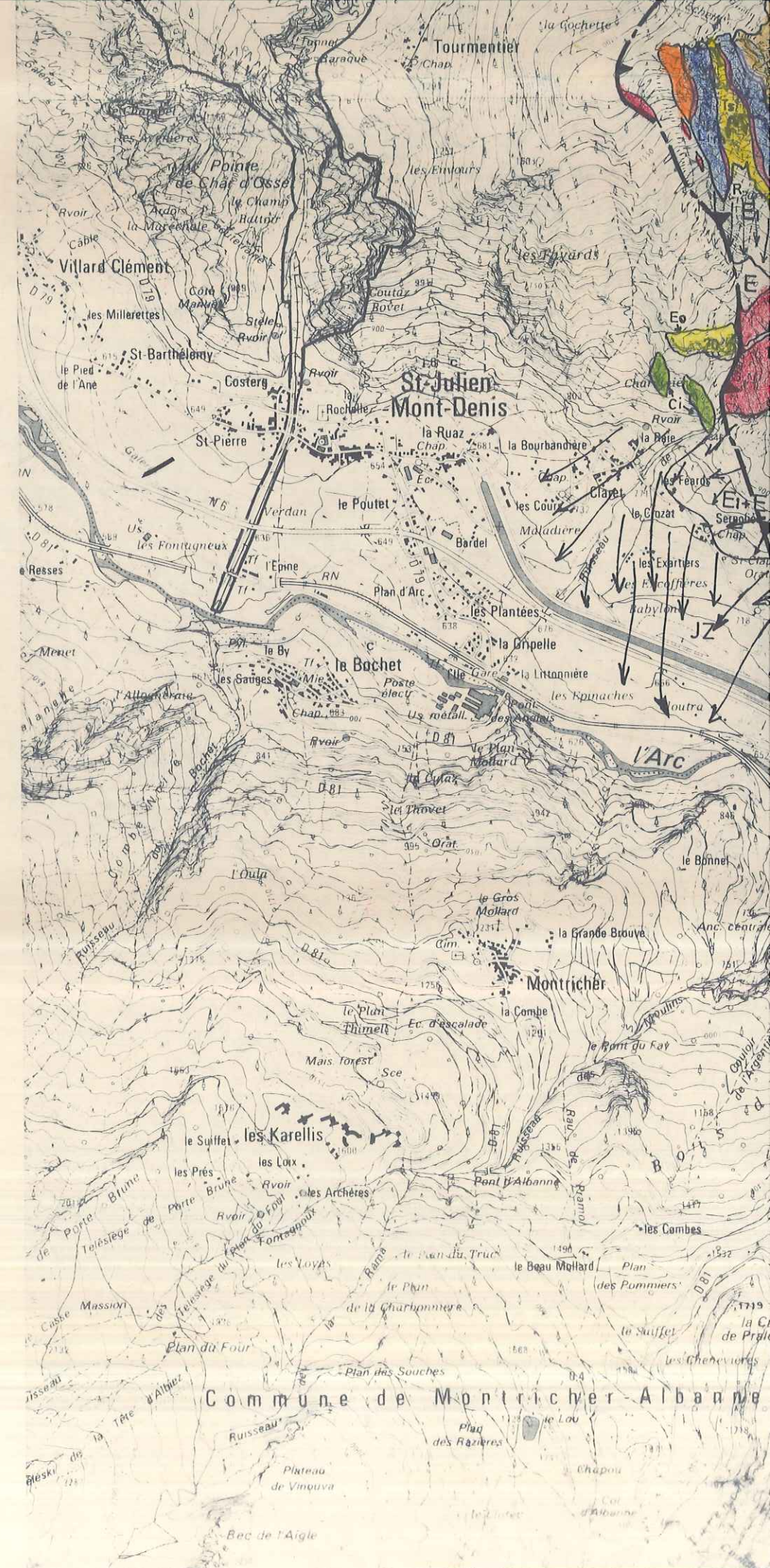
- Couches en position normale, renversée Plis avec numérotation romaine
- Anticlinal ou antiforme avec plongement axial. Synclinal ou synforme avec plongement axial. Plissotement
- Chevauchements majeurs limitant les Nappes Chevauchements majeurs limitant les unités à l'intérieur de la Nappe

