Contributions à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute Savoie) - Alpes françaises.

Bernard Pairis

▶ **To cite this version:**

Bernard Pairis. Contributions à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute Savoie) - Alpes françaises.. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1975. Français. NNT : . tel-00547458

HAL Id: tel-00547458

https://theses.hal.science/tel-00547458

Submitted on 16 Dec 2010

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.

1 EXP

DOCTORAT DE 3 CYCLE
N° D'ORDRE

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 030458 0

Contributions à l'étude

Stratigraphique, Tectonique et Métamorphique

du Massif de Platé
(Haute – Savoie)

THESE

26 JAN. 1976

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE et MEDICALE de GRENOBLE
INSTITUT DOLOMIEU
Rue Maurice Gignoux
38 - GRENOBLE

Présentée

à l'Université Scientifique et Médicale de GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE 3° CYCLE

SPECIALITE : SCIENCES DE LA TERRE
MENTION : GEOLOGIE APPLIQUEE

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

par

Bernard PAIRIS

01 SEP. 2003

Soutenue publiquement le 17 décembre 1975
devant la commission d'examen

MM.	**J. DEBELMAS**	Président
	M. GIDON	Examinateur
	J. ROSSET	Examinateur

DOCTORAT DE 3 CYCLE
N° D'ORDRE

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

Contributions à l'étude
Stratigraphique, Tectonique et Métamorphique
du Massif de Platé
(Haute – Savoie)

---

28 JAN 1976

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE et MEDICALE de GRENOBLE
INSTITUT DOLOMIEU
Rue Maurice Gignoux
38 - GRENOBLE

THESE

Présentée

à l'Université Scientifique et Médicale de GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE 3° CYCLE

SPECIALITE : SCIENCES DE LA TERRE
MENTION : GEOLOGIE APPLIQUEE

par

Bernard PAIRIS

Soutenue publiquement le 17 décembre 1975
devant la commission d'examen

MM.	**J. DEBELMAS**	Président
	M. GIDON	Examinateur
	J. ROSSET	Examinateur

100 87262

"..... Platé constitue, dans notre chaîne des Alpes une région bien spéciale, difficile d'accès d'une part, peu confortable à tous les points de vue d'autre part : il faut à la fois des souliers bien ferrés et beaucoup de philosophie pour s'y aventurer; les observations intéressantes y abondent, l'imprévu et le pittoresque se coudoient et ainsi peu à peu le charme vous prend et on subit tout l'ascendant de ce pays désolé, d'où l'on part à regret, muni de poésie pour l'âme et d'une abondante moisson d'objets d'études pour l'esprit."

H. DOUXAMI, 1906.

Le Désert de Platé et les
montagnes entre l'Arve et
le Giffre (Haute - Savoie)
Bull.Soc.Géogra.,Lille.

A V A N T - P R O P O S

En I972, Monsieur le Professeur J.DEBELMAS m'honorant de sa confiance m'a proposé la révision cartographique du massif de Platé; qu'il reçoive ici l'expression de ma profonde gratitude.

Une excursion de l'Université de Genève, conduite par Monsieur J.MARTINI, à laquelle Messieurs J.CHAROLLAIS et J.ROSSET m'avaient invité, m'a permis de prendre un premier contact avec ce massif.

Je remercie vivement Monsieur J.ROSSET qui me conduisant dans le massif des Aravis m'a permis de me familiariser avec la série stratigraphique de la région. La bibliographie qu'a bien voulu me fournir Monsieur J.CHAROLLAIS, et les discussions que nous avons eues ensemble, sur les problèmes de stratigraphie m'ont été d'un grand secours.

Monsieur GIDON, m'accompagnant par trois fois sur le terrain est à l'origine de la mise en évidence des failles-plis -éléments fondamentaux de la tectonique du massif- dans la région de Sallanches; qu'il en soit grandement remercié.

Les nombreuses discussions que j'ai pu avoir avec Messieurs GIDON et VIALON sur les problèmes de tectonique et avec Monsieur et Madame ARNAUD sur les problèmes de sédimentogenèse ont largement contribué à l'élaboration de ce travail.

Je remercie également Monsieur P.ANTOINE qui m'a fait découvrir la bordure est de la chaîne du Mont-Blanc durant l'été I974.

Je remercie tous les spécialistes de paléontologie que j'ai pu consulter. Sans les déterminations qu'ils ont pu faire sur des échantillons souvent en très mauvais état, surtout en ce qui concerne les Ammonites et les Orbitolines, de nombreux problèmes de tectonique seraient restés insolubles.
- Mme ARNAUD a déterminé les Orbitolinidae et les faunes associées;
- M. BLONDEAU a bien voulu consacrer une journée complète à la détermination des Nummulites;
- M. le Professeur P.BRONNIMANN a bien voulu essayer de déterminer les restes de microfaune découverts dans les calcaires écrasés du torrent du Souay;
- M. le Professeur R.ENAY a déterminé les Ammonites du Jurassique;
- Mlle S.HUMBERT a déterminé les Echinides de l'Hauterivien;
- M. B.PORTHAULT n'a pas compté son temps pour l'étude des nombreuses lames minces de Crétacé supérieur qui lui ont été soumises;
- M. J.P.THIEULOY a réussi à déterminer les quelques Ammonites très abimées que j'ai pu récolter dans le Néocomien et le "Gault".

Je remercie M. APPRAHAMIAN grâce à qui les problèmes de l'anchimétamorphisme ont pu être largement étudiés, ainsi que M. G.VIVIER qui m'ayant initié à la technique des rayons X a mis son laboratoire à ma disposition.
Mme USELLE et Mme KELLER m'ont largement facilité l'accès à leur laboratoire lors de la phase de chauffage des échantillons d'argile; qu'elles en soient remerciées.

J'exprimerai ici ma plus sincère reconnaissance à M. D.ARNAUD pour les lavages, les calcimétries, une partie des lames minces et surtout les très nombreuses sections polies qu'il a effectuées ainsi que pour la part importante qu'il a prise dans la préparation des agrégats orientés d'argiles; à M.TELMAT qui m'a initié à la confection des lames minces, puis m'a largement ouvert son atelier; à M.REVOL qui a confectionné une partie des agrégats orientés d'argiles pour les études aux rayons X; à M.CHABERT qui a imprimé cet ouvrage.

Mme ROBERT m'a grandement facilité la tâche dans mes recherches bibliographiques, le prêt des cartes et des ouvrages, je l'en remercie.

Je remercierai enfin, tous ceux qui m'ont apporté leur aide physique, morale et matériel-le lors de mes campagnes de terrain :
- mes cousins A.ROBIN de Cluses qui m'ont hébergé à la fin de l'automne 1973;
- mes amis Arlette et Pierre JEANBLANC de Luzier auprès desquels j'ai pu retrouver chaque soir de l'été 1973 beaucoup de chaleur humaine et de compréhension;
- M.BUCH, alors cabinier à Flaine, le berger des Chalets de Sales, les chasseurs des Chalets de Platé et tous mes camarades et amis qui m'ont parfois accompagné dans les longues traversées du massif.

Je garde un très bon souvenir des relations exceptionnellement amicales que j'ai pu établir avec le pilote et le mécanicien de l'hélicoptère alors basé à Sixt.

Enfin et surtout je remercierai mon frère Jean-Louis, qui ne ménageant ni son temps, ni sa peine, fut mon maître tout au long des années; de nombreux problèmes seraient restés dans l'ombre si une étroite collaboration ne s'était installée entre nous. Son épouse Monique a frappé le brouillon du manuscrit et le texte définitif, en même temps qu'elle assurait ses charges de mère de famille; qu'elle reçoive ici l'expression de ma profonde gratitude.

Je dédie ce travail à mon épouse Bernadette, mes parents et mes beaux-parents qui ont dû assumer la lourde charge financière de la majeure partie de mes campagnes de terrain.

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS I
TABLE DES MATIERES III
LISTE DES FIGURES VIII
INTRODUCTION 3
I. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE 3
I.- Délimitation du sujet 3
2.- Cadre géographique 3
3.- Cadre géologique 3
II. HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS 4
I.- Les premières études 4
2.- Les grands travaux 4
3.- Les travaux récents 5
PREMIERE PARTIE : STRATIGRAPHIE 7
INTRODUCTION 7
I. LA SERIE DE PORMENAZ 7
I.- LE SOCLE 7
2.- LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE 7
A. LE CARBONIFERE SUPERIEUR 7
α. Membre inférieur : La Formation finement détritique 7
β. Membre supérieur : La Formation grossièrement détritique 8
I) Généralités 8
2) Description détaillée : coupe de Chavanne Neuve 8
3) Données radiocristallographiques 9
B. LE TEGUMENT PERMO-TRIASIQUE 9
C. LE TRIAS 9
I) Généralités 9
2) Description détaillée : coupe du Pas de Forclette ..... IO
3) Données radiocristallographiques II
D. LE CRETACE SUPERIEUR II
I) Généralités II
2) Description détaillée : coupe de la "klippe de Pormenaz" auct II
3) Données radiocristallographiques I2
E. LA LAME CALCAIRE DU SOUAY I2
I) Généralités I2
2) Description détaillée I2
3) Données radiocristallographiques I2
II. LE DOMAINE DE PLATE I2
A. LES SCHISTES A NODULES ("LIAS SCHISTEUX") I2
I) Généralités I2
2) Description détaillée : coupe de Saint-Martin-sur-Arve I5
3) Données radiocristallographiques I5
B. LE DOGGER CALCAIRE I6
I) Généralités I6
2) Description détaillée : coupe du torrent de Saint-Martin-sur-Arve I6
3) Données radiocristallographiques I7

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 43 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr
01 SEP. 2003

C. LES SCHISTES DU JURASSIQUE SUPERIEUR I7
I) Généralités I7
2) Description détaillée : coupe de La Cha I7
3) Données radiocristallographiques I8

D. L'ARGOVIEN" I8
I) Généralités I8
2) Description détaillée : coupe de La Cha 2I
3) Données radiocristallographiques 2I

E. LE TITHONIQUE 22
I) Généralités 22
2) Description détaillée : coupe synthétique 22
3) Données radiocristallographiques 23

F. LES CALCAIRES ET SCHISTES DU NEOCOMIEN INFERIEUR 24
I) Généralités 24
2) Description détaillée 24
a. coupe de La Cha 24
b. coupe de l'Arpennaz 25
3) Données radiocristallographiques 26

G. LES SCHISTES VALANGINIENS 26
I) Généralités 26
2) Description détaillée : coupe de La Cha 26
3) Données radiocristallographiques 29

H. LES CALCAIRES NEOCOMIENS SUPERIEURS 29
Introduction 29
α. Membre inférieur : les Calcaires roux et schistes 29
I) Généralités 29
2) Description détaillée 3I
a. coupe de Bellegarde 3I
b. coupe du Pas de Sales 3I
β. Membre supérieur : les Calcaires et schistes gréseux et glauconieux 3I
I) Généralités 3I
2) Description détaillée 32
a. coupe de Bellegarde 32
b. coupe du Pas de Sales 33
3) Données radiocristallographiques sur les Calcaires Néocomiens supérieurs 33

I. L'URGONIEN 33
I) Généralités 33
a. les couches de transition 34
b. les Calcaires massifs 34
bI-Description d'ensemble 34
b2-Age des Calcaires massifs 37
c. l'Assise détritique terminale 38
2) Description détaillée de la formation urgonienne 38
a. coupe du Nant Bourdon 38
aI-Les Couches de transition 38
a2-Les Calcaires massifs 38
a3-L'Assise détritique terminale 40
b. coupe des chalets de Sales 40
c. coupe du versant ouest de la Pointe d'Ayères 40
3) Conclusions : Nouvel aperçu sur l'Urgonien de Platé 40
4) Données radiocristallographiques sur l'Urgonien 43

J."LE GAULT" 43
I) Généralités 43
2) Description détaillée 43
a. coupe de Cluses 43
b. coupe de Flaine 44
c. coupe de l'Aiguille de Varan 44

d. coupe des chalets de Sales 44
e. coupe du versant ouest de la Pointe d'Ayères 45
f. faciès particuliers du "Gault" 45
fI- coupe de Gers 45
f2- flanc nord-ouest de l'Arbaron 46
3) Données radiocristallographiques 46

K. LE CRETACE SUPERIEUR 46
I) Généralités 46
a. le problème du Cénomanien; type de sédimentation dans la base du Crétacé supérieur 46
b. les érosions anténummulitiques et l'âge des couches crétacées sous la discordance tertiaire 49
c. description d'ensemble 49
2) Description détaillée 49
a. coupe de Flaine 52
b. coupe de la combe de Sales 52
c. coupe du torrent de Gers 52
d. faciès particuliers 54
dI- coupe du compartiment sud-est de la faille de la Croix de Fer . 54
d2- les Microcodiums 54
d3- les couches versicolores 54
d4- les calcaires sombres 54
3) Données radiocristallographiques 56

L. LE NUMMULITIQUE 56
I) Généralités 56
a. l'Assise conglomératique 56
b. la Formation brune 56
c. la Formation grise 58
d. les Calcaires blancs 58
e. les Schistes à Globigérines 58
f. les Schistes gréso-micacés 60
g. les Grès de Taveyannaz 60
2) Répartition des différentes formations dans le massif de Platé 62
a. le chenal de l'Epine 62
b. le chenal des Platières 62
c. les vallées transverses 62
d. le rôle de la fracturation anténummulitique 64
3) Nouvelles données sur la répartition des dépôts marins du Lutétien supérieur 64
4) Données radiocristallographiques 65
a. les Calcaires blancs 65
b. les Schistes à Globigérines 66
c. les Grès de Taveyannaz 66

M. LE QUATERNAIRE 67

DEUXIEME PARTIE : TECTONIQUE 69

I. LE DOMAINE DES AIGUILLES ROUGES 69

II. LE DOMAINE DE PLATE 69

INTRODUCTION 69

I.- PREMIERE ETAPE 69

A. LES BOMBEMENTS ANTENUMMULITIQUES 70
I) L'anticlinal des Foges 70
2) L'anticlinal de la Tête de Porte 70

B. LES FRACTURES SUBMERIDIENNES 73
I) La faille des Forts de Platé 73
2) La faille de la Tête des Verds 73
3) La faille de la Pointe de Platé 73

C. LES FRACTURES N 50°E 73

2.- DEUXIEME ETAPE 74

3.- TROISIEME ETAPE 78

A. DESCRIPTION DES FAILLES-PLIS 79
I) La faille de Vange 79
a. les écailles 8I
aI-l'écaille du Nant de La Rippaz 8I
a2-l'écaille de la Laiteuse 82
a3-les écailles des chalets de Vange 82
b. les conclusions 82
2) L'accident du torrent de Saint-Martin-sur-Arve - la Croix de Fer.... 82
3) L'accident septentrional : la faille de La Grangeat et le chevauchement de l'Arbaron 85
4) Le prolongement de l'accident de Vange-Nant de La Rippaz vers le nord 86
5) L'accident de Praz-Coutant 87

B. INTERPRETATION CINEMATIQUE DES FAILLES-PLIS 89
I) Le secteur de Vange 89
2) Le secteur du Nant de La Rippaz 89

4.- QUATRIEME ETAPE 9I

DESCRIPTION DE LA MARGE SUD-ORIENTALE DU MASSIF DE PLATE 93
I) le contact des domaines de Platé et des Aiguilles Rouges : le secteur du ravin du Souay 93
2) Le secteur des chalets de Platé, du cirque de Sales et des Rochers de Fiz 95
a. les plis 95
aI-le synclinal des chalets de Platé 95
a2-l'anticlinal de Barmus 95
a3-l'anticlinal des Grandes Platières 97
a4-le synclinorium de Sales 97
a5-le synclinorium des Rochers de Fiz 97
b. les failles 98
bI-le décrochement N 80°E des chalets de Platé 98
b2-la faille de Gers 98

5.- LES GRANDES STRUCTURES DU MASSIF DE PLATE 98

A. LE SYNCLINAL DU DESERT DE PLATE 99

B. L'ANTICLINAL DE MONTHIEU 99

C. LE SYNCLINAL DE FLAINE 99

D. L'ANTICLINAL DE L'ARBARON-SIXT ..... IOI
I) L'anticlinal de l'Arbaron ..... IOI
2) Le pli de Sixt ..... IOI
3) Le raccord Arbaron-Sixt I02
a. arguments structuraux I02
b. arguments stratigraphiques I04
bI-Les érosions antérieures au Nummulitique marin I04
b2-répartition du Lutétien I04
b3-âges relatifs de la transgression priabonienne I04
c. conclusions I05

E. LE SYNCLINAL COMPLEXE D'ARACHES I05
I) Le synclinal de Bellegarde I05
2) L'anticlinal de Magland I05
3) L'anticlinal des Rochers de La Balme I07

F. L'ANTICLINAL DE BALME I07
I) Description d'ensemble I07
2) Description détaillée I08
a. la rive gauche de l'Arve I08
b. la rive droite de l'Arve I08
c. les effets des mouvements tardifs dans l'ensemble chevauchant .. I09
d. le compartiment chevauché I09
3) Cinématique de la formation du pli de Balme ..... IIO
4) Conclusions ..... IIO

G. LE SYNCLINAL DE BALLANCY ..... IIO

H. LES ANTICLINAUX DE CLUSES ET DU GACCO III
I) l'anticlinal de Cluses III
a. description d'ensemble III
b. description détaillée III
c. conclusions II3
2) l'anticlinal du Gacco II3
3) Déformations tardives des structures de Cluses et du Gacco II4

I. LE CONTACT DES NAPPES PREALPINES II4

TROISIENE PARTIE : LE METAMORPHISME II7

INTRODUCTION II7

I. CONCLUSIONS MINERALOGIQUES II7

II. REPARTITION DES INDICES DE CRISTALLINITE DES MINERAUX I20

I.- LE DOMAINE DES AIGUILLES ROUGES I20

2.- LE DOMAINE DE PLATE I20

A. EVOLUTIONS LATERALES I20

B. EVOLUTIONS VERTICALES I25
I) La coupe du Dérochoir I25
2) La partie amont de la cluse de l'Arve I28

III. CONCLUSIONS SUR LA REPARTITION DES CRISTALLINITES ET DES MINERAUX I3I

I.- LE PREMIER METAMORPHISME I3I

2.- LE DEUXIEME METAMORPHISME I34

IV. CONCLUSIONS I35

QUATRIEME PARTIE : CONCLUSIONS I37

I. CONCLUSIONS TECTONIQUES I37

I.- EVOLUTION STRUCTURALE DU MASSIF DE PLATE I37

2.- RELATION ENTRE LA TECTONIQUE ET LE METAMORPHISME DE LA SERIE DE PLATE ... I38

3.- POSITION STRUCTRALE DU MASSIF DE PLATE I38

A. GENERALITES I38

B. LES RAPPORTS STRUCTURAUX AVEC LE SOCLE ET LEURS CONSEQUENCES I39

C. LES LIMITES SEPTENTRIONALES DE LA MASSE CHARRIEE I40

II. PALEOGEOGRAPHIE I40

I.- LE DOMAINE DES AIGUILLES ROUGES I40

2.- LE DOMAINE DE PLATE I40

3.- LE DOMAINE DES NAPPES PREALPINES I42

BIBLIOGRAPHIE I43

LISTE DES FIGURES

Fig. I Carte toponymique ..... p. 2

Fig. 2 La Série de Pormenaz ..... p. I3

Fig. 3 Coupes des Schistes à nodules, du Dogger calcaire et des Schistes du Jurassique inférieur ..... p. I9

Fig. 4 Coupes de "l'Argovien", du Tithonique et Calcaires et Schistes du Néocomien inférieur ..... p. 27

Fig. 5 Coupes des Calcaires roux et Schistes du Néocomien supérieur ... p. 30

Fig. 6 Coupes des Schistes valanginiens et des Calcaires néocomiens supérieurs ..... p. 34

Fig. 7 Détail du mode de sédimentation à la base des Calcaires massifs de l'Urgonien ..... p. 39

Fig. 8 Coupes de l'Urgonien ..... p. 4I

Fig. 9 Coupes du "Gault" ..... p. 47

Fig. IO Carte des zones isopaques du Crétacé supérieur sous le Nummulitique p. 48

Fig. II Répartition des âges des dépôts du Crétacé supérieur ..... p. 50

Fig. I2 Répartition des zones isochrones du Crétacé supérieur sous le Nummulitique ..... p. 5I

Fig. I3 Zonation du Turonien d'après B. PORTHAULT (I974) ..... p. 49

Fig. I4 Crétacé supérieur : Coupe de Flaine ..... p. 53

Fig. I5 Coupes du Crétacé supérieur ..... p. 55

Fig. I6 Essai de corrélations entre les coupes du Nummulitique du secteur méridional ..... p. 57

Fig. I7 Répartition des faciès du Tertiaire au niveau de la surface de transgression ..... p. 59

Fig. I8 Reconstitution paléogéographique de la partie occidentale du massif de Platé ..... p. 6I

Fig. I9 Corrélations entre les coupes du Nummulitique dans l'axe du chenal des Platières ..... p. 63

Fig. 20 Coupe schématique des Forts de Platé ..... p. 64

Fig. 2I Schéma de l'anticlinal anté-nummulitique des Foges..... p. 70

Fig. 22 L'anticlinal de la Tête de Porte ..... p. 70

Fig. 23 Carte structurale ..... p. 72

Fig. 24 Relations théoriques entre les plis et les fractures lors de l'étape I (d'après MOODY et HILL) ..... p. 74

Fig. 25 Les microslumpings de Balacha ..... p. 75

Fig. 26 Coupe de la cluse de l'Arve (Rive droite) ..... p. 76-77

Fig. 27 Carte structurale de l'amont de la cluse de l'Arve ..... p. 80

Fig. 28 La Tête de Lion vue de La Grangeat ..... p. 84

Fig. 29 Schéma du contact de l'écaille septentrionale de Vange sur le flanc normal de l'anticlinal de l'Arpennaz ..... p. 88

Fig. 30 Interprétation cinématique des structures dans l'amont de la cluse de l'Arve ..... p. 90

Fig. 3I Interprétation cinématique de la structure de la rive droite du ravin du Souay ..... p. 92

Fig. 32 Coupes du secteur sud-oriental ..... p. 94

Fig. 33 Le pli de Barmus ..... p. 96

Fig. 34 Carte des isohypses du toit du "Gault" ..... p. I00

Fig. 35 Coupe du pli de l'Arbaron ..... p. I03

Fig. 36 Coupe du pli de Sixt ..... p. I03

Fig. 37 Rapports entre les structures de Cluses, Balme, Rochers de la Balme et Magland ..... p. I06

Fig. 38 Coupes des plis de Cluses et du Gacco ..... p. II2

Fig. 39 Interprétation cinématique de la formation du pli du Gacco .... p. II3

Fig. 40 Schéma de situation des coupes et des points de prélèvement utilisés dans l'étude du degré de cristallinité de l'illite ... p. II8

Fig. 4I Paramètres cristallographiques de l'illite du Houiller au Dogger calcaire ..... p. I2I

Fig. 42 Paramètres cristallographiques de l'illite dans le Jurassique supérieur ..... p. I23

Fig. 43 Paramètres cristallographiques de l'illite pour le Crétacé et la lame calcaire du Souay ..... p. I24

Fig. 44 Paramètres cristallographiques de l'illite pour le Tertiaire et le Wildflysch ..... p. I26

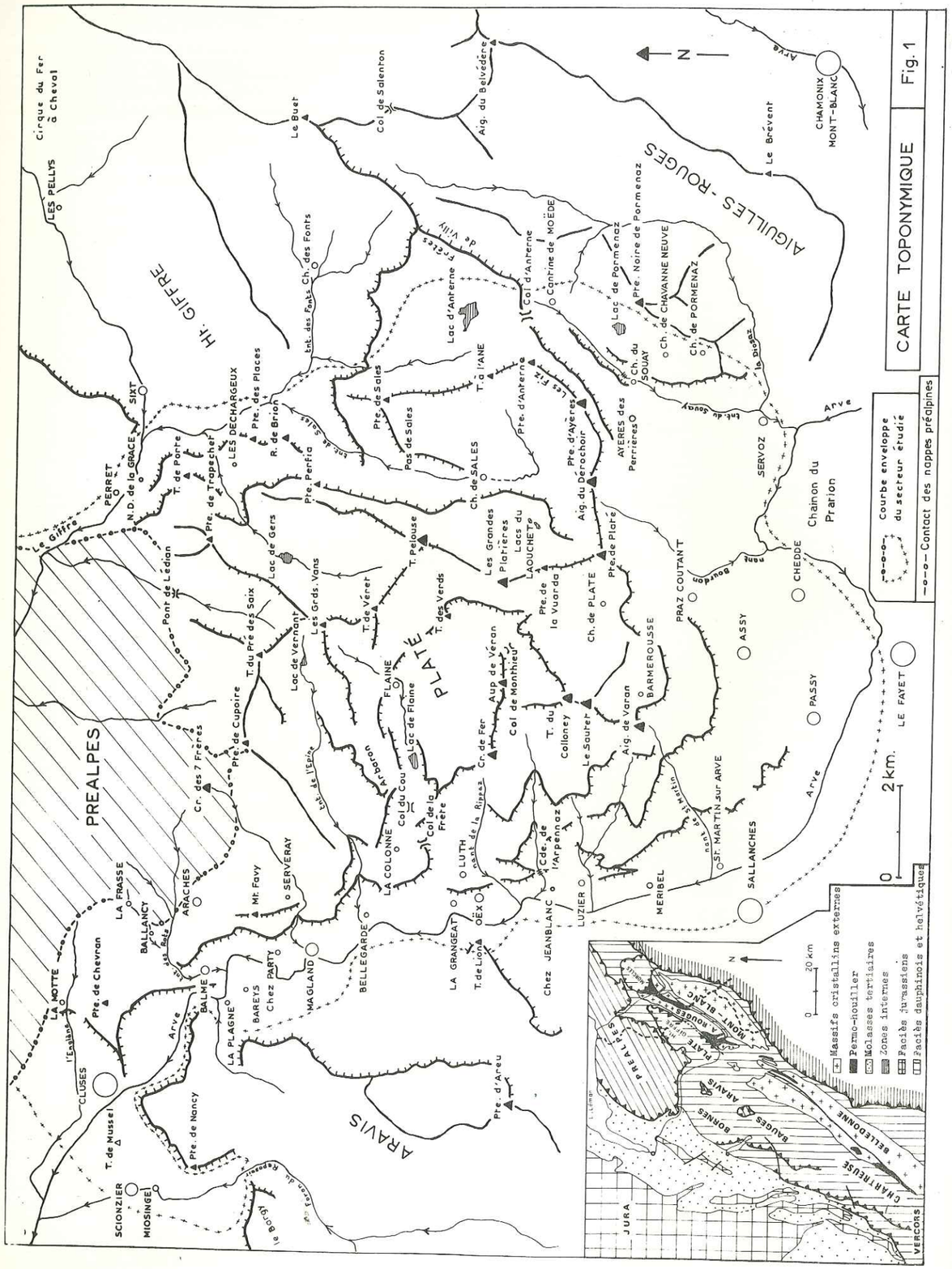
Fig. 45 Paramètres cristallographiques de l'illite dans le Domaine des Aiguilles Rouges et le Dérochoir ..... p. I27

Fig. 46 Paramètres cristallographiques de l'illite dans les secteurs médian et externe du massif de Platé ..... p. I29

Fig. 47 Répartition des indices de cristallinité de l'illite en fonction de l'altitude dans la coupe du Dérochoir ..... p. I30

Fig. 48 Répartition des indices de cristallinité de l'illite en fonction de l'altitude dans la coupe de La Cha et les secteurs du Grand Arvet, de Méribel, du Petit Arvet et de Luzier ..... p. I32

Fig. 49 Répartition des indices de cristallinité de l'illite en fonction de l'altitude dans la coupe d'Assy. ..... p. I33



I N T R O D U C T I O N

I. SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE (Fig.I)

I.- Délimitation du sujet

La région étudiée s'étend sur les cartes topographiques au I/20.000 Cluses 2,3,4,6,7,8 et couvre une surface de I90 km2 environ.

Elle est bornée au sud et à l'ouest par la vallée de l'Arve dont elle constitue la rive droite de Servoz à Cluses; ses frontières, vers le nord-est jusqu'aux torrents du Giffre et du Giffre-Haut, puis vers l'est jusqu'au plateau d'Anterne et la retombée ouest de la Pointe Noire de Pormenaz (partie occidentale du massif des Aiguilles Rouges) se calquent également sur des limites géographiques nettes; le contact des nappes préalpines internes constitue sa bordure au nord.

2.- Cadre géographique

Le massif de Platé se situe dans le département de la Haute-Savoie, à l'ouest des chaînes du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges, entre les agglomérations d'Assy, de Sallanches, de Cluses et de Sixt. Il constitue une entité géographique : c'est un véritable bastion au relief très abrupt couronné par les puissantes falaises de calcaires urgoniens à tertiaires du chaînon des Fiz à l'est (qui culmine à la Tête de l'Ane - 280Im), du Dérochoir (24IIm) au sud, et de l'Aiguille de Varan jusqu'à Cluses à l'ouest. Au nord, la topographie plus molle des nappes préalpines internes contraste avec la vigueur des reliefs de la partie méridionale. Les basses pentes, également très déclives sont coupées par les falaises du Dogger auct. et du Tithonique dans les parties nord-est, est, sud et sud-ouest, tandis que du fait de l'abaissement des structures vers le nord, c'est la falaise urgonienne elle-même que l'Arve entaille à l'amont de l'agglomération de Cluses (cote 480) et que le Giffre passe en une gorge étroite à l'aval de Sixt (cote 750)

Les quelques grandes vallées qui entaillent le massif sont des témoins de l'érosion glaciaire; elles sont approximativement calquées sur des grandes directions structurales ENE-WSW et E-W, pour le torrent des Rots, le torrent de l'Epine - Combe de Vernant, les vallées de Flaine et de Monthieu, tandis que les combes de Sales, de Gers et le torrent du Nant d'Ant épousent les directions structurales subméridiennes; le torrent du Souay, à l'est, suit le contact du massif de Pormenaz et au nord, le ruisseau de l'Englène se calque sur le contact du Rocher de Cluses - Pointe de Chevran avec les nappes du Chablais.

Dans toute la région sud, la partie haute du massif est formée d'un grand lapiaz de plus de I5 km2, paradis des spéléologues, qui affecte aussi bien les calcaires tertiaires que ceux du Crétacé supérieur et de l'Urgonien. Les quelques sources qui sortent des Grès tertiaires, au contact des schistes sous-jacents se perdent rapidement dans ce lapiaz; de ce fait toute la partie haute du massif est totalement dépourvue d'eau (sauf aux chalets de Sales) et seuls quelques petits lacs, creusés dans des terrains imperméables subsistent après la fonte des neiges sur les schistes tertiaires (lacs de Gers, de Vernant, du Laouchet à l'ouest des chalets de Sales), sur les schistes néocomiens (lac de Flaine), et sur les schistes callovo-oxfordiens (lac d'Anterne).

3.- Cadre géologique

Situé dans la partie septentrionale du chapelet des massifs sédimentaires qui flanque au nord-ouest l'axe cristallin externe de la chaîne alpine, le massif de Platé s'intercale entre les Bornes-Aravis au sud-ouest et le Haut-Giffre au nord-est; il s'appuie du côté interne sur la retombée occidentale des Aiguilles Rouges (massif de Pormenaz) et disparaît au nord sous le recouvrement des nappes préalpines internes du Chablais.

II. HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS

I.- Les premières études

H.B. de SAUSSURE (I779) fait les premières observations sur le massif de Platé, dans son "Voyage dans les Alpes"; il est en particulier le premier à décrire les plis de la Cascade de l'Arpennaz et à traduire le récit de Vitoliano DONATI à propos de l'écroulement du Dérochoir (I75I). En I889, G.MAILLARD s'intéresse au massif de Platé et constate que la structure du Rocher de Cluses est en parfaite continuité de part et d'autre de l'Arve. Il parle également du chevauchement de l'Arbaron, à la Colonne, et donne en outre quelques coupes stratigraphiques. A.MICHEL LEVY publie la première étude pétrographique de la partie sud des Aiguilles Rouges et de la région du col d'Anterne. Deux années plus tard, la première édition de la Carte géologique Annecy au I/80.000 est publiée (A.MICHEL LEVY étant directeur du Service de la Carte géologique de France). En même temps (I894) et en I895, Emile CHAIX publie "La topographie du Désert de Platé" dans le cadre d'une étude sur les lapiaz .

En I895 E.HAUG donne un aperçu d'ensemble des différentes structures du massif de Platé dans son "Etude sur la tectonique des hautes chaînes calcaires de Savoie"; E.RITTER étudie ensuite (I898) plus particulièrement la relation entre les plis des massifs des Aravis et du Haut-Giffre, à travers Platé.

De I902 à I9IO, H.DOUXAMI s'intéresse au massif de Platé dans le cadre de la révision de la carte d'Annecy; il en publie en outre une pittoresque description géographique (I906).

N'oublions pas de citer E.HITZEL qui signale en I9IO un grand pli-faille couché dans l'Urgonien du soubassement de la paroi sud de la Pointe de Platé. Cette splendide structure bien visible du Plateau de Plaine-Joux était pratiquement totalement tombée dans l'oubli depuis sa description.

2.- Les grands travaux

Dès I9IO L.W.COLLET dans son "Etude sur les hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône" développe les idées de E.HAUG sur la présence d'un "Géanticlinal helvétique" qui divise le géosynclinal dauphinois.

M.LUGEON en I9I2 et I9I4 étudie la nappe de Morcles et pense que la vallée de Chamonix représente sa zone d'enracinement. Il étend d'ailleurs cette nappe aux massifs du Haut-Giffre, de Platé (jusqu'au front du pli de Balme, le pli de Cluses étant considéré comme autochtone) et des Aravis et des Bauges (jusqu'au col de Tamié près d'Albertville); la zone subalpine correspond alors dans son optique aux séries autochtones réduites plaquées contre les massifs hercyniens. Les idées de M.LUGEON seront unanimement admises jusqu'en I95I, date à laquelle les auteurs français commenceront à les contester en partie.

De I9I0 à I938, L.W.COLLET s'intéresse au massif de Platé avec divers collaborateurs (R.PERRET, A.LILLIE, Ed.PAREJAS) et publie avec eux de nombreuses notes décrivant certains aspects du Nummulitique de ce secteur ainsi que différentes parties du massif : il propose ainsi, en I937 avec A.LILLIE, le célèbre profil géologique de la rive droite de l'Arve, de Sallanches à Cluses et met l'accent sur la disharmonie de plissement qui semble exister entre les diverses assises rencontrées dans ce versant. Enfin en I943, il publie son ouvrage "La nappe de Morcles entre Arve et Rhône" dans lequel il fait la synthèse de toutes ses observations.

En I927 A.JAYET et H.BUTLER s'intéressent à la base des formations du Crétacé supérieur des massifs de Platé et des Aravis. A.JAYET conclut en I928, que les calcaires sublithographiques de base sont cénomaniens dans tous les massifs sédimentaires de Haute-Savoie.

R.PERRET, en I922 et I929, publie les notices explicatives de la carte au I/20.000 de la vallée de Sales et du Cirque des Fonts.

A.LILLIE en I937 dans sa thèse "Les préalpes internes entre Arve et Giffre" précise définitivement la limite sud de ces unités sur la partie septentrionale du massif de Platé.

Pendant ce temps, dès I920 L.MORET prend la relève de H.DOUXAMI dans le cadre de la révision de la feuille d'Annecy au I/80.000 : il précise ainsi de nombreux points de stratigraphie à Platé découvrant en particulier le Lutétien d'Arâches qu'il attribue à l'existence d'un golfe s'étendant vers le NE jusqu'à Samoëns. Cet auteur dessine en I930, la deuxième édition de la carte d'Annecy au I/80.000.

3.- Les travaux récents

De I949 à I955, L.FEUGUEUR publie une série d'articles sur le massif de Platé, précisant certains points de tectonique et donnant une étude relativement détaillée du Nummulitique de ce secteur. En I955, il décrit avec J.GOGUEL la coupe de la Pointe du Dérochoir, montrant la présence de Wildflysh pincé dans le coeur d'un grand synclinal couché "qui correspond à une digitation supérieure de la nappe de Morcles".

En I95I et I954 J.GOGUEL tente de montrer que la nappe de Morcles passe d'une manière continue aux massifs subalpins au nord de Platé et par conséquent conteste les idées des auteurs suisses sur les séries réduites, adhérentes aux massifs hercyniens en France : pour cet auteur en effet, beaucoup de ces séries attribuées au Malm tégumentaire des Aiguilles Rouges pourraient être en fait du Trias.

En I957, J.ROSSET dans sa thèse sur le massif des Aravis définit "une tectonique d'étage" engendrée par l'écoulement gravitaire des séries subalpines sur le flanc occidental du Mont-Blanc.

Cependant en I960, J.AMBERGER étudie "l'Autochtone de la partie nord-ouest du massif des Aiguilles Rouges"; contredisant les idées de J.GOGUEL, il revalorise celles de M.LUGEON. Au contraire les travaux de X.PIERRE et J.P USELLE (I963) reprennent les idées de J.GOGUEL, et en I966 J.DEBELMAS et J.P USELLE considèrent que la nappe de Morcles proprement dite s'arrête à la frontière franco-suisse : "les massifs du Haut-Giffre, de Platé et des Aravis ne correspondent qu'à une couverture décollée et glissée pour laquelle le terme de nappe est inadéquat".

Cette même année I966 voit également la parution de la 2ème édition de la carte Vallorcine-Mont-Blanc au I/80.000 (dessinée à Grenoble par M.GIDON).

R.LAURENT publie en I967 une étude géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges.

J.MARTINI publie en I968 une description pétrographique très détaillée des Grès de Taveyannaz du massif de Platé : il en tire de très intéressantes conclusions des points de vue sédimentologiques et métamorphiques. C'est immédiatement après que paraît la 3ème édition de la carte Annecy au I/80.000.

J.P BRETON en I972, dans son "Etude structurale de la région d'Anterne, Platé, Pormenaz" s'attache à préciser les relations tectoniques entre le socle hercynien des Aiguilles Rouges et les massifs sédimentaires du Haut-Giffre et de Platé. Il montre l'existence de deux phases de plissement superposées : l'une ancienne d'axe N 60°E (phase d'Anterne) et l'autre plus récente d'axe N 20°E (phase d'Ayères) sans parvenir à les dater avec certitude. Il considère en outre, comme les autres auteurs, qu'il n'existe pas de série réduite sur le massif de Pormenaz, ni dans la région de Moëde - torrent du Souay.

Cependant, trois mois plus tard, S.AYRTON en décrivant des microorganismes à formes de Calpionelles dans un niveau compris entre le Trias et le Dogger au col de Salenton, relance la polémique sur le prolongement de la nappe de Morcles en France. Bien qu'il soit parfaitement connu qu'il existe des formes très voisines, sinon identiques aux Calpionelles dans le Trias (Agip Mineraria,I959), la question de l'existence d'une série réduite sur le massif des Aiguilles Rouges en France était à nouveau posée.

Les résultats de toutes ces études constituèrent donc le point de départ de mon travail, à savoir :

- des contours géologiques qui n'avaient pratiquement pas été modifiés depuis la 2ème édition de la Feuille d'Annecy au I/80.000 (I930);

- des avis très opposés entre les auteurs à propos du prolongement de la nappe de Morcles en France.

PREMIERE PARTIE

STRATIGRAPHIE

INTRODUCTION

Mon étude sur les différentes formations sédimentaires de la région a permis de montrer l'existence d'une opposition fondamentale entre le domaine des Aiguilles Rouges à série sédimentaire réduite (sur le massif de Pormenaz), et le domaine de Platé à sédimentation épaisse pratiquement continue depuis les schistes liasiques jusqu'au Crétacé supérieur inclus; ces deux domaines sont actuellement juxtaposés et leur contact est visible dans le ravin du Souay.

Ces deux unités paléogéographiques doivent donc être traitées séparément :
- la série de Pormenaz (domaine des Aiguilles Rouges),
- le domaine de Platé .

I. LA SERIE DE PORMENAZ (DOMAINE DES AIGUILLES ROUGES)

I.- LE SOCLE

N'étant pas entré dans l'étude de détail du bâti hercynien, je n'ai pu que vérifier les observations de mes prédécesseurs : dans le secteur étudié le support des assises sédimentaires est constitué par les "Granites de Pormenaz" sous faciès porphyrique et mylonitique.

2.- LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE

A. LE CARBONIFERE SUPERIEUR

Les terrains de cette époque ne sont conservés que sur la terminaison sud-ouest du massif des Aiguilles Rouges. Ils sont discordants sur le socle cristallin.

Il s'agit de séries continentales lacustres qui se sont déposées dans des dépressions tectoniques de cette région qui était alors émergée et en proie à l'érosion.

R.LAURENT (I967) y distingue deux membres différents qui sont en contact tectonique l'un avec l'autre :
. le membre inférieur : la Formation finement détritique (la plus ancienne),
. le membre supérieur : la Formation grossièrement détritique (plus récente, transgressive à la fois sur la précédente et sur le socle).

∝. Membre inférieur : la Formation finement détritique :

Epaisse de 400 m environ, bien représentée dans le secteur des chalets de Moëde, elle est constituée d'argilites lacustres ou fluviatiles qui passent latéralement à des sédiments plus gréseux.

On y distingue 3 membres différents (de bas en haut) :

- 80 m d'alternances de schistes noirs gréseux parfois conglomératiques et de grès fins micacés;

- 240 m d'alternances de schistes ardoisiers et de schistes gréseux et micacés admettant parfois quelques niveaux métriques de schistes verts satinés;

- 80 m de grès anthraciteux et de schistes à lentilles d'anthracite, surmontés par des bancs de grès fins ou grossiers qui alternent avec des schistes ardoisiers.

Les fougères trouvées par R.LAURENT dans ce membre ont permis à P.CORSIN (in R. LAURENT, I967) de le dater du Westphalien D - Stéphanien inférieur.

La grande extension et la forte épaisseur de cette formation ainsi que la variété des éléments détritiques qui la constitue, et les fossiles qu'elle renferme, montrent qu'elle s'est déposée dans un bassin lacustre étendu.

/. Membre supérieur : la Formation grossièrement détritique (ou formation de Pormenaz)

I) Généralités :

Plissée sur un socle plus ancien, elle montre une discordance complète avec le plongement (discordance voisine de 90°) et la direction (direction voisine de 20°) des schistes cristallins et des schistes carbonifères de la Formation finement détritique.

Variant rapidement d'épaisseur, cette formation est bien représentée autour du lac de Pormenaz où elle repose directement sur le cristallin; elle est constituée d'une ancienne série de sable et d'arène granitique dans laquelle s'intercalent des niveaux conglomératiques à gros éléments.

On distingue trois faciès principaux parmi les différents membres interstratifiés qui la constituent :

- des grès arkosiques qui présentent de rapides variations latérales, allant d'arkoses blanc rosé à des grès siliceux;

- des conglomérats et des brèches à ciment identique à celui des grès arkosiques quoique parfois un peu ferrugineux. La plupart des galets qu'on y trouve sont anguleux; ils sont constitués pour près de 80% de roches cristallines et pour 20% d'arkoses et de Grès; on y rencontre aussi quelques galets de schistes noirs (rares);

- des schistes grèseux intercalés dans la série.

Cette formation n'a pas livré de fossiles, mais R.LAURENT a réussi à montrer qu'elle est postérieure à la Formation finement détritique et antérieure aux dépôts du Permo-Trias. Elle aurait donc un âge compris entre le Stéphanien inférieur et l'Autunien (vraisemblablement Stéphanien supérieur).

2) Description détaillée : coupe de Chavanne Neuve

La coupe que j'ai relevée près des chalets de Chavanne Neuve montre près de I50 m de cette formation comme l'a déjà signalé R.LAURENT : on y trouve de bas en haut (fig.2a) :

niveau I : 3m d'arkose conglomératique à galets pouvant atteindre 20 cm, reposant directement sur le "Granite de Pormenaz";

niveau 2 : I7m de grès arkosique à galets dispersés et à intercalations de schistes grèseux dans les parties basse et moyenne, puis grossiers et massifs avec un niveau de brèches dans la partie haute;

niveau 3 : 6m de grès fins micacés à délits schisteux et niveaux intercalaires argileux et charbonneux;

niveau 4 : I8m de conglomérats dont les 6m de base, qui forment la barre des chalets de Chavanne Neuve, sont à grands éléments; le reste de l'assise est formé de conglomérats moins grossiers grano-classés, constituant des bancs métriques;

niveau 5 : 5m de grès arkosiques grossiers;

niveau 6 : I5m de grès sombres micacés bien lités;

niveau 7 : 30m de grès arkosiques grossièrement détritiques à galets épars;

niveau 8 : I2m de grès fins à grossiers, bien lités;

niveau 9 : 50m de grès arkosiques à galets épars présentant quelques niveaux conglomératiques lenticulaires.

La Formation grossièrement détritique présente tous les caractères d'un sédiment déposé sous une influence fluviatile très nette (lentilles entrecroisées dans les grès fins et remplissages conglomératiques correspondant manifestement à des fonds de chenaux); la nature homogène du matériel détritique et son faible degré d'usure trahit la proximité de la zone soumise alors à l'érosion.

3) Données radiocristallographiques

L'étude minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2 μ montre que dans le Houiller, les illites sont souvent dominantes; elles sont associées à des chlorites, feldspaths et quelquefois du quartz dans les grès fins micacés à matrice argileuse de Pormenaz et les niveaux schisteux de Servoz (notons que la chlorite devient parfois prépondérante sur les illites dans ce dernier secteur).

B. LE TEGUMENT PERMO-TRIASIQUE

C'est une formation détritique transgressive sur le Houiller ou le cristallin (R.LAURENT, I967), et qui reste adhérente au socle ancien lors des mouvements tectoniques.

Les attributions stratigraphiques en sont imprécises; sa base est rapportée au Permien par les auteurs (O.HEER, I877 in M.GIGNOUX, et L.MORET, I948), son sommet aux premières couches du Trias inférieur (R.LAURENT,I967).

Son épaisseur est très variable : on n'en relève que quelques mètres conservés sous le Crétacé supérieur de Pormenaz, à l'est de Servoz; elle se développe considérablement par contre à l'ouest de cette localité, sur la retombée occidentale du chaînon du Prarion.

A Pormenaz, elle est constituée de 2m de quartzites clairs qui reposent sur le Houiller (Formation grossièrement détritique); la partie haute de cette formation présente des lentilles de quartzites roussâtres soulignées par des galons de schistes noirs.

Je signalerai simplement pour mémoire et à titre de comparaison la série épaisse de cette formation qui apparaît immédiatement au sud de la région étudiée : en bordure de la route de Chamonix, au niveau de l'usine électrique de Chedde, elle constitue une falaise d'une centaine de mètres de hauteur que l'on peut suivre sur près de I km, entre les schistes noirs du Houiller (à l'est et au nord) et les formations quaternaires sous lesquelles elle disparaît au sud et à l'ouest; il s'agit de quartzites blancs et verts alternant avec des arkoses et des conglomérats à galets de quartz blancs et roses; L.MORET (I947), y a signalé la présence de jaspes rouges; en outre la muscovite y est toujours présente, parfois même abondante.

C. LE TRIAS

I) Généralités :

Transgressif sur les schistes houillers à Pormenaz, puis plus au nord sur le cristallin, le Trias souligne la retombée occidentale du massif des Aiguilles Rouges

jusqu'en Suisse.

La série triasique lorsqu'elle est complète est formée classiquement par quatre niveaux qui sont de bas en haut :

- des conglomérats et des grès quartzitiques : toujours représenté tout le long du massif des Aiguilles Rouges, ce niveau ne présente pas de fossiles mais les auteurs le considèrent comme l'équivalent possible du Buntsandstein marin;

- des argilites gréseuses versicolores rapportées également par les auteurs au Buntsandstein; l'épaisseur de ce niveau est variable (0 à 20m) à cause des laminages tectoniques et également d'une érosion intratriasique que l'on situe approximativement vers la fin du Buntsandstein, ou au début du Muschelkalk;

- des cargneules et calcaires dolomitiques rapportés au Muschelkalk : les cargneules de Pormenaz semblent avoir une origine sédimentaire (G.AMBERGER,1960) et les calcaires dolomitiques sont généralement mal stratifiés et d'épaisseur très variable;

- des grès et marnes gréseuses : ces niveaux ne sont conservés que localement au nord de la région étudiée. Ils sont rapportés aux "Schistes à Equisetum" par analogie avec les formations analogues du massif de l'Aar. Considérés comme des dépôts lacustres devenant localement lagunaires, ils sont attribués au Keuper.

Il faut noter l'absence totale de gypse dans tout le Trias des Aiguilles Rouges.

2) Description détaillée : coupe du Pas de Forclette

A Pormenaz la seule coupe complète du Trias se situe entre le petit lac du Laouchet et le torrent du Souay, au niveau du Pas de Forclette, immédiatement au sud de la cantine de Moëde; le Trias repose ici stratigraphiquement, avec une discordance angulaire de 70° sur les schistes houillers (Formation finement détritique); j'y ai relevé de bas en haut (fig.2b) :

niveau I : I,IO m de conglomérats fins à éléments de quartz et de feldspaths de I,5cm au maximum (surtout dans les 30 cm de base), à ciment abondant de grès grossiers; de très nombreux petits cubes de pyrite truffent la roche, lui donnant par altération une patine marron foncé;

niveau 2 : I,70 m de grès quartzitiques grossiers à très grossiers parfois, en bancs décimétriques, la matrice peu abondante est dolomitique et renferme de nombreux petits cubes de pyrite; la patine est gris clair, parfois un peu roussâtre;

niveau 3 : 2,70 m d'alternances millimétriques à décimétriques d'argilites vertes et de grès grossiers, parfois de grès fins, souvent lenticulaires sur les I,80m de base; les grès présentent une matrice micritique peu abondante à nombreux cubes de pyrite; quelques passées de I cm et un banc de 5 cm de dolomicrites à fins filets siliceux abondants, se répartissent dans cet ensemble;

à 30 cm de la base, on note un banc de conglomérat grossier de 8 cm d'épaisseur à éléments arrondis de grès fins traversés par de fins filets siliceux abondants et éléments de micrites très argileuses gris sombre; la matrice peu abondante, est constituée d'une micrite à fins liserés d'argilites vertes truffées de petits cubes de pyrite;

les 90 cm terminaux sont constitués par 80 cm de schistes argileux faiblement micritiques, gris marron foncé à passées millimétriques de grès grossiers riches en pyrite, surmontés de IO cm d'argilites rouges bien indurées, rubanées, présentant quelques intercalaires millimétriques riches en ponctuations d'oxydes de fer;

niveau 4 : 2 m de dolomicrites jaunes, à cassure gris beige, veinées de calcite;

niveau 5 : 25 m environ de dolomies très vacuolaires faiblement micritiques gris sombre, à rares ponctuations d'oxydes de fer, et très nombreuses veinules de calcite;

niveau 6 : 3 m de dolomies gris clair;

niveau 7 : 2 m environ de cargneules gris orangé.

3) Données radiocristallographiques :

L'étude minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2 µ montre que l'illite prédomine dans tous les niveaux et se trouve même parfois seule représentée dans les argilites versicolores; elle est parfois accompagnée de traces de quartz et de feldspaths dans les niveaux dolomitiques. Dans les grès quartzitiques de base, l'illite est associée à des quartz et feldspaths abondants et à de la corrensite (interstratifié régulier chlorite-montmorillonite).

D. LE CRETACE SUPERIEUR

I) Généralités :

Les assises de cet étage apparaissent immédiatement au sud du lac de Pormenaz; ce sont elles qui ont été attribuées au Malm (dessiné en klippe) sur la carte de Vallorcine - Mont-Blanc au I/80.000, (2ème édition, I966); elles ont livré une microfaune turono-sénonienne inférieure (B.PAIRIS, J.L PAIRIS, B.PORTHAULT, I973) souvent en mauvais état et assez difficile à déterminer spécifiquement, et sont manifestement transgressives sur des quartzites attribuables au Trias; cette datation montre l'évidence d'une série stratigraphique réduite dans la partie méridionale du massif des Aiguilles Rouges et permet d'affirmer la vocation de haut-fond de cet ensemble qui a été émergé postérieurement aux dépôts du Trias et antérieurement au Crétacé supérieur; ceci l'oppose fondamentalement au massif de Platé, où rappelons le, la série stratigraphique est continue des schistes liasiques au Crétacé supérieur inclus.

2) Description détaillée : coupe de la "klippe de Pormenaz" des auteurs

Ce reste de couverture néocrétacée a été conservé ici dans un synclinal subméridien avec les quartzites permo-triasiques (qui n'apparaissent que sur le flanc ouest de la structure, car une faille en limite le flanc est); on relève donc de bas en haut (fig.2c) au-dessus des quartzites dont la partie haute est manifestement ravinée :

niveau I : transgressif sur les quartzites;
IO à 20 cm de micrites gris clair à patine blanchâtre gréseuses et dolomitiques, très schistosées (à débit en fines plaquettes) à éléments anguleux et subarrondis de dolomie capucin atteignant jusqu'à 6 cm x 2 cm;

niveau 2 : 2 m environ de micrites un peu argileuses, gris sombre à patine blanchâtre, faiblement dolomitiques, légèrement schistosées et présentant des passées un peu plus argileuses; ce niveau a livré outre des Pithonelles, Praeglobotruncana (Dicarinella) cf. canaliculata (Reuss);

niveau 3 : 3 m environ de micrites argileuses, pyriteuses, noires à patine jaunâtre, intercalées de schistes noirs; cette formation montre dans sa partie médiane un niveau conglomératique d'épaisseur vaiable (0,50 m à plus de I m) dont les éléments figurés sont des débris anguleux de quartzites centimétriques liés par une matrice argilo-micritique noire; ce niveau est localement très bréchique et renferme alors de gros blocs d'arkoses associés à des schistes versicolores; ce niveau a livré : ? Marginotruncana cf. sigali (Reichel), M. cf. pseudolinneiana Pessagno et/ou M.cf. coronata (Bolli);

niveau 4 : 20 m environ de micrites faiblement argileuses, noires à patine grise, le plus souvent écrasées et recristallisées; ce membre débute par des bancs massifs, épais de plusieurs mètres parfois, et se poursuit par des alternances de bancs plus minces et de passées un peu plus argileuses; son sommet est lapiazé; il a livré : Marginotruncana cf. angusticarinata (Gandolfi), M.gr. pseudolinneiana Pessagno - coronata (Bolli) ou Globotruncana gr. lapparenti Brotz.- linneiana (d'Orb.).

3) Données radiocristallographiques :

L'étude minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2 µ montre que seule l'illite, accompagnée de traces de feldspaths, est représentée dans ces niveaux.

E. LA LAME DES CALCAIRES DU SOUAY

I) Généralités :

La série stratigraphique du domaine de Platé repose par l'intermédiaire d'une lame calcaire très tectonisée, épaisse de 2 à 4 m environ, sur les cargneules de la série de Pormenaz; cette lame court, masquée sporadiquement par des éboulis, de la cascade du Souay au sud-ouest, jusqu'au delà de la cantine de Moëde vers le nord-est, en rive droite du ravin du Souay.

Ces calcaires sont très écrasés et recristallisés et leur contact avec la série de Platé est manifestement tectonique comme l'attestent le broyage des schistes liasiques sus-jacents et localement la présence d'un niveau de 40 cm constitué uniquement de calcite microcristalline.

Du fait du rapprochement des domaines paléogéographiques fondamentalement différents, de Platé et des Aiguilles Rouges, un contact tectonique très important est obligatoire dans le ravin du Souay.

Bien que les microfaunes visibles dans les calcaires écrasés du ravin du Souay ne se soient pas révélées déterminables sur mes lames minces, il semble préférable de rattacher cette lame calcaire à la série réduite de Pormenaz et de placer le contact tectonique des deux domaines paléogéographiques à son toit, sous les schistes liasiques.

2) Description détaillée :

Cette lame calcaire est constituée de bas en haut par :

- IO à 20 cm de dolomicrites grises à patine gris jaunâtre, contenant de rares grains de quartz, très écrasées et recristallisées;

- 2 à 4 m de micrites argileuses grises à patine grise, faiblement gréseuses, à filets argileux fréquents, très écrasées et recristallisées; ce sont ces micrites qui contiennent des restes de microorganismes.

3) Données radiocristallographiques :

L'étude minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2 µ montre que l'illite est soit seule, soit très largement prédominante sur la chlorite qui lui est parfois associée; elle s'accompagne de traces de quartz et de feldspaths.

II. LE DOMAINE DE PLATE

A. LES SCHISTES A NODULES ("LIAS SCHISTEUX")

I) Généralités :

Les termes les plus anciens connus dans la série sédimentaire du domaine de Platé sont formés par les Schistes à nodules (partie haute du "Lias schisteux" des auteurs).

Ces Schistes masqués totalement dans la partie sud du massif de Platé par suite du recouvrement morainique et de l'énorme écroulement du Dérochoir, n'apparaissent qu'au sud-ouest, dans la région de Sallanches, et à l'ouest, en bordure du massif des Aiguilles Rouges (où ils reposent par contact tectonique sur la lame des Calcaires du Souay). L'abaissement rapide des structures vers le nord fait disparaître cette formation schisteuse sous les alluvions de l'Arve immédiatement après Sallanches; elle affleure cepen-

Série de PORMENAZ

(Domaine des AIGUILLES - ROUGES)

ⓐ "Formation Grossièrement Détritique".
Coupe de Chavanne Neuve

ⓑ Le TRIAS de Pormenaz.
Coupe du Pas de Forclette

ⓒ Le CRETACE Supérieur de Pormenaz.
Coupe de la "Klippe de Pormenaz" des auteurs.

Cargneules

Micrite

Micrite argileuse

Dolomicrite

Schistes

Argilites versicolores

Grès

Conglomérat

Fossiles

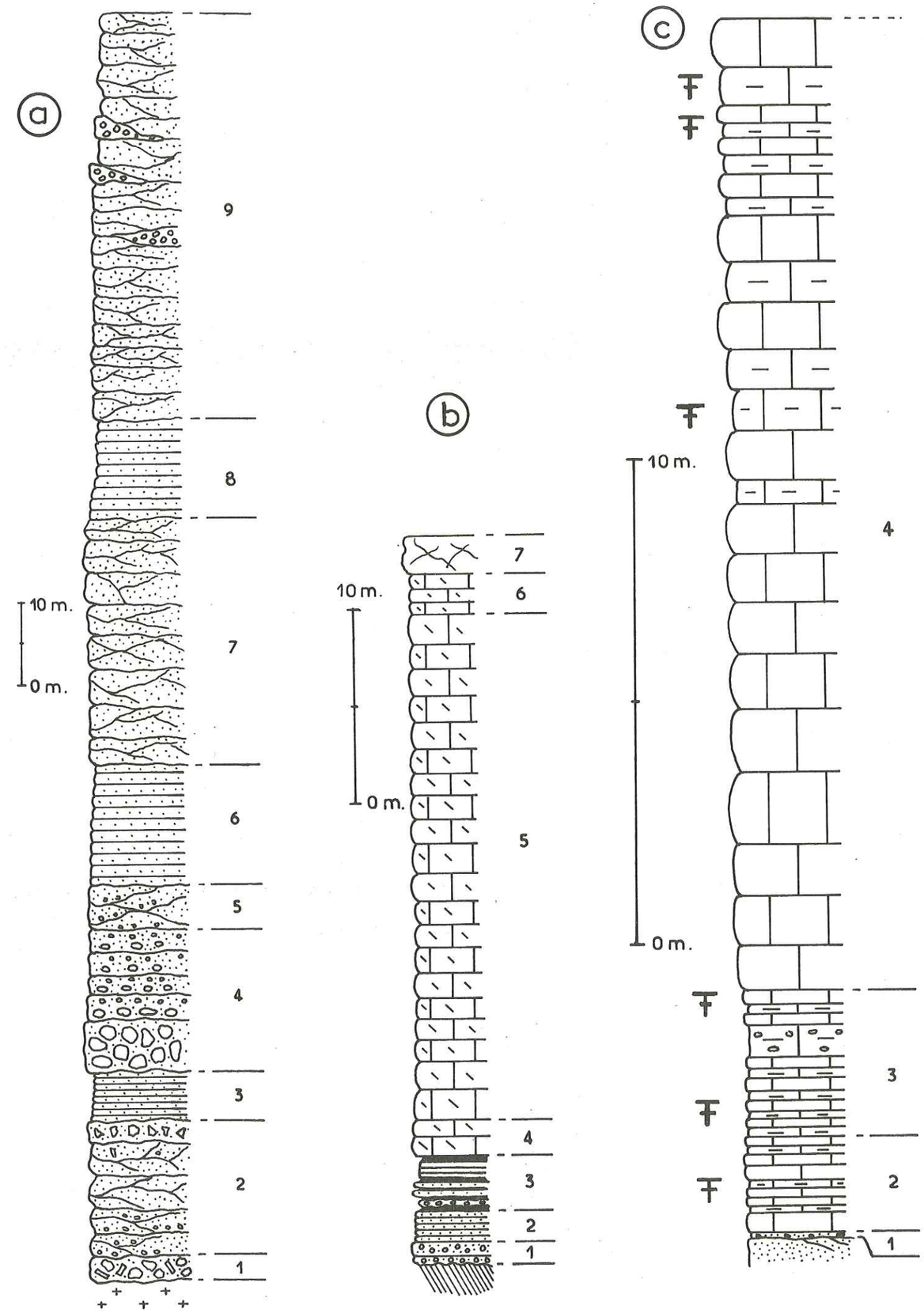


FIG. 2

dant dans le secteur des Aiguilles Rouges, et plus au nord dans le soubassement du massif du Haut-Giffre.

Daté de l'Aalénien dans les massifs du Haut-Giffre et des Aravis, cet ensemble est constitué de schistes argileux noirs un peu gréseux à nodules siliceux souvent très riches en pyrite.

Dans le massif de Platé aucun fossile n'a permis de dater ces Schistes à nodules; de plus, les complications tectoniques dûes aux failles-plis dans la région de Sallanches (B.PAIRIS, J.L PAIRIS, I974) et aux nombreux replis ainsi qu'aux écaillages contre la bordure occidentale du massif des Aiguilles Rouges, en rive droite du ravin du Souay et au nord de la cantine de Moëde, ne permettent de faire ni une étude stratigraphique précise de ces niveaux, ni d'en connaître l'épaisseur exacte originelle.

2) Description détaillée : coupe de Saint-Martin-sur-Arve

La coupe la plus complète que l'on puisse trouver sans cette formation se trouve en rive gauche du torrent de Saint-Martin-sur-Arve, dans la région de Sallanches; j'ai pu en relever les I40 m terminaux à partir de la cote II80; cette cote ne représente pas la base de la formation en ce point, mais c'est seulement à partir de cette altitude que l'on se trouve à coup sûr en face d'une formation exempte de contacts anormaux; je ne donnerai cette coupe qu'à titre indicatif; on y rencontre de bas en haut (fig.3a) :

niveau I : I6 m de schistes argileux peu micritiques très finement gréseux contenant de nombreuses ponctuations d'oxydes de fer; ils se présentent en plaquettes moyennement indurées de I à 5 cm d'épaisseur, légèrement écrasées, intercalées de passées irrégulières millimétriques de schistes noirs très argileux, qui confèrent à cet ensemble un aspect grumeleux;

niveau 2 : 0,40 m banc massif de biomicrite très gréseuse gris sombre à patine rousse, riche en entroques, ponctuée de pyrite de fer et veinée de calcite;

niveau 3 : 50 m d'un ensemble à patine gris sombre, constitué d'une alternance millimétrique de schistes très argileux, très finement gréseux, riches en oxydes de fer, très finement micacés et de grès moyen à matrice micritique peu abondante; il renferme quelques nodules, de I0 à I5 cm parfois, de pellites gréso-micacées contenant des agrégats de cubes de pyrite; l'alignement de ces nodules noyés dans la série schisteuse figure la stratification;

à 30 m de la base, cette série devient plus argileuse et les passées schisteuses sont alors centimétriques;

à I0 m du sommet apparaît un niveau plus dur de 50 cm d'épaisseur formé de bancs centimétriques irréguliers de biomicrite très argileuse gréso-micacée, riche en entroques rondes et en oxydes de fer;

niveau 4 : 3 m d'alternances de schistes d'épaisseur millimétrique et de bancs centimétriques de grès moyen très argileux et faiblement micritiques, micacés, riches en ponctuations d'oxydes de fer;

niveau 5 : 70 m formés d'un ensemble très schisteux à alternances décimétriques de schistes noirs argileux gréso-micacés à ponctuations d'oxydes de fer abondantes et de nodules centimétriques (5 cm au maximum) de pellites gréso-micacées, souvent riches en oxydes de fer.

à 30 m de la base un niveau plus dur de 50 cm d'épaisseur fait saillie; il s'agit d'un ensemble de schistes argileux à patine rousse très finement gréso-micacé et très riche en oxydes de fer.

3) Données radiocristallographiques :

L'étude minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2 µ montre que les illites dominent dans la formation des Schistes à nodules sur la marge méridionale du massif (Dérochoir, Passy); la chlorite, en traces au Dérochoir est nettement plus affirmée à Passy, et tend même à devenir dominante à Assy; à partir de ce point, vers

le nord elle domine pratiquement toujours sur les illites (dans le torrent de Saint-Martin-sur-Arve et près du Petit-Arvet).

Le quartz est abondant au Dérochoir, et en quantité très faible à Assy; il est toujours accompagné de feldspaths (en traces seulement).

B. LE DOGGER CALCAIRE

I) Généralités :

Cette formation présente pratiquement la même répartition géographique que les Schistes à nodules.

Constituée d'alternances d'épaisseur variable, de schistes gréso-micacés et de micrites argilo-gréseuses micacées ou spathiques, elle présente un faciès très différent de celui des niveaux sous-jacents.

L.W.COLLET (1943) divise cet ensemble en un Bajocien inférieur calcaréo-argileux et un Bajocien supérieur plus calcaire.

Les terrains attribués au Bajocien inférieur n'ont jamais livré de fossiles déterminables; J.ROSSET (1957) signale qu'il est commode de placer le passage Aalénien-Bajocien au changement de faciès mais que cette limite lithologique ne correspond sans doute pas de façon exacte à la limite des deux étages.

Seule la partie haute du Dogger calcaire a fourni des Ammonites dans le massif du Haut-Giffre; L.W.COLLET (1943) l'avait daté du Bajocien supérieur sur la foi de Teloceras blagdeni et de Garantia garantiana(ex G.garanti); actuellement on considère que la sous-zone à Blagdeni marque plutôt la partie moyenne du Bajocien alors que la sous-zone à Garantiana marque le Bajocien supérieur; il semblerait donc que le Bajocien moyen soit également représenté dans ces couches.

Dans le massif de Platé, la seule coupe complète accessible du Dogger calcaire se situe le long du torrent de Saint-Martin-sur-Arve; elle fait suite à celle que j'ai décrite pour la formation des Schistes à nodules :

- la partie basale (50 m environ) à patine gris sombre, est constituée d'alternances très irrégulières de bancs décimétriques de micrites et de calcschistes, très finement gréseux et micacés, riches en oxydes de fer; les I3 m terminaux sont pratiquement entièrement calcschisteux, ce membre peut être attribué au Bajocien inférieur par analogie avec les observations de L.W.COLLET (I943);

- la partie sommitale (I50 m environ) qui présente une nette patine jaunâtre, ce qui l'oppose au membre sous-jacent, est très finement gréso-micacé, et riche en pyrite; elle est constituée d'alternances décimétriques très régulières de calcschistes et de micrites parfois spathiques; ce niveau dans lequel seules quelques Bélemnites indéterminables ont pu être trouvées semble correspondre au Bajocien moyen et supérieur décrits par L.W.COLLET (I943) sous le nom de Bajocien supérieur.

2) Description détaillée : coupe du torrent de Saint-Martin-sur-Arve

Cette coupe montre de bas en haut : (fig.3b)

niveau I : 5 m à patine gris sombre montrant des alternances de bancs irréguliers mais continus (épais de I5 à 50 cm) de grès finement micacés à matrice de micrites argileuses riches en oxydes de fer, et de schistes très finement gréso-micacés;

niveau 2 : I,50 m à patine gris noir de calcschistes argileux très finement gréso-micacés à ponctuations d'oxydes de fer très fines;

niveau 3 : 2 m à patine gris sombre de micrites argileuses, très finement gréso-micacées

ponctuées d'oxydes de fer, en bancs décimétriques jointifs;

niveau 4 : 35 m environ à patine gris sombre d'alternances de bancs de micrites argileuses très finement gréso-micacées à oxydes de fer abondants et de calcschistes argileux identiques riches en pyrite, parfois intercalés de fines lentilles de micrites très gréseuses.

