Contribution à l'étude géologique du SE du Massif des Bornes: la partie méridionale de la chaîne des Aravis entre le col des Aravis et la cluse de Faverges-Ugine (Haute-Savoie, France)

Sergio Rivano Garciaz

▶ **To cite this version:**

Sergio Rivano Garciaz. Contribution à l'étude géologique du SE du Massif des Bornes: la partie méridionale de la chaîne des Aravis entre le col des Aravis et la cluse de Faverges-Ugine (Haute-Savoie, France). Stratigraphie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1978. Français. NNT : . tel-00725440v1

HAL Id: tel-00725440

https://theses.hal.science/tel-00725440v1

Submitted on 27 Aug 2012 (v1), last revised 26 Aug 2013 (v2)

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

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

TRAVAUX DU DEPARTEMENT DE GEOLOGIE STRUCTURALE

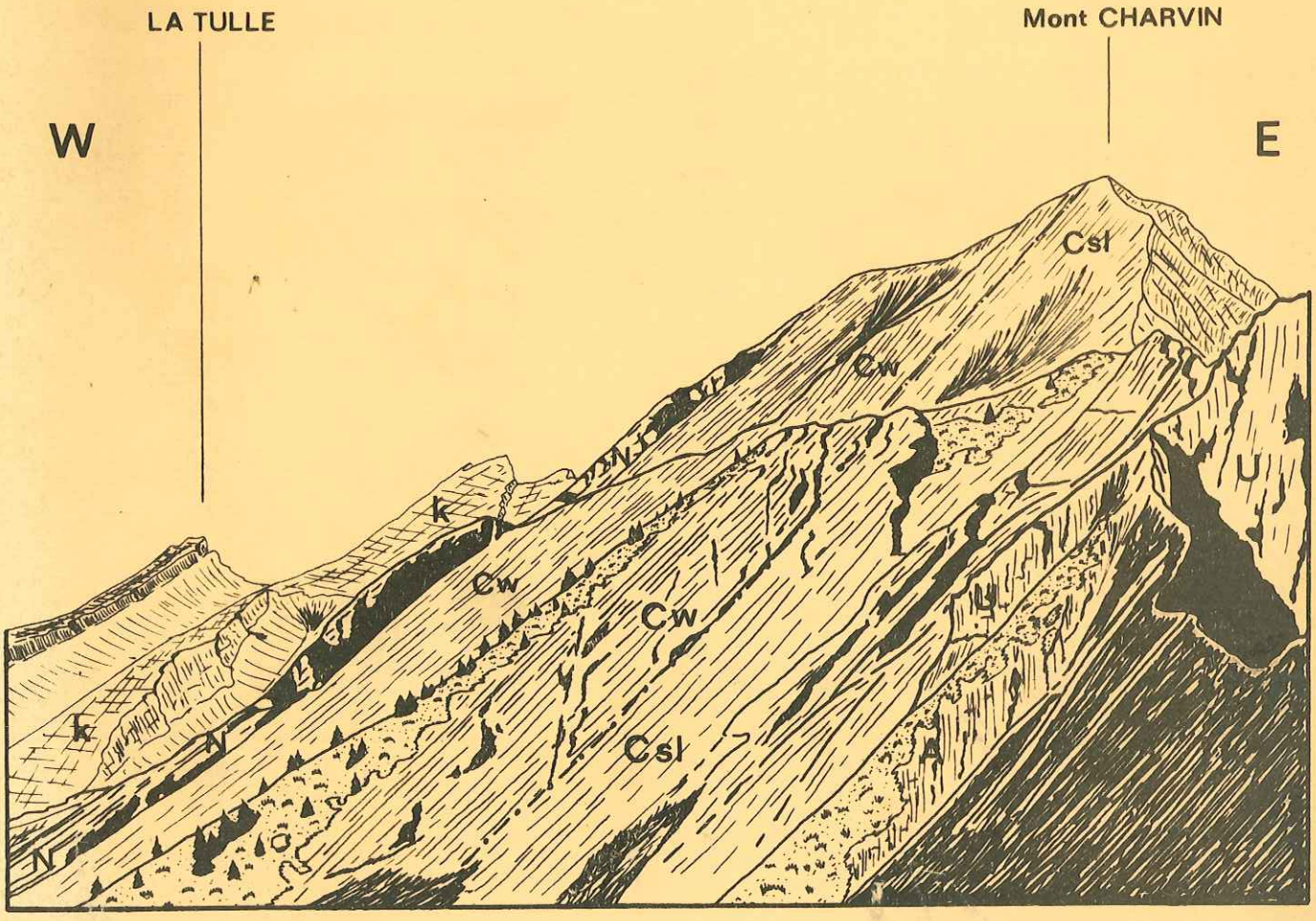
Grenoble France

UNIVERSITÉ PIERRE et MARIE CURIE
- PARIS VI -

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DU SE DU MASSIF DES BORNES : LA PARTIE MERIDIONALE DE LA CHAINE DES ARAVIS ENTRE LE COL DES ARAVIS ET LA CLUSE DE FAVERGES-UGINE

(HAUTE-SAVOIE FRANCE)

- 1978 -



THÈSE DE 3e CYCLE

Par Sergio O.
RIVANO GARCIA

ERRATA

- Table des figures : figure 33 : lire "sentier du Lac".
- p. 11, ligne 4 : lire "imprécisions" au lieu de "impressions".
- p. 15, avant-dernière ligne : lire "autochtone ou parautochtone".
- p. 70, ligne 13 : lire "les chaînes subalpines".
- p. 72, ligne 23 : lire "panachées de vert".
- p. 73, ligne 10 : lire "plus que de véritables falaises".
- p. 100, fig. 19 (légende) : lire IV. Hauterivien - Couches à Panopées ... .
- p. 107, lignes 2 et 3 : lire "La formation noire et la brèche phosphatée peuvent ...".
- p. 118, ligne 6 : lire "au Campanien - Maestrichtien".
- p. 120, ligne 22 : lire "calcaires".
- p. 142, ligne 19 : lire "s'il s'agit".
- p. 145, ligne 3 : lire "le recreusement".
- p. 145, intercaler entre les lignes 24 et 25 le paragraphe suivant :

  A l'extrémité méridionale de la Chaîne du Charvin, sur le flanc oriental, se remarque un énorme écroulement de falaise (fig. 28). On le suit depuis le Sud du Col de l'Arpettaz jusqu'à la vallée de La Chaise. Il est composé surtout de blocs Crétacé inférieur et Urgonien comme on peut le voir tout le long de la route des Montagnes tracée en grande partie sur lui. La longueur actuelle de la langue écroulée est d'environ 4,75 km, avec une largeur maximale en aval de 1250m à peu près. Il est certain que cet écroulement effectué sur les argiles d'altération plastiques du Callovo-Oxfordien s'est compliqué dès l'origine, de glissement, ce qui explique sans doute son étalement. De nombreux autres petits glissements caractérisent par ailleurs toute la dépression oxfordienne du pied du Charvin.

  D. LES EBOULIS.

- p. 161, ligne 21 : lire "de la Goenne au Pas de l'Ours".
- p. 185, ligne 14 : lire "Aucun olistolite indiscutable ne paraît avoir été signalé sous elle ...".
- p. 186, ligne 30 : lire "1°/- De l'accentuation du pendage ...".

Avec toutes mes amitiés
S. Sandrea

THÈSE PRÉSENTÉE POUR L'OBTENTON du
DIPLOME de DOCTEUR de 3e CYCLE

à L'UNIVERSITÉ PIERRE et MARIE CURIE
PARIS VI

SPÉCIALITÉ : SCIENCES DE LA TERRE

MENTION : GÉOLOGIE STRUCTURALE

PAR

SERGIO RIVANO GARCIA

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DU SE DU MASSIF DES BORNES : LA PARTIE MERIDIONALE DE LA CHAINE DES ARAVIS ENTRE LE COL DES ARAVIS ET LA CLUSE DE FAVERGES-UGINE

(HAUTE-SAVOIE FRANCE)

SOUTENUE LE 4 JUILLET 1978 DEVANT LA COMMISSION COMPOSÉE DE :

M. JEAN AUBOUIN — *PRÉSIDENT*

M. GÉRARD GUITARD
M. JEAN-PAUL RAMPNOUX
M. BERNARD DOUDOUX
— *EXAMINATEURS*

Perdu dans un coin oublié du Cosmos, un petit grain d'ordure est agité par de minuscules virus ... .

Ils ne bougent que parce-qu'ils sont tout juste vivants ... . Mais ils croient déjà tout savoir !!

Et ils se disent - la Réalité est concrète et nous la possédons !! - avec la même assurance avec laquelle, quelques instants auparavant, ils disaient la Terre est plate !! (Ils appellent Terre leur grain d'ordure !).

Oh ! Cosmos ! Malheur à ceux qui croyant se regarder dans l'Etang de la Vérité, ne voient pas que la grandeur du Miroir de la Vanité n'est que le reflet de leur infinie insignifiance ... .

ANONYME

DES TEMPS DU PREMIER JOUR DE L'ETERNITE.

AVANT - PROPOS

Cette thèse n'a pas commencé en France, mais à l'autre bout du monde. Dans les Andes, un soir étoilé, à côté d'un grand feu, mon ami et professeur Jean-Claude VICENTE, me proposa de faire une thèse avec lui sur les Andes et puis de venir en France pour faire la connaissance des Alpes et compléter ainsi ma formation géologique. C'est à lui que je dois en grande partie d'être ici, en France, et d'avoir pu réaliser cette thèse.

Monsieur le Professeur Jean AUBOUIN, dont j'avais fait la connaissance pendant ses nombreux séjours dans mon pays, eut la bienveillance de m'accepter dans son Laboratoire à l'Université de Paris VI où je suis resté un premier temps, suivant des cours de D.E.A. forts intéressants.

Par la suite, Monsieur Jean AUBOUIN m'a envoyé à Chambéry, au Laboratoire des Sciences de la Terre du Centre Universitaire de Savoie, dirigé par Monsieur Jean-Paul RAMPNOUX, dans le but d'effectuer une thèse de 3ème cycle dans le domaine des Alpes du Nord.

Là, je devais rencontrer dans la personne de Monsieur Bernard DOUDOUX une aide généreuse et une connaissance du sujet aussi vaste que solide.

Messieurs Bernard DOUDOUX et Jean-Paul RAMPNOUX m'ont consacré également beaucoup de temps à l'heure de la rédaction de cette thèse.

Je tiens à exprimer à tous ces géologues très vivement et de tout coeur mes remerciements les plus profonds.

Je tiens à remercier aussi beaucoup d'autres personnes, sans lesquelles cette thèse n'aurait pas vu le jour, et qui m'ont apporté leur aide désintéressée :

- Madame Annie ARNAUD et son mari, de l'Institut Dolomieu de Grenoble qui m'ont fait les déterminations de la microfaune de l'Urgonien.
- Madame Germaine BIZON, du BEICIP, qui m'a gentiment déterminé la microfaune du Crétacé supérieur ainsi qu'une partie de celle du Nummulitique.
- Monsieur Alphonse BLONDEAU, du Laboratoire de Géologie des Bassins Sédimentaires de l'Université de Paris VI, qui m'a fait les déterminations des Nummulitidae et m'a aidé de ses suggestions.
- Monsieur Gérard LE HEGARAT, de l'Université de Lyon, qui m'a aidé pour les déterminations des Calpionellidés et des Ammonites du Tithonique et du Berriasien.
- Messieurs R. BUSNARDO et R. COMBEMOREL, également de l'Université de Lyon qui m'ont aussi déterminé des Ammonites et des Belemnites.
- Monsieur Jacques SIGAL du BEICIP, qui m'a déterminé la microfaune du Crétacé supérieur de l'Etale.

Je voudrais aussi remercier toutes les personnes du Centre Universitaire de Savoie qui ont coopéré à la réalisation de cette thèse :

- Mon ami André PAILLET, Technicien du Laboratoire, qui m'a confectionné les lames minces nécessaires à cette thèse.
- Madame Simone GINET, Secrétaire du Laboratoire, qui a eu la lourde et parfois pénible tache de frapper cette thèse avec un souci de perfection remarquable.
- Madame Denise BRETTEVILLE, chargée du Service de Multigraphie du Centre Universitaire de Savoie qui a fait le tirage des exemplaires.
- Monsieur LAPERRIERE, qui m'a apporté son concours pour la confection et le tirage des planches photos ainsi que de quelques dessins.
- Enfin Monsieur REGGETTI, chargé du Service d'imprimerie de l'Hôpital de Bassens qui a fait la couverture de cette thèse ainsi que la reliure.

Il va sans dire que pendant mon séjour au Laboratoire des Sciences de la Terre du Centre Universitaire de Savoie, j'ai toujours trouvé une ambiance agréable, facile à vivre et c'est ainsi qu'outre les personnes déjà citées je me dois de remercier mes amis Bernard COLLETTA, Serge FUDRAL, Charles LAMIRAUX, Gérard NICOUD, Daniel ROBERT et Madame Françoise MOUGIN, qui m'ont tous apporté leur aide et leur amitié désintéressées durant les moments durs qui ne manquent jamais quand on est boursier et étranger de surcroît.

Ainsi je laisse à Chambéry beaucoup d'amis et j'en emmène autant de bons souvenirs.

Je veux citer ici aussi mon compagnon Hans NIEMEYER, qui suit depuis 1967 la même route : je lui souhaite bonheur et bonne chance dans son travail.

La SAVOIE est un pays agréable, ses habitants sont hospitaliers, accueillants : j'ai pu m'en rendre compte aussi lorsque, devant loger à la fortune dans des alpages, j'ai eu à faire la connaissance des paysans savoyards, gens rudes, mais sincères et accueillants envers l'étranger. Ainsi je veux, dans les personnes de Messieurs Noël DOLOCHO (du Chalet le Haut de Marlens) et Henry ADETTAND (Chalet de l'Aulp du Fier d'en Haut), rendre hommage à la paysannerie savoyarde.

Enfin je veux dédier cette thèse :

- A mes parents et mes soeurs qui, bien qu'éloignés, m'ont toujours soutenu par leurs lettres et la confiance aveugle qu'ils m'ont dispensée. Ils sont pour une grande part dans l'heureux aboutissement de ce travail.
- Egalement et spécialement à ma femme et à ma fille, qui ayant choisi de rester à mes côtés ont du partager avec moi les moments difficiles.

RESUME

Le secteur étudié correspond à la partie méridionale de la chaîne des ARAVIS, entre le Col des ARAVIS et la Cluse de FAVERGES-UGINE. Il concerne donc le "bord subalpin", dans la partie sud du massif subalpin des Bornes.

Du point de vue stratigraphique, notre secteur fait classiquement partie de la "Zone dauphinoise". Nous y avons étudié les terrains de l'Oxfordien au Nummulitique.

Nous avons reconnu trois cycles sédimentaires marins successifs.

- Un premier cycle va du Jurassique inférieur à l'Aptien inférieur : il se termine par des faciès littoraux de plate-forme (faciès Urgonien).
- Un deuxième cycle débute avec le Gault et se poursuit durant tout le Crétacé supérieur. Il se termine par les "Couches de Wang", considérées comme un faciès régressif.
- Un troisième cycle correspond au Nummulitique. Il débute -après une longue période d'émersion- au Lutétien et se termine sans doute dans l'Oligocène.

L'ensemble du secteur étudié, mais surtout sa partie sud, paraît correspondre à la partie paléogéographiquement la plus interne des chaînes subalpines septentrionales.

Du point de vue tectonique, nous avons pu distinguer :

- Une phase antelutétienne, responsable de bombements grossièrement E-W, et d'importantes érosions antenummulitiques.
- Une phase synsédimentaire intrapriabonienne, réactivant des reliefs par création ou rejeu de failles.
- Une importante phase, sans doute Oligocène moyen ou supérieur, synchrone de la mise en place des Klippes de Savoie. Elle a créé au bord subalpin de grands plis couchés, accompagnés de schistosité de flux dans les niveaux inférieurs. Elle est responsable également d'écaillages du bord subalpin dans les niveaux supérieurs (Chevauchement de l'Unité du Charvin sur l'Unité de l'Etale), et de l'entraînement de flyschs parautochtones sous la Klippe de Sulens. La direction de serrage paraît être SE-NW.

- Une phase sans doute fini-miocène, dont la direction de serrage semble grossièrement E-W. Elle a entraîné le basculement général du bord subalpin vers l'W, et s'est accompagnée de rétroécaillages et retro-déversements multiples. Elle est à l'origine également de failles décrochantes sénestres N105 à N145.
- Enfin une phase tardive post-miocène, à l'origine d'un réseau de failles normales subméridiennes et E-W.