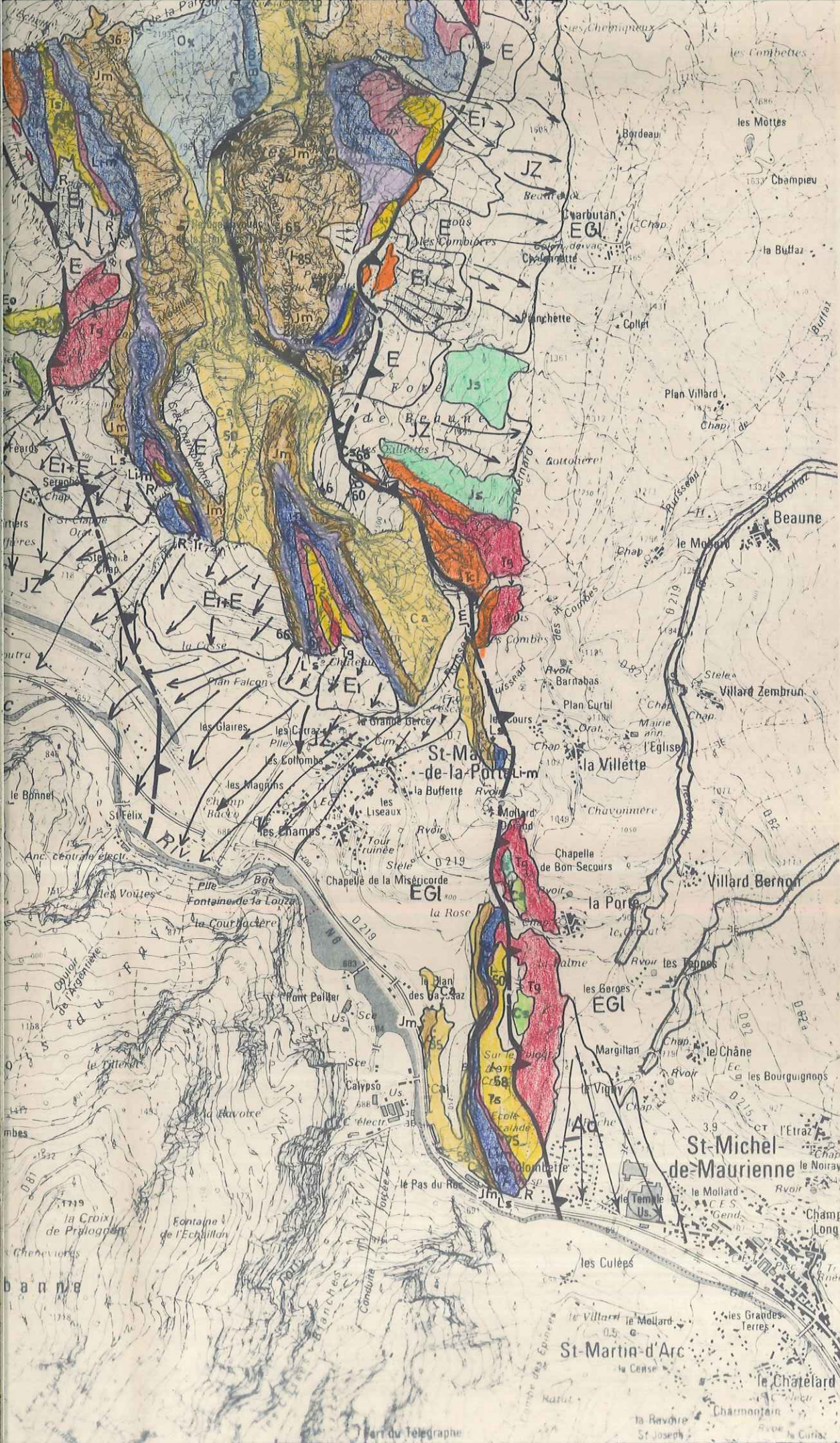
ABREVIATIONS

- Villes et hameaux importants
G Gittamelon
LCh Le Chatelard
LS La Sauce
SJMD Saint-Julien-Mont-Denis
SMB Saint-Martin-de-Belleville
SMM Saint-Michel-de-Maurienne
SMP Saint-Martin-de-la-Porte
- Sommets.
AGM Aiguille de la G^{de} Moëndaz
CN Cime Noire
CT Croix des Têtes
GC Grand Coin
GN Grand Niélard
GP Grand Perron
LB Le Bellachat
PD Point de la Dailliait
PG Pic du Génie
PP Petit Perron

- FB Front Briançonnais
SB Front Subbriançonnais
CT Croix des Têtes et sa semelle tectonique dans la cicatrice de Varlossière
SMP Saint-Martin-de-la-Porte
GM Grande Moëndaz
- Cols
CB Col du Bonhomme
CBP Col du Bonnet du Prêtre
CPP Col du Petit Perron
CRR Col des Roches Rouges

- PV Pointe du Vallon
RBP Rocher du Praz Begnay
TF Tête du Fer
L la Levrière





- Pélites bariolées à passées gréseuses
- Schistes noirs et prasinitiques (carbonifère)

BLOCS KLIPPES DU FRONT BRIANÇONNAIS ET DE LA CICATRICE DE VARLOSSIERE

- EN Flysch nummulitique (?)
- Cs Crétacé supérieur (calcaires spathiques recristallisés)
- Cr Crétacé inférieur (marbres en plaquettes)
- Js-Cr Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (calcaires et microbrèches à silex)
- Js Jurassique supérieur (calcaires spathiques à bioclastes)
- Ti Trias inférieur (quartzites blancs)

SITES FOSSILIFERES

- F Macrofossiles
- * Microfossiles

ELEMENTS STRUCTURAUX

- Pendage en série normale
 - Pendage en série renversée
 - Couche verticale
 - Anticlinal ou antiforme
 - Synclinal ou synforme
 - Présence de plis métriques, plissements
 - Contours géologiques, a) visible, b) supposé
 - Chevauchement majeur limitant les nappes a) visible b) supposé
 - Chevauchement majeur limitant les unités à l'intérieur de la nappe a) visible, b) supposé
- valeur de pendage et plongement exprimée en degrés

0 1 2 3 km