Dans ce niveau, les bancs micritiques sont épais de I5 à 20 cm et sont parfois jointifs; ils constituent alors de petites barres métriques (2 m de puissance pour la plupart, rarement 5 m); les passées calcschisteuses sont généralement centimétriques à décimétriques et peuvent atteindre parfois I m de puissance;

niveau 5 : I3 m de calcschistes argileux très finement gréso-micacés, riches en oxydes de fer et devenant plus argileux dans la partie sommitale; la partie basale renferme quelques bancs de I0 à 40 cm d'épaisseur, de micrites argileuses gréso-micacées;

niveau 6 :I50 m environ d'alternances décimétriques très régulières de bancs massifs de micrites gréseuses finement micacées, pyriteuses, parfois spathiques, et de calcschistes très finement gréso-micacés riches en pyrite.

Dans les 20 m terminaux, les passées schisteuses deviennent de plus en plus épaisses et peuvent atteindre I m de puissance entre les bancs micritiques.

3) Données radiocristallographiques :

L'étude minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2 µ montre que dans cette formation du Dogger calcaire les illites sont pratiquement toujours dominantes ou bien approximativement à égalité avec la chlorite (Dérochoir, Assy, torrent de Saint-Martin-sur-Arve, Grand-Arvet, le Planey, Méribel, Luzier) sauf à la base du Grand-Arvet où les niveaux en contact avec les Schistes à nodules, (à dominante chloriteuse dans ce secteur) montrent encore des chlorites dominantes; le quartz est toujours présent voire abondant; les feldspaths sont présents, mais en général moins bien représentés que dans les Schistes à nodules sous-jacents (torrent de Saint-Martin-sur-Arve, Assy, le Planey). La présence de Paragonite est d'autre part probable à Assy et plus douteuse au Planey.

C. LES SCHISTES DU JURASSIQUE SUPERIEUR

I) Généralités :

Cette formation essentiellement schisteuse constitue les pentes douces, souvent couvertes de prairies ou d'éboulis entre les falaises du Dogger calcaire et "l'Argovien" au-dessous du Tithonique; aucun découpage lithologique net ne s'y dessine et le passage du Dogger calcaire à ces Schistes est très progressif, les bancs de micrites gréseuses devenant moins fréquents au bénéfice des Schistes; cette formation recouvre le Bathonien, le Callovien et l'Oxfordien (au moins pro parte pour les deux termes extrêmes) qui ont pu être caractérisés paléontologiquement dans la région : dans la Combe du Buet (Haut-Giffre) R.PERRET et L.MORET (I929) ont trouvé dans les couches de passage de la base un Cadomites aff. linguiferus (d'Orb.) qu'ils attribuent au Bathonien; au même endroit ce niveau n'a livré à A.LOMBARD (I932) qu'un Phylloceras (Phyl.nov.sp.) aff. tortisulcatum NEUM.

Au col d'Anterne, G.MAILLARD (I890) prouve l'existence du Callovien moyen avec Reneckeia anceps; L.W.COLLET et A.LOMBARD (I93I,I943) confirment la présence du Callovien en signalant Macrocephalites sp., Hecticoceras nodosum BONAR et H. laubei NEUM, au col de Tanneverge; entre le col d'Anterne et la Tour Sallières, ces mêmes auteurs relèvent en outre 27 espèces d'Ammonites, appartenant aux zones à Peltoceras athleta (Callovien supérieur) et Quenstedtoceras mariae (base de l'Oxfordien inférieur); L.W.COLLET (I943) remarque que la zone à Cardioceras cordatum manque dans ces niveaux, dans le secteur qu'il a étudié (entre l'Arve et le Rhône); J.ROSSET (I957) retrouverait néanmoins cette dernière zone dans le massif des Aravis.

2) Description détaillée : coupe de La Cha

La coupe la plus complète que j'ai pu relever dans cette formation constitue la

suite naturelle de celle du Dogger calcaire, près du torrent de Saint-Martin-sur-Arve, au sud des chalets de La Cha; on y note que le détritisme augmente sensiblement dans la partie haute. Cette coupe montre de bas en haut sur plus de I00 m d'épaisseur (fig.3c):

niveau I : 2o m à patine gris sombre d'alternances de calcschistes très finement gréso-micacés, pyriteux, en passées métriques et de bancs décimétriques de biomicrites très finement gréseuses, micacées et pyriteuses renfermant quelques débris de coquilles;

niveau 2 : 20 m à patine grise à gris-beige d'alternances :
- de calcschistes en passées décimétriques à métriques; très finement gréso-micacés, ils montrent aussi de petits débris de coquilles et dans leur partie haute, de gros nodules pyriteux (restes d'Ammonites ?)
- et de micrites argileuses en passées toujours décimétriques; finement gréseux et micacés, ces niveaux sont schistifiés dans la partie basse et massifs dans la partie haute de ce membre; ces derniers bancs renferment en outre de gros nodules pyriteux très allongés;

niveau 3 : 26 m à patine gris beige constitués essentiellement de calcschistes argileux peu gréso-micacés riches en gros nodules ferrugineux et en débris d'Ammonites;
dans la partie médiane de ce membre apparaît un niveau de I,50 m constitué d'alternances décimétriques de calcschistes peu gréso-micacés, riches en débris et de bancs massifs de biomicrites argileuses, très finement gréseuses et micacées, pyriteuses, à nombreux petits débris de coquilles; la partie haute de ce niveau a livré, outre quelques microorganismes indéterminables et un Phylloceras sp., des Sowerbyceras tortisulcatum qui permettent de le rapporter à l'Oxfordien;

niveau 4 : 3 m à patine gris beige d'alternances de passées centimétriques à décimétriques, très finement gréseuses et micacées, riches en pyrite, de micrites et de calcschistes argileux;

niveau 5 : 37 m d'alternances de calcschistes argileux, un peu micacés, parfois microbréchique à éléments anguleux de micrites noires (taille maximale I cm) en passées métriques dévenant décamétriques dans la partie sommitale et de bancs décimétriques (maximum 30 cm) de biomicrites argileuses noires faiblement gréseuses et micacées, finement spathiques, pyriteuses, riches en gravelles millimétriques noires et rosées.
Tout ce membre est très riche en petits débris de coquilles d'Ammonites et de Bélemnites surtout, malheureusement non déterminables.

3) Données radiocristallographiques:

L'étude minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2 µ montre que dans ces Schistes les illites dominent au Dérochoir, à Assy et en général à La Cha; les chlorites prennent cependant quelquefois le pas sur elles (La Cha, Arpennaz). Le quartz, présent, est moins abondant que dans le Dogger calcaire sous-jacent au Dérochoir et à Assy; il est à l'état de traces ailleurs; les feldspaths, présents au Dérochoir et à Assy sont douteux ailleurs (La Cha) ou absents (Arpennaz). La présence de paragonite est probable à Assy.

D. "L'ARGOVIEN"

I) Généralités :

Cette formation calcaréo-argileuse forme la transition entre le Callovo-Oxfordien marneux et les calcaires du Tithonique, dans tout le massif de Platé (ainsi que dans ceux du Haut-Giffre et des Aravis); à Platé elle n'a pas livré de fossiles déterminables. Par comparaison avec les descriptions de L.W. COLLET et J.ROSSET qui ont trouvé des Ammonites de la zone à Gregoryceras transversarium dans des niveaux placés identiquement entre l'Oxfordien schisteux et le Tithonique, pour le Haut-Giffre et les Aravis, une attribution de ces couches à la partie basse de l'Oxfordien supérieur peut être avancée (avec toutes les réserves que cela comporte); dans le massif de Platé "l'Argovien" est représenté par 20 à 30 m environ d'une formation à patine gris beige, détriti-

_ Domaine de PLATE _

_ Coupes du Torrent de Saint-Martin-sur-Arve _

ⓐ Formation des "Schistes à nodules".

ⓑ Coupe du "Dogger calcaire."

ⓒ "Schistes du Jurassique supérieur."

Micrite.

Micrite argileuse.

Micrite grèseuse.

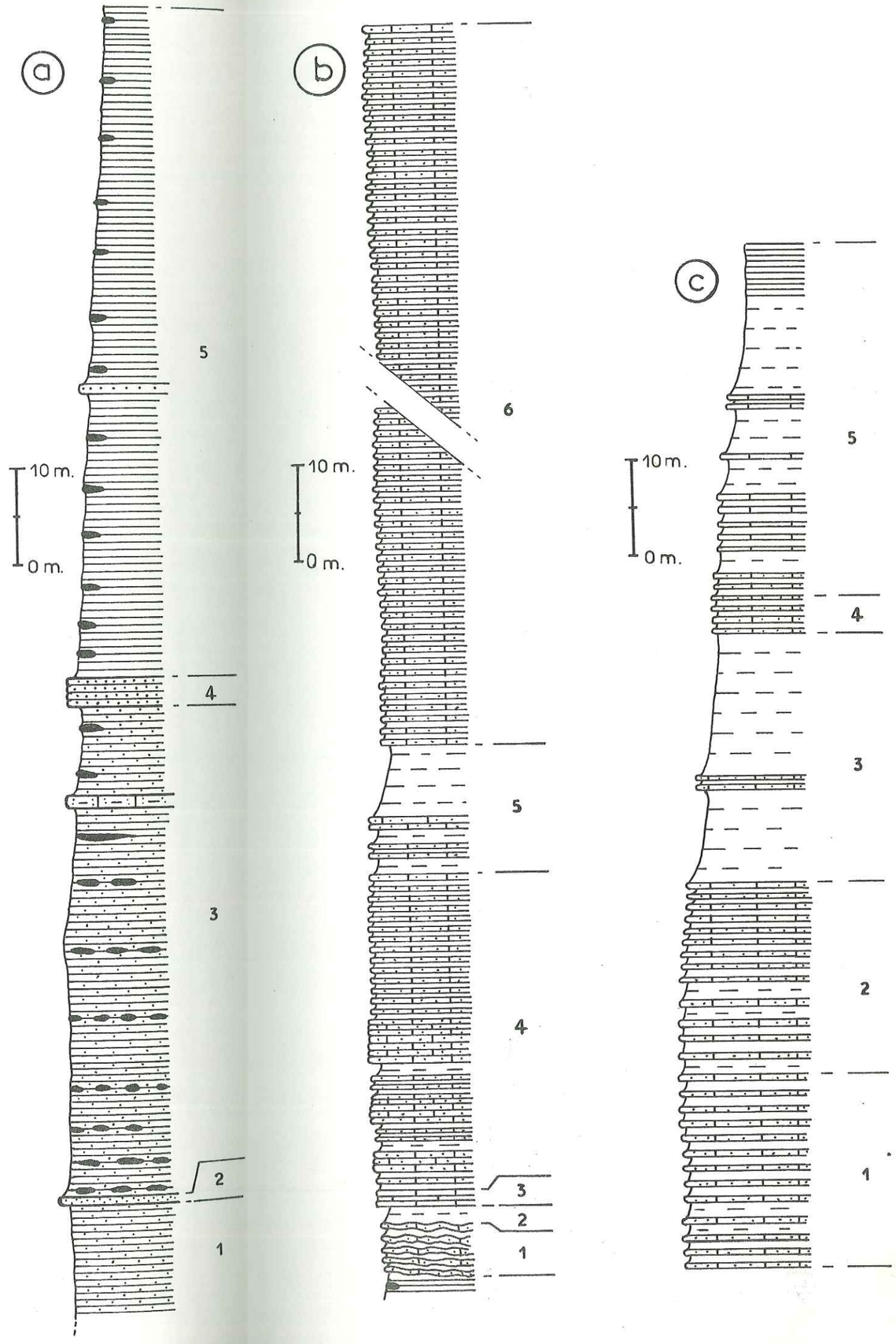
Schistes peu grèseux.

Schistes très grèseux.

Grès.

Nodules pélitiques.

FIG. 3



que, à dominante de micrites argileuses en bancs décimétriques, massifs, intercalés de lits centimétriques à décimétriques de calcschistes; cette formation contraste avec la dominante schisteuse des niveaux subordonnés.

La tendance au détritisme notée déjà dans le sommet du complexe sous-jacent s'affirme nettement dans ces niveaux.

Dans la série, le passage des Schistes du Jurassique supérieur à "1'Argovien" est tout à fait continu dans la partie sud-ouest du massif de Platé, tout comme dans celui des Aravis (J.ROSSET,1957). Dans les parties est et nord-est ce contact est toujours soit couvert d'éboulis, soit tectonisé dans les secteurs accessibles; au nord, dans le massif du Haut-Giffre, L.W.COLLET (1943) constate que la base de "1'Argovien" présente des faciès ferrugineux et conglomératiques qui indiqueraient une transgression après un lèger épisode d'émersion qu'il situe vers la fin de l'Oxfordien inférieur (puisque cet étage dans le découpage stratigraphique de l'époque, est représenté alors par la seule zone à Quenstedtoceras mariae).

Si l'on considère la répartition des faciès de "1'Argovien" de la région à la lumière des travaux de L.W.COLLET pour le Haut-Giffre et de J.ROSSET pour les Aravis (où cette formation ne semble pas être détritique) et de mes propres observations sur la bordure occidentale de Platé, il semble bien que le détritisme décroît en gros, selon un alignement est-ouest; on peut donc envisager des limites paléogéographiques subméridiennes à cette époque.

2) Description détaillée : coupe de La Cha

La coupe la plus complète de cette formation, se situe près des chalets de La Cha; elle constitue la suite vers le haut de la coupe déjà détaillée pour les niveaux subordonnés;
on y rencontre de bas en haut, sur plus de 20 m d'épaisseur (fig.4a)

niveau I : 4 m d'alternances :
- de bancs décimétriques de biomicrites argileuses riches en gravelles noires, millimétriques et en débris, pyriteuses, contenant quelques rares petits grains de quartz et veinées de fins filets argileux anastomosés;
- et de calcschistes en passées centimétriques également détritiques;

niveau 2 : 2 m d'alternances de bancs décimétriques de micrites argileuses très riches en gros nodules pyriteux souvent très altérés et effrités (entraînant l'apparition d'un aspect vacuolaire pour ces niveaux) et de calcschistes en passées centimétriques;

niveau 3 : I5 m environ d'un membre très calcaire formé de barres épaisses de 4 à 5 m constituées de bancs décimétriques jointifs de biomicrites argileuses noires très finement spathiques, riches en gravelles millimétriques beiges et en débris, séparées par des passées de 20 cm environ, argileuses et biomicritiques; ce membre se termine par deux bancs de 30 à 40 cm de biomicrosparites argileuses à patine rousse, très ferrugineuses et très spathiques (abondance de petites entroques); chacun de ces bancs est surmonté par un niveau très ferrugineux roux, apparemment lenticullaire, qui pourrait correspondre à un "hard-ground"; ces dépôts montrent que l'instabilité du fond marin relevée dans le Haut-Giffre, au passage Oxfordien inférieur-Oxfordien moyen se poursuit plus avant dans cet âge.

3) Données radiocristallographiques :

L'étude minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2 μ montre que dans "1'Argovien" :
- les illites sont largement dominantes au Dérochoir et à Luth,
- les chlorites sont faiblement dominantes à Vange et à Véran, et franchement dominantes à La Cha;
- de la montmorillonite est probable à Véran;
- dans les secteurs de Luth et de Vange apparaissent dans ces niveaux des interstratifiés irréguliers illite-montmorillonite-chlorite et quelquefois de la kaolinite;
- le quartz est pratiquement toujours présent, accompagné de traces de feldspaths à

Luth et à Vange, et qu'il est abondant à La Cha.

E. LE TITHONIQUE

I) Généralités :

Le Tithonique forme une belle falaise calcaire, à patine gris clair, de près d'une centaine de mètres de hauteur, que l'on peut suivre (sauf sous l'écroulement du Dérochoir) depuis les replis de la cascade de l'Arpennaz (région de Sallanches) jusqu'à ceux des Faucilles du Chantet (région de Sixt) en passant par le plateau d'Assy, le chaînon des Fiz et le plateau d'Anterne; sa base et son sommet montrent une stratification nette tandis que sa partie moyenne est au contraire massive.

Les faunes d'Ammonites de la zone à Epipeltoceros bimammatum découvertes par A.LOMBARD (I932) dans le massif du Haut-Giffre placent la base du Tithonique dans la partie inférieure de l'Oxfordien supérieur; J.ROSSET (I957) prouve, pour les Aravis l'existence du Kimméridgien inférieur et moyen dans cette formation en y relevant : Ataxioceras castra CHOFFAT et Nebrodites cf.doublieri d'Orb.; G.MAZENOT (I939) y montre la présence des niveaux terminaux du Malm en y déterminant Berriasella lorioli (ZITTEL) (°°°) dans les faunes récoltées par A.COAZ et A.LOMBARD dans cette formation des massifs du Haut-Giffre et des Aravis.

La partie haute du Tithonique montre fréquemment des Calpionelles (C.alpina LORENTZ, C. elleptica CADISH) et sa partie tout à fait terminale voit au contraire le développement de microfaunes benthiques non représentées jusque là.

Les travaux de L.W.COLLET (I936, I943 et I952) ont montré que dans le massif du Haut-Giffre, le Tithonique se termine par des brèches, des formations dolomitiques et des calcaires échinodermiques, au sommet du Mont Ruan; cet auteur en conclut à une forte diminution de la profondeur de la mer dûe aux mouvements orogéniques qui ont provoqué l'émersion purbéckienne dans le domaine jurassien.

A.LOMBARD (I932) dans son étude entre le col des Aravis et le col de Sageroux (Haut-Giffre) montre également qu'il existe des niveaux remaniés, parfois un peu bréchoïdes, fréquents dans le sommet du Tithonique et que leur importance augmente de la vallée de l'Arve vers la frontière franco-suisse, selon une direction grossièrement ouest-est; notons que pour A.CAROZZI (I952) ces niveaux remaniés ne se sont pas faits sur place, mais au contraire en bordure des Aiguilles Rouges et qu'ils ont glissé de façon brusque et intermittente pour venir s'intercaler dans des dépôts plus profonds où la sédimentation pélagique continue sans interruption.

Les observations de A.LOMBARD sont vérifiées par les études de J.ROSSET (I957) qui note en outre que l'apparition de microfaunes benthiques et d'Algues marque une diminution de profondeur de mer au sommet du Tithonique dans les Aravis; le massif de Platé comme nous le verrons ci-après présente les mêmes caractères.

Nous pouvons donc admettre une instabilité du bassin de sédimentation avec une remontée du fond marin lors des dépôts terminaux du Tithonique; les limites paléogéographiques sensiblement méridiennes qui semblent se dégager ici présentent la même direction que celles qui découlent de l'étude des dépôts de "l'Argovien".

2) Description détaillée : coupe synthétique

La coupe donnée pour le Tithonique résulte de la synthèse de plusieurs points d'observations répartis dans les parties sud et sud-ouest du massif de Platé:
- le contact de "l'Argovien" et du Tithonique est bien visible dans le torrent de Saint-Martin-sur-Arve, dans le prolongement de la coupe de La Cha que j'ai donnée pour l'Argovien";

(°°°appelée actuellement Pseudosubplanites lorioli (ZITTEL) par G.LE HEGARAT (I973)

- la partie médiane de la falaise est bien accessible le long de la route qui mène des chalets des Ayères des Perrières au passage du Dérochoir (sud-est du massif);
- la partie sommitale peut être facilement étudiée le long de la route qui mène de La Grangeat à Luth, au nord de la cascade de l'Arpennaz.

Cette coupe synthétique montre de bas en haut, sur 80 à I00 m d'épaisseur (fig.4b) :

niveau I : I5 m environ de micrites argileuses noires, spathiques et pyriteuses contenant dans la partie basse quelques gravelles millimétriques relativement diffuses; cette assise se présente en bancs de I0 à 20 cm, jointifs ou intercalés de plaquettes centimétriques légèrement plus argileuses;

niveau 2 : I0 m environ de bancs décimétriques jointifs de micrites argileuses gris sombre présentant quelques passées à rares éléments anguleux centimétriques de micrites argileuses noires;

niveau 3 : 8 m environ de bancs de I à 5 cm de micrites argileuses noires, ponctuées d'oxydes de fer, renfermant parfois des passées très finement gréseuses en lentilles millimétriques ou en lits pouvant atteindre I cm;

niveau 4 : I0 m environ de bancs de 80 cm jointifs de micrites sublithographiques gris clair à joints stylolithiques;

niveau 5 : 5 m environ de bancs centimétriques de micrites argileuses noires à fines ponctuations d'oxydes de fer renfermant quelques grains de quartz détritiques;

niveau 6 : 3 m environ de micrites sublithographiques gris clair, pyriteuses;

niveau 7 : I0 m environ de micrites argileuses noires en bancs ou décimétriques ou centimétriques constituant chacun des niveaux métriques qui alternent;

niveau 8 : 20 m environ de bancs massifs métriques de micrites sublithographiques gris clair faiblement argileuses;

niveau 9 : I0 m environ de bancs de 20 cm, jointifs la plupart du temps, sauf vers le sommet où s'intercalent entre eux de fines passées argileuses; ce sont des biomicrites argileuses, pyriteuses à filets gréseux très fins et anastomosés, montrant de surcroît de petits débris de coquilles;

dans la région de la cascade de l' Arpennaz, on note localement à la suite de A.LOMBARD, la présence :
- à 2 m de la base de ce niveau, d'une passée centimétrique, microconglomératique contenant parfois des éléments encore anguleux;
- à son sommet, celle d'un microconglomérat épais de quelques centimètres, à petits éléments, qui forme le toit du Tithonique; ce niveau a livré des Miliolidae et des Textulariidae.

Notons que dans le massif des Aravis le Tithonique se poursuit au-dessus des niveaux microconglomératiques; J.ROSSET (I957) y signale alors la présence locale de silex.

A Platé, je n'ai pas réussi à trouver des silex dans mes coupes, mais j'en ai cependant rencontré quelques uns inclus dans les blocs de Tithonique, dans les éboulis de pieds de falaise : on pourrait donc rencontrer ces silex sporadiquement dans la formation.

3) Données radiocristallographiques :

L'étude minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2µ montre que dans le Tithonique les illites sont toujours dominantes, sauf à La Cha, où la base de la formation reposant sur de l'Argovien" très chloriteux montre une dominante des chlorites, et dans l'écaille septentrionale de Vange, de la montmorillonite est présente à

Assy et à Véran; de la corrensite pourrait être présente à Assy; la kaolinite douteuse au Dérochoir et à Vange devient le plus souvent possible ailleurs en même temps qu'apparaissent des interstratifiés irréguliers illite-montmorillonite-chlorite (que je noterai dorénavant I-M-C) ou illite-montmorillonite (que je noterai I-M) et chlorite-montmorillonite (C-M); ce dernier interstratifié est net dans la partie haute du Tithonique de Luth.

Le quartz est parfois abondant (Dérochoir) ou en traces (sommet de La Cha et de Vange) douteux à l'Arpennaz, présent le plus souvent à Luth (voire abondant dans quelques niveaux); ce minéral semble absent à Assy, Véran, et dans l'écaille septentrionale de Vange.

F. LES CALCAIRES ET SCHISTES DU NEOCOMIEN INFERIEUR

I) Généralités :

Si dans le massif du Haut-Giffre les alternances régulières de calcaires et de marnes des assises surmontant le Tithonique marquent un changement rapide de faciès par rapport aux brèches sommitales de ce dernier niveau (L.W. COLLET, I936) il n'en est pas de même, ni dans le massif des Aravis d'après A.COAZ et A.LOMBARD (I932) et J.ROSSET (I957), ni dans celui de Platé, selon ces deux premiers auteurs et d'après mes propres observations; en effet, le passage du Tithonique à la formation sus-jacente semble être la plupart du temps progressif.

D'un point de vue paléontologique, A.COAZ et A.LOMBARD (I932) qui avaient daté le Berriasien un peu au-dessus de la base de cette formation, pensaient que ces couches inférieures, au contact du Jurassique calcaire constituaient des "couches de passage" au Crétacé, sous même faciès que ce Berriasien mais n'offrant pas encore la faune caractéristique de cet étage : pour eux, la faune marquait ainsi un passage continu entre ces deux périodes; un peu plus tard, L.W. COLLET (I936, I943) émit des doutes sur l'existence de ces "couches de passage" paléontologiques en se basant sur les études de G.MAZENOT (I939); il pensait alors que les faunes découvertes par A.COAZ et A.LOMBARD caractérisent le niveau inférieur du Berriasien et quelquefois le Jurassique terminal; le passage entre les deux périodes est bien continu, et le Jurassique peut englober une partie des bancs inférieurs de l'ensemble lithologique sus-jacent à la falaise tithonique.

2) Description détaillée :

a. coupe de La Cha

Dans le massif de Platé, la seule coupe complète et accessible dans les Calcaires et Schistes du Néocomien inférieur se situe dans la région de Sallanches, au pied de la paroi sud-ouest de l'Aiguille de Varan, au-dessus de la barre tithonique des chalets de La Cha. Notons que A.COAZ (I932) a trouvé dans cette coupe quelques Ammonites que G.MAZENOT a données comme berriasiennes (in L.W COLLET, I943).

On y rencontre de bas en haut sur une épaisseur estimée approximativement à I20 m (fig.4c) :

niveau I : 55 m d'alternances :
- de bancs décimétriques (maximum 30 cm) de micrites argileuses finement spathiques à grains de quartz et ponctuations d'oxydes de fer montrant une microfaune d'organismes benthiques indéterminables et de très petits débris de coquilles;
- et de passées, centimétriques à la base, mais s'épaississant jusqu'à devenir métriques au sommet, de schistes argileux à ponctuations d'oxydes de fer;

niveau 2 : 9 m environ de :
- 2 m de bancs jointifs épais de 5 cm de micrites, argileuses, gris noir ponctuées d'oxydes de fer, présentant de nombreuses gravelles millimétriques grises et quelques organismes qui pourraient être des Nodosaria;
- I m de calcschistes argileux, gris noir finement gréseux à nombreuses gravelles millimétriques noires, présentant de petits organismes benthiques indéterminables et de nombreux petits débris de coquilles; des ponctuations d'oxydes de fer soulignent les feuillets schisteux;
- 3 m de bancs irréguliers épais de I0 cm de micrites gris noir schistifiées alternées avec des passées de calcschistes gris noir de 5 cm; quelques gros nodules pyriteux pouvant atteindre 3 x 30 cm apparaissent ici;
- 3 m de bancs ondulés épais de 2 à I5 cm de micrites gris noir alternant avec des passées schisteuses millimétriques;

niveau 3 : 20 m environ de bancs décimétriques (maximum I5 cm) de micrites argileuses gris noir relativement riches en très petits grains de quartz, finement micacées et ponctuées d'oxydes de fer; ils sont intercalés de passées de I0 cm, de schistes argileux gris noir, finement micacés riches en fines ponctuations d'oxydes de fer; au sommet de ce membre les passées schisteuses peuvent atteindre 40 cm de puissance et les bancs calcaires 30 cm;

niveau 4 : I0 m de bancs irréguliers de 5 à 20 cm d'épaisseur de micrites argileuses, gris noir, finement spathiques à ponctuations d'oxydes de fer; parfois jointifs ces bancs sont le plus souvent intercalés de passées centimétriques de schistes gris noir;

niveau 5 : 20 m de bancs irréguliers épais de I0 à 20 cm de micrites argileuses, gris noir finement spathiques, présentant de nombreuses gravelles millimétriques noires, de petits organismes benthiques indéterminables, ainsi que de fines ponctuations d'oxydes de fer; ils sont intercalés de passées de 5 à I0 cm de calcschistes argileux gris noir finement spathiques riches en petits nodules ferrugineux;

niveau 6 : 5 m de bancs irréguliers de 30 à 40 cm d'épaisseur de micrites argileuses gris noir finement spathiques renfermant quelques gravelles millimétriques et de petits débris de coquilles; ils sont intercalés de passées de I0 cm de calcschistes argileux gris noirs, finement spathiques, ponctués d'oxydes de fer, présentant des filets millimétriques très argileux discontinus;

A.COAZ (I932) conclut que le Berriasien "est un sédiment d'origine assez profonde, formé à une certaine distance de la côte"; L.W. COLLET (I943) n'est pas d'accord avec cette opinion et pense plutôt qu'il s'agit d'une formation peu profonde sédimentée dans une zone instable; mes observations me poussent à suivre cette dernière idée au moins en ce qui concerne l'instabilité du domaine de sédimentation.

b. coupe de l'Arpennaz

Dans le flanc normal du synclinal de l'Arpennaz, les Calcaires et les Schistes du Néocomien inférieur ne présentent pas les mêmes niveaux qu'à La Cha; la coupe que je donnerai intéresse seulement les 80 m inférieurs de cette formation, sa partie haute disparaît sous les éboulis; sa base est ici très replissée en structures décimétriques provoquées par un jeu différentiel de cette assise relativement plastique, sur le toit du Tithonique; on note ici de bas en haut (fig.4d) :

niveau I : 5 m environ, série de bancs décimétriques (I m au maximum) de micrites argileuses noires très fines, à nombreux nodules d'oxydes de fer, intercalés de passées centimétriques de calcschistes noirs très fins;

niveau 2 : 2I m environ d'un ensemble composé de bas en haut par :
- 8 m d'alternances de bancs de I0 cm de micrites argileuses, noires, très grumeleuses et de calcschistes noirs en passées centimétriques;
- 6 m de micrites en bancs centimétriques jointifs, constituant des niveaux d'apparence massive, limités par des diastèmes plus importants; ces niveaux sont décimétriques le plus souvent (60 cm au maximum) et quelquefois métriques (I,50 m au maximum);
- 7 m d'alternances de bancs décimétriques de micrites argileuses et calcschistes argileux noirs;

niveau 3 : I3 m environ de schistes noirs renfermant 3 bancs massifs d'épaisseur très irrégulière variant de 0,50 m à I,I0 m; le premier est à la base, le deuxième au milieu

de ce membre et le dernier au sommet. Ces bancs sont constitués de biomicrites très détritiques, riches en oolithes, débris de coquilles et entroques (très souvent épigénisés en pyrite); quelques Bryozoaires, radioles d'Oursins et Foraminifères benthiques indéterminables, s'y rencontrent aussi;

niveau 4 : 40 m au moins d'une alternance régulière de niveaux décimétriques de micrites argileuses, noires très grumeleuses et de schistes noirs.

3) Données radiocristallographiques :

L'étude minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2 µ a montré dans ces Calcaires et ces Schistes que les chlorites sont partout dominantes sauf sous l'écaille septentrionale tithonique de Vange, où elles font partie égale avec les illites, et dans cette même écaille et à Luth, où les illites sont mieux représentées; des interstratifiés (I-M-C) et (C-M) apparaissent à La Cha, Véran, Luth, et au pont des Arcets, parfois en quantité notable.

Le quartz est la plupart du temps présent ou en traces, sauf à l'Arpennaz; il s'accompagne de traces de feldspaths à Vange.

La kaolinite est éventuellement présente à La Cha, douteuse à l'Arpennaz, au pont des Arcets, et possible à Luth.

C. LES SCHISTES VALANGINIENS

1) Généralités :

Essentiellement schisteuse cette formation se charge en bancs calcaires vers le sommet, en même temps qu'elle devient de plus en plus détritique. Le passage des Calcaires et Schistes du Néocomien inférieur aux Schistes valanginiens est relativement progressif, mais correspond néanmoins à un changement net de type de sédimentation.

Du fait de la plasticité relative de ses assises et de son épaisseur, cette formation joue un rôle de grande importance du point de vue structural, tant par les redoublements que par les laminages intenses qu'elle subit; les premiers sont particulièrement nets dans la région ouest (cascade de l'Arpennaz, chalets de Saint-Martin, chalets de Varan), les seconds sont au contraire marqués sur la bordure sud-est du massif; cette formation ne présente son épaisseur normale (près de 200 m) qu'en de rares secteurs privilégiés, en rive droite de l'Arve, au pied de la Croix de Fer et à l'ouest de l'Aiguille de Varan.

Dans sa base -très calcschisteuse- j'ai pu récolter outre quelques fragments de Bélemnites, un certain nombre de Neocomitidae, malheureusement tous indéterminables (pyritisés ou écrasés), un morceau de Kilianella douteuse et un Neolissoceras gr. grasi (N. grasianum ?) indiquant le Valanginien.

2) Description détaillée : coupe de La Cha

Sous l'Aiguille de Varan, la coupe relevée forme la suite normale de celle de La Cha que j'ai détaillée pour les formations sous-jacentes; elle montre de bas en haut sur près de 200 m d'épaisseur (fig.6a)

niveau I : 65 m environ, très calcschisteux; les 15 m de base à patine gris noir, renferment quelques bancs décimétriques de micrites argileuses gris noir, finement spathiques, à gravelles millimétriques noires, intercalées de passées décimétriques à métriques de calcschistes argileux gris noir, finement spathiques, ponctués d'oxydes de fer en nodules parfois centimétriques; ce sont ces calcschistes qui ont livré la faune signalée ci-dessus; les 50 m supérieurs exclusivement formés de calcschistes argileux gris noir à patine jaunâtre n'ont livré que des restes d'Ammonites pyriteuses indéterminables;

niveau 2 : 130 m environ calcréo-schisteux formés de bas en haut par :

Domaine de PLATE

ⓐ Coupe de "l'Argovien". (La Cha)

ⓑ Coupe synthétique du Tithonique.

Calcaires et Schistes du Néocomien inférieur.

- ⓒ Coupe de La Cha.
- ⓓ Cascade de l'Arpennaz.

Micrite

Micrite grèseuse.

Schistes.

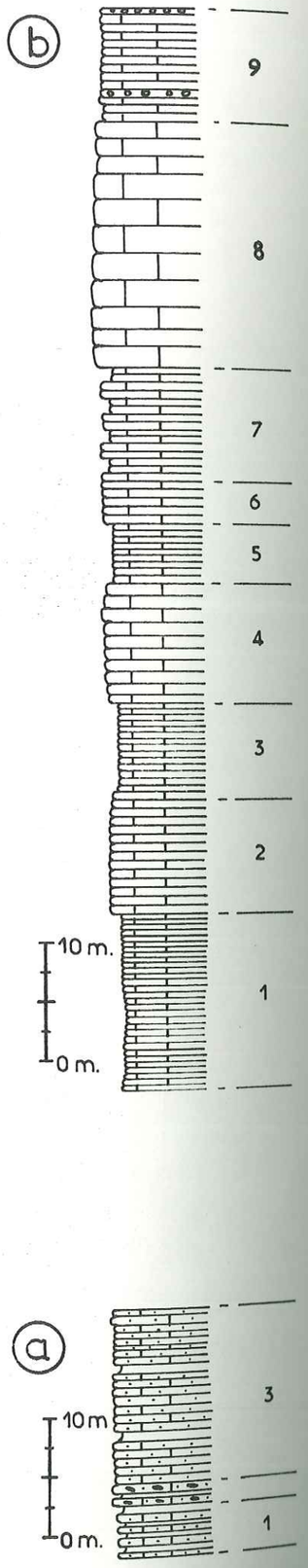
Niveaux graveleux.

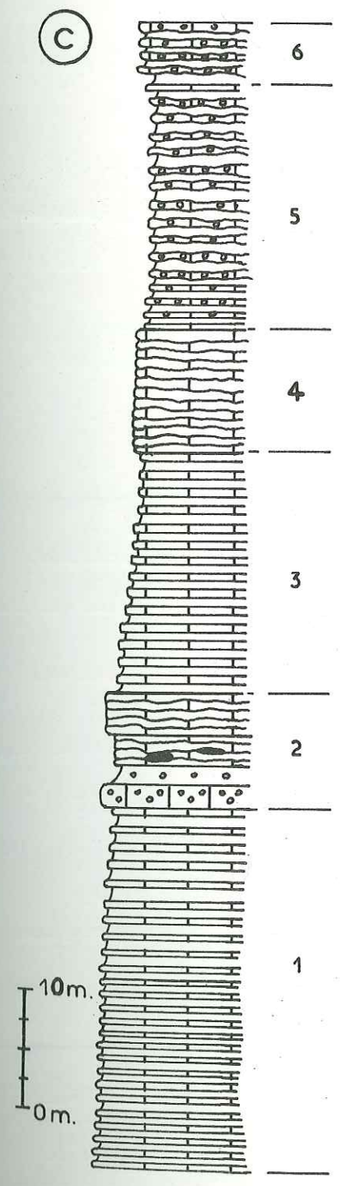
Nodules pyriteux.

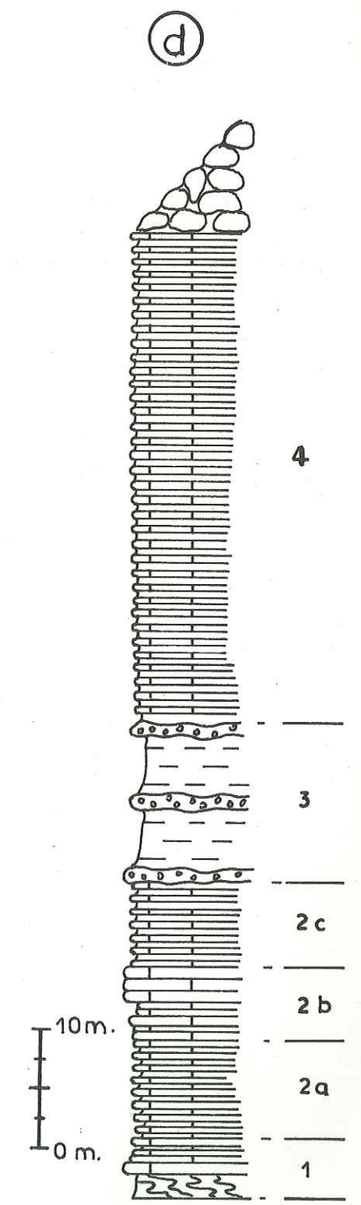
Eboulis quaternaires.

01 SEP. 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
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

FIG. 4







2 a - 30 m environ constitués de bancs centimétriques de micrites argileuses gris noir, finement spathiques à gravelles millimétriques noires et fines passées très argileuses diffuses, intercalées de passées de 5 à IO cm de calcschistes argileux gris noir : dans les 5 m terminaux de ce niveau les bancs micritiques deviennent plus graveleux et plus nombreux en même temps qu'ils gagnent en épaisseur (jusqu'à 5 cm)

2 b - 2,50 m environ d'un ensemble dur d'épaisseur en réalité irrégulière (I,50m à 2,50m selon les secteurs) faisant saillie dans la topographie; il est formé de bancs eux-mêmes irréguliers (I à 30 cm) de microconglomérat à éléments roulés de micrites noires liés par une matrice micritique argileuse riche en oxydes de fer, contenant quelques entroques et des grains de quartz;

2 c - IOO m environ de bancs micritiques intercalés de calcschistes argileux : les bancs sont argilo-gréseux, ponctués d'oxydes de fer; centimétriques dans la partie basale ils deviennent progressivement décimétrique vers le haut en même temps qu'ils s'enrichissent en petits grains de quartz; ils contiennent parfois de très nombreux petits organismes benthiques (Valvulinidae ? ou Verneuilinidae ?); les calcschistes argileux, riches en ponctuations d'oxydes de fer sont le plus souvent finement gréseux et présentent parfois des passées millimétriques nettement plus argileuses ou plus détritiques.

Les 30 m sommitaux sont plus calcaires et forment le pied de la grande falaise de l'Aiguille de Varan; ils montrent à IO m et à 25 m environ du sommet, deux passées métriques de conglomérat à éléments micritiques noirs, roulés, auxquels s'associent des grains de quartz liés par une matrice micritique à entroques, riche en oxydes de fer.

3) Données radiocristallographiques :

L'étude minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2 μ montre dans les Schistes valanginiens que les illites sont dominantes à Luth et au Dérochoir (dans ce secteur il s'agit d'illites ouvertes) et que la chlorite prédomine à La Cha et à l'Arpennaz; des interstratifiés (I-M-C) peu abondants encore se manifestent au Dérochoir et sont présents en quantité notable à La Cha; on les retrouve à Luth plutôt sous la forme (I-M) et éventuellement (C-M). Le quartz très abondant dans la partie haute à La Cha, accompagné éventuellement de chlorite est partout présent, ou en traces. La kaolinite est éventuellement présente à La Cha, et possible à Luth.

H. LES CALCAIRES NEOCOMIENS SUPERIEURS

Introduction

La formation des Schistes valanginiens passe en continuité à un ensemble très calcaire à patine brunâtre qui forme partout un mur vertical sous la falaise urgonienne; on le rencontre donc sur les marges ouest, sud et est du massif.

Cet ensemble se devise en deux membres :

-un membre inférieur : les Calcaires roux et schistes;
-un membre supérieur : les Calcaires et schistes gréseux et glauconieux

α. Membre inférieur : les Calcaires roux et schistes

I) Généralités

Les Calcaires roux et schistes présentent des épaisseurs très variables dans tout le massif; la figure 5 montre ces variations d'épaisseur : elle s'appuie sur les travaux de A.COAZ (I932) auxquels j'ai ajouté mes propres observations; ces couches correspondent à un niveau de remaniement important et généralisé dans tout le massif.

La datation de ce membre pose un problème délicat étant donné qu'il n'a livré aucune Ammonite; A.COAZ (I932) en fait du Valanginien supérieur sur la foi d'un Oursin (Echinopygus rostratus Ag.) et de l'analogie de faciès qui existe entre ces Calcaires roux et ceux du Fontanil; ces derniers niveaux qui apparaissent dans la région de Grenoble ont été attribués au Valanginien supérieur par M.MORAND (I9I2) sur la foi d'Alectryona rectangularis (fossile considéré bien entendu, actuellement comme un marqueur de faciès). Pour L.MORET déjà en I923 les Calcaires roux à entroques du Fontanil sont géné-

"Calcaires néocomiens supérieurs"

Coupes des "Calcaires roux et schistes".

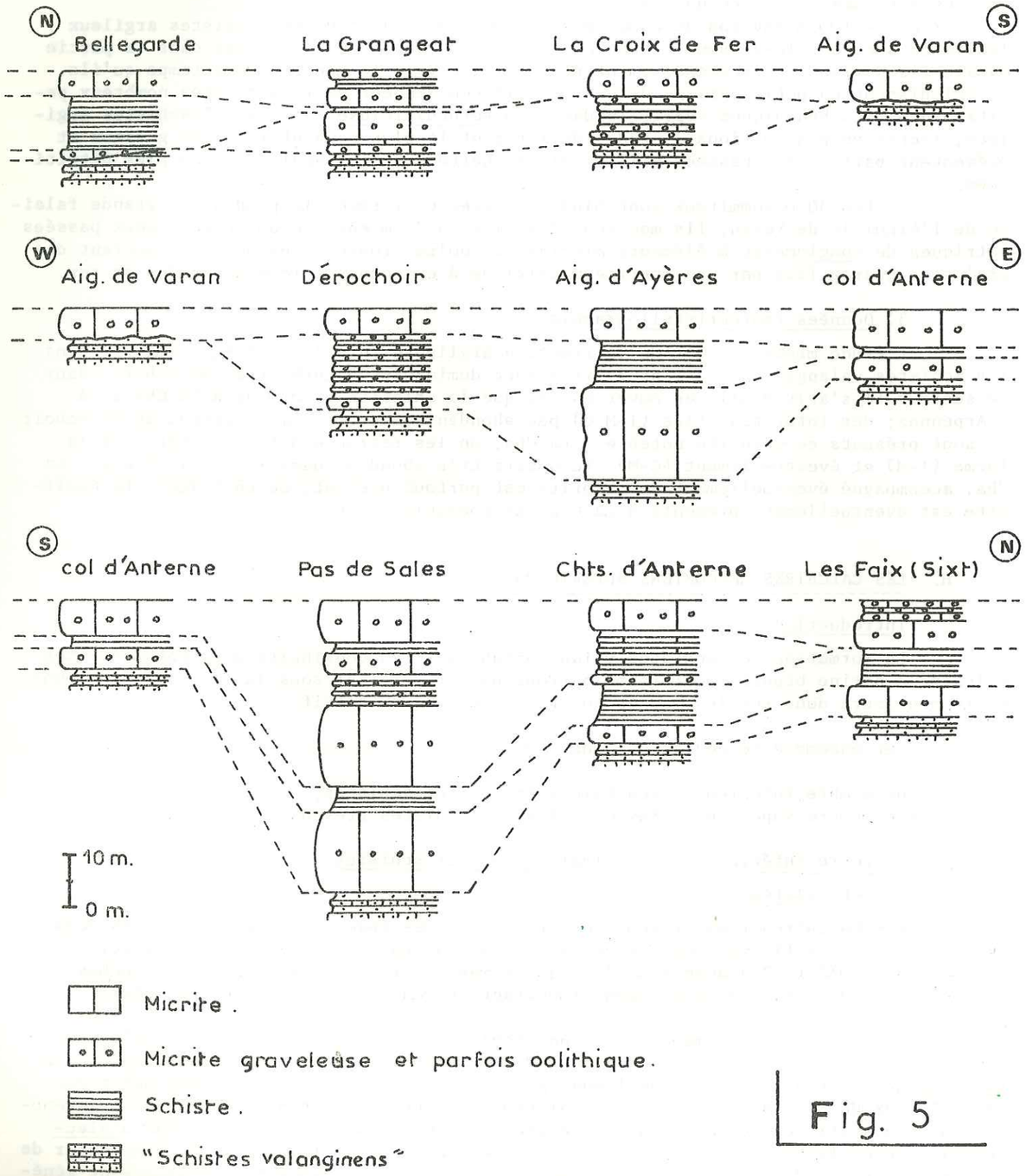


Fig. 5

raiement hauteriviens, mais empiètent sur le Valanginien; M.MOUTY (1966) puis J.SORNAY et S.GUILLAUME (1967) attribuent les calcaires à Alectryona rectangularis partiellement ou totalement à l'Hauterivien dans le Jura; les conclusions des auteurs précités laissent donc planer un doute sur l'âge uniquement Valanginien supérieur proposé par A.COAZ, pour ces niveaux.

Les Calcaires roux et schistes présentent un aspect différent suivant les secteurs; j'examinerai les coupes les plus caractéristiques relevées à Bellegarde et au Pas de Sales.

2) Description détaillée :

a. coupe de Bellegarde :

Située dans la falaise qui domine ce hameau immédiatement à l'est, le long du chemin de La Colonne, elle montre de bas en haut sur 16 m environ (fig.6b et 5) :

niveau 1 : lenticulaire, à patine grise, ce niveau présente une puissance maximale de 1,40 m et s'effile latéralement jusqu'à disparaître; il est constitué par une lumachelle massive de débris de coquilles de bivalves, accompagnés d'entroques et de quelques petits Gastéropodes, liés par une matrice micritique et gréseuse;

niveau 2 : 10 m environ de bancs décimétriques, jointifs à patine gris sombre, de micrites massives, spathiques, présentant quelques lentilles très gréseuses centimétriques à 2 m de la base; ces bancs deviennent légèrement plaquetés vers le haut;

niveau 3 : 5 m environ formés d'un banc unique massif, grisâtre inaccessible dans la falaise, qui pourrait être très détritique compte tenu de ce que j'ai pu voir dans d'autres coupes.

b. coupe du Pas de Sales :

Cette coupe est située dans la partie orientale du massif, entre les chalets de Sales au sud et la cascade de la Pleureuse au nord; elle montre de bas en haut sur 50 m environ (fig.6c et 5) :

niveau 1 : 15 m environ de micrites à patine rousse, très graveleuses et pyriteuses, faiblement gréseuses, à débris de coquilles de bivalves et Bryozoaires, apparaissant en bancs décimétriques, jointifs et irréguliers;

niveau 2 : 5 m environ à patine marron foncé, constitués d'alternances décimétriques :
- de bancs massifs de micrites, très pyriteuses, très graveleuses et faiblement gréseuses à débris de bivalves, entroques et Bryozoaires fréquemment épigénisés en pyrite;
- et de calcschistes présentant les mêmes éléments figurés;

niveau 3 : 10 m environ à patine rousse, de bancs décimétriques, de micrites très pyriteuses peu gréseuses, très graveleuses, contenant quelques oolithes et des débris de bivalves, des entroques, Algues, Polypiers et Bryozoaires épigénisés en pyrite ainsi que des petits Foraminifères à tests agglutinés; dans la matrice s'intercalent des liserés argileux millimétriques;

niveau 4 : 20 m environ de bancs massifs décimétriques à patine marron foncé et roussâtre de micrites, oolithiques et graveleuses, faiblement gréseuses, pyriteuses à Miliolidae, Algues, Bryozoaires et débris de bivalves; des passées plus schisteuses s'intercalent entre ces bancs dans la base : celle-ci prend alors un aspect rubané, alors que la partie haute reste très homogène.

β. Membre supérieur : les Calcaires et schistes gréseux et glauconieux

1) Généralités :

Les Calcaires et schistes gréseux et glauconieux forment la falaise à patine

brune directement subordonnée à celle de l'Urgonien; ils sont constitués d'une alternance très monotone de bancs de micrites et de calcschistes gréseux à cassure gris sombre, d'aspect huileux, les seuls fossiles livrés par ces niveaux sont des Oursins : Toxaster retusus (A.COAZ, I932, et J.ROSSET, I957) et Toxaster complanatus (L.MORET, I920);j'ai également trouvé ce type de fossiles dans leur partie terminale, il s'agit de Toxaster amplus Desor ; Cette dernière forme semble de plus en plus être localisée dans l'Hauterivien supérieur en Provence, mais pourrait se prolonger ailleurs,éventuellement dans le Barrémien d'après S.HUMBERT.

En l'absence d'Ammonites à Platé, il est impossible d'avoir une certitude sur l'âge exact du niveau qui les renferme.

A.COAZ distingue trois grandes divisions dans ce membre supérieur (qu'il attribue d'ailleurs tout entier à l'Hauterivien) :
- une partie inférieure formée d'alternances de niveaux très gréseux, micritiques en bancs décimétriques (de 30 cm au maximum) et schisteux pouvant atteindre I0 cm; les coupes montrent une passée plus schisteuse de 5 à I0 m de puissance à 20 ou 30 m au-dessus de sa base;
- une partie moyenne en continuité avec la partie inférieure mais plus calcaire dans l'ensemble;
- une partie supérieure, formée d'alternances irrégulières de micrites très gréseuses en plaquettes et de schistes également très gréseux; cet ensemble présente un niveau à Toxaster; dans l'anticlinal de Cluses, de nombreux Oursins y ont en effet été récoltés; ailleurs, à Bellegarde et à La Frasse par exemple, on trouve en général seulement leurs nids. Notons également que cette partie supérieure se charge en nombreux grains de glauconie qui lui donnent un faciès un peu identique à celui des niveaux du "Gault" (ce qui a pu entrainer quelques confusions chez les auteurs anciens, en particulier dans le secteur du col de la Frête, immédiatement au sud de la Colonne).

L'épaisseur des Calcaires et schistes gréseux et glauconieux n'est pas constante : A.COAZ (I932) en signale I30 m au Pas de Sales et I50 m environ à la Cheminée de Monthieu sur le flanc ouest du massif; P.GUIBERT (I966) en signale 350 m dans l'anticlinal de Cluses (cette épaisseur me semble nettement surestimée ici : la masse que forme ce membre dans le coeur de cet anticlinal est dûe à de nombreux replis internes qui provoquent des empilements dans cette assise).

Pour Platé, j'examinerai plusieurs coupes significatives dans ce niveau.

2) Description détaillée :

a. coupe de Bellegarde :

Située entre le hameau de Bellegarde et la Combe de la Colonne cette coupe montre de bas en haut sur I50 m environ (fig.6d) :

niveau I : 20 m environ de micrites noires à patine gris marron, spathiques, gréseuses, en bancs décimétriques intercalés de joints centimétriques schisteux;

niveau 2 : 5 m environ de schistes(inaccessibles dans la falaise);

niveau 3 : 70 m environ de micrites noires,spathiques et gréseuses, à ponctuations d'oxydes de fer abondantes, en bancs pouvant atteindre 50 cm; elles montrent quelques nids d'Oursins; des joints de schistes apparaissent localement entre les bancs;

niveau 4 : 60 m environ plus schisteux, à patine d'ensemble gris marron, constitués de micrites très gréseuses en plaquettes et de schistes; de nombreux nodules d'oxydes de fer centimétriques, des nids d'Oursins et quelques Oursins non dégageables y sont visibles; dans cette assise on distingue mal les différents bancs sauf dans la partie sommitale,où les micrites deviennent plus compactes; elles se chargent alors en grains de glauconie et en nombreuses ponctuations d'oxydes de fer.

Dans les secteurs des hameaux de Fay et d'Englène (région de Sixt) on peut noter la présence, dans la partie basale de ce niveau, d'une passée de I5 m environ de micrites argileuses très finement gréseuses et pyriteuses, riches en lits très gréseux centimétriques, anastomosés, qui forment un réseau capricieux, en relief sur le front de la falaise;

b. coupe du Pas de Sales

Cette coupe constitue la suite normale vers le haut de celle que j'ai décrite à propos du Membre inférieur; elle montre de bas en haut sur I30 m environ (fig.6e):

niveau I : 30 m environ de bancs décimétriques à patine gris sombre de micrites argileuses noires, très finement gréseuses, riches en pxydes de fer, intercalés sporadiquement de passées argileuses millimétriques.

niveau 2 : I0 m environ de bancs décimétriques à patine roussâtre de micrites argileuses noires, très finement gréseuses, riches en oxydes de fer, intercalées de passées millimétriques à centimétriques de schistes calcaréo-argileux très finement gréseux et pyriteux.

niveau 3 : 40 m environ à patine roussâtre de bancs décimétriques de micrites et de passées centimétriques de calcschistes très gréseux et pyriteux; ce niveau se termine par trois bancs de 30 cm de micrites gréseuses et spathiques, intercalés de passées schisteuses de 30 cm à I m d'épaisseur;

niveau 4 : 50 m environ d'un ensemble à patine roussâtre découpé en grosses passées de 5 m environ de micrites argileuses en plaquettes très finement gréseuses et pyriteuses séparées par des passées plus calcschisteuses de 5 cm d'épaisseur seulement;

sa partie sommitale devient plus massive, avec des bancs décimétriques bien marqués de micrites à trame siliceuse, riches en gravelles, contenant des entroques, des Bryozoaires, des débris d'Algues; son toit, montre en outre de petits Foraminifères benthiques à tests agglutinés et de nombreux petits débris de coquilles.

3) Données radiocristallographiques sur les Calcaires néocomiens supérieurs :

L'étude minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2 µ d'échantillons prélevés dans les deux membres de cette formation, au Dérochoir, au Pas de Sales et dans le Rocher de Cluses, montre que : les illites dominent partout excepté au sommet dans la coupe du Dérochoir où, cèdant le pas à la chlorite elles ne se retrouvent qu'à l'état de traces. Dès le Dérochoir les illites sont ouvertes et s'accompagnent plus au nord (Pas de Sales) d'interstratifiés (I-M) présentant éventuellement quelques feuillets chloriteux.La kaolinite, éventuelle dès le Pas de Sales est affirmée au Rocher de Cluses. Le quartz est souvent présent, voire abondant (Pas de Sales).

I. L'URGONIEN

1) Généralités :

Constituant l'ossature des grands plis bien visibles en rive droite de l'Arve, entre Sallanches et Cluses à l'ouest, puis de grandes falaises au sud et à l'est, la puissante barre des calcaires de l'Urgonien donne à Platé l'allure d'un bastion impénétrable; à l'intérieur même du massif ces calcaires forment de grandes dalles structurales toujours très lapiazées.

L'épaisseur de cette formation est très importante, on en a relevé en effet I70m environ sur le flanc sud du massif (Nant Bourdon) et I20 m environ au Pas de Sales; elle atteint même 250 m environ dans le Rocher de Cluses (R.SCHROEDER, J.CHAROLLAIS,M.A.CONRAD, I968). Entre Arve et Giffre cette formation ne correspond pas dans son intégralité à la définition stricte de l'Urgonien : en effet sa majeure partie présente un faciès légèrement externe à la plate-forme littorale : seule sa partie terminale montre des faciès qui sont franchement de plate-forme avec de très nombreux Rudistes; cependant à la suite

des auteurs, le terme Urgonien est conservé ici.

Je diviserai cette formation en trois membres superposés :

a. les Couches de transition à la base;

b. les Calcaires massifs;

c. L'Assise détritique terminale au sommet.

a. Les Couches de transition :

C'est un ensemble qui forme d'une manière générale, la base de la falaise urgonienne; représentant le plus fréquemment un passage lithologique progressif des couches qui lui sont subordonnées, aux Calcaires massifs, il a été qualifié de "zone de transition inférieure" par M.A.CONRAD (I969). La découverte de lentilles récifales à faciès urgonien au sein de ces couches de passage encore sous faciès néritique,par J.CHAROLLAIS, S.RIETSCHEL, J.ROSSET (I967) dans le massif des Aravis, montre combien l'installation du faciès urgonien a été progressive.

La patine gris sombre de cet ensemble contraste néanmoins avec la couleur brunâtre de celle de la formation sous-jacente et avec les niveaux blanchâtres qui le surmontent.

Epaisses d'une quinzaine de mètres, les Couches de transition sont constituées de bancs calcaires quelquefois dolomitiques, gréseux, graveleux (parfois oolithiques), riches en débris de fossiles, alternant avec des schistes noirs.

Après les travaux de L.MORET (I934), ces couches sont considérées comme l'équivalent latéral des Couches à Panopées; dans le Dauphiné et une grande partie de la Savoie, elles ont donc été longtemps regardées comme formant l'intégralité du Barrémien inférieur (L.W.COLLET, I943; J.ROSSET, I957, X.PIERRE et J.P USELLE, I963). Cependant d'après des travaux récents (communication orale de A. et H. ARNAUD, Institut Dolomieu Grenoble), il semble que les Couches à Panopées constituent un faciès détritique qui débute déjà dans l'Hauterivien terminal en Dauphiné : aucun argument paléontologique ne nous permet de dire qu'il en est de même à Platé; cependant nous ne pouvons pas exclure cette hypothèse.

En Savoie et en Haute-Savoie, après la découverte de Crioceras emerici (zone à Pulchella) par J.REVIL (I9II) et les travaux de M.A.CONRAD (I969) puis de J.CHAROLLAIS, M.A.CONRAD, R.SCHROEDER, et J.P.THIEULOY (I970) il semble que ces Couches de transition appartiennent, dans les massifs de Bornes et des Aravis, au Barrémien inférieur; à Platé elles ne constituent pas la totalité du Barrémien inférieur : les coupes que j'ai pu faire dans le Nant Bourdon (limite ouest de l'écroulement du Dérochoir) et au Pas de Sales, et la coupe du Rocher de Cluses publiée par R.SCHROEDER, J.CHAROLLAIS et M.A. CONRAD (I968) confirment en effet que le Barrémien inférieur daté par des Orbitolinidae n'est pas uniquement représenté par l'équivalent latéral des Couches à Panopées mais qu'il "monte" très haut dans les Calcaires massifs sus-jacents.

On trouvera la coupe détaillée de cet ensemble en fin de chapitre.

b. Les Calcaires massifs :

bI. Description d'ensemble

L. MORET (I934) avait divisé ce membre en trois parties :
de bas en haut : - une masse urgonienne principale (Barrémien supérieur);
- des couches à Orbitolines (Barrémien supérieur)
- une masse urgonienne supérieure (Aptien inférieur).

M.A.CONRAD (I969) décrit une succession lithologique identique mais apporte de nouvelles précisions en ce qui concerne l'âge de ces niveaux.

_ Domaine de PLATE _

A "Schistes valanginiens":

ⓐ Coupe de La Cha - Aiguille de Varan.

"Calcaires néocomiens supérieurs:

B - "Calcaires roux et schistes":

ⓑ Coupe de Bellegarde.

ⓒ Coupe du Pas de Sales.

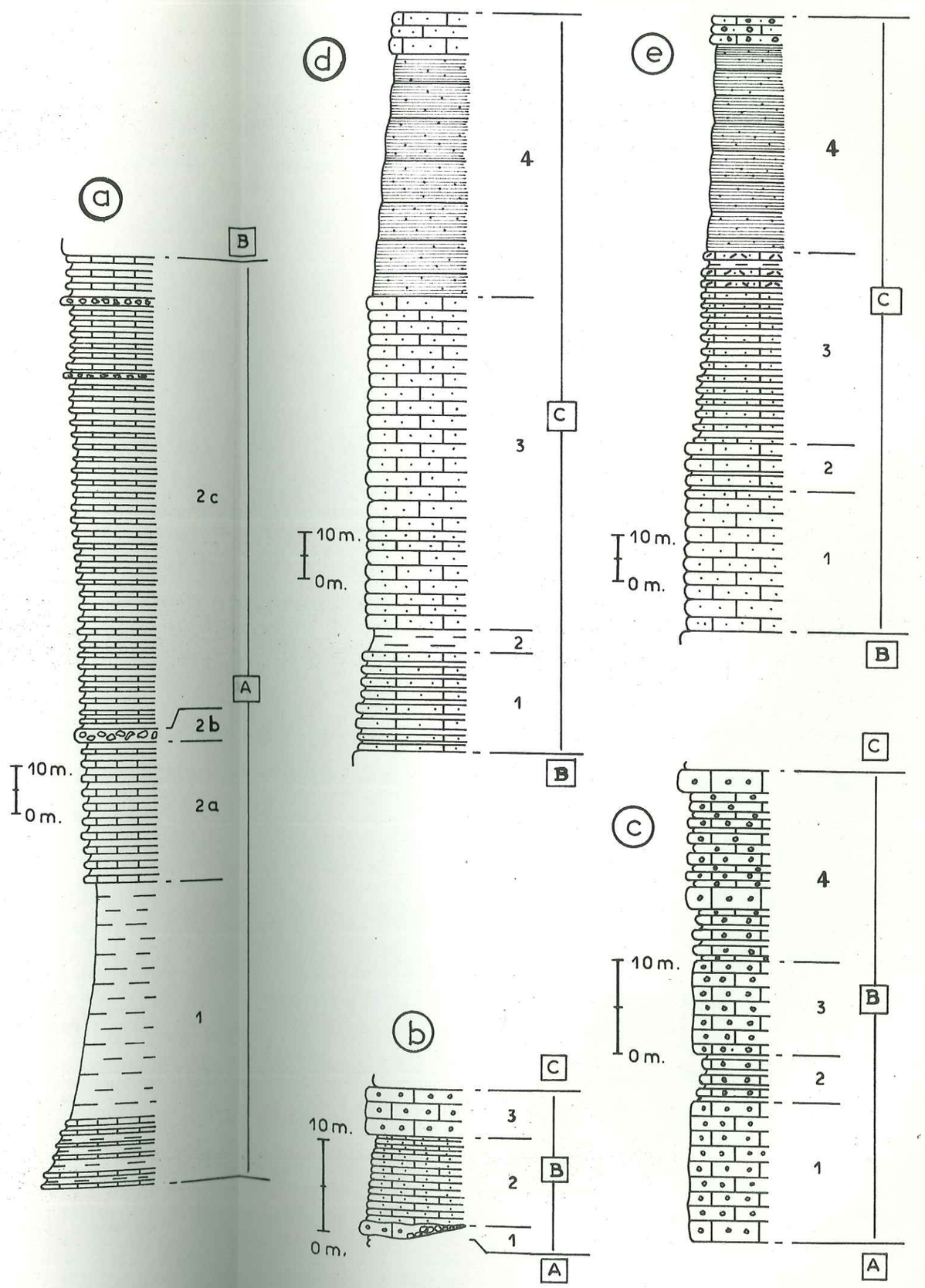
C - "Calcaires et schistes grèseux et glauconieux":

ⓓ Coupe de Bellegarde.

ⓔ Coupe du Pas de Sales.

Micrite.
Micrite grèseuse.
Micrite graveleuse.
Micrite spathique.
Micrite schistifiée.
Schistes.
Microconglomérat.

FIG. 6



Il distingue de bas en haut :
- des calcaires urgoniens inférieurs (Barrémien et peut-être extrême base de l'Aptien);
- des marnes à Orbitolines (Bédoulien inférieur);
- des calcaires urgoniens supérieurs (Bédoulien).

D'autre part les études de R.SCHROEDER, J.CHAROLLAIS et M.A.CONRAD (I968) et M.A.CONRAD (I969) montrent que l'Aptien inférieur forme le sommet de l'Urgonien dans le massif des Bornes; nous verrons qu'il en est de même à Platé.

Dans le Nant Bourdon, les Calcaires massifs présentent I50 m de puissance environ; les 90 m de base contiennent une microfaune benthique peu développée et correspondent plutôt, du fait de leur microfaciès, à des dépôts de plate-forme externe; les 60 m terminaux, à microfaune benthique mieux développée montrent une évolution nette, de bas en haut, vers des faciès de plate-forme interne; ce phénomène se traduit, tout à fait au sommet, par la présence de gros Rudistes, de débris d'Oursins, d'Algues, de Polypiers et de Bryozoaires qui accompagnent alors des Miliolidae et les Orbitolinidae.

L'évolution que nous venons de voir dans ce membre et qui semble régulière, se fait en réalité avec des "à coup" trahissant probablement l'instabilité du fond marin : en effet les premiers 65 m montrent une tendance régressive régulière dans le domaine de la plate-forme externe; cet épisode est couronné par l'arrivée brutale de grès constituant un niveau de 3 m d'épaisseur à stratifications entrecroisées très irrégulières (mise en place sous un régime de courants violents ou montrant une approche brutale du domaine littoral); la sédimentation du type de plate-forme externe reprend au-dessus, montrant un retour aux conditions antérieures qui vont alors évoluer régulièrement vers les dépôts de plate-forme interne qui caractérisent les niveaux sommitaux.

Ailleurs dans le massif, le fait que l'Urgonien est souvent inaccessible ou très fracturé ne permet pas de voir clairement l'extension des différents niveaux, néanmoins j'ai pu constater que :

- dans le Pas de Sales, les Calcaires massifs ne sont épais que de II0 m environ; les faciès présentent la même évolution d'ensemble que ceux du Nant Bourdon, mais je n'y ai cependant pas rencontré les grès; l'existence de vires herbues le long de la coupe empêchent d'en affirmer l'absence;
- à Cluses les Calcaires massifs sont épais de plus de 200 m; il semble d'après les descriptions de P.GUIBERT (I966) que la tendance régressive, rencontrée par ailleurs existe également ici, mais que les niveaux que l'on peut rapporter à des dépôts de plate-forme interne sont nettement plus épais que dans la partie sud-est du massif de Platé; la sédimentation semble être troublée par les mêmes phénomènes qu'au Nant Bourdon, car on y relève au moins un niveau très gréseux à I50 m environ de la base.
- Dans la région de Sixt, en rive gauche du Giffre, un niveau très riche en lits de silex noirs décimétriques et discontinus, apparaît dans la partie haute des Calcaires massifs; c'est le seul endroit du massif de Platé où un tel faciès a pu être observé; la fracturation de ce secteur ne permet malheureusement pas d'y faire une coupe et de connaître la position exacte de ce niveau, au sein de ce membre.
- Dans la coupe du Nant Bourdon, je n'ai pas pu retrouver de vires à Orbitolines. Celles-ci sont signalées plus au nord, par H.DOUXAMI (I902) et L.MORET (I934) au col de Monthieu, près des chalets d'Aujon, aux chalets de Sales et par P.GUIBERT (I966) dans l'Urgonien du verrou de Cluses, en rive gauche de l'Arve.

J'ai également retrouvé ces vires à Orbitolines dans le rocher de La Maladière, en rive droite de l'Arve, dans les carrières au nord du village de Balme, non loin du toit des Calcaires massifs. Les Orbitolines que j'ai pu récolter sont des Palorbitolina lenticularis à cachet Bédoulien; cet âge s'accorde avec celui proposé par M.A.CONRAD (Bédoulien inférieur).

b2.Age des "Calcaires massifs" :

Nant Bourdon : les associations de faune amènent à dater du Barrémien inférieur les I00 premiers mètres environ de cet ensemble. Les 20 m suivants ont un cachet Barrémien supérieur avec : Palorbitolina lenticularis, Melathrokerion valserinensis, Paleodictyoconus sp., Netrocholina friburgensis, Salpingoporella muhelbergi .

Les 25 m terminaux sont datés du Bédoulien par : Dictyoconus mayncì, Palorbitolina lenticularis, Paracoskinolina aff.alpillensis qui montrent un degré d'évolution acquis par ailleurs au Bédoulien; et Orbitolinopsis sp. , Neotrocholina friburgensis, Lithocodium agregatum, Salpingoporella muhelbergi .