TABLE DES MATIERES

	Pages
CHAPITRE I. - GENERALITES	1
I. CADRE GEOGRAPHIQUE	3
II. CADRE GEOLOGIQUE	5
III. APERCU HISTORIQUE	5
A. Travaux anciens	5
B. Les travaux de L. MORET	8
C. Travaux contemporains	11
CHAPITRE II. - STRATIGRAPHIE	17
I. PREAMBULE	19
II. STRATIGRAPHIE DU SECTEUR DE L'ETALE	20
A. Le Jurassique supérieur (Malm)	20
1. Introduction	20
2. Les Schistes Noirs	21
3. Les Faciès de Transition	23
4. La Barre Calcaire du Jurassique Supérieur	24
a- Généralités	24
b- Etude d'une coupe type	25
c- L'âge	29
5. Ambiance de dépôt	30
6. Conclusions	31
B. Le Crétacé Inférieur (Néocomien)	32
1. Introduction	32
2. Le Berriasien	32
a- Généralités	32
b- Coupe type	33
3. Le Valanginien	37
a- Généralités	37
b- Etudes de quelques coupes	38
1- au niveau du chalet du Curé	38
2- au niveau des Chappes	39
Conclusion à l'étude des coupes	43
4. L'Hauterivien	43
a- Généralités	43
b- Coupe typique de la partie supérieure	46
5. Ambiance de dépôt du Crétacé Inférieur	48
6. Conclusion générale sur le Néocomien	50
C. L'Urgonien (s.l.)	51
1. Généralités	51
2. Etude d'une coupe type	54
3-4. Ambiance de dépôt et signification paléogéographique	61
5. L'âge	63
6. Conclusion	63

D. Le Gault 64
1. Généralités 64
2. Le Gault du secteur de l'Etale 65
3. L'âge 66
4. Ambiance de dépôt et signification paléogéographique 69
5. Conclusions 71

E. Le Crétacé supérieur 72
1. Généralités 72
2. Etude de quelques coupes 73
a- La coupe de La Praise 73
b- La coupe de La Bionnière 77
3. Conclusions 80

F. Le Nummulitique 81
1. Généralités 81
2. Les "Calcaires à petites Nummulites" 86
3. Les Marnes 87
4. Les Grès 89
5. Conclusions 90

III. LA STRATIGRAPHIE DU SECTEUR DU CHARVIN 91

A. L'Hauterivien - Barrêmien inférieur 91
1. Généralités 91
2. Coupe type 92
3. Conclusions 98

B. L'Urgonien 98

C. L'Albien 101
1. Généralités 101
2. Etude d'une coupe type de l'Albien de "L'Ecaille Inférieure" 102
3. Conclusions 106

D. Le Crétacé supérieur 107
1. Généralités 107
2. Etude d'une coupe type 110
3. Conclusions 116
a- L'âge du Crétacé supérieur du Charvin 116
b- Ambiance de dépôt 117

E. Le Nummulitique 118
1. Généralités 118
2. Quelques coupes 121
a- La coupe de La Greube 121
b- La coupe sur le versant nord du Cul d'Ugine 127
c- La coupe de MARTINI (1968) 130
d- La coupe du Col des Portettes 133
e- La coupe du Nummulitique au nord du Charvin 135
f- Conclusions à l'étude des coupes 138
3. Les "Marnes bleues" et les Grès 138
4. Les Brèches nummulitiques 138
5. Conclusions : comparaisons avec le Nummulitique de l'Etale 140

IV. LE QUATERNAIRE 142

A. Les formes glaciaires 142
1. Les cirques glaciaires 142
2. Les formes glaciaires d'accumulation 145

B. Les cônes de déjection 145

C. Les écroulements et glissements 145

V. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES GENERALES 146

CHAPITRE III. - TECTONIQUE 151

I. INTRODUCTION 153

II. L'UNITE DE L'ETALE 153

III. L'UNITE DU CHARVIN 161

1. L'Ecaille"Inférieure"..... 162
2. L'Ecaille "Intermédiaire" 165
3. L'Ecaille "Supérieure" 165
4. L'Ecaille des "Grès Intermédiaires" 169

IV. CONCLUSIONS A L'ETUDE DES UNITES 173

V. LES SYSTEMES DE FAILLES 175

A. Les failles décrochantes 175
B. Les failles normales 176

VI. INTERPRETATION DES STRUCTURES (TECTOGENESE) 181

A. Les mouvements ante-priaboniens 181

B. Les mouvements intra-priaboniens 181

C. Les mouvements oligocènes 183

D. Les mouvements ponto-pliocènes 185

E. Les mouvements tardifs 187

VII. CONCLUSION GENERALE SUR LA TECTONIQUE 187

APPENDICE 189

BIBLIOGRAPHIE 191

TABLE DES FIGURES

Pages

Figures 1. Cadre Géographique du secteur d'étude 2
2. Schéma orohydrographique 4
3. Panorama du versant occidental du Charvin et de La Goenne 10
4. Panorama de la muraille sud du Col des Aravis 12
5. Coupe synthétique des Schistes Noirs et des Faciès de Transition 22
6. Coupe de la Barre calcaire du Jurassique supérieur aux Plachaux 27
7. Coupe du Berriasien au Chalet du Curé 35
8. Coupe du Valanginien au droit des Chappes 41
9. Coupe générale entre Les Chappes et le Fier montrant l'épaisseur apparente de l'Hauterivien 45
10. Coupe de la partie supérieure de l'Hauterivien 47
11. Coupe de l'Urgonien à La Bionnière 56
12. Détail du sommet de l'Urgonien à La Bionnière 60
13. Coupe du Crétacé supérieur à La Praise 74
14. Coupe du Crétacé supérieur de La Bionnière 79
15. Coupe générale du Nummulitique de la Pointe de Merdassier au bois de La Colombière 83
16. Coupe du Nummulitique de La Bionnière 85
17. Le contact Calcaires - Marnes nummulitiques sur le revers occidental de la Pointe de Merdassier 88
18. Le passage Hauterivien-Urgonien au Golet de La Trouye .. 95
19. Panorama de la Falaise de La Goenne au-dessus du sentier du Lac 100
20. Coupe de l'Albien au sud du Cul d'Ugine 105
21. Coupe générale au niveau du Mont Charvin 108
22. Coupe du Crétacé supérieur au sud du Cul d'Ugine 115
23. Schéma de corrélation des différentes subdivisions de la limite Ecoène moyen-supérieur 122
24. Coupe du Nummulitique au niveau de La Greube 125
25. Coupe du Nummulitique sur le versant nord du Cul d'Ugine 128
26. Coupe au Col des Portettes (sommet du Nummulitique) 134
27. Coupe du Nummulitique sur le verrou du lac. au nord du Mont Charvin 136
28. Les formations quaternaires 144
29. Cadre de corrélation entre le secteur de l'Etale et le secteur du Charvin ..... 146'
30. Panorama du versant oriental de la chaîne au nord du Pas de l'Ours vu depuis les chalets de Merdassier 154
31. Panorama de la falaise orientale au sud du Pas de l'Ours vu depuis le Col de l'Arpettaz 157
32. Coupes seriées au Pas de l'Ours montrant les plis à tête plongeante qui affectent l'Unité de l'Etale 158
33. Panorama général de la falaise de La Goenne au-dessus du sentier au Lac 166
34. Panorama général du vallon du Fier entre le Charvin et La Goenne depuis l'Aulp du Fier 170
35. Panorama des envers des Aravis (muraille sud du Col des Aravis) depuis le Col 174
36. Coupes seriées dans le secteur d'étude 182

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHES

I — Photo 1. Le contact Urgonien - Gault à La Bionnière montrant le niveau lenticulaire des brèches phosphatées à la base du Gault.

II — Photo 2. Aspect des couches basales du Crétacé supérieur à La Bionnière.
Photo 3. Aspect du Crétacé supérieur de La Bionnière.

III — Photo 4. "Slumpings" dans l'Hauterivien de l'Unité du Charvin. Vue prise sur le versant Nord de la Cluse Faverges-Ugine depuis la route.

IV — Photo 5. Le passage du pseudo-conglomérat phosphaté aux calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur. A noter le passage parfaitement transitionnel.
Photo 6. La limite Gault (Albien) - pseudobrèche phosphatée. A noter le contact brusque et bien tranché.

V — Photo 7. Vue générale de l'accident visible sur le versant Nord du Mont Charvin : c'est la discordance angulaire de J. MARTINI.
Photo 8. Détail de la structure. Le trait marque le contact Crétacé supérieur - Nummulitique.

VI — Photo 9. Disharmonies dans le coeur du pli dans le Berriasien de l'Etale sur l'envers Sud du Pas de l'Ours.
Photo 10. Disharmonies dans les plis valanginiens de l'Etale qui sont coupés par l'écaille du Charvin.

VII — Photo 11. Failles inverses à regard Est dans l'Hauterivien de l'Etale sous le contact avec l'Unité du Charvin.

VIII — Photo 12. Accidents intracutanés dans le Crétacé supérieur au Sud du Charvin.
Photo 13. Schistosité de fracture (N5°/20°-35°W) dans le Crétacé supérieur au Sud du Charvin.

IX — Photo 14. Vue générale du versant occidental de La Goenne.
Photo 15. Détail de la structure de l'Ecaille Intermédiaire.

X — Photo 16. Plis dans les Couches à Panopées - Hauterivien à la base de l'Ecaille Supérieure.
Photo 17. Plis dans les Couches à Panopées - Hauterivien à la base de l'Ecaille supérieure.

XI — Photo 18. La Faille décrochante de l'Etale vue depuis le Nord à partir de 2050m (La Bionnière).
Photo 19. Le Faille décrochante qui coupe l'accident de base de l'Unité du Charvin au niveau du Charvin.

XII — Photo 20. Le réseau de Failles décrochantes sur la falaise orientale de la Chaîne.

CHAPITRE I

GENERALITES

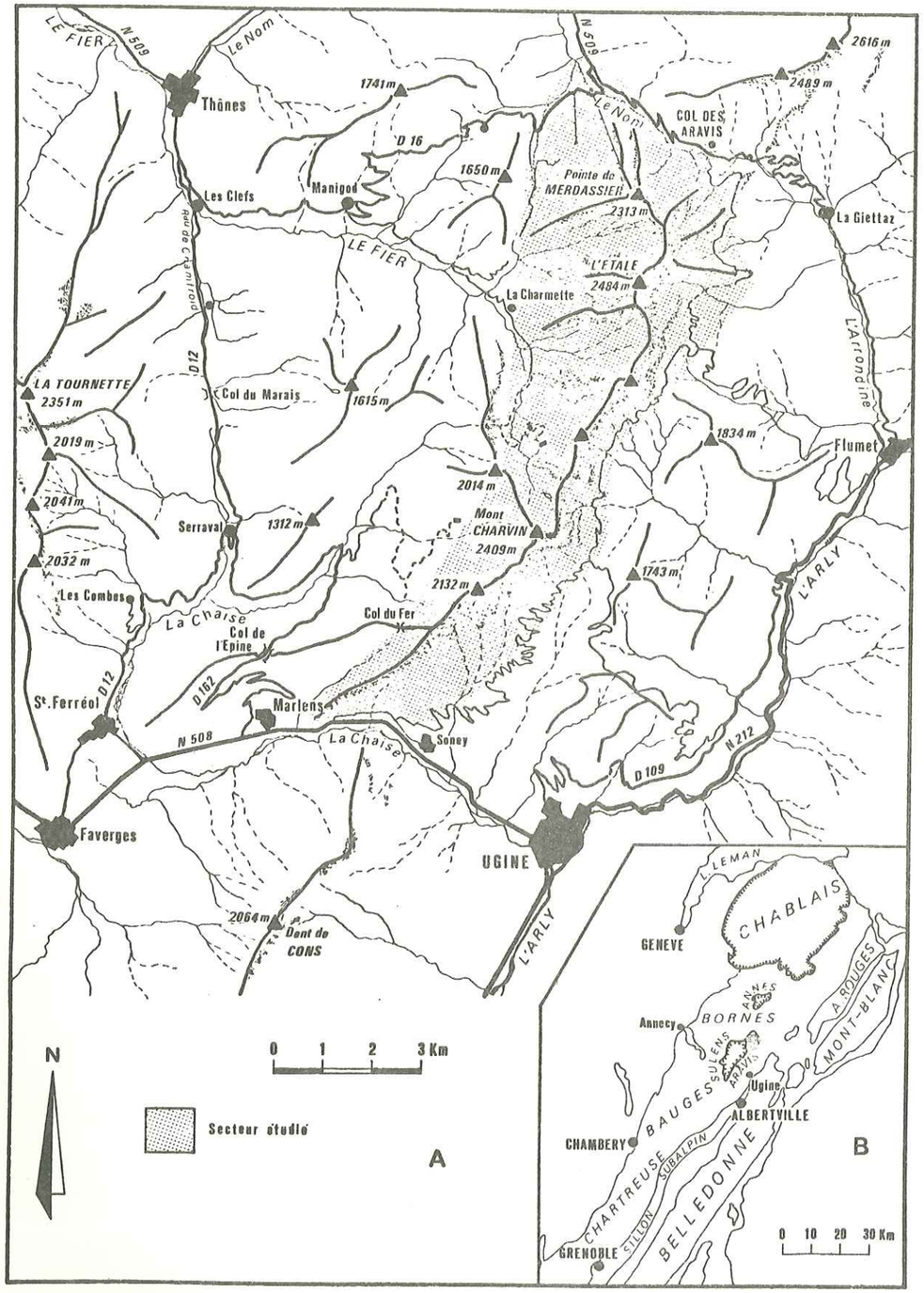


Fig. 1. Cadre géographique du secteur d'étude dans les Alpes de SAVOIE.

I. CADRE GEOGRAPHIQUE.

L'étude présentée ici concerne la partie méridionale de la Chaîne des Aravis. Plus précisément, le domaine étudié est limité :

- au nord, par le Col des Aravis ;
- au sud, par la Cluse de Faverges-Ugine ;
- à l'est, par la route secondaire dite "des montagnes", qui relie la Cluse au Col en passant par le pied est des Aravis ;
- enfin, à l'ouest, la limite est une ligne imaginaire qui, partant du village de Marlens au sud, passe par le Col du Fer, La Tulle (2014m), le hameau de La Charmette puis continue vers le nord jusqu'à la vallée du Nom, en suivant le pied occidental de la Pointe de Merdassier (fig. 1).

Trois sommets principaux se détachent (fig. 1) :
- au sud, le Mont Charvin ou Grand Carré (2409m) ;
- au nord, les Rochers de l'Etale (2489m).

Plus au nord encore, surplombant le Col des Aravis, la Pointe de Merdassier (2313m). L'altitude moyenne de la chaîne est de 2100m. Au sud, à partir du Col du Fer, elle s'abaisse progressivement vers la Cluse d'Ugine (450m).

Du point de vue hydrographique, on note, de part et d'autre de la chaîne, de nombreux ravinements. Dans leur partie haute, les ravins ne sont parcourus que par des ruissellements temporaires. Plus bas, ils finissent par garder de l'eau en toutes saisons, du fait de la réapparition au jour d'eaux d'infiltration.

Ils se collectent finalement plus ou moins directement (fig. 2) :
- au nord-ouest sur le Fier, qui rejoint le Rhône à l'aval de Seyssel ;
- au sud-est sur l'Arly, qui rejoint l'Isère à l'Albertville. Au bassin de l'Arly, appartiennent tous les ruissellements du flanc est de la chaîne ; mais également les ruissellements du flanc ouest, au sud du Mont Charvin. Ces derniers se rassemblent d'abord sur le ruisseau de La Chaise qui finit lui-même par rejoindre l'Arly à Ugine après avoir hésité quelque peu dans la Cluse de Faverges-Ugine.

Les structures étant en gros -nous le verrons- monoclinales à pendage ouest, les ruissellements du flanc est s'écoulent à contre-pendage. Ceux du flanc ouest sont conformes au pendage. Enfin, il faut noter, parallèlement à la chaîne, un certain nombre de segments collecteurs subséquents, installés généralement :

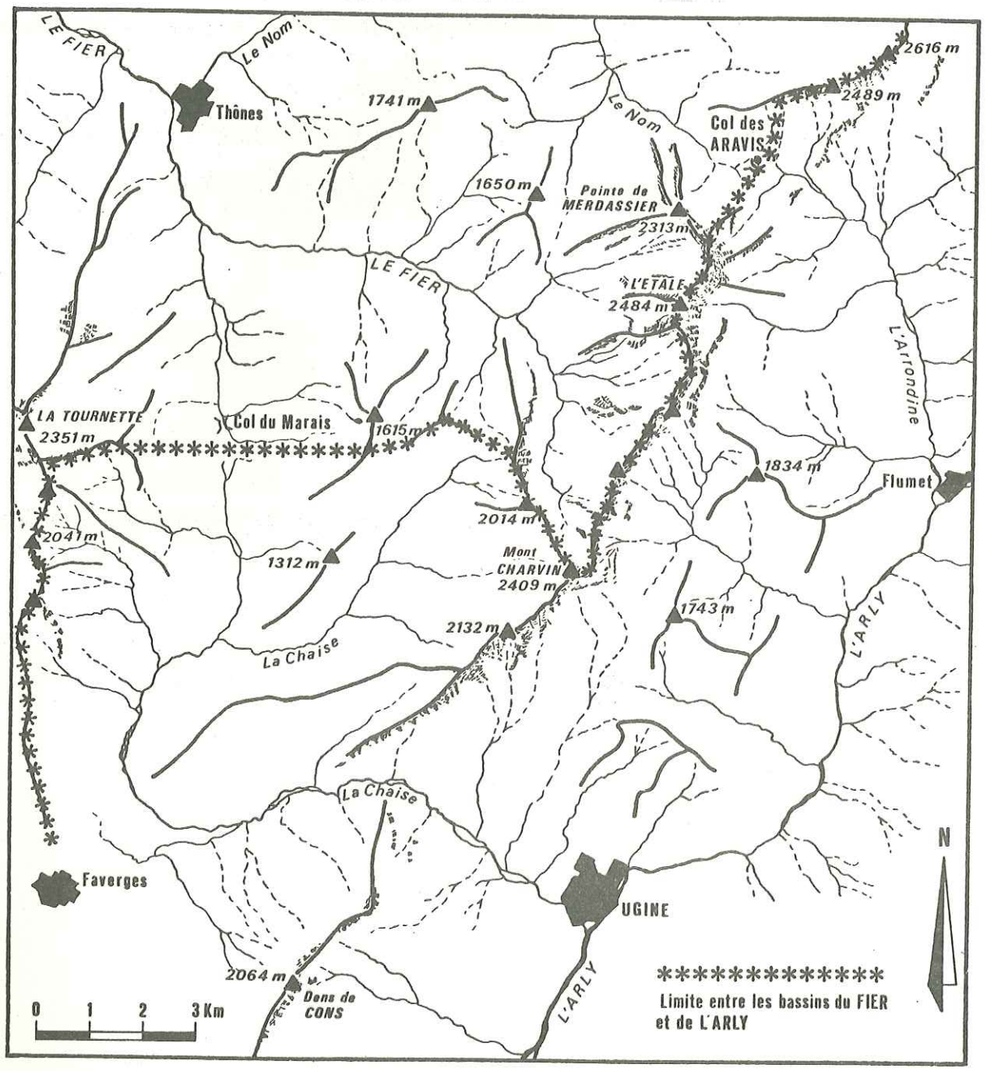


Fig. 2. Schéma orohydrographique.

- à l'ouest, dans la base du flysch nummulitique ;
- à l'est, dans la bande des marnes oxfordiennes.

L'accès du flanc occidental est facilité par de nombreux sentiers montant jusqu'aux sommets.

Le flanc oriental est constitué par une falaise abrupte d'accès beaucoup plus malaisé. L'approche en est toutefois également facilitée par une route carrossable qui court depuis la Cluse d'Ugine jusqu'au Col des Aravis par la dépression oxfordienne.

II. CADRE GEOLOGIQUE.

Les Aravis font partie du massif subalpin des Bornes. Ils en constituent le rebord oriental (bord subalpin). Plus précisément, le secteur étudié représente le flanc oriental du grand synclinal de Thônes, synclinal le plus oriental du massif. Au sud du Fier, le coeur de ce synclinal est occupé par la klippe préalpine de Sulens. Notre étude s'arrêtera à la limite orientale de la klippe (fig. 1).

Du point de vue stratigraphique notre secteur fait classiquement partie de la zone dauphinoise. Nous avons là, au-dessus d'un Trias réduit, une puissante série montant jusqu'au Nummulitique. Nous n'en étudierons que les termes post-oxfordiens, les termes oxfordiens et ante-oxfordiens ayant déjà été étudiés par J.C. CARFANTAN (1975).

III. APERCU HISTORIQUE.

De la seconde moitié du 19ème siècle à nos jours, divers auteurs se sont intéressés à la Chaîne Etale-Charvin. On peut distinguer à cet égard trois périodes :

- de 1867 à 1902 : Travaux anciens ;
- de 1927 à 1954 : Travaux de L. MORET ;
- de 1961 à nos jours : Travaux contemporains.

A. TRAVAUX ANCIENS.

Dès 1867, A. FAVRE reconnaît avec surprise "*la présence de roches triasiques (et jurassiques) au milieu d'une vallée en fond de bateau dont les bords*

sont crétacés et nummulitiques". Il souligne le caractère anormal de cette situation.

Ainsi se trouve déjà esquissée dans son ensemble la structure de la région : Grand synclinal de Thônes dans le coeur duquel reposera la Klippe de Sulens. A la suite de quoi, A. FAVRE donne du bord subalpin au droit du Charvin, une coupe qui restera valable dans ses grandes lignes : série monoclinale appuyée sur le Cristallin de Belledonne, et allant du Permo-trias au Nummulitique.

A. FAVRE avait publié, peu de temps avant la parution de ce travail (1862), une carte géologique des parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont Blanc.

En 1869 LORY, PILLET et VALLET publient à leur tour une carte géologique du département de la Savoie.

En 1881, D. HOLLANDE rédige un compte-rendu d'une expédition au Mont Charvin. Il y décrit :

. Un Gault siliceux à faciès "alpin" rappelant celui des Fiz, et différent du Gault de la partie occidentale des Bauges. Fossiles citées :

Inoceramus sulcatus, d'ORB. ;
Terebratula dutempleana, d'ORB. ;
Ammonites mamillatus, SCHLL ;
Ammonites deluci, BRONG, etc... .

. Un Crétacé supérieur contenant les fossiles de la craie blanche :
Belmnitella mucronata ;
Ananchites ovata ;
Inoceramus problematicus, etc... .

C'est ce Crétacé supérieur qui constitue le sommet même du Charvin.

. Un Nummulitique comprenant deux horizons calcaires séparés par un banc de grès. Il homologue le niveau supérieur à l'horizon supérieur du Mont Charbon dans les Bauges et l'horizon inférieur aux calcaires à grandes Nummulites du Mont Charbon. Ces calcaires nummulitiques ne recouvrent que la base occidentale du Mont Charvin.

En 1889, le même D. HOLLANDE ne parle plus cependant que de "*couches éocènes à N. striata*". Il n'y a pas au Mont Charvin de couches à *N. perforata* ni de couches ligniteuses à *C. diaboli*.

Deux cartes géologiques sont ensuite publiées :

- En 1889, carte géologique des Alpes occidentales au 1/1.000.000ème (Zaccagna) ;
- En 1894, première édition de la feuille d'Annecy au 1/80.000ème.

Des accidents transversaux ou obliques aux structures sont déjà indiqués, au nord des Trois Aiguilles et dans la pointe de Merdassier.

Un contact anormal plus ou moins tangentiel est porté par ailleurs entre le Jurassique supérieur et la série crétacée des Aravis dans le haut vallon du Fier. Il deviendra ultérieurement le contact de base de la Klippe.

Enfin du point de vue stratigraphique, la même carte Annecy distingue des calcaires à petites Nummulites appartenant à l'Eocène supérieur et un flysch schito -gréseux appartenant en grande partie au Tongrien.

Une grande controverse est alors en cours concernant l'origine des Préalpes suisses et savoisiennes (Annes, Sulens) dont l'indépendance à l'égard des "hautes chaînes calcaires de Suisse et de Savoie" est reconnue : les autochtonistes "enracinent ces Préalpes sur place, les faisant apparaître comme des plis en champignon pouvant se déverser à l'est et à l'ouest sur les hautes chaînes calcaires". On pense ensuite à un charriage des "hautes chaînes calcaires" sur les Préalpes. Les Annes et Sulens auraient percé ultérieurement cette couverture charriée. Finalement s'impose au contraire la notion d'un charriage des Préalpes sur les hautes chaînes calcaires. Les Annes et Sulens deviennent ainsi des lambeaux de recouvrement ou klippes, totalement flottants. Un moment, on a imaginé de les faire provenir de l'ouest, leur domaine ayant ensuite été recouvert par l'avancée vers l'ouest des hautes chaînes calcaires. Mais finalement, c'est l'origine à partir de l'est qui s'impose.

De nombreux auteurs sont intervenus dans cette grande controverse. Nous citerons G. MAILLARD, H. SCHARDT, STEINMANN et QUEREAU, C. BURCKARDT, M. BERTRAND, E. HAUG, M. LUGEON, D. HOLLANDE, Ch. SARASIN, ... Il est hors de notre propos de nous apesantir sur ce point. On trouvera à ce sujet de nombreuses références bibliographiques dans E. HAUG (1895). E. HAUG et M. LUGEON (1897) et L. MORET (1934, p. 115-117).

En 1895, E. HAUG est encore autochtoniste, à l'encontre de M. LUGEON. Il ne voit encore en Sulens qu'une structure en "*éventail composé*", déterminée par "*des poussées latérales agissant vers un point commun*". Il admet toutefois

que "*l'étranglement de la base est peut être allé jusqu'à priver finalement la masse de toute racine en profondeur*".

Mais dès 1897, dans une note commune avec M. LUGEON, il se rallie finalement aux vues de ce dernier. Et c'est ensemble qu'ils concluent à l'existence à Sulens de "*plusieurs nappes charriées superposées, plissées ultérieurement, en synclinal et en éventail composé*". La nappe inférieure, de cachet encore très "autochtone", ne peut venir de très loin (région de Beaufort ?). La nappe supérieure a une origine beaucoup plus orientale, sans doute ultrabriançonnaise.

Dans ces deux écrits, les auteurs insistent par ailleurs sur le fait que l'autochtone, de part et d'autre de Sulens, est lui-même écaillé "*en éventail*". En particulier, ils signalent qu'au Mont Charvin la série "*Urgonien-Gault-Sénonien*" se reproduit au moins deux fois, l'écaille supérieure supportant le Jurassique de base de Sulens.

En 1897 paraît aussi la première édition de la feuille au 1/80.000 d'Albertville. La montagne de Sulens (sensu stricto) y est présentée comme "*une masse exotique reposant partout sur le flysch dans lequel s'intercalent des lames de terrains secondaires*". Un contact anormal borde cependant déjà partout le Jurassique supérieur de base de la Klippe. Il semble donc que deux nappes soient déjà reconnues dans Sulens sensu lato.

Dans la chaîne des Aravis, le Nummulitique n'est représenté qu'en flanc ouest du Mont Charvin, où il transgresserait sur des terrains allant de l'Urgonien au Sénonien. Les écaillages du Charvin restent fort mal représentés.

En 1902, Ch. SARASIN à propos d'une excursion de la Société Géologique Suisse donne une coupe des rochers de l'Etale. Il y interprête un redoublement d'Urgonien et Hauterivien comme un pli-faille inverse, chevauchant vers l'Est.

Après SARASIN il faudra attendre une bonne vingtaine d'années avant que ne paraissent de nouveau des travaux sur notre secteur d'étude.

B. LES TRAVAUX DE L. MORET.

En 1927 L. MORET, étudiant le contact de base de la Klippe rapporte à l'autochtone le flysch visible directement sous la Klippe le long de la chaîne du

Charvin, tant au Col des Portettes (Col 2072 de la carte I.G.N.) qu'aux environs du Col du Fer. Il signale des grès de Taveyannaz au Col des Portettes. Il croît par contre pouvoir rapporter au Flysch ultrahelvétique "*quelques blocs de brèche calcaire à Nummulites, égrenés*" dans le contact.

Dans la même note, il donne une coupe du versant sud du Col des Portettes et rétablit la double existence, au Charvin, du Lutétien et du Priabonien. Il signale enfin au sommet du Crétacé supérieur des calcaires noirs avec interbancs schisteux, à Jereminelles (Couches de Wang).

En 1930, paraît la deuxième édition de la feuille Annecy 1/80.000. En ce qui concerne notre secteur, peu de modifications sont à signaler par rapport à la première édition, sinon une meilleure représentation de la trilogie nummulitique (calcaires, marnes, grès).

En 1934 c'est la publication du grand ouvrage de L. MORET sur la Géologie du Massif des Bornes, véritable traité de stratigraphie et tectonique subalpine. Il apporte, y compris dans notre secteur, de nombreuses précisions.

Y sont en particulier décrits le Gault, le Crétacé supérieur, qui monterait dans le Maestrichien avec les couches de Wang, et le Nummulitique. Ce dernier est résumé de la manière suivante : "calcaires, schistes et grès priaboniens, recouvrant très localement quelques mètres de couches à grandes Nummulites luétiennes". L'auteur signale aussi d'importants conglomérats dans la base des schistes au nord du Col des Portettes. Ils lui paraissent marquer un épisode régressif entre Lutétien et Priabonien.

L'ouvrage est accompagné d'une série de coupes du bord subalpin, et illustré par divers panoramas. Les plus intéressants en ce qui nous concerne sont ceux du flanc nord du Mont Charvin (fig. 3) et du flanc nord du Merdassier et de l'Etale (fig. 4).

Le premier concerne le secteur où les écaillages du Charvin sont le plus visibles. Il constitue la première tentative sérieuse de mettre de l'ordre dans ces écaillages.

Ce panorama (fig. 3) montre bien, sous la Klippe, un complexe d'écailles d'Urgonien, Gault, Crétacé supérieur et Nummulitique, traîné sur l'Hauterivien autochtone le long d'un contact penté à l'ouest. Dans ce contact sont pincés par ailleurs de grands blocs d'Urgonien, Gault et Crétacé supérieur.

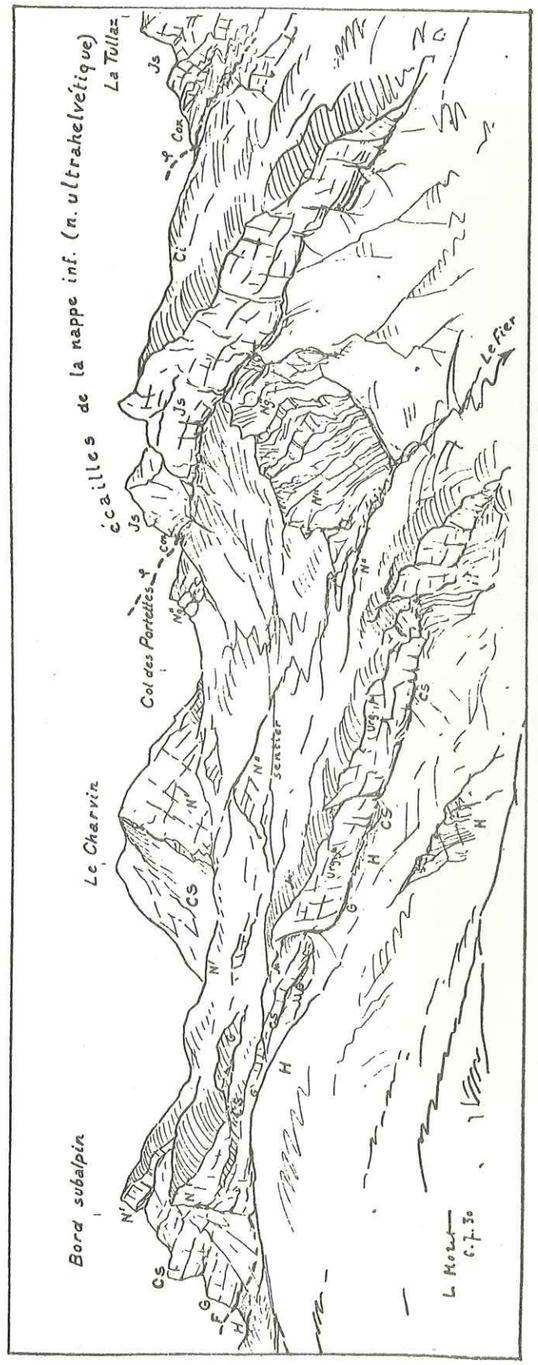


Fig. 13. — La bordure nord de la chaîne du Charvin, laminée sous les nappes préalpines.
Autochtone : H, Hauterivien ; Urg, Urgonien ; G, Gault ; Cs, Sénonien ; Ni, Priabonien ; Ns g, grès de Taveyannaz ; μ, mylonites.
Nappes : Cox, Callovo-Oxfordien ; Js, Malm ; Ci, Néocomien ; e, contacts anormaux.
Dessin de l'auteur, d'après nature (vue prise du Nord).