Chalets de Sales : le Barrémien supérieur semble débuter assez bas dans ce membre, puisqu'à 80 m de la base environ, le Bédoulien pourrait être déjà présent. Les faunes récoltées à ce niveau sont : Mesoendothyra complanata (Bédoulien dans le Vercors d'après Mme ARNAUD), Palorbitolina lenticularis, Praereticulinella cuvillieri, Orbitolinopsis aff.elongatus, Orbitolinopsis sp., Neotrocholina friburgensis, Boueina sp., Pseudoactinoporella fragilis, Salpingoporella muhelbergi, Valvulina sp. .

Rocher de Cluses : d'après R.SCHROEDER, J.CHAROLLAIS, M.A.CONRAD (1968) le Barrémien recouvre approximativement les 150 premiers mètres du Calcaire massif et le Bédoulien les 100 m supérieurs.

c. L'Assise détritique terminale

Formant le toit des Calcaires massifs ce membre à patine grise est épais de 5 m au maximum; il est constitué de grès blanchâtres à roussâtres, souvent ferrugineux, à ciment micritique qui s'intercalent en fines passées millimétriques à centimétriques dans la base, parfois décimétriques plus haut, dans des niveaux calcaires très gréseux.

L.W.COLLET (1943) semble considérer ce faciès comme Bédoulien.Localement, le toit des Calcaires massifs est formé par des conglomérats à éléments centimétriques d'Urgonien pris dans une matrice de grès ferrugineux. Ce faciès a été observé par L.W. COLLET (1943) dans les massifs du Haut-Giffre et de Platé, et par J.ROSSET (1957) dans le massif des Aravis. Je l'ai personnellement retrouvé à la pyramide 1399,à l'ouest du Col de la Frête. L.W.COLLET l'a attribué au Gargarsien sur la foi de Terebratula dutemplei d'Orb.

L'interprétation paléogéographique précise de cette Assise détritique terminale ne peut être qu'hypothétique. Cependant il semble probable qu'elle soit liée à la disparition de la barrière récifale urgonienne. Ce phénomène placerait le bassin de sédimentation directement sous l'influence des apports continentaux. Il est cependant impossible d'avancer une hypothèse quant à la profondeur du bassin et à l'éloignement du rivage.

2) Description détaillée de la formation urgonienne :

a. coupe du Nant Bourdon : de bas en haut :

a1.les Couches de transition (11 m) (fig.8a)

niveau 1 : 2,5 m d'alternances centimétriques à décimétriques de biomicrites graveleuses parfois très gréseuses, parfois très argileuses, quelquefois pyriteuses et faiblement dolomitiques, gris sombre; on y rencontre des débris de coquilles de bivalves abondants et des entroques auxquels s'ajoutent des Orbitolinidae et de petits Foraminifères benthiques, à tests agglutinés;

niveau 2 : 8,5m d'alternances centimétriques à décimétriques de biomicrosparites graveleuses faiblement gréseuses à très gréseuses, parfois pyriteuses, gris sombre, à débris de coquilles, débris d'Algues Dasycladacées, Miliolidae, Orbitolinidae, et petits Foraminifères à tests agglutinés et de biomicrites graveleuses, parfois très gréseuses, argileuses, pyriteuses, gris sombre à débris de coquilles et parfois débris charbonneux.

Les Orbitolinidae qu'on y rencontre pourraient être des organismes encore non dénommées que l'on retrouve associés à des Ammonites du Barrémien inférieur dans la partie méridionale du Vercors au moins.

a2.les Calcaires massifs (150 m environ) (fig.8b)

niveau 1 : 36 m formés de bancs métriques à décamétriques, jointifs de biomicrosparites gris clair, écrasées et partiellement recristallisées en sparites.

les 2,50 m de base sont un peu gréseux et riches en petits débris de coquil-

les; le reste de ce niveau est également riche en mêmes débris, auxquels s'ajoutent de nombreuses petites entroques, mais très pauvre en grains de quartz; il présente par contre de nombreuses gravelles de micrites noires, allongées et parallèles entre elles;

niveau 2 : 3,50 m formés de bas en haut par :

2a. 0,70 m d'aspect grumeleux formé d'alternances de bancs durs irréguliers (5 cm au maximum) et schisteux (1 cm au maximum) de biomicrosparites grises, partiellement recristallisées, à nombreux débris;

2b. 1 m d'alternances de bancs centimétriques à décimétriques réguliers et jointifs de biomicrosparites grises partiellement recristallisées, pyriteuses, à nombreuses gravelles de micrites noires, allongées et parallèles entre elles, entroques et petits débris de coquilles. Le passage d'un niveau à l'autre se fait donc par disparition du matériel schisteux vers le haut; on peut cependant trouver localement dans la base du niveau 2b une lentille schisteuse de 15 cm d'épaisseur dans laquelle se fondent latéralement les tous premiers bancs calcaires (fig.7)

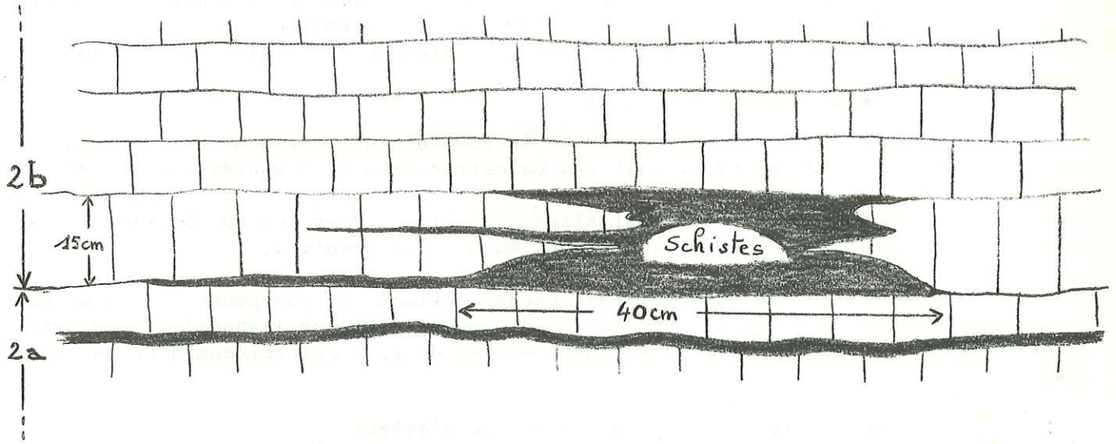


fig.7

2c. 1,80 m de bancs centimétriques de biomicrosparites grises partiellement recristallisées, pyriteuses à nombreuses gravelles de micrites noires allongées et parallèles entre elles et nombreux petits débris de coquilles. Ce niveau montre en outre des ruptures de sédimentation soulignées :
- au contact du niveau 2b, par un joint millimétrique très ferrugineux et gréseux de couleur rouille;
- à 6 m de la base par un joint millimétrique argilo-gréseux noir;
- à 30 cm du sommet par une lentille très irrégulière (9 cm au maximum) couleur rouille de schistes argilo-gréseux très ferrugineux et riches en débris charbonneux;

niveau 3 : 33 m d'alternances décimétriques à décamétriques de biomicrosparites, grises, pyriteuses à la base, partiellement recristallisées, à gravelles de micrites noires allongées et parallèles entre elles, parfois oolithiques, à nombreux débris de coquilles, encrines et pentacrines, petits Foraminifères agglutinés et Orbitolinidae du Barrémien inférieur.

niveau 4 : 3 m d'un niveau à stratifications entrecroisées irrégulières de grès fins à ciment micritique et de biomicrosparites graveleuses, peu gréseuses à débris de coquilles et entroques.

niveau 5 : 30 m de bancs jointifs centimétriques à métriques de biomicrosparites grises partiellement recristallisées, graveleuses, à nombreux débris de coquilles, (encrines, et pentacrines), radioles d'Oursins et Orbitolinidae;

niveau 6 : 45 m d'alternances de bancs jointifs métriques et centimétriques de biomicrosparites partiellement recristallisées, graveleuses, à débris de coquilles abondants, entroques, Miliolidae, Orbitolinidae. C'est dans ce niveau que se place la limite du Barrémien et du Bédoulien.

La partie haute de cette assise présente une association faunistique qui témoigne d'une sédimentation sur la plate-forme interne;

a3. L'Assise détritique terminale (4,50m) (fig.8c)

niveau I : I m de biomicrites graveleuses, très gréseuses, grises à Miliolidae abondantes;

niveau 2 : I m de biomicrites graveleuses, gréseuses, grises, à débris de coquilles;

niveau 3 : 2,50 m de biomicrites rarement graveleuses, très gréseuses à débris de coquilles, intercalées de passées irrégulières et pouvant atteindre 5 cm d'épaisseur de grès ferrugineux à ciment micritique peu abondant. Dans les 90 cm sommiteux, ces passées de grès deviennent millimétriques mais forment en s'anastomosant un réseau à mailles très serrées. L'ensemble se charge en quelques grains de glauconie vers le haut.

b. coupe des chalets de Sales :

Cette assise détritique terminale se présente différemment ici; on peut y relever de bas en haut, au-dessus du toit des Calcaires massifs à Rudistes (fig.8d) :

niveau I : 0,70 m de véritables quartzites gris-blanchâtres, un peu argileux, calcitiques et ferrugineux, en bancs décimétriques massifs et jointifs;

niveau 2 : 2 m environ de biomicrites gréseuses grises, se chargeant en grains de glauconie vers le haut, à Miliolidae et débris de coquilles, dans lesquelles s'intercalent de nombreuses passées centimétriques anastomosées de grès ferrugineux à ciment micritique.

c. coupe du versant ouest de la Pointe d'Ayères :

L'Assise détritique terminale est constituée ici de bas en haut par (fig.8e):

niveau I : I,50 m de biomicrosparites grises à débris de coquilles, et Miliolidae, intercalées de passées centimétriques de grès ferrugineux.

niveau 2 : 0,30 m de grès blancs à matrice dolomicritique vacuolaire;

niveau 3 : 0,20 m de grès gris à matrice micritique abondante;

niveau 4 : 0,80 m idem au niveau 2;

niveau 5 : 0,20 m idem au niveau 3;

niveau 6 : 0,I0 m de grès gris sombre à matrice micritique très peu abondante;

niveau 7 : I m de grès à matrice micritique abondante et à réseau très serré de filets millimétriques anastomosés de grès ferrugineux faiblement glauconieux donnant un aspect conglomératique à ce niveau.

3) Conclusions : nouvel aperçu sur l'Urgonien de Platé

Cette étude permet d'une part d'étendre à tout le massif les conclusions de R.SCHROEDER, J.CHAROLLAIS, M.A.CONRAD (I968) sur la répartition du Barrémien inférieur dans ces dépôts, au rocher de Cluses; d'autre part, l'observation du microfaciès le long des coupes montre dans tout le massif une évolution lente et hésitante à partir d'un faciès de plate-forme externe vers des dépôts de plate-forme interne; ces derniers, tout d'abord de type récifal deviennent très rapidement détritiques, préludant ainsi aux niveaux du "Gault".

_ Domaine de PLATE _

Coupes dans "l'Urgonien".

A _ "Couches de transition":

ⓐ Coupe du Nant Bourdon.

B _ "Calcaires massifs":

ⓑ Coupe du Nant Bourdon.

C _ "Assise détritique terminale":

ⓒ Coupe du Nant Bourdon.

ⓓ Coupe des Chalets de Sales.

ⓔ Coupe de l'Aiguille d'Ayères.

Micrite et microsparite.

" " " graveleuses.

" " " grèseuses.

Schiste.

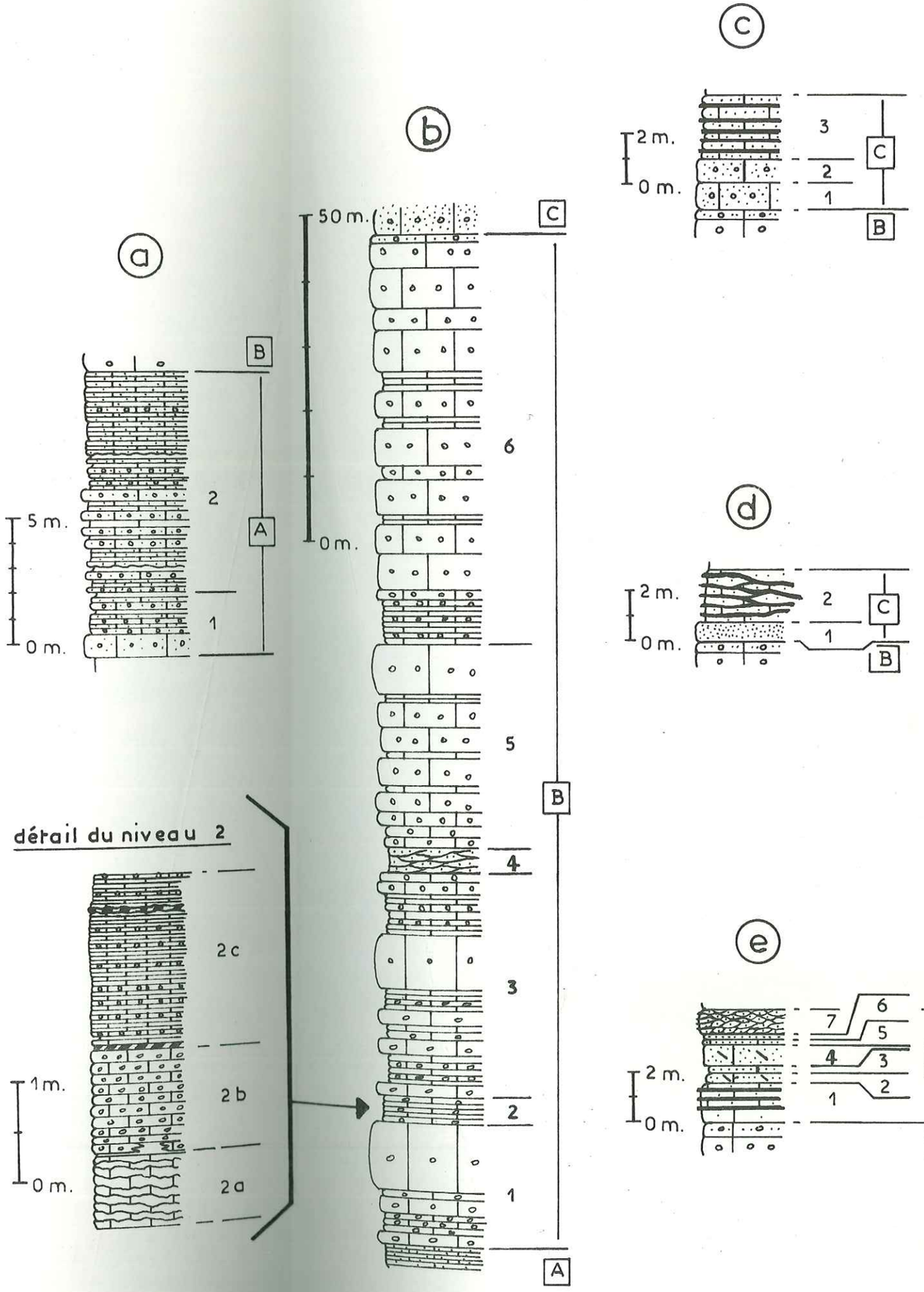
Grès.

Grès à matrice dolomicritique.

Niveau très grèseux.

Niveau très ferrugineux.

FIG. 8



UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE et MÉDICALE de GRENOBLE INSTITUT DE GÉOLOGIE

4) Données radiocristallographiques sur l'Urgonien :

L'étude minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2 μ montre que dans l'Urgonien, les illites dominent pratiquement dans tous les secteurs excepté dans les échantillons du rocher de Cluses où l'on enregistre une très nette dominante de la kaolinite; la chlorite est représentée en très faible quantité; de la montmorillonite est présente à La Cha et à Assy. Des interstratifiés (I-M-C) apparaissent à La Cha.

Le quartz est souvent représenté; il devient plus abondant dans les assises terminales annonçant le détritisme du "Gault".

Il faut noter la présence de paragonite au Dérochoir et à Assy, associée à de la corrensite probable au Dérochoir et sûre à Assy.

J. LE "GAULT"

I) Généralités :

Cette formation se traduit en général par une vire herbeuse entre les falaises de l'Urgonien et du Crétacé supérieur; sa patine marron foncé contraste avec le gris-blanc des falaises sous-jacentes et le gris-jaunâtre de celles qui la surmontent; elle constitue de ce fait un excellent horizon repère, dans tout le massif.

Le passage de l'Urgonien au "Gault" est toujours tout à fait graduel; il se fait par une intrication des faciès gréso-glauconieux, en passées de plus en plus épaisses et abondantes dans les derniers mètres de la falaise urgonienne, qui témoigne de l'installation progressive d'un régime de sédimentation très détritique.

Trois termes sont identifiables dans cette formation :

- I - à la base, un ensemble de schistes argilo-gréseux à patine marron foncé qui a été attribué à l'Albien inférieur par H.BUTLER et A.JAYET (1926); cet âge a été confirmé dans le massif des Bornes par J.CHAROLLAIS, M.MOULLADE, H.J.OERTLI, et B.PORTHAULT (1971) à l'aide de Foraminifères et d'Ostracodes;
- 2 - au-dessus, un ensemble de grès glauconieux attribué à l'Albien moyen par H.BUTLER et A.JAYET (1926);
- 3 - au sommet, un niveau de "Béton phosphaté" constitué de grès glauconieux à matrice micritique riche en nodules et fossiles phosphatés : Ammonites, Rynchonelles, Oursins et Gastéropodes. Ce terme a été rattaché à l'Albien supérieur par A.JAYET; cependant la découverte de Schloenbachia varians dans ce même niveau aux chalets de Sales (L.W.COLLET et R.PERRET, 1926) et à Balme, dans la région de Cluses (L.W.COLLET, 1943) ainsi que la découverte de microorganismes du Cénomanien dans son ciment, dans le massif des Bornes (communication de J.CHAROLLAIS avec sa permission) tendent à prouver que ce béton peut être au moins localement plus récent.

Dans le massif de Platé le "Gault" montre une variation de faciès avec disparition progressive des niveaux schisteux basaux et un net amincissement d'ouest (22 m à Cluses) en est (2 m à la Pointe d'Ayères - fig.9g); ces constatations permettent d'envisager d'éventuelles lignes paléogéographiques subméridiennes qui pourraient s'accorder avec celles que l'étude du Jurassique nous a suggérées et que J.CHAROLLAIS, M.MOULLADE, H.J.OERTLI, B.PORTHAULT (1971) envisagent pour ce niveau dans le massif des Bornes.

2) Description détaillée :

a. coupe de Cluses

Dans ce secteur de Cluses, nous avons pu relever de bas en haut (fig.9a) :

niveau I : 15 m environ de schistes gréseux et glauconieux, gris marron foncé, visibles sporadiquement sous les terrains de couverture;

niveau 2 : 5 m environ de grès très glauconieux roussâtres;

niveau 3 : I m de grès très glauconieux roussâtres à nombreux débris phosphatés d'Ammonites;

niveau 4 : 0,40 m de grès glauconieux à matrice micritique;

niveau 5 : 0,60 m de grès glauconieux à débris phosphatés d'Ammonites.

b. coupe de Flaine

Dans le secteur de Flaine le "Gault" n'offre plus que 8 m de puissance. On y relève de bas en haut : (fig.9b) :

niveau I : 2,50 m de schistes gréso-glauconieux gris marron foncé renfermant quelques passées lenticulaires centimétriques très argileuses et des débris de coquilles de bivalves;

niveau 2 : 0,30 m de grès glauconieux roussâtres à passées millimétriques argileuses;

niveau 3 : 0,20 m de grès glauconieux roussâtres à gros galets de grès grisâtre et quelques débris de coquilles de bivalves;

niveau 4 : 0,20 m de grès glauconieux roussâtres massifs;

niveau 5 : I m de grès glauconieux roussâtres massifs à galets de grès à ciment micritique légèrement glauconieux, riche en Bryozoaires silicifiés; l'altération de ces galets donne un aspect vacuolaire à l'ensemble;

niveau 6 : 0,20 m de grès massifs grisâtres;

niveau 7 : 2 m identique au niveau 5;

niveau 8 : I,50 m de grès glauconieux massifs à nombreux débris phosphatés d'Ammonites.

c. coupe de l'Aiguille de Varan

Sur le versant est de l'Aiguille de Varan on rencontre de bas en haut sur 5,50 m (fig.9c) :

niveau I : 2,50 m de grès glauconieux ferrugineux roussâtres;

niveau 2 : 0,20 m de grès très glauconieux roussâtres contenant des galets décimétriques de grès fins, faiblement glauconieux, gris à ciment micritique;

niveau 3 : 0,I0 m de grès glauconieux à très nombreux débris d'Ammonites phosphatées;

niveau 4 : 0,80 m de schistes gréso-glauconieux gris marron foncé;

niveau 5 : 0,20 m de grès gris, non glauconieux à débris de coquilles;

niveau 6 : 0,40 m de schistes gréso-glauconieux gris marron foncé;

niveau 7 : 0,30 m de grès légèrement glauconieux gris;

niveau 8 : I m de grès glauconieux ferrugineux à très nombreux débris phosphatés d'Ammonites

d. coupe des chalets de Sales

Aux chalets de Sales, l'épaisseur n'est plus que de 2,50 m. On y rencontre de bas en haut (fig.9d) :

niveau I : 0,40 m de grès glauconieux marron foncé;

niveau 2 : 0,30 m de grès glauconieux marron foncé à très nombreux débris phosphatés

d'Ammonites.

niveau 3 : 0,I5 m de grès glauconieux schistitifés, marron foncé à débris phosphatés d'Ammonites;

niveau 4 : I m identique au niveau 2;

niveau 5 : 0,50 m de conglomérat à éléments anguleux centimétriques de biomicrites gris-beige, faiblement chargées en glauconie, à Foraminifères, cimentés par une micrite gréso-glauconieuse.

Notons que A.CAROZZI (I956) décrit le même faciès au Roc de Chère; il l'interprète comme "un type particulier de conglomérat intraformationnel formé sous l'action des vagues, alors que les dépôts étaient encore plastiques". H.BUTLER et A.JAYET (I927) dans le massif des Bornes et J.ROSSET (I957) dans le massif des Aravis retrouvent également ce faciès et le datent du Cénomanien à l'aide de microfaune trouvée dans le ciment du conglomérat; cependant aux chalets de Sales le ciment ne semble pas contenir d'organismes, seuls les éléments anguleux ont livré : Hedbergella sp., Dicarinella sp., Praeglobotruncana sp., qui évoquent déjà le Turonien.

e. coupe du versant ouest de la Pointe d'Ayères

L'épaisseur n'est plus que de 2 m; on y relève de bas en haut (fig.9c) :

niveau I : 0,80 m de grès très glauconieux roussâtres;

niveau 2 : 0,80 m de grès glauconieux roussâtres à très nombreux débris phosphatés d'Ammonites;

niveau 3 : 0,40 m de conglomérat identique à celui des chalets de Sales.

Notons que c'est dans le niveau 2 que L.W.COLLET et R.PERRET (I926) ont trouvé 27 exemplaires de Schloenbachia varians (Cénomanien).

f. Faciès particulier du "Gault"

fI. coupe de Gers

Dans la rive gauche du torrent de Gers (cote I450) cette formation présente des caractères très particuliers : nettement plus détritique que partout ailleurs, elle débute brutalement par une brèche intraformationnelle.

La coupe que j'ai pu relever dans ce secteur montre à partir du toit de l'Urgonien (fig.9f) :

niveau I : 2 m de brèche intraformationnelle qui ravine l'Assise détritique terminale; elle forme de nombreux blocs anguleux (25 x I0 cm maximum) provenant directement de l'assise sous-jacente et de nombreux galets centimétriques provenant du niveau des Calcaires massifs, cimentés par des grès glauconieux à matrice micritique;

niveau 2 : 0,70 m de grès glauconieux à débris phosphatés d'Ammonites roulées dans les 30 cm de base et azoïque au-dessus;

niveau 3 : I,80 m de conglomérat à très nombreux galets centimétriques (rarement I2x5cm) d'Urgonien, cimentés par une matrice peu abondante de grès très glauconieux.

La coupe de cet ensemble s'arrête ici, ces conglomérats étant ravinés par d'autres conglomérats d'âge tertiaire cette fois-ci; il n'est cependant pas exclu qu'elle ait pu présenter originellement d'autres niveaux qui auraient alors été déblayés par des érosions poussées, antérieurement aux dépôts tertiaires.

Notons encore que ce faciès particulier qui semble tout à fait local, pourrait correspondre à un remplissage de chenal sous-marin.

f2. flanc nord-ouest de l'Arbaron

Le long de la retombée nord-ouest de l'anticlinal de l'Arbaron et dans le reste de son flanc inverse qui domine les ruines de Malarbé (région de la Colonne) on note un faciès qui semble ne pas exister ailleurs dans le massif de Platé. Il s'agit d'un niveau de 30 cm environ de grès très spathiques jaunâtres situés entre le toit de l'Urgonien et les schistes du "Gault"; H.BUTLER et A.JAYET (1927) notent un faciès identique dans le massif des Aravis : ils le rapportent à la lumachelle du "Niveau de Clansayes".

3) Données radiocristallographiques

L'étude minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2 μ sur un seul échantillon prélevé dans le secteur de Balme a montré que dans le "Gault" les chlorites sont dominantes sur les illites et l'interstratifié (I-M-C), que la kaolinite est possible, et que le quartz est abondant.

K. LE CRETACE SUPERIEUR

I) Généralités :

Il est représenté par une formation qui constitue de grandes falaises jaunâtres bien litées (contrastant d'une part avec la grande falaise grise massive de l'Urgonien dont elles sont séparées par la vire du "Gault" et d'autre part avec la couleur sombre des dépôts tertiaires qui la surmontent); les dépôts de cette époque montrent dès leur base un grand développement de la microfaune planctonique qui témoigne d'une large ouverture du bassin de sédimentation.

a. Le problème du Cénomanien; type de sédimentation dans la base du Crétacé supérieur

Le Cénomanien a été d'une part découvert dans le "Béton phosphaté" du toit du "Gault", comme nous l'avons vu, et d'autre part dans la base des Calcaires sublithographiques qui constituent une grande partie des dépôts du Crétacé supérieur; A.JAYET (1928) signale en effet, au pied de la Croix de Fer (massif de Platé), la présence d'un banc épais de 0,70 m riche en glauconie et en Ammonites cénomaniennes; latéralement cet horizon passe à des calcaires sublithographiques exempts de glauconie et de fossiles. Cette découverte entraîne cet auteur à attribuer au Cénomanien la base des calcaires sublithographiques, dans toutes les chaînes calcaires de Haute-Savoie.

Il est évident en fait que cet étage se présente sous deux faciès et que les conditions de mer agitée présidant aux dépôts qui ont succédé à l'Urgonien se sont poursuivies plus ou moins longuement suivant les points; autrement dit, le passage des conditions de plate-forme interne à des conditions de dépôts calmes, de mer largement ouverte, s'est fait par l'intermédiaire d'une période d'agitation des eaux qui a duré plus ou moins longtemps suivant les secteurs (le relief sous-marin jouant à ce moment là un rôle déterminant dans la localisation des différents faciès); si l'installation précoce du faciès calcaire trahit l'existence de zones dépressionnaires, il faut s'attendre à rencontrer, inversement des zones de haut-fonds sur lesquelles une partie des dépôts peut manquer totalement. Etant donné ce type de sédimentation, l'extension des différents niveaux présente le plus souvent un caractère local de type lenticulaire.

Il ne faut donc pas s'étonner du fait que dans la partie orientale des Bornes le Cénomanien et le Turonien ne soient pas représentés :(J.CHAROLLAIS,1963), ni que les auteurs décrivent des transgressions locales du Cénomanien sur le "Gault" au Mont Saxonnex (C.JACOB,1907) et à l'Etale (L.MORET,1934).

En ce qui concerne Platé, les conditions crées par le balayage des courants marins, entraînent l'accumulation des fossiles roulés ou une condensation des niveaux, voire des lacunes persistant localement jusque dans le Turonien : la coupe que je donnerai dans le secteur de Gers, pour le Crétacé supérieur, montre une lacune des zones TU_I et TU_2, puisque les premiers bancs qu'on y relèvent, révèlent une microfaune de la

_ Domaine de PLATE _

FIG. 9

A _ Toit de" l'Assise détritique terminale".

B _ Le "Gault"

ⓐ Coupe de Cluses.

ⓑ Coupe de Flaine.

ⓒ Coupe du versant E de l'aiguille de Varan.

ⓓ Coupe des Chalets de Sales.

ⓔ Coupe du versant W de l'aiguille d'Ayères.

ⓕ Coupe de la rive gauche du torrent de Gers.

Micrite et microsparite grèseuses.

Grès

Grès à matrice micritique abondante.

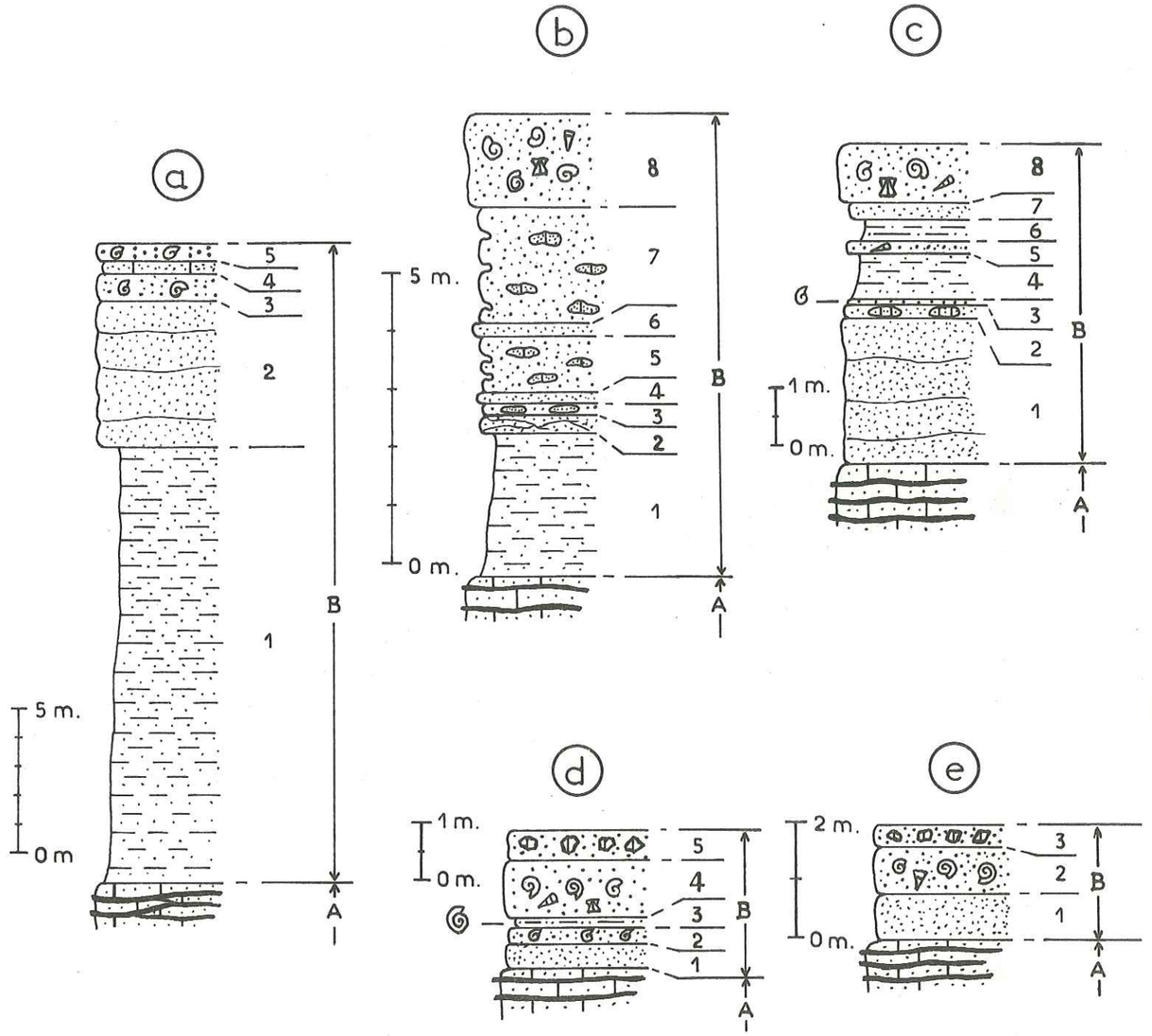
Schiste grèseux.

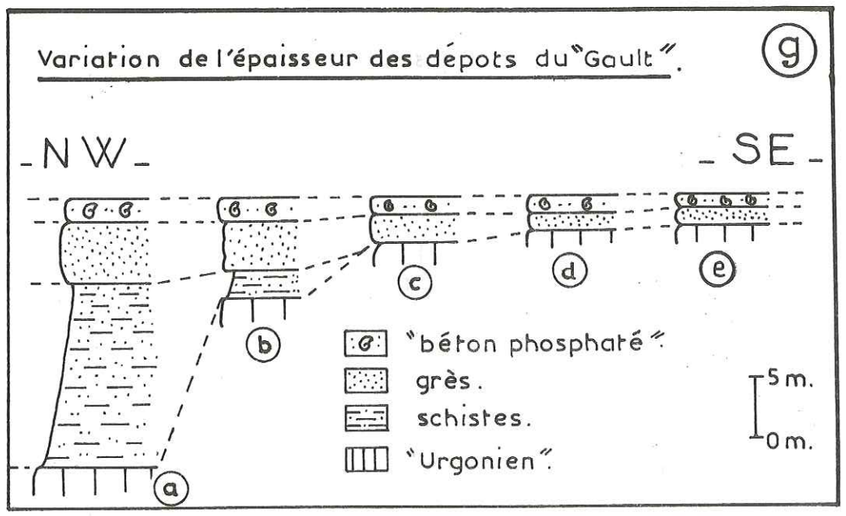
Brèche à ciment grèseux.

Conglomérat.

Niveau très grèseux.

Débris d'ammonites, gastéropodes et de lamellibranches.





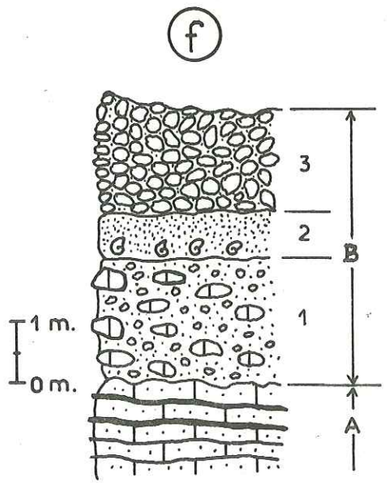
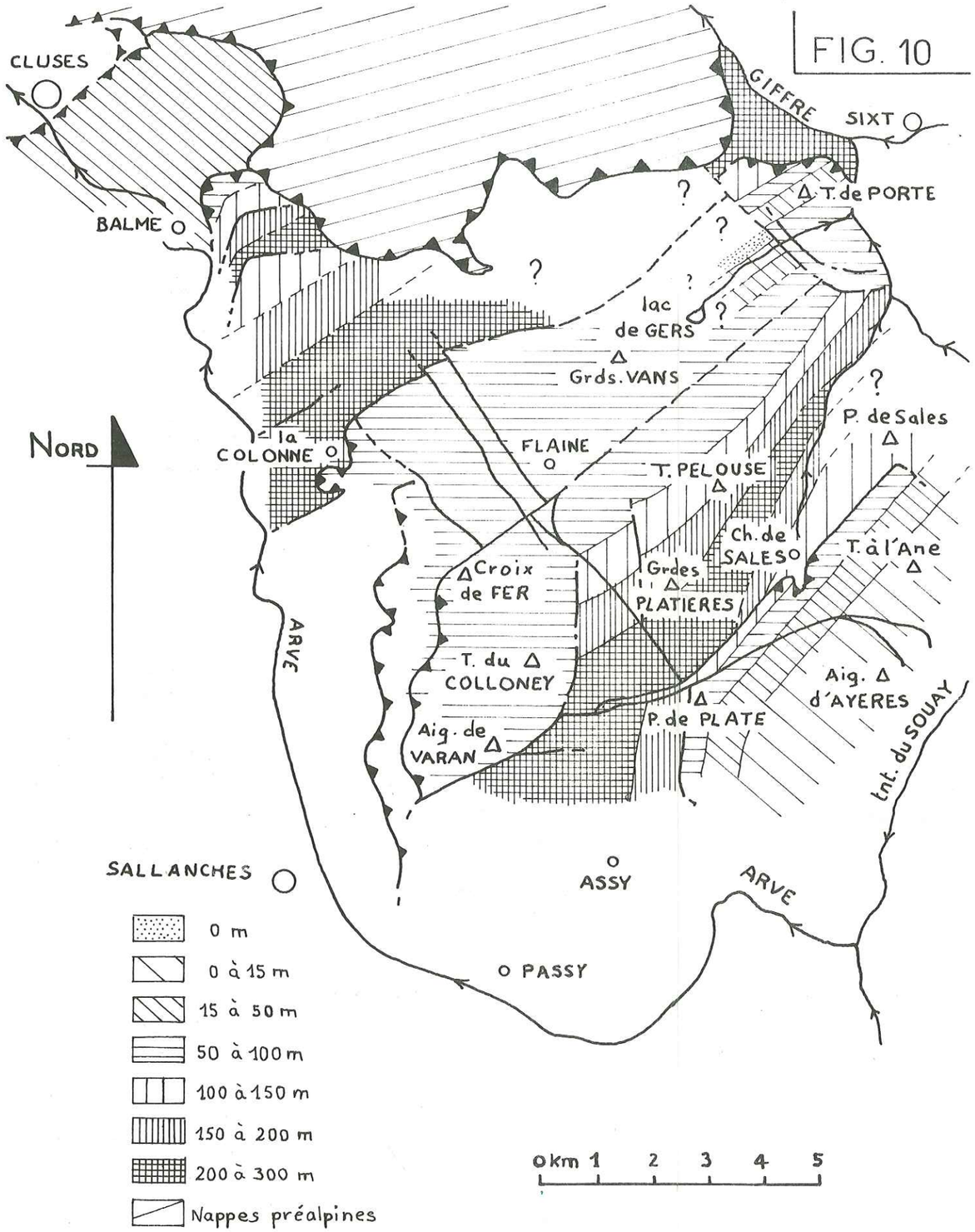


FIG. 10



CARTE DES ZONES ISOPAQUES DU CRETACE SUPERIEUR

SOUS LE NUMMULITIQUE

zone TU_3; dans la coupe de Flaine que je donnerai également plus loin, cette formation débute dans la zone TU_2 , mais la zone TU_3 est absente, les microfaunes montrant des associations de la zone TU_4 immédiatement au-dessus de la zone TU_2.

Ce n'est qu'à partir du Turonien supérieur que s'installe en fait une sédimentation plus calme; on assiste alors à une dilatation vertivale des biozones par rapport au régime précédent. Remarquons cependant que l'uniformisation n'est pas de règle, puisqu'à 66 m environ de la base de la coupe de Flaine on est encore dans des niveaux Turono-Coniacien, alors qu'à une soixantaine de mètres de la base de la coupe située immédiatement au sud-est de la faille de la Croix de Fer (pour une cote pratiquement identique) on se place déjà dans le Santonien terminal ou la base du Campanien. Il est intéressant de noter dès à présent que des variations brutales se font de part et d'autre de fractures N 50°E (ceci ne présente en fait rien d'étonnant quand on connait l'importance de ce sytème de failles qui a pu couper et juxtaposer des domaines très différents) et que c'est également dans les secteurs voisins de ces accidents que semblent se localiser les dépôts les plus troublés du passage Crétacé inférieur-Crétacé supérieur.

b. Les érosions anté-nummulitiques et l'âge des couches crétacées sous la discordance tertiaire :

Les érosions anté-nummulitiques ont entaillé parfois profondément les dépôts du Crétacé supérieur, à tel point qu'ils ont disparu très localement au débouché septentrional de la combe de Gers. Il est intéressant de noter dès à présent que les zones d'érosion maximales du Crétacé supérieur sont calquées sur des axes de plis anciens actuellement de direction N 60°E et surtout sur les fractures subméridiennes et N 50°E qui affectent le massif (fig.IO)

Ce sont d'autre part, ces érosions qui sont surtout responsables des forts amincissements de cette formation mésozoïque sous les dépôts tertiaires; de ce fait, plus l'épaisseur conservée est forte, plus les couches sommitales sont récentes (Campanien) et inversement (comme on peut le voir en comparant les fig.II et I2).

c. description d'ensemble :

Chaque fois qu'ils sont conservés avec une épaisseur suffisante, les dépôts du Crétacé supérieur sont constitués de deux membres distincts :
- le membre inférieur épais de 70 à I50 m suivant les points, est formé de bancs décimétriques de biomicrite argileuse, fréquemment sublithographique, gris-beige, parfois un peu gréseuse à organismes planctoniques et nombreux petits débris charbonneux, intercalés irrégulièrement de calcschistes identiques en passées centimétriques à décimétriques;
- le membre supérieur (I00 m environ conservés au maximum)est uniformément calcschisteux; il est formé de biomicrites argileuses gris-beige, parfois légèrement gréseuses à organismes planctoniques souvent mal conservés et petits débris charbonneux très rarement. J'ai noté que dans le sommet de ces calcschistes un niveau un peu plus calcaire pouvait apparaître : je traiterai de ce faciès particulier au paragraphe C4.

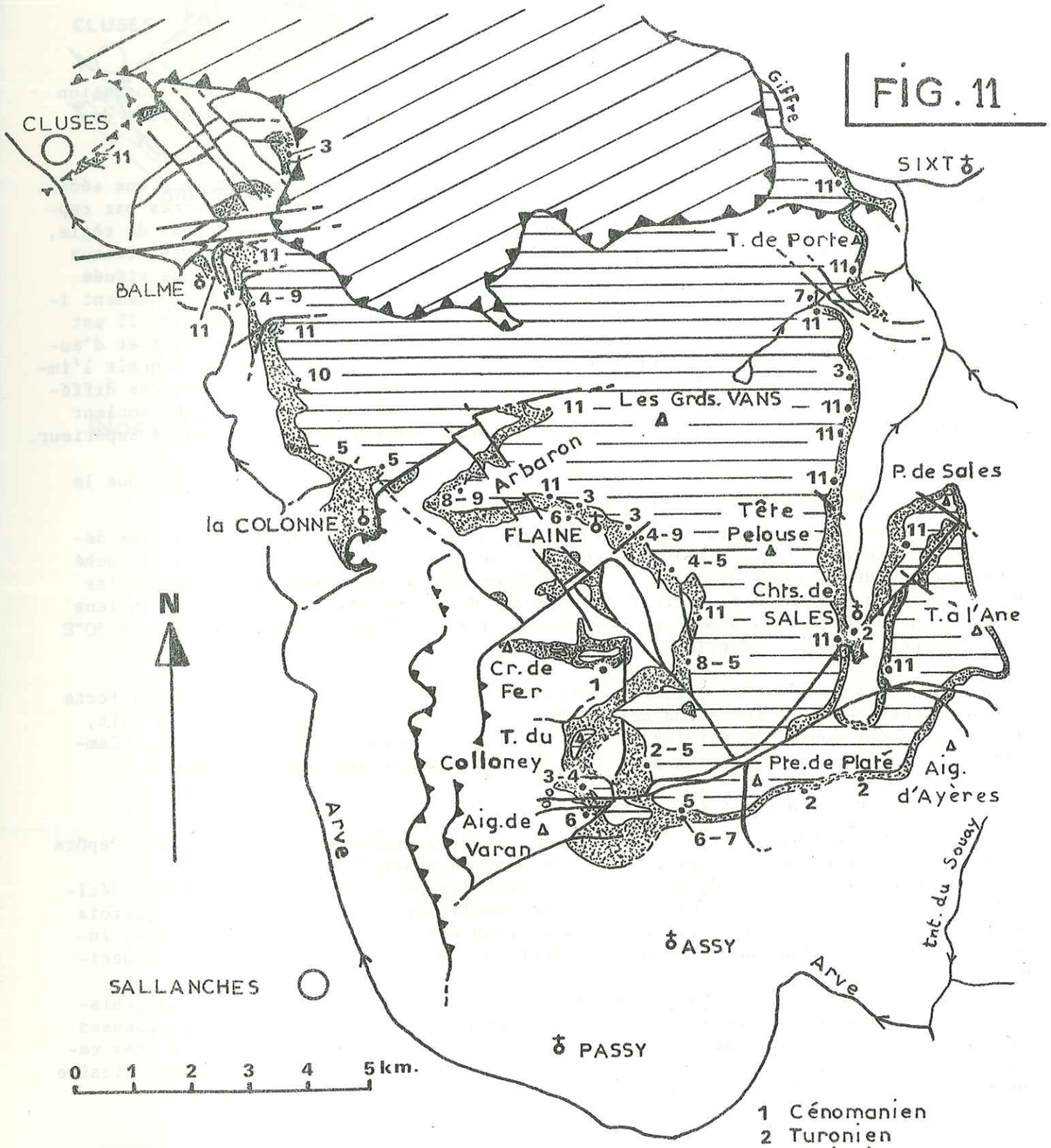
2) Description détaillée :

Si les découpages traditionnels du Crétacé supérieur sont suffisants pour dater nos couches avec les faunes coniaciennes, santoniennes et campaniennes, en ce qui concerne le Turonien, je dois faire appel au découpage proposé récemment par B.PORTHAULT (I974) et détaillé dans la figure I3 :

T U R O N I E N				
Inférieur		Moyen	Supérieur	
Zone TU_1	Zone TU_2	Zone TU_3	Zone TU_4	Zone TU_5

Fig.I3 Zonation du Turonien d'après B.PORTHAULT (I974

FIG. 11



Nappes préalpines

Tertiaire

Calcaires sublithographiques et Schistes

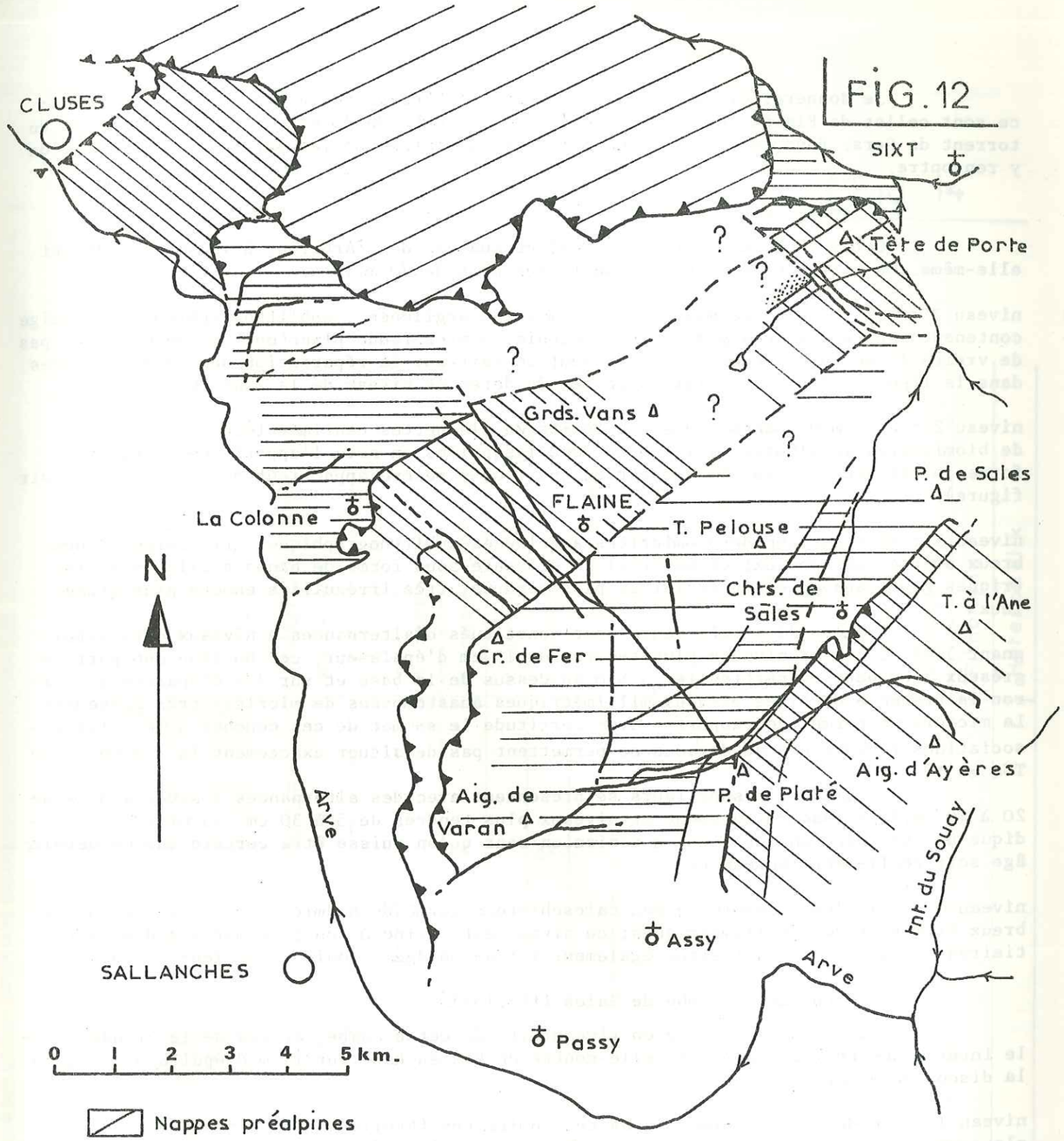
Chevauchement

Faille

1 Cénomanien
2 Turonien
3 Coniacien
4 Santonien
5 Campanien
6 Turonien basal
7 T. moyen
8 T. terminal
9 Campanien basal
10 C. élevé
11 Turonien supérieur à Sénonien inférieur

Répartition des âges des dépots du Crétacé supérieur

FIG. 12



Nappes préalpines

absence de Crétacé supérieur

âge Turonien moyen au maximum

âge Coniacien au maximum

âge Santonien au maximum

Campanien

Répartition des zones isochrones du Crétacé supérieur sous le Nummulitique

Je donnerai ci-dessous les coupes détaillées principales que j'ai retenues: ce sont celles de Flaine, de la rive droite de la combe de Sales et de la rive gauche du torrent de Gers. Pour les autres secteurs je ne donnerai que les particularités que l'on y rencontre.

a. coupe de Flaine (fig. I4)

Cette coupe se situe sur le flanc sud-est de l'Arbaron, à la station de ski elle-même. On y rencontre de bas en haut, sur près de 70 m :

niveau I : 0,I5 m de bancs massifs de biomicrite argileuse , sublithographique gris-beige contenant encore quelques grains de glauconie, à microfaune planctonique, ne montrant pas de vraies formes bicarénées (comme on peut le voir sur la répartition des formes données dans la figure). Cette association permet de dater ce niveau de la zone TU_2.

niveau 2 : 0,25 m de bancs grumeleux formés de plaquettes centimétriques irrégulières de biomicrites argileuses, gris-beige dans lesquelles on note l'apparition brutale de formes bicarénées vraies; l'association que l'on y relève appartient à la zone TU_4 .(voir figure).

niveau 3 : 66 m environ de biomicrites argileuses sublithographiques gris-beige, à nombreux débris charbonneux; ce matériel se présente sous forme de bancs saillants décimétriques grumeleux et d'intercalaires plus tendres, très irréguliers encore plus grumeleux :

3a_les 23 m inférieurs sont constitués d'alternances à niveaux durs atteignant 30 à 70 cm, et niveaux plus tendres de I5 cm d'épaisseur; cet horizon est parfois gréseux : on note en particulier à 8 m au-dessus de la base et sur 3 m d'épaisseur environ la présence de fines passées millimétriques anastomosées de micrites très gréseuses. La microfaune permet de rapporter avec certitude le sommet de ces couches à TU5; les associations rencontrées au-dessous ne permettent pas de situer exactement la limite entre TU4 et TU5 .

3b_les 43 m supérieurs se présentent avec des alternances à niveaux durs de 20 à 40 cm d'épaisseur seulement et niveaux plus tendres de 5 à 30 cm; la microfaune indique un âge turonien supérieur à coniacien sans qu'on puisse être certain que ce dernier âge soit réellement représenté.

niveau 4 : 2 m d'un ensemble un peu calcschisteux formé de biomicrites argileuses à nombreux filets gréseux millimétriques; ce niveau est raviné à son toit par les dépôts tertiaires. La microfaune n'indique également ici qu'un âge turonien supérieur à Coniacien.

b. coupe de la combe de Sales (fig.I5a)

Cette coupe se situe en rive droite de cette combe, au sud de la grande faille inverse des chalets de Sales; elle montre de bas en haut sur I4 m d'épaisseur jusqu'à la discordance tertiaire :

niveau I : 2 m de bancs décimétriques de biomicrites (argileuses à la base) légèrement glauconieuses, sublithographiques gris-beige, présentant des passées gréseuses anastomosées, centimétriques.

niveau 2 : I0 m de bancs centimétriques irréguliers de biomicrites argileuses sublithographiques gris-beige.

niveau 3 : 2 m de bancs décimétriques de biomicrites argileuses gris-beige présentant quelques passées millimétriques gréseuses renfermant des Dicarinella.

La microfaune ne permet pas de dater avec précision ces niveaux, seules les Dicarinella du niveau 3 bien que non déterminables spécifiquement avec précision permettent de rapporter ces niveaux à l'intervalle Turonien-Coniacien.

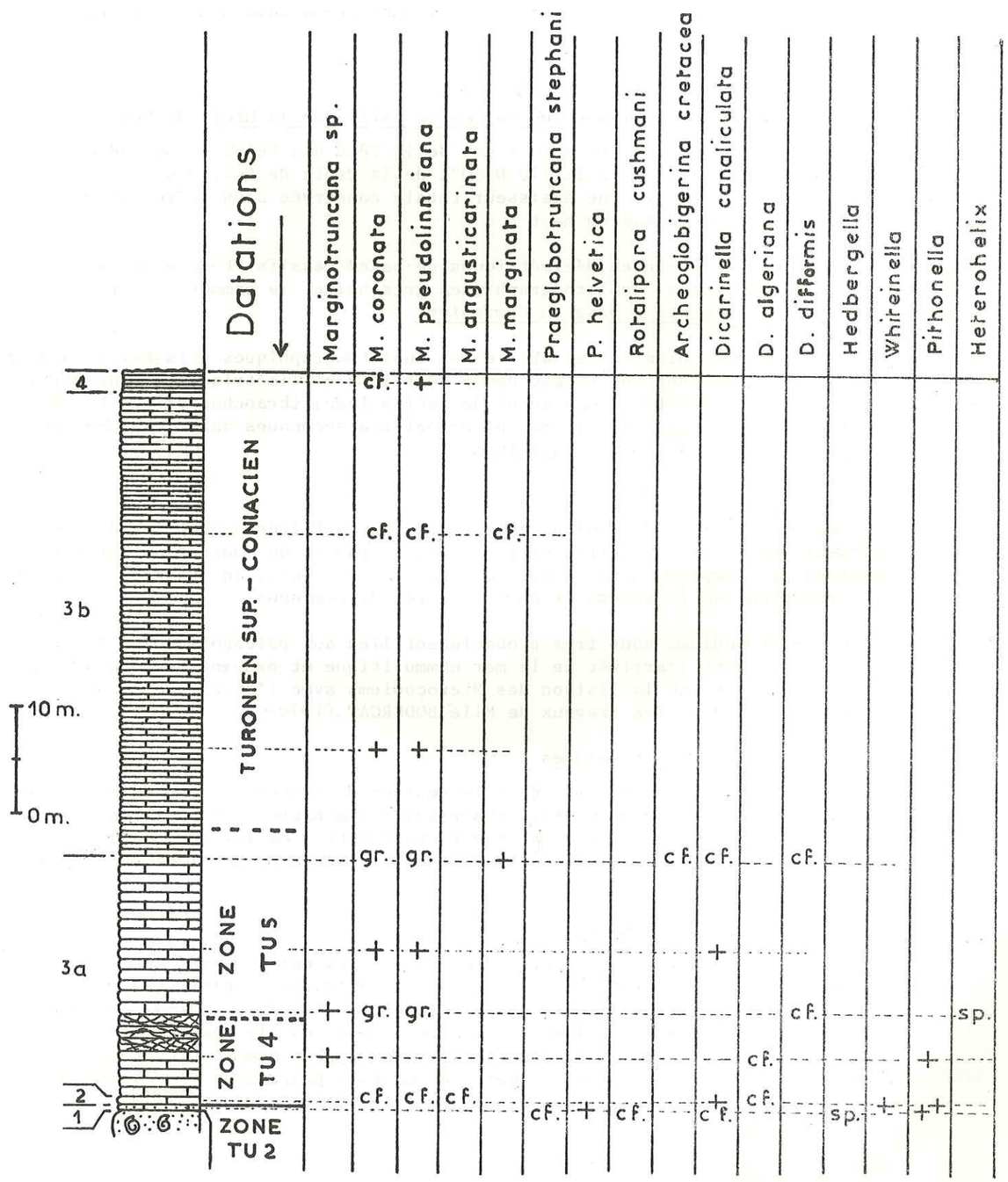
c. coupe du torrent de Gers (fig.I5b)

Cette coupe se situe en rive gauche du torrent de Gers, à une cinquantaine

Crétacé supérieur :

.Coupe de Flaine.

Fig. 14



de mètres du point où cette assise a été totalement érodée avant la transgression tertiaire; elle montre de bas en haut, sur 8,20 m seulement conservés, sous le tertiaire :

niveau I : 0,60 m de bancs décimétriques de biomicrites argileuses sublithographiques gris-beige;

niveau 2 : 7,60 m de bancs décimétriques de biomicrites argileuses sublithographiques gris-beige, intercalés de passées décimétriques en plaquettes centimétriques formées par le même matériel.

Les associations relevées dans la microfaune permettent d'attribuer à la biozone TU_3 le niveau I et de placer assez probablement le passage à TU_4 à l'intérieur du niveau 2.

d. faciès particuliers

dI. coupe du compartiment sud-est de la faille de la Croix de Fer (fig.I5c)

Cette coupe se situe au nord-ouest de la Tête des Verds et au sud-est de Flaine, à proximité immédiate de la faille N 50°E de la Croix de Fer, dans son compartiment sud-oriental; elle présente une épaisseur totale conservée sous le Tertiaire de 85 m environ; on rencontre de bas en haut :

niveau I : 60 à 70 m d'alternances décimétriques de bancs massifs et de niveaux plaquetés de biomicrites argileuses, sublithographiques gris-beige; le sommet de cet ensemble est daté du Santonien terminal à base du Campanien;

niveau 2 : I5 m environ de biomicrites argileuses sublithographiques gris-beige formant des dragées centimétriques dans un réseau dense de filets millimétriques à centimétriques, de grès à matrice micritique contenant de petits lamellibranches et des Foraminifères benthiques (Lenticulina). Les formes planctoniques reconnues dans le sommet de ce niveau, datent au moins le Santonien supérieur.

d2. les Microcodiums

Des Microcodiums de couleur gris foncé carrient fréquemment les dépôts du Crétacé supérieur sur plusieurs mètres de profondeur à partir du contact du Tertiaire; ils se présentent en champignons recoupant le litage de la roche, en lentilles allongées dans la stratification, en filaments et en plaquettes disséminées.

Ces Microcodiums sont très probablement liés aux paléosols installés sur le Crétacé supérieur avant l'arrivée de la mer nummulitique et peuvent recouper n'importe quel niveau. Rappelons que la liaison des Microcodiums avec l'existence de paléosols semble être démontrée depuis les travaux de Mlle BODERGAT (I974).

d3. les couches versicolores

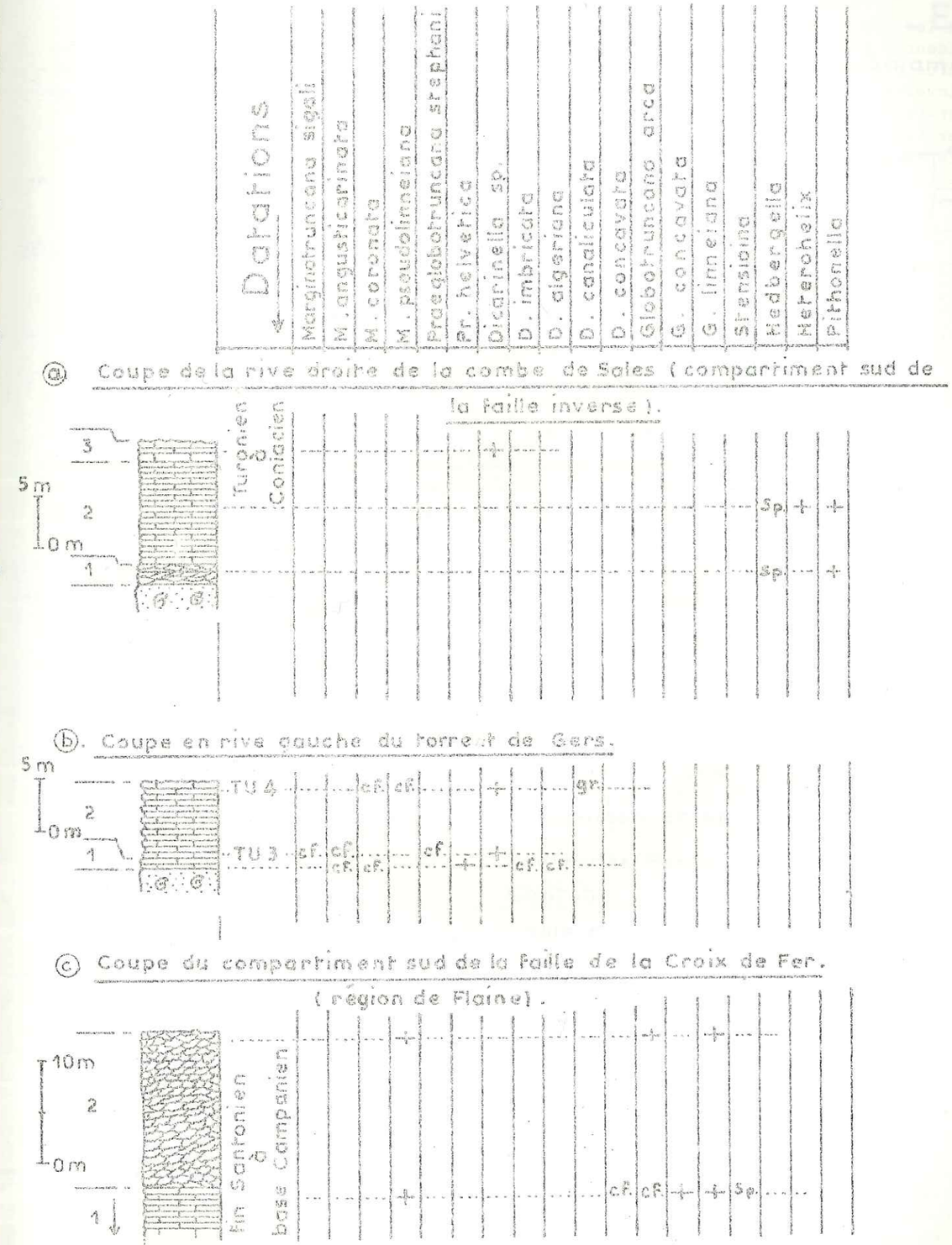
Localement dans le massif, dans le secteur du plateau d'Arâches et de la route de Balme, la partie haute du Crétacé supérieur prend parfois des teintes rougeâtres et verdâtres qui peuvent témoigner de rubéfaction anté-nummulitique. Je n'y ai jamais trouvé de Microcodiums : il n'est donc pas exclu qu'aucun paléosol ne se soit développé sur elles.

d4. les calcaires sombres

Dans les secteurs de Vernant et de Perret, les calcschistes du Crétacé supérieur sont surmontés par un membre gris très sombre de calcaires sublithographiques, décimétriques à Vernant, métriques à Perret, accordants avec les couches sous-jacentes, mais qui contrastent nettement, par leur couleur et le fait qu'ils semblent être azoïques, avec les calcschistes du Crétacé supérieur et les dépôts nummulitiques qui les ravinent. (De part leur finesse et leur couleur, ces couches pourraient correspondre à des restes de dépôts lacustres.)

Crétacé supérieur

Fig. 15



3) Données radiocristallographiques :

L'étude minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2 µ montre que dans les dépôts du Crétacé supérieur du secteur d'Assy, les chlorites tendent à être dominantes sur les illites à la base et dans la partie médiane, tandis que ce sont les illites accompagnées de montmorillonite qui dominent dans la partie haute ; le phénomène inverse s'observe à Balme où on observe en outre fréquemment de la kaolinite et des interstratifiés nets (I-M-C), (C-M) ou (I-M) et (C-M) selon les secteurs (ce dernier interstratifié présente parfois un certain degré de régularité qui le rapproche de la corrensite). A La Frasse (retombée sud-est de l'anticlinal de Cluses) la chlorite domine associée à de l'illite ; l'interstratifié (I-M-C) et probablement (C-M) y sont également présents avec des traces de kaolinite.

A La Cha, la base de la formation montre de la montmorillonite et de la corrensite prédominantes sur la chlorite et l'illite. Le quartz, sauf à La Cha, est partout présent ; il est parfois accompagné de traces de feldspaths.

L. LE NUMMULITIQUE

I) Généralités :

Le Nummulitique est largement représenté dans le massif de Platé; ses dépôts en couronnent la plupart des sommets : transgressifs sur le substratum mésozoïque érodé ils forment le terme ultime de la série sédimentaire du domaine de Platé et supportent directement le matériel allochtone des nappes préalpines internes.

On retrouve en gros ici la succession de calcaires, de schistes, de grès, (ici Grès de Taveyannaz) correspondant au schéma classique du Tertiaire des domaines externes des Alpes ; A Platé, comme dans les massifs avoisinants (J. CHAROLLAIS, 1963 ; J.MARTINI, 1963, 1968, 1970), le terme inférieur de cette série se révèle extrêmement variable aussi bien par la nature lithologique que par les âges divers des couches qui le forment ; c'est l'examen de ces variations qui peut permettre de tenter une approche de la paléogéographie de cette époque.

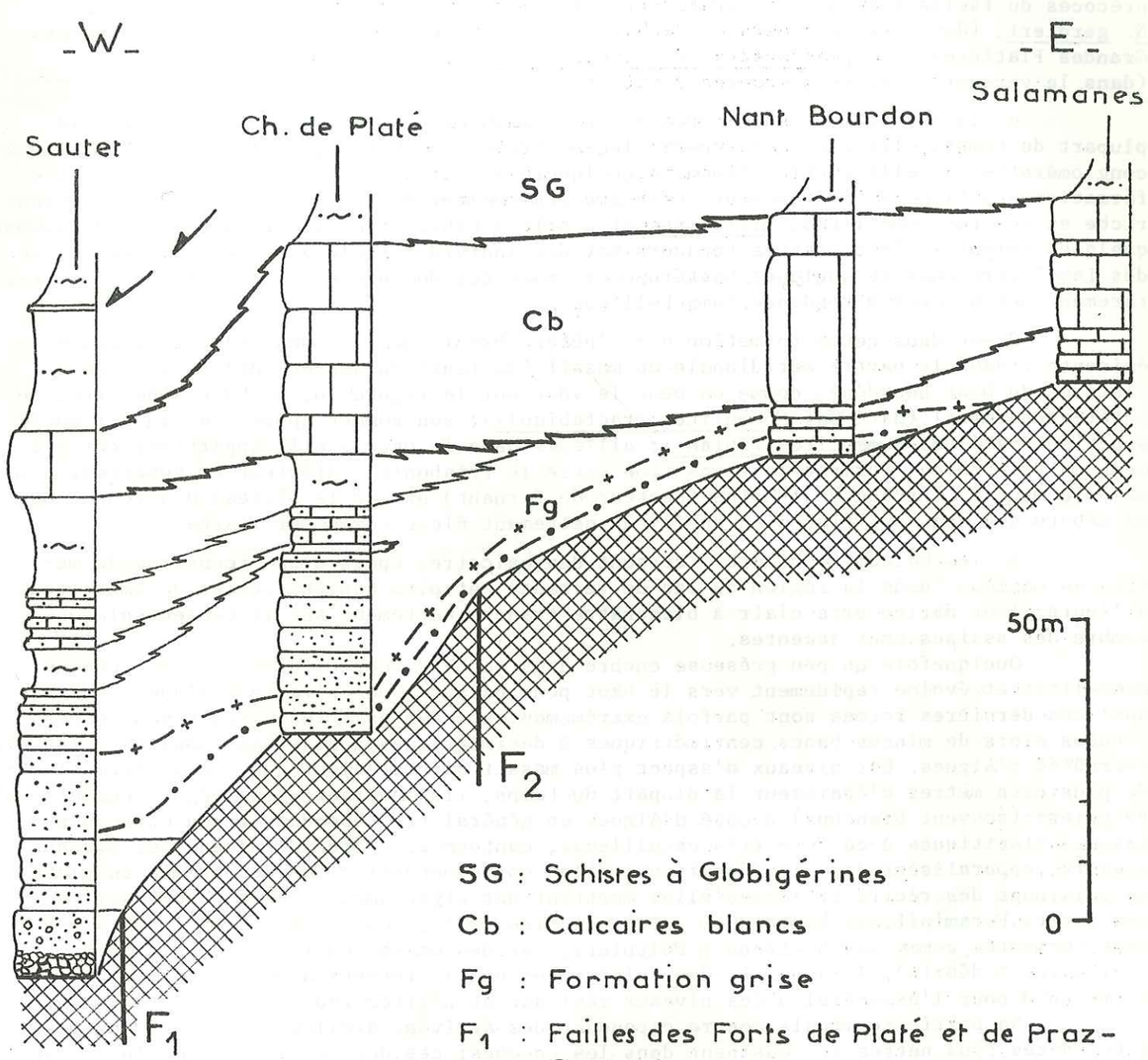
Pour bien saisir les variations des niveaux inférieurs j'ai dû lever un certain nombre de coupes dont la plupart sont détaillées dans un article sous presse (B. PAIRIS, J.L. PAIRIS, 1975) ; je me bornerai d'ailleurs à ne donner dans le présent chapitre que les conclusions essentielles qui découlent de cette étude.