Fig. 3. Panorama du versant occidental du CHARVIN et de LA GOENNE.
(d'après L. MORET, 1934).

A vrai dire, seul ce contact est bien représenté, à la base d'une falaise composite de direction générale nord-ouest - sud-est, au nord de La Goenne. Au-dessus, le complexe d'écailles reste assez flou et les confusions ou impressions sont fréquentes.

De la description écrite du secteur, on peut retenir que pour L. MORET, il existe là trois écailles :

- Ecaille inférieure, réduite aux blocs pincés dans le contact ;
- Ecaille moyenne dite "du Charvin" comprenant des terrains allant du Gault au Nummulitique calcaire ;
- Ecaille supérieure développée surtout près de la Klippe et comprenant des terrains allant de l'Urgonien au flysch nummulitique.

Les deux dernières se relayent de l'est à l'ouest, le long du contact avec l'Hauterivien. Ce contact peut d'autre part être suivi vers le sud dans la paroi est du Mont Charvin mais dans cette direction l'Ecaille du Charvin se complète progressivement à sa base par l'Urgonien. Pour L. MORET, ces écaillages sont dûs à l'arrivée des nappes préalpines qui ont ici décollé et débité la partie supérieure de la série "autochtone" en un paquet d'au moins trois écailles.

L. MORET signale enfin au bord subalpin, sous le Charvin, un redoublement local de la barre tithonique, correspondant à une tête plongeante d'un pli jurassique.

La coupe qu'il donne suggère manifestement que la dalle écaillée correspond à l'entraînement vers l'ouest et au laminage partiel de la série urgonienne et post-urgonienne du flanc normal de ce pli ou d'un pli analogue.

Dans le secteur de l'Etale, L. MORET ne voit pas de redoublement réel de l'Hauterivien-Urgonien, en pli-faille inverse comme le voulait Ch. SARASIN. Il n'y a pas là de chevauchement mais simplement deux failles transversales de tassement, légèrement décrochantes, qui se croisent (fig. 4). *"Ce qui prouve bien que ces accidents ne sont pas des chevauchements c'est qu'ils n'existent pas de l'autre côté du Col des Aravis".*

C. TRAVAUX CONTEMPORAINS.

Il nous faut d'abord citer la thèse de J. ROSSET (1956) concernant la partie de la chaîne des Aravis qui prolonge notre secteur au nord du Col du même nom. Et l'ouvrage de J. CHAROLLAIS (1962) concernant *l'est du massif des*

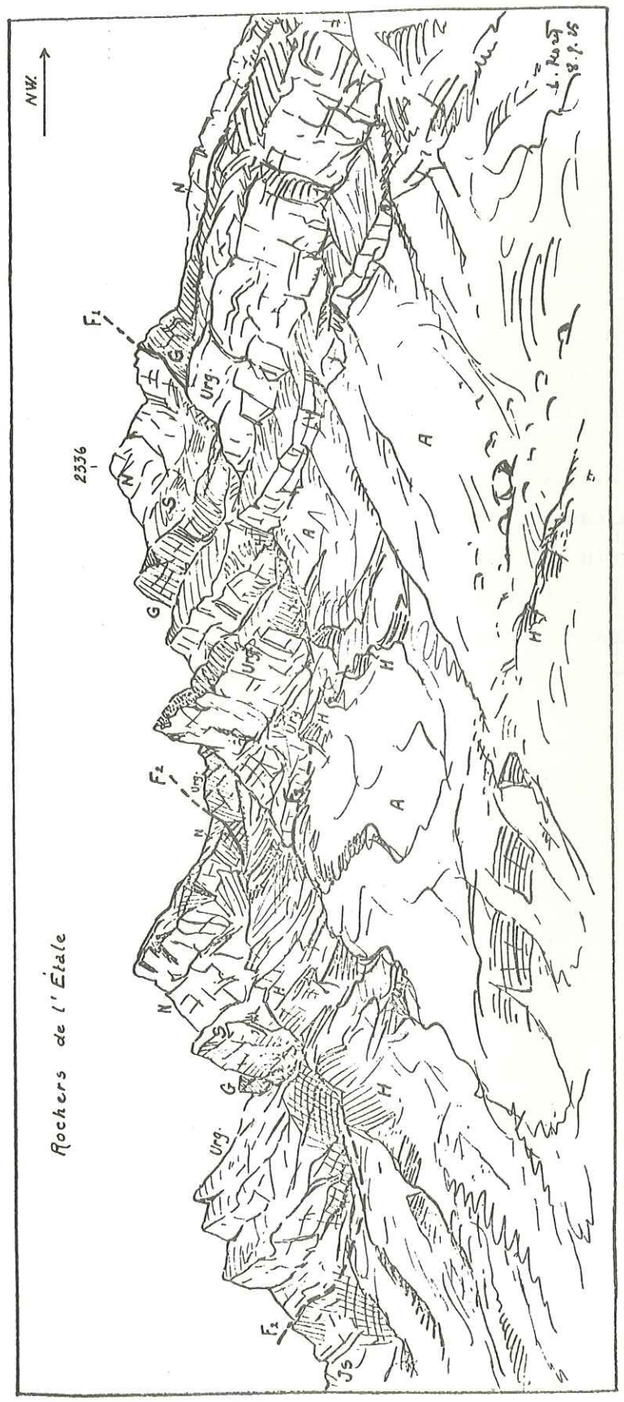


Fig. 15. — Les failles de la muraille sud du Col des Aravis.
Js, Malm ; H, Néocomien ; Urg., Urgonien ; G, Gault ; S, Sénonien ; N, Nummulitique ; A, éboulis ; F1, F2, traces des failles.
Dessin de l'auteur, d'après nature.

Fig. 4. Panorama de la muraille sud du Col des ARAVIS.
(d'après L. MORET, 1934).

Bornes".

Nous avons trouvé dans ces deux ouvrages de nombreux éléments de comparaison avec notre secteur tant du point de vue stratigraphique que du point de vue tectonique.

Viennent ensuite les importants travaux de J. MARTINI sur le Nummulitique des chaînes subalpines savoyardes (1961, 1962, 1968 a et b, 1970). Mais J. MARTINI ne fait dans notre secteur qu'une brève incursion, limitée à la dalle nummulitique calcaire du pied ouest du Mont Charvin.

Il décrit là une succession de couches lutétiennes, puis priaboniennes, uniquement marines, sans trace de formations lacustres ni saumâtres intercalées. Il estime cependant qu'une lacune, voire une émersion et même une discordance angulaire locale séparent Lutétien et Priabonien. Il fait aussi allusion à une avalanche sous-marine dans les marnes bleues superposées aux calcaires nummulitiques. Elle remanierait des récurrences de ces calcaires dans les marnes.

Paraissent entre temps la deuxième édition de la feuille géologique d'Albertville 1/80.000 (1966) et la troisième édition de la feuille d'Annecy 1/80.000 (1969). Trois nappes sont cette fois cartographiées dans les Klippes. Mais en ce qui concerne notre secteur ces cartes n'apportent rien de bien nouveau par rapport aux éditions précédentes. Les écaillages du Charvin ne sont toujours pas représentés. Et les quelques "rectifications" apportées ne sont pas toujours heureuses. C'est ainsi que la nouvelle édition d'Albertville fait curieusement apparaître au nord du Charvin un Crétacé supérieur et un Nummulitique transgressifs sur l'Hauterivien. Et que la même carte supprime le flysch au sud du Col du Fer dans la descente sur Marlens.

Il faut citer ensuite une série de travaux importants :

- J. CHAROLLAIS et J. ROSSET (1965) ;
- C. CARON, J. CHAROLLAIS et J. ROSSET (1967) ;
- J. ROSSET (1968) ;
- J. ROSSET, J. CHAROLLAIS, J. GERARD, M. LACOSTE (1971) ;
- G.G. SAWATZKI (1975) ;
- J. ROSSET, J. CHAROLLAIS, M. TOUMARKINE, H. MANLVIT, J.J. CHATEAUNEUF et H. SCHAUB (1976).

Ces travaux s'enchaînent et s'interpénètrent trop étroitement pour que nous puissions les examiner séparément. Ils portent sur les Klippes et leur sou-

bassement de marnes et flyschs nummulitiques. Y sont longuement discutés l'autochtonie ou l'allochtonie des différentes unités.

Il nous faut cependant citer à part la classification proposée par G.G. SAWATZKI des flyschs à grauwakes volcaniques du synclinal de Thônes. Elle est basée pour l'essentiel sur l'abondance des débris volcaniques (diabases et andesites) dans les grès. SAWATZKI distingue :

			% d'éléments volcaniques (andésites + diabases)
	Grès ultrahelvétiques GUH		0
	Grès intermédiaires GI		1-40
GT sensu lato	Grès de Taveyannaz intermédiaires GTI		40-60
	Grès de Taveyannaz typiques GTT		> 60
	Grès de Taveyannaz pauvres GTP		40-60
	Grès du Val d'Illiez riches	GVI	1-20
	Grès du Val d'Illiez pauvres		

Les GI, GTI, GTT ne renferment que des andésites. Les diabases apparaissent avec les GTP et augmentent dans les GVI. SAWATZKI voit les domaines d'origine de ces grès se succéder régulièrement de l'intérieur à l'extérieur dans l'ordre plus haut adopté. L'ensemble fait transition entre le flysch ultrahelvétique et les molasses chattiennes externes.

Les GVI sont autochtones sur le flanc ouest du synclinal, les GT autochtones sur le flanc est (Aravis) au moins au nord du Fier.

Dans la partie sud du synclinal, la situation est plus confuse. Selon SAWATZKI, les GT pourraient traverser là le synclinal pour se retrouver encore autochtones dans son flanc ouest, au droit du Col du Marais. Et plus au sud encore, ce seraient les GI qui se retrouveraient autochtones sur les deux flancs du synclinal et jusque dans les pentes de la Dent de Cons (Massif des Bauges).

Les lignes paléogéographiques des grès seraient donc plus E-W que les structures actuelles.

A noter cependant que de toutes manières les GT diminueraient de puissance vers le SW. On ne les retrouve plus dans le Massif des Bauges.

De l'ensemble des travaux précités, il semble ressortir par ailleurs :

1°/- Qu'il n'existe aux Annes qu'une seule nappe : la nappe supérieure

triasico-liasique de L. MORET, dont l'origine subbriançonnaise est généralement admise. Elle repose sur un wildflysch (flysch à lentilles) terminant lui-même le flysch autochtone (comprenant à l'ouest les GVI, à l'est les GT).

2°/- Par contre à Sulens, il existe deux nappes :

- la nappe supérieure triasico-liasique (cf. Annes) ;
- une nappe inférieure, classiquement qualifiée d'ultrahelvétique. Elle comprend une série allant de l'Oxfordien au flysch, ce flysch se terminant lui-même, sous la nappe supérieure, par un faciès wildflysch.

C'est l'ensemble de ces deux nappes que nous appellerons par la suite "Klippe de Sulens".

La Klippe ainsi définie ne repose pas cette fois relativement tranquille sur du flysch autochtone qui se terminerait à son tour par un wildflysch. Son soubassement est beaucoup plus complexe. A l'ouest, la Klippe, à son front, repose sur des flyschs eux-mêmes déplacés, parautochtones. Ils sont écaillés et plissés, déversés au NW sur les flyschs autochtones (GVI) du flanc W du synclinal de Thônes. Deux unités parautochtones sont ainsi définies. L'unité inférieure (unité des Clefs) est constituée par des grès de Taveyannaz, l'unité supérieure (unité de Manigod) par des grès intermédiaires.

En bordure sud-ouest de la Klippe, la situation reste confuse. Il y existe entre un flysch "autochtone" et la Klippe de forts conglomérats (conglomérats de Saint Ferréol) eux-mêmes surmontés d'un flysch. Ces deux dernières formations ont été groupées par J. ROSSET et al. (1976) sous le nom d'"*Unité des Combes*". Leur interprétation a varié. Autochtone ? Ultrahelvétique ? Parautochtone ? C'est cette dernière solution qui semble finalement adoptée par J. ROSSET et al.. Leur origine serait quelque peu plus interne que celle de l'Unité de Manigod. Enfin à l'est, soit à l'arrière de la Klippe, la situation reste également peu claire. Des flyschs sont connus entre la Klippe et la série "autochtone" du Charvin, essentiellement au voisinage du Col des Portettes et depuis le Col du Fer jusqu'à Marlens. Ils ont été à l'origine confondus avec l'Oxfordien de la Klippe. Plus tard, reconnus comme flyschs, ils ont été attribués, tantôt à l'Ultrahelvétique, tantôt à l'autochtone. Leur nature elle-même a été discutée.

Au Col des Portettes, on y a vu d'abord une formation de type Taveyannaz, puis SAWATZKI y a reconnu des grès intermédiaires qu'il qualifie d'autochtones. J. ROSSET et al. les intègrent dans l'Unité de Manigod, sans se prononcer semble-t-il sur leur caractère autochtone et parautochtone. Ils sont surmontés de schistes argileux noirs à éléments allochtones dont l'appartenance reste discu-

tée : s'agit-il d'Oxfordien emballant des copeaux tectoniques ? ou d'un Wild-flysch ? Et dans ce cas prolonge-t-il le flysch sous-jacent ou en est-il indépendant ?

Quant au flysch de la région du Col du Fer et de Marlens, il ne semble pas avoir vraiment été étudié.

Notons enfin que J. ROSSET signale que, dans le haut vallon du Fier, la Klippe repose localement sur des terrains d'âge varié allant de l'Hauterivien au Flysch.

En résumé depuis L. MORET, de nombreux et importants travaux ont concerné les klippes de même que leur soubassement au nord d'une ligne "Col du Marais - Col des Aravis". Mais au sud de cette ligne, ce soubassement n'a été l'objet que d'incursions limitées. C'est pourquoi nous avons été amenés à reprendre l'étude de la partie méridionale de la Chaîne des Aravis, depuis le Col des Aravis jusqu'à Marlens.

CHAPITRE II

STRATIGRAPHIE

I. PREAMBULE.

Comme nous l'avons déjà dit plus haut, dans ce travail nous n'étudierons que les terrains post-oxfordiens, l'Oxfordien lui-même n'étant décrit que très succinctement.

D'autre part, il nous faudra distinguer un secteur nord que nous appellerons secteur de l'Etale et un secteur sud que nous appellerons secteur du Charvin. Un grand contact tectonique à plongement sud-ouest fait en effet disparaître au sud la série de l'Etale sous les séries du Charvin et la Klippe. Le contact entre les deux ensembles s'établit au pied d'une falaise nord-ouest - sud-est à regard nord, au nord de La Goenne. Il contourne ensuite par l'est le sommet même de La Goenne pour se rabattre ensuite vers le sud et disparaître au Golet de la Trouye sous un grand écroulement du pied des Aravis.

Des différences stratigraphiques notables semblant a priori exister entre les séries des deux secteurs, il nous est apparu souhaitable de les examiner séparément.

Nous aurons ainsi à examiner dans le secteur de l'Etale, des terrains allant de l'Oxfordien au Nummulitique. L'Oxfordien y succède d'ailleurs normalement vers le bas au Jurassique moyen et inférieur. Dans le secteur du Charvin, notre série ne comprendra que des terrains allant de l'Hauterivien au Nummulitique. Un gigantesque écroulement masque les terrains inférieurs (Valanginien, Berriasien, Thithonique ?). On ne peut ainsi juger de leur rapport avec l'Oxfordien qui apparaît plus à l'est, de-ci, de-là à travers l'écroulement. Le Quaternaire sera, quant à lui, examiné sommairement dans un chapitre à part.

Pour la classification des roches calcaires, nous emploierons une double classification :

- une classification macroscopique, très générale, en ayant recours aux termes employés classiquement, et,
- une classification microscopique basée sur la classification de FOLK (1959) et adoptée, légèrement modifiée, par le B.R.G.M. (SCOLARI et LILLE, 1973).

Finalement nous essayerons chaque fois que celà sera possible de maintenir la dénomination ancienne soit pour désigner un faciès soit pour désigner un terrain ou une Unité lithostratigraphique.

II. STRATIGRAPHIE DU SECTEUR DE L'ETALE.

Dans ce secteur l'étude stratigraphique comprendra des terrains allant depuis l'Oxfordien jusqu'au Nummulitique et que nous séparerons en six formations majeures. Ce sont de bas en haut :

- Le Jurassique supérieur ou Malm, qui comprendra d'une part l'Oxfordien schisteux et de l'autre la Barre calcaire du Jurassique supérieur (Oxfordien supérieur à Tithonique supérieur).
- Le Crétacé inférieur marno-calcaire, allant du Berriasien jusqu'au Barrêmien inférieur pro parte.
- L'Urgonien (s.l.) comprenant le Barrêmien inférieur pro parte et l'Urgonien (s.s.) (= Barrêmien supérieur - Bedoulien).
- Le Gault (Crétacé moyen).
- Le Crétacé supérieur.
- Le Nummulitique (= Priabonien).

A. LE JURASSIQUE SUPERIEUR (MALM).

1°/- Introduction :

Dans l'étude du Jurassique supérieur nous allons nous baser pour la subdivision stratigraphique sur le travail de R. MOUTERDE & al. (1971) où il est proposé de retenir les étages suivants :

Jurassique supérieur { Tithonique / Kimméridgien / Oxfordien } Malm

Les sous-étages liés à des faciès tel que Argovien, Rauracien et Séquanien ont été abandonnés ; cependant nous nous verrons dans l'obligation de les mentionner pour essayer de faire la corrélation avec les travaux des auteurs anciens.

Du point de vue lithologique nous distinguerons dans ce Malm trois faciès :

- A la base des Schistes Noirs ;
- Au sommet une Barre calcaire relativement massive ;
- Entre les deux, des faciès de transition.

2°/- Les Schistes Noirs :

Ils apparaissent à la base orientale de la falaise des Aravis. Les meilleurs affleurements se trouvent le long de la "route des montagnes" et dans les ravins qui descendent vers l'Arly. Ailleurs, ces schistes sont souvent masqués par des éboulis ou des argiles d'altération plus ou moins glissées, couvertes de riches prairies. Ce sont des schistes très friables. Vers le haut ils passent à des schistes à miches et nodules avec intercalations de bancs décimétriques de calcaires noirs pyriteux. L'épaisseur totale serait d'une centaine de mètres (fig. 5).

En ce qui concerne la faune, D. HOLLANDE (1889) cite aux chalets de Merdacier :

Ammonites cordatus ;
Ammonites arduennensis ;
Ammonites tortisulcatus ;
Belemnites hastatus.

Cependant L. MORET (1934) n'a pas retrouvé le gisement ; A. LOMBARD (1932) a trouvé dans les environs de La Giettaz, *Phylloceras sp.* et *Perisphinctes sp.* . C'est à J. ROSSET (1956) qu'on doit la découverte du plus grand nombre d'Ammonites, lesquelles sont :

- dans le torrent des Aravis :
Cardioceras (Scarbugiceras) sp. ;
Cardioceras indet ;
Cardioceras (Vertebriceras) du groupe *quadratum* de S. BUCK ;
Perisphinctes (Properisphinctes) bernensis de LORIOL ;
Lissoceras erato d'ORB. ;
Sowerbyceras tortisulcatum d'ORB.

- dans le torrent de La Giettaz :
Cardioceras (Scarbugiceras) sp. ;
Goliathiceras sp. juv. indet. ;
Cardioceras (Vertebriceras) sp. juv. aff. *sequanicum* MAIRE ;
Lissoceras erato d'ORB. ;
Perisphinctes (Properisphinctes) sp. du groupe *P. bernensis* de LORIOL;
Sowerbyceras tortisulcatum d'ORB. ;
Oppelia inconspicua de LORIOL ;
Peltoceras arduenensis d'ORB. ;
Proscaphites voisin de *richei* de LORIOL.

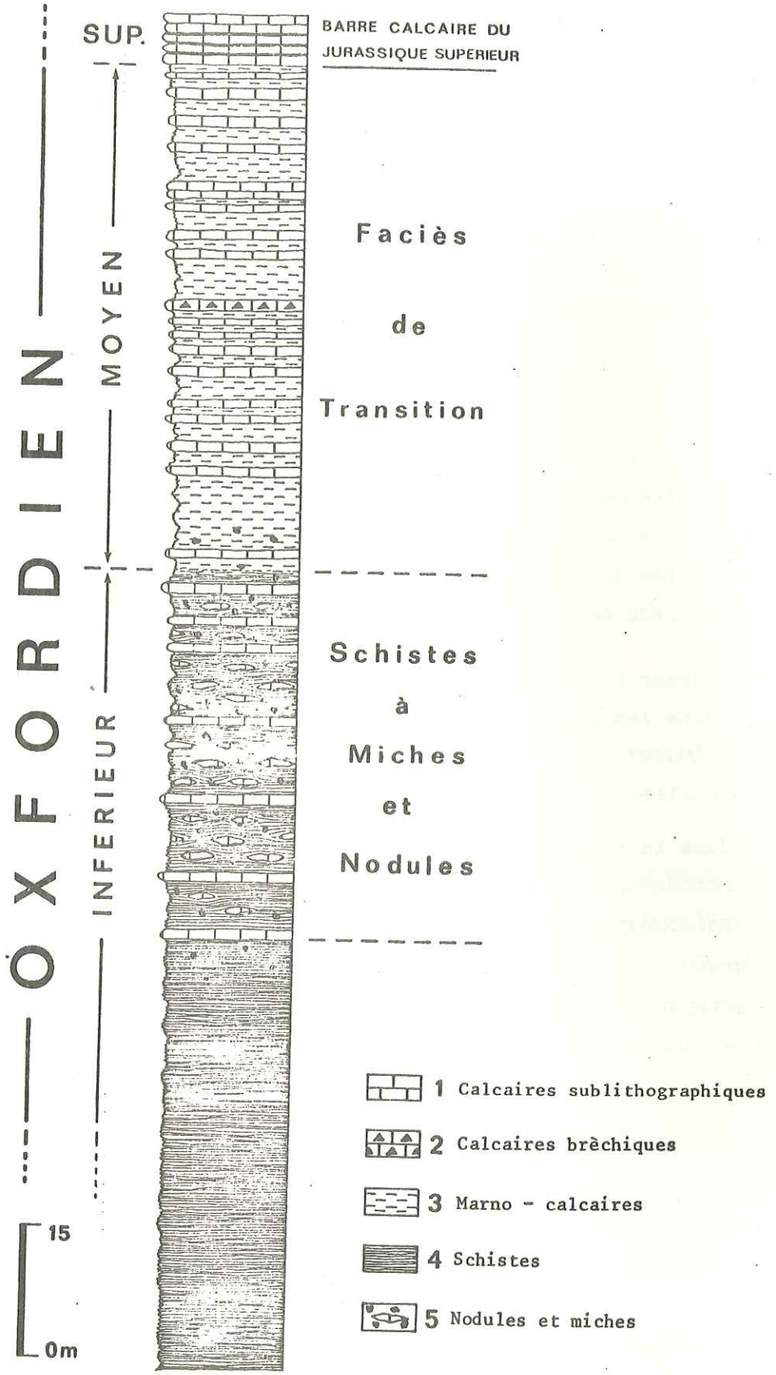


Fig. 5. Coupe synthétique des Schistes Noirs et des Faciès de Transition.

Toutes ces espèces appartiendraient à la zone à *Cardioceras cordatum*, partie supérieure de l'Oxfordien inférieur (CARIOU, ENAY et TINTANT in MOUTERDE et al., 1971).

Pour notre part nous n'avons trouvé que quelques Ammonites en très mauvais état entre les chalets de La Gonale et Les Chappes.

Vers le bas, le passage au Dogger paraît graduel. De même vers le haut le passage à la barre calcaire supérieure se fait par des faciès de transition que nous allons maintenant examiner.

3°/- Les Faciès de Transition :

Le long de la route des montagnes, entre les chalets de La Tête et Le Psamo, on voit sur l'Oxfordien inférieur noir schisteux, à miches et nodules, une série de 50 à 60m de marno-calcaires noirs finement schisteux avec des intercalations plus calcaires, en bancs de 20 à 30cm dans les premiers mètres, atteignant 50cm dans les niveaux élevés (fig. 5) : C'est l'Argovien des auteurs (COLLET, 1923 ; LOMBARD, 1932; MORET, 1934; ROSSET, 1956). Les derniers mètres passent graduellement à une série de bancs calcaires séparés par de minces délits schisteux (début de la barre calcaire du Jurassique supérieur).

Au microscope, les niveaux marno-calcaires correspondent à des micrites très argileuses, avec parfois des fantômes de microfossiles indéterminés. Les bancs plus calcaires sont par contre des micrites, fossilifères ou non, avec très peu d'argile ; ils montrent souvent une tendance dismicritique ; parfois ils contiennent quelques grains de quartz anguleux de 0,01 à 0,03mm ; ils sont fréquemment parcourus par de nombreuses microveines calcitiques.

A 20m de la base, on trouve un banc qui correspond à une brèche intraformationnelle. A. LOMBARD (1932) dans une coupe relevée le long de la route de La Giettaz au Col des Aravis décrit la même succession et à 40-50m de la base il note un "*banc calcaire avec couche ferrugineuse de quelques centimètres*" ; ce banc pourrait être l'équivalent de notre brèche intraformationnelle.

Pour ce qui concerne la faune, on peut citer les trouvailles de J. ROSSET (1956) :

- Vers le sommet de la coupe de A. LOMBARD (1932) refaite par lui :
Perisphinctes delgadoi CHOFFAT ;
Perisphinctes cf. obliquecostatus WAAG.

- dans le torrent des Aravis :

Perisphinctes (Alligaticeras) cf. randenensis MOSCH ;

Perisphinctes (Alligaticeras) cf. birmensdorfensis MOSCH ;

Perisphinctes indet.

- dans le torrent de La Giettaz

Peltoceras (Gregoryceras) du groupe *transversarium* OPPEL ;

Perisphinctes (Biplices) colubrinus REIN ;

Perisphinctes (Alligaticeras) à rapprocher de *P. cf. rotoides* RONDCHADZE ;

Perisphinctes (Alligaticeras) sp. ;

Perisphinctes (Alligaticeras) du groupe de *birmensdorfensis* MOSCH ;

Perisphinctes (Dichotomosphinctes) du groupe de *falculoe* RONDCHADZE ;

qui indiqueraient ainsi la zone de *Gregoryceras transversarium* (QUENST) de la partie supérieure de l'Oxfordien moyen.

4°/- La Barre Calcaire du Jurassique supérieur :

a- Généralités :

Il s'agit d'une falaise à peu près continue, de couleur gris-clair, se détachant nettement des terrains sus et sous-jacents plus sombres, et qu'on peut suivre depuis l'extrême nord de notre secteur jusque sous le Mont Charvin où elle se trouve redoublée tectoniquement.

Plus au sud, elle disparaît sous un grand écroulement et on ne la retrouve que de l'autre côté de la Cluse d'Ugine dans le flanc est de la Dent de Cons (Massif des Bauges). Un petit lambeau en est toutefois visible en position intermédiaire vers la cote 810, en rive gauche du ruisseau de Mont Dessous, au-dessus d'un chemin. Mais nous sommes là au sein de l'écroulement. On ne peut certifier qu'il s'agit d'un pointement rocheux en place. S'il est bien en place, alors la barre calcaire serait ici réduite tectoniquement à une dizaine de mètres d'épaisseur.

Au nord du Col des Aravis, la barre calcaire se suit par contre, parfois redoublée, tout au long de la chaîne.

L'épaisseur de cette barre est comprise entre 100 et 150 mètres. Elle est formée de calcaires sublithographiques gris à noirs. Des bancs bréchiques et des bancs de calcaires graveleux apparaissent dans la partie moyenne de la série.

b- Etude d'une coupe type aux "Plachaux" :

Cette coupe a été relevée, le long de la route des montagnes. On y voit du sud au nord, soit de bas en haut, sur les faciès de transition, la succession suivante (fig. 6) :

1. 13m de calcaires sublithographiques, noirs à la base, plus clairs vers le sommet, en lits de 5 à 20cm ; les premiers mètres montrent encore de minces interlits schisteux.
   Au microscope, ce sont des micrites fossilifères (éch. 556-557), parfois partiellement recristallisés (dismicritiques) (éch. 553-558) avec quelques petits cristaux losangiques de dolomite (éch. 557).
   Les fossiles consistent en Radiolaires, spicules de Spongiaires, quelques Ostracodes, Protoglobigerinidés, *Globochaeta sp.* et quelques fragments d'Echinodermes, de Lamellibranches et *Aptychus sp.* surtout vers le sommet (éch. 561).
   A partir des 5-6m de la base, apparaissent des passées biodétritiques (au niveau microscopique) où sont concentrés d'ailleurs la plupart des fossiles. On retrouve, en outre, dans ces passées des grains angulaires de quartz détritique de 0,02 à 0,06mm.
   La pyrite est omniprésente formant de très petits grains régulièrement distribués ou bien des amas cristallins (éch. 558) ; quelques débris organiques peuvent être aussi pyritisés.

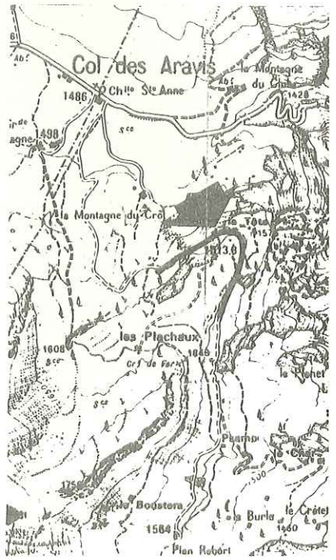
2. 23m d'une alternance plus ou moins régulière de lits calcaires et lits plus marneux et schisteux en couches de 5 à 20cm ; la séquence se termine par un lit argileux d'un mètre. La couleur gris-noir à la base devient noire au sommet.
   Les lits plus calcaires sont identiques à ceux de l'unité précédente. A noter cependant, la rareté des Echinodermes et l'apparition de Foraminifères du type Textularidés (éch. 565-566-567) ; les niveaux, marneux, à lamination fine, sont des micrites dismicritiques (éch. 563) ou des dismicrites (éch. 565-567) argileuses parfois avec des petits cristaux de dolomite peu abondante. Les fossiles, dans ces couches à lamination fine, consistent en plus des fossiles propres aux niveaux plus calcaires, en débris d'Echinodermes et microfilaments (algaires ?). On y trouve aussi quelques pellets très dispersés.
   La lamination fine est due pour l'essentiel au caractère plus argileux et à la disposition des fossiles parallèlement à la stratification.
   La pyrite est toujours omniprésente en petits grains microcristallins.

3. 11 à 12m de calcaires sublithographiques noirs, puis gris foncé, en bancs de 20 à 60cm.
   Ce sont des micrites et biomicrites (éch. 568-795-ABC) avec spicules triaxones et monoaxones, Radiolaires, *Globochaeta sp.*, quelques Ostracodes et microfilaments. Ces derniers prédominent largement vers le sommet jusqu'à former 50-60% de la masse totale des bancs en même temps qu'apparaissent quelques Textularidés et que l'aspect des bancs devient de plus en plus intraclastique. Les grains de pyrite sont moins abondants vers le haut.

4. 18m d'une succession de bancs de calcaires sublithographiques gris-noirs, de 20 à 60cm dans les trois premiers mètres et passant rapidement à de petits bancs de 5-10cm très réguliers.
Les trois premiers mètres de la succession ont un aspect bréchique. Ils correspondent à une pelpseudosparite (éch. 569 A-B) avec des pellets, quelques oolithes et débris d'Echinodermes, rares Aptychus, Ostracodes, Textularidés et Miliolidés, quelques spicules et Radiolaires.
Les deux mètres suivants correspondent à des micrites fossilifères (éch. 792-793) avec quelques microfilaments, pellets, Radiolaires, *Aptychus sp.*, Textularidés, Ostracodes, spicules et débris d'Echinodermes. Ces bancs rappellent fortement les bancs sous-jacents du niveau 3 (éch. 568). Dans ces premiers mètres, on trouve parfois des intraclastes centimétriques.
Les bancs suivants, plus minces, qui forment la majeure partie de la succession correspondent à un mélange de micrites fossilifères (éch. 787-789), pelbiodismicrites (éch. 788-790-791) et pelbiopseudosparites (extraclastiques) (éch. 570-788 A-B). Les fossiles sont des débris de Lamellibranches et Echinodermes, parfois des spicules, des Ostracodes, Textularidés et Miliolidés relativement abondants et quelques Radiolaires. On trouve aussi des pellets très abondants, jusque dans les faciès micritiques ; les oolithes, quoique plus rares, apparaissent souvent, surtout dans les faciès pseudosparitiques. Les grains de quartz détritiques très abondants dans les passées sparitiques sont très anguleux : leur taille varie de 0,03 à 0,1mm. La pyrite, jusqu'à maintenant omniprésente et abondante, devient de plus en plus rare.