Mis à part les calcaires à grandes Nummulites et Alvéolines du Lutétien et les couches lacustres les accompagnant qui apparaissent dans quelques secteurs particuliers du massif (sur lesquels je reviendrai plus loin), la série nummulitique de Platé peut être divisée de bas en haut, dans une coupe synthétique, en 7 membres distincts :

a. l'Assise conglomératique : il s'agit d'un conglomérat le plus souvent massif pouvant atteindre jusqu'à 10 m de puissance. Souvent très grossier voire bréchique, il est constitué essentiellement par des galets d'Urgonien et de Crétacé supérieur cimentés par une micrite très gréseuse fréquemment envahie par des Microdiums (ces derniers peuvent parfois constituer la majorité du ciment) ; dans de nombreux secteurs cette Assise renferme en outre d'assez nombreux silex, des blocs de calcaires lacustres et de gros blocs de calcaires à grandes Nummulites lutétiennes.

b. la Formation brune : épaisse d'une centaine de mètres au maximum cette formation montre une dominante calcaréo-argileuse à patine brun-roussâtre et peut être localement conglomératique ; elle renferme de nombreux Gastéropodes et Lamellibranches qui constituent le plus souvent de véritables lumachelles , associés à des débris végétaux et montre quelquefois des pistes de Vers ; interprétée comme saumâtre, elle correspond aux couches des Diablerets.

Cette formation montre cependant quelquefois des influences marines nettement affirmées -encore que très temporaires- qui correspondent en fait à des intrications



Essai de corrélation entre les coupes du Nummulitique dans le secteur méridional.

FIG : 16

précoces du faciès sus-jacent : incursions de Nummulites, par exemple N. chavannesi, N. garnieri, (dans les secteurs de Pernant, du lac de Gers et dans le versant ouest des Grandes Platières), et perforation des galets des niveaux conglomératiques associés (dans le versant ouest des Grandes Platières).

c. la Formation grise : épaisse de 70 m au maximum, à patine gris sombre la plupart du temps, elle est calcaréo-argileuse, fréquemment très gréseuse, voire à niveaux conglomératiques; elle montre néanmoins quelquefois des passées schisteuses. Avec cette formation s'affirme définitivement le régime franchement marin : elle est le plus souvent riche en petites Nummulites, Miliolidae et débris d'Echinodermes, et montre sporadiquement quelques Polypiers (représentés toujours par des individus isolés); elle renferme encore des Lamellibranches et quelques Gastéropodes, mais ces Mollusques ne constituent que très rarement des niveaux à tendance lumachellique.

C'est dans cette formation que l'hétérochronie des couches transgressives est évidente : dans la partie méridionale du massif (secteurs du Sautet, des chalets de Platé et du Nant Bourdon), comme on peut le voir sur la figure I6, sa base appartient au Lutétien terminal (daté par Nummulites praefabianii); son sommet appartient au Priabonien supérieur daté par Nummulites fabianii; ailleurs dans le massif elle appartient entièrement au Priabonien, formant la transition entre le Priabonien inférieur et supérieur comme à la mine de charbon de l'Epine (secteur de Pernant) et sur le plateau d'Araches, ou ne débute que dans un Priabonien supérieur nettement élevé comme sur l'Arbaron.

d. les Calcaires blancs : ce sont des calcaires épais d'une trentaine de mètres au maximum (dans la région du lac de Vernant), et plus habituellement décamétriques ailleurs; leur patine gris clair à blanchâtre tranche nettement sur la couleur plutôt sombre des assises sous-jacentes.

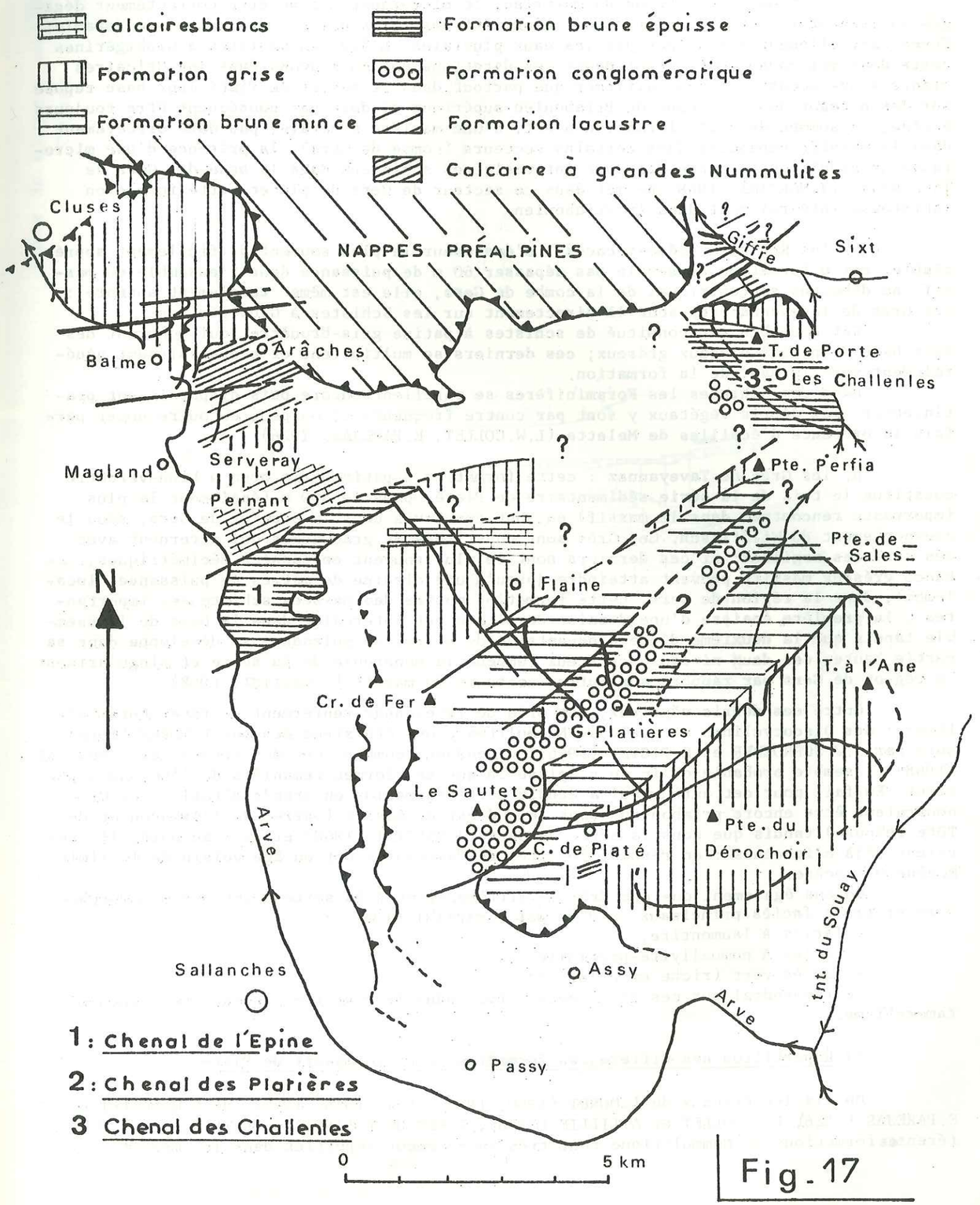
Quelquefois un peu gréseuse encore dans sa base, cette formation est riche en Nummulites et évolue rapidement vers le haut pour passer à un calcaire à Algues dans lequel ces dernières formes sont parfois extrêmement abondantes : les couches sont constituées alors de minces bancs centimétriques à décimétriques à diastèmes souvent obliques encroûtés d'Algues. Des niveaux d'aspect plus massif s'intercalent dans cette formation : de plusieurs mètres d'épaisseur la plupart du temps, ils montrent assez régulièrement des Polypiers (souvent branchus) à côté d'Algues en général très abondantes. En outre des passées micritiques à cassure très esquilleuse, cantonnées d'ordinaire dans les niveaux massifs, apparaissent dans la formation : elles correspondent à des dépôts mis en place au voisinage des récifs et lorsqu'elles montrent des organismes on peut y reconnaître des petits Foraminifères benthiques à test calcaire épais; ces niveaux sont le plus souvent surmontés, comme les horizons à Polypiers, par des calcaires très biodétritiques (calcaires à débris). Il apparaît donc clairement que la formation des Calcaires blancs correspond pour l'essentiel à des niveaux récifaux et périrécifaux.

Sa partie terminale montre cependant des arrivées argileuses de sorte que des alternances plus nettes se dessinent dans les couches; ces dernières sont le plus souvent riches en Discocyclines; ces Foraminifères sont souvent si abondants qu'ils constituent de véritables lumachelles.

Excepté à Pernant où les deux mètres inférieurs des Calcaires blancs renferment encore Nummulites aff. fabianii et dans le flanc méridional du synclinal du Nant Sec (rive gauche du Giffre) où leur extrême base est très proche de la limite Priabonien inférieur - Priabonien supérieur, les datations effectuées grâce à Nummulites fabianii montrent que les Calcaires blancs appartiennent tout entiers au Priabonien supérieur dans presque tout le massif de Platé; cependant selon leurs épaisseurs et selon les secteurs considérés, ni leur base, ni leur sommet ne sont partout véritablement isochrones : c'est ainsi que dans le secteur du Sautet le toit de cette formation appartient à un Priabonien supérieur relativement basal, attesté par N. fabianii peu evoluées et par le fait que les Schistes à Globigérines sus-jacents ont livré outre des formes benthiques : des Globigerinidae (Globigerina cf. eocaena, G. cf. tripartita), des Globigerinatheka probables et des Globorotalia cerroazulensis (formes de transition entre G.c. cerroazulensis et G.c.cocoensis); par contre les N. fabianii très évoluées récoltées au toit de la formation dans le secteur de la Tête des Verds, et sur toute sa hauteur sur l'Arbaron, marquent un Priabonien supérieur très élevé.

e. les Schistes à Globigérines : épaisse parfois de plus de I00 m dans la partie septentrionale du massif et moins développée vers le sud, cette formation est constitué par des calcschistes argileux et des schistes à patine jaunâtre, faiblement

RÉPARTITION DES FACIÈS DU NUMMULITIQUE AU NIVEAU DE LA SURFACE DE TRANSGRESSION



1 : Chenal de l'Epine
2 : Chenal des Platières
3 Chenal des Challenles

Fig. 17

et finement gréseux dans leur partie basale. Ces Schistes sont d'abord riches en Foraminifères benthiques puis en formes planctoniques; le détritisme augmentant vers le haut, ils se chargent en micas au détriment de la microfaune qui tend alors à disparaître.

Du fait de l'induration du matériau, la microfaune n'a pu être correctement dégagée au laboratoire et les observations n'ont été possibles que sur des restes de Foraminifères partiellement mis à jour par les eaux pluviales. L'âge des Schistes à Globigérines reste donc mal connu, mais étant donné les datations que nous avons dans les Calcaires blancs sous-jacents, on peut affirmer que partout dans le massif de Platé leur base repose sur des niveaux non terminaux du Priabonien supérieur et doit par conséquent être toujours éocène; le sommet de cette formation n'est, d'une manière générale, pas daté directement dans le massif; cependant dans certains secteurs (combe de Gers), la présence d'une microfaune priabonienne récoltée dans des intercalaires schisteux dans la base des Grès de Taveyannaz (J.MARTINI, 1968) permet dans ce secteur de Gers de placer cette formation schisteuse intégralement dans le Priabonien.

f. les Schistes gréso-micacés : d'épaisseur le plus souvent difficilement appréciable, cette formation ne semble pas dépasser 60 m de puissance dans l'ensemble du massif; au débouché septentrional de la combe de Gers, elle est même totalement absente : les Grès de Taveyannaz reposent là directement sur les Schistes à Globigérines.

Cet ensemble est constitué de schistes à patine gris-brunâtre, qui montrent dès leur base de petits niveaux gréseux; ces derniers se multiplient et s'épaississent généralement vers le haut de la formation.

Dans ces Schistes les Foraminifères se raréfient encore puis disparaissent pratiquement; les débris végétaux y sont par contre fréquents et on peut en outre noter parfois la présence d'écailles de Meletta (L.W.COLLET, E.PAREJAS, 1926).

g. les Grès de Taveyannaz : cette formation à patine gris brun à brun-verdâtre constitue le toit de la série sédimentaire de Platé; près de 500 m (épaisseur la plus importante rencontrée dans le massif) en sont conservés dans le secteur de Gers, sous le chevauchement du Wildflysch. Ces Grès sont constitués de grauwackes qui alternent avec des schistes argileux; si ces derniers sont le plus souvent en passées décimétriques, les bancs gréseux massifs peuvent atteindre jusqu'à une dizaine de mètres de puissance; localement, dans la région de Gers, cette formation montre deux passées schisteuses importantes : la première, épaisse d'une dizaine de mètres est intercalée dans la base de l'ensemble tandis que la deuxième d'une cinquantaine de mètres de puissance se développe dans sa partie haute; ces deux niveaux schisteux rompent la monotonie de la série et singularisent la région de Gers par rapport aux autres secteurs du massif (J.MARTINI, 1968)

Outre des débris végétaux, les Grès de Taveyannaz renferment de rares Foraminifères : des Discocyclines et quelques Nummulites y ont été signalées par L.MORET (1924) puis par J.W.SCHROEDER et E.PICTET (1946); cependant, compte tenu des travaux de J.MARTINI (1968) il semble probable qu'in ne s'agisse là que de formes remaniées de l'Eocène supérieur. En fait pour cet auteur qui a étudié cette formation en grands détails, ces Grès pourraient être encore priaboniens dans le sud-est du massif (barres de l'Arbaron et de Tête Pelouse) tandis que dans la série de Gers (J.MARTINI, 1968) et plus au nord, ils seraient déjà oligocènes : en résumé, les Grès de Taveyannaz ont un âge voisin de la limite Eocène-Oligocène.

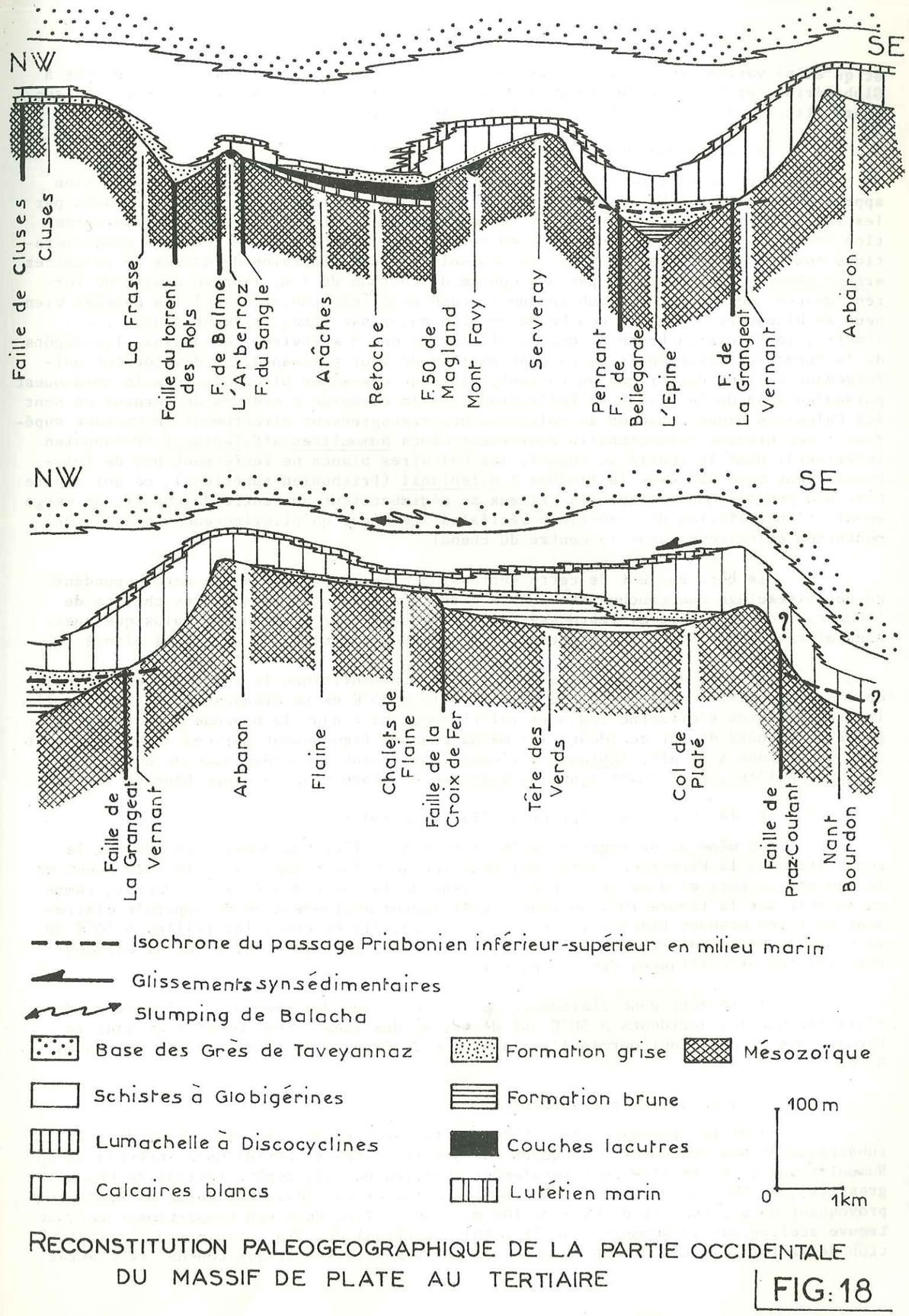
Notons également que ces Grès se différencient à la suite d'actions métamorphiques en trois faciès principaux étudiés par J.MARTINI (1968) :

- faciès à laumontite;
- faciès à pumpellyite-prehinite;
- faciès vert (riche en chlorite).

Je reviendrai sur ces différents termes dans le chapître traitant de l'anchimétamorphisme.

2) <u>Répartition des différentes formations dans le massif de Platé</u> :

Depuis les travaux de L.MORET (1920, 1922, 1924, 1926, 1952), de L.W.COLLET et E.PAREJAS (1926), L.W.COLLET et A.LILLIE (1938), L.FEUGUEUR (1951) on sait que les différentes formations du Nummulitique sont très inégalement réparties dans le massif



RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU MASSIF DE PLATE AU TERTIAIRE

FIG. 18

et qu'elles varient beaucoup d'épaisseur; chacune d'entre elles, hormis les Schistes à Globigérines et les Grès de Taveyannaz, est successivement transgressive selon les secteurs (fig.I7) sur les couches du Crétacé supérieur.

a. le chenal de l'Epine (fig.I7 et I8) :

Un chenal très étroit apparaît dans le secteur de Pernant : de direction approximativement NE-SW, il semble calqué sur les directions structurales imposées par les failles N 50°E de La Grangeat et de Bellegarde; son fond est rempli par la Formation brune qui débute en rive gauche du torrent de l'Epine par une lentille conglomératique épaisse de 60 cm au maximum, se poursuit par une vingtaine de mètres de calcaires argilo-gréseux et se termine par une couche de charbon de I m; la rive droite du torrent montre une remontée du substratum crétacé supérieur contre lequel les couches viennent se biseauter : sous la couche de charbon qui passe tranquillement d'une rive à l'autre, la Formation brune ne mesure alors plus que 8 m environ. Au-dessus, les dépôts de la Formation grise épais de 23 m au maximum de leur puissance, se développent uniformément sur les deux rives du torrent; ils sont eux-mêmes biseautés vers le nord-ouest puisqu'au delà de la faille de Bellegarde, dès la décharge à ordures de Pernant ce sont les Calcaires blancs, riches en Polypiers qui transgressent directement le Crétacé supérieur; ces niveaux transgressifs renferment alors Nummulites aff.fabianii (Priabonien inférieur). Dans le centre du chenal, les Calcaires blancs ne renferment pas de Polypiers; leur base est dans la biozone à N.fabianii (Priabonien supérieur), ce qui montre bien que pendant que des apports gréseux se sédimentaient au centre du chenal, sa marge voyait l'installation de conditions récifales; ce n'est qu'ultérieurement que la sédimentation calcaire a gagné le centre du chenal.

Le bord sud-est de cette dépression n'est pas visible; on note cependant un net biseautage des couches dans cette direction puisqu'au-dessous des chalets de l'Echerre on ne retrouve, rebroussés contre la faille de La Grangeat, plus que quelques mètres de Formation grise entre le Crétacé supérieur et les Calcaires blancs.

L'étude des âges de la transgression nummulitique le long de l'anticlinal de l'Arbaron-Sixt montre qu'au sud de la faille N 50°E de La Grangeat-Sixt, sur le pli, la transgression s'effectue toujours relativement haut dans la biozone à N. fabianii, alors qu'au nord de cet accident, les mêmes couches franchement marines se placent soit dans la biozone à N. aff. fabianii à l'ouest, soit dans l'extrême base de celle à N. fabianii à l'est, confirmant ainsi la vocation de dépression reconnue pour ce secteur.

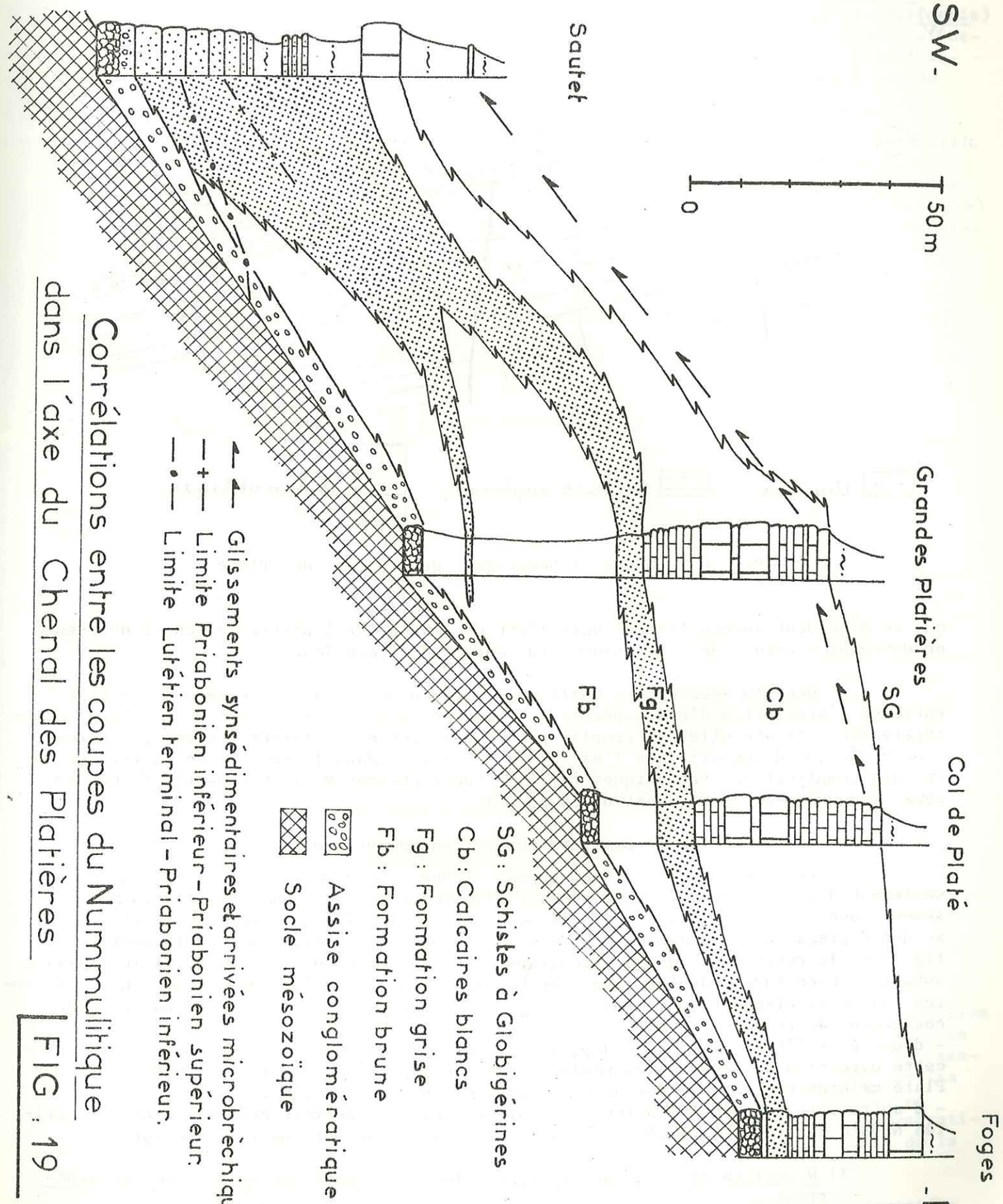
b. le chenal des Platières (fig.I7 et I9) :

De même si on regarde la localisation de l'Assise conglomératique et la répartition de la Formation brune (qui montrent un amincissement vers le nord-ouest et le sud-est de part et d'autre d'un axe courant de la combe des Foges au Sautet, comme on le voit sur la figure I9), un long chenal approximativement SW-NE apparaît clairement sous les Grandes Platières. Cette dépression, placée entre les failles N 50°E de la Croix de Fer et de Praz-Coutant est manifestement installée selon les directions structurales préexistantes dans le massif.

Il ressort donc clairement de l'observation des chenaux de l'Epine et des Platières que les accidents N 50°E ont déterminé des inégalités importantes dans la topographie et ont ainsi permis l'installation de dépressions grossièrement alignées SW-NE.

c. les Vallées transverses :

J'ai pu reconnaître en outre des vallées transverses implantées dans le substratum et manifestement provoquées par des fractures subméridiennes antérieures au Nummulitique : ces failles sont totalement scellées par les dépôts tertiaires transgressifs; la plus spectaculaire qu'on puisse observer est celle des Forts de Platé qui, provoquant un abaissement de plus de I00 m du Mésozoïque dans son compartiment est, se trouve scellée par le Nummulitique (fig.20); le chenal des Platières prend l'orientation de la faille à son niveau; son rebord est transgressé par les couches tertiaires



Corrélations entre les coupes du Nummulitique dans l'axe du Chenal des Platières

FIG. 19

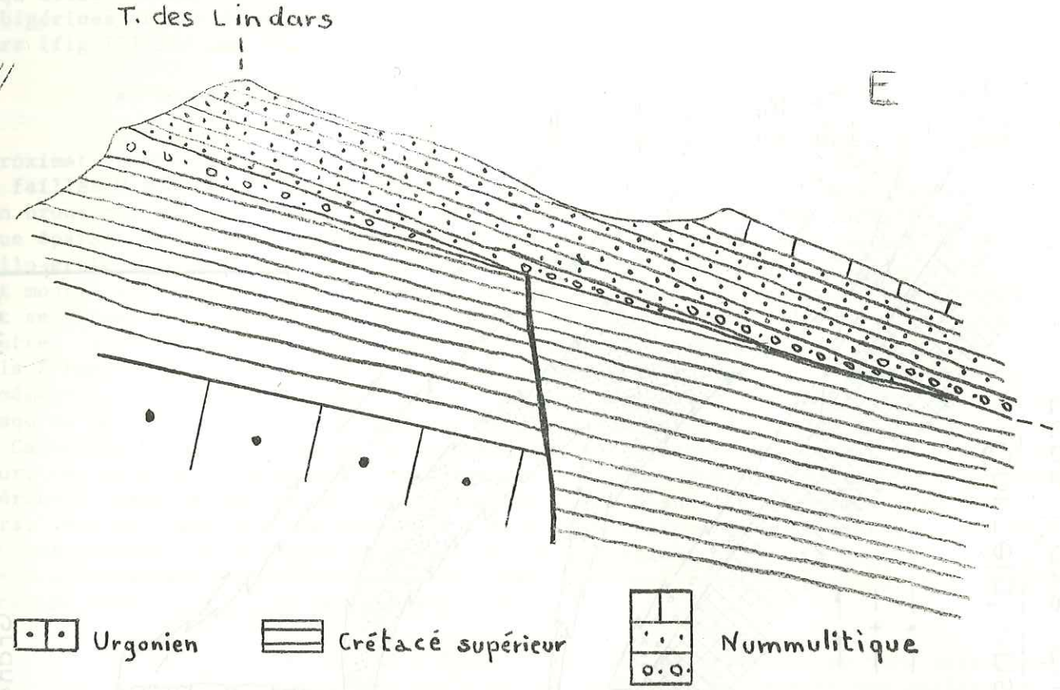


Fig.20 : Coupe schématique des Forts de Platé

qui se débordent successivement vers l'est et le sud-est à partir du centre du chenal en devenant souvent conglomératiques au contact du Mésozoïque.

Dans le secteur des Challenles (région de Sixt) un accident de ce type entraîne l'apparition d'une dépression transversale sur l'anticlinal de l'Arbaron-Sixt: apparemment étroite elle est remplie par plus de 100 m (épaisseur estimée) de Formation brune qui disparaît vers l'est en se biseautant dans le secteur de la Tête de Porte; des complications tectoniques tardives (décrochement N 145°E sénestre du Déchargeux) masquent le rebord ouest de ce chenal.

d. le rôle de la fracturation anté-nummulitique :

Les fractures N 50°E et subméridiennes ont donc comme nous l'avons vu non seulement dirigé l'érosion du Mésozoïque (fig.10) avant le Nummulitique mais ont également joué un rôle directeur dans la répartition des sédiments de cette période à cause des dépressions et des hauts-fonds qu'elles ont engendrés, (comme on le voit sur la fig.17 et la reconstitution paléogéographique schématique de la fig.18; si les failles subméridiennes sont indubitablement anté-nummulitique, les fractures N 50°E qui ont toutes rejoué tardivement ne sont datées de la même époque à Platé que par un faisceau convergent de faits qui sont :
- d'une part l'installation de dépressions sur leur tracé et l'existence de failles de cette direction qui sont indubitablement scellées par le Nummulitique, assez loin de Platé malheureusement, au Roc de Chère près d'Annecy (J.MARTINI,1970);
- d'autre part des considérations tectoniques qui nous permettent d'associer les failles N 50°E aux failles subméridiennes dans l'épisode de déformation anté-Lutétien.

3) Nouvelles données sur la répartition des dépôts marins du Lutétien supérieur :

Depuis les travaux de L.MORET (1922, 1924 et 1952) les calcaires du Lutétien supérieur à grandes Nummulites et Alvéolines, sont connus à Platé, dans la région d'Arâches où ils sont surmontés d'un épisode lacustre qui les sépare du Priabonien; mes

recherches m'ont permis de retrouver ces mêmes dépôts en rive gauche du Giffre, dans le versant nord de la Tête de Porte; là ces calcaires offrent dès leur base une faune identique à celle des couches lutétiennes supérieures d'Arâches (Nummulites puschi, N. perforatus, N. biarritzensis, N. brongniarti, Assilina exponens, Alveolina gr.fusiformis) Ils forment une barre épaisse de 5 m environ qui s'effile rapidement vers le sud-est devenant conglomératique et se termine par un long biseau sur les couches du Crétacé supérieur; il est clair que l'on est en présence ici d'une partie du rebord sud-est du golfe lutétien envisagé par L.MORET (1952).

Que ce soit à Arâches ou dans le secteur de Sixt, le Lutétien supérieur n'était connu jusqu'à présent que sous le faciès des calcaires à grandes Nummulites et Alvéolines; mes recherches dans la partie méridionale du massif de Platé, dans les secteurs du Sautet, des chalets de Platé et du Nant Bourdon (paroi sud de l'Aiguille du Dérochoir) ont permis la mise en évidence de dépôts également lutétiens supérieurs qui étaient restés méconnus jusqu'à présent.

Le faciès de ces dépôts est généralement du type Formation grise, sans grandes Nummulites, ni Alvéolines et leur âge lutétien terminal est attesté par Nummulites praefabianii. On retrouve cependant un banc de calcaires à grandes Nummulites et Alvéolines à l'extrême base du Nummulitique, sous les chalets de Platé, à la base de la Formation grise.

Il faut noter que dans ce secteur méridional du massif, on relève une continuité stratigraphique nette du Lutétien terminal (N.praefabianii) au Priabonien inférieur (biozone à N. aff. fabianii) puis supérieur (biozone à N. fabianii); ce caractère paléogéographique est tout à fait nouveau à Platé puisque dans la partie nord de ce massif on connaît de longue date l'épisode lacustre qui sépare les couches marines du Lutétien de celles du Priabonien.

Le faciès à N. praefabianii est éventuellement l'équivalent latéral en secteur plus profond des couches à grandes Nummulites et Alvéolines; cependant il n'est pas exclu que ces deux types de dépôts ne soient pas tout à fait synchrones : la brutalité du changement de faciès des calcaires à grandes Nummulites aux dépôts de la Formation grise, sous les chalets de Platé peut laisser supposer l'existence d'un évènement tectonique entre ces deux types de dépôts; la Formation grise aurait pu alors se déposer postérieurement aux Calcaires à grandes Nummulites, après une courte phase d'émersion par exemple et pourrait être synchrone au moins pro parte des dépôts lacustres connus à Arâches. Une telle hypothèse se trouverait confirmée par la présence de galets de calcaires lutétiens à grandes Nummulites dans les conglomérats du Sautet qui sont situés sous les couches à N. praefabianii (je n'ai pas trouvé de tels galets, mais mes observations ont été trop localisées pour qu'il soit possible de conclure définitivement).

4) Données radiocristallographiques :

L'étude minéralogique de la fraction argileuse inférieure à 2 μ extraite des échantillons prélevés tant dans les Calcaires blancs que dans les Schistes à Globigérines et les Grès de Taveyannaz sur l'ensemble du massif, montre :

a. Calcaires blancs :

Dans le flanc sud du Passage du Dérochoir, l'extrême base de cette formation est à très nette dominante de corrensite très bien cristallisée (associée à des traces de chlorite et d'illite, sans quartz ni feldspaths); la corrensite est encore représentée dans les calcaires à Algues sus-jacents et, avec les chlorites, prédomine sur les illites; cependant à l'Aiguille du Dérochoir, la partie terminale de ces Calcaires (lumachelle à Discocyclines) montre une dominante de l'illite associée à l'interstratifié (I-M) sur la chlorite, quelques traces de montmorillonite et éventuellement de la kaolinite et de la corrensite.

En dehors du Dérochoir, l'illite est toujours dominante dans la formation sauf cas exceptionnel, associée à l'interstratifié (I-M-C) et de la chlorite (Assy,

La Cha, Pernant); à ces minéraux s'adjoignent de la kaolinite à Serveray et éventuellement à Pernant, aux Grandes Platières et à La Frasse, des traces de corrensite à Assy et aux Grandes Platières, et de la montmorillonite avec de la paragonite éventuellement à Assy.

L'interstratifié (I-M) et des illites ouvertes apparaissent aux Grandes Platières; on retrouve ce dernier interstratifié à la Frasse, où il présente une certaine régularité (allevardite ?); dans l'anticlinal de Balme, on trouve plutôt l'irrégulier (C-M), sûr dans les assises chevauchantes et éventuel dans les Calcaires blancs chevauchés.

Le Calcaire à Algues de la route de Balme qui apparaît immédiatement sous les Schistes à Globigérines présente une singularité; il contient des chlorites magnésiennes et de la corrensite qui sont accompagnées d'un peu d'illite et de traces de quartz.

b. les Schistes à Globigérines :

La chlorite domine au Dérochoir, aux Grandes Platières et à La Cha; elle cède le pas à l'illite plus au nord (route de Balme, La Frasse); le quartz est toujours présent, au moins en traces, parfois abondant (route de Balme); des feldspaths se manifestent dans ces niveaux à La Cha, aux Grandes Platières, à Pernant (albite) et éventuellement le long de la route de Balme.

Le cotège minéralogique est complèté par un interstratifié en très faible quantité qui pourrait être de la corrensite au Dérochoir; dès La Cha l'interstratifié (I-M-C) est présent; on le retrouve à Pernant et le long de la route de Balme (accompagné éventuellement de l'interstratifié (C-M); dans cette dernière coupe l'interstratifié (I-M-C) cède le pas à l'interstratifié (I-M) dans certains niveaux. Les schistes de La Frasse offrent ce dernier minéral qui présente alors une certaine tendance à la régularité (allevardite ?); quelques feuillets de chlorite s'y adjoignent éventuellement et des traces de kaolinite s'associent alors au cortège minéralogique.

c. les Grès de Taveyannaz :

De l'étude de J.MARTINI (1968) sur cette formation, il ressort que partout au contact des nappes préalpines externes, les Grès se présentent sous un faciès essentiellement chloriteux (faciès vert); au-dessous, il ressort que sur la bordure sud-est du massif de Platé, dans les secteurs du Dérochoir, de la Pointe de Platé et de la Tête à l'Ane, c'est le faciès pumpellyite-prehnite associé à de la laumontite qui prédomine, alors qu'ailleurs, en particulier dans le secteur d'Arâches on ne rencontre que le faciès à laumontite.

Quatre secteurs de prélèvements ont été choisis pour l'étude radiocristallographique des Grès : le Dérochoir et la Pointe de la Vuerda au sud-est, la région d'Arâches et du torrent des Rots au nord-ouest. L'échantillonage intéresse aussi bien les bancs de grès eux-mêmes que les schistes qui s'intercalent dans la formation.

La chlorite domine sur l'illite (cette dernière étant parfois en traces seulement) dans tous les bancs de grès, alors que dans les schistes intercalaires on trouve soit une dominante de l'illite (généralement ouverte) sur la chlorite, soit une égalité entre les proportions de ces deux minéraux; le quartz est souvent abondant, les feldspaths possibles ou en traces au Dérochoir, à la Pointe de la Vuerda (albite) et dans le torrent des Rots; la kaolinite est possible dans la Pointe de la Vuerda et le torrent des Rots; l'interstratifié (I-M) est présent dans le torrent des Rots, tandis qu'on trouve (C-M), plus ou moins régulier alors (corrensite mal cristallisée), dans le secteur d'Arâches et dans la Pointe de la Vuarda.

M. LE QUATERNAIRE

Les terrains quaternaires sont formés, comme partout dans les Alpes, de moraines, d'alluvions et d'éboulis :

- les moraines sont relativement peu représentées à Platé. Seules les rives de la vallée de l'Arve, dans la région de Chedde à Passy, de Luth, d'Arâches et du rocher de Cluses montrent des blocs de cristallin amenés par le glacier du Mont-Blanc. L'absence de tels blocs dans les placages morainiques disséminés à l'intérieur du massif, ainsi que dans les moraines frontales, telle que celle qui retient le lac de Vernant ou celles qui barrent les petites vallées suspendues de la combe de Véret et de la combe des chalets de l'Airon, montre que les dépôts glaciaires au coeur de Platé sont dûs à des appareils locaux. Quelques très gros blocs de calcaire ont été abandonnés par ces glaciers de-ci, delà dans le massif : la Pierre à Laya, posée sur les Schistes à Globigérines du plateau d'Arâches en est un exemple. Ces glaciers ont également laissé une empreinte profonde dans la morphologie en creusant toutes les grandes vallées et en permettant l'installation de nombreux lacs, dont la plupart sont aujourd'hui comblés (combe de Sales, plateau et chalets d'Anterne, chalets de l'Airon, Arâches, Gers, Flaine);

- les alluvions ne présentent rien de particulier : elles remplissent la vallée de l'Arve et constituent les grands cônes de déjection des torrents qui descendent du versant ouest de Platé; notons que le cours de l'Arve est repoussé contre le massif des Aravis par ces cônes. L'intérieur du massif ne montre pratiquement pas de dépôts alluviaux, si ce n'est les remplissages des anciens lacs, aujourd'hui transformés en tourbières, et les petits cônes de déjection fossiles du hameau des Nants, entre Arâches et les Carroz;

- les éboulis occupent à Platé les pieds de falaise, ils sont encore actifs dans la partie haute du massif. Le plus curieux de tous est certainement celui qui tapisse le versant nord du Dérochoir : cet éboulis repose en effet sur les Grès de Taveyannaz mais il est riche en blocs d'Urgonien; il constitue localement la crête qui court du Dérochoir à la Pointe de Platé. Ces particularités laissent entrevoir l'importance du relief qui a disparu dans l'énorme écroulement de la face sud du Dérochoir (cette importance est confirmée par une splendide moraine frontale qui se développe juste au-dessous de la crête, immédiatement à l'est de la Pointe de Platé).

Le massif de Platé montre également des mouvements de terrains propres aux pays de montagnes :

- les écroulements y sont nombreux, à toutes les échelles, depuis celle du Dérochoir jusqu'à celui tout récent (1973) du Planey où une petite chute d'un pan de la falaise tithonique a détruit une maison;

- de grands paquets tassés sont visibles sur les versants en rive droite du cirque de Sales et dans le versant sud du massif (barre urgonienne au-dessus de Curalla et sommet de l'écroulement du Dérochoir);

- des glissements de versants entiers apparaissent également dans le massif; ils intéressent soit la couverture tout à fait superficielle des versants comme c'est le cas de ceux que l'on peut observer sur le Néocomien, près des chalets de Varan, ou bien sont nettement plus importants, comme celui qui affecte les Grès de Taveyannaz, en rive droite de la combe de Gers. Notons à ce propos que le lac de Gers installé dans un ombilic glaciaire est retenu par un vieux glissement secondaire issu de la rive droite de la vallée et par un cône d'éboulis ancien issu de la falaise de la rive gauche;

- les dépôts quaternaires peuvent alimenter des coulées boueuses au moment des grosses précipitations; celles-ci se situent de préférence dans le lit des torrents (qui de ce fait ont été fréquemment équipés de nombreux petits barrages) mais peuvent également se produire dans des secteurs moins propices, provoquant alors parfois des catastrophes comme au plateau d'Assy (1970) où l'une d'entre elles a détruit une partie d'un sanatorium : cet accident a été provoqué par la mise en mouvement d'un dépôt morainique à matrice argileuse importante provenant de l'altération des Schistes valanginiens sur lesquels il était plaqué.

D E U X I E M E P A R T I E

TECTONIQUE

I. LE DOMAINE DES AIGUILLES ROUGES

L'histoire tectonique du domaine des Aiguilles Rouges est complexe; elle a été débrouillée par R.LAURENT (1967), dans le secteur du massif de Pormenaz : la série cristalline a été exondée lors de l'épisode majeur de l'orogénèse hercynienne, avant le Stéphanien; la structure du massif était alors en "horst et graben" limités par des accidents est-ouest et subméridiens.

Les épisodes orogéniques ultérieurs n'ont guère eu d'influence sur ce socle : R.LAURENT (1967) en distingue néanmoins trois, antérieurs au Trias, qui ont provoqué la discordance visible entre les différentes séries continentales du Houiller et du Permien.

Les déformations du cycle alpin ont également laissé leurs empreintes sur le massif de Pormenaz : les dépôts du Houiller sont affectés par la schistosité de flux liée à la "phase d'Anterne" de J.P.BRETON (1972) et le versant ouest de ce massif présente une succession d'ondulations d'axes N 20°E dûes à la dernière phase de déformation qu'a subie la région (Phase d'Ayères de J.P.BRETON).

II. LE DOMAINE DE PLATE

INTRODUCTION

La compréhension de l'évolution tectonique du massif de Platé n'a été possible qu'après les études stratigraphiques détaillées que j'ai pu faire dans le Crétacé supérieur et le Tertiaire, en particulier.

J'ai donc pu mettre en évidence 4 étapes de déformations successives dans ce massif :

- la première (Etape I) n'avait pas échappé à mes prédécesseurs mais pour importante qu'elle soit, puisqu'elle provoque l'émersion totale du massif à une époque comprise entre le Crétacé terminal et le Lutétien supérieur, elle n'avait jusqu'alors pas pu être claiement caractérisée, ni par des axes de pli, ni par des systèmes de fractures.

- la deuxième (Etape 2) difficile à bien saisir, puisqu'elle procède par rejeux verticaux de blocs probablement sous l'effet de réajustements isostatiques, sans créer de structures plissées ni de fractures nouvelles, était alors mal connue. Seules les études stratigraphiques détaillées ont permis de comprendre son mécanisme.

- les deux étapes de déformations postérieures (Etape 3 et 4) avaient par contre été reconnues depuis longtemps grâce aux grandes structures plissées qu'elles ont engendrées; ce n'est cependant que très récemment (1972) qu'elles ont été caractérisées par J.P. BRETON, en ce qui concerne leur direction axiale. L'Etape 3 de direction axiale N 60°E correspond à la phase synschisteuse d'Anterne et l'Etape 4, N 20°E, à la phase d'Ayères.

Dans ce qui va suivre je traiterai ces 4 étapes de déformation dans leur ordre chronologique, en considérant les éléments structuraux qui les caractérisent intrinsèquement puis je décrirai les grandes structures du massif, qui sont le résultat de la superposition de tous ces épisodes tectoniques.

I. PREMIERE ETAPE

Indubitablement anté-priabonienne, cette première étape de déformation visible

à Platé a provoqué l'exondation du massif; elle est responsable de grands bombements et d'une importante fracturation subméridienne et N 50°E.

A . LES BOMBEMENTS ANTE NUMMULITIQUES

I) L'anticlinal des Foges (fig.2I) :

Cette structure se trouve à la cote 2I00 m en rive gauche du torrent de Sales, à l'est de la combe des Foges (X = I2I650, Y = 94I350).

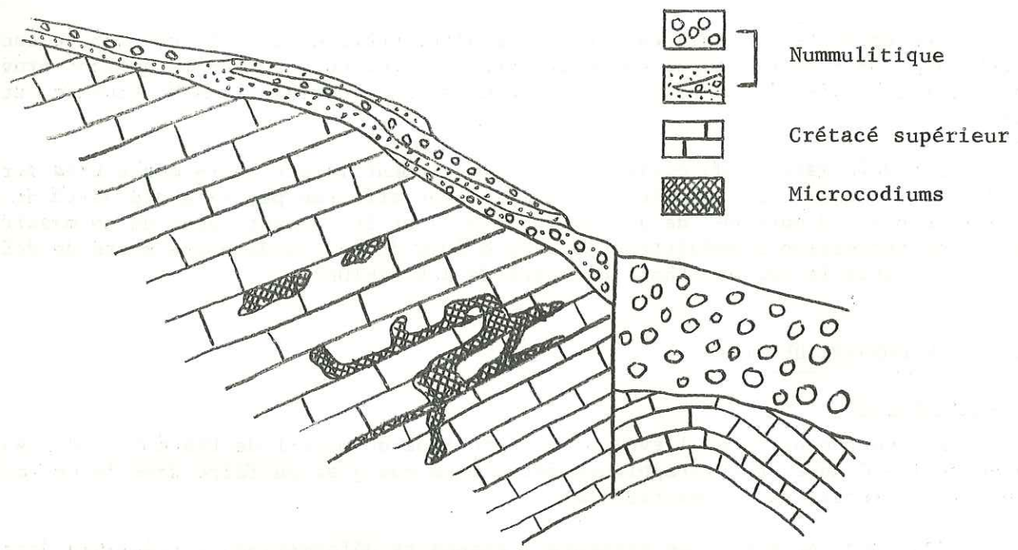


Fig.2I : Schéma de l'anticlinal anténummulitique des Foges

Il s'agit d'un anticlinal concentrique à grand rayon de courbure d'axe originellement N IIO° affectant les couches du Crétacé supérieur; son sommet est largement érodé sous les dépôts tertiaires transgressifs.

La direction N IIO°E de son axe, plongeant de 32° vers l'est a été obtenue à partir de rabattement sur l'horizontale des mesures des couches du Tertiaire.

2) L'anticlinal de la Tête de Porte (fig.22):

Il s'agit d'un anticlinal ancien, actuellement d'axe N 60°E, à grand rayon de courbure, largement érodé sous la transgression tertiaire; le Crétacé supérieur épais de plus de I00 m sur ses flancs nord-ouest et sud-est se trouve réduit à une vingtaine de mètres au sommet de cette structure, sous la Tête de Porte elle-même, tandis que plus au sud-ouest, en rive gauche du torrent de Gers, il est complètement érodé : les dépôts tertiaires reposent alors directement sur le "Gault" :

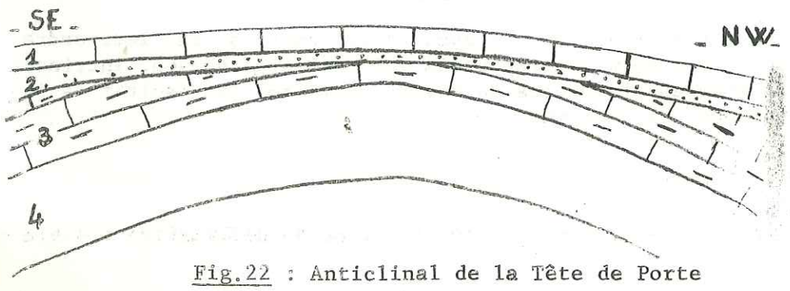
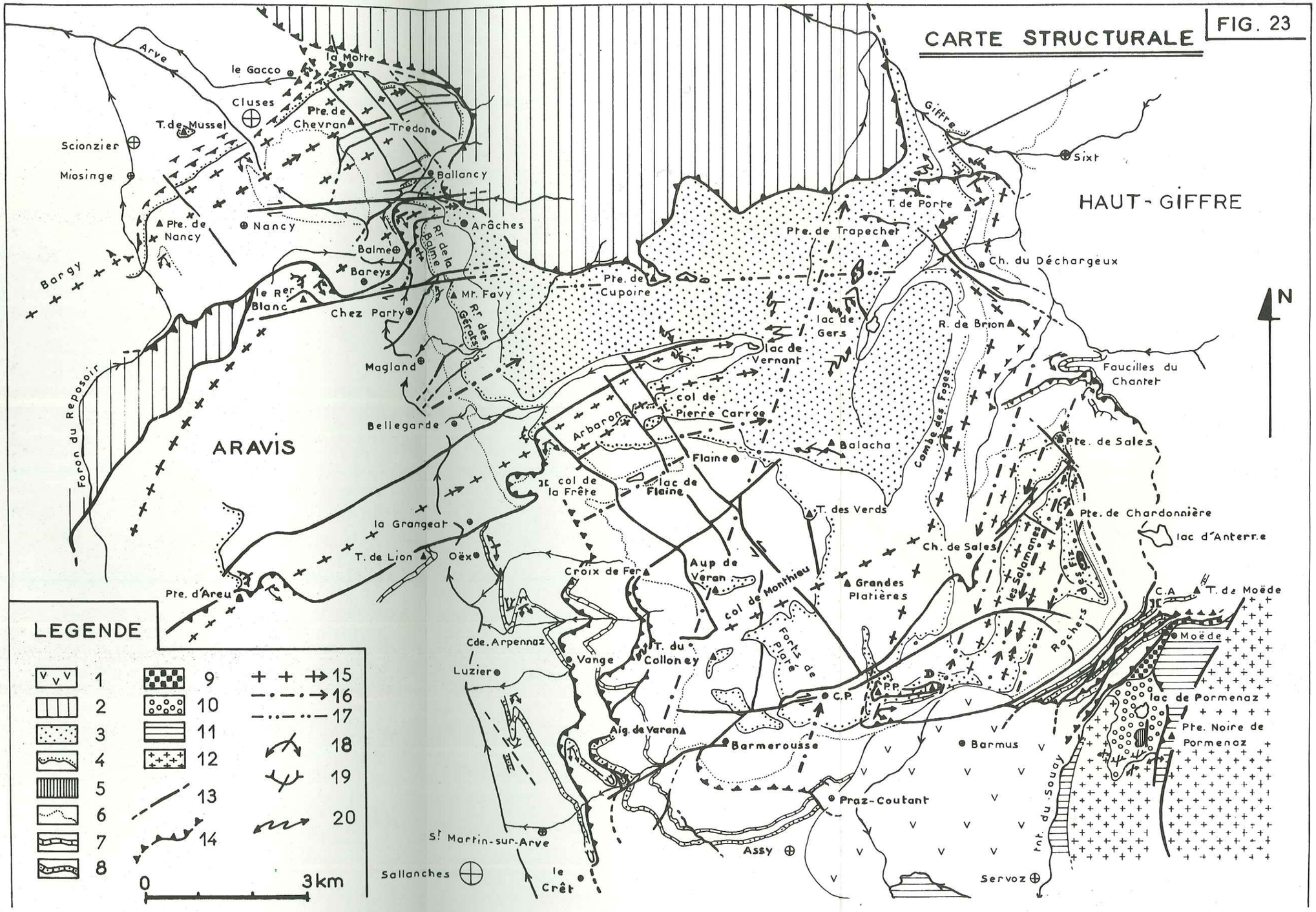


Fig.22 : Anticlinal de la Tête de Porte

CARTE STRUCTURALE

FIG. 23



LEGENDE: 1- Eboulement du Dérochoir; 2- Nappes préalpines internes; 3- Grès de Taveyannaz; 4- Limite inférieure du Nummulitique; 5- Crétacé supérieur de Pormenaz; 6- Limite inférieure de l'Urgonien; 7- Falaise du Tithonique; 8- Falaise du Dogger calcaire; 9- Trias; 10- Formation grossièrement détritique ; 11- Formation finement détritique (Westphalien D-Stéphanien inférieur); 12- Cristallin; 13- Fractures et cisaillements; 14- Chevauchements; 15- Axe anticlinal (la flèche indique la direction du plongement); 16- Axe synclinal; 17- Axe synclinal propre aux Grès de Taveyannaz; 18- Anticlinal (le trait indique la direction axiale); 19- Synclinal; 20- Replis.

CA: col d'Anterne; CP: chalets de Platé; D: Pointe du Dérochoir; PP: Pointe de Platé.

La direction N60°E de cette structure aurait pu être acquise soit directement par entraînement dans un jeu sénestre de la faille de La Grangeat - Sixt (située immédiatement au nord), soit par torsion contre ce même plan de fracture d'un pli ancien N 110°E.

B . LES FRACTURES SUBMERIDIENNES

I) La faille des Forts de Platé (fig.20):

Cette faille que j'ai déjà décrite lors de la description stratigraphique du Nummulitique est visible dans le flanc ouest des Forts de Platé. Elle est indubitablement scellée par les dépôts tertiaires.

2) La faille de la Tête des Verds :

Cette faille verticale de direction N 170°E court dans le Mésozoïque depuis la Tête des Verds, en direction du col du Colonné. Peu spectaculaire, elle ne provoque qu'un décalage de quelques mètres appréciable au niveau de l'horizon repère du "Gault"; elle est néanmoins scellée par les dépôts tertiaires, à la Tête des Verds au nord et sous les Grandes Platières au sud.

3) La faille de la Pointe de Platé :

Visible dans la paroi sud de ce sommet, au front du pli subméridien de Barmus, cette faille a été tordue en faille-pli lors de la dernière étape de déformation (Etape 4).

C . LES FRACTURES N 50°E

Il s'agit de grandes fractures originellement verticales qui ont rejoué et ont été déformées lors des épisodes de déformation postérieurs. Des stries de friction subhorizontales relevées sur quelques portions de leurs plans restés localement verticaux, et dans le N 50°E , (dans les assises compétentes) montrent qu'il s'agit de décrochements anciens.

Huit failles N 50°E sont très importantes dans le massif de Platé, ce sont du nord au sud (fig. 23) :

- la faille de Cluses : encore visible au front de la structure de Cluses;
- la faille de Bareys : difficilement décelable en rive droite de l'Arve au niveau de l'anticlinal de Balme, mais nette en rive gauche, au sud des fermes de Bareys;
- la faille N 50°E de Magland : encore visible au nord du Mont Favy;
- la faille de Bellegarde:très nette dans le torrent de l'Epine;
- la faille de La Grangeat: c'est contre elle que le Tithonique s'interrompt définitivement dans la vallée de l'Arve;
- la faille de Vange : spectaculairement tordue en faille-pli cette fracture longuement couchée court dans le versant est de la cluse de l'Arve depuis la région de Sallanches jusqu'aux abords de Flaine;
- la faille du torrent de Saint-Martin-sur-Arve-La Croix de Fer : parallèle à celle de Vange, dans le versant est de la cluse de l'Arve, elle se poursuit longuement en position verticale dans le secteur de Flaine;
- la faille de Praz-Coutant : non visible dans la partie basse du massif, mais néanmoins tout à fait probable en fonction des données d'ordre stratigraphique et métamorphique, cette cassure se suit longuement dans toute la partie haute du massif, de l'Aiguille de Varan à l'ouest jusqu'à celle de Chardonnière à l'est.

Ces failles N 50°E ont joué un rôle évident dans la localisation des zones d'érosion sous la transgression nummulitique, la figure 10 est très démonstrative à cet égard; ces faits alliés aux données stratigraphiques tirées de l'étude du Nummulitique de Platé, ainsi qu'à la présence d'un accident N 50°E cacheté par les dépôts tertiaires au Roc de Chère (J.MARTINI, 1970) permettent de penser que ces failles sont antérieures au Nummulitique de Platé.

Les trois directions structurales relevées (N IIO°E, N 50°E et subméridiennes) sont manifestement associées : les plis N IIO°E correspondent à des plis de compression dans un serrage N 20°E, les failles N 50°E et subméridiennes définissent des dièdres de fractures répondant parfaitement à une telle orientation de la contrainte maximale; les décrochements N 50°E auraient en effet joué de façon sénestre à cette époque et les failles subméridiennes de manière dextres.

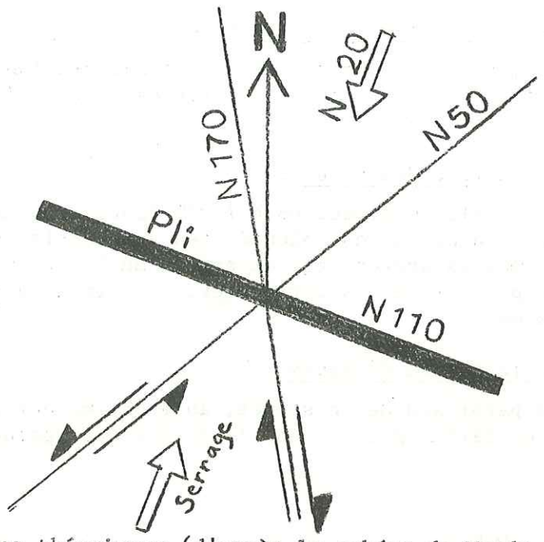


Fig. 24 : Relations théoriques (d'après le schéma de Moody et Hill) entre les plis et les fractures lors de l'Etape I.

En ce qui concerne l'âge de cette déformation, tout nous pousse à l'attribuer à une époque anté-Lutétien terminal : le chenal des Platières a manifestement été creusé avant le Lutétien terminal puisque c'est dans son axe que l'on rencontre les couches à Nummulites praefabianii les plus épaisses; les couches du Lutétien sont en outre toujours transgressives sur le Crétacé supérieur à Platé.

Si l'on se réfère à la présence de Maestrichtien en Savoie et à celle d'Yprésien dans les Bauges, un âge Paléocène doit être avancé pour cette étape de déformation, comme l'a déjà écrit J.MARTINI (I968).

La caractérisation structurale de cette première étape de déformation est l'élément qui avait manqué jusqu'ici pour bien comprendre le mécanisme des déformations postérieures.

2. DEUXIEME ETAPE

Cette deuxième étape de déformation constitue un long épisode transitoire entre les Etapes I et 3; procèdant par rejeux verticaux de blocs le long des accidents N 50°E et peut-être subméridiens, elle peut correspondre à des réajustements isostatiques dans une ambiance de calme tectonique relatif dû à une rémission des serrages.

La découverte des dépôts marins du Lutétien supérieur surmontés de couches lacustres dans les secteurs d'Arâches et de Sixt, ainsi que dans les massifs des Aravis et du Haut-Giffre, ont amené L.MORET (I952) à envisager que la mer s'était avancée alors dans un golfe étroit de direction N 50°E à Platé et dans le Haut-Giffre et plus méridien dans les Aravis, en contournant par le sud les massifs cristallins externes du Mont-Blanc et des Aiguilles Rouges et la partie septentrionale de Belledonne.

Cependant l'abondance de galets de calcaires à grandes Nummulites (parfois de morceaux de bancs de 60 cm de long) et de galets de calcaires lacustres dans les conglomérats nummulitiques fait penser que ces deux types de dépôts se sont étendus bien plus largement dans le massif sans l'avoir forcément recouvert entièrement : le golfe de L.MORET, plus largement ouvert que les affleurements de calcaires à grandes Nummulites ne le montrent, a été exondé, et ses parties latérales soumises à l'érosion, pendant qu'un lac s'installait sur sa partie centrale; rappelons que pendant tout ce temps là la partie méridionale du massif est restée constamment sous régime marin (secteurs du Sautet, des chalets de Platé et du Nant Bourdon).

Postérieurement l'ensemble du massif disparaît progressivement sous la mer : les divers secteurs sont atteints les uns après les autres par la mer franche, les points les plus élevés disparaissent en dernier lieu (partie ouest de l'Arbaron et région de Cluses).

Cet enfoncement sous la mer s'est probablement fait par saccades dûes aux rejeux de fractures existantes : des traces de glissements synsédimentaires sont en effet visibles au col de Platé dans le sommet des Calcaires blancs (les couches glissées ravinent les assises sous-jacentes) et on peut noter l'existence de microbrèches dans le sommet des Calcaires aux Grandes Platières et dans la partie inférieure des Schistes à Globigérines dans les secteurs du Sautet.

Certaines fractures doivent encore jouer probablement au moment des dépôts des Grès de Taveyannaz puisqu'on peut observer des slumpings nets dans cette formation, à Flaine (Balacha). Ces phénomènes sont observables à diverses échelles : depuis les grands plis couchés notés par J.MARTINI (I968) jusqu'aux microplis que j'ai pu relever le long de la piste qui mène de Flaine à la combe de Véret; on peut voir à cet endroit quelques microslupings, au sein d'un banc décimétrique (fig.25); le déversement de ces microplis vers le NE s'accorde avec celui des grandes structures couchées de Balacha.

L'idendité des directions axiales (N 60°E) de tous ces plis quelle que soit l'échelle considérée et leur déversement montrent que les glissements ont eu tendance à combler la dépression de Flaine qui était déjà marquée à cette époque.

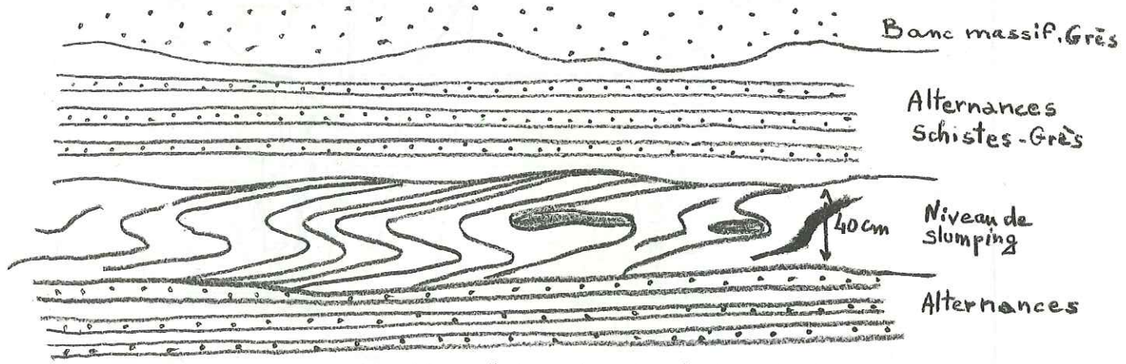
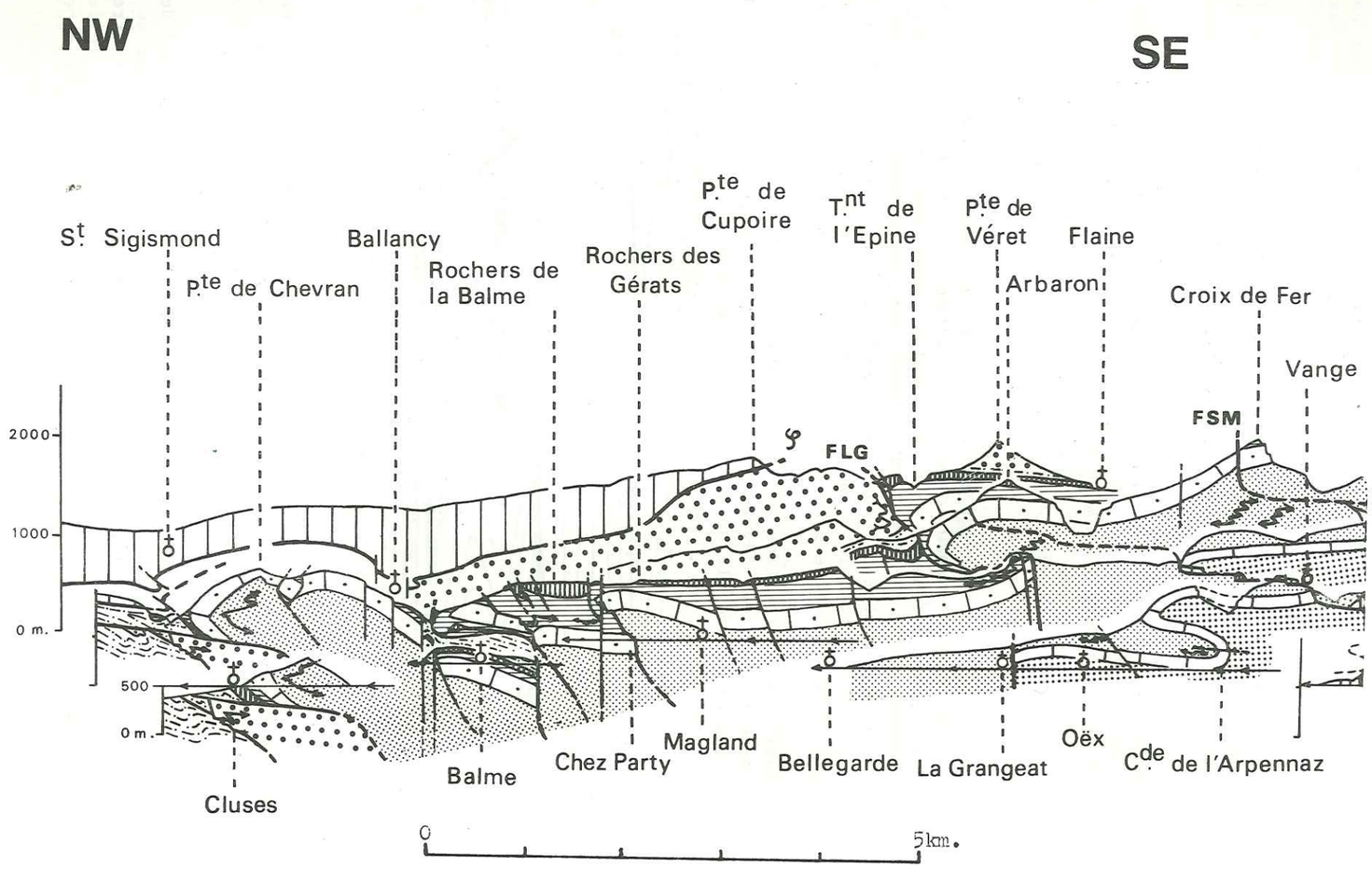


Fig. 25 : "Microslumpings" de Balacha

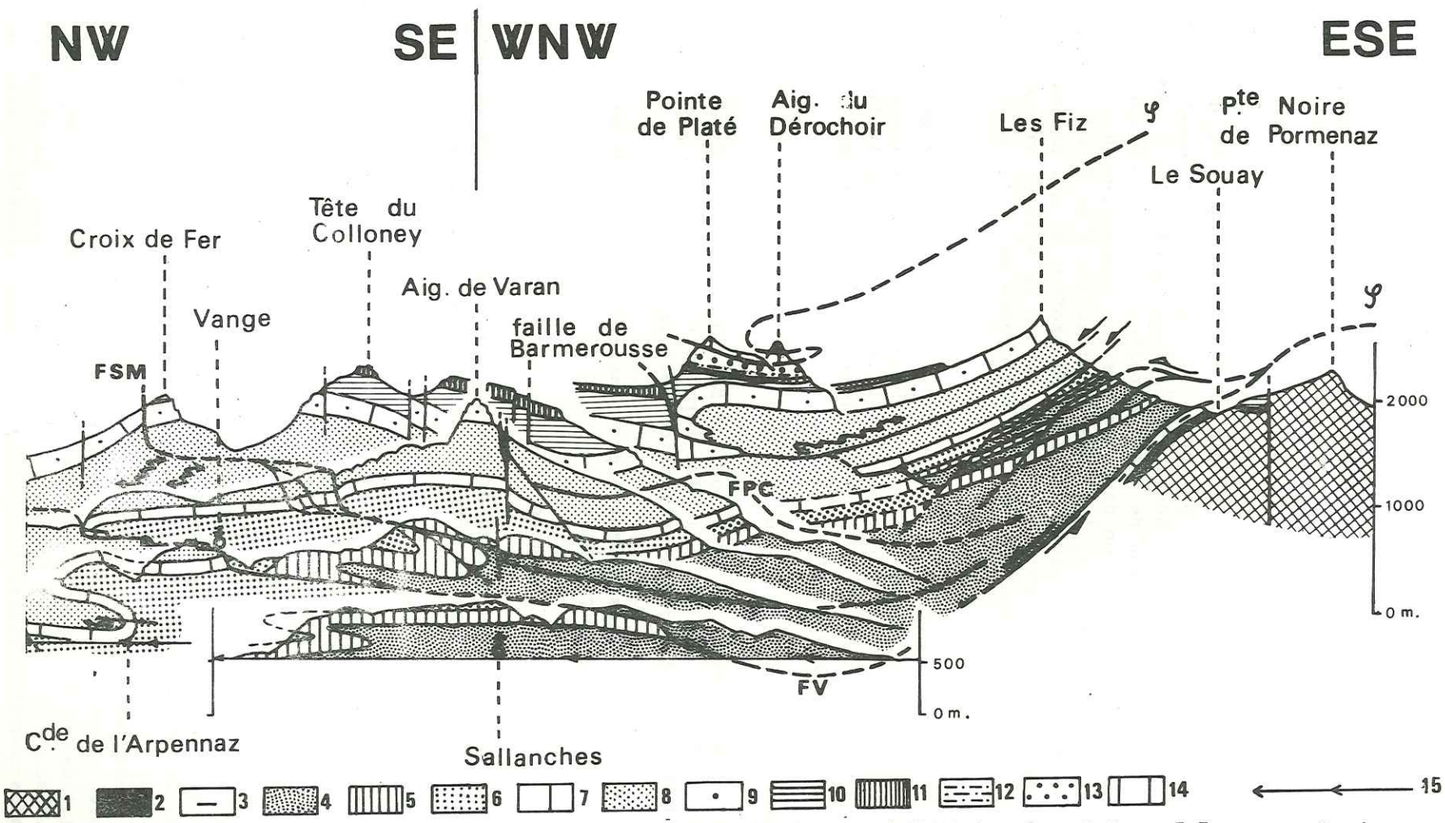
Cette deuxième phase de déformation est la plus difficile à mettre en évidence dans l'histoire tectonique de notre massif car ce sont surtout des arguments stratigraphiques qui permettent de bien cerner ses effets (en particulier l'étude des âges de la transgression nummulitique dans les différents secteurs du massif).

On peut cependant noter que s'il est vrai qu'elle a été causée par des réajustements isostatiques, cela implique que le socle a dû participer à l'étape de déformation anté-lutétienne; il devient alors séduisant d'envisager, que les grandes fractures N 50°E et subméridiennes issues de cette époque, soient la traduction superficielle du rejeu d'accidents de même direction qui affectaient le socle depuis l'orogénèse hercynienne.

COUPE DE LA CLUSE DE L'ARVE (RIVE DROITE). FIG: 26



COUPE DE LA CLUSE DE L'ARVE (RIVE DROITE) [Suite].



1-Socle ante-triasique; 2-Trias; 3-Lame calcaire du ravin du Souay; 4-Schistes à nodules; 5-Dogger calcaire; 6-Callovo-oxfordien; 7-Tithonique; 8-Crétacé inférieur schisteux; 9-Urgonien; 10-Crétacé supérieur; 11-Calcaires tertiaires; 12-Schistes à Globigérines; 13-Grès de Taveyannaz; 14-Wildflysch; 15-Arve.

Y:Contact anormal; FLG: Faille de La Grangeat; FPC: Faille de Praz-Coutant; FSM: Faille de Saint-Martin-sur-Arve FV: Faille de Vange.

3. TROISIEME ETAPE

Ce troisième stade de déformation a édifié toutes les grandes structures plissées du massif; l'Arve en donne une coupe spectaculaire entre Sallanches et Cluses.

La déformation est de type souple dans une ambiance synchisteuse. Très discrètes les fractures qui en sont issues sont d'importance secondaire, en ce sens qu'elles n'ont pas d'influence notable dans l'évolution structurale du massif.

De tout temps cette étape de plissement a été considérée comme synchrone de la mise en place des nappes préalpines internes, c'est à dire postérieure au Stampien moyen (R.TRUMPY, 1973).

Les grandes failles verticales de direction N 50°E issues de l'Etape I et réactivées lors de l'Etape 2 ont joué le rôle de déviateurs du champ de contraintes, dans le Mésozoïque et la partie basale du Tertiaire; la direction axiale N 60°E des grandes structures qui existent dans les secteurs d'influence directe de ces accidents ne nous semble pas traduire la direction de serrage régionale : il faut rechercher les indications relatives à cette direction dans les assises sommitales des Grès de Taveyannaz que ces failles n'affectent pas; les plis de direction N 80°E à N 100°E relevés alors à l'aplomb des grandes structures N 60°E du Mésozoïque et qui ne peuvent s'être formées qu'en même temps, suggèrent en effet une direction de serrage régionale subméridienne à cette époque : elle se trouve ainsi peu différente de celle de la première étape de déformation.

Les grands plis couchés engendrés par cette étape 3 sont nettement dessinés dans les assises dures du Dogger calcaire, du Tithonique et de l'Urgonien qui forment leur ossature. Du fait de l'abaissement progressif vers le nord de toute la série, c'est uniquement la barre urgonienne qui forme le squelette des grands plis visibles en rive droite de l'Arve, de Cluses à La Grangeat;

On peut y reconnaître du nord au sud :

- l'anticlinal de Cluses, le synclinal de Ballancy, l'anticlinal de Balme et le synclinal complexe d'Arâches qui est lui-même formé par l'anticlinal des Rochers de la Balme, l'anticlinal de Magland et le synclinal de Bellegarde.

La partie sud du massif montre par contre que ces grands plis affectent également le Tithonique et le Dogger calcaire.

L'Urgonien y dessine du nord au sud :

- l'anticlinal de l'Arbaron qui se dresse au sud du synclinal de Bellegarde, le synclinal de Flaine, l'anticlinal de Monthieu, le synclinal du Désert de Platé.

Le Tithonique dessine :

- l'anticlinal d'Oëx, le synclinal de l'Arpennaz, l'anticlinal de l'Arpennaz, l'anticlinal de Monthieu, le synclinal du Désert de Platé.

Le Dogger calcaire, quant à lui :

- le synclinal de Luzier, l'anticlinal de Luzier, le synclinal du Crêt, le synclinal du Grand Arvet, les deux synclinaux superposés du torrent de Saint-Martin-sur-Arve, le synclinal du Désert de Platé.

Des complications apparaissent à l'évidence dans ce secteur méridional : alors que l'Urgonien dessine dans ce secteur simplement les plis de l'Arbaron et de Monthieu, le Tithonique est affecté des trois anticlinaux précités et de deux petites amorces anticlinales dans le Nant de la Rippaz et au-dessus du Planey; la structure du Dogger calcaire est plus complexe encore (fig.26). Ce phénomène avait été jusqu'ici attribué à

une disharmonie de plissement entre ces différentes assises, et on admettait classiquement que les barres dures (Urgonien, Tithonique et Dogger calcaire) s'étaient plissées indépendamment les unes des autres selon un style tectonique qui leur était propre; cependant, les études que nous avons pu faire en rive droite de l'Arve, entre Sallanches et La Grangeat (B.PAIRIS et J.L.PAIRIS, 1974) montrent que la simple disharmonie de plissement n'est qu'apparente et que ce phénomène est dû, comme nous allons le voir à la torsion en failles-plis des cassures anciennes de direction N 50°E.

A. DESCRIPTION DES FAILLES-PLIS

I) La faille de Vange :

A la cascade de l'Arpennaz le Tithonique dessine donc (fig.27) un synclinal (axe N 54°E plongeant de 24° vers le NE) puis un anticlinal couché (axe N 62°E plongeant de 14° vers le nord-est); le flanc normal de cet anticlinal ne se poursuit vers le sud que jusque sur la rive droite du torrent nord de Luzier vers la cote 1100, immédiatement au sud des chalets de Vange : il s'interrompt en effet brutalement à cet endroit en dessinant une amorce de charnière synclinale à peine marquée.

Cette première lame de calcaires jurassiques supérieurs est doublée, plus en altitude, par une autre barre de Tithonique également en position normale, bien visible depuis le nant de La Rippaz au nord (cote 1350) jusqu'en rive droite du torrent sud de Luzier, immédiatement au-delà des chalets de Saint-Martin vers le sud; celle-ci déborde ainsi largement dans cette direction la terminaison méridionale de la barre inférieure de Vange et s'avance plus loin vers le nord que le front des plis de l'Arpennaz.

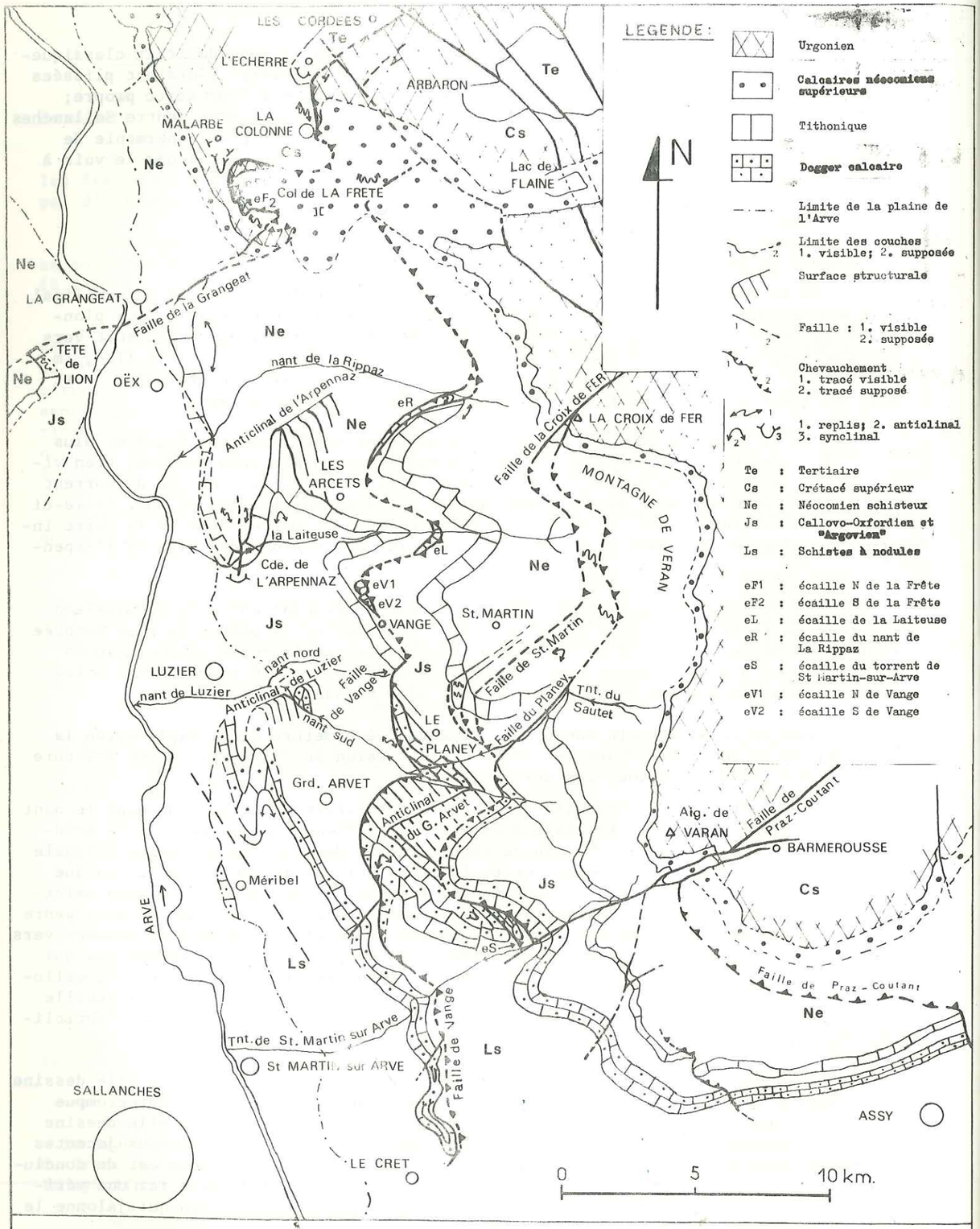
Le décalage du Malm et la zone d'écrasement existant entre la terminaison méridionale du flanc normal de l'anticlinal de l'Arpennaz et la partie la plus avancée au nord de la barre supérieure du Tithonique était interprétés comme symptomatiques du chevauchement d'un pli-faille dont le flanc inverse aurait été complètement étiré et laminé entre les chalets de Vange et la cote 1350 du nant de La Rippaz.

Les faits de terrain conduisent cependant à admettre que l'explication la plus plausible de cette structure est celle de la torsion en faille-pli d'une fracture ancienne N 50°E. Ces faits sont les suivants :

L'extrémité septentrionale de la barre supérieure du Tithonique dans le nant de La Rippaz, bute contre une fracture subverticale faiblement déversée vers le nord-ouest, de direction mesurée N 50°E contre laquelle elle dessine une amorce anticlinale d'axe N 60°E enveloppée de Néocomien. Cette fracture quitte rapidement le Tithonique vers le bas pour entrer dans son soubassement "d'Argovien" et de schistes callovo-oxfordiens (ces derniers datés par Perisphinctes sp., que l'on peut rapprocher du sous-genre Properisphinctes ou "Prosophinctes" auct.) au niveau desquels on la voit se coucher vers le sud-est en rive gauche du Nant. Il apparaît ainsi un plan de chevauchement net qui fait reposer la barre supérieure du Tithonique par l'intermédiaire de sa semelle callovo-oxfordienne, d'abord sur une écaille (dont il sera question plus loin) - l'écaille du nant de La Rippaz, - puis directement sur le Néocomien du flanc normal de l'anticlinal de l'Arpennaz.

L'extrémité sud de la barre normale inférieure du Tithonique, si elle dessine bien une amorce de structure synclinale au sud des chalets de Vange, est interrompue en fait à cet endroit par une fracture (faille de Vange) contre laquelle elle dessine ce repli; cette cassure subverticale ne se prolonge pas dans les assises sous-jacentes mais se couche vers le haut dans le plan de chevauchement : force pour nous est de conclure que le contact anormal que nous avions vu couché plus au nord dessine ici une véritable marche d'escalier descendant vers le sud-est; le Callovo-Oxfordien qui jalonne le contact anormal vient directement buter contre elle.

Dès qu'elle quitte vers le bas les niveaux durs du Tithonique, la faille de Vange se couche à nouveau vers le sud-est, de sorte que le Callovo-Oxfordien repose encore une fois par un contact anormal nettement chevauchant sur les couches argoviennes du flanc normal de l'anticlinal de l'Arpennaz.



CARTE STRUCTURALE DE L'AMONT DE LA CLUSE DE L'ARVE (RIVE DROITE)

FIG. 27

Plus loin vers le sud, ce contact anormal reste désormais couché : on le suit très bien jusque dans le torrent de Saint-Martin-sur-Arve, et il doit se prolonger au-delà, jusqu'au-dessus du hameau du Crêt au moins, dans un secteur où la couverture quaternaire masque malheureusement beaucoup les affleurements.

Vers le sud les deux séries se complètent peu à peu, de part et d'autre du contact anormal, par des termes de plus en plus anciens :
- le Dogger calcaire apparaît sous le Callovo-Oxfordien de la série chevauchante, à proximité immédiate de la faille de Vange, sous Le Planey; ses couches sont tronquées en longs biseaux par le contact anormal; dès que l'on passe en rive gauche du nant sud de Luzier par contre, on voit les niveaux du Jurassique moyen dessiner une amorce anticlinale qui va se développer largement vers le sud, à l'est des chalets du Grand Arvet (anticlinal du Grand Arvet) et qui enveloppe un coeur de schistes liasiques; ces derniers reposent directement sur le contact anormal dès le versant droit du torrent de Saint-Martin et jusqu'au hameau du Crêt au moins :

- la barre de Dogger calcaire du Planey repose directement sur les couches argoviennes qui forment le substratum direct du Tithonique normal de l'anticlinal de l'Arpennaz et qui sont chevauchées par le Callovo-Oxfordien immédiatement au nord, à proximité du segment vertical de la faille de Vange; ces assises argoviennes, notons le au passage, dessinent sous Le Planey, en rive droite du nant sud de Luzier, un pli en genou d'axe N 60°E à flanc sud-ouest vertical;

- sous la tête anticlinale du Dogger du Grand Arvet, ce sont les schistes callovo-oxfordiens (datés par Sowerbyceras tortisulcatum immédiatement au nord dans le nant sud de Luzier) qui sont directement chevauchés, tandis que sous le coeur liasique chevauchant apparaissent successivement :
  - les couches de passage du Dogger calcaire au Callovo-Oxfordien dans la partie haute de la rive droite du torrent de Saint-Martin-sur-Arve;
  - puis le Dogger calcaire lui-même qui constitue une barre inférieure que l'on suit jusqu'au hameau du Crêt vers le sud.

Il faut bien noter que cette barre inférieure du Dogger, que nous avons vue se rapprocher peu à peu du contact anormal, dessine des charnières sous les chalets du Grand Arvet au sud de Luzier, anticlinale dans le haut et synclinale en bordure de la plaine de l'Arve; ces mouvements épousent très fidèlement les replis du Tithonique de l'Arpennaz dans lesquels ils s'emboitent. La masse de schistes liasiques constituant les basses pentes du versant au-dessus de la plaine alluviale dans le secteur de Saint-Martin-sur-Arve, n'est donc rien d'autre que le coeur de l'anticlinal de l'Arpennaz, comme l'avait déjà vu E.HAUG (1895 p.55); après ces deux replis superposés, cette barre dure, court longuement jusqu'au-dessus du hameau du Crêt où elle dessine entre deux fractures verticales de direction N 50°E (la faille de La Trappe au nord, et la faille du Crêt au sud) une charnière synclinale très pincée dont le flanc inverse se lamine rapidement vers le nord.

Dès le hameau du Crêt, le contact anormal met en présence le Lias du coeur de l'anticlinal de l'Arpennaz avec celui du coeur de l'anticlinal du Grand Arvet; il n'est plus possible alors de le suivre dans ces formations dépourvues de niveaux repères qui constituent un versant de surcroît très couvert par le Quaternaire.

a. les écailles

Entre le nant de La Rippaz et le sud des chalets de Vange, le contact anormal couché est jalonné de copeaux de Tithonique montrant pour la plupart un reste de couverture néocomienne; ils constituent un chapelet d'écailles -toutes alors en position normale- intercalées localement entre le Callovo-Oxfordien chevauchant et le Néocomien normal chevauché de l'anticlinal de l'Arpennaz :

aI. l'écaille du nant de La Rippaz :

c'est la plus septentrionale; apparaissant dans ce nant au-dessous et

au front de l'amorce anticlinale dessinée par la barre supérieure du Tithonique, elle s'effile en rive gauche sous le chevauchement pour disparaître avant d'atteindre les chalets des Arcets. Sa limite inférieure est formée par un plan de fracture presque exactement parallèle à celui déjà décrit un peu plus haut dans ce thalweg et qui, vertical tout d'abord, (avec un azimut N 50°E) se couche rapidement vers le sud-est dans le versant. Le Tithonique de l'écaille, enveloppé de Néocomien dessine lui aussi une amorce anticlinale, contre le segment vertical de cet accident.

a2. l'écaille de la Laiteuse :

On la trouve en amont de la cascade de l'Arpennaz, dans le lit du torrent lui-même et sur sa rive gauche; nous la signalons ici simplement pour mémoire car, noyée par les placages d'éboulis dans le versant et en amont dans le thalweg, elle n'offre aucun caractère particulier, sinon de montrer dans le torrent le contact couché de son Tithonique sur le Néocomien chevauché.

a3. les écailles des chalets de Vange :

Ce sont les plus méridionales; elles forment la petite butte boisée qui domine ces chalets immédiatement au nord; contigües elles ne sont séparées que par une fracture verticale de direction N 50°E qui abaisse l'écaille méridionale d'une dizaine de mètres par rapport à l'écaille septentrionale (cette dernière forme le sommet du mamelon); cette fracture, notons le bien au passage, ne se prolonge pas plus vers le bas dans le Néocomien chevauché, que vers le haut dans la série chevauchante.

b. Conclusions :

Il ressort clairement à nos yeux que la faille de Vange qui court du nant de La Rippaz jusqu'au hameau du Crêt ne peut pas correspondre à la trace du chevauchement d'un pli-faille car :

- elle est jalonnée par un chapelet d'écailles, toutes en position normale;
- si elle est bien couchée dans les assises incompétentes, elle est par contre conservée verticalement dans les assises compétentes où sa direction est N 50°E; elle ne peut donc correspondre qu'à un accident ancien, anténummulitique probablement vertical ou subvertical à l'origine, tordu postérieurement.

Cet accident ancien, étant donné son importance, devait très probablement se prolonger vers le haut de la série dans les niveaux supérieurs du Tithonique; or, à la verticale des failles du nant de La Rippaz, la dalle urgonienne n'est affectée par aucune fracture importante : l'accident doit donc se coucher à nouveau dans les assises néocomiennes sus-jacentes qui sont totalement recouvertes d'éboulis : nous verrons comment on peut envisager son prolongement après avoir examiné le reste du contexte tectonique de ce secteur.

2) L'accident du torrent de Saint-Martin-sur-Arve - La Croix de Fer :

La connaissance acquise sur la nature véritable du contact anormal décrit du nant de La Rippaz jusqu'au hameau du Crêt, remet en question l'interprètation par les seuls phénomènes disharmoniques, des plis situés plus haut dans le versant; un deuxième grand plan de fracture, couché dans cette partie tout à fait amont de la cluse de l'Arve, mais passant plus en altitude que celui de Vange a en effet été relevé dans ce secteur : il s'agit de la faille du torrent de Saint-Martin-sur-Arve - La Croix de Fer.

Ce contact anormal supérieur est bien visible en rive droite du torrent de Saint-Martin-sur-Arve, immédiatement sous les falaises portant le point coté I49I. Il met en contact la barre de Dogger calcaire de la série normale du soubassement de l'Aiguille de Varan et de l'Aiguille Rouge avec celle du flanc normal de l'anticlinal du Grand Arvet. Cette dernière en rive droite du torrent de Saint-Martin-sur-Arve (cote I250) est rebroussée en un synclinal couché, d'axe N 56°E plongeant de I7° vers le nord est, dont le flanc inverse est rapidement laminé vers le nord, sous le plan de chevauchement. Immédiatement en rive droite du torrent, une petite écaille de Dogger pincée en un petit synclinal d'axe N 50°E plongeant de 20° vers le NE s'insère entre le flanc inverse du synclinal de la barre du Grand Arvet et le plan de chevauchement puis est très rapidement totalement laminée vers le nord. Ces deux structures synclinales superposées, qui se ferment en rive droite au-dessus du fond du thalweg, ne passent pas sur sa rive gauche : celle-ci est constituée, comme la basse rive droite et le fond du thalweg, uniquement par les schistes liasiques. Le torrent de Saint-Martin-sur-Arve emprunte la trace de la faille récente de Barmerousse (N 80°E) qui décale le contact anormal supérieur avant de s'amortir rapidement vers le bas; vers le sud on ne retrouve plus qu'une masse uniforme, largement couverte, de schistes liasiques qui séparent la barre supérieure du Dogger calcaire (appartenant à la série normale du soubassement de l'Aiguille de Varan et que l'on suit vers le sud jusqu'au-dessus d'Assy) de la barre tout à fait inférieure qui forme le coeur des structures de l'Arpennaz; cette deuxième barre étant définitivement intérrompue au-dessus du village du Crêt par la faille de Vange, tout le versant méridional du massif est constitué par la série liasique probablement redoublée de nombreuses fois, depuis au moins la cote 600 -niveau de la plaine alluviale de l'Arve- au droit d'Assy, jusqu'à la cote I200 au-dessus de ce village. L'abondance des terrains de couverture et le manque de différenciation dans la série liasique empêchent d'y retrouver la trace des contacts anormaux.

Vers le nord par contre, au-delà du torrent de Saint-Martin-sur-Arve, le contact anormal épouse la base du Dogger; la barre qui constitue cette formation s'interrompt rapidement vers le nord : elle n'atteint pas le torrent du Sautet : son front est malheureusement masqué par les éboulis de rive droite dunant sud de Luzier, au sud-est du Planey.

Le plan de chevauchement de cette barre ne se poursuit manifestement pas, au nord de ce hameau, dans la série callovo-oxfordienne et argovienne du soubassement de la barre supérieure du Tithonique qui vient dunant de La Rippaz : il semble au contraire passer à un faisceau de faille N 50°E très redressées -faille du Planey au sud et failles des chalets de Saint-Martin un peu plus au nord- le plus souvent légèrement déversées vers le nord-ouest et qui affectent à l'évidence le Tithonique.

Les fractures extrêmes (la plus septentrionale des chalets de Saint-Martin et la faille du Planey) voient leur plan respectif conservé presque verticalement; contre ces fractures, apparaissent à l'évidence dans les compartiments sud, des plis d'écrasement nets :

- bien visibles dans la falaise au-dessus du hameau du Planey, et avec des axes de direction estimée ENE-WSW;

- bien marqués dans le torrent du Sautet où le compartiment sud dessine dans le Tithonique un net repli enveloppé de Néocomien inférieur.

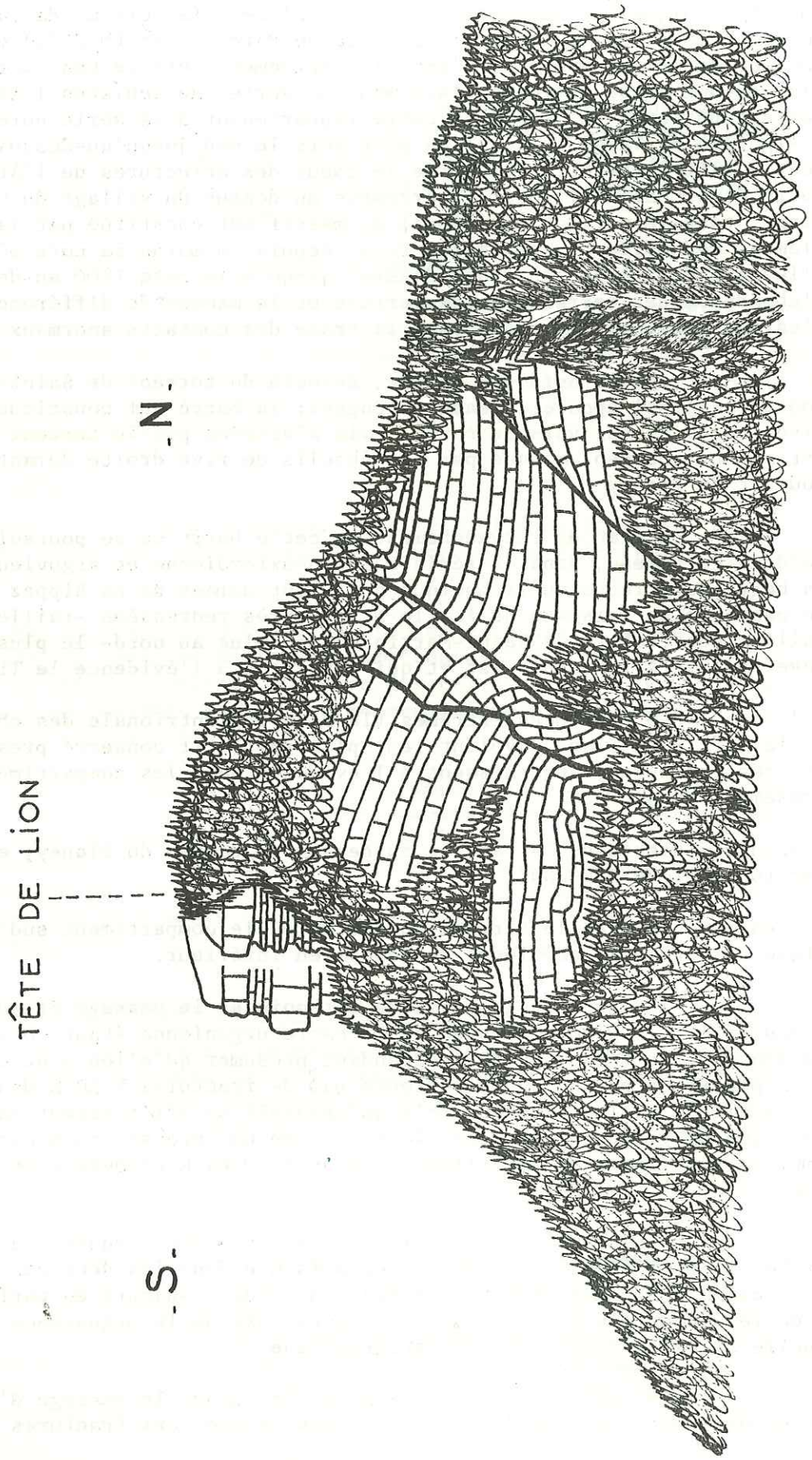
Au-dessus de la corniche tithonique, le passage de ces failles est difficile à apprécier, le glacis du pied de la barre urgonienne étant couvert par les alpages de la montagne de Véran; on doit cependant présumer qu'elles sont couchées dans le Néocomien plastique puisqu'on ne retrouve pas de fractures N 50°E dans l'Urgonien à leur verticale; d'ailleurs chaque fois qu'apparaît un affleurement dans le cirque de la Montagne de Véran on note dans le Néocomien un intense froissement qui donne des replis empilés synclinaux et anticlinaux d'axes N 60-64°E plongeant de 7 à I4° vers le sud-ouest.

Ce Néocomien très replissé contraste énergiquement avec celui de la Croix de Fer et de l'Aiguille Rouge qui se présente dans les deux cas comme une formation très calme dont on suit les différents niveaux, toujours en parfait accord de pendage avec le Tithonique sous-jacent et la puissante dalle urgonienne sus-jacente, avec laquelle il est en continuité stratigraphique.

Ces replis trahissent donc à l'évidence le passage d'accidents couchés qui ne se prolongent ni vers le nord, ni vers le sud; ces fractures ne peuvent alors trou-

FIG: 28

LA TETE DE LION VUE DE LA GRANGEAT



ver leur prolongement que verticalement en se redressant dans les failles des chalets de Saint-Martin au sud et dans les failles de La Croix de Fer au nord; ces dernières représentent d'ailleurs ici la seule zone fracturée ayant une direction N 50°E et coupant l'Urgonien.

3) 1'accident septentrional : la faille de La Grangeat et le chevauchement de l'Arbaron

La barre tithonique du flanc normal du synclinal de l'Arpennaz est tronquée par la faille subverticale de direction N 50°E de La Grangeat. Au nord de cette faille et à cause de son rejeu, la barre tithonique est complètement cachée sous les alluvions de l'Arve. Cette fracture se retrouve sur la rive gauche de l'Arve dans le versant oriental du massif des Aravis où elle limite également vers le nord la barre de Tithonique de la Tête de Lion -prolongement en rive gauche de l'Arve de celle de l'Arpennaz.

Le versant oriental de cette Tête de Lion est affecté de petites fractures N 50°E -répliques mineures de la faille de La Grangeat- qui montrent en modèles réduits les phénomènes tectoniques les plus importants qui sont souvent plus difficilement visibles à petite échelle (à cause de leur extension sur des plans différents, du recouvrement quaternaire et de la végétation) au niveau des grands accidents N 50°E et qui sont pourtant fondamentaux pour la compréhension du style structural de la région : contre le plan conservé verticalement et dans le N 50°E, à la base de l'une de ces petites fractures, les couches du compartiment sud dessinent un net pli d'écrasement d'axe ENE-WSW (fig.28) tandis que dans la partie haute c'est le plan de faille lui-même qui se trouve déversé vers le nord-ouest sans que les couches soient plissées. Ce n'est donc qu'au niveau de ses répliques mineures de la rive gauche de l'Arve, que la faille de La Grangeat montre de manière évidente sa véritable nature; elle appartient à cette famille d'accidents anciens, repris et tordus lors de la déformation génératrice d'axes N 60°E.

Le prolongement vertical de cette fracture, vers les parties hautes de l'édifice, est masqué en rive droite par l'épaisse couverture d'éboulis qui recouvre la série néocomienne; cependant à l'aplomb de son tracé supposé, la barre urgonienne, soubassement du grand synclinal complexe d'Arâches (qui se développe immédiatement au nord), est nettement tronquée par une faille importante de direction N 50°E accompagnée de fractures parallèles. Cette faille se couche ensuite manifestement vers le nord-ouest dans le secteur du col de La Frête et à la Colonne avant de redevenir verticale au front du grand anticlinal de l'Arbaron comme nous allons le voir.

Cet anticlinal se présente comme une vaste coupole d'axe N 60°E, qui culmine dans le Crétacé supérieur immédiatement au nord-ouest du point sommital de l'Arbaron; sa retombée nord-occidentale, montre d'abord un faible pendage vers le nord-ouest puis dessine brusquement une charnière anticlinale aiguë (axe N 60°E) couchée, nettement visible au niveau de la dalle urgonienne, au-dessus du hameau de la Colonne. Le flanc inverse, chevauchant, de cette structure est rapidement laminé de sorte que l'Urgonien n'atteint pas le fond du vallon de la Colonne : on peut voir dans ce hameau lui-même que ce sont les couches des Calcaires néocomiens supérieurs du coeur de l'anticlinal (montrant une schistosité de flanc normal) qui chevauchent directement les couches du Crétacé supérieur très froissées en replis empilés d'axe N 60°E environ.

En rive droite du vallon de la Colonne, le flanc inverse est formé d'Urgonien très laminé, de "Gault" réduit à une passée de schistes noirs de 30 cm d'épaisseur et de Crétacé supérieur écrasé. Dans ses parties, les plus basses, le flanc inverse présente des pendages de 35° vers le sud-est. Vers le haut, il se redresse rapidement dans le versant de telle sorte que l'on voit, au sud des chalets de l'Echerre les couches renversées du Crétacé supérieur présenter un pendage de 60° vers le sud-est. Ces dernières couches viennent alors buter contre une faille très redressée de direction N 50°E qui les met en contact direct avec le Tertiaire de la terminaison sud du synclinal d'Arâches (Formation grise et Calcaires blancs), en position normale et penté de 78° vers le nord-ouest . Un peu au-dessus dans la pente, ces dernières couches dessinent une amorce de courbure synclinale de direction axiale N 50°E contre ce plan de faille.

Plus au nord-est encore, au-dessus des chalets des Cordées, cette fracture que l'on suit jusque là, est encore verticale; elle met alors en contact les couches du Crétacé supérieur du flanc normal de l'anticlinal de l'Arbaron (pendage de 45° vers le nord-ouest) avec les schistes tertiaires du synclinal d'Arâches : il est donc tout à fait clair que le chevauchement de l'Arbaron se poursuit bien par cette fracture subverticale N 50°E.

En rive gauche du vallon de la Colonne, le flanc inverse de ce chevauchement présente un développement plus important puisque, au-dessus du Crétacé supérieur de Malarbé apparaissent une dizaine de mètres de "Gault" et I5 m environ d'Urgonien sur lesquels reposent directement les niveaux du Néocomien; ces derniers montent dans la pente, vers le sud, en direction du col de La Frête et se raccordent à son niveau à la masse néocomienne du coeur de l'anticlinal de l'Arbaron. Le contact des niveaux néocomiens n'atteint cependant pas le rebord de la falaise qui domine directement la plaine alluviale de l'Arve : sur cette arête en effet, se placent deux chicots d'Urgonien dont le plus méridional constitue le sommet de la Pyramide I399. Ces deux masses se prolongent dans le versant vers le nord-est en direction du contact du Néocomien. Portant toutes deux un lambeau du faciès conglomératique qui forme le toit de l'Urgonien dans ce secteur, ces masses qui émergent le plus souvent d'un épais manteau de Quaternaire et d'une couverture végétale très fournie dans le versant et qui sont inaccessibles du côté où leur contact avec le Crétacé supérieur est dégagé, dans la falaise ne peuvent être interprètées que comme des écailles en position normale traînées sous le Néocomien chevauchant; elles sont homologues de celles décrites à propos des assises tithonique et néocomienne entre le nant de La Rippaz et Vange. La terminaison sud de ces écailles se place immédiatement au-delà de la Pyramide de sorte que, à partir de ce point, le Néocomien repose directement, du nord au sud, sur les couches du Crétacé supérieur et du "Gault" très froissées en replis d'axes N 60°E, puis de l'Urgonien du synclinal d'Arâches. Ce dernier niveau donne la falaise qui domine au nord la rive droite du torrent de La Grangeat et que l'on peut suivre en direction des cabanes du col de La Frête.

Compte tenu de ce que nous connaissons du style tectonique de ce secteur, particulièrement dans celui de Vange - nant de La Rippaz, il devient clair que le plan de chevauchement du pli de l'Arbaron n'est rien d'autre que la partie couchée de la faille de La Grangeat tordue en faille-pli par dessus le rebord méridional du synclinal complexe d'Arâches lors de l'avancée de la barre urgonienne vers le nord-ouest. Il est intéressant de noter que le rôle de butoir qu'a joué ce grand synclinal et on comprend dès lors que la formation des replis de l'Arpennaz corresponde à un simple écrasement des séries inférieures contre la faille de La Grangeat.

4) Le prolongement de l'accident de Vange-nant de La Rippaz vers le nord :

A partir du nant de La Rippaz l'accident de Vange ne se poursuit pas verticalement au-dessus du Tithonique, la série néocomienne sus-jacente étant tout à fait tranquille.

Nous avons vu cependant à propos de la faille du torrent de Saint-Martin-sur Arve - la Croix de Fer, que l'Urgonien de la Montagne de Véran s'est largement déplacé vers le nord-ouest par rapport à la barre supérieure du Tithonique; ce déplacement peut être estimé à I,5 km environ.

La barre urgonienne qui descend vers Flaine et l'Arbaron s'appuie au sud-est contre la faille de la Croix de Fer : en continuité avec l'Urgonien de la Montagne de Véran elle a nécessairement dû avancer elle aussi vers le nord-ouest de I,5 km au moins.

La faille de Vange doit donc obligatoirement avoir été tordue à partir du nant de La Rippaz, selon le schéma habituel, et sa trace dans les assises dures supérieures du Néocomien doit être recherchée à environ I,5 km au nord-ouest. Les énormes masses d'éboulis qui recouvrent le versant au nord du nant de La Rippaz masquent complètement la série néocomienne dans le secteur du passage supposé du plan couché de cette faille. Il se trouve cependant, qu'à environ I,5 km de ce torrent, apparaissent justement des fractures N 50°E légèrement déversées vers le nord-ouest, qui affectent la

formation des Calcaires néocomiens supérieurs au-dessus du col du Cou; au nord-ouest de cette zone fracturée se développe un empilement de replis d'axes N 60°E de faible amplitude (décamétriques) semblables à ceux que l'on rencontre d'ordinaire au front et sous les masses chevauchantes.

Le plan de la faille de Vange, que l'on a de bonnes raisons de supposer couché au nord du nant de La Rippaz, pourrait se redresser à nouveau dans ces assises dures. A cause de l'importance de la couverture quaternaire, cette interprètation n'est bien entendu qu'une hypothèse.

5) l'accident de Praz-Coutant :

Ce grand accident, vertical et de direction N 50°E au niveau de la barre urgonienne de la retombée sud-est de l'Aiguille de Varan peut être suivi du sud-ouest au nord-est à travers toute la partie méridionale du massif de Platé, jusque dans les rochers des Fiz. Il est affecté de quelques décrochements tardifs (N 80°E)(tels que ceux de Barmerousse et des chalets de Platé) et se trouve déversé vers le nord-ouest en une belle faille inverse au niveau des chalets de Sales; une amorce de pli anticlinal d'axe N 60°E se dessine alors dans l'Urgonien de son compartiment sud-est tandis qu'au nord-ouest les assises du Crétacé supérieur chevauché dessinent quelques petites structures d'axes N 60°E également.

Ne se poursuivant pas verticalement dans les assises subordonnées à l'Urgonien cet accident pourtant très important semble disparaître, caché par les formations quaternaires qui recouvrent toutes les pentes, au sud-est du torrent de Saint-Martin-sur-Arve, dans le secteur des chalets de Varan.

Cependant différentes observations permettent de penser que nous sommes ici en présence d'une faille-pli qui, verticale dans l'Urgonien de l'Aiguille de Varan serait longuement couchée dans les assises néocomiennes et interromprait verticalement la barre tithonique dans le secteur de Praz-Coutant (au nord-est du plateau d'Assy) :

- entre le Tithonique qui domine le plateau d'Assy et l'Urgonien du couronnement du massif, les assises néocomiennes présentent une épaisseur de plus de 500 m, ce qui est tout à fait anormal, puisqu'habituellement elles n'atteignent pas 400 m de puissance (coupe de La Cha - Aiguille de Varan).

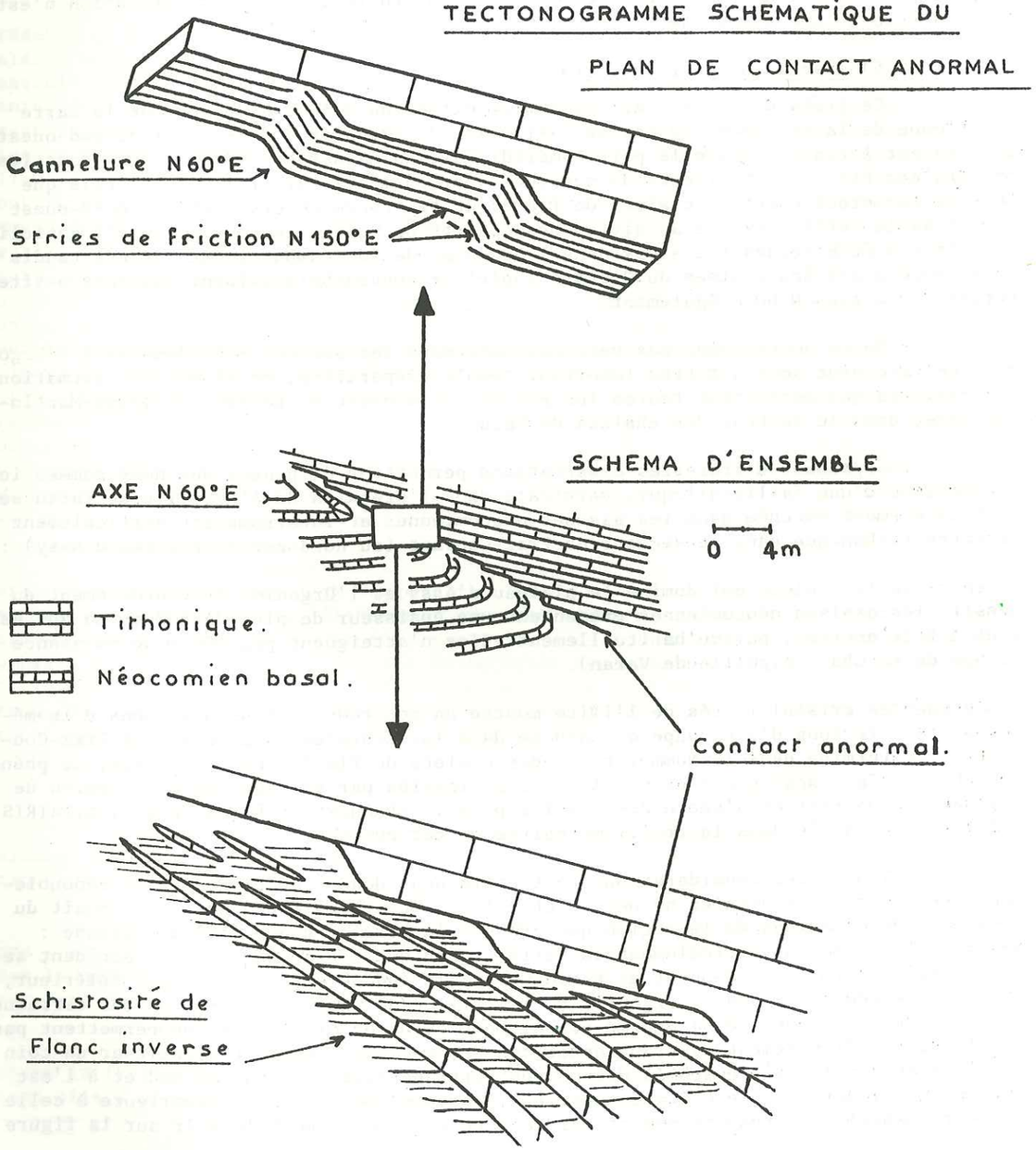
- L'étude des cristallinités de l'illite montre un net redoublement des zones d'isométamorphisme le long d'une coupe qui débute dans les schistes liasiques sous Praz-Coutant et se termine dans le Nummulitique des chalets de Platé dans ce secteur; ce phénomène tout à fait analogue à ceux qui ont été signalés par ailleurs dans la région de Sallanches, de part et d'autre des failles-plis (J.APRAHAMIAN, B.PAIRIS et J.L.PAIRIS I974) sera détaillé dans la troisième partie de cet ouvrage.

Toutes ces considérations nous entraînent donc à admettre ici un redoublement tectonique. Ce dernier ne peut s'être fait, étant donné ce que l'on connaît du style des déformations de la région que grâce à la torsion d'une faille ancienne : après avoir coupé subverticalement la barre tithonique à Praz-Coutant cet accident serait déversé vers le nord-ouest et provoquerait le redoublement du Crétacé inférieur, avant de se redresser dans l'Urgonien de L'Aiguille de Varan. L'extension des terrains de couverture à l'ouest de l'énorme écroulement du Dérochoir à l'est ne permettent pas de l'observer directement. Il faut noter que cet accident pourrait constituer un coin tectonique avec la faille subméridienne des Forts de Platé, puisqu'au sud et à l'est de ces deux fractures, le Crétacé supérieur présente une épaisseur supérieure à celle de leur compartiment respectivement nord et ouest comme on peut le voir sur la figure IO.

Il s'avère donc que la région comprise entre le plateau d'Assy et La Grangeat a été découpée anciennement par quatre secteurs de grands décrochements N 50°E :

- le secteur de La Grangeat où la fracture principale est accompagnée probablement -au moins localement- de deux failles parallèles qui permettront l'individualisation de deux écailles d'Urgonien près du col de La Frête;

Fig. 29



SCHÉMAS DU CONTACT DE L'ÉCAILLE SEPTENTRIONALE DE VANGE SUR LE FLANC NORMAL DE L'ANTICLINAL DE L'ARPENNAZ

- le secteur de la faille de Vange, dans lequel le Tithonique a été découpé, en au moins 6 panneaux distincts par des fractures N 50°E;

- le secteur de la faille de La Croix de Fer qui présente au moins deux accidents parallèles, qui ont permis l'individualisation de l'écaille du torrent de Saint-Martin-sur-Arve;

- le secteur de Praz-Coutant sur lequel les données sont très maigres à cause des terrains de couverture. Notons au passage, que l'énorme bloc d'Urgonien qui sort de la pente au-dessus des chalets de Curalla ne semble pas correspondre à une écaille du style de celles que j'ai décrites ailleurs, mais plutôt à un gros paquet glissé.

B. INTERPRETATION CINEMATIQUE DES FAILLES-PLIS

L'observation détaillée de ces failles, tant dans leurs parties verticales conservées, que dans celles qui sont longuement couchées et étirées vers le nord-ouest, permet de mieux saisir le mécanisme de formation de ces structures;

I) le secteur de Vange :

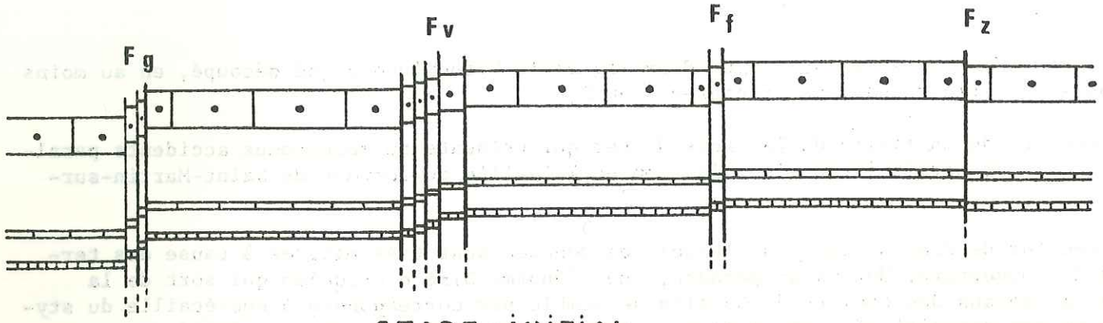
Sous l'écaille méridionale des chalets de Vange, le Crétacé inférieur chevauché est rebroussé contre le plan de faille couché en un synclinal de direction axiale N 60°E plongeant de 25° vers le nord-est et qui présente une schistosité de flanc inverse nettement marquée près du contact anormal. Le plan de chevauchement adopte une allure en marches d'escalier descendant vers le sud-est (fig.29) probablement causée par un phénomène de bourrage différentiel du matériel calcschisteux lors de la mise en place de la masse allochtone puisque si ces marches ont bien une direction N 60°E plongeant de 35° vers le nord-est, elles montrent, aussi bien dans leurs parties couchées que redressées, de nombreuses stries de friction d'orientation N 150°E.

Au vu de ces observations, il devient clair que le chevauchement, donc la torsion des failles anciennes, s'est fait lors de la déformation génératrice des axes de plis N 60°E (Etape 3).

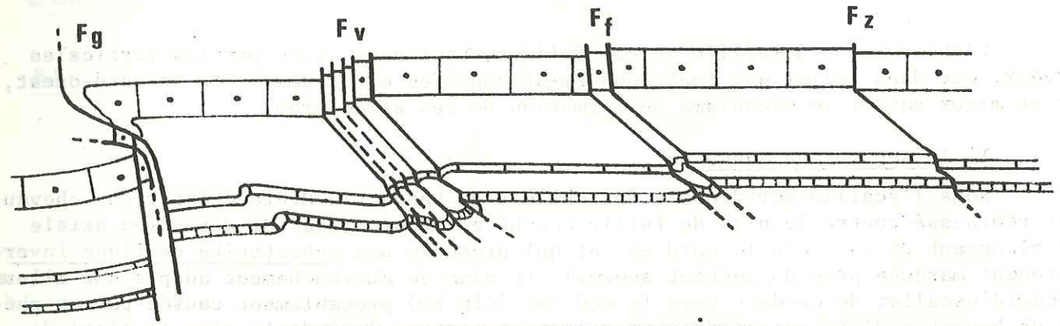
2) le secteur du nant de La Rippaz :

En rive gauche de ce torrent on peut voir que :
- d'une part, le plan de chevauchement de l'écaille tithonique située sur le Néocomien normal de l'anticlinal de l'Arpennaz présente également des marches d'escalier de direction N 60°E, du même type que celles que j'ai décrites sous l'écaille de Vange;
- d'autre part que ce contact anormal est souligné localement (au point où il commence à se redresser pour passer dans la faille frontale N 50°E) par un miroir de calcite épais de 5 cm sur lequel on retrouve 3 directions différentes de stries de friction :
  - sur sa face externe contre le Néocomien tout d'abord, les stries ont une direction N 50°E plongeant de 20° vers le sud-ouest; elles trahissent un mouvement à composante horizontale dominante (probablement dû au premier stade de déformation) même si les structures, de ce secteur ont été basculées d'une vingtaine de degrés vers le nord-est par la déformation la plus tardive qu'a subie la région (Etape 4).
  - Contre le Tithonique sur la face interne du miroir, des stries de direction N 130°E, plongeant de 55° vers le sud-est, sont très probablement liées aux mouvements d'avancée des masses qui deviennent chevauchantes lors de la déformation génératrice des plis d'axes N 60°E.
  - Surimposées à ces dernières, des stries de direction N 100°E environ, plongeant de 55° vers le sud-est, attestent que le plan de chevauchement a rejoué dans cette direction d'une manière peu importante d'ailleurs, lors du quatrième stade de déformation. Ce rejeu tardif est confirmé dans la terminaison sud de l'écaille du nant de La Rippaz, par l'apparition de petits replis décimétriques d'axes N 20°E environ, subhorizontaux contre le plan de chevauchement.

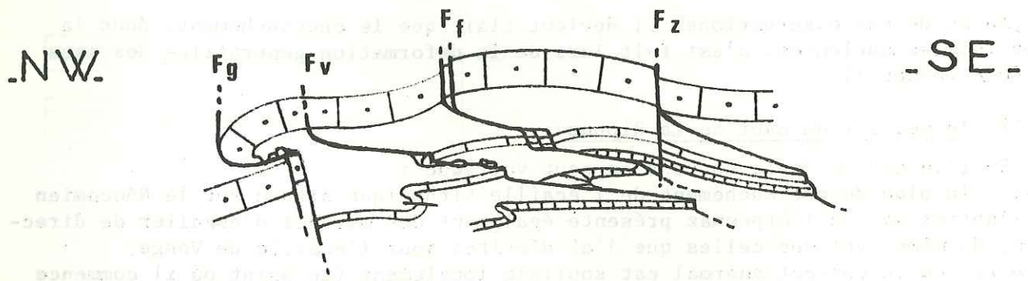
A la lumière de toutes ces observations on peut proposer l'enchaînement ciné-



STADE INITIAL



DEBUT DE LA DEFORMATION



STADE FINAL

Urgonien Tithonique Dogger calcaire

Fg : Faille de La Grangeat

Fv : Faille de Vange

F_f : Faille de la Croix de Fer

Fz : Faille de Praz-Coutant

Fig: 30

INTERPRETATION CINEMATIQUE DES STRUCTURES DANS L'AMONT DE LA CLUSE DE L'ARVE

matique suivant, pour expliquer la formation des structures que l'on rencontre entre l'extrémité sud du synclinal d'Arâches et le plateau d'Assy (fig.30):

Lors de la troisième étape de déformation, un serrage local de direction N I50°E (obtenu par déviation du champ de contraintes régional à serrage plus méridien) s'applique contre les failles N 50°E, pratiquement perpendiculairement à leur direction. Ne pouvant rejouer alors en décrochement, ces fractures se déforment : en même temps que naissent,par écrasement contre leurs miroirs, des plis d'axes N 60°E environ,leurs segments qui traversent des assises plastiques se couchent et s'étirent; ils prennent alors des stries N I50°E et N I30°E. Dans un même temps le mouvement d'avancée bascule les plis d'écrasement qui ont pris naissance, rebroussant et même laminant les niveaux chevauchés, et des phénomènes de bourrages différentiels donnent aux contacts anormaux des allures en marches d'escalier. Ce même mouvement d'avancée provoque un glissement "en jeu de cartes" des différents panneaux prédécoupés par les failles N 50°E : les panneaux les plus méridionaux dépassent ainsi les plus septentrionaux qui, situés le plus souvent en contrebas par rapport à eux, se retrouvent égrenés selon un chapelet d'écailles en position normale le long des contacts anormaux.

Enfin, tout la région subit la déformation tardive subméridienne, qui provoque dans ce secteur occidental du massif l'apparition de replis peu importants et le rejeu local des plans de chevauchements (près desquels apparaissent des trains de plis de faible amplitude d'axes N 20°E environ), ainsi que le basculement général de tout le secteur vers le nord-est lors de la formation du synclinal médian de Platé.

Si les grands plis N 60°E peuvent être maintenant facilement expliqués par écrasement contre les fractures N 50°E, leur description complète nécessite la parfaite connaissance de toutes les phases de déformations successives qui ont affecté le massif. De ce fait, nous étudierons d'abord la dernière étape de déformation avant d'aborder l'examen détaillé de ces structures.

4. QUATRIEME ETAPE

Cette dernière étape est la plus récente que l'on puisse relever à Platé; accompagnée d'une schistosité de fracture bien marquée, elle engendre la formation de plis d'axes N 20°E environ et d'un important réseau de failles décrochantes N I45°E sénestres et N 80°E dextres. Remarquons que ces éléments structuraux majeurs s'accordent parfaitement avec un champ de contraintes où les serrages seraient de direction N II0°E environ.

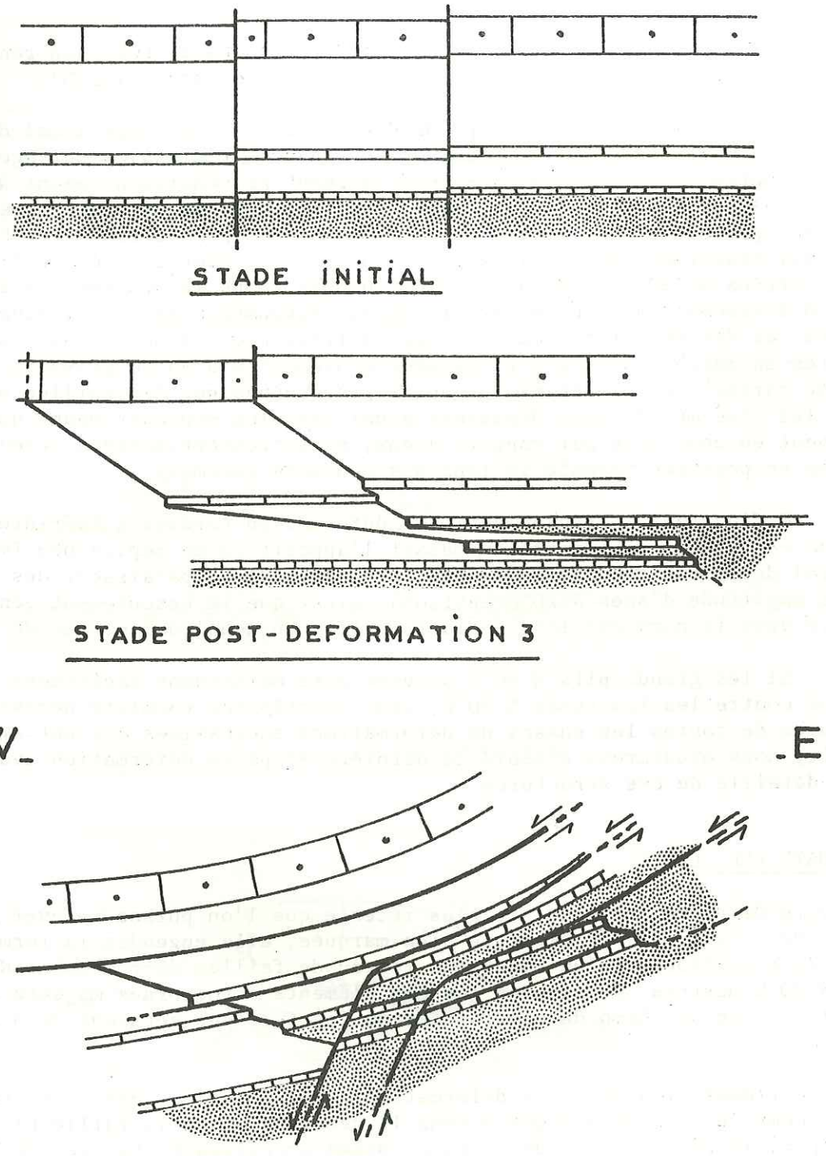
La surimposition de cette déformation à notre région, déjà très tectonisée, a provoqué comme je l'ai déjà signalé dans la description de la faille-pli de Vange-nant de La Rippaz, la réactivation de certains plans préexistants (stries de friction N I00°E environ, et plis décimétriques à la base de l'écaille de La Rippaz); d'autres indices de reprises de structures antérieures par les déformations de cette dernière étape sont nets dans le secteur des replis de l'Arpennaz par exemple :

- au débouché du nant de La Rippaz dans la plaine de l'Arve où on peut voir en rive droite que les assises néocomiennes du flanc normal de l'anticlinal de l'Arpennaz sont très froissées en replis métriques d'axes N 35°E environ, couchés aux abords d'une fracture déversée vers le nord-ouest;

- l'anticlinal de l'Arpennaz pour sa part est tordu par une petite structure anticlinale subméridienne; de ce fait sa tête est légèrement plongeante vers la vallée;

- le coeur du synclinal de l'Arpennaz enfin, présente un cisaillement interne très oblique qui a permis l'avancée des couches de son flanc inverse sur celles du flanc normal; ce cisaillement est à rapporter à cette même étape de déformation.

Outre la réactivation des accidents préexistants, cette dernière étape de déformation est également responsable de la création de nombreux plans de glissement, parallèles ou légèrement obliques à la stratification des couches, au contact des assises



INTERPRETATION CINEMATIQUE DE LA STRUCTURE DE LA RIVE DROITE DU RAVIN DU SOUAY

Fig : 31

rigides et plastiques; ces cisaillements provoquent en particulier l'écaillage en "jeu de cartes" des séries situées au voisinage du contact du domaine des Aiguilles Rouges, comme nous le verrons plus loin.

Cependant les effets de cette ultime déformation ne s'impriment pas d'une manière homogène dans tout le massif; chacun des traits structuraux qui en est issu peut en effet devenir légèrement prépondérant sur ses congénères, en fonction des propriétés mécaniques des assises et de la position géographique du secteur considéré.

C'est en effet dans la partie sud-est, dans le secteur du contact avec le cristallin, et dans la partie nord-ouest du massif de Platé, dans la région de Balme et de Cluses, que les effets de cette dernière phase sont les plus énergiques.

Dans les autres secteurs du massif, compris entre ces deux points extrêmes, les effets de cette déformation sont moins violents et en tout cas plus simples à débrouiller :

- les plis N 20°E à grand rayon de courbure, déterminent en particulier l'ensellement médian de Platé vers lequel les axes des structures des deux extrémités NE et SW du massif plongent et au coeur duquel sont conservés les Grès de Taveyannaz; on peut noter également que ces plis peuvent être de faible amplitude : le plateau d'Arâches est affecté par de nombreuses petites ondulations subméridiennes et les Grès de Taveyannaz présentent par exemple quelques plis de type concentrique d'axes N 20°E à pendage faible vers le nord (5° environ), dans le versant septentrionnal du passage du Dérochoir et quelques plis couchés de même direction, déversés vers l'ouest dans le versant nord-ouest de la Pointe Pelouse.

L'effet majeur de cette tectonique tardive est cependant l'importante fracturation en décrochements N I45°E sénestres et N 80°E dextres, de la carapace des calcaires urgoniens à tertiaires qui forment le couronnement du massif.

Je détaillerai les effets de cette étape 4 dans la description des grandes structures du massif; cependant il est un secteur particulier, entre l'Aiguille de Varan, les Rochers de Fiz, et le Ravin du Souay, dans la région du contact de Platé avec le massif des Aiguilles Rouges que je dois traiter immédiatement ici en raison de l'importance notable que revêt dans ce secteur cette dernière étape de déformation.

DESCRIPTION DE LA MARGE SUD-ORIENTALE DU MASSIF DE PLATE

I) Le contact des Domaines de Platé et des Aiguilles Rouges : secteur du Ravin du Souay :

Comme nous l'avons vu dans la description stratigraphique, le Domaine de Platé repose par un contact tectonique majeur sur celui des Aiguilles Rouges; ce contact à pendage de 45° environ vers le sud-ouest court en rive droite du ravin du Souay, entre les séries liasiques de Platé et la "lame des calcaires du Souay".

Au-dessus du grand chevauchement, dans la série sous-jacente à la grande falaise urgonienne des Fiz, de nombreuses répétitions du Dogger calcaire apparaissent.

Les grands plis couchés d'axe N 60°E visibles dans ces assises plus au nord (en dehors du secteur que recouvre ma carte), sous les Frêtes de Moëde et de Willy, semblent disparaître dans la vallée du Souay, oblitérés par la dernière étape de déformation; seule l'analyse structurale a permis à J.P.BRETON (I972) de déceler localement quelques traces de cette troisième étape, dans ce secteur.

Compte-tenu du fait que les grandes structures N 60°E prennent naissance, partout à Platé, par écrasement contre les failles N 50°E anciennes, le plus souvent tordues en failles-plis, il semble logique d'attribuer les grands plis N 60°E, situés plus au nord, au même phénomène. Bien que l'Etape 4 ait oblitéré ces structures dans

la rive droite du Ravin du Souay, on peut interprèter les redoublements du Dogger calcaire et des Schistes à nodules que l'on y rencontre par le trainage d'une simple écaille en position normale, prise entre deux fractures anciennes qui se couchent vers le nord-ouest lors de la troisième étape de déformation (fig.3I).

Ce dispositif est alors repris en dernier lieu par des fractures normales subméridiennes, à pendage de 35 à 45° vers l'ouest qui se couchent vers l'est pour passer à de longs plans de cisaillements accomapgnés de très nombreux microplis d'axes N 20°E environ déversés vers l'ouest : ces plans de cisaillement sont le plus souvent parallèles à la stratification, mais ils peuvent également la prendre légèrement en oblique provoquant le laminage de certaines couches : en particulier le Tithonique se trouve très laminé au col d'Anterne par un cisaillement de ce type qui court sous cette assise du sud au nord, depuis les chalets d'Ayères des Perrières, jusque sur le plateau d'Anterne; d'autres accidents de même type , constituant autant de plans de glissement vers l'ouest, se retrouvent dans le versant et sont particulièrement importants entre les Schistes valanginiens et les Calcaires néocomiens supérieurs;ils deviennent plus nombreux mais moins considérables dans les assises sous-jacentes où ils correspondent alors à de simples glissements couches sur couches.

2) <u>le secteur des chalets de Platé, du cirque de Sales, et des Rochers de Fiz</u> :

La carapace des calcaires urgoniens à tertiaires qui forme le couronnement du massif dans toute sa partie méridionale a enregistré, du fait de la compétence de ses assises, une empreinte plus rigoureuse des déformations tardives, avec création de grandes ondulations d'axe N 20°E environ et de décrochements N I45°E sénestres et 80°E dextres.

a. les plis :

Très sérrés aux confins orientaux du massif, dans ces assises compétentes, les plis N 20°E voient leur fréquence diminuer vers l'ouest en même temps que leur amplitude augmente.

On y reconnaît d'ouest en est (fig.23, 26, et 32) :

- le synclinal des chalets de Platé, - l'anticlinal de Barmus, - l'anticlinal des Grandes Platières, - le synclinal de Sales, - le synclinorium des Rochers de Fiz.