Légende de la figure 6.

LITHOLOGIE ET STRUCTURE (S) : I. Calcaires sublithographiques ; II. Calcaires graveleux ; III. Calcaires bréchiques ; IV. Calcaires marneux ; V. Marnocalcaires ; VI. Schistosité sédimentaire ; VII. Microveines ; VIII. Microjoints ; IX. Fracturation tectonique ; COULEUR (C) : Gc. Gris-clair ; Gf. Gris-foncé ; Gn. Gris-noir ; N. Noir. LITAGE (L) : 1. 5 à 10cm ; 2. 5 à 20cm ; 3. 20 à 60cm ; 4. 60cm à 1m. ALLOCHEMS AUTRES QUE FOSSILES (A) : P. Pellets ; O. Oolithes ; FOSSILES (F) : L. Lamellibranches ; E. Echinodermes ; A. Aptychus ; O. Ostracodes; S. Spicules ; T. Textularidés ; M. Miliolidés ; F. Microfilaments ; P. Protoglobigerinidés ; G. Globochaeta sp. ; R. Radiolaires ; C. Chitinoidelles ; Ca. Calpionella alpina ; Ci. Crassicolaria intermedia ; Cb. Crassicolaria brevis ; Cp. Crassicolaria parvula.



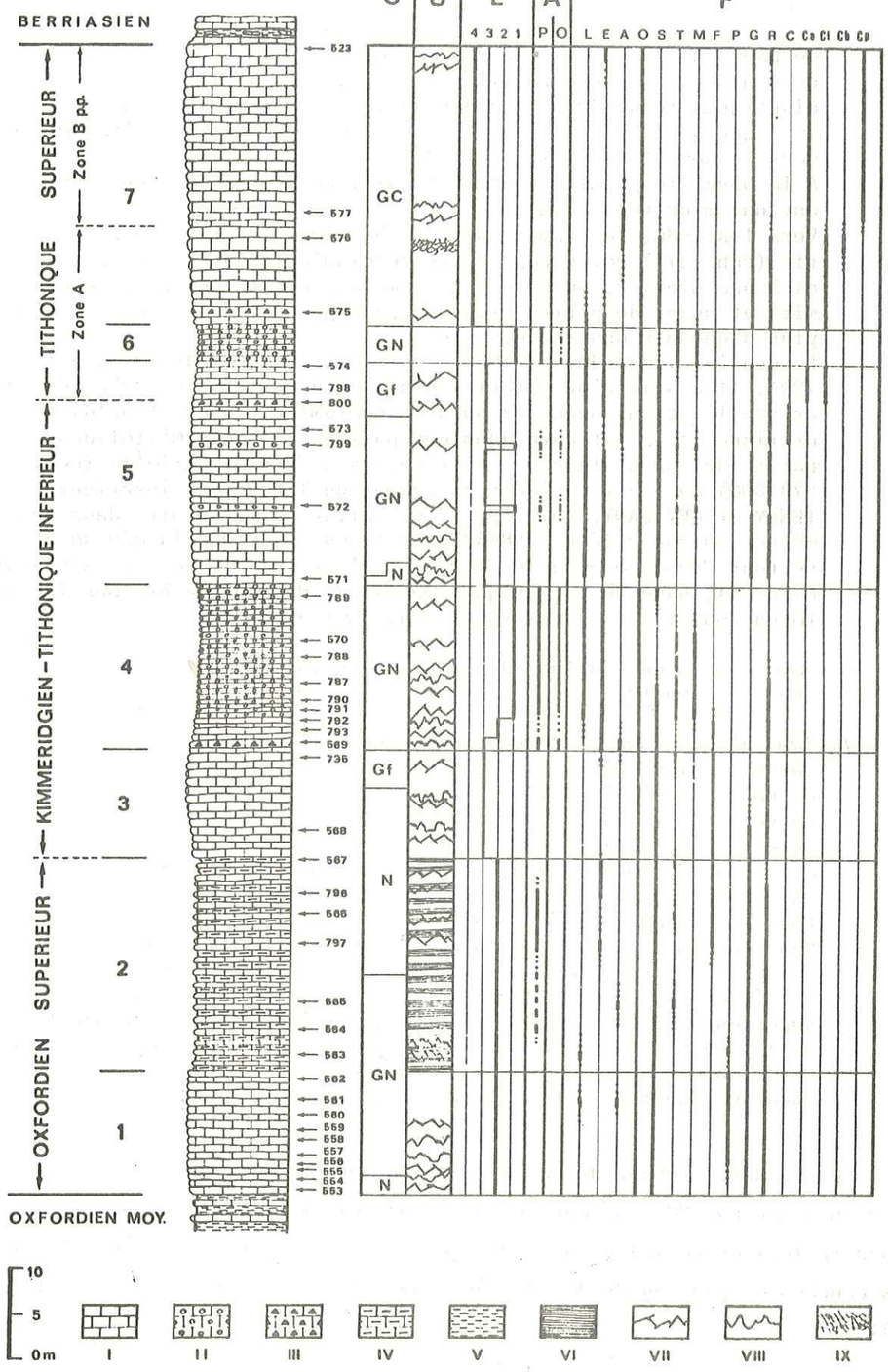


Fig. 6. Coupe de la Barre Calcaire du Jurassique supérieur aux Plachaux.

5. 24m d'une suite de bancs calcaires sublithographiques gris-noir à gris-foncé vers le haut, de 20 à 60cm, avec deux intercalations de bancs de 5 à 10cm semblables à ceux de la série 4.
Ce sont des micrites fossilifères (éch. 573-574) parfois intraclastiques (éch. 800) avec des Radiolaires, spicules, *Globochaeta sp.*, quelques Ostracodes, débris d'Echinodermes, *Aptychus sp.*, et vers le sommet des Calpionellidés.
A la base, le premier banc (éch. 571) de 35 à 40cm d'épaisseur est une micrite azoïque.
Vers les 7-8m, le premier banc de 5 à 10cm intercalé dans la série (éch. 571) correspond à une peldismicrite avec passage graduel à une micrite, on y voit de nombreux petits cristaux de dolomite et aussi de petits cristaux en baguettes d'albite authigène, plus abondants dans la micrite.
Le deuxième banc de 5 à 10cm se situe à 14 à 15m de la base (éch. 799). Il s'agit d'une micrite grumeleuse (effet d'un début de recristallisation) avec des passées oodismicritiques et peldismicritiques ; on y trouve dans ces passées quelques Miliolidés. A partir de 15m de la base, on trouve des *Chitinoidella*(1) (éch. 573-800) qui sont typiques du sommet du Tithonique inférieur (ENAY et GEYSSANT, 1975, p. 42 et suivantes) ; ensuite dans les mètres suivants (éch. 798-574) on trouve *Calpionella alpina* et surtout *Crassicolaria intermedia* : c'est déjà la zone A (à Crassicolaria), base du Tithonique supérieur. Un banc de brèches intraformationnelles s'y remarque (éch. 800) à la base.

6. 4m de bancs de 5 à 10cm de calcaires gris-noir du même type que ceux de l'unité 4.

7. 30m d'une séquence de bancs de 60cm à 1m de calcaires sublithographiques gris-clair.
Ce sont des micrites fossilifères (éch. 523-576-577) avec quelques Aptychus, Ostracodes, *Globochaeta sp.*, quelques rares débris d'Echinodermes, Radiolaires, spicules et abondantes Calpionelles.
A la base de la séquence, le deuxième banc (éch. 575) correspond à une brèche intraformationnelle formée par des clastes provenant de tous les niveaux sous-jacents.
Dans les 10 à 11 premiers mètres (éch. 576) nous avons trouvé *Calpionella alpina*, *Crassicolaria intermedia* et surtout *Crassicolaria brevis* et *Crassicolaria massutiniana* (sous zone A3) du Tithonique supérieur ; à partir des 11 mètres, les Calpionelles changent (éch. 577) : on trouve seulement *Calpionella alpina* et *Crassicolaria parvula*, on est dans la zone B (à Calpionella) à cheval entre le Tithonique supérieur et le Berriasien.

Sur le dernier banc de cette séquence, on trouve un banc calcaire gris-noir de 10cm surmonté par 80cm de marnes calcaires noires et suivies par une succession de bancs (calcaires noirs) de 5 à 10cm séparée par de minces délits schisteux : ce sont les couches de passage du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (L. MORET, 1934).

(1) Les déterminations des Calpionellidés ont été aimablement faites par Monsieur LE HEGARAT.

Ainsi l'épaisseur totale de la Barre Calcaire du Jurassique supérieur, serait de 120 à 130m aux Plachaux.

Dans cette coupe nous n'avons par ailleurs pas trouvé de macrofossiles, ceux-ci sont d'une manière générale fort peu abondants.

Des variations latérales s'observent dans la série. Par exemple, au Pas de l'Ours, le niveau 4 est formé de bancs plus épais et plus grossiers, le niveau 3 se charge de nodules siliceux. Nous ne retrouvons pas par ailleurs les brèches intraformationnelles.

c) L'âge de la Barre Calcaire du Jurassique supérieur :

Les Calpionellidés nous ont permis d'attribuer la moitié supérieure de cette barre au Tithonique/Portlandien. Quelques moules d'Ammonites telles que *Berriasiella* groupe *Moretti* (Mazenot) et *Berriasiella* groupe *Jacobi* (Mazenot)(1) ont été trouvés dans les assises sommitales au Pas de l'Ours. Elles confirment que le sommet de la série appartient au Tithonique supérieur.

Nous avons vu par ailleurs que les Faciès de Transition ne semblaient pas monter au-dessus de l'Oxfordien moyen.

La moitié inférieure de la barre devrait donc correspondre à l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien. Nous n'avons pas trouvé dans cette partie de la barre de fossiles caractéristiques mais J. ROSSET cite (1956) plusieurs gisements d'Ammonites le long de la route du Col des Aravis :

- Près de Crève-Coeur :
Perisphinctes cf. delgadoi CHOFFAT ;
Ataxioceras castroi CHOFFAT ;
Perisphinctes (Biplices) sp. ;
Une forme de *Sowerbyceras loryi* MUNIER-CHALMAS ;
Ataxioceras du groupe *lothari* FONTANNES ;
Phylloceras plicatum FONTANNES.

- Dans la carrière située plus bas que le tunnel :
Sowerbyceras intermediaire entre *S. tortisulcatum* d'ORB. et *S. longi* MUNIER-CHALMAS.

- Dans le torrent de La Giettaz, bloc éboulé contenant :
Simoceras (Nebrodites) cf. doublieri d'ORB.

(1) Déterminées par Monsieur LE HEGARAT.

TINTANT (in ROSSET, 1957) considère ces formes comme représentatives du Rauracien et Séquanien[1]. Le Kimméridgien inférieur est donc bien représenté.

On peut donc raisonnablement conclure que la "Barre Calcaire du Jurassique supérieur" correspond à l'Oxfordien supérieur - Kimméridgien - Tithonique/Portlandien.

5°/- Ambiance de dépôt du Jurassique supérieur :

Les Schistes Noirs et les Faciès de Transition ne nous donnent guère d'informations précises sur leur milieu de dépôt. Cependant la finesse du détritique (argile, rares et très petits grains de quartz) et la monotonie du dépôt pourraient suggérer une zone bathyale, voire mésobathyale. Les niveaux plus calcaires intercalés dans les faciès de transition montrent eux aussi une granulométrie fine : micrites avec quelques microfossiles planctoniques. En ce qui concerne la Barre Calcaire du Jurassique supérieur, les faciès prédominants se caractérisent par :

- l'absence persistante d'apports détritiques terrigènes importants ;
- la prédominance d'une matrice micritique, parfois encore riche en argile ;
- l'abondance relative d'une faune à caractère essentiellement planctonique-pélagique (Radiolaires, Protoglobigerinides, Calpionelles) ;
- la stratification fine (lamination) très régulière.

Ces caractères permettent d'envisager pour l'essentiel une sédimentation en milieu tranquille, peu agité, encore relativement profond.

Cependant il faut noter :

- des passées biodétritiques et même détritiques particulièrement développées dans les niveaux 4, avec leur caractère néritique remanié (débris d'Echinodermes, Foraminifères benthiques : Miliolidés, Textularidés, oolites et pseudoolites, pellets, etc...) ;
- les niveaux de brèches intraformationnelles de la partie moyenne ;

L'ensemble de ces faits permet d'envisager des arrivées plus ou moins périodiques de produits remaniés, provenant de milieux de plus haute énergie : plate-forme néritique et (ou) talus continental.

CAROZZI (1952), plus au nord, dans des formations analogues avait déjà

(1) Des anciens auteurs.

donné cette interprétation : pour lui, il s'agissait de débris récifaux qui se répandaient de façon brusque et intermittente depuis les zones littorales et les hauts-fonds, dans les parties plus profondes. Il considérait la zone de provenance de ces dépôts comme située en bordure du Massif des Aiguilles Rouges.

On peut aussi penser, au moins pour les niveaux 4 où les faciès oolithiques, graveleux et biodétritiques sont particulièrement développés, à une extension passagère de ces plate-formes à des zones réservées jusque là à la sédimentation pélagique.

A noter que J. ROSSET (1957), voit lui cette "*diminution de profondeur au sommet du Malm, sans qu'on arrive aux formations nettement néritiques décrites par L.W. COLLET (1936, 1952), caractérisées par la présence de brèches avec éléments d'Algues fragiles (L.W. COLLET et A. CAROZZI, 1947)*". Cette diminution de profondeur se placerait en somme plus au nord (nord Aravis - Nappe de Morcles) en position "pürbeckienne". Dans notre secteur, elle serait quelque peu plus précoce et le sommet du Malm marquerait au contraire un nouvel approfondissement.

6°/- Conclusions sur le Jurassique supérieur :

Le Malm dans notre secteur est donc constitué par trois ensembles :

- Schistes noirs à miches et à nodules dont l'épaisseur est d'au moins 100m. Ils correspondent à l'Oxfordien inférieur ;
- Faciès de Transition marno-calcaires et calcaires, les calcaires augmentant vers le haut. Leur épaisseur est de l'ordre de 50 à 60m. Ils ne paraissent pas monter au-dessus de l'Oxfordien moyen ;
- Barre Calcaire supérieure : Barre dite "tithonique". En réalité elle correspond sans doute à l'ensemble Oxfordien supérieur - Kimméridgien - Tithonique. Son épaisseur est de 120 à 130m. Elle correspond pour l'essentiel à des calcaires sublithographiques micritiques. Les passées biodétritiques n'y sont cependant pas rares, surtout dans la partie moyenne.

Tous les passages sont progressifs. L'épaisseur totale du Malm est d'au moins 280m.

Ainsi le Malm représente une période où l'on passe de dépôts à dominance argileuse à des dépôts de plus en plus carbonatés.

L'ensemble reste de caractère pélagique relativement profond. On note

cependant au Kimméridgien supérieur - Tithonique inférieur et base du Tithonique supérieur de fréquents apports biodétritiques et des brèches intraformationnelles qui peuvent traduire une diminution de profondeur et une extension des plateformes au voisinage.

Au Malm supérieur (Tithonique supérieur), un nouvel approfondissement semble correspondre au développement des Calpionelles. Cet approfondissement se poursuivra au Berriasien.

B. LE CRETACE INFERIEUR MARNO-CALCAIRE (NEOCOMIEN).

1°/- Introduction :

Après l'épisode calcaire du Malm (Jurassique supérieur), partout dans la zone Dauphinoise, la sédimentation à caractère marneux va reprendre : c'est le Crétacé inférieur marno-calcaire qui se détache nettement entre les barres calcaires du Malm et de l'Urgonien par sa couleur plus sombre et sa topographie plus molle. Il forme entre ces deux barres un grand talus herbeux ou boisé. Ce talus correspond très généralement à l'ensemble Berriasien - Valanginien - Hauterivien et Barrémien inférieur pro parte.