<u>aI. le synclinal des chalets de Platé</u> :

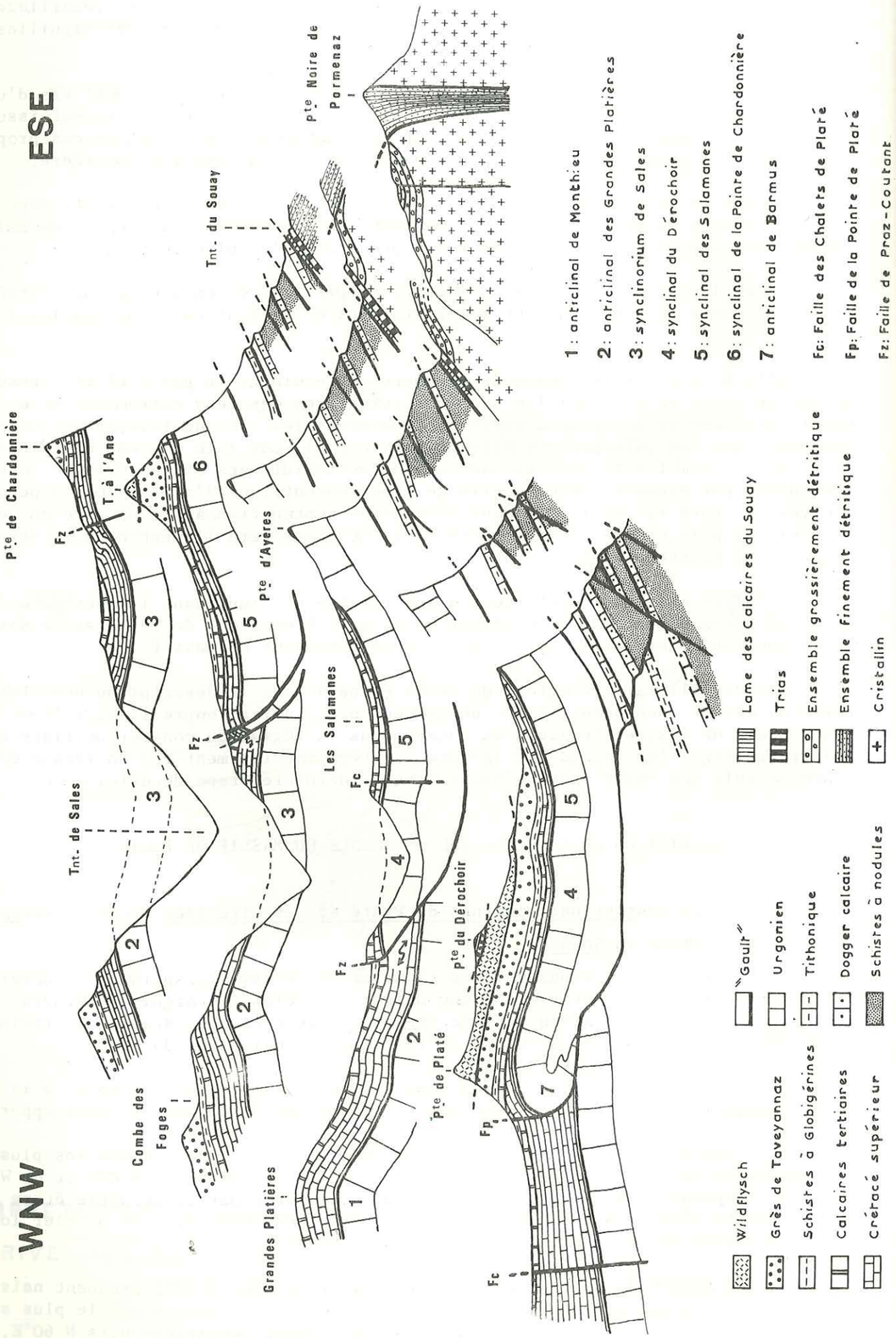
Il ne présente pas de particularités structurales; il s'agit d'une vaste cuvette d'axe N 20°E qui est limitée au nord par le grand décrochement N 80°E des chalets de Platé.

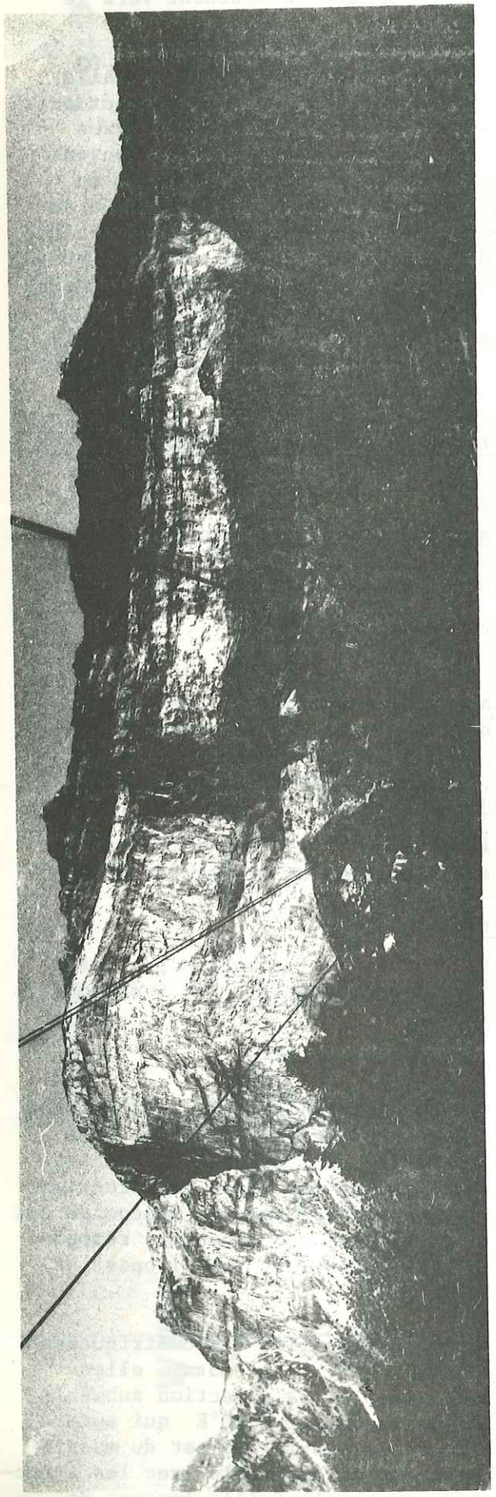
<u>a2. l'anticlinal de Barmus</u> :

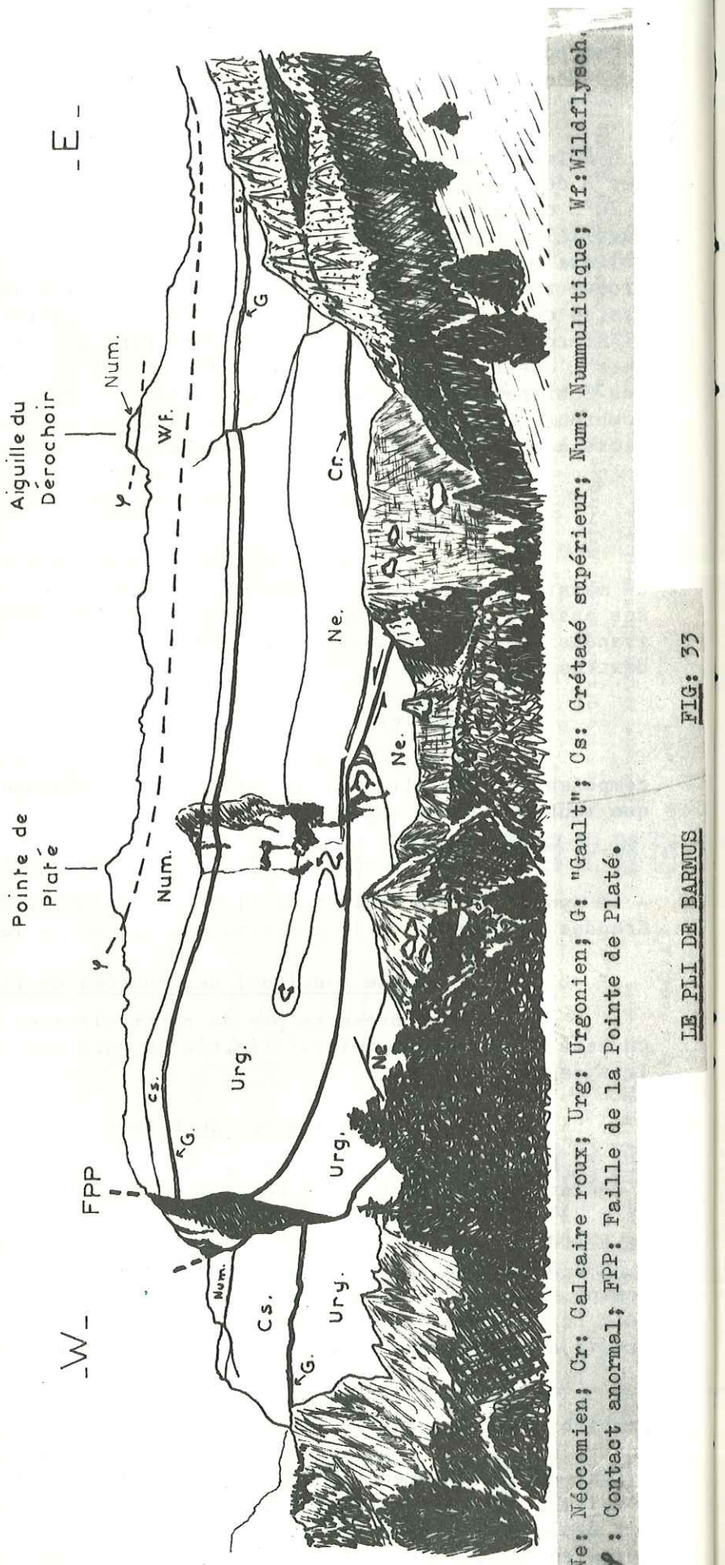
Il s'agit d'une grande structure d'axe subméridien couchée vers l'ouest à charnière nettement dessinée dans l'Urgonien de la paroi sud de la Pointe de Platé (fig.33) elle chevauche la barre urgonienne du flanc oriental du synclinal des chalets de Platé qui s'effile en pointe vers l'est et se termine par un pan coupé de direction N 20°E à pendage est. Le grand cisaillement que nous avons signalé dans le Néocomien qui domine le Ravin du Souay, après avoir disparu sous l'écroulement du Dérochoir, réapparaît ici jalonné comme à l'ordinaire de replis d'axes N 20°E déversés vers l'ouest et trouve son prolongement dans le plan de chevauchement du pli.

Cet anticlinal de Barmus pose un problème particulier : géométriquement semblable aux grandes structures couchées d'axes N 60°E il s'est formé comme elles contre une faille ancienne postérieurement tordue en faille-pli; sa direction subméridienne peut nous amener à penser qu'il s'agit d'un pli anciennement N 60°E qui aurait totalement pivoté, mais dans ce cas, il faudrait que toute la partie sud-est du massif ait également subie cette rotation, ce qui est manifestement incompatible avec les structures encore N 60°E que l'on y rencontre (en particulier contre la faille inverse de Praz-Coutant au niveau des chalets de Sales): il nous faut donc admettre que cette gran-

Coupes du secteur sud-oriental Fig.32







Ne: Néocomien; Cr: Calcaire roux; Urg: Urgonien; G: "Gault"; Cs: Crétacé supérieur; Num: Nummulitique; Wf:Wildflysch.
y : Contact anormal; FPP: Faille de la Pointe de Platé.

FIG: 33

LE PLI DE BARMUS

de structure s'est formée lors de la dernière étape de déformation, par écrasement contre la faille subméridienne de la Pointe de Platé.

Au moment de cette dernière déformation en effet, le glissement du massif vers l'ouest a provoqué, nous l'avons vu, la création de grands plans de cisaillement, entre les assises compétentes et incompétentes, le plan de cisaillement que j'ai signalé dans le Néocomien des Rochers de Fiz semble avoir joué alors un grand rôle en permettant au couronnement de la partie sud-est du massif de glisser indépendamment de son substratum; dès lors, la faille de Praz-Coutant qui limite l'Urgonien au nord a pu rejouer d'une manière dextre et le grand coin tectonique délimité par cette dernière faille et la faille de la Pointe de Platé s'avancer vers l'ouest. L'urgonien a donc pu se plisser à Barmus par écrasement contre la faille subméridienne (alors perpendiculaire au serrage local) qui de ce fait s'est tordue en faille-pli selon le schéma habituel. On ne doit pas s'étonner de ne pas retrouver la trace du pli couché de Barmus au-delà de la faille de Praz-Coutant vers le nord. Notons également que ce mouvement peut avoir provoqué l'aggravation du déversement de cette dernière faille dans le secteur des chalets de Sales.

a3. l'anticlinal des Grandes Platières :

Il se présente comme une voûte d'axe N 20°E environ qui déplie largement le bombement N 60°E que l'on suit depuis le col de Monthieu (anticlinal de Monthieu) : cette dernière structure voit ses couches se réaligner longuement selon des directions subméridiennes. Ce grand pli N 20°E est limité au sud par le décrochement N 80°E des chalets de Platé, tandis que vers le nord il se prolonge longuement, bien qu'affecté par le décrochement N145°E des Gers jusqu' à la vallée du Giffre; dans ce secteur d'ailleurs, il provoque la torsion de la structure N 60°E de Sixt immédiatement à l'est de la Tête de Porte.

L'érosion ayant totalement détruit le prolongement éventuel du pli de Monthieu, en direction de l'ENE, il n'est pas possible de savoir si cette structure N 60°E se fond totalement dans celle des Grandes Platières, ou si son dépliage, bien qu'important, est tout à fait local à l'échelle régionale.

a4. le synclinorium de Sales :

Il fait suite vers l'est à l'anticlinal des Grandes Platières; d'axe N 20°E environ, il s'ouvre largement vers le nord ; la faille de Praz-Coutant, tordue en faille inverse, en forme la limite sud. Une petite ondulation anticlinale sépare cette grande cuvette en deux synclinaux à grand rayon de courbure : le plus occidental est axé sur les chalets de Sales, son soeur est profondément érodé, tandis que le plus oriental s'étend vers la Pointe de Sales et présente encore des placages de schistes tertiaires. Une faille de direction N 145°E limite ce dernier synclinal vers le nord, et le sépare de la Pointe de Sales qui présente elle-même une structure particulière : il s'agit d'un petit synclinal perché d'axe N 20°E à remplissage de schistes tertiaires (la Pointe de Sales est couronnée par ces schistes). Ce synclinal montre clairement sur son flanc des plis d'axe N 60°E, qui indiquent la proximité de la faille de Praz-Coutant et par conséquent permettent de confirmer le jeu sénestre de la faille N 145°E.

a5. le synclinorium des Rochers de Fiz :

Il forme toute la partie sud-est du massif; il est limité au nord par la faille de Praz-Coutant et s'ouvre largement vers le sud. Il s'agit ici encore d'une grande cuvette d'axe N 20°E environ qui fait suite à l'anticlinal de Barmus vers l'est; elle est en fait formée de trois coeurs synclinaux d'axes N 20°E environ, très amples séparés par de petites rides anticlinales de même direction; on y reconnaît de l'ouest à l'est (fig.32) :

- le synclinal du Dérochoir, très érodé au nord, dans le secteur du Plan de Sales et présentant encore un remplissage de grès tertiaires au sud (Pointe du Dérochoir);
- une petite structure anticlinale ;
- le synclinal de Salamanes très dissymétrique à flanc est très redressé et fond pratiquement plat; il présente un grand placage de schistes tertiaires sur lesquels sont installés les pâturages des Salamanes;

- une petite structure anticlinale dissymétrique également à flanc court regardant vers l'ouest;
- le synclinal de la Pointe de Chardonnière, qui présente un épais remplissage de Grès de Taveyannaz (ceux-ci forment les culminations des Rochers de Fiz).

Une structure synclinale transverse approximativement N 60°E, située dans la partie méridionale de la combe de Sales, au pied du Dérochoir, provoque un ensellement au sein du synclinorium : tous les axes N 20°E plongent vers son coeur

b. Les failles

Outre les structures plissées d'axe N 20°E, la dernière étape de déformation est responsable de la création de grandes fractures N I45°E et N 80°E dans cette partie orientale et sud orientale du massif; les deux plus importantes sont :
- bI : le décorchement N 80°E des chalets de Platé;
- b2 : le décrochement N I45°E du Déchargeux (région de Sixt), ou faille de Gers;

bI. le décrochement N 80°E des chalets de Platé :

dans le secteur des chalets de Platé, les structures sont toutes limitées par un grand décrochement N 80°E à rejet dextre : la faille de Praz-Coutant se trouve décalée d'au moins 500 m, puis réapparaît tordue selon le N 80°E jusqu'au droit de la Pointe de Platé, avant de reprendre dans la combe de Sales sa direction N 50°E originelle. Cet accident N 80°E semble s'amortir vers l'ouest, dans le secteur de l'Aiguille de Varan, dans un grand nombre de failles moins importantes de même direction; il est alors relayé plus au sud par la faille de Barmerousse également de direction N 80°E. Vers l'est, le décrochement des chalets de Platé se prolonge longuement dans la combe de Sales, mais ses effets s'amortissent rapidement : le décalage des axes de des replis du synclinorium des Rochers de Fiz devient en effet pratiquement inexistant à l'est du synclinal des Salamanes et cet accident se divise rapidement en plusieurs branches divergeantes dans ce même synclinal (deux de ces branches montent jusqu'à l'arête des Rochers de Fiz : elles affectent la falaise urgonienne qui domine le Ravin du Souay et s'amortissent dans les niveaux néocomiens sous-jacents).

Du fait de son amortissement, tant au point de vue de son extension géographique que de son extension verticale (rappelons que la faille de Barmerousse s'amortit également rapidement vers le bas dans les schistes liasiques du coeur de l'anticlinal du Grand Arvet) cet accident et ses satellites, semblent correspondre à de simples déchirements de couverture, affectant essentiellement le couronnement du massif; ils seraient engendrés par l'avancée vers l'ouest du synclinorium des Rochers de Fiz lors de la formation du pli de Barmus.

b2. la faille de Gers (région de Sixt) :

Il s'agit en fait d'un décrochement N I45° bien visible dans le secteur du Déchargeux qui a déjà été décrit (L.W.COLLET, I943, L.FEUGUEUR, I954) pour l'abaissement spectaculaire (près de 200 m) de son compartiment nord-est, qui amène les Schistes à Globigérines au contact de l'Urgonien. Son compartiment sud-ouest est affecté par un grand pli visible dans l'Urgonien, d'axe N I60°E, qui semble disparaître vers le nord-ouest alors qu'il se prolonge vers le sud-est dans le pli du Rocher de Brion. Cette structure semble devoir être interprètée comme un pli d'entraînement contre l'accident N I45°E et s'accorde parfaitement avec le jeu sénestre connu par ailleurs, pour ce type de décrochement.

5. LES GRANDES STRUCTURES DU MASSIF DE PLATE

Chaque étape de la tectogénèse de Platé ayant été caractérisée, la description des grandes structures résultant de la superposition de ces déformations successives devient plus aisée. Je ne décrirai ici que les structures à ossature urgonienne, celles des assises subordonnées qui sont le plus souvent indépendantes de celles-ci ayant déjà été traitées lors de l'étude des failles-plis. En raison de la complication progressive

du sud au nord des ces grandes structures, je les traiterai succesivement selon cette direction.

A. LE SYNCLINAL DU DESERT DE PLATE

Correspondant à la retombée sud-orientale de l'anticlinal de Monthieu, cette structure se présente comme une demi-cuvette limitée au sud-est par la faille de Praz-Coutant. Contre cet accident son coeur montre encore des schistes tertiaires en larges placages (secteur du Laouchet) ou en butte-témoin (Montagne du Sautet) et des restes des Grès de Taveyannaz (Pointe de la Vuarda).

Structuralement, cette amorce de synclinal s'aligne contre la faille de Praz-Coutant : d'axe N 60°E à l'ouest (secteur de l'Aiguille de Varan) et à l'est (secteur de la combe de Sales) elle épouse la direction N 80°E de cet accident, acquise par torsion tardive, dans le secteur des chalets de Platé.

De longues fractures N I45°E traversent ce synclinal mais restent sans effets notables, leurs rejets étant minimes (décimétriques rarement métriques).

B. L'ANTICLINAL DE MONTHIEU

Constitué par une grande voûte à ossature urgonienne de direction N 60°E axée sur le col de Monthieu, où l'érosion glaciaire l'a profondément entaillé, cet anticlinal sépare le synclinal du Désert de Platé (au sud-est) de celui de Flaine (au nord-ouest). Vers le nord-est il semble se fondre dans l'anticlinal N 20°E des Grandes Platières, comme je l'ai déjà signalé; vers le nord-ouest, son extension cartographique est rapidement limitée au niveau de l'Urgonien par la profonde entaille de la vallée de l'Arve; plus bas dans la série, on ne retrouve l'anticlinal de Monthieu que grossièrement dessiné dans le Tithonique, à cause des complications structurales engendrées par les failles-plis.

Seules quelques structures peu importantes d'axes N 20°E (fig.34) accompagnées de fractures N I45°E se surimposant ici affectent cet anticlinal, sans grands effets d'ailleurs, à l'ouest de celui des Grandes Platières.

C. LE SYNCLINAL DE FLAINE

Succèdant vers le nord-ouest à l'anticlinal de Monthieu, ce synclinal se présente comme une large cuvette d'axe N 60°E; son coeur est marqué par un surcreusement glaciaire qui détermine l'apparition de la gorge du lac de Flaine : cette profonde entaille descend jusque dans le sommet de la série néocomienne.

Le passage de l'axe subméridien du synclinal médian de Platé aux abords de Flaine déforme cette structure et détermine le plongement de son axe vers le nord-est.

Le synclinal de Flaine est traversé longitudinalement par la grande faille N 50°E de la Croix de Fer, qui, verticale dans l'Urgonien, disparaît sous les Grès de Taveyannaz au nord-est; cette fracture est accompagnée de nombreuses cassures parallèles du type paraclases qui ont provoqué l'apparition de petites marches d'escalier décimétriques descendant vers le coeur de la structure. De nombreuses failles N I45°E, que nous verrons se prolonger vers le nord-ouest dans l'anticlinal de l' Arbaron, coupent transversalement la structure en provoquant de lègers décalages sénestres de la faille de la Croix de Fer.

Dans les blocs limités par toutes ces fractures, quelques grands placages de "Gault" (secteur des chalets d'Aujon) surmontés de restes de termes du Crétacé supérieur sont encore conservés.

050 030458 0

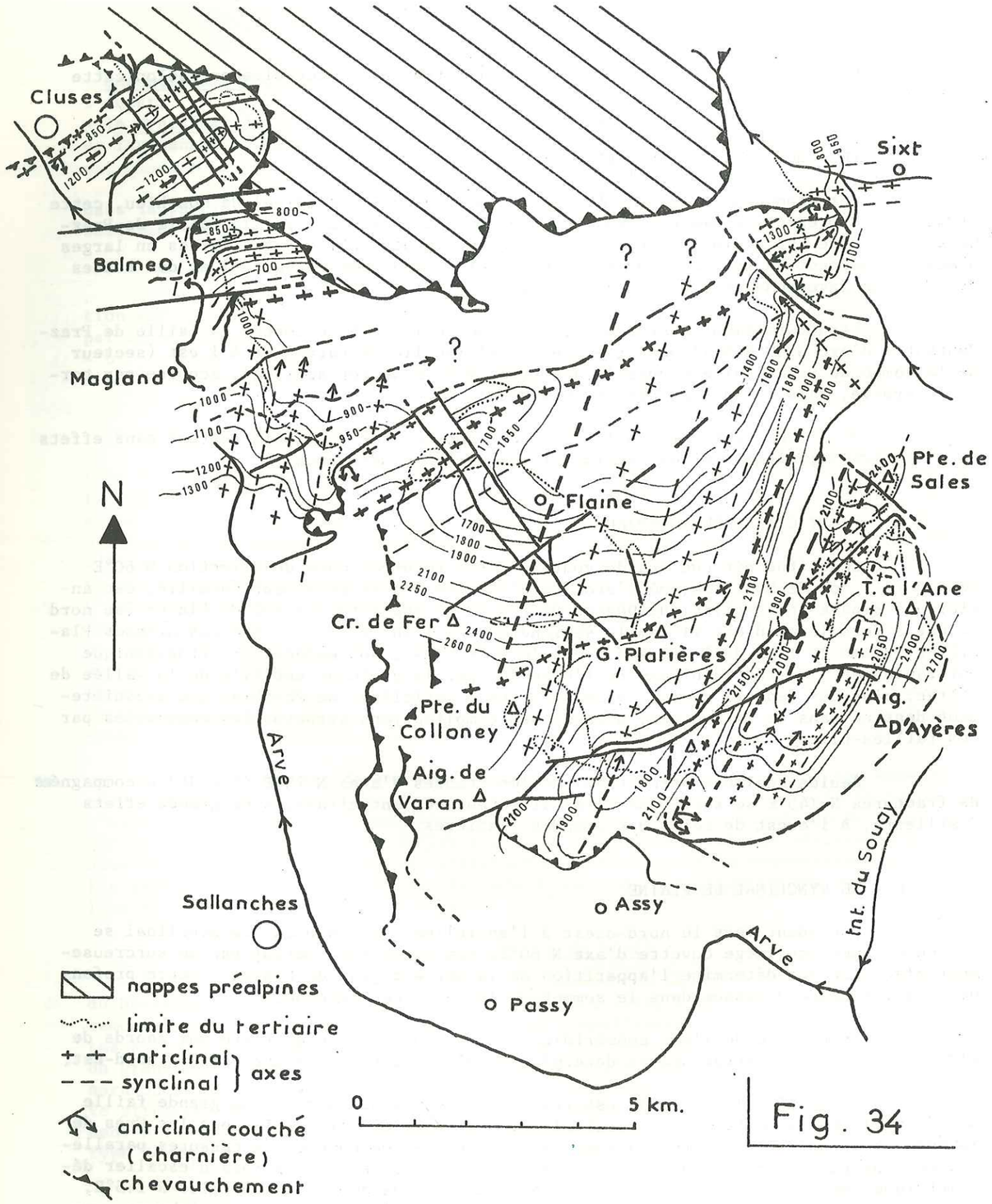


Fig. 34

Carte des isohypses du toit du "Gault."

D. L'ANTICLINAL ARBARON-SIXT

I) l'anticlinal de l'Arbaron (fig.35) :

L'anticlinal de l'Arbaron se place immédiatement au nord du synclinal de Flaine et se trouve limité au nord-ouest par la faille N 50°E de La Grangeat. Cette structure dont j'ai déjà décrit la partie sud-ouest à la Colonne, se poursuit vers le nord-est en rive gauche du torrent de l'Epine jusque dans le secteur de Vernant; elle plonge alors sous la couverture des Grès de Taveyannaz qui constitue tous les versants. La Faille de La Grangeat court donc verticalement au front de ce pli contre le Mésozoïque puis s'incline vers le nord-ouest (pendage 40°E vers le sud-est) dans les assises tertiaires de Vernant; elle met alors en contact les Calcaires blancs qui enveloppent la structure d'axe N 60°E avec les Schistes à Globigérines du compartiment chevauché. La couverture des Grès de Taveyannaz de ces derniers niveaux se trouve alors froissée, à proximité de la fracture en replis d'axes N 60°E environ dans le talus de la route de Flaine (cote I700, immédiatement au sud-ouest de Vernant). Localisés dans ce secteur, ces replis correspondent à l'évidence à des structures d'écrasement contre ce plan de faille.

Les déformations tardives d'axe N 20°E environ ont en outre marqué cette structure, non seulement en déformant dans le secteur de la Colonne le plan de chevauchement (celui-ci dessine en effet une nette culmination à l'aplomb de l'extrémité méridionale de l'Urgonien chevauché du synclinal complexe d'Arâches), mais aussi en tordant localement quelques uns des replis d'écrasement qui avaient pris naissance contre le plan de fracture lors de la troisième étape de déformation (le synclinal N 50°E de l'Echerre prend ainsi une direction N I3°E dans le secteur de Malarbé et à la Colonne même certains replis du Crétacé supérieur sont tordus dans le N 20°E aux abords du contact anormal). Les failles N I45°E, associées également à cette quatrième étape de déformation et que nous avon vues dans le synclinal de Flaine, décalent à l'évidence les axes du pli de l'Arbaron dans un sens sénestre. Ces fractures déjà notées par L.FEUGUEUR (I949) semblent se perdre vers le nord-ouest dans la couverture gréseuse du synclinal complexe d'Arâches. Le plus important de ces accidents est la faille du col de Pierre Carrée qui limite vers l'ouest le compartiment de Vernant.

2) le pli de Sixt (fig.36) :

Le Mésozoïque réapparaît sur la marge orientale du massif, grâce à la remontée des axes de plis vers le nord-est au-delà de l'ensellement subméridien du coeur du massif de Platé et à la faveur de la profonde entaille de la vallée du Giffre.

On peut y voir un anticlinal chevauchant, géométriquement semblable à celui de l'Arbaron, biaxe (axes N 60°E environ), culminant à la Tête de Porte avec les Grès de Taveyannaz (cote I523) et bien dessiné par les Calcaires blancs plus en contrebas (La Gitte, cote I483). Il est bien marqué au sud-ouest du Béné par la barre urgonienne et son enveloppe de Crétacé supérieur qui donnent, immédiatement au nord de La Gitte, de vastes surfaces structurales marquant la longue retombée du pli vers le nord-ouest; cette dernière, dès la cote II00 se reploie brusquement vers le sud-est, dans l'Urgonien dessinant alors une tête anticlinale aiguë et passe à un flanc inverse qui se lamine rapidement.

Cette structure pourrait apparaître au prime abord comme un pli-faille doté d'un flanc inverse, chevauchant le synclinal du nant Sec(situé immédiatement au nord et plus bas dans la pente) dont le coeur est formé de schistes tertiaires et de Grès de Taveyannaz; cependant si l'on examine de plus près l'accident, on constate qu'il s'agit encore ici d'une faille-pli puisqu'il présente des parties verticales, le plus souvent dans les assises dures, et des parties couchées au contact des assises plus plastiques. Cette fracture est conservée verticalement avec une direction N 50°E en particulier vers la cote II00, au nord de La Gitte : son passage est alors marqué dans la falaise par l'apparition d'un petit canon dont le rebord nord-ouest est constitué par le calcaire tertiaire qui, rebroussé à la verticale, donne une petite cuillère synclinale d'axe N 60°E (terminaison orientale de la structure du nant Sec) tandis que son rebord

sud-est constitué par du Crétacé supérieur très froissé montre de nombreux replis métriques empilés, d'axes N 60°E.

La fracture ne se couche à la fois que plus bas dans la pente vers le nord-est, mettant alors en contact les Calcaires néocomiens supérieurs du coeur de l'anticlinal avec le Crétacé supérieur du Béné, et que plus haut vers le sud-ouest en se déversant par dessus le Tertiaire calcaire vertical du flanc sud du synclinal du nant Sec, alors tronqué perpendiculairement à ses épontes. Cette troncature horizontale fait reposer le Crétacé supérieur chevauchant, avec un pendage de 50° environ vers le nord-ouest (et de direction N 60°E) directement sur les schistes tertiaires du coeur du synclinal.

Plus haut dans la pente, au passage du Tertiaire calcaire chevauchant, cette faille est à nouveau conservée verticalement et tronque ce niveau presque perpendiculairement; entre le front des Calcaires blancs et les schistes tertiaires du nant Sec s'intercale alors une écaille de calcaires gréseux noirs et de schistes de la Formation brune qui dessinent des replis d'écrasement très sérrés entre les plans de fractures verticaux qui la limitent.

Plus au sud-ouest encore, dans les parties hautes de l'édifice, la fracture se déverse à nouveau vers le nord-ouest, mais légèrement, mettant alors en contact les schistes tertiaires de la couverture de l'anticlinal de Sixt que l'on suit bien en une large bande d'affleurements depuis les chalets de Porte, avec le remplissage de Grès de Taveyannaz du synclinal du nant Sec; ce contact est alors jalonné de grès localement en position inverse. L'accident se perd ensuite dans les grès des parties les plus élevées de l'édifice.

Les contraintes tardives donnant les déformations subméridiennes se sont surimposées ici de la même manière que dans le secteur de l'Arbaron, créant des structures transverses d'axes N 20°E à la Tête de Porte et des fractures N I45°E à jeu sénestre, telle que la faille de Gers (contre laquelle apparaît d'ailleurs le pli d'entrainement d'axe N I60°E que j'ai déjà signalé).

3) le raccord Arbaron-Sixt :

a. Arguments structuraux :

Ni le pli de l'Arbaron tel qu'il est dessiné dans les assises mésozoïques et le Tertiaire calcaire, ni la fracture qui le limite n'apparaissent dans les grès de l'ensellement de Platé, de sorte que l'on peut s'interroger sur leur prolongement éventuel vers le nord-est.

A cause du jeu sénestre des fractures N I45°E qui hâchent la région, le prolongement du pli de l'Arbaron est à rechercher plutôt vers le nord; la première structure importante que l'on rencontre affectant le Mésozoïque au-delà de l'ensellement de Platé et présentant la même direction axiale et la même géométrie que lui est, bien entendu, l'anticlinal de Sixt.

Si l'on examine la carapace gréseuse le long d'une ligne Arbaron-Sixt, on se rend compte qu'elle présente des trains de plis souvent déversés : empilement de replis dans le cirque de Vaconnant entre la Tête du Pré des Saix et l'arête de Têna, replis de la Pointe de Trapechet, qui se placent exactement à la verticale du prolongement supposé vers le nord-est de la structure de l'Arbaron. Au nord de la faille de Gers des replis identiques se placent à la verticale du prolongement supposé du pli de Sixt vers le sud-ouest (replis au nord de la Pointe de Trapechet).

Le froncement des assises gréseuses en surface s'effectue donc le long d'une large bande courant depuis Vernant jusque dans le secteur du nant Sec; cette dernière jalonne manifestement la structure profonde et permet de ce fait de trouver le prolongement du pli de l'Arbaron dans celui de Sixt.

Notons que pour les replis que j'ai mesurés dans le cirque de Vaconnant on enregistre une variation des directions axiales des structures qui sont d'autant plus

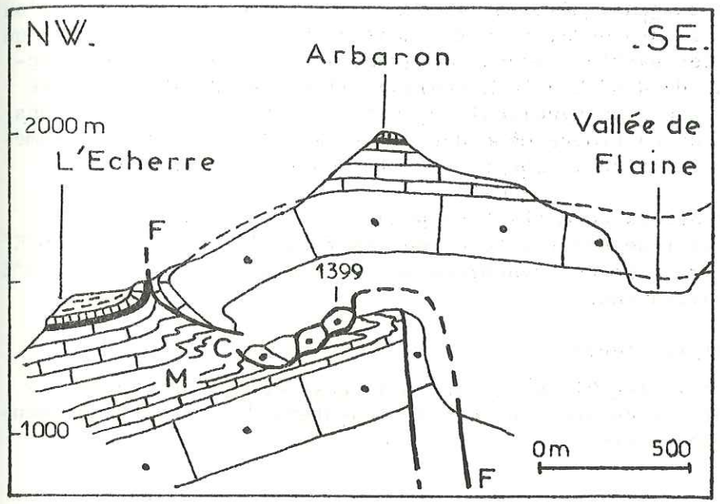


FIG: 35

Coupe du pli de l'Arbaron

LEGENDE : (commune aux deux figures).

- Grès de Taveyannaz
- Schistes à Globigérines
- Calcaires blancs
- Formations brune et grise
- schistes lacustres
- calcaires lutétiens marins
- Crétacé supérieur.
- Urgonien
- Néocomien

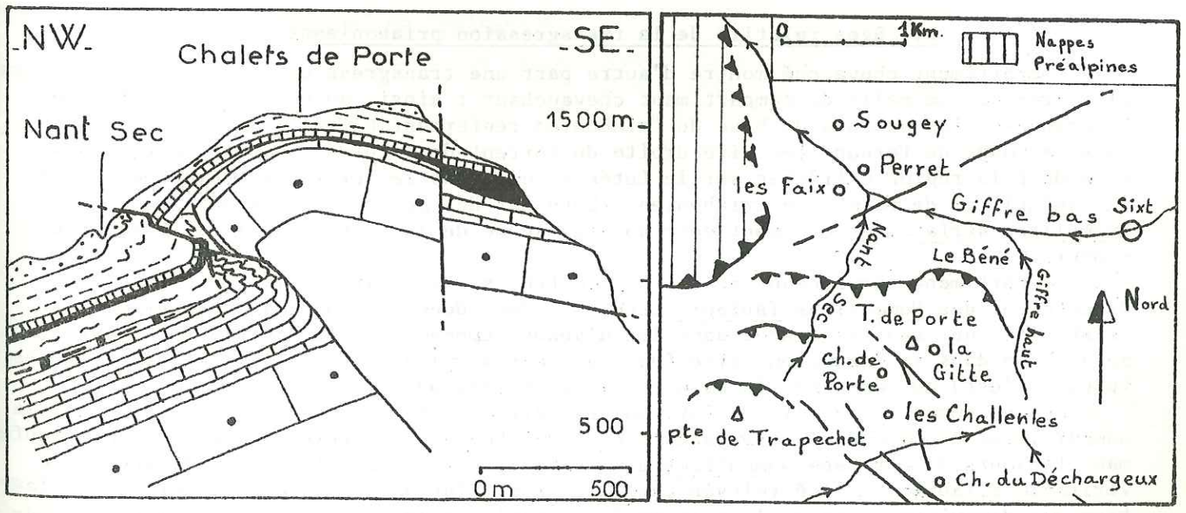


FIG: 36 Coupe et localisation schématique du pli de Sixt.

proches de la ligne est-ouest (atteignant même des valeurs de N I00°E environ) que l'on se trouve plus loin de la structure profonde, à la fois dans un plan vertical et dans un plan horizontal, alors que dans les parties basses des grès, au voisinage de la structure, les directions axiales sont de N 65°E à 70°E environ. Il en est de même dans le secteur de Sixt où les replis du coeur du synclinal du nant Sec offrent des directions N 70°E à N 80°E dans les grès et où on trouve même des replis N 60°E au voisinage immédiat de la faille dans le compartiment chevauchant, sous les chalets de Trapechet.

Toutes ces observations permettent de penser que les plans de failles N 50°E ont joué le rôle de déviateur de contrainte et que la formation des plis N 60°E du Mésozoïque et de la base du Tertiaire est synchrone de celle des plis N 80°E à I00°E de la partie haute des Grès de Taveyannaz.

b. Arguments stratigraphiques :

Si l'on examine les séries situées, tant à l'ouest qu'à l'est, dans les secteurs chevauché et chevauchant, on constate qu'elles présentent des caractères identiques propres à chacun des compartiments.

bI. les érosions antérieures au Nummulitique marin :

Comme on le voit sur la figure I0 (p.48) :
- le compartiment chevauché montre un Crétacé supérieur conservé très épais (200 à 300m environ), aussi bien dans le secteur d'Arâches que dans celui du Giffre;
- le compartiment chevauchant montre du Crétacé supérieur beaucoup plus érodé sous la discordance du Tertiaire puisqu'il atteint seulement 70 à 80 m environ sur l'Arbaron et qu'il est encore plus mince (20 m environ) à La Gitte, au sommet de l'anticlinal anténummulitique de la Tête de Porte.

b2. répartition du Lutétien :

- le compartiment chevauché montre toujours du Lutétien marin à grandes Nummulites et Alvéoline, surmonté de couches lacustres sur lesquelles se place le Priabonien transgressif, comme nous l'avons vu dans la description stratigraphique;
- sur le compartiment chevauchant par contre, c'est toujours le Priabonien qui est directement transgressif sur le Crétacé supérieur.

b3. âges relatifs de la transgression priabonienne :

- le compartiment chevauché montre d'autre part une transgression priabonienne toujours plus précoce que celle du compartiment chevauchant : ainsi, au nord de la faille de La Grangeat, les couches de base du Priabonien renferment Nummulites aff. fabianii ; dans la coupe de Pernant (en rive droite du torrent de l'Epine); plus au nord, aussi bien dans la région d'Arâches sur le Lutétien que dans le Tertiaire chevauché par le pli anticlinal de Balme, le Priabonien débute par des couches renfermant encore des Nummulites striatus et qui sont donc au plus jeune de la partie basale du Priabonien supérieur;
- le compartiment chevauchant montre par contre, sur l'Arbaron lui-même que ce sont directement des Nummulites fabianii très évoluées, donc beaucoup plus hautes dans le Priabonien, qui sont présentes dans les niveaux reposant sur le Crétacé supérieur -ceci aussi bien dans la Formation grise (partie ouest du pli) que dans les Calcaires blancs (plus à l'est) qui marquent la base de la transgression.
- En ce qui concerne le pli de Sixt, la disposition est tout à fait analogue : dans le compartiment chevauché, la transgression du Priabonien s'effectue par des niveaux renfermant toujours à leur base Nummulites aff. fabianii (rebord ouest du canon); une seule véritable N. fabianii a été relevée parmi les N. aff. fabianii qui constituent la population des Nummulites près de la base de la formation priabonienne : ces couches se placent donc en réalité plus probablement à l'extrême base de la biozone à N. fabianii ; sur la culmination anticlinale de la Tête de Porte, la base des Calcaires blancs, reposant sur des couches de la Formation brune, est formée de calcaires un peu argileux, finement gréseux, montrant à côté de Miliolidae, uniquement Nummulites fabianii sans N. aff. fabianii; ces horizons sont donc à placer nettement au-dessus de la base de la biozone à N. fabianii, ce qui traduit une transgression priabonienne plus tardive.

c. Conclusions :

Nous voyons donc clairement que le pli de l'Arbaron et le pli de Sixt représentent un domaine paléogéographique identique, chevauchant un domaine nettement différent qui offre les mêmes caractéristiques dans le secteur d'Arâches et dans le secteur du Giffre.

Ces faits joints aux remarques sur les structures relevées dans les Grès nous conduisent à admettre que le pli de l'Arbaron et la faille de La Grangeat se prolongent (au détail des fractures transverses près) dans la structure de Sixt en passant en tunnel sous les Grès de Taveyannaz.

E. LE SYNCLINAL COMPLEXE D'ARACHES

Il s'agit d'une grande cuvette dont la partie méridionale est chevauchée par l'anticlinal de l'Arbaron et dont le rebord septentrional formé par l'anticlinal de Balme, s'avance largement vers le nord-ouest, jusque sur la retombée sud-orientale de l'anticlinal de Cluses.

Ce grand synclinal est composé du nord au sud, à partir de l'anticlinal de Balme, par trois structures moins importantes d'axe SW-NE bien nettes au niveau de la barre urgonienne sur la marge ouest du massif :
- l'anticlinal des Rochers de La Balme;
- l'anticlinal de Magland;
- le synclinal de Bellegarde.

Les résultats structuraux importants que l'on peut retirer de l'étude de ce synclinal complexe d'Arâches sont du même type que ceux que j'ai notés dans la partie méridionale du massif, à savoir :
- les deux petites structures anticlinales de Magland et des Rochers de La Balme sont manifestement des plis d'écrasement contre d'anciennes failles verticales N 50°E actuellement tordues en failles inverses;
- le secteur de la tête anticlinale de Magland est traversé par un accident N 80°E très important qui affecte toutes les séries.

I) le synclinal de Bellegarde :

Il se présente comme une large cuvette d'axe N 60°E affectée de nombreuses petites ondulations d'axe N 20°E (fig.34). Il est limité au nord-ouest par l'anticlinal de Magland et sa partie sud-est chevauchée par l'anticlinal de l'Arbaron est fortement rebroussée en synclinal, aux chalets de l'Echerre, contre la faille de La Grangeat, comme je l'ai déjà signalé. Bien que les Grès de Taveyannaz et le Wildflysch masquent le prolongement de cette structure vers le nord-est l'identité du dispositif plissé que l'on retrouve dans la vallée du Giffre au front de la partie sizeraine du pli de l'Arbaron, nous fait regarder le synclinal du nant Sec comme la suite de celui de l'Echerre et son ouverture vers le nord-ouest comme le prolongement vers le nord-est de celui de Bellegarde.

Le synclinal de Bellegarde est traversé longitudinalement par des failles N 50°E légèrement déversées vers le nord-ouest qui n'ont pas rejoué en failles-plis et qui sont bien visibles dans le Mésozoïque : celle de Bellegarde est la plus importante à noter puisque, comme nous l'avons vu, elle est responsable de l'individualisation du "chenal de l'Epine" au moment des dépôts du Nummulitique.

2) l'anticlinal de Magland (fig.37) :

Connue comme "pli-faille" de Magland, cette structure se place en fait à la terminaison nord des Rochers des Gérats, entre le synclinal de Bellegarde au sud-est et le synclinal des Rochers de La Balme au nord-ouest.

La géométrie en est assez simple puisqu'on a affaire ici à une faille N 50°E ancienne qui remonte son compartiment sud-est de telle façon que non seulement l'Urgo -

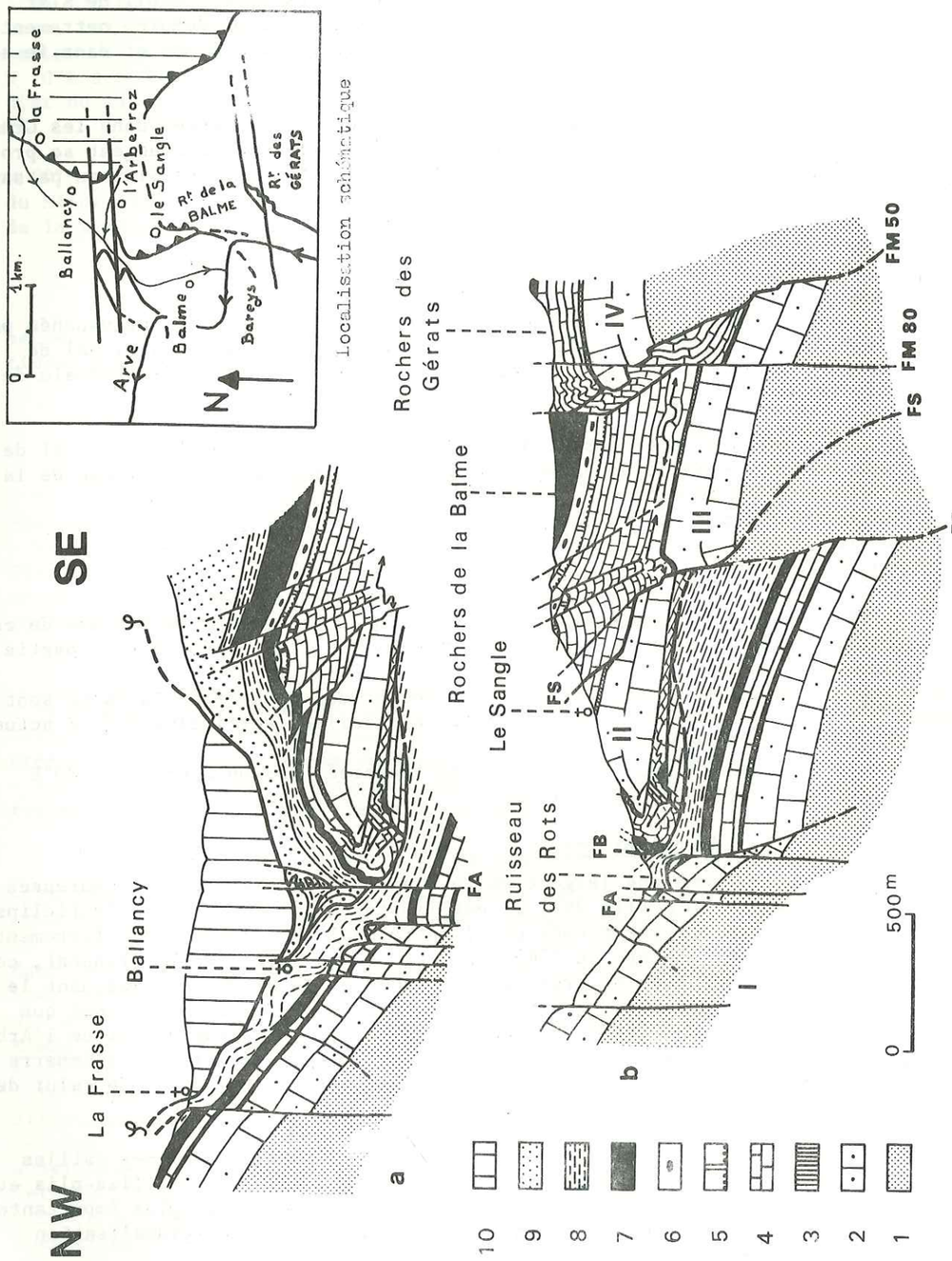


FIG: 37

RAPPORTS ENTRE LES STRUCTURES DES CLUSES, BALME, ROCHERS DE LA BALME ET MAGLAND.

I- Crétacé inférieur; 2- Urgonien; 3- "Gault"; 4- Crétacé supérieur; 5- Lutétien marin; 6- Couches lacustres; 7- Calcaires priaboniens; 8- Schistes tertiaires; 9- Grès de Taveyannaz; IO- Wildflysch.
FA: Faille de L'Arberroz; FB: Faille de Bareys; FM 50: Faille 50 de Magland; FM 80: Faille 80 de Magland; FS: Faille du Sangle.
I: Retombée SE de l'anticlinal de Cluses; II: Anticlinal de Balme; III: Anticlinal des Rochers de La Balme; IV : Anticlinal de Magland.

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE INSTITUT DE GEOLOGIE

nien mais encore les Calcaires néocomiens supérieurs viennent s'appuyer sur le Crétacé supérieur du synclinal des Rochers de La Balme; ce contact est déversé vers le nord-ouest, et c'est contre lui que se développe la structure anticlinale, qui n'est rien d'autre, une fois de plus, qu'un grand pli d'écrasement contre le plan de fracture ancien. Dans un même temps, le Crétacé supérieur du synclinal des Rochers de La Balme se froisse en de nombreux replis; le contact de l'Urgonien est ici particulièrement irrégulier et dessine de nets redans; le Crétacé supérieur se rebrousse contre le plan de fracture déformé, les têtes de ses bancs très redressés venant se biseauter contre les pans coupés de la tranche de la barre urgonienne.

Tout ce dispositif est repris par un système vertical de fractures de direction N 80°E, connu classiquement sous le nom de faille de Magland; la principale de ces fractures passe en rive droite du profond thalweg qui sépare les Rochers de Balme et ceux des Gérats; elle emprunte un peu plus bas dans la rive du ravin la trace d'un accident N 50°E déversé vers le nord-ouest, avant de redevenir verticale au niveau de la vallée de l'Arve; elle met en contact la zone des replis d'écrasement du Crétacé supérieur avec les assises crétacées, lutétienne et priabonienne du coeur du synclinal des Rochers de La Balme.

3) l'anticlinal des Rochers de La Balme (fig.37) :

Sa charnière est visible dans la falaise en rive droite de l'Arve, à 600 m environ au sud-est du village de Balme.

La barre urgonienne qui constitue le coeur de l'anticlinal de Balme descend vers le sud jusque sous les Rochers de Balme où elle se trouve tronquée par une nouvelle faille N 50°E abaissant le compartiment sud-est. Cette fracture est déversée vers le nord-ouest et découpe "en marches d'escalier" l'Urgonien du compartiment septentrional; dans le compartiment abaissé, ce même niveau dessine l'anticlinal des Rochers de La Balme qui appuyé contre la fracture correspond à un pli d'écrasement net. Cette structure bien marquée par le liseré du "Gault" se répercute dans la partie basse du Crétacé supérieur sus-jacent où on observe un grand pli en genou qui coiffe la ployure de l'Urgonien. Le Crétacé supérieur de la retombée nord-ouest de ce pli bute contre la troncature de la partie basse de la barre urgonienne du pli de Balme et se froisse en replis d'écrasement : il semble alors dessiner une invagination (bien visible depuis le village de Balme) au sein de la falaise urgonienne.

Si au niveau de cette "invagination" le Crétacé supérieur bute contre la fracture ancienne encore très redressée, un peu plus haut dans la pente, cette faille se couchant vers le nord-ouest, il chevauche directement l'Urgonien; plus haut encore, après que cet accident se soit un peu redressé, il chevauche le "Gault" et le Crétacé supérieur du Sangle (retombée de l'anticlinal de Balme).

Des fractures N 80°E environ apparaissent dans le Crétacé supérieur au voisinage du pli en genou et se déversent vers le nord; elles se prolongent vers le haut dans le Tertiaire : ainsi le Lutétien peut-il se trouver chevauché par le Crétacé supérieur et dessiner sous le contact une amorce de mouvement synclinal d'axe N 80°E (secteur des Rochers de La Balme).

L'extrémité sud-est de la barre urgonienne des Rochers de La Balme est fracturée et abaissée par l'accident N 80°E de Magland et se retrouve en bordure de la route nationale au lieu-dit "chez Party"; elle se termine alors vers le sud-est contre une nouvelle faille ancienne qui plaque sur son extrémité tronquée les Calcaires néocomiens supérieurs du coeur de la structure de Magland.

F. L'ANTICLINAL DE BALME (fig.37)

I) Description d'ensemble :

Ce pli qui se dessine au-dessus du hameau de Balme, en rive gauche du Ruisseau des Rots, chevauche la retombée sud-orientale de la structure de Cluses; il s'agit

d'une structure complexe affectant la série Urgonien à Tertiaire pour ce que l'on peut en saisir à l'affleurement. Son aspect est très différent de celui des grandes voûtes anticlinales rencontrées par ailleurs dans le massif et dans lesquelles les mêmes niveaux stratigraphiques sont cependant impliqués (plis de l'Arbaron-Sixt et de Cluses en particulier). En effet l'Urgonien n'y donne pas de flanc inverse et ce pli apparaît très curieusement au milieu de ces grandes structures toutes à peu près rigoureusement d'axe N 60°E, avec une direction plus transverse, N 80°E.

Une étude détaillée permet cependant de penser qu'il s'agit d'un anclinal originellement N 60°E lui aussi, qui a été déformé lors des mouvements tardifs, et en particulier réaligné à l'est de l'Arve contre une fracture N 80°E : le décrochement dextre de l'Arberroz.

A l'est de l'Arve, cette fracture court en rive gauche du Ruisseau des Rots qu'elle traverse en amont du Pont des Routes pour entrer dans la retombée sud-orientale de l'anticlinal de Cluses; coupant ainsi les Rochers de La Maladière, elle traverse ensuite l'Arve et détermine sur la rive gauche de la vallée la limite nord des Rochers de Huant.

2) Description détaillée :

a. la rive gauche de l'Arve :

Dans cette rive le prolongement vers l'ouest du pli de Balme se trouve suffisament éloigné de cette fracture pour que l'on voit d'après les cartes existantes (J.ROSSET, I957) et d'après mes observations personnelles, les structures reprendre des directions N 60°E; le coeur du pli de Balme est ici constitué par une lame urgonienne très étirée, de faible puissance (quelques dizaines de mètres seulement alors que ce niveau se présente d'ordinaire avec une épaisseur de l'ordre de 200 m environ), mais dans laquelle se dessine néanmoins très clairement une charnière anticlinale déversée vers le nord-ouest; un flanc inverse, intéressant seulement le "Gault" et le Crétacé supérieur apparaît alors sous cette lame et chevauche directement l'importante masse des schistes (à nombreux replis d'axes N 60°E environ) qui constitue la couverture normale des calcaires tertiaires de la retombée sud-est de l'anticlinal de Cluses; ces Calcaires blancs apparaissent d'ailleurs à l'ouest de la ferme de La Plagne (cote 600 environ) et s'ennoient vers le sud-est sous les alluvions de l'Arve avant d'avoir atteint la ferme de Bareys.

La dépression de Barey, manifestement implantée dans les schistes tertiaires, est limitée vers le sud par un mur d'Urgonien qui montre à sa base quelques mètres de Calcaires néocomiens supérieurs et qui forme un éperon contourné par un large méandre de l'Arve. De très nets plans de fracture N 50°E sont visibles dans ces Calcaires que les travaux entrepris dans ce secteur pour l'implantation de l'autoroute Chamonix-Genève ont bien dégagé. La fracture séparant les schistes tertiaires de Bareys de ces couches mésozoïques est donc une faille qui appartient au réseau de fractures anciennes. Cet accident que j'appellerai faille de Bareys se couche vers le nord-ouest pour déterminer le chevauchement initial du pli de Balme, formé lui-même comme les autres grands plis de la région avec une direction axiale N 60°E. La zone où l'on pourrait voir la fracture se tordre pour se rapprocher de l'horizontale est malheureusement empruntée par de nouveaux accidents en particulier par le prolongement vers l'ouest du grand décrochement N 80°E de Magland (signalé dans la description de l'anticlinal de Magland).

b. la rive droite de l'Arve :

Le coeur de l'anticlinal de Balme est constitué sur cette rive par une lame d'Urgonien, ployée à son extrémité pour dessiner la retombée septentrionale du pli. Les couches n'atteignent cependant que des pendages de 65° vers le nord au maximum, et aucun flanc inverse n'apparait dans ce niveau.

Par contre, le Crétacé supérieur qui enveloppe cet Urgonien dessine une tête anticlinale bien visible, plongeante vers le nord, et passe à un flanc inverse très long qu'on peut suivre vers le sud jusqu'au - delà des grottes de Balme.

Le Tertiaire épouse en partie, ce mouvement : fortement pentée à l'Arberroz (70° vers le nord) la lame des Calcaires blancs descend à travers les virages de la route d'Arâches jusque dans la partie haute du talus qui constitue la rive gauche du Ruisseau des Rots; elle s'interrompt alors brutalement, et repose presque à la verticale sur des Schistes micacés très froissés qui conservent dans certains coeurs de replis synclinaux quelques rares noyaux de Grès de Taveyannaz. On ne retrouve les calcaires tertiaires que plus au sud-est, dans le talus de la route au-dessus de Balme : complètement à l'envers cette fois-ci, ainsi que l'atteste la position de leur contact ravinant le Crétacé supérieur, ils jalonnentle contact anormal.

Entre ce Tertiaire inverse et la série chevauchée s'intercale une lame de Crétacé supérieur qui peut correspondre, soit à une partie de flanc inverse crétacé repris et écaillé, soit à une écaille originelle, alors vraissemblablement à l'endroit, qui aurait pu se mettre en place lors de la torsion de fractures anciennes selon le schéma que j'ai donné lors de la description des failles-plis.

L'examen détaillé de la structure sur cette rive droite au niveau de la charnière et du flanc inverse de Crétacé supérieur, permet de retrouver des traces du plissement initial N 60°E; cette direction primitive est assez difficile à déceler car elle est le plus souvent oblitérée par des déformations plus tardives. On peut néanmoins noter la présence de replis d'axes N 60°E qui s'appuyent sur des fractures internes N 50°E au sud de la charnière et l'existence de plans faiblement pentés vers le sud-est qui montrent de grosses canelures, allongées selon le N 60°E, dûes à des bourrages.

Ces éléments traduisent une compression selon la direction N I50°E et un déversement des structures vers le nord-ouest.

c. les effets des mouvements tardifs dans l'ensemble chevauchant :

Ils ont repris la structure initiale de manière particulièrement violente en rive droite de l'Arve, en la rabattant contre la fracture N 80°E à jeu dextre de l'Arberroz. Ceci s'accompagne de l'apparition de replis N 73-75°E dans le Crétacé supérieur au front de la structure et N 80°E dans celui du flanc inverse (ces dernières structures ne sont peut-être d'ailleurs que d'anciens plis N 60°E du flanc inverse initial eux aussi réalignés), ainsi que de fractures N 45°E et N 80-85°E.

Toutes les failles existant dans ces couches sont d'autre part tordues et recoupées par des accidents encore postérieurs : si les fractures les plus transverses (N 85°E environ) se tordent le plus souvent pour acquérir des directions voisines de N IIO°E en se couchant vers l'WSW, toutes les cassures sont reprises par des accidents cisaillants N IO-20°E. Le plus important de ces derniers court tout le long de la base de la lame urgonienne du coeur de la structure et rebrousse sous elle le Crétacé supérieur du flanc inverse (qui dessine plus bas dans la pente les replis N 80°E) pour imposer à ces couches des directions N 35°E environ et couper en biseau les têtes de bancs.

La torsion de la structure de Balme au niveau de son enveloppe de schistes et de grès tertiaires s'effectue entre l'Arberroz et Ballancy, dans le Ruisseau des Rots même : les Grès de Taveyannaz dessinent ici un synclinal d'axe N 50°E dont le flanc sud-est se redresse à la verticale en rive gauche contre le décrochement de l'Arberroz dont il prend alors la direction N 80°E, tandis qu'en rive droite les grès se renversent peu à peu pour donner un flanc inverse étiré vers l'WSW; ces grès reposent alors sur des Schistes gréso-micacés avec lesquels ils devaient être en contact initialement grâce à un rejeu de la faille N 50°E ancienne (alors verticale), dont la déformation ultérieure a permis l'apparition de la structure N 60°E chevauchante de Balme.

d. le compartiment chevauché :

Constitué par la retombée sud-orientale de l'anticlinal de Cluses, ce compartiment présente lui aussi une structure complexe; il est affecté par la fracturation N 50°E qui hâche l'Urgonien et qui abaisse les compartiments sud-est dès la rive droite du Ruisseau des Rots : les Schistes gréso-micacés dans lesquels s'est implanté ce torrent s'appuyent alors contre des murs calcaires d'Urgonien ou de Crétacé supérieur qui se

dressent au-dessus du fond du ruisseau pour constituer sa rive droite : ces fractures sont décrochées par des accidents récents N 80°E (en particulier par la faille de l'Arberroz) et l'intersection des deux directions d'accidents entraîne l'apparition de coins aigus vers le nord-est. Les extrémités de ces coins sont systématiquement enveloppées par les schistes tertiaires de la couverture normale de cette retombée sud-est de l'anticlinal de Cluses, qui de ce fait chevauchent directement le Mésozoïque selon des plans couchés de direction N IIO°E; ces chevauchements sont de faible amplitude et ne traduisent qu'une torsion et une éxagération locale vers l'WSW des fractures délimitant les pointes des coins lors du dernier stade de déformation qu'a subi la région.

Il faut noter que c'est aussi à de telles déformations des accidents N 80°E rabattus localement vers l'WSW qu'on peut attribuer les intrications du matériel de la nappe du Wildflysch en lames de plusieurs mètres d'épaisseur avec les schistes et grès tertiaires de la couverture du pli de Balme au sud de Ballancy; les contacts sont alors N IIO°E, plus ou moins couchés, et au-dessus de ces accidents les grès, le Wildflysch et leur contact anormal sont repris ensemble dans des replis subméridiens.

3) Cinématique de la formation du Pli de Balme :

Pour reconstituer la cinématique de la création du pli de Balme, il faut considérer la faille de Bareys, N 50°E verticale dans le Mésozoïque, rejouant pour couper le Tertiaire qui la scellait très probablement initialement et affecter les grès grâce à cette réactivation; les contraintes créent ensuite le pli N 60°E par écrasement des assises contre le plan de cassure ancien et provoquent la torsion de la faille en faille-pli. Les couches adoptent cependant ici un comportemant particulier : l'Urgonien ne donne qu'une lame en position normale, très étirée d'ailleurs en rive gauche de l'Arve, et le Crétacé supérieur un flanc inverse au contraire très long sur les deux rives; ce comportement est manifestement dû aux conditions locales prévalant dans ce secteur au moment de ce plissement, et dont on peut rechercher la cause dans un empilement de la nappe du wildflysch sur la région d'Arâches; cette zone peut en effet avoir conservé la vocation de point bas qu'elle montrait durant les dépôts du Nummulitique.

La déformation tardive crée ultérieurement les fractures N 80°E qui recoupent le dispositif préexistant et tordent l'axe du pli dans un mouvement dextre; les assises plastiques se déforment alors en s'étirant vers l'ouest, provoquant et la torsion des plans de failles qui les traversent, et la formation de replis subméridiens, en même temps qu'apparaissent des plans de cisaillement nouveaux du même type que ceux que j'ai signalés dans la rive droite du Ravin du Souay aux contacts des masses de compétences différentes, particulièrement sous l'Urgonien du coeur du pli, en rive droite de l'Arve : pendant que le front du pli est rabattu sur la fracture, le coeur urgonien peut s'avancer plus loin vers l'WSW que le flanc inverse qu'il chevauche et refouler ainsi la charnière de Crétacé supérieur qui s'enroule alors sous son extrémité pour donner la tête anticlinale plongeante. Le synclinal de Ballancy à contenu de Wildflysch séparant après le plissement d'axe N 60°E le pli de Cluses de celui de Balme, se trouve alors complètement laminé et écrasé contre la retombée du pli de Cluses dans le Ruisseau des Rots par le front du pli de Balme rabattu transversalement.

4) Conclusions :

Dans cette optique, il ressort clairement que le pli de Balme est tout à fait l'homologue des autres grands anticlinaux N 60°E du massif; les différences que l'on peut noter dans cette structure par rapport à ces grands plis sont dûes à des conditions locales ayant régné au moment de sa formation et à l'importance des reprises tectoniques qu'il a subies lors de la dernière formation (Etape 4).

G. LE SYNCLINAL DE BALLANCY

Formé par la retombée sud-orientale de l'anticlinal de Cluses, ce synclinal d'axe N 60°E est chevauché par l'anticlinal de Balme; il se trouve complètement laminé au sud-ouest, dans le torrent des Rots, et au nord-est, il s'ouvre dans le secteur de Ballancy : son coeur présente alors un épais remplissage de schistes et de grès tertiaires recouverts par un grand lobe des nappes préalpines internes.

H. LES ANTICLINAUX DE CLUSES ET DU GACCO (fig.38)

Ce sont les structures les plus externes du massif; si le pli de Cluses est de grande amplitude et se marque nettement dans la topographie au débouché de la cluse de l'Arve, l'anticlinal du Gacco qui le double au nord-ouest ne se montre que dans les grès tertiaires à la faveur de l'entaille de la basse vallée du torrent de l'Englène.

I) l'anticlinal de Cluses :

a. Description d'ensemble :

De grande extension longitudinale, ce pli d'axe N 60°E, s'il disparaît vers le nord-est immédiatement au-delà des Rochers de Trédon, sous le contact basal des nappes préalpines, peut être suivi par contre longuement vers le sud-ouest dans le secteur de Scionzier entre Arve et Foron du Reposoir puis au-delà dans le chaînon du Bargy.

Du fait du plongement général des axes des structures vers le nord-est en direction de l'ensellement subméridien du coeur du massif de Platé d'une part, et d'autre part de l'ennoyage progressif de la série sédimentaire vers le nord-ouest, le pli de Cluses est la plus septentrionale des grandes structures à ossature urgonienne du massif de Platé.

Au débouché de la cluse de l'Arve, cet anticlinal se présente comme une voûte à grand rayon de courbure, nettement dessinée, au détail des fractures près, par la puissante dalle urgonienne; encore que très fractionnée par la tectonique la plus récente au voisinage de la vallée, cette structure peut néanmoins être reconstituée.

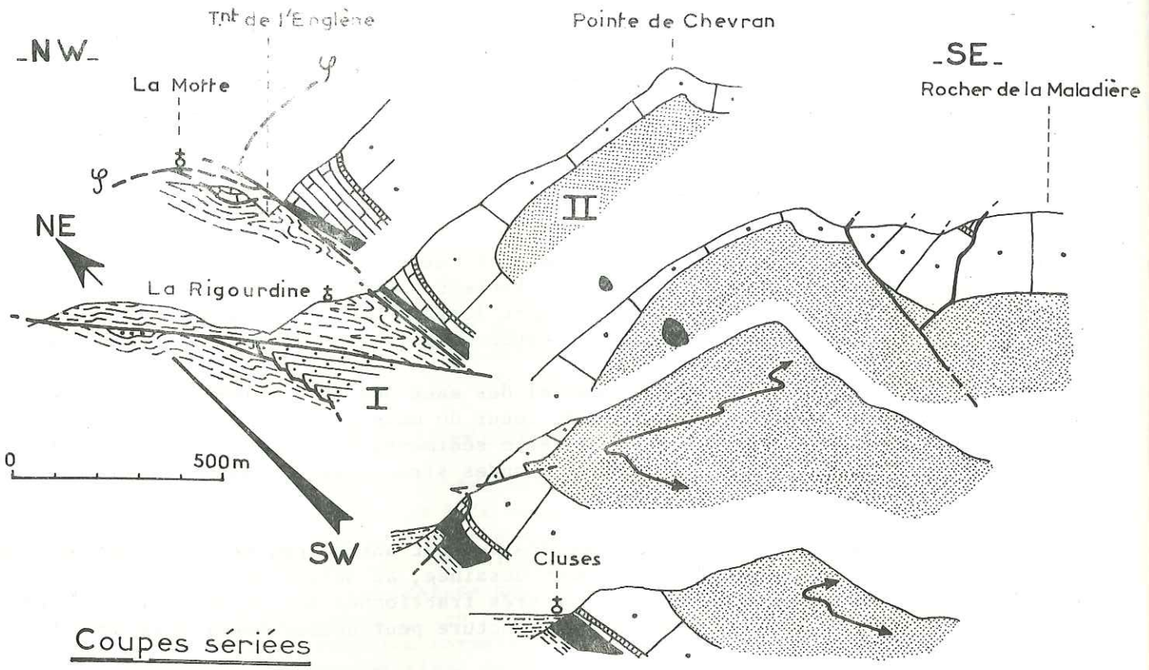
Il faut noter tout d'abord que l'Urgonien est hâché de fractures N 50°E manifestement reprises dans des déformations ultérieures qui les plissent et même les déversent localement, vers le nord-ouest sur le flanc externe du pli et quelquefois vers le sud-est, sur le flanc interne, à telle enseigne que l'Urgonien repose alors sur les Calcaires néocomiens supérieurs par l'intermédiaire d'un accident couché; ces fractures isolent la clé de voûte de la structure qui s'effondre en un petit "graben" axial (sillon du hameau de Chevran), bloc légèrement basculé vers le sud-est qui conserve des placages de "Gault" et de Crétacé supérieur; chaque flanc du grand pli dessine alors un repli d'axe N 60°E contre cette clé de voûte : ces dernières structures, déjà notées par H.BUTLER (I928), doivent bien évidemment être interprètées comme des plis d'écrasement contre les plans de fractures anciens et relèvent de la troisième étape de déformation.

b. Description détaillée

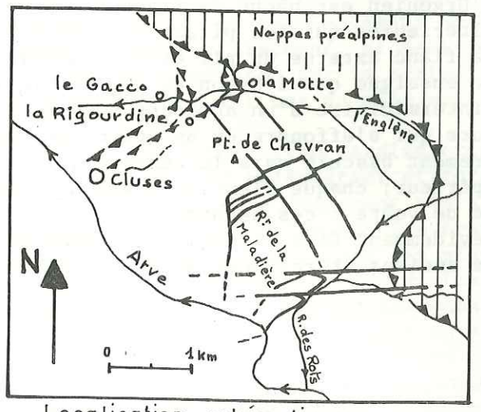
Sur le flanc externe de la structure, la dalle urgonienne marque une retombée accusée et passe, après une charnière frontale aiguë d'axe N 60°E, à un flanc inverse. Si l'Urgonien du débouché de la cluse de l'Arve présente encore des pendages inverses forts (60° vers le sud-est environ), on voit qu'au sud du hameau de La Motte, en rive gauche du torrent de l'Englène (amont de la ferme de La Rigourdine vers la cote 840), les couches du Crétacé supérieur, couverture des dépôts du "Gault" redressés alors à la verticale, se renversent peu à peu en contrebas dans la pente; on les retrouve plus bas, vers la cote 750, avec les calcaires nummulitiques qui les accompagnent alors, complètement à l'envers et constituant donc un flanc inverse très net. Ce flanc peut être suivi longuement vers le sud-est tout le long du front du pli puisqu'on retrouve toutes ces couches dans la même position, non seulement à Cluses (dans le talus de la route du cimetière) mais encore sur la rive gauche de l'Arve; il est alors dominé dans ce dernier secteur par la charnière frontale aiguë du pli, bien marquée par le contact Calcaires néocomiens supérieurs-Urgonien de la Pointe de Nancy.

Au front du pli, sous La Motte à l'est de l'Arve, le flanc inverse se poursuit en contrebas dans la pente par une masse de schistes micacés qui se charge rapidement vers le bas de plaquettes gréseuses soulignant les nombreux replis d'axe N 60°E qui affectent cette formation; profondément entaillés par le thalweg de l'Englène ces schistes s'étendent jusque sous La Rigourdine et reposent alors sur une barre de grès tertiaires, fins, sous faciès "Val d'Illiez" (M.VUGNAT, I958; J.MARTINI, I968),

DETAILS DES PLIS DE CLUSES ET DU GACCO | FIG.38



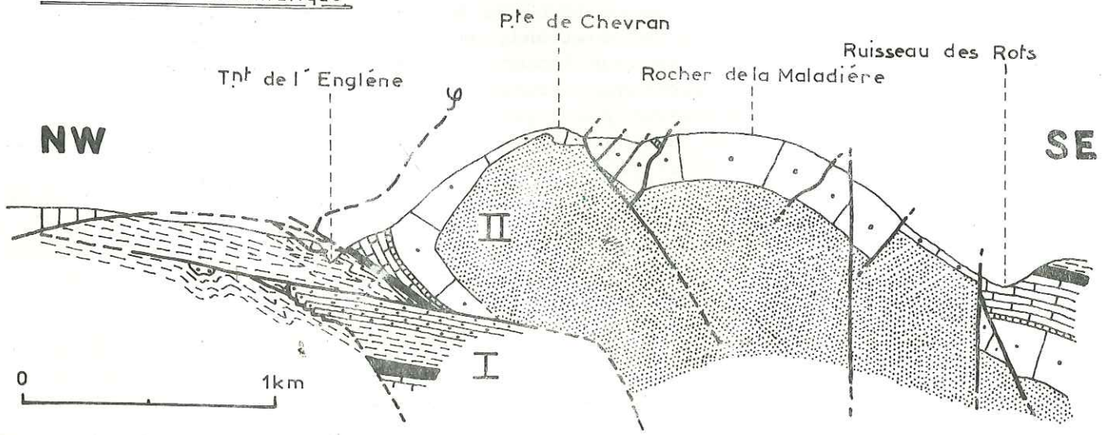
Coupes sériées



Localisation schématique

Légende commune aux coupes :

- I Pli du Gacco
- II Pli de Cluses
- Alluvions quaternaires
- Wildflysch
- Grès de Taveyannaz
- Schistes tertiaires
- Calcaires tertiaires
- Crétacé supérieur
- "Gault"
- Urgonien.
- Crétacé inférieur



Coupe synthétique

en position normale ainsi que l'attestent les nombreuses figures de base de bancs qu'on y relève : un contact anormal, cette fois-ci très couché (IO° vers l'est), sépare donc à l'évidence les Schistes micacés en position inverse de ces grès, et marque la limite du flanc inverse de l'anticlinal de Cluses; il s'agit en fait d'un contact anormal repris dans les dernières déformations ainsi que l'attestent les azimuts des couches dans ce secteur; l'étirement du flanc inverse schisteux du pli de Cluses qu'entraînent ainsi ces déformations permet à cette dernière structure de déborder largement vers l'WSW l'anticlinal du Gacco qu'elle chevauche.

c. conclusions

Doté d'un flanc inverse indubitable à replis d'axe N 60°E, le pli de Cluses présente, abstraction faite des replis de sa voûte, une biaxie nette (axes N 60°E) avec une charnière frontale aiguë; des traces de la fracturation ancienne N 50°E, tordue dans la déformation génératrice des axes N 60°E est d'autre part bien visible, au niveau de la coupure de l'Arve, avec les plis d'écrasement qui se manifestent à l'évidence contre elle. Ce pli est donc tout à fait semblable aux grandes structures notées par ailleurs dans le massif. Il ne peut donc avoir pris naissance comme elles que contre une fracture ancienne N 50°E importante, déformée elle aussi en faille-pli pour permettre au compartiment sud-est (Mésozoïque de Cluses) de chevaucher le compartiment nord-ouest (Tertiaire du Gacco).

2) l'anticlinal du Gacco :

Cette structure chevauchante, déversée vers le nord-ouest, qui double l'anticlinal de Cluses du côté externe, est bien marquée dans les grès tertiaires : J.MARTINI (I968) a envisagé qu'elle pouvait être le prolongement à l'est de l'Arve de la grande structure des Rochers de Leschaux qui jouxte celle du Bargy dans les Bornes. Elle apparaît à travers le contact anormal du pli de Cluses étiré vers l'WSW, grâce à l'entaille de la basse vallée de l'Englène.

La barre de grès que ce torrent saute à la cascade du Gacco est en effet repliée en un anticlinal déversé vers le nord-ouest, à charnière aiguë de direction N60°E et à replis internes de même direction. Le flanc inverse de la structure, encore très redressé, montre ses bancs de grès tronqués perpendiculairement à leurs épontes, reposant par leurs extrémités sur des Schistes micacés. Le contact anormal penté vers le sud-est qui sépare alors ces deux formations prend de ce fait une allure caractéristique "en marches d'escalier". Ceci atteste bien que ce plan de chevauchement correspond ici encore à une faille ancienne déversée, probablement subverticale à l'origine, et que la courbure anticlinale marquée dans les grès est contemporaine du basculement de ce plan de fracture (fig.39).

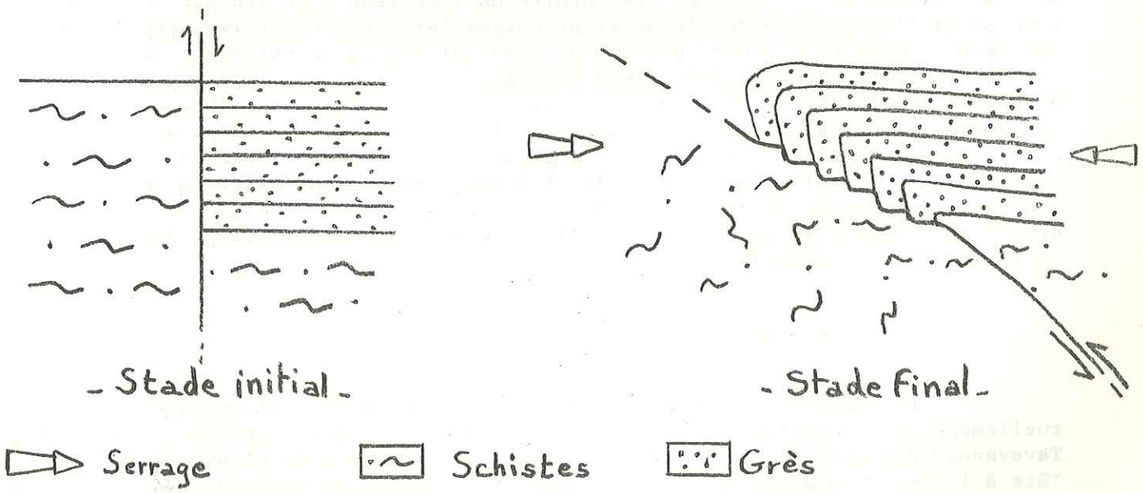


Fig.39 : Interprétation cinématique de la formation du pli du Gacco

La structure du Gacco repose, par l'intermédiaire d'une écaille de Schistes micacés, sur une formation de schistes gréso-micacés qui se termine vers le haut par des grès très grossiers cette fois-ci, le plus souvent granoclassés, en position normale. Ces niveaux très détritiques (qui admettent même du côté le plus externe des passées microconglomératiques à la Tête de Mussel (colline qui émerge des alluvions de la plaine de l'Arve entre Cluses et Scionzier), constituent des noyaux synclinaux dans lesquels on voit encore la trace des déformations d'axe N 60°E, et qui sont égrenés et scellés sous le chevauchement du pli du Gacco, puis sous celui du pli de Cluses, après que ce dernier ait débordé cette structure vers l'WSW. Ce grand contact anormal, marqué par les mêmes témoins de grès grossiers, se retrouve à l'ouest de l'Arve, dans les pentes qui dominent l'usine électrique de Miosinge.

3) <u>les déformations tardives des structures de Cluses et du Gacco</u> :

Ces déformations créent des plis d'axes subméridiens et s'accompagnent de décrochements N I45°E et N 80°E visibles surtout dans le Mésozoïque, donc dans la structure de Cluses :
- les accidents N I45°E sont responsables de la fragmentation du pli au voisinage de l'Arve; ils décalent d'une manière sénestre les grandes fractures N 50°E qui limitent le "graben" des chalets de Chevran. La faille de Trédon située au nord-est, le long de la route qui va de La Frasse à Saint-Sigismond est de ce type mais elle provoque en outre une importante remontée (plus de 200 m) de son compartiment oriental. Les Calcaires néocomiens supérieurs du coeur de l'anticlinal de Cluses se retrouvent en contact avec les couches élevées de l'Urgonien du compartiment occidental;
- les accidents N 80°E se manifestent surtout dans la retombée sud-orientale de la structure : les Rochers de La Maladière sont ainsi traversés en particulier par la faille de l'Arberroz dont le jeu dextre a provoqué la torsion de l'anticlinal de Balme;
- les replis apparaissent par contre très nettement dans les assises plus plastiques du Tertiaire : les antiformes N 60°E des schistes dans le torrent de l'Englène par exemple, voient leurs têtes étirées et tordues vers l'WSW par des structures d'axes N 35°E environ qui se surimposent à elles. Pincés et souvent très déversés, ces plis subméridiens peuvent s'accentuer jusqu'à entraîner l'apparition de cisaillements également subméridiens qui sont très souvent responsables d'une torsion des couches dans leur direction. Il faut prendre en compte également, pour expliquer certaines torsions, l'apparition de fractures N IO-20°E, que l'on peut interpréter comme des failles secondaires sur les grands décrochements N 80°E dextres : le flanc inverse du pli de Cluses par exemple, prend ainsi une direction N IO°E dans le Foron du Reposoir sous la Pointe de Nancy.

C'est à de tels cisaillements qu'il faut attribuer la complexité de la structure du secteur de La Motte en rive droite de l'Englène : le Crétacé supérieur du flanc inverse de l'anticlinal de Cluses vient chevaucher directement les Schistes gréso-micacés dans le haut du torrent, biseautant sous lui les Calcaires blancs et une partie de ces Schistes; le matériel des nappes préalpines internes est impliqué dans ce mouvement puisqu'il dessine alors une diverticulation (en rive droite de l'Englène seulement) qui amène là les calcaires dolomitiques et les dolomies intercalées de schistes noirs d'une de ses écailles à reposer directement sur le Crétacé supérieur à l'envers. Il faut de même, nous l'avons vu, attribuer à des déformations tardives de ce type, le fait que le chevauchement de flanc inverse schisteux de l'anticlinal de Cluses est rabattu vers l'horizontale et qu'il présente alors un pendage faible vers l'est sur la structure du Gacco qu'il déborde alors largement vers l'WSW.

I. LE CONTACT DES NAPPES PREALPINES

Les nappes préalpines recouvraient anciennement tout le massif de Platé; actuellement seules quelques petites klippes témoignent de leur extension sur les Grès de Taveyannaz des parties méridionale (klippes de la Pointe de Platé, du Dérochoir, de la Tête à l'Ane) et médiane de Platé (klippe de la Pointe de La Corne, de l'arête de La

Téna). Leur masse principale se trouve cantonnée plus au nord, conservée dans le coeur de l'ensellement subméridien de Platé. Notons que les klippes de la Pointe de Cupoire et de la Téna sont conservées au coeur d'une structure transverse d'axe N 80°E environ.

Sur la majeure partie du massif, c'est l'épaisse formation du Wildflysch qui repose en contact anormal sur les Grès de Taveyannaz; cependant A.LILLIE (I937) a montré que des termes du Crétacé inférieur et moyen jalonnent le contact dans les secteurs des chalets du Nant d'Ant et de Bémont (région de Sixt) et que des termes aaléniens recouvrent les Schistes gréso-micacés tertiaires de l'anticlinal de Cluses.

Mon étude cartographique s'arrête au contact de la série de Platé et de ces nappes préalpines internes. Ce contact est le plus souvent soit masqué par les terrains d'altération qui recouvrent généralement les pentes schisteuses, soit très difficilement accessible à cause des falaises que forment les Grès de Taveyannaz sous lui; il ne peut donc être que rarement observé.

Outre le fait que les Grès de Taveyannaz sont plus transformés (faciès vert) immédiatement sous le Wildflysch que plus bas dans la même formation (faciès à laumontite), ce contact témoigne chaque fois que l'on peut le voir d'une action mécanique importante; on y contaste en effet, soit un intense froissement des assises en plis métriques (I m d'amplitude au maximum) de direction axiale N 85°E à N IIO°E subhorizontaux, repris par des microplis d'axe N 20°E également subhorizontaux, soit de nombreux microplis d'axe N 60°E (cote I240 le long de la piste qui monte du pont de Lédian au lac de Gers), soit des intrications tectoniques de Wildflysch et de Grès de Taveyannaz comme nous l'avons vu dans le torrent des Rots, au front de l'anticlinal de Balme : ces intrications apparaissent en lames de plusieurs mètres d'épaisseur écaillées avec le sommet des Grès tertiaires sous l'effet de la tectonique la plus récente; ce sont ces intrications qui avaient fait penser que le Wildflysch se trouvait en involution au sein des Grès de taveyannaz du front du pli de Balme. Notons que des intercalations de Wildflysch et de Grès ont été également décrites par A.LILLIE (I937), particulièrement dans le "torrent" qui traverse Serveray depuis les Moulins" (secteur aujourd'hui totalement envahi par la végétation) et interprètées comme des involutions de la nappe.

Il est cependant un phénomène d'involution du Wildflysch dans la série de Platé qui apparaît à la Pointe du Dérochoir : comme l'ont montré L. FEUGUEUR et J.GOGUEL (I955), le Wildflysch se trouve pincé au coeur d'une grande structure synclinale dont la charnière a disparu et le flanc inverse a été pratiquement totalement érodé. Seule une butte-témoin de série tertiaire indubitablement renversée au-dessus du Wildflysch couronne la Pointe du Dérochoir dont le sommet est formé par les Calcaires blancs. Cette structure pourrait constituer l'amorce d'un grand pli couché d'axe N 60°E si on la raccorde aux replis des grès de la Tête à l'Ane (comme l'ont déjà noté L.W.COLLET, I943 et L.FEUGUEUR, J.GOGUEL, I955). Signalons que la direction N 60°E du calcaire tertiaire (à pendage de 25° vers le SE) en position inverse de la Pointe du Dérochoir est tout à fait compatible avec l'hypothèse du pli N 60°E. En effet chaque fois que j'ai pu mesurer les couches dans le flanc inverse d'une structure N 60°E, près de la charnière, leur direction était également N 60°E.

Cependant comme on ne voit pas la charnière de ce pli à l'Aiguille du Dérochoir, on peut également supposer que cette involution du Wildflysch sous les Grès de Taveyannaz puisse se placer à proximité d'une faille-pli responsable éventuellement d'une grande structure anticlinale du type de celle de l'Arbaron, chevauchante sur le Wildflysch.

T R O I S I E M E P A R T I E

LE METAMORPHISME

INTRODUCTION

Le problème du métamorphisme des séries de Platé a été récemment abordé par J.MARTINI (I968, I972) et par J.P.BRETON (I972).

Mon étude, dont les résultats partiels ont été publiés (J.APRAHAMIAN, B.PAIRIS et J.L.PAIRIS, I974) a porté sur les variations de la composition minéralogique et des indices de cristallinité de l'illite, dans les séries sédimentaires du massif de Platé et du massif de Pormenaz, à partir de la fraction argileuse inférieure à 2 microns extraite de l'échantillon total par une méthode identique à celle utilisée au Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface à Strasbourg. Les agrégats orientés préparés à partir de cette fraction ont été soumis à 3 passages aux rayons X :

- I. normal; - 2. après traitement aux vapeurs d'éthylène-glycol; - 3. après chauffage à 490° pendant 4 heures.

L'indice de cristallinité des illites est obtenu par la mesure sur l'enregistrement normal de la largeur en millimétres du pic situé au voisinage de I0 Å, à la moitié de sa hauteur, suivant la méthode de B.KUBLER.

Les conditions opératoires sont telles que l'anchizone se situe entre les valeurs de l'indice de cristallinité (Icr) de 5,2-5,3 pour sa limite supérieure (passage de la zone de diagénèse avancée) et de 2,8-2,9 pour sa limite inférieure (passage à l'épizone).

Les échantillons ont été choisis dans chaque niveau stratigraphique le long de coupes le plus possible verticales dans la partie sud du massif; plus au nord ils ont été choisis dans les différents niveaux de façon à mettre en évidence des variations éventuelles par rapport aux résultats des coupes méridionales.

La position des coupes et des points de prélèvements isolés sont reportés sur la figure 40. Je me bornerai à donner ici les conclusions de cette étude.

I. CONCLUSIONS MINERALOGIQUES

La majorité des échantillons montre de l'illite et de la chlorite, bien que les quantités relatives de ces deux minéraux puissent varier largement.

Au gré des variations pétrographiques du sédiment originel et des plus ou moins grandes transformations dûes au métamorphisme, on trouve en plus des interstratifiés irréguliers ou réguliers (corrensite, allevardite), la possibilité d'existence de la kaolinite, de la montmorillonite et de la paragonite, comme je l'ai noté tout au long de mon étude stratigraphique; des quantités plus ou moins importantes de minéraux accessoires tels que le quartz et les feldspaths accompagnent d'ailleurs ces variations : la dominance des chlorites, ou les inversions de dominance (illite $>$ chlorite, ou chlorite $>$ illite) sont souvent associées à une présence plus accusée du quartz, et/ou des feldspaths, que l'on peut attribuer au détritisme.

Dans la mesure où les actions du métamorphisme n'ont pas été suffisamment poussées pour déstabiliser les minéraux originels du sédiment -ou au moins certains d'entre eux- on peut faire quelques remarques à propos de la répartition de ces derniers, en particulier en ce qui concerne l'Urgonien : cette formation offre en effet des niveaux à montmorillonite s. str. à La Cha, alors que dans le rocher de Cluses, l'échantillonnage a révélé des niveaux à kaolinite largement dominante; ce dernier minéral qui apparaît déjà d'ailleurs dans les Calcaires néocomiens supérieurs sous-jacents a été relevé par ailleurs dans la coupe d'Assy, accompagné de corrensite et dans le pli de Balme, en

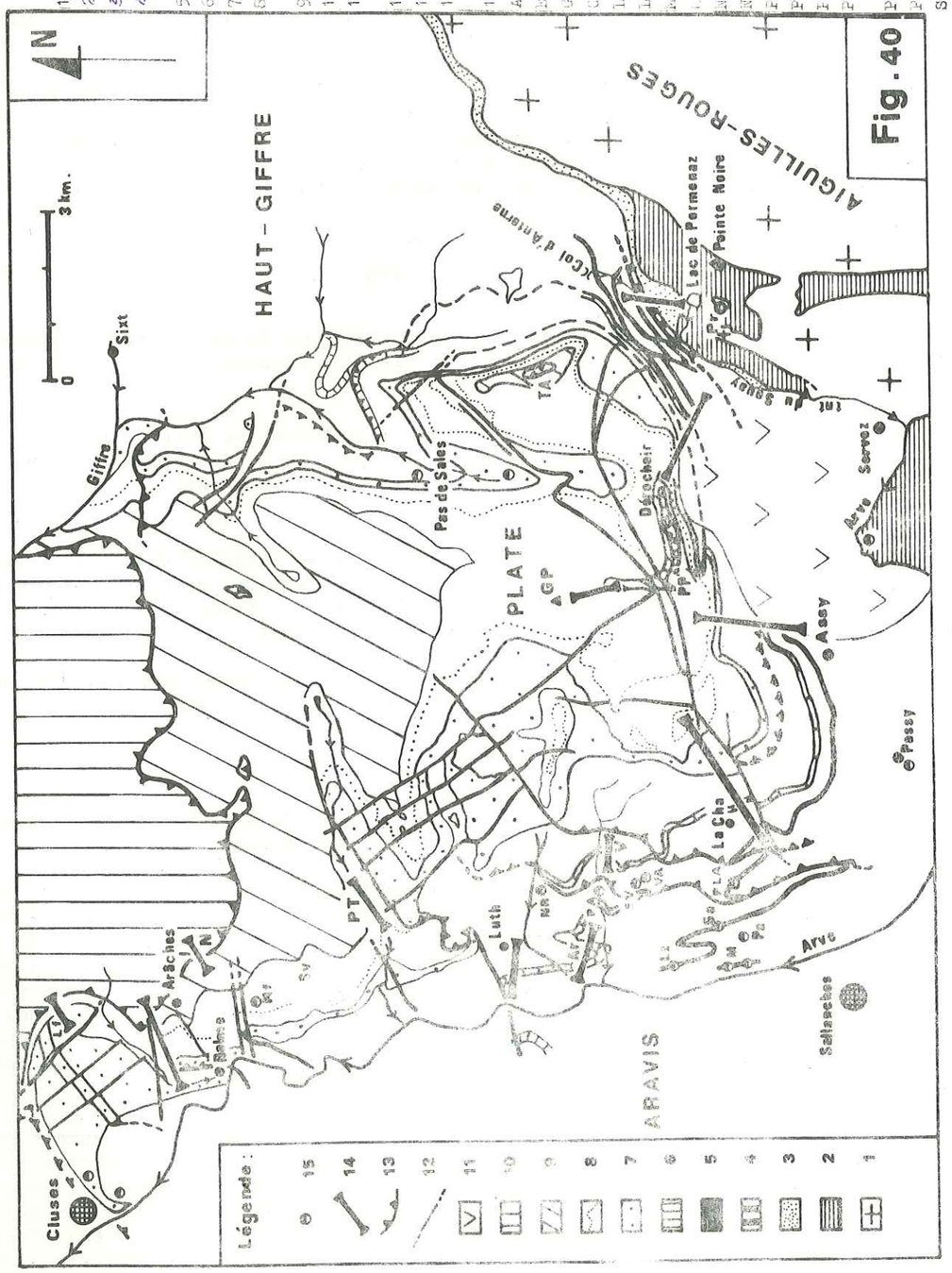


Fig.40

SCHEMA DE SITUATION DES COUPES ET DES POINTS DE PRELEVEMENTS UTILISES DANS L'ETUDE DU DEGRE DE CRISTALLINITE DE L'ILLITE.

quantité moindre, accompagné de quartz.

Si la montmorillonite peut s'être formée dans le milieu de dépôt de l'Urgonien, il est difficile pour la kaolinite d'envisager une formation dans le milieu marin. Ces minéraux trahissent donc des conditions de sédimentation différentes : si la montmorillonite révèle des milieux parfois confinés, mal drainés, également favorables au développement de la corrensite, la kaolinite de l'Urgonien de Cluses montre que ce secteur subissait une influence plus marquée que partout ailleurs par l'apport d'argiles continentales.

La corrensite, interstratifié régulier chlorite-montmorillonite, a été rencontrée dans le Trias du ravin du Souay, dans l'Urgonien de la coupe d'Assy, dans le Crétacé supérieur de la coupe de La Cha, dans le Tertiaire calcaire et schisteux du Dérochoir, du sommet des Grandes Platières et de la coupe d'Assy, dans le calcaire à Algues et Nummulites qui apparaît le long de la route sous le chevauchement de l'anticlinal de Balme, et enfin dans la couverture des Grès de Taveyannaz de cette même structure (bancs de grès et intercalaires schisteux du secteur d'Arâches) et de la Pointe de la Vuarda.

On sait avec B.KUBLER (I973) que la corrensite est un indicateur paléogéographique puisqu'on peut la rencontrer d'une part dans les argiles associées aux séries évaporitiques, dans les calcaires dolomitiques et les dolomies résultant d'un certain confinement, d'autre part dans les roches pyroclastiques, volcano-détritiques, effusives basiques et les grauwackes; mais on sait également que c'est aussi un marqueur de transformations diagénétiques puisqu'on la signale surtout dans les zones inférieures de la diagénèse; elle est considérée comme instable dans les zones plus profondes, mais elle a cependant été signalée dans l'anchizone ou dans l'épizone (Pyrénées) et a même été trouvée dans des calcaires ayant subi un lèger métamorphisme de contact (Maroc). Dans les Alpes occidentales, B.KUBLER signale que la corrensite a été mise en évidence dans les spilites du Pelvoux et dans les Grès de Taveyannaz; elle a été également trouvée dans du Trias dauphinois, aux abords de Vizille et de La Mure, où elle se place dans un contexte de cristallinité de base d'anchizone ou d'épizone supérieure (J.APRAHAMIAN, I974).

Pour les Grès de Taveyannaz, il faut lier la néoformation de corrensite au matériel pyroclastique des grauwackes; peu abondant alors, ce minéral est seulement décelable dans ces niveaux; il est ici toujours associé à la laumontite.

Le Trias bien qu'il se place dans la base de l'anchizone, montre de la corrensite dans les grès de base (niveaux qui se sontrévèlés par ailleurs faiblement dolomitiques lors des dosages des carbonates effectués au manocalcimètre). Si la présence de cette argile n'a rien d'étonnant dans la série triasique caractérisée par ailleurs par des niveaux lagunaires, curieusement par contre elle ne se manifeste pas dans les calcaires dolomitiques associés qui pourtant ont révélé IO% de dolomie. Il faut probablement rechercher la cause de ce phénomène dans les différences de porosité présentées par les niveaux, et dans le fait que l'on se place ici dans un domaine de transformations dans lequel la corrensite est réputée instable.

Ce minéral se trouve également dans les calcaires tertiaires, en particulier à la base de la formation du Dérochoir où il constitue pratiquement toute la fraction argileuse; on note sa présence dans les calcaires à Algues et les Schistes sus-jacents. Dans les secteurs externes peu transformés, on ne trouve le plus souvent que l'interstratifié irrégulier chlorite-montmorillonite (C-M) dans les mêmes niveaux; c'est cet interstratifié qui aurait pu évoluer parfois en corrensite (Calcaires blancs de la route de Balme), dans des conditions chimiques particulièrement favorables (abondance de magnésium surtout, marquée aussi par l'apparition des chlorites magnésiennes dans le sédiment) sans élévation marquée de la température puisque le contexte de cristallinité correspond alors à une diagénèse normale.

L'existence de milieux confinés, ou à nette tendance au confinement, est donc mise en évidence dans le bassin de sédimentation du Nummulitique marin, ce qui s'accorde bien avec la présence de nombreux horizons à Algues et Polypiers dans la base du Tertiai-

re de Platé étant donné ce que l'on connaît par ailleurs sur les conditions de formation de ces dépôts.

La corrensite a été rencontrée aussi dans les échantillons de l'Urgonien d'Assy et du Crétacé supérieur de La Cha; dans ces niveaux, la tendance au confinement est attestée en outre par l'existence de montmorillonite dans le cortège minéralogique.

II. REPARTITION DES INDICES DE CRISTALLINITE ET DES MINERAUX

Les valeurs obtenues lors des mesures ont été disposées sur des diagrammes établis selon la méthode préconisée par J.ESQUEVIN (I966), en portant en ordonnées l'indice de cristallinité de l'illite (Icr) et en abscisses le rapport des hauteurs des pics à 5 Å et à I0 Å (I 5Å / I I0Å). Les limites supérieure et inférieure de l'anchizone ont été figurées sur ces diagrammes, de sorte que dans leur partie basse apparaît le sommet de l'épizone et dans leur partie haute la zone de diagénèse. Les secteurs de diagénèse avancée et normale n'ont pas été séparés, le passage de l'un à l'autre n'étant nulle part défini de manière précise sur les indices de cristallinité; il serait souhaitable de pouvoir faire coincider cette limite avec celle de l'apparition de laumontite; on peut alors envisager, bien que l'on manque encore de données précises, qu'elle puisse se placer vers les indices de cristallinité de Icr = I0 ± 2.

I. DOMAINE DES AIGUILLES ROUGES

Le Houiller et le Trias de Pormenaz, de Servoz et du Souay (fig.4I), se placent dans la base de l'anchizone et la courbe enveloppe des points représentatifs de ces niveaux présente la forme caractéristique de cette zone. Dans le Trias, la corrensite est bien cristallisée (premier pic dégagé, encore que son peu d'abondance rende sa cristallinité non mesurable).

Le Crétacé supérieur de Pormenaz ainsi que la lame calcaire du ravin du Souay, écrasée sous le Mésozoïque épais de Platé, et dont les valeurs sont regroupées sur la figure 43 se placent aussi tout à fait à la base de l'anchizone.

Ce secteur présente dans son ensemble le degré de métamorphisme le plus élevé que nous ayons observé dans la région couverte par cette étude; il se place tout entier dans l'anchizone inférieure bien caractérisée.

2. DOMAINE DE PLATE

Les transformations reconnues dans le massif de Platé répartissent les formations de ce domaine depuis le milieu de l'anchizone jusque dans la zone de diagénèse faible.

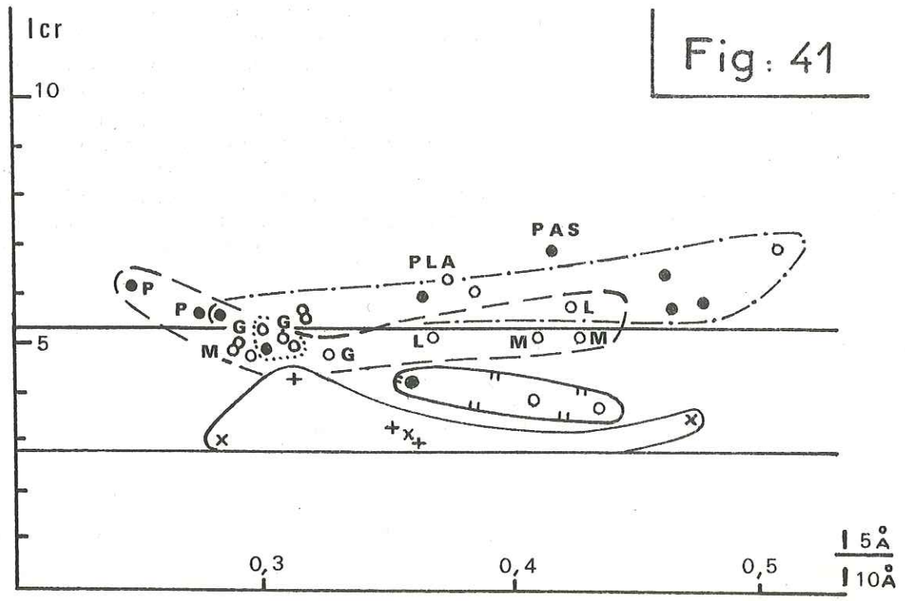
A. Evolutions latérales :

Ces transformations sont nettement plus accusées dans la partie sud-est du massif que plus au nord-ouest : nous retrouvons ainsi le métamorphisme décroissant déjà noté par J.MARTINI (I972) à mesure que l'on s'éloigne de l'axe cristallin des Aiguilles Rouges.

Au Dérochoir, les Schistes à nodules et le Dogger calcaire (fig.4I) sont nettement dans le milieu de l'anchizone et peuvent éventuellement renfermer de la paragonite (ainsi d'ailleurs que les Schistes du Jurassique supérieur sus-jacent) alors que ces mêmes niveaux au Petit Arvet, à Luzier, à Méribel, dans les coupes de La Cha, Assy, et à Passy ne se situent que dans la base de la zone de diagénèse avancée (Schistes à nodules) ou sur la limite supérieure de l'anchizone (Dogger calcaire).

Il convient de noter tout de suite une anomalie des dispositions des indices de cristallinité concernant ces deux formations : ceux du Dogger calcaire sont systématiquement inférieurs à ceux offerts par les niveaux liasiques qu'ils surmontent;

Fig : 41



——— Domaine des Aiguilles-Rouges

—·—·— Coupe du Dérochoir

—·—· Coupe de La Cha

— — Base de la rive droite de la cluse de l'Arve

····· Coupe d'Assy

+ Houiller

o Dogger calcaire

× Trias

● Schistes à nodules

PAS : Passy

PLA : Le Planey

G : Grand-Arvet

L : Luzier

M : Méribel

P : Petit Arvet

PARAMÈTRES CRISTALLOGRAPHIQUES DE L'ILLITE DU HOUILLER AU DOGGER CALCAIRE.

ceci est bien entendu à mettre au compte du détritisme plus important que l'on note dans cette assise calcaire, et correspond à une influence des cristallinités héritées. La différence d'intensité de cristallisation entre ces couches au sud-est et au nord-ouest est marquée aussi bien entendu par les modifications du cortège minéral puisque, si la paragonite est représentée au Dérochoir, et probablement à Assy dans la base de la coupe, plus au nord-ouest des illites d'abord légèrement ouvertes à Passy puis nettement ouvertes à La Cha apparaissent sporadiquement dans les Schistes à nodules; ces mêmes illites non décelées dans la base et la partie moyenne du Dogger calcaire à La Cha sont probablement masquées alors par le détritisme, mais elles s'affirment franchement dans le sommet de cette formation; au Dérochoir par contre, les illites ouvertes ne débuteront qu'avec le Tithonique (°°°).

L'état cristallin de la corrensite est aussi symptomatique à cet égard, montrant une évolution du sud-est au nord-ouest :

"Cristallinité" de la corrensite

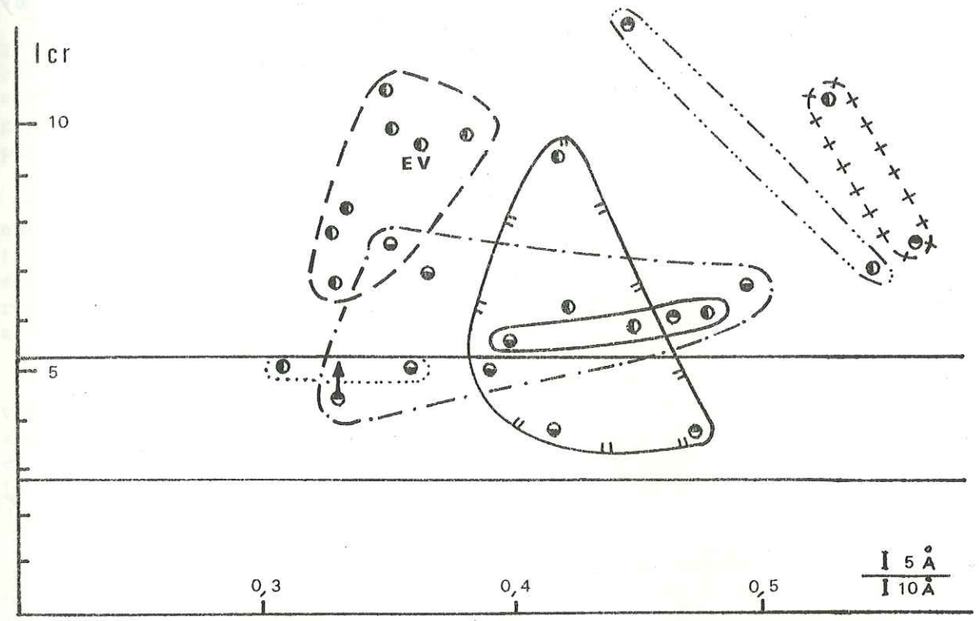
	I4,7 Å	9,8 - I0 Å	Position des pics
Calcaire tertiaire du Dérochoir			largeur des pics
- niveau à Algues.....	5,2	3,8	
- base	3,5	3,75	en millimètres
Crétacé supérieur de La Cha	6,6-6,7	6,I-6,6	à mi-hauteur .

La corrensite est très bien cristallisée au Dérochoir et sa "cristallinité" s'intègre parfaitement dans le contexte d'anchizone moyenne dans lequel elle se place alors. Dans le secteur de La Cha, l'état cristallin de ce minéral (largeur des pics double de celle du Dérochoir) est bon mais moins net qu'au sud-est; néanmoins, encore que l'on puisse invoquer des conditions de milieu favorables à sa formation, il faut envisager une influence thermique pour assurer ici cette cristallisation (action qui serait plus forte au Dérochoir qu'à La Cha).

La cristallinité de la corrensite, non mesurable sur les autres échantillons peut être cependant estimée moins bonne pour les Calcaires blancs de la route de Balme, de l'Aiguille du Dérochoir et des Grandes Platières, les Grès de Taveyannaz et leurs schistes intercalaires, tous niveaux pour lesquels le premier pic de ce minéral ne donne qu'un palier sur les diffractogrammes.

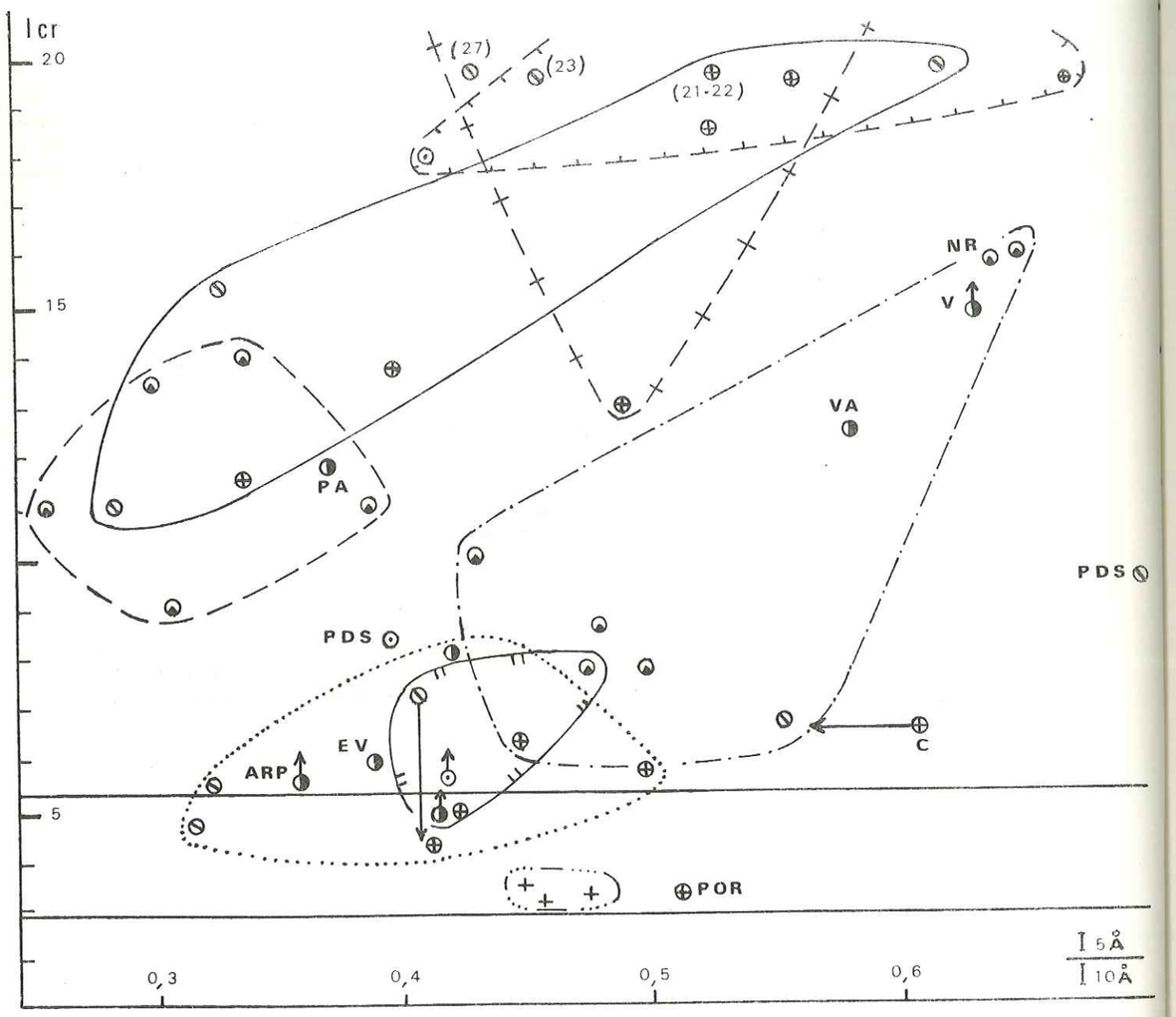
La plupart du temps, en fait, dans les régions les plus externes, on ne trouve que l'interstratifié irrégulier (C-M) qui témoigne d'un degré de transformation moindre, s'accordant parfaitement avec la zone de diagénèse faible dans lequel on le trouve alors.

(°°°) On retrouve ici comme d'ailleurs dans l'ensemble de cette étude les évolutions parallèles entre cristallinité et composition minéralogique classiquement décrites dans le passage de la diagénèse au métamorphisme . (G.DUNOYER de SEGONZAC, I969).



PARAMÈTRES CRISTALLOGRAPHIQUES DE L'ILLITE POUR LE JURASSIQUE SUPÉRIEUR

Fig: 42



—·····— Lame calcaire du Souay

—·—·— Coupe de La Cha

——— Pli de Balme

— — — Cluses - La Frasse

——ıı—— Coupe du Dérochoir

— — — Luth

— + — Route de Balme

..... Coupe d'Assy

◑ Néocomien basal ◉ Schistes valanginiens ⊙ Calcaires néocomiens supérieurs

⊘ Urgonien ⊕ Crétacé supérieur + Lame calcaire du Souay

Echantillon sous-estimé. Ech. surestimé. Ech. à corrensite.

ARP: Arpennaz. EV: Ecaille septentrionale de Vange. VA: Vange V: Véran.

NR: Nant de la Ripraz. PA: Pont des Arcets. PDS: Pas de Sales.

POR: Pormenaz.

Fig: 43

PARAMÈTRES CRISTALLOGRAPHIQUES DE L'ILLITE POUR LE CRÉTACÉ ET LA LAME CALCAIRE DU SOUAY.

Le degré de cristallinité de la corrensite, surtout si l'on se souvient qu'il est très bon également dans le Trias des Aiguilles Rouges (contexte de base d'anchizone, voire d'épizone) reflète donc parfaitement l'état de cristallisation des niveaux dans lesquels on rencontre ce minéral, et permet de mettre aussi en évidence un gradient de transformations décroissant du sud-est au nord-ouest, ce qui s'accorde donc parfaitement avec les résultats obtenus avec l'illite.

Les interstratifiés irréguliers, d'une façon plus générale, n'apparaissent que dans les Schistes valanginiens au sud-est (niveau dans lequel ils demeurent malgré tout peu abondants), alors que plus au nord-ouest dans la coupe de La Cha, ils sont nets dès le Tithonique et ont même été relevés dès "l'Argovien" à Luth, et à Vange. Ils seront toujours présents dans les niveaux sus-jacents de toutes les coupes (Dérochoir, et coupe d'Assy exceptés).

D'autres minéraux subsistent dans des domaines plus ou moins externes et viennent, par leur apparition, marquer des degrés de transformations moindres dans les secteurs les plus au nord-ouest : la kaolinite est ainsi très nette dans les régions de Balme et de Cluses, la montmorillonite dans l'Urgonien et le Crétacé supérieur de La Cha, ce qui singularise ces niveaux par rapport à ceux du Dérochoir recristallisés dans un contexte d'anchizone.

D'une façon générale, les indices de cristallinité et leur dispersion augmentent dans les formations au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'axe cristallin externe vers le nord-ouest ainsi que le montrent clairement les diagrammes (fig.4I, 42, 43 et 44) : les indices de cristallinité les plus élevés sont offerts par les couches du Crétacé supérieur et du Tertiaire des secteurs de Balme et de Cluses.

B. Evolutions verticales :

Si l'on regroupe sur une même figure les caractéristiques des différents niveaux rencontrés d'une part dans la coupe du Dérochoir et du flanc nord-occidental des Aiguilles Rouges (fig.45) et par ailleurs celles apparaissant dans les autres coupes (fig.46) on remarque immédiatement une évolution verticale des indices de cristallinité au sein de chacun des ensembles. Je traiterai plus particulièrement les secteurs du Dérochoir et de la partie amont de la cluse de l'Arve, qui présentent quelques singularités.

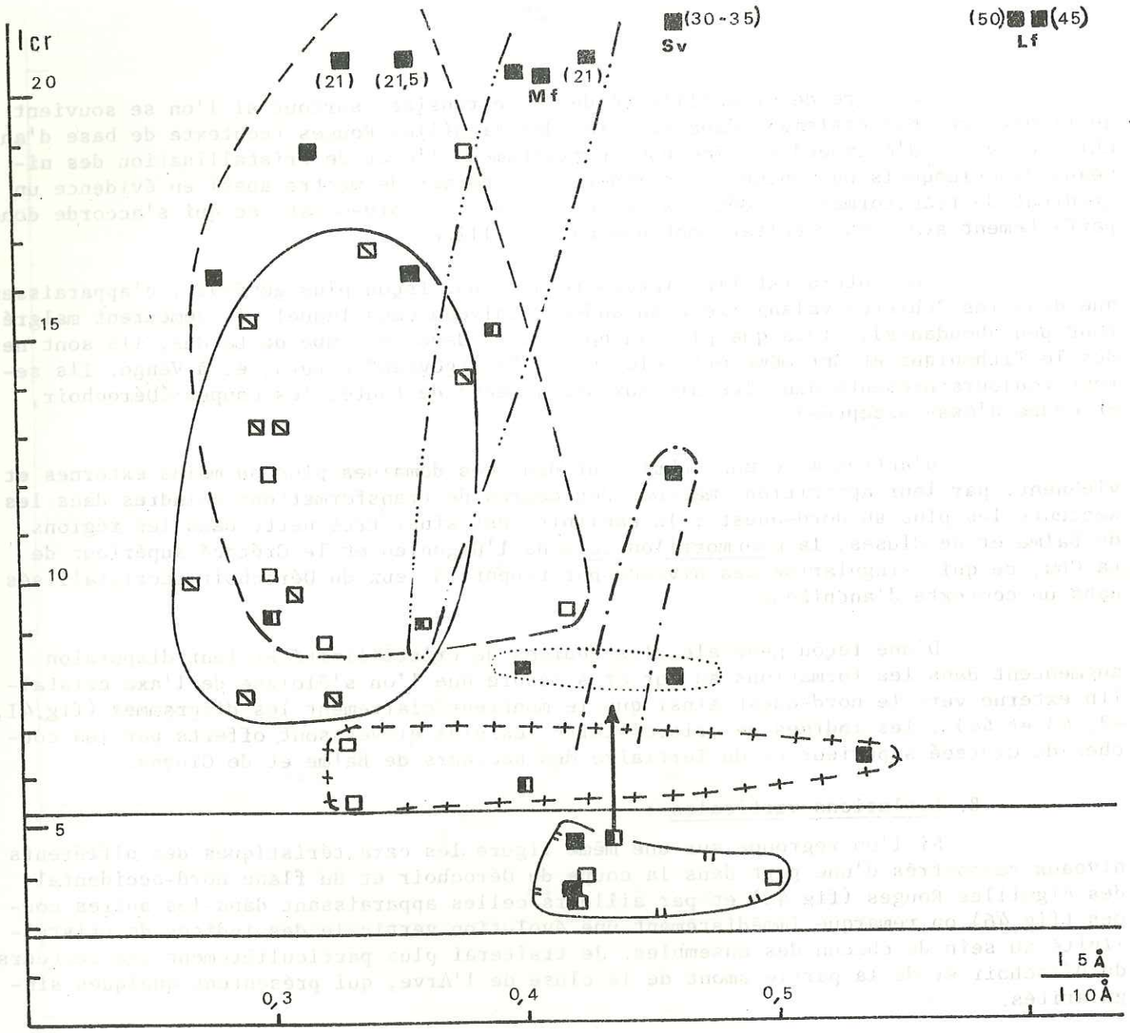
I) la coupe du Dérochoir (fig.45) :

Elle montre une évolution continue depuis le milieu de l'anchizone affectant le Lias et le Dogger, jusque dans la zone de diagénèse avancée atteinte dans le Tithonique et le Néocomien.

Dès l'Urgonien, réapparaissent des niveaux à indices nettement surestimés puisqu'on note dans l'échantillonnage la présence de paragonite et de corrensite; la présence de ce dernier minéral a été confirmée dans le Tertiaire calcaire et schisteux sus-jacent. Du point de vue des cristallinités, l'ensemble Urgonien à Tertiaire est homogène et se place dans l'anchizone . (Icr corrigé ≃ 4 pour l'Urgonien)

L'appartenance de ces niveaux supérieurs du Dérochoir à une zone de métamorphisme nettement plus poussé que celui dans laquelle ont été transformés les sédiments tithoniques et néocomiens sous-jacents est confirmée par l'existence de pumpellyite et de prehnite associées à la laumontite dans les Grès de Taveyannaz de ce secteur (J.MARTINI, I968). Ces grès se placent donc à la transition entre la zone à laumontite et la zone à pumpellyite-prehnite; cette dernière d'après les auteurs, recouvre l'anchizone qu'elle ne déborderai que légèrement vers le haut pour toucher la partie inférieure de la zone de diagénèse avancée (H.D.KISH, I974).

L'existence de nombreux cisaillements sur la bordure sud-est du massif, traversant et redoublant les formations qui jouent alors les unes sur les autres "en jeu de cartes" (cisaillements sous le Tithonique du col d'Anterne, écaillages du Lias et du Dogger en rive droite du ravin du Souay, cisaillements du pli de Barmus(E.HITZEL, I9IO) nous conduisent à admettre un déplacement possible entre Urgonien et Tithonique;



Coupe du Dérochoir

Pli et route de Balme

Grandes Platières

Pernant

Coupe de La Cha

Wildflysch

Coupe d'Assy

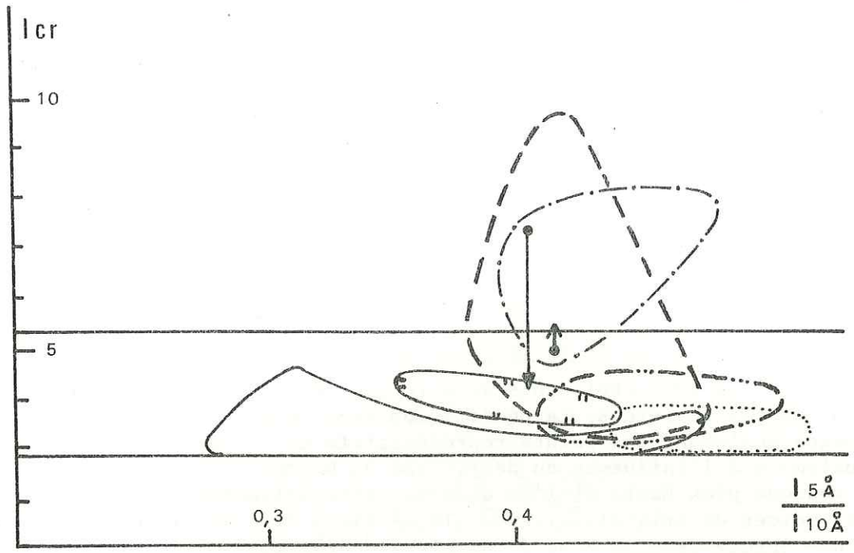
LF : La Frasse. MF: Mont Favy. SV: Serveray.

Calcaires Schistes tertiaires Grés de Taveyannaz

Wildflysch Echantillon sous-estimé

Fig: 44

PARAMÈTRES CRISTALLOGRAPHIQUES DE L'ILLITE POUR LE TERTIAIRE ET LE WILDFLYSCH



Houiller à Trias

Lame calcaire du Souay et Crétacé supérieur de Pormenaz

Schistes à nodules et Dogger calcaire

Jurassique supérieur

Crétacé

Tertiaire

DÉROCHOIR

Echantillon surestimé

Echantillon sous-estimé

PARAMÈTRES CRISTALLOGRAPHIQUES DE L'ILLITE DANS LE DOMAINE DES AIGUILLES-ROUGES ET LE DÉROCHOIR

Fig: 45

de fait, immédiatement sous les barres rousses de la formation des Calcaires néocomiens supérieurs dans la coupe du Dérochoir apparaissent deux cisaillements accompagnés de replis d'axes subméridiens témoignant d'un très net froissement des couches; ces accidents trouveraient leur prolongement dans ceux que l'on voit se manifester dans la structure de Barmus. Les indices de cristallinité de la base des Calcaires néocomiens supérieurs (Icr = 5,2 à 5,6), s'ils semblent s'harmoniser assez bien avec ceux de l'ensemble supérieur plus transformé, ne sont cependant pas très fiables, les niveaux étant sous influence détritique nette. Si cette formation s'intègre mécaniquement à l'ensemble supérieur, elle présente néanmoins des valeurs d'indice plutôt intermédiaires entre le domaine de l'anchizone existant au-dessus d'elle et les Schistes valanginiens (diagénèse avancée) qu'elle chevauche, surtout si l'on admet que ses propres valeurs peuvent être sous-estimées. L'unité supérieure chevauchante, à semelle de Calcaires néocomiens supérieurs semble donc présenter un gradient de transformations croissant vers le haut, ce qui a été traduit sur la figure 47 par les courbes enveloppes tracées au-dessus du cisaillement de Barmus.

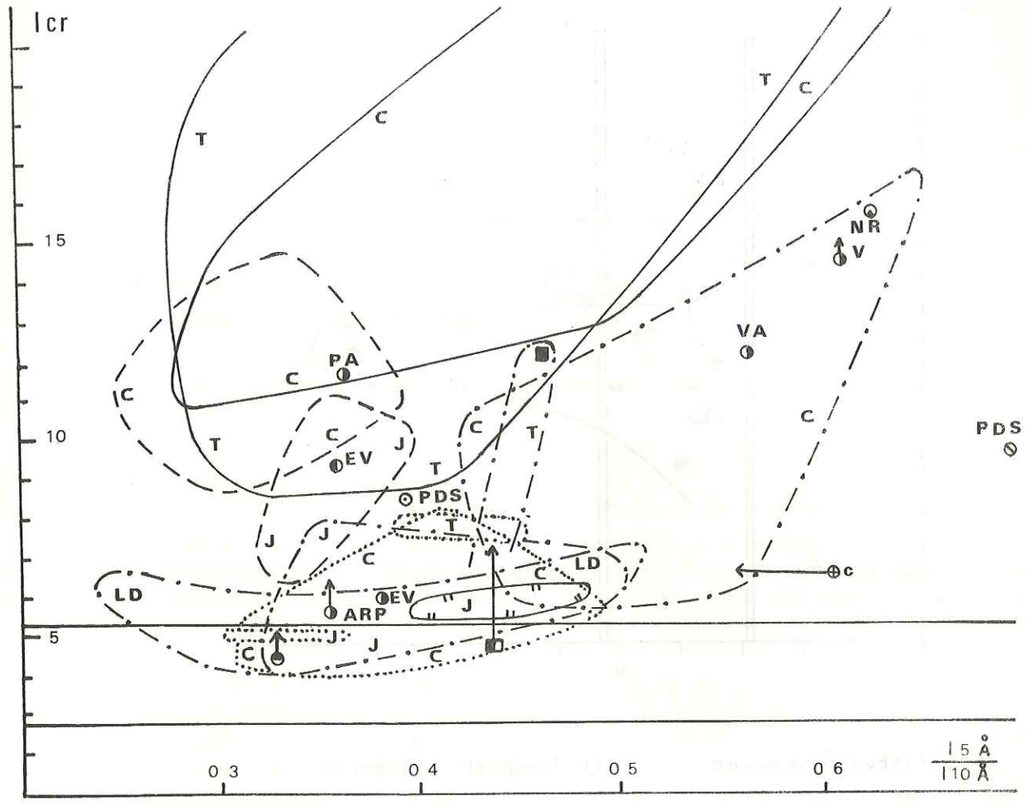
2) La partie amont de la cluse de l'Arve (fig.46):

Les indices sont croissants vers le haut de la série stratigraphique jusque dans les Schistes valanginiens. La pénétration dans la partie haute de l'anchizone, des deux nuages englobant les points représentatifs de l'ensemble du Jurassique, est dûe principalement à l'influence du détritisme du Dogger calcaire et de "l'Argovien" que nous avons indiqué plus haut. Si l'on élimine cette influence, tout ce secteur offre alors des indices de cristallinité se plaçant hors de l'anchizone et montre une évolution continue jusque dans la zone de diagénèse normale.

Les indices de cristallinité subissent une chute avec l'Urgonien et le Crétacé supérieur, en même temps que de la corrensite se manifeste dans ce dernier niveau. L'état cristallin de ce minéral nous oblige, comme nous l'avons vu, à admettre pour ces niveaux une action thermique surimposée aux conditions de milieu favorables à sa formation. Plus haut, dans les Calcaires blancs du Tertiaire l'indice de cristallinité augmente nettement (Icr = I0 à I3) pour offrir de nouveau dans les Schistes susjacents, des valeurs de 4,I à 5,3. Ces dernières non homogènes par rapport à celles des niveaux sur lesquels elles se placent, peuvent éventuellement être dûes au détritisme (un peu plus haut, dans cette même formation, apparaît en effet un banc microconglomératique lenticulaire net). D'ailleurs les pics à I0 A obtenus sur les enregistrements après traitement à l'éthylène-glycol, puis après chauffage, ne sont pas superposables à celui donné par l'enregistrement normal; en particulier la base du pic se dégage nettement après passage à l'éthylène-glycol, ce qui trahit la présence de feuillets gonflants. Grâce à ce que l'on connaît par ailleurs sur les modifications des pics de l'illite, surtout dans leur base, ce phénomène semble être une particularité qui permettrait de distinguer les illites à cristallinité de type anchizone héritées par détritisme de celles qui ont acquis leur cristallinité par transformation dans le sédiment à condition bien sûr qu'il ne s'agisse pas d'une altération superficielle, ni d'interstratifiés réguliers en traces qu'on confondrait avec des interstratifiés irréguliers faiblement représentés.

Pour expliquer la superposition anormale des cristallinités, on pourrait suggérer ici aussi l'existence d'un mouvement différentiel de l'Urgonien et de sa couverture par rapport aux Schistes valanginiens et à leur substratum. De fait, un jeu préférentiel probable est à envisager au toit des Schistes valanginiens sous la carapace urgonienne lors du mouvement de torsion et de basculement des fractures anciennes N 50°E qui affectaient préalablement la région. L'amplitude de ce mouvement ne peut cependant être que faible, d'autant plus qu'aucune trace de broyage n'a été relevée dans ces niveaux; il paraît difficile dans ces conditions d'expliquer une telle disposition des cristallinités, uniquement par l'action de la tectonique.

D'autre part, un gradient de transformations qui semble lui aussi être inversé ressort du dessin des courbes enveloppes des indices de cristallinité des différents niveaux (fig.46 et 48); ceci malgré la sous-estimation très probable de l'indice des Schistes tertiaires, et en tenant compte du fait que les Grès de Taveyannaz



— · — · Coupe de La Cha (avec Grand-Arvet, Méribel, Luzier et Petit-Arvet pour LD)

—— II —— Arpennaz

— — — — Luth

——— Serveray, Balme, La Frasse et Cluses.

..... Assy

◓ Argovien. ◑ Néocomien basal. ⊙ Calcaires néocomiens supérieurs. ⊘ Urgonien.

⊕ Crétacé supérieur. ■ Calcaires tertiaires. ◧ Schistes tertiaires.

Echantillons sous-estimés ←○c Echantillon à corrensite.

LD: Schistes à nodules et Dogger calcaire J: Jurassique supérieur

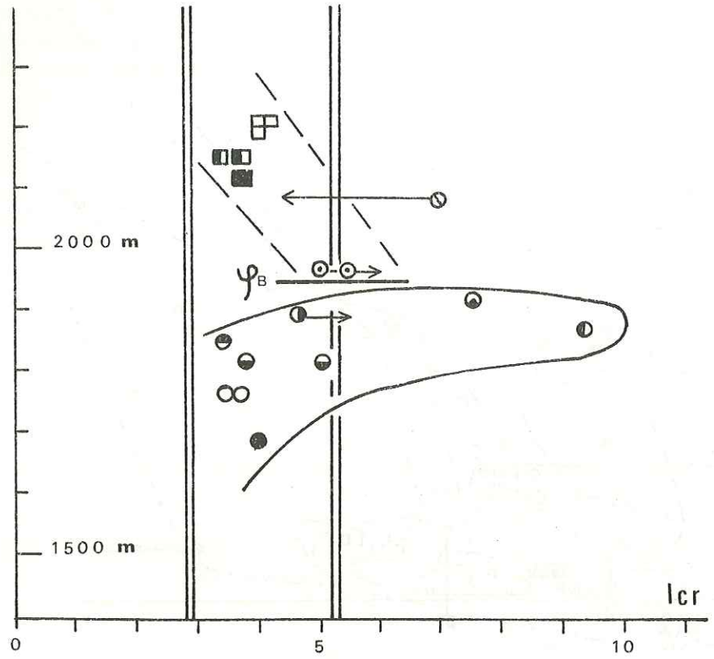
C: Crétacé T: Tertiaire

ARP: Arpennaz EV: Ecaille septentrionale de Vange VA: Vange V: Véran

NR: Nant de la Rippaz PA: Pont des Arcets PDS: Pas de Sales

Fig: 46

PARAMÈTRES CRITALLOGRAPHIQUES DE L'ILLITE DANS LES SECTEURS MÉDIAN ET EXTERNE DU MASSIF DE PLATÉ.



● Schistes à nodules
○ Dogger calcaire
◒ Callovo-Oxfordien
◓ Argovien
◐ Tithonique
◑ Néocomien basal
◉ Schistes valanginiens
⊙ Calcaires néocomiens supérieurs
⊘ Urgonien
■ Calcaires tertiaires
◧ Schistes tertiaires
□ Grès de Taveyannaz

o⟶ Echantillon à indice de cristallinité sous-estimé
⟵o " " " " " surestimé
Courbe enveloppe des indices de cristallinité
φ_B Cisaillement de Barmus

Fig: 47

RÉPARTITION DES INDICES DE CRISTALLINITÉ DE L'ILLITE EN FONCTION DE L'ALTITUDE DANS LA COUPE DU DÉROCHOIR

qui devaient couronner la coupe de La Cha avant leur érosion se trouvaient nécessairement sous le faciès à laumontite.

III. CONCLUSIONS SUR LA REPARTITION DES CRISTALLINITES ET DES MINERAUX

L'exposé des résultats permet de voir que la région présente des influences nettes de métamorphisme de type anchizonal; l'existence le long des coupes verticales d'un gradient de métamorphisme d'abord décroissant vers le haut jusqu'au Néocomien puis inverse, croissant régulièrement jusqu'au contact des nappes préalpines internes, alors que la série sédimentaire est parfaitement continue et en position normale, nous oblige à admettre que deux métamorphismes se sont succèdés à Platé.

I. LE PREMIER METAMORPHISME

Les parties basse et moyenne de la série de Platé présentent une évolution des influences du métamorphisme très nettement décroissantes vers le haut ainsi que du sud-est vers le nord-ouest comme nous l'avons vu.

Si on examine dans cette portion des coupes l'épaisseur des sédiments concernés par les transformations de même intensité, on se rend compte d'une nette différence entre les secteurs du Dérochoir et de l'amont de la cluse de l'Arve.

Pour faire cette comparaison plus facilement j'ai reporté sur les diagrammes les différentes valeurs des indices de cristallinité en fonction des altitudes de prélèvements, ce qui donne une bonne approximation (vu les pendages des assises et l'allure de la topographie) des épaisseurs des niveaux entrant dans les différentes zones du métamorphisme.

La coupe du Dérochoir apparaît sur la figure 47 : on remarque qu'à partir de sa base, il suffit de 250m de série pour passer, de la partie médiane de l'anchizone à un domaine qui en sort nettement. Dans l'amont de la rive droite de la cluse de l'Arve, par contre les cristallinités se maintiennent de façon pratiquement uniforme, vers la limite anchizone-zone de diagénèse avancée sur une hauteur de plus de 800 m (fig.48)

Cette grande variation d'épaisseur des niveaux d'isocristallinité ne peut s'expliquer que par la superposition d'une tectonique postérieure au métamorphisme.

Au Dérochoir, la réduction d'épaisseur des zones d'isocristallinité peut être attribuée essentiellement aux écaillages engendrés par la déformation la plus tardive connue dans la région; l'amont de la cluse de l'Arve les redoublements tectoniques qui épaississent considérablement les zones d'isocristallinité dans la base de la série ont été provoqués, au contraire, par la déformation génératrice des axes des plis N 60°E et du plissement des failles préexistantes en failles-plis; cette fernière étape tectonique apparaît dans ce secteur comme l'évènement structural prépondérant, la déformation subméridienne ne faisant que se surimposer à elle sans effets majeurs.