2°/- Le Berriasien :

a- Généralités :

Avec le Berriasien débute le Néocomien calcaréo-marneux des Aravis. Sa partie basale constitue ce que les auteurs anciens (L. MORET, 1934) appelaient les "*couches de passage Jurassique - Crétacé*".

On trouve cet étage partout dans les Aravis (J. ROSSET, 1956) au-dessus de la barre calcaire du Jurassique supérieur. Son épaisseur est variable : dans notre secteur elle dépasse 100m.

Sur les cartes géologiques au 1/80.000 d'Annecy (3ème édition) et Albertville (2ème édition) le Berriasien est porté comme disparaissant stratigraphiquement sur le versant oriental de la Pointe de Mandallaz ou Trois Aiguilles, à la limite entre les deux cartes. D'après nos levés personnels, le Berriasien apparaît au contraire en continuité partout entre le Col des Aravis et le Pas de l'Ours (voir carte hors texte).

Le Berriasien est représenté par un complexe de niveaux marno-calcaires schisteux avec des intercalations fines plus ou moins régulières de bancs

plus calcaires (COLLET, 1943) ; cette série passe insensiblement au Valanginien. La faune et les microfaciès eux-mêmes ne permettent d'établir qu'une limite très approximative entre les deux étages.

Le Berriasien forme très généralement un replat relatif à la base du talus néocomien, immédiatement au-dessus de la barre tithonique.

b- Coupe type du Chalet du Curé :

Cette coupe se situe au niveau du Chalet du Curé. Elle débute au-dessus de l'escarpement formé par les calcaires à Calpionelles du Tithonique supérieur et s'étend vers l'ouest, en passant par la petite butte marquée 1771m sur la carte topographique Annecy-Ugine 3-4 (fig. 7). On voit, de l'est vers l'ouest et de bas en haut, la succession suivante :

1. 10 à 12m d'une série de petits bancs de 20 à 40cm de calcaires sublithographiques gris-noir. Un mètre de marnes calcaires noires à nodules calcaires en bancs de 10 à 20cm s'intercale très près de la base au-dessus du premier banc calcaire(1).
   Les bancs calcaires, séparés par de minces délits schisteux, correspondent à des micrites fossilifères (éch. 774 à 778) avec une microfaune composée essentiellement par des Calpionelles, Ostracodes, *Globochaeta sp.*, quelques Radiolaires, débris d'Echinodermes et parfois de rares Foraminifères benthiques ; on trouve dans certains niveaux quelques rares pellets. La matrice micritique est très peu argileuse et parfois elle montre une tendance dismicritique. La pyrite apparaît en petits grains monocristallins ou bien formant parfois des amas milimétriques à bords diffus. Vers le haut de la séquence on trouve parfois de rares grains de quartz angulaires qui ne dépassent guère 0,03mm.
   Dans l'intercalation marneuse de la base, on trouve, en plus des microfossiles déjà nommés, des Textularidés ; en outre le quartz est plus abondant (1-30%) ; la pyrite est aussi plus abondante.
   On reconnaît parmi les Calpionelles : *Calpionella alpina, Crassicolaria parvula* qui devient progressivement moins abondante et *Tintinnopsella carpathica* qui tend au contraire à se développer.
   Cette microfaune marquerait, toujours dans la zone B (à Calpionella), la transition Tithonique-Berriasien.

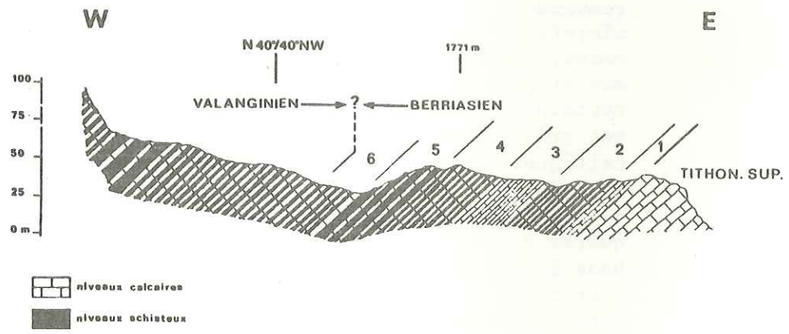
2. 24m d'une séquence marneuse noire en bancs de 10 à 20cm avec des intercalations de bancs de 20 à 40cm de calcaires sublithographiques gris-noir tous les 2 à 3m.
   Les intercalations calcaires sont des micrites avec fossiles (éch. 780 à 783) semblables à celles de la série précédente. Apparaissent en plus, des débris de Lamellibranches et aussi quelques *Apthychus sp.* brisés. La matrice est toujours micritique mais un peu argileuse et, parfois surtout vers la partie supérieure, dolomitisée, avec de nombreux petits cristaux de dolomite. La pyrite est toujours omniprésente. Les marnes sont tout à fait semblables à l'intercalation marneuse de la base du niveau 1.

---

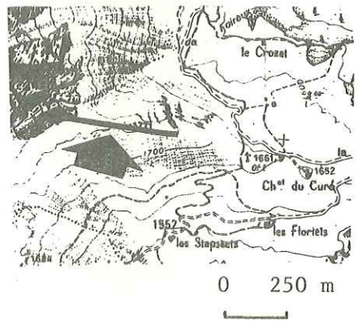
(1) Ce premier niveau du Berriasien constitue ce que L. MORET (1934) désigne comme les couches de passage du Jurassique supérieur au Crétacé.

Parmi les Calpionelles on reconnait : *Tintinnopsella carpathica* devenant plus fréquente que *Crassicolaria parvula* ; *Calpionella alpina* est toujours bien représentée.
La moitié inférieure du niveau 2 est ainsi toujours dans la zone B (partie supérieure).

3. 28 à 30m de bancs de 40 à 60cm de calcaires sublithographiques gris-brun séparés par de minces délits schisteux plus importants à la base de la séquence.
Ces bancs présentent des taches lenticulaires centimétriques plus sombres disposées parallèlement à la stratification.
Microscopiquement, ces calcaires correspondent à des micrites argileuses fossilières (éch. 786-544-543) avec des Calpionelles, quelques Ostracodes et Radiolaires, *Globochaeta sp.*. On voit aussi quelques rares grains de quartz, plus abondants dans les délits schisteux (taille 0,03mm).
La teneur en argile est notable par rapport aux calcaires sublithographiques des niveaux 1 et 2. De petits grains de pyrite sont distribués plus ou moins régulièrement dans la roche. Les taches plus sombres s'avèrent être des nodules ferrugineux à bords diffus (pyrite altérée ?).



Légende de la figure 7.
LITHOLOGIE ET STRUCTURES (S) : I. Calcaires sublithographiques ; II. Calcaires microcristallins; III. Calcaires marneux ; IV. Marnes ; V. Nodules ou lentilles calcaires ; VI. Nodules ferrugineux; VII. Réseau de microfissures calcitiques ; COULEUR (C) : N. Noir ; Gn. Gris-noir ; Gb. Gris-brun. LITAGE (L) : 1. 10 à 20cm ; 2. 20 à 40cm ; 3. 40 à 60cm ; 4. 60cm à 1m. FOSSILES (F): L.Lamellibranches ; E. Echinodermes ; A. Aptychus ; O. Ostracodes ; F. Foraminifères benthiques ; G. Globochaeta sp. ; R. Radiolaires ; Ca. Calpionella alpina ; Ti. Tintinnopsella carpatica ; Cs. Calpionellopsis simplex ; Co. Calpionellopsis oblonga ; Lg. Lorenziella hungarica.



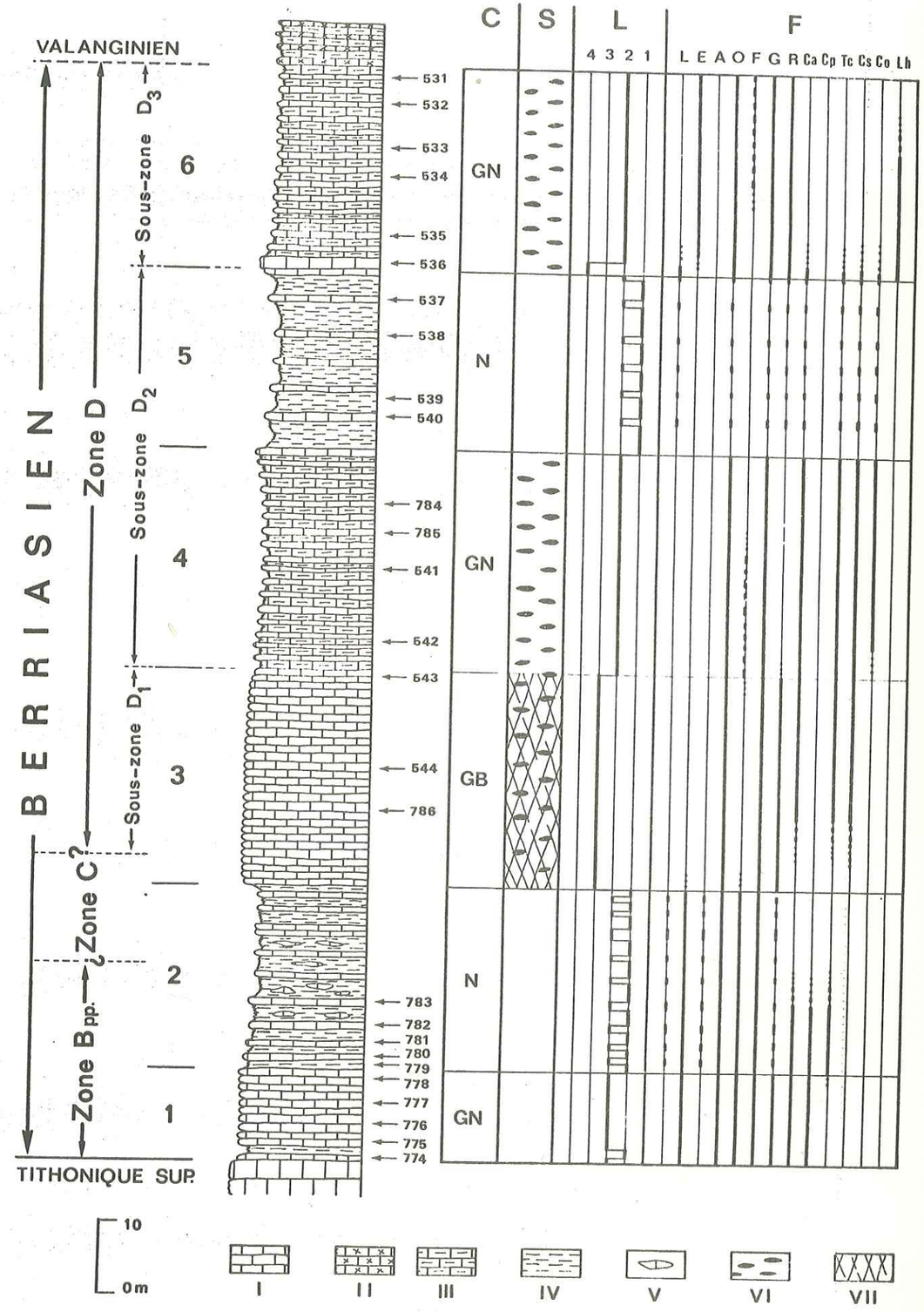


Fig. 7. Coupe du Berriasien au Chalet du Curé.

Tout l'ensemble est parcouru par un quadrillage de microfissures calcitiques essentiellement perpendiculaires à la stratification mais séparées en deux familles légèrement obliques l'une par rapport à l'autre.
Parmi les Calpionelles, on trouve *Calpionella alpina*, *Tintinnopsella carpathica*, et surtout *Calpionellopsis simplex*, on est ainsi dans la zone D (à Calpionellopsis) et plus précisément dans la sous-zone D_1. Ainsi la zone C se trouverait quelque part entre les échantillons 783 (niveau 2) et 786 (niveau 3).

4. 30m d'une alternance de lits marneux schisteux gris-noir de 20 à 40cm avec des bancs calcaires sublithographiques de 20 à 40cm.
Les lits marneux schisteux (éch. 542) sont des dismicrites argileuses avec fossiles ; ceux-ci sont des Calpionelles, des Ostracodes, *Globochaeta sp.*, et assez rares débris d'Echinodermes et spicules accompagnés de quelques Foraminifères benthiques. La teneur en argile est élevée ; on y voit ainsi des petits grains de quartz (1-2%) ; la pyrite est très abondante. On trouve aussi de petits grains dolomitiques bordés de brun, ce phénomène étant dû probablement à une réaction diagenétique entre la dolomite et les hydroxydes de fer. Et des taches ovoïdes de 4 à 12mm, plus sombres identiques à celles du niveau 3.
Les bancs calcaires (éch. 541, 789, 785) sont des micrites moins argileuses que les lits marneux, semblables à celles du niveau 3. Les fossiles sont des Calpionelles, Ostracodes et de rares Radiolaires.
Dans cette série, les Calpionelles sont les mêmes que dans le niveau précédent mais on trouve en plus d'assez abondantes *Calpionellopsis oblonga* : on passe dans la sous-zone D_2.

5. 25m de marnes avec des intercalations calcaires minces de 20 à 40 cm, tous les 3 à 5m.
Les marnes (éch. 539) sont fortement schisteuses ; il n'y a pas de fossiles ; par contre on trouve plus de quartz détritique que dans les unités précédentes (5%) ; dans la masse apparaissent de nombreux petits cristaux de dolomite.
Les intercalations calcaires correspondent toujours à des micrites fossilifères argileuses avec Calpionelles prédominantes et quelques *Globochaeta sp.*, Ostracodes, Radiolaires et débris de Lamellibranches. La matrice est micritique argileuse à tendance dismicritique ; on trouve parfois quelques petits cristaux de dolomite et aussi quelques grains de quartz détritique. L'association de Calpionelles est la même que celle du niveau 4.

6. 27 à 30m d'une alternance identique à celle de la série 4, avec à sa base un premier banc calcaire de 80cm d'épaisseur.
Les bancs calcaires sont semblables aux bancs et intercalations calcaires des niveaux précédents mais l'argile est pratiquement absente (éch. 536).
Les lits marneux sont semblables à ceux de la série 4. Vers le sommet apparaissent quelques grains de phosphate hématitisés et quelques pellets.
Dans cette série, les Calpionelles deviennent rares. On peut reconnaître *Lorenziella hungarica* de la sous-zone D_3 des Calpionelles, qui est "à cheval" sur le Berriasien et le Valanginien.
Ce niveau n'a pas une limite supérieure nette, en effet il passe à une alternance de même type qui se continue pendant 100 à 120m

environ jusqu'au pied de l'abrupt supérieur : c'est déjà le Valanginien. Le seul caractère sur lequel on peut penser établir une séparation réside dans le microfaciès : à partir du sommet de la série 6, le quartz augmente en effet de fréquence et de taille, les Calpionelles se font assez rares, les Ostracodes et les Textularidés sont plus abondants. Au niveau macroscopique, on assiste aussi à un certain changement de couleur : les bancs calcaires deviennent gris-noir et ne présentent plus les taches sombres typiques des calcaires berriasiens.

En résumé, le Berriasien des Aravis épais de 140 à 150m se caractérise par un faciès à dominance marno-calcaire où prédominent les Calpionelles. Le passage au Valanginien est très progressif. La limite Berriasien - Valanginien reste assez imprécise.

3°/- Le Valanginien :

a- Généralités :

Dans notre secteur le Valanginien affleure entre le Col des Aravis et le Pas de l'Ours, reposant en continuité stratigraphique sur le Berriasien. La limite entre les deux est, comme nous l'avons déjà dit plus haut, assez floue.

Dans la partie nord des Aravis, J. ROSSET (1956) caractérise le Valanginien comme suit :

"Des trois termes définis dans la Nappe de Morcles - calcaires inférieurs - schistes moyens - calcaires supérieurs - le Valanginien des Aravis ne comporte qu'un témoin des calcaires supérieurs à la pointe d'Areu et se réduit partout ailleurs au Valanginien moyen schisteux, coupé seulement par quelques bancs de calcaire spathique et oolitique, correspondant à deux diminutions brusques de profondeur (A. CAROZZI, 1949)".

Disons tout de suite que nous n'avons pas non plus retrouvé dans notre secteur les termes calcaires inférieur et supérieur. Notre Valanginien ne comprend qu'une grande série, épaisse d'environ 200m, de calcaires marneux schisteux alternant avec des calcaires microcristallins. Ce Valanginien forme la base de la falaise même des Aravis.

Du point de vue âge, la rareté de la macrofaune et la pauvreté de la microfaune en fossiles indicateurs ne permettent guère une attribution stratigraphique précise. J. ROSSET cite seulement dans le torrent des Aravis *Néolissoceras grasi* d'ORB. à côté de *Aptychus didayi* COQUAND et d'un débris de Bryozoaire.

Le seul critère de séparation possible est resté pour nous le micro-

faciès.

b- Etudes de quelques coupes du Valanginien :

1. Le Valanginien au niveau du Chalet du Curé.

Cette coupe continue celle du Berriasien précédent (fig. 7). Jusqu'au pied de l'abrupt supérieur, nous rencontrons successivement, de bas en haut :

1. 80m d'une alternance très monotone et régulière de bancs de 20 à 40cm de calcaires marneux schistosés gris-noir et de bancs de 5 à 15cm de calcaires microcristallins gris.
Les bancs marneux sont des microsparites argileuses extraclastiques et fossilifères (éch. 528-530) et des biomicrosparites extraclastiques argileuses (éch. 526). Les fossiles sont des spicules souvent recristallisés, de rares Ostracodes et Foraminifères benthiques. On trouve des pellets micritiques en quantité appréciable (5%). Les extraclastes, plus abondants que dans le Berriasien, consistent en quartz détritique de 0,05 à 0,25mm, peu abondant à la base, mais pouvant atteindre 5 à 10% vers le sommet. La matrice est une mosaïque microsparitique avec de l'argile entre les grains. L'aspect schistosé de ces niveaux, comme d'ailleurs de tous les niveaux semblables du Valanginien que l'on verra, est du au développement de microjoints ferrugineux parallèles à la stratification. La pyrite forme de petits amas granulaires ou bien remplace le carbonate dans les fossiles.
Les calcaires microcristallins (éch. 527-529) correspondent à des microsparites fossilifères. Les fossiles sont les mêmes que ceux des bancs marneux. Il y a moins de quartz. La matrice microsparitique est peu argileuse et montre parfois de petits cristaux de dolomite. La pyrite est peu abondante.

2. 30 à 35m d'une succession de bancs marneux semblables à ceux de la série précédente, avec des intercalations de bancs de calcaires microcristallins de 5 à 15cm tous les 30cm à 2m.
Les bancs marneux (éch. 524) sont des dismicrites extraclastiques fossilifères dolomitiques. Les fossiles sont des spicules, de rares Ostracodes et quelques débris d'Echinodermes et Lamellibranches. Les extraclastes, de quartz détritique, sont de taille de 0,02 à 0,20mm relativement abondants (5%) ; on voit apparaître quelques grains de phosphate. La matrice est une micrite argileuse partiellement recristallisée, avec de nombreux cristaux de dolomite teintée par des oxydes de fer. On voit de nombreux microjoints ferrugineux parallèles à la stratification.
Les intercalations microcristallines (éch. 525) sont peu différentes ; elles se marquent au niveau de la microfaune par l'absence de débris d'Echinodermes et de Lamellibranches et par l'apparition de quelques Radiolaires ; au niveau de la matrice, par l'absence d'argile et des minéraux ferrugineux ; on trouve aussi quelques cristaux d'albite autigène.

Cette coupe, très monotone, se termine ici, au pied de la falaise. Mais dans la falaise le Valanginien semble se continuer encore sur plusieurs dizaines de mètres. L'épaisseur partielle de Valanginien, mesurée dans cette coupe,

est de 100 à 110 mètres.

2. Le Valanginien au niveau des Chappes.

Sur le versant oriental de la Chaîne du Charvin, à l'aplomb des Chappes (fig. 8) à partir de 1780m, une coupe partielle du Valanginien a pu être relevée le long d'un ravin. Les couches basales du passage au Berriasien, couvertes par les débris, n'affleurent pas. Ainsi, on voit de bas en haut et successivement (fig. 8) :

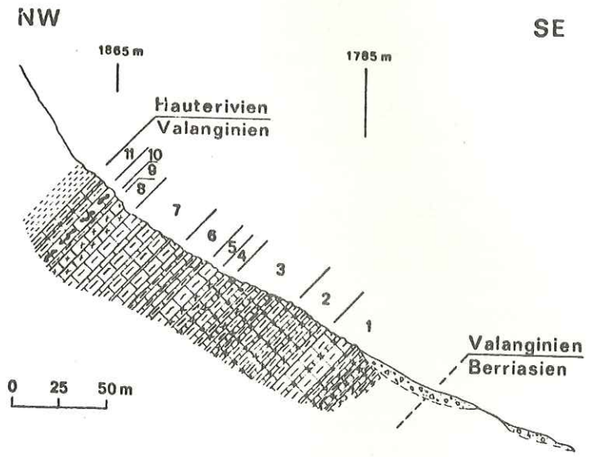
1. 20 à 21m de calcaires marneux schisteux gris-foncé en bancs de 20 à 30cm avec quelques intercalations de bancs de 2 à 5cm de calcaires microcristallins gris.
Les calcaires marneux sont des microsparites micritiques argileuses (éch. 739). Les fossiles sont des spicules, de rares Ostracodes et Radiolaires, quelques Foraminifères benthiques et fragments spathiques d'Echinodermes. On trouve des pellets micritiques (0,02 à 0,05mm). Comme extraclastes on trouve du quartz détritique de petite taille (0,02 à 0,05mm), peu abondant (1-2%). La matrice est un mélange de micrite et microsparite avec argile. On voit des grains de phosphate (rares) et de nombreux microjoints parallèles à la stratification.
Les intercalations calcaires (éch. 740) sont des micrites microsparithiques fossilifères avec spicules, Ostracodes et de rares Radiolaires. On trouve quelques pellets et quartz de taille et abondance semblable à celles de bancs marneux.

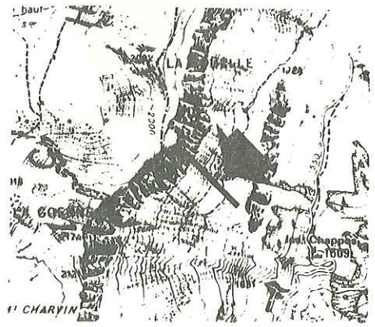
2. 21-22m d'une alternance de calcaires marneux schisteux gris-foncé en bancs de 30cm et de bancs de calcaires microcristallins de 5 à 10cm.
Les calcaires marneux possèdent un microfaciès identique à celui du niveau 1, mais ils sont plus riches en fossiles : spicules, débris d'Echinodermes, Ostracodes, Foraminifères benthiques. Le quartz est plus abondant (5-7%) et la taille augmente (0,02 à 0,25mm). Il y a quelques grains de phosphates et glauconie ? plus nombreux que dans les bancs de niveau 1. Souvent des microfossiles sont partiellement ou totalement pyritisés.
Les calcaires microcristallins sont tout à fait semblables à ceux du niveau 1, sauf qu'ils sont plus riches en quartz (3%) et un peu plus argileux.

3. 34 à 35m d'une alternance en bancs de 10 à 20cm de calcaires marneux schisteux gris-noir et de calcaires microcristallins gris avec, à la base un banc spathique gris-noir de 5 à 10cm et un autre de 1m de couleur noire à 23m de la base.
Les bancs marneux correspondent à des extradismicrites argileuses (éch. 736). Les fossiles, peu abondants, sont des spicules et quelques Foraminifères benthiques. Les extraclastes sont toujours du quartz détritique de 0,05 à 0,10mm qui, dans des passées détritiques peut atteindre jusqu'à 0,30mm ; il forme environ 10% de la roche. La matrice est une micrite partiellement recristallisée avec quelques petits cristaux losangiques de dolomite.
Les bancs de calcaires microcristallins sont des microsparites fossilifères (éch. 731-734-735), parfois des pseudosparites (éch.

730). Les fossiles sont des spicules, Ostracodes, Foraminifères benthiques (peu) et plus rarement des débris d'Echinodermes et Lamellibranches. Le quartz est de taille réduite (0,02 à 0,05mm) et peu abondant (< 1%). La matrice microsparitique est parfois recristallisée, on voit alors de rares cristaux losangiques de dolomite. Les minéraux de fer (surtout pyrite) peuvent remplacer le carbonate dans quelques microfossiles.
Les deux bancs spathiques sont des pelbiointrasparites pyriteuses (éch. 732-733-737). Les fossiles sont des débris d'Echinodermes, de Lamellibranches, de Bryozoaires et Foraminifères benthiques. Les pellets, nombreux (20-25%) et de grande taille (0,10 à 1mm), sont micritiques, de forme ovale et très souvent pigmentés par de la pyrite. Ils montrent aussi des baguettes d'albite autigène. Les intraclastes, aussi micritiques, et de forme irrégulière sont parfois centimétriques. Le quartz relativement abondant par rapport aux bancs microcristallins (2-5%) a une taille comprise entre 0,10 à 0,15mm. Le ciment est sparitique, en grande partie remplacé par de la pyrite (environ 25%).

Légende de la figure 8.
LITHOLOGIE : I. Calcaires sublithographiques ; II. Calcaires marneux ; III. Calcaires microcristallins ; IV. Calcaires spathiques ; V. Calcaires microbréchiques ; VI. Calcaires silicifiés avec nodules de silex. COULEUR (C) : N. Noir ; Gn. Gris-noir ; Gf. Gris-foncé ; G. Gris ; Q%. Pourcentage de quartz ; P. Pellets. FOSSILES : L. Lamellibranches ; E. Echinodermes ; B. Bryozoaires ; S. spicules ; O. Ostracodes ; F. Foraminifères benthiques ; R. Radiolaires.





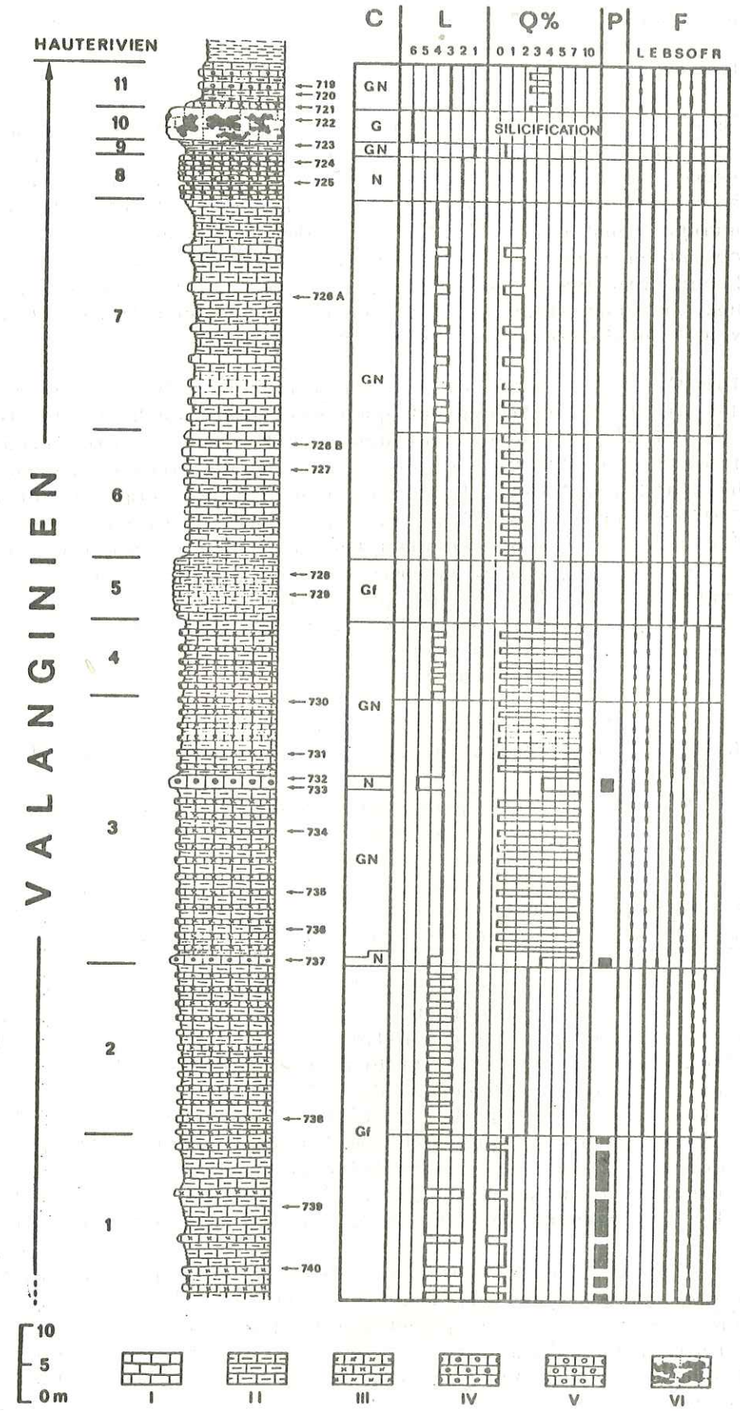


Fig. 8. Coupe du Valanginien au droit des Chappes.

4. 9 à 10m d'une séquence de bancs de 20 à 30cm de calcaires marneux schisteux avec des intercalations de 10 à 20cm de calcaires microcristallins tous les 60cm à 1m.
Les types lithologiques sont les mêmes que dans le niveau 3.

5. 2m de calcaires marneux gris-foncé en bancs de 10 à 20cm.
Ce sont des biomicrites dismicritiques argileuses dolomitiques (éch. 728-729) avec des extraclastes. Les fossiles correspondent à des spicules, des Ostracodes et de débris d'Echinodermes. Le quartz a une taille de 0,05 à 0,10mm (environ 2 à 5%). La matrice est micritique avec une ébauche de recristallisation, de nombreux cristaux de dolomite et quelques cristaux d'albite autigène. On a une disposition en bandes de passées dismicritiques. Il y a de nombreux microjoints ferrugineux.

6. 16m d'une alternance de calcaires marneux schisteux gris-noir et de calcaires sublithographiques gris-foncé en bance de 20 à 30cm.
Les calcaires marneux sont des micrites fossilifères très argileuses (éch. 726 B) avec des spicules, de rares Ostracodes et débris d'Echinodermes. Le quartz a une taille comprise entre 0,02 à 0,07mm ; il est moins abondant que dans les niveaux correspondants des séries précédentes (environ 2%). La matrice est une micrite très argileuse. Les minéraux ferrugineux sont moins abondants que dans les niveaux précédents.
Les calcaires sublithographiques (éch. 727) sont des micrites fossilifères avec des passées plus détritiques. Ils ont très peu de minéraux ferrugineux.

7. 29 à 30m d'une succesion de calcaires marneux gris-noir en bancs de 20 à 30cm avec des intercalations de bancs de calcaires sublithographiques gris de 10 à 20cm.
Les types lithographiques sont les mêmes que ceux du niveau 6.
Les intercalations de calcaires sublithographiques sont plus abondants dans les 8 premiers mètres.

8. 5 à 6m d'une succession de petits bancs de 5 à 10cm de calcaires microcristallins noirs avec une intercalation marneuse de 5 à 10cm à 2m de la base.
Les calcaires microcristallins sont des pseudosparites fossilifères avec extraclastes (éch. 724). Les fossiles sont des spicules, des Ostracodes, des Foraminifères benthiques et quelques débris d'Echinodermes et de Lamellibranches. Les extraclastes correspondent à du quartz détritique de 0,05 à 0,10mm relativement peu abondant (2%). On voit quelques cristaux d'albite autigène. La matrice, à l'origine micritique, est complètement recristallisée et on y trouve quelques cristaux de dolomite.
L'intercalation marneuse (éch. 725) est tout à fait semblable aux calcaires marneux de l'unité 7, sauf qu'elle est plus ferrugineuse.

9. 2 à 2,5m de calcaires marneux schisteux gris-noir finement lités (2 à 5cm). Ce sont des micrites fossilifères à biomicrites argileuses éch. 723) avec passées pseudosparitiques. Les fossiles sont des spicules, Foraminifères benthiques, quelques rares Ostracodes et débris d'Echinodermes. Le quartz est très peu abondant. La matrice est une micrite argileuse avec passées pseudosparitiques en bandes lenticulaires millimétriques.

10. 4 à 5m d'un calcaire silicifié avec des nodules décimétriques de silice et bandes de silice plus foncée.
Au microscope (éch. 722-722A-B) on voit des fantômes de spicules et de rares Ostracodes silicifiés. Le quartz détritique présente des bordures de réaction avec la silice microcristalline. Le carbonate subsiste en partie en plages sparitiques discontinues (30-40%) ; il s'agit surtout de dolomite qui forme de