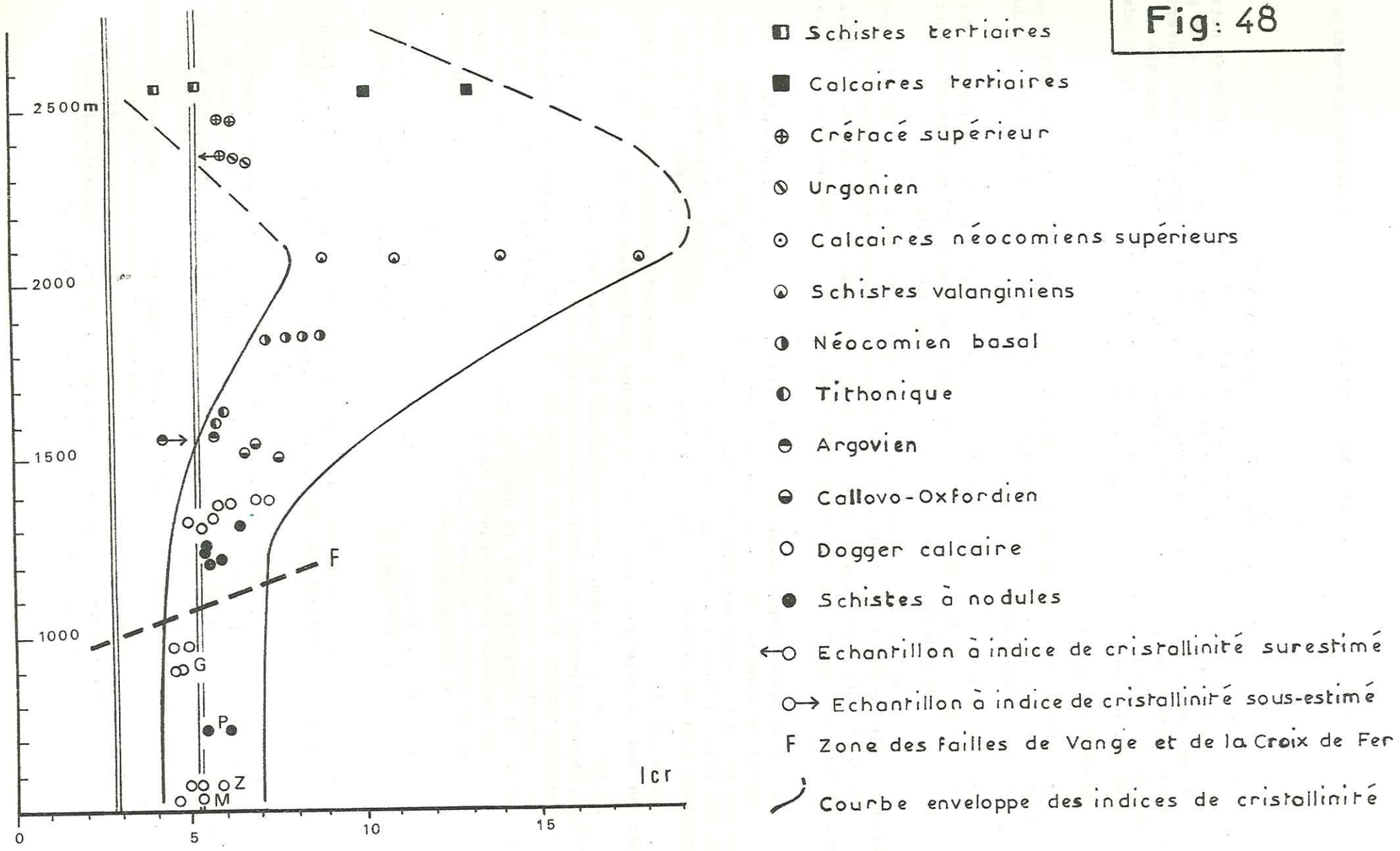
Les zones d'isocristallinité, reprises à l'évidence par la déformation génératrice des axes de plis N 60°E sont donc obligatoirement antérieures à cette déformation.

C'est la constatation de ce phénomène qui permet d'expliquer l'anomalie d'épaisseur du Néocomien au-dessus d'Assy par un redoublement de la série dû à la faille de Praz-Coutant. (Fig.49).

Comme il est logique par ailleurs d'admettre que le plissement d'axes N 60°E est synchrone de la mise en place des nappes préalpines internes, on est conduit à envisager l'hypothèse que ce métamorphisme est antérieur au charriage de ces masses sur le domaine de Platé.

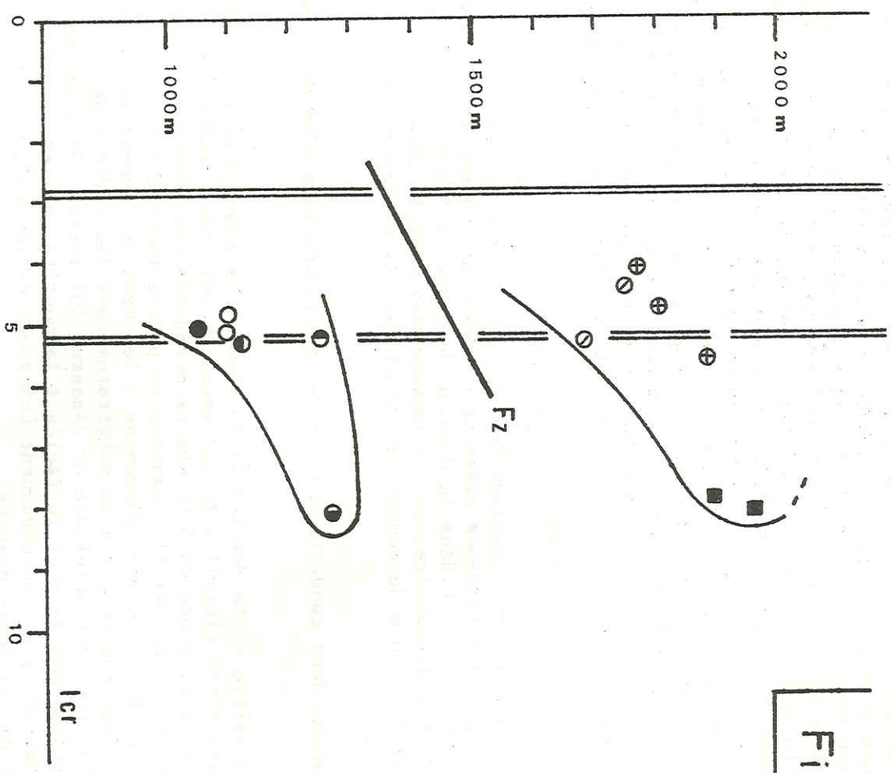
Les nappes portent d'ailleurs elles-mêmes l'empreinte des recristallisations métamorphiques; celles-ci sont plus marquées dans les unités supérieures que dans celles qui constituent la base de l'édifice allochtone (J.MARTINI,1972). Leurs transformations font apparaître un métamorphisme précoce qui a touché au moins le domaine interne, et qui présentait un gradient décroissant vers l'extérieur de la chaîne.

Fig: 48



RÉPARTITION DES INDICES DE CRISTALLINITÉ DE L'ILLITE EN FONCTION DE L'ALTITUDE DANS LA COUPE DE LA CHA ET LES SECTEURS DU GRAND-ARVET (G), DE MÉRIBEL (M), DU PETIT-ARVET (P) ET DE LUZIER (Z).

Fig: 49



RÉPARTITION DES INDICES DE CRISTALLINITÉ DE L'ILLITE EN FONCTION DE L'ALTITUDE DANS LA COUPE D'ASSY

Il n'est pas exclu que le domaine de ces transformations ait pu s'étendre jusque dans mon secteur, et que les recristallisations antérieures au plissement N 60°E. qu'on y voit soient à mettre en parallèle avec le métamorphisme précoce de ces nappes. Il faut alors, bien entendu, admettre qu'à Platé l'épaisseur de la série stratigraphique était suffisante pour entraîner les transformations qu'on y relève; en fait, l'épaisseur reconnue de la série, Schistes à nodules et Dogger calcaire non compris atteint 2000 m; cette valeur doit être considérée comme minimale puisque le toit des Grès de Taveyannaz ne se trouve pas obligatoirement au contact de la nappe. Cependant pour épaisse que cette dernière formation ait pu être, la série n'a pu atteindre les 6000 m qui sont habituellement considérés comme nécessaires pour obtenir, par enfouissement, des transformations semblables à celles qu'on note dans les assises étudiées. Il faut donc envisager soit que la région se trouvait dans un secteur gradient géothermique nettement plus élevé que la normale, soit qu'il s'y exerçait un effet tectonique important.

2. LE DEUXIEME METAMORPHISME

Dans le domaine des Aiguilles Rouges à série réduite où le Crétacé supérieur transgressif sur le socle à Pormenaz présente un degré de transformation qui le place dans la base de l'anchizone, et dans le domaine de Platé où les Grès de Taveyannaz, terme ultime de la série sédimentaire, sont métamorphisés dans la zone à laumontite, une semblable épaisseur de 6000 m de couverture ne saurait être invoquée qu'après la mise en place des nappes.

Nous sommes donc conduits à admettre l'existence d'un deuxième métamorphisme.

Pour la partie haute des séries du domaine de Platé nous avons décelé un redoublement des zones d'isocristallinité qui peut, au Dérochoir tout au moins, être attribuable à un écaillage, alors qu'à La Cha ce mécanisme tectonique paraît déjà beaucoup moins évident. En outre, si l'on examine la partie haute des séries dans le secteur d'Arâches, on retrouve le même phénomène : les Grès de Taveyannaz, transformés dans le faciès à laumontite, reposent sur un substratum dont les indices de cristallinité anormalement élevés (Icr peut atteindre et dépasser 50) restent dans la zone de diagénèse normale; la position admise pour le faciès à laumontite, qui est appuyée par le degré d'évolution des charbons qui l'accompagnent (charbons de Pernant, G.D.KISH, I974) se situe dans la zone de diagénèse avancée.

L'explication de ce phénomène dans ce secteur ne peut faire intervenir un écaillage, compte tenu de ce que l'on connaît de la tectonique de cette région. Faut-il alors rejeter la signification du faciès zéolite ou bien admettre que ce faciès a été produit par une action venant du haut?

Dans les parties hautes des coupes, nous avons noté au Dérochoir et à La Cha l'existence d'un gradient de transformation inversé, croissant vers le haut. En ce qui concerne le secteur d'Arâches, on note aussi, avec J.MARTINI (I968) l'existence, immédiatement sous le contact de la nappe, d'un faciès vert (à albite, chlorite, sphène, prehnite et séricite) témoignant, dans le haut des Grès de Taveyannaz, de transformations plus poussées que dans les grauwackes à laumontite. Ce phénomène est d'ailleurs général dans tout le massif (J.MARTINI, I968). Ainsi un gradient inversé apparaît à l'évidence dans le secteur de Platé.

Il semble clair que ce métamorphisme doit être lié directement à la mise en place de la nappe. C'est ce phénomène qui aurait affecté les séries proches du contact anormal : parties hautes du domaine de Platé et série réduite des Aiguilles Rouges.

Comme on sait que la chaleur est considérée comme la cause déterminante de l'amélioration des cristallinités (B.KUBLER, I967 b) on doit attribuer à la mise en place de la nappe un effet thermique sur le substratum.

A ce propos il faut signaler que P.H.REITAN (I968) a étudié d'un point de vue théorique la possibilité d'intervention de chaleur produite par une friction durant le

métamorphisme. Cet auteur conclut que, dans un contexte de métamorphisme la production de chaleur dégagée par frottement peut avoir une influence non négligeable permettant d'envisager l'apparition de différences nettes et localisées dans les associations minérales. Pour lui ce mécanisme pourrait contribuer à l'apparition de certains gradients géothermiques particulièrement redressés ou occasionnellement renversés, qui découlent parfois de l'application à des cas réels, de données théoriques ou expérimentales concernant les conditions d'équilibre des minéraux et de leurs assemblages. D'autre part, K.J.HSU (I969) qui a été étudié d'un point de vue mécanique les phénomènes de mise en place le long du chevauchement de Glaris, arrive à la conclusion qu'une température comprise entre 300 et 400°C était nécessaire dans la partie inférieure de la nappe durant ces mouvements (pour des vitesses d'avancée comprises entre 0,2 et I0 cm/an, à une profondeur de 5000 à 6000 m environ), encore que le flysch qui est alors chevauché ne se présente pas sous un faciès métamorphique.

Dans le domaine de Platé, J.MARTINI (I968) considérait déjà que le faciès vert était lié au chevauchement des unités allochtones; il remarquait d'ailleurs que dans les secteurs les plus sud-orientaux de Platé (Pointe de Platé, Dérochoir, Fiz, Tête à l'Ane) se développe, dans les Grès de Taveyannaz, le faciès moucheté à pumpellyite-prehnite, plus transformé (anchizone à base de diagénèse avancée d'après les correspondances proposées depuis lors) que le faciès à laumontite aux dépends duquel il se forme.

Si le domaine des Aiguilles Rouges se retrouve tout entier dans la base de l'anchizone, voire le sommet de l'épizone, nos observations dans le massif de Platé font ressortir une influence décroissante de ce métamorphisme du sud-est vers le nord-ouest : au Dérochoir l'influence de la nappe descend au moins dans l'Urgonien qui entre dans l'anchizone. Cette influence est moins accusée à La Cha où les formations les plus transformées n'atteignent que la base de la zone de diagénèse avancée. Elle est encore moins marquée dans les secteurs les plus externes, à Arâches en particulier, ou alors seuls les Grès de Taveyannaz sont touchés.

On voit donc clairement à la fois la zone de pénétration de l'influence de la nappe et l'ampleur des transformations diminuer des parties les plus internes de la région vers les secteurs les plus externes.

Si l'explication envisagée est valable, on pourrait s'attendre à trouver également des traces de métamorphisme dans le Wildflysch. En fait les échantillons les moins altérés prélevés dans cette formation dans le secteur d'Arâches sont peu transformés mais ils se situent à plus de I50 m au-dessus du contact, ce qui pourrait suffire pour qu'ils soient déjà en dehors de la zone de forte influence du chevauchement : en effet si l'on regarde l'épaisseur de la bande transformée sous cet accident on voit qu'elle n'excède pas 200 m d'épaisseur à Arâches puisque les calcaires tertiaires sous-jacents se situent déjà dans la zone de diagénèse normale. Ainsi de part et d'autre du contact, à des distances équivalentes les valeurs des indices de cristallinité dans les grès chevauchés et le wildflysch semblent assez comparables. Les secteurs où on pourrait effectuer des prélèvements dans les deux formations à proximité immédiate de leur contact et relever éventuellement une zone plus transformée n'apparaissent malheureusement que dans des secteurs où elles sont extrêmement altérées de sorte que les indices de cristallinité que l'on pourrait en tirer sont à priori dépourvus de signification réelle.

IV. CONCLUSIONS

A partir des variations que l'on peut suivre dans les compositions minéralogiques des sédiments et dans les valeurs des indices de cristallinité de l'illite qu'ils présentent, on voit que le domaine des Aiguilles Rouges s'individualise par des cristallinités de base d'anchizone, voire d'épizone, par rapport au domaine de Platé qui se situe entre le milieu de l'anchizone et la diagénèse normale.

Le domaine de Platé présente des transformations d'intensité décroissante, du sud-est vers le nord-ouest pour son ensemble, et de bas en haut pour la partie basse des séries. Ces transformations sont manifestement antérieures aux déformations majeures qui donnent des plis d'axes N 60°E et provoquent la superposition des niveaux recristallisés, grâce à la torsion de failles anciennes. Elles nous conduisent à admettre l'existence

d'un stade de métamorphisme précoce dans ce secteur : dans la mesure où l'on considère que c'est le passage des nappes préalpines qui est responsable de cette déformation, on est amené à mettre ce stade précoce en parallèle avec celui connu par ailleurs qui a affecté les nappes elles-mêmes dans le domaine interne des Alpes avant leur départ.

Une deuxième phase de métamorphisme doit être envisagée; elle serait provoquée par la mise en place des nappes puisque le degré d'évolution le plus faible des sédiments se trouve toujours dans la partie médiane des séries alors que dans leur partie haute, au voisinage de la nappe, on note l'existence d'une zone plus transformée; des gradients verticaux inversés relevés dans cette partie mieux recristallisée confirment cette hypothèse.

L'influence de la mise en place des nappes, qui avait déjà été évoquée (J.MARTINI, I968) comme une explication possible de la répartition du facès vert au sommet des Grès de Taveyannaz, immédiatement sous le plan de chevauchement des unités charriées qui le recouvrent, apparaît donc ainsi clairement. Cette action est à mettre au compte d'une élévation de température puisque la chaleur est considérée comme la cause déterminante de l'amélioration des cristallinités (des dégagements de chaleur importants ont été envisagés d'ailleurs le long des plans de chevauchement par plusieurs auteurs dans des régions diverses).

Ce phénomène est plus nettement marqué dans les régions internes du massif où il finit par gagner des niveaux situés très bas dans la série stratigraphique (l'Urgonien du Dérochoir entre dans l'anchizone), tandis que dans les régions externes son effet ne s'étend que sur les éléments les plus élevés de la série.

Cette deuxième phase de métamorphisme est probablement responsable des recristallisations que l'on note dans le domaine des Aiguilles Rouges (les plus importantes que nous ayons enregistrées dans le cadre de cette étude) puisqu'on est obligé d'invoquer la présence de la couverture préalpine pour la transformation de ces niveaux. Ce domaine s'intègre donc parfaitement dans l'évolution du gradient décroissant vers le nord-ouest que ce métamorphisme présente aussi.

QUATRIEME PARTIE

CONCLUSIONS

I. CONCLUSIONS TECTONIQUES

I. EVOLUTION STRUCTURALE DU MASSIF DE PLATE

Le domaine de Platé émerge totalement au Paléocène après une longue période de sédimentation qui, bien que parfois très troublée, est pratiquement continue depuis au moins le Lias supérieur (terme le plus ancien reconnu dans la série de Platé). Cette émersion probablement induite par des mouvements de socle s'accompagne de grandes fractures N 50°E à rejeux décrochants sénestres et N I70°E dextres qui ne sont probablement que des répliques superficielles d'accidents profonds, peut-être varisques.

Dès lors ces fractures N 50°E vont se comporter comme des éléments majeurs à différents points de vue :

- ces fractures, associées aux accidents N I70°E ont en effet joué un rôle directeur évident d'une part lors des érosions antérieures aux dépôts du Nummulitique et d'autre part dans la répartition de ces sédiments eux-mêmes, lors de ces dépôts;

- ces fractures N 50°E ont eu également une très grande importance lors des étapes de déformation postérieures à leur formation :
  - leurs rejeux verticaux durant une période comprise entre le Lutétien supérieur et l'Oligocène inférieur (terme le plus récent connu à Platé) ont permis la formation de horsts et grabens avant le Priabonien supérieur. Le régime marin est à nouveau installé dès ce moment là et la sédimentation n'est plus troublée que par des secousses dûes probablement aux rejeux saccadés de ces accidents qui provoquent de-ci, de-là quelques glissements synsédimentaires et même les grands slupings de Balacha (secteur de Flaine);
  - postérieurement à l'Oligocène inférieur, lors de la mise en place des nappes préalpines internes sur le domaine de Platé, les fractures N 50°E provoquent la déflection du champ de contraintes régional contre leur plan : de grandes structures souples, d'axes N 60°E prennent alors naissance par écrasement des couches contre ces plans, dans l'ambiance synschisteuse de l'étage structural relativement profond qu'impose la surcharge des nappes préalpines internes; les fractures se tordent en failles-plis.

C'est à la superposition de ces deux phénomènes (plis d'écrasement et failles-plis) que l'on doit l'empilement spectaculaire des grandes structures largement couchées vers le nord-ouest, en rive droite de l'Arve, dans la région de Sallanches.

Postérieurement à cette déformation synschisteuse, le domaine de Platé glisse vers l'ouest, par gravité sur le flanc occidental du massif des Aiguilles Rouges alors en surrection. La déformation est de type plus rigide : elle engendre la formation de grands plis d'axe N 20°E environ, de grands décrochements N I45°E sénestres et dextres ainsi que d'une nette schistosité de fracture.

Dans le secteur du contact du domaine de Platé avec celui des Aiguilles Rouges, en rive droite du torrent du Souay, cette dernière étape de déformation voit la création de grands plans de cisaillement accompagnés de très nombreux replis d'axes subméridiens, déversés vers l'ouest qui permettent l'écaillage "en jeu de cartes" de la série de Platé, lors de son glissement vers l'ouest.

2. RELATIONS ENTRE LA TECTONIQUE ET LE METAMORPHISME DE LA SERIE DE PLATE

Deux épisodes de métamorphisme de type anchizonal ont été mis en évidence à Platé :

- le premier d'âge indéterminé et indubitablement antérieur à l'étape de déformation synschisteuse, puisque les failles-plis provoquent la superposition tectonique de zones d'isométamorphismes;

- le deuxième est induit par la mise en place du matériel des nappes préalpines internes sur le domaine de Platé car il présente un gradient de transformations décroissant depuis le contact de ces nappes vers le bas de la série.

3. POSITION STRUCTURALE DU MASSIF DE PLATE

A. GENERALITES

Il faut remarquer tout d'abord que les vastes plis couchés d'axe N 60°E du massif de Platé sont géométriquement semblables les uns aux autres : tous ont un flanc inverse et sont chevauchants vers le nord-ouest, y compris les structures de Cluses et du Gacco. Les grandes différences que l'on peut noter d'une structure à l'autre proviennent, comme nous l'avons vu, des conditions locales ayant existé dans le secteur où se formaient ces plis et/ou de la nature des reprises tectoniques qu'ils ont subies au moment des déformations tardives. Le pli de Balme s'intègre donc, d'une part, parfaitement dans l'ensemble des replis du massif, et d'autre part il n'y a pas lieu de considérer un anticlinal comme celui de Cluses comme plus autochtone que celui de l'Arbaron par exemple : il semble dès lors évident que le massif de Platé constitue un ensemble unique du sud-est au nord-ouest, depuis le Ravin du Souay au niveau duquel il est en contact avec les Aiguilles Rouges jusqu'aux nappes préalpines internes qui recouvrent sa partie externe, autrement dit, que la coupure tectonique que l'on avait pu placer un temps au front du pli de Balme ne doit pas être maintenue.

On voit par ailleurs clairement sur le schéma proposé, (fig.26) les failles anciennes déformées en failles-plis : très couchées dans les formations subordonnées à l'Urgonien, elles se redressent systématiquement dans ces niveaux calcaires. Ceci explique que la partie septentrionale du massif, où affleurent essentiellement ces niveaux plus rigides du fait de l'ennoyage progressif de la série sédimentaire vers le nord-ouest montre souvent des fractures anciennes beaucoup moins déversées dans l'ensemble que dans la partie amont de la cluse de l'Arve.

La déformation de ces failles traduit un entraînement d'ensemble des assises vers l'extérieur de la chaîne, dans des mouvements qui sont à l'évidence d'ampleur considérable dans les assises plastiques (en particulier dans les schistes liasiques qui constituent la semelle du massif). La géométrie actuelle de ces fractures montre aussi que les parties hautes de l'édifice se sont avancées plus loin encore que ses parties basses dans cette même direction. Ce dispositif a été acquis dès la troisième étape de déformation, mais a pu être accentué dans certains secteurs par les déformations tardives. Ces dernières n'ont eu pour effet que de cliver les fractures déjà couchées et de les reployer, surélevant leurs parties les plus radicales près du socle, pour leur faire épouser le bombement des Aiguilles Rouges que cette tectonique tardive exhume alors.

L'entraînement et la déformation de la région lors de l'Etape 3 peuvent avoir été provoqués par le passage des nappes préalpines et/ou un glissement d'ensemble des assises. Au simple examen de la disposition géométrique de ces failles-plis, dont le dessin suggère un glissement important au niveau du Lias, se pose, avec le problème du mécanisme de la mise en place de la série de Platé dans sa position actuelle, celui de l'emplacement de sa patrie d'origine.

B. LES RAPPORTS STRUCTURAUX AVEC LE SOCLE ET LEURS CONSEQUENCES

Si l'on examine au sud-est, le contact du domaine de Platé avec celui des Aiguilles Rouges, force pour nous est de constater que :

- le haut-fond des Aiguilles Rouges est caractérisé non seulement en Suisse, mais encore dans la partie française du massif;

- des domaines paléogéographiques différents sont en contact anormal l'un avec l'autre, et la série épaisse du domaine de Platé constitue manifestement une pseudo-couverture sur le haut-fond;

- les plis tardifs d'axes subméridiens montrent au voisinage du socle par leur déversement systématique vers l'ouest dans les assises plastiques, que cette pseudo-couverture a eu tendance à s'éloigner du cristallin lors de la dernière étape de déformation, donc qu'elle s'était mise en place antérieurement. A moins d'admettre un rapprochement très précoce des deux domaines paléogéographiques, antérieurement à l'étape de déformation paléocène par exemple par un sous-charriage du domaine des Aiguilles Rouges sous celui de Platé (qui n'aurait pas laissé de traces au niveau du Ravin du Souay), seule la forte déformation de l'Etape 3 peut être invoquée pour expliquer le recouvrement du haut-fond par cette pseudo-couverture. Les plis de cette génération sont également tous systématiquement déversés vers l'extérieur de la chaîne eux-aussi : force pour nous est d'admettre que le matériel qui s'est mis en place à ce moment provenait d'un secteur situé au sud-est des Aiguilles Rouges, et donc que le recouvrement du haut-fond correspond à un vaste mouvement de charriage, ainsi que l'a toujours admis l'Ecole suisse.

Cette dernière hypothèse semble la plus plausible et le grand pli de la nappe de Morcles en Suisse est d'ailleurs là avec les nombreux replis WSW-ENE de ses digitations pour nous rappeler que la mise en place du matériel charrié est dûe à la déformation de l'Etape 3, génératrice des plis d'axes N 60°E dans le Mésozoïque.

Platé est donc en réalité constitué par une série normale, décollée, déracinée, provenant du sud-est des Aiguilles Rouges tout comme celles constituant le grand pli des Dents de Morcles auxquelles elle semble passer en continuité. Selon les auteurs sa patrie d'origine serait à rechercher dans la zone de Chamonix. Il faut noter que, dans ces conditions, le massif du Mont-Blanc tout entier pourrait alors constituer le coeur écaillé du pli dessiné par la nappe; remarquons cependant que la bordure orientale de ce dernier massif présente, au moins localement, des couches datées de l'Albien, directement transgressives sur le socle cristallin (R.COMPAGNONI, C.ELTER et C.STURANI, 1964). A moins de considérer ce secteur comme représentant un îlôt (île du Mont-Blanc) éventuellement dépendance de la Terre alémanique (R.TRUMPY,1957) à nouveau exhumée, il faut admettre que ce massif a pu faire partie du même haut-fond que les Aiguilles Rouges avant le Crétacé supérieur, et dès lors envisager une patrie encore plus interne pour la nappe de Morcles.

Il faut bien remarquer ici, que la direction originelle du haut-fond des Aiguilles Rouges n'est pas connue exactement pour l'instant, et qu'elle pouvait être éventuellement relativement oblique, voire même transversale par rapport aux contraintes qui ont mis la nappe en place. D'autre part, rien n'interdit de penser que ce haut-fond pouvait être localisé au nord, et représenter dans notre secteur la terminaison méridionale de la Terre alémanique éventuellement réactivée; dans ce cas le socle s'ennoyait aussi bien vers l'est que vers l'ouest et le sud, au-delà des Aiguilles Rouges actuelles. On peut dès lors envisager, à la suite de l'Ecole suisse que la partie septentrionale du socle a pu constituer un obstacle au déferlement des nappes et a permi par là même, la formation du grand pli couché de la Dent de Morcle et des Dents Blanches; sa partie méridionale, alors beaucoup plus basse n'aurait dressé aucun obstacle à cette avancée du matériel allochtone de sorte que les séries ont pu se déplacer en position normale : le plan de chevauchement correspond alors à un grand clivage de la série au niveau d'une assise plastique, dans les schistes liasiques en l'occurence.

Ce clivage pourrait alors correspondre au long étirage de la partie couchée d'une faille-pli issue de la torsion d'un accident qui aurait limité ce haut-fond vers le sud-est. Les failles anciennes qui affectent le corps de la nappe se tordraient dans ce mouvement et confondraient alors leurs zones radicales qui doivent s'étirer avec le grand plan de chevauchement.

Il faut noter à ce propos que les quelques observations que nous avons pu faire sur la bordure orientale du massif du Mont-Blanc (P.ANTOINE, J.L.PAIRIS,B.PAIRIS, I975) n'infirment pas cette hypothèse puisque nous avons pu retrouver dans ce secteur interne des traces des éléments structuraux qui sont bien visibles à Platé.

C. LES LIMITES SEPTENTRIONALES DE LA MASSE CHARRIEE

Le massif de Platé, ensemble cohérent indivisible d'un point de vue structural, constitue un ensemble unique non seulement avec le massif du Haut-Giffre puis la nappe de Morcles, mais encore avec les massifs des Aravis et des Bornes comme nous l'avons déjà signalé; on sait, depuis la découverte de schistes tertiaires apparaissant en fenêtre sous l'anticlinal de Parmelan dans la vallée de la Fillière (J.CHAROLLAIS et P.LHERMIER,I968), que le faisceau frontal de ce dernier massif est lui aussi largement chevauchant vers le nord-ouest. Dès lors, la limite septentrionale de la masse charriée est à rechercher bien évidemment vers le nord-ouest au-delà de l'anticlinal de Cluses et du faisceau frontal des Bornes, donc manifestement dans la dépression molassique du Faucigny. Le contact anormal frontal, au sud de l'Arve, est alors scellé par la molasse (mise en place de la nappe antérieurement ou synsédimentairement aux dépôts molassiques considérés sur le front des Bornes comme stampiens et chattiens). Cachée plus à l'est sous les préalpes, la zone du contact frontal réapparaît en Suisse en même temps que le flanc inverse se développe vers l'est.

II. PALEOGEOGRAPHIE

Cette étude a permis d'individualiser 3 domaines paléogéographiques originellement distincts, actuellement superposés par les effets de la tectonique :

I. Le domaine des Aiguilles Rouges

2. Le domaine de Platé

3. Le domaine des nappes préalpines internes

I. LE DOMAINE DES AIGUILLES ROUGES

Le cycle de l'orogénèse hercynienne aboutit à l'émersion du massif cristallin des Aiguilles Rouges, avant les dépôts continentaux du Carbonifère supérieur (fossilifères) et du Permien; la mer revient au Trias dans mon secteur d'étude alors que plus au nord les dépôts des Schistes à Equisetum témoignent de restes de terres émergées. Postérieurement le massif des Aiguilles Rouges est à nouveau exondé. Sa partie nord est recouverte par la mer du Jurassique supérieur tandis que les premières couches que l'on voit dans sa partie sud sont datées du Crétacé supérieur. Cette région méridionale pourrait être le dernier vestige de la Terre alémanique ou bien une zone de ce domaine localement réactivée avant le Crétacé supérieur.

2. LE DOMAINE DE PLATE

Ce domaine a constitué le centre de mon travail; il appartient à un vaste bassin de sédimentation qui s'étend au sud-ouest dans le massif des Aravis et au nord-est dans ceux du Haut-Giffre et des Dents Blanches.

Jusqu'au Crétacé supérieur, ce grand bassin présentait une orientation subméridienne et son rebord oriental devait se trouver relativement proche de la bordure est

du massif du Haut-Giffre, comme l'attestent les nombreuses assises détritiques qui ont été relevées dans ce massif. L'évolution des faciès vers l'ouest montre un approfondissement progressif du bassin à partir de ce secteur, en direction du massif des Aravis.

La mer du Lias supérieur semble être relativement profonde avec ses épais dépôts de schistes très argileux; des bancs grossièrement détritiques et riches en entroques indiquent cependant quelques oscillations des fonds marins à cette époque.

Du Lias supérieur jusqu'au Crétacé inférieur, la mer reste ouverte : on peut noter l'installation d'un long épisode régressif qui aboutit aux dépôts de plate-forme interne de l'Urgonien, puis à ceux du "Gault". Dans le détail cet épisode régressif est relativement complexe, procèdant par remontées et enfoncements successifs du fond marin:

Postérieurement aux dépôts liasiques, le fond du bassin oscille d'abord irrégulièrement, puis très régulièrement, permettant la formation du Dogger calcaire; un approfondissement net se déclare ensuite durant le Callovo-Oxfordien puis un long épisode de régression provoque l'apparition d'un détritisme de plus en plus important, tant verticalement que latéralement d'est en ouest, durant les dépôts de "l'Argovien". Cet épisode se termine par quelques "hards-grounds" (coupe de La Cha) témoignant soit d'émersions locales, soit de balayages du fond marin par des courants.

Les dépôts du Tithonique montrent quant à eux, l'installation de conditions de mer largement ouverte, avec des Calpionelles. A leur toit des formations dolomitiques et bréchique dans le Haut-Giffre et bréchiques à Platé, ainsi que le remplacement du plancton par des microfaunes benthiques indiquent de nouveaux mouvements du fond marin, qui tend alors à remonter.

Les conditions de mer moins profondes acquises dès lors persisteront durant tout le Néocomien où on voit se poursuivre le développement des microfaunes benthiques et l'apparition de nombreux oursins (vers le haut de la série). La tendance dominante est toujours régressive : le détritisme devient de plus en plus évident jusque dans les Calcaires néocomiens supérieurs; quelques oscillations du fond marin sont quand même décelables durant cette époque avec l'apparition du faciès plus profond des Schistes valanginiens à Ammonites et de niveaux au contraire très détritiques (La Cha,cascade de l'Arpennaz) tandis que des courants marins créent des perturbations dans tout le bassin dirigeant la sédimentation de la formation des Calcaires roux, riches en débris d'organismes; celle-ci présente de ce fait une répartition très inégale dans le massif.

L'Urgonien voit l'aboutissement de la grande séquence régressive que j'ai notée dès le Lias supérieur; en effet, bien que débutant par un court approfondissement de la mer (couches de transition), l'installation progressive d'un faciès pararécifal est net (Calcaires massifs) : on peut en effet observer sur une coupe verticale, le passage graduel d'un régime de plate-forme externe à un régime de plate-forme interne franche, marqué en particulier par une abondance de Rudistes et de Foraminifères benthiques. Les conditions des dépôts évoluent ensuite vers des sédiments de type littoraux, très détritiques (Assise détritique terminale et "Gault"). Les condensations des fossiles rencontrés dans le "Béton phosphaté" représentent probablement des dépôts de milieux agités par des courants marins.

Cette agitation se poursuit dans la base du Crétacé supérieur où on note quelques petites lacunes stratigraphiques locales (Flaine, Gers); les dépôts semblent ensuite relativement tranquilles dans un contexte de mer ouverte où les Foraminifères pélagiques se développent largement.

L'étape de déformation paléocène interrompt alors l'histoire relativement simple du bassin de sédimentation en provoquant une émersion généralisée. Dès lors l'évolution paléogéographique du massif de Platé devient plus facile à saisir : l'érosion tend à démanteler les dépôts mésozoïques puis la mer revient au Lutétien supérieur en recouvrant, tout ou partie, du massif. Les rejeux verticaux de blocs lors de l'Etape 2, de la déformation permettent alors à la mer de persister jusqu'au dépôt des Grès de

de Taveyannaz dans la partie méridionale du massif (secteur des chalets de Platé) tandis que dans la partie septentrionale elle se retire et que ses dépôts sont totalement démantelés par l'émersion sur les horsts. Ils ne sont conservés que dans des grabens (région d'Arâches et de Sixt) où un régime de sédimentation lacustre les met à l'abri de l'émersion. Il faut noter que ces sédiments lacustres subissent eux-mêmes une érosion postérieurement à leurs dépôts puisqu'on en retrouve de nombreux restes dans l'Assise conglomératique du Tertiaire.

Le régime marin s'installe ensuite progressivement dans cette partie du massif, d'abord dans les dépressions au Priabonien inférieur et sur tout le massif dès le Priabonien supérieur. Aux dépôts littoraux du début de la transgression priabonienne succède un épisode de mer ouverte riche en faune pélagique correspondant aux dépôts de Schistes à Globigérines. Des conditions plus littorales reviennent ensuite lors des dépôts des Schistes gréso-micacés et des Grès de Taveyannaz; elles persistent jusqu'à la disparition définitive du régime de sédimentation marin, à une époque non encore définitivement fixée (Oligocène inférieur ?).

3. DOMAINE DES NAPPES PREALPINES

Considéré classiquement comme issu du secteur interne des Alpes, le matériel de ces nappes repose tectoniquement sur les Grès de Taveyannaz; sa mise en place semble avoir été l'élément moteur du charriage du domaine de Platé par dessus celui des Aiguilles Rouges.

B I B L I O G R A P H I E

AGIP MINERARIA, I959. - Microfacies italiane, Milan, 35 pages, I45 planches.

AMBERGER G.F., I960. - L'autochtone de la partie nord-ouest du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie et Valais). Thèse, Labo.Géol.Genève.

APRAHAMIAN J., I974. - La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux. (Variations et relations possibles avec des évènements tectoniques et métamorphiques alpins). Géol.alpine, t.50, p.5-I5.

APRAHAMIAN J., PAIRIS B., PAIRIS J.L., I974. - Nature des minéraux argileux et cristallinité des illites dans le massif de Platé et le revers occidental des Aiguilles Rouges; implications possibles d'un point de vue sédimentaire, structural et métamorphique. Ann.Centre.Univ.Savoie.

AYRTON S., I972. - Sur la prolongation de la nappe de Morcles en France. Eclogae geol.Helv., vol.65, n°2, p.32I-326.

BADOUX H., I972. - Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne Mat. Carte géol.Suisse, n.s. livr.I43, 78 p.

BARFETY J.C., DEBELMAS J., MOUTERDE R., I972. - Caractères stratigraphiques, paléontologiques, et structuraux du Jurassique inférieur et moyen des bordures W et SE du massif de Belledonne (Isère) (Feuille au I/50 000 : Domène, Montmélian et Vizille). Géol. Alpine, t.48, fas.I, p.6I-86.

BOCQUET J., I974. - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse, Univ. Sc. et Méd. Grenoble.

BODERGAT A.M., I974. - Les Microcodiums, milieu et modes de développement. Thèse 3ème cycle, Lyon, I32 p.

BOUSSAC J., I9I2. - Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Mém. Serv. Carte géol. France, 662 p.

BRETON J.P., I972. - Contribution à l'étude structurale de la région d'Anterne, Platé, Pormenaz (Haute-Savoie). Thèse 3ème Cycle, Paris-Sud, Orsay, 73 p., 40 pl,.

BROWN G., I96I. - X. Ray identification and cristal structures of clay minerals. Mineralogical Soc. London, 544 p.

BUTLER H., I928. - Erlaüterungen zur géologischen Karte und zu den Profilen der Kette der Vergy und des Rocher de Cluses in Hochsavoyen. Mitteil.Nat.Gesell. Schaffhausen, VII, p.73-89.

BUTLER H. et JAYET A., I928. - Notes stratigraphiques sur le Crétacé moyen du Genevois (Haute-Savoie). Ecl. Geol. Helv., vol. 2I, n.I, p. 63-69.

CARFANTAN J.C., I973. - La bordure sédimentaire du massif de Belledonne entre la vallée de l'Arc et Albertville. Caractères stratigraphiques et structuraux. Ann.Centre Univ., Savoie, t.I, p.II9-I24.

CAROZZI A., I95I. - Sédimentation rythmique dans la nappe de Morcles-Aravis. Proc. Third.Intern. Congr. Sédimento. Wagening 8I.

CAROZZI A., I956. - An intraformational conglomerate by mixed sedimentation in the upper Cretaceous of the Roc de Chère, autochtonous chains of high Savoy, France. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 26, n°3, p. 253-257.

CHAIX E., I894. - Le Désert de Platé et le lac de Flaine. Le Globe, journal géographique, Soc.géogr.Genève, t.33.

CHAIX E., I895. - Contributions à l'étude des lapiès . Le Globe, journal géographique, Soc. géogr.Genève, t.34.

CHAIX E., I896. - les Lapiès du Désert de Platé. Echo des Alpes.

CHAROLLAIS J., I963. - Recherches stratigraphiques dans l'Est du Massif des Bornes (Haute-Savoie). Arch.Soc.Phys.Hist.Nat.Genève, vol.I5, fasc.4, p.63I-732.

CHAROLLAIS J., I966. - Note préliminaire sur le Crétacé moyen dans le massif des Bornes (Haute-Savoie). C.R. acad.Sc. Paris, t.262, p. 42-44.

CHAROLLAIS J., CONRAD M.A., SCHROEDER R., THIEULOY J.P., I970. - Sur deux gisements de Céphalopodes du Barrémien inférieur, aux Aravis et dans les Bauges. C.R. Séances Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, vol.4, fasc.3, p.I79-I82.

CHAROLLAIS J., LHERMIER P., I968. - Sur la découverte d'une "fenêtre" dans le massif des Bornes (Haute-Savoie). C.R. Séances Soc. Phys. Nat. Genève, vol.2, fasc.I, p.I07.

CHAROLLAIS J., LOMBARD A., I966. - Stratigraphie comparée du Jura et des chaines subalpines aux environs de Genève. Arch. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, vol.I9, fasc.I, p.49-8I.

CHAROLLAIS J., MOULLADE M., OERTLI H.J., PORTHAULT B., I97I. - Foraminifères et Ostracodes de l'Albien inférieur dans le "Gault" basal du massif des Bornes (Haute-Savoie, France). Trav.Lab.Géol.Grenoble, t.47, p.I33-I39.

CHAROLLAIS J., RIETSCHEL S., ROSSET J., I967. - Sur un gisement d'éponges d'âge hauterivien-barrémien, dans la chaine des Aravis (Haute-Savoie). Trav. Labo.Géol. Grenoble, t.43, p.63-69.

CHAROLLAIS J., ROSSET J., I965. - Observations sur les séries marnomicacées du synclinal du Reposoir (Haute-Savoie). Bull. Soc. Géol. France (7), t.VII, p.64-79.

CARON C., CHAROLLAIS J., et ROSSET J. - I967. - Eléments autochtones et éléments allochtones du soubassement des klippes des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). Géol. alpine. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t.43, p.47-62.

COAZ A., I932. - Sur le Néocomien de la nappe de Morcles-Aravis. Eclogae géol. Hèlvet., vol. 25, n°2, p.33I-355.

COLLET L.W., I909. - Sur la présence de l'Infravalanginien à Hoplites Boissieri dans le massif des Dents du Midi, Pic de Tenneverge. Arch. Sc. Soc. Phys. Hist. nat. Genève.

COLLET L.W., I9IO. - Sur la présence du Cénomanien fossilifère dans les Alpes calcaires de la Haute-Savoie. C.R. Acad. Sc. Paris

COLLET L.W., I923. - L'Argovien des Hautes-Alpes calcaires entre Rhône et Arve et les Aiguilles Rouges. C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol.40, n°3, p.I35-I37.

COLLET L.W., I923. - La Bajocien du Col de Tenneverge (Nappe de Morcles). C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol. 40, n°3, p.I34.

COLLET L.W., I935. - La limite Jurassique-Crétacé au Mont Ruan. C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, 52, (230).

COLLET L.W., I936. - Les brèches du Jurassique supérieur et la limite Jurassique-Crétacé. Eclogae géol. Helv., vol.29, n°I, p.283-290.

COLLET L.W., I937. - Nouveaux profils de l'Arve entre le Col de Chatillon et Passy, et de la Tour Sallière. Eclogae geol. Helv., vol.30, n°2, p.293-300.

COLLET L.W., I943. - La nappe de Morcles entre Arve et Rhône. Mat. Carte Géol. Suisse., n.s. 79, I46 p., 57 fig., 5 pl.

COLLET L.W., BUTLER H., JAYET A., I926. - Sur la présence du Cénomanien dans les Alpes calcaires du Genevois. C.R. séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol.43, n°3, p.I63-I65.

COLLET L.W., CAROZZI A., I947. - Sur la découverte de débris de Characées dans les brèches du Malm supérieur au Mont Ruan (Nappe de Morcles). C.R. Séances Soc.Phys. Hist. nat. Genève, vol.64, n°I, p.IO-I2.

COLLET L.W., LILLIE A., I938. - Le Nummulitique de la Nappe de Morcles entre Arves et Rhône. Ecl.Geol.Helv., vol.3I, n°I, p.IO5-I23.

COLLET L.W., LOMBARD A., I928. - Sur la présence du plan de chevauchement de la Nappe de Morcles dans le Fer à Cheval (Alpes de Sixt, Haute-Savoie). C.R. séances, Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol.45, n°2, p.II7-II8.

COLLET L.W., PAREJAS E., I920. - Le chapeau sédimentaire des Aiguilles Rouges de CHAMONIX et le Trias du Massif des Aiguilles Rouges-Gastern. C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol.37, n°2, p.60-62.

COLLET L.W., PAREJAS E., I926. - Le Nummulitique de Platé et de Sales (Chaîne des Fiz, Haute-Savoie). C.R. Séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol.43, n°3, p.I6I-I63.

COLLET L.W., PERRET R., I926. - Complément sur la géologie du Cirque de Sales (Chaîne des Fiz, Haute-Savoie). C.R. Séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol.43, n°3 p.I58-I60.

COLLET L.W., PERRET R., I927. - Complément sur la géologie du col d'Anterne et du Cirque des Fonts. C.R. Séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol.43, p.I73-I75.

COLLET L.W., PERRET R., BILLINGS M., DOGGET R., I928. - Sur la présence du cristallin du Massif des Aiguilles Rouges dans le Cirque du Fer à Cheval (Hautes Alpes calcaires de Sixt). Eclogae Geol. Helvet., vol.2I,n°2,

COMPAGNONI R., ELTER G., STURANI C., I964. - Segalazione di Albiano fossilifereo net tratto valdostrano della zona delfinese elvetica. Academia Nazionale dei Lincei, s.8, vol.36, fas.3, p.I-5.

CONRAD M.A., I969. - Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève. Eclogae geol. Helvet., vol. 62, n°I, p.I-80, 7 pl.

DEBELMAS J., I963. - Essai sur le déroulement du paroxisme alpin dans les Alpes franco-italiennes.

DEBELMAS J. et Coll., I970. - Alpes (Savoie et Dauphiné). Guide géologiques régionaux, Masson, Paris, 2I6 p.

DEBELMAS J., I974. - Géologie de la France. Doin, Paris, 544 p.

DEBELMAS J., USELLE J.P., I966. - La fin de la nappe de Morcles dans le massif du Haut-Giffre. Bull. Soc. Géol. France, (7), t.8, p.337-343.

DONDEY D. , I960. - Précisions sur le Crétacé et le Nummulitique du massif des Bornes (Haute-Savoie) C.R. Acad. Sc., t.25I, p.2776-2778.

DONDEY D., I960. - Précision sur l'attribution paléogéographique de la nappe moyenne des klippes de Savoie. C.R. Acad. Sc., t.25I, p.3007-3009.

DONDEY D., I96I. - Précision sur la paléogéographie du flanc occidental du synclinal de Thônes au Crétacé moyen et supérieur (Haute-Savoie) B.S.G.F. (7), t.3, p.33-39.

DONDEY D., I96I. - Description tectonique de la région du Nantbellet (Klippe préalpine de Sulens, Haute-Savoie). T.L.G., t.37, p.7I.

DONDEY D., I96I. - Description tectonique de la région d'Auferrand (Klippe préalpine des Annes, Haute-Savoie). T.L.G., t.37, p.75.

DOUDOUX B., I967. - Nouvelle étude de la montagne du Semnoz près d'Annecy. Ann. Centre Enseig. sup. Chambery, Section Sciences, n°5, p.I2I-I43.

DOUDOUX B., I973. - Nouvelles données tectoniques sur le massif des Bauges (Savoie). Ann. Centre Univ. Savoie, Ct.I, pyI25-I39.

DOUXAMI H., I896. - Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale. Ann. Univ. Lyon, sér.I, fasc.27, 3I6 p.

DOUXAMI H., I902. - Révision de la feuille d'Annecy : Massif de Platé. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. I2, n°85, p.I-5.

DOUXAMI H., I902. - Les phénomènes glaciaires et post-glaciaires du massif de Platé (Haute-Savoie). Ann. Soc. Linnéenne, Lyon, p.I-I6.

DOUXAMI H., I905. - Révision des feuilles d'Annecy et de Thonon. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t.I6, n°I05, p.I-4.

DOUXAMI H., I906. - Observations sur quelques phénomènes torrentiels du bassin de l'Arve (Haute-Savoie). Ann. Soc. Linnéenne, Lyon, p. I-27.

DOUXAMI H., I906. - Le Désert de Platé et les montagnes entre l'Arve et le Giffre (Haute-Savoie). Bull. Soc. Géog. Lille, p. I-I3.

DOUXAMI H., I9IO. - Une excursion aux lacs Cornu et de Pormenaz (Haute-Savoie). Ann. Soc. Linnéenne, Lyon, t. 57, p. 5I-65.

DUMAS J.P., I964. - Contribution à l'étude géologique et minière de la vallée du Bon Nant (Haute-Savoie). D.E.S. Grenoble, 8I p.

DUNOYER DE SEGONZAC G., I969. - Les minéraux argileux dans la diagénèse. Passage au métamorphisme. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., n°29, 320 p.

ESQUEVIN J., I969. - Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. Bull. Centre Rech. Pau. - S.N.P.A., vol.3, fasc.I, p.I47-I53.

FAVRE A., I867. - Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piedmont et de la Suisse voisines du Mont Blanc. 3 vol., in 8°, Paris, Genève.

FEUGUEUR L., I949. - Sur la géologie du massif de Platé (Haute-Savoie) Bull. Soc. Géol. Fr., 5, I9, p. 629-639.

FEUGUEUR L., I95I. - Le Nummulitique de la Nappe de Morcles entre Arve et Suisse. Bull. Soc. Géol. Fr., s.6, n°I, p.67I-692.

FEUGUEUR L., I954. - Observations géologiques entre Arve et Giffre (Feuille Annecy au I/ 80 000). Bull. Carte géol. Fr., vol.52, n°24I, p.225-229.

FEUGUEUR L., GOGUEL J., I955. - Présence de Wildflysch sous une digitation supérieure de la Nappe de Morcles au Dérochoir (Haute-Savoie). C.R. sem. Soc. Géol. France, p. 96-99.

FOURMARIER P., I95I. - Schistosité, foliation, microplissement. Arch. Sc. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol. 4, p.5.

FOURMARIER P., I949. - Observations sur le comportement de la schistosité dans les Alpes. Annales Hébert et Haug, t.7, p.I7I-I83.

FREY M., HUNZIKER J.C., FRANCK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JAGER E., NIGGLI E., I974 -Alpine Metamorphism of the Alps. A Review. Schweiz. Mineral. Petro. Mitteilungen, vol. 54, 2/3, p. 247-290.

GIDON P., I956. - Le front subalpin septentrional. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t.32, p.49-56.

GIGNOUX M., MORET L., I933. - Sur le prolongement en Haute-Savoie et en Suisse des unités structurales des Alpes dauphinoises. C.R. Acad. Sc. Paris, t.I96, p.II53-II56.

GIGNOUX M., MORET L., I948. - Le Permien des zones externes françaises. C.R. Acad. Sc. Paris, t.226, p.853.

GOGUEL J., I944. - La tectonique de fond dans la zone externe des Alpes. Bull. Soc. géol. France, (5), t.I4, p.20I-2I8.

GOGUEL J., I95I. - Le passage de la Nappe de Morcles aux plis subalpins. Bull. Soc. géol. France, (6), t.I, p.439-45I

GOGUEL J., I954. - La zone radicale de la Nappe de Morcles. Bull. Serv. Carte géol. Fr. t.52, n°24I, p.207-2II.

GOGUEL J., I963. - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. France (7), t.5, p. 20-33.

GRATIER J.P., LEJEUNE B., VERGNE J.L., I973. - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse 3ème Cycle, Grenoble, 289 p.

GUIBERT P., I966. - Géologie du Rocher de Cluses. Diplome Univ. Genève, 55 p.

HAUG E., I895. - Etude sur la tectonique des hautes chaînes calcaires de Savoie. Bull. Serv. Carte géol. France, t.7, n°47., p.207-298

HITZEL E., I9IO. - Sur un pli-faille couché dans la paroi sud du soubassement de la Pointe de Platé près de Chedde (Haute-Savoie). Arch. Sc. Phys. Hist. nat. Genève, t.30, p.387-39I

HSU K.J., I969. - A preliminary Analysis of the Statics and Kinetics of the Glarus Overthrust. Eclogae geol.Helv., vol. 62, fasc. I, p.I43-I54.

JACOB C., I907. - Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines, Grenoble p.3I4. Bull. Soc. Statistique Isère, 4°s., t.IO, p.20I-5I4.

JAYET A., I926. - Sur les mélanges de faunes de l'Albien du Genevois (Haute-Savoie, France). C.R. séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol.43, n°3, p.I55-I58.

JAYET A., BUTLER H., I926. - Sur la stratigraphie du Crétacé moyen du Genevois (Haute-Savoie). C.R.S. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol. 43, n°3, p.I52-I55.

JAYET A., I968. - Le problème des mélanges de faunes dans le Crétacé moyen des Alpes calcaires de Haute-Savoie. C.R. séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève, nouvelle série, vol.3, fasc.I, p.23-3I.

JAYET A., BUTLER H., I927. - Notes stratigraphiques sur le Crétacé moyen du Genevois, (Haute-Savoie). Eclogae geol. Helv., vol. 21, n°1, p. 63-69

JAYET A., I928. - Sur l'âge de la partie inférieure des calcaires sublithographiques des Alpes calcaires de Haute-Savoie. Compte-rendu des séances de la Soc. de Phys. et d'hist. nat. de Genève.

KISCH H.D., I974. - Anthracite and meta-anthracite coal ranks associated with "anchimetamorphism" and "very- low- stage" metamorphism. Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen, Amsterdam, Proceedings, ser.B, 77, n°2, p.8I-II8.

KUBLER B., I964. - Les argiles indicateurs de métamorphisme. Rev. Inst. fr. Pétro. vol. I9, fasc. IO, p.I093-III3.

KUBLER B., I967. - Anchimétamorphisme et schistosité. Bull. Centre Rech. Pau S.N.P.A., vol. I, fasc.2, p.259-278.

KUBLER B., I967. - La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. Coll. Etages tectoniques, Neuchatel, La Bacconnière, p.I05-I22.

KUBLER B., I968. - Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Bull. Centre Rech. Pau. S.N.P.A., vol.2, fasc.2, p.385-397.

KUBLER B., I973. - La corrensite indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. Bull. Centre Rech. Pau. S.N.P.A., vol.7, fasc.2, p.543-556.

LAURENT R., I967. - Etudes géologique et pétrographique de l'extrémité méridionale du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie, France). Arch. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol. 20, fasc. 2, p.223-354.

LE HEGARAT G., I973. - Le Berriasien du sud-est de la France. Thèse Univ. Lyon, fasc.I, p.308, 53 pl.

LILLIE A., I937. - Les Préalpes internes entre Arve et Giffre. Rev. géogr. phys. Géol. dyn., vol. IX, fasc.3, p.5-73.

LOMBARD A., I932. - Géologie de la région du Fer à Cheval (Sixt, Haute-Savoie). Eclogae géol. Helvet., vol 25, n°2, p.I63-I98.

LOMBARD A., I969. - Plis autochtones et Nappe de Morcles-Aravis entre le lac d'Annecy, l'Arve et le Rhône. Cassures transversales dans le socle. Eclogae géol.Helvet. vol.62, n°I, p.8I-94.

LOMBARD A., COAZ A., I932. - La limite entre le Jurassique et le Crétacé du col des Aravis au col de Sageroux (Haute-Savoie). C.R. Soc. Phys. Hist. nat.Genève, vol.49, n°2, p.II0-II4.

LUGEON M., I9I2. - Sur la tectonique de la Nappe de Morcles et ses conséquences. C.R. Acad. Sc. Paris, t.I55, n°I4, p.623-625.

LUGEON M. , I9I4.- Sur l'ampleur de la Nappe de Morcles. C.R. Acad. Sc. Paris, t.I58, n°26, p.2029-203I.

LUGEON M., I9I4. - Sur l'entrainement des terrains autochtones en dessous de la Nappe de Morcles. C.R. Acad. Sc. Paris, t.I59, p.I92.

MAILLARD G., I889. - Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville, et de la région comprise entre le Buet et Sallanches (Haute-Savoie). Bull. Serv. Carte géol. France, t.I, n°6, p.64.

MARTINI J., I96I. - Présence de l'Yprésion dans le massif des Bauges (Savoie). Arch. Sc. Phys. Hist. nat. Genève, vol.I4, fasc.3, p.5I2-5I7.

MARTINI J., I962. - Note sur le Tertiaire des environs de Mornex (Haute-Savoie). Arch. Sc. Phys. Hist. nat. Genève, vol. I5, fasc.3, p.6I9-626.

MARTINI J., I963. - Etude de la répartition des Nummulites priaboniennes et oligocènes dans les massifs des Bornes et des Bauges. (Haute-Savoie). Arch. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol.I5, fasc.3, p.509-532.

MARTINI J., I968. - Etude de l'Eocène inférieur et moyen des chaînes subalpines savoyardes. Arch. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol.2I, fasc.I, p.37-72.

MARTINI J., I968. - Note sur la migration du géosynclinal subalpin savoyard à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène. C.R. séances Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol.3, fasc.2, p.79-89.

MARTINI J., I968. - Etude pétrographique des Grès de Taveyannaz entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). Bull. suisse Minéral. Pétro., t.48, fasc.2, p.539-654.

MARTINI J., I970. - Contribution à l'étude de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène subalpin de la Savoie. Arch. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol.23, fasc.I, p.I96-276.

MARTINI J., I972. - Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications dans l'orogénèse. Bull. suisse Minéral. Petro., vol.52, fasc.2, p.257-275.

MARTINI J., VUAGNAT M., I965. - Présence du faciès à zéolites dans la formation des "grès" de Taveyanne (Alpes franco-suisse). Bull. suisse Minéral. Pétro., vol.45/I, p. 28I-293.

MASSON H., WEIDMANN M., I967. - Proceedings of the first International Conférence on planktonic microfossils, Genève, 2, p.405-4II.

MAZENOT G., I939. - Les Palaehoplitidae tithoniques et berriasiens du Sud-Est de la France. Thèse, Fac. Sc. Lyon, p.303, 40 pl.

MICHEL P., CAILLON G., I957. - Quelques résultats des sondages exécutés en Savoie par la Régie autonome des Pétroles. Bull. Soc. Géol. France, (6), t.7, p.995-I008.

MICHEL-LEVY A., I892. - Note sur la prolongation vers le sud de la chaîne des Aiguilles Rouges. Bull. Serv. Carte géol. France, n°27.

MOODY J.D., HILL M.J., I956. - Wrench-Faults tectonics. Bull. Géol. Soc. Am., 67, p.I207-I248.

MORAND M., I9I2. - Etude sur la faune des Calcaires valanginiens du Fontanil. Trav. Lab. géol. Grenoble, t.X.

MORET L.,I920. - Sur la constitution lithologique du Nummulitique et du Crétacé supérieur du plateau d'Arâches (massif de Platé, Haute-Savoie). C.R.Acad. Sc. Paris, t.I7I, n°24, p.I2I6-I2I8.

MORET L., I92I. - Révision de la feuille d'Annecy. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t.25, n°I43, p.I-II.

MORET L., I922. - Sur la présence de calcaires à Alvéolines d'âge probablement Auversien à la base du Nummulitique du plateau d'Arâches (Massif de Platé, Haute-Savoie). C.R. Acad. Sc. Paris, t. I74, fasc. I, p.50-53.

MORET L., I922. - Révision de la feuille d'Annecy au I/80 000. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t.27, n°I5I, p.I-I6.

MORET L., I922. - La région molassique et sa bordure nummulitique, d'Annecy à Cluses. Revue Savoisienne, p. 1-15.

MORET L., I923. - Révision de la feuille d'Annecy au I/80 000. Bull. Serv. Carte géol. Fr., t.28, n°I55, p.I-7.

MORET L., I924. - Présence de Crétacé supérieur à faciès "couches rouges" (faciès préalpin) dans l'autochtone des environs de Thônes (Haute-Savoie). Ann. Univ. Grenoble, t.I, n°I, p.I-5.

MORET L., I924. - Sur la découverte d'Orthophragmines dans les"Grès de Taveyannaz" du massif de Platé (Haute-Savoie) et sur ses conséquences. C.R. Acad. Sc. Paris, t.I78, n°4, p.404-406.

MORET L., I924. - Sur l'existence d'un niveau lacustre à Limnea longiscata dans la série nummulitique du massif du Haut-Giffre (Haute-Savoie) et sur sa signification. C.R. Acad. Sc. Paris, t.I78, n°9, p.790-792.

MORET L., I925. - Sur la classification du Nummulitique autochtone des chaînes subalpines de Savoie. C.R.Soc.Soc.Géol. France, n°4, p.49-52.

MORET L., I934. - Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). Mém. Soc. Géol. France, t.X, n°22, I62 p.

MORET L., I936. - Sur l'âge des complexes détritiques qui terminent la série nummulitique subalpine. C.R. som. Soc. géol. Fr., n°2, p.22-23.

MORET L., I936. - L'âge des complexes détritiques terminaux du Nummulitique subalpin envisagé au point de vue de la structure générale des Alpes. C.R. som.Soc.Géol. Fr., n°3, p.37-39.

MORET L., I939. - Sur l'âge des failles du Roc de Chère (lac d'Annecy). C.R. som. Soc. géol. Fr., n°9, p.I35-I36.

MORET L., I947. - Deuxième note sur les conditions géologiques de la chute de Passy (Haute-Savoie) avec centrale souterraine. (Archives E.D.F)

MORET L., I952. - Précisions sur les rivages de la mer nummulitique dans les Alpes de Savoie pendant l'Eocène moyen. Trav. Lab. géol. Grenoble, t. 29, p.II7-I20.

MORET L., I954. - Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes françaises. Trav. lab. géol. Grenoble, t.3I, p. 203-24I.

MORET L., DELEAU P., I960. - Découverte d'Ammonites dans le Berrias et l'Urgonien des environs d'Annecy (Haute-Savoie). Trav. lab. géol. Grenoble., t.36, p.4I-44.

MORET L., PAREJAS E., BUTLER H., I926. - Nouvelles observations géologiques au Roc de Chère (lac d'Annecy). C.R. som. Soc. géol. Fr., n°9, p.8I-82.

MORET L. et PERRET R., I929. - Sur les limites du Bathonien dans les Alpes de Sixt (Haute-Savoie). C.R. Acad. Sc. Paris, t.I88, p.334.

MORET L., ROSSET J., I949. - Sur la présence du Lutétien lacustre et marin dans la chaîne des Aravis. (Haute-Savoie). C.R. Acad. Sc. Paris, t.229, p.9I4-9I6.

MORET L., ROSSET J., I953. - Sur la bordure orientale du massif exotique des Annes (Haute-Savoie) : la klippe de la Duche. C.R. Ac. Sc. Paris, t.237, p.774-776.

MOUTERDE R., ROSSET J., I967. - La nappe supérieure des klippes de Savoie. Stratigraphie du Rhétien et du Lias. Géologie alpine, Trav. Lab. Géol. Grenoble, t.43, p.I29-I37.

MOUTY M., I966. - Le Néocomien dans le Jura méridional. Thèse, Genève, Imprimerie Damas.

PAIRIS B., PAIRIS J.L., PORTHAULT B., I973. - Présence de Crétacé supérieur reposant sur le socle dans le massif des Aiguilles Rouges, Alpes de Haute-Savoie. C.R. Acad. Sc. Paris, t.276, Sér.D, p.II3I-II34.

PAIRIS B., PAIRIS J.L., I974. a. - Mise en évidence d'un important système de fractures antérieur aux plis couchés dans la partie amont de la cluse de l'Arve (région de Sallanches, Haute-Savoie). C.R. Acad. Sc. Paris, t.279, Sér.D., p.I4I6-I420.

PAIRIS B., PAIRIS J.L., I974. b. - Le pli Arbaron-Sixt : clé de la continuité structurale entre les massifs des Bornes-Aravis et du Haut-Giffre (Alpes de Haute-Savoie). Ann. Centre Univ. Savoie.

PAREJAS E., I922. - Sur quelques déformations de la Nappe de Morcles et de son substratum. C.R.S. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol.39, n°3.

PAREJAS E., I922. - Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont Blanc et les Aiguilles Rouges. Mém. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, t. , fasc.7, p.373-442, in -4, I3 fig., I pl., I carte.

PAREJAS E., I925. - La tectonique du Mont Joly (Haute-Savoie). Eclogae geol.Helv., vol.I9, n°2, p.420-503, II fig., I pl.

PERRET R., I922. - Notice sur la carte au I/20 000 de la vallée de Sales et du Cirque des Fonts (Alpes calcaires du Faucigny.) Paris, Henry Barrère, Editeur.

PERRET R., I929. - Notice explicative sur la carte géologique au I/20 000 de la vallée de Sales et du Cirque des Fonts. Paris, Henry Barrère, Editeur.

PIERRE X., I963. - Contribution à l'étude géologique de la partie sud du massif de Sixt. Thèse 3ème Cycle, Grenoble, 55 p., 8 pl.

PIERRE X., USELLE J.P., I966. - Le massif de Sixt. Trav. Lab. Géol. Grenoble, t.42, p.203-235.

REITHAN P.H., I968. - Frictional heat during metamorphism.
I. Quantitative evaluation of concentration of heat generation in time. Lithos, vol.I, fasc.I, p.I5I-I53.
2. Quantitative evaluation of concentration of heat generation in space. Lithos, vol. I, fasc.3, p.268-274.

REVIL J., I9II-I9I3. - Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. Mém. Acad. Savoie. 5° série, t.I, 63I p. [illegible], 30I p. t.II. Chambéry.

RITTER E. , I897. - La bordure sud-ouest du Mont Blanc, les plis couchés du Mont Joly et de ses attaches. Bull. Serv. Carte géol. France., t.9, n°60, 232 p.

RITTER E., I897. - Etude sur le raccord des plis couchés de la vallée de l'Arve avec ceux de la Tour Sallière et de la Dent du Midi. Bull. Serv. Carte géol.France, t.IO, n°6I, 24 p.

ROCHET J., I950. - Etude tectonique et stratigraphique de la région de Faverges. Dipl. Et. sup. Grenoble (non édité).

ROCHET J., I95I. - Observations nouvelles sur l'extrémité Sud du synclinal de Thônes (Massif des Bornes, Haute-Savoie). C.R. Acad. Sc. Paris, t.232, p.340-342.

ROSSET J., I952. - L'extrémité nord de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie) : essai d'interprétation tectonique. C.R. Acad. Sc. Paris, t.234, p.I30I-I302.

ROSSET J., I953. - Précisions sur la tectonique de l'extrémité nord de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie). C.R. Acad. Sc. Paris., t.2[illegible], p.657-659.

ROSSET J., I953. - Vue générale sur la tectonique de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie) Trav. Lab. Géol. Grenoble, t.30, p.63-64.

ROSSET J., I957. - Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Haute-Savoie). Bull. Serv. Carte géol. France, t.53, n°247, p.34I-487

SCHROEDER J.W., PICTET E., I946. - De quelques Foraminifères trouvés dans les Grès de Taveyannaz et de l'âge de ces derniers. C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol.63, n°I, p.33-36.

SCHROEDER R., CHAROLLAIS J., CONRAD M.A., I968. - Essai de biozonation au moyen des Orbitolinidae dans les calcaires urgoniens de la Haute-Savoie et de l'Ain, France. C.R. Acad. Sc. Paris, t.267, p.390-393.

SEGONZAC G., CHAROLLAIS J., I974. - Sur quelques algues calcaires (Corallinacées, Peyssoneliacées) des calcaires à petites Nummulites des chaînes subalpines septentrionales (massif des Bornes, Haute-Savoie, France). Arch. Soc. Phys. Hist. nat. Genève, vol.27, fasc.I, p.III-I32.

SORNAY J., GUILLAUME S., I964. - Sur le Valanginien jurassien, C.R. Acad. Sc. Paris, t.259, p.4303-4305.

TRUMPY R., I960. - Paleotectonic evolution of the central and western Alps. Bull. Geol. Soc. Am., 7I, 6, p.843-908.

TRUMPY R., I973. - L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes centrales : interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. Eclogae geol. Helv., vol.66/I, p.I-IO.

TRUMPY R., - Sur le Jurassique de la zone hèlvétique en Suisse. Ann. Inst. Géol. Publici Hungarici, vol. 54, fasc.2, p.369-382.

USELLE J.P., I963. - Contribution à l'étude de la partie nord du massif de Sixt. Thèse 3ème Cycle, Grenoble, 69 p., 8 pl.

VIALON P., I974. - Sur les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. Conséquences structurales. Bull. suisse Minéral., Pétr., vol. 54, 2/3, p.663-690.

VIALON P., I968. - Clivages schisteux et déformations : répartition et génèse dans le bassin mésozoïque de Bourg d'Oisans (Alpes du Dauphiné). Géol. Alpine, t.44, p.353-366.

VITEL G., I965. - Etude pétrographique du tunnel du Mont Blanc et recherches géologiques complémentaires dans le massif Mont Blanc-Aiguilles Rouges. Thèse 3ème Cycle, Grenoble.

VUAGNAT M., I958. - Note préliminaire sur la composition pétrographique de quelques grès du Flusch de Haute-Savoie, Arch. Sc. Soc. Phys. Hist. nat., vol.II, p.I36-I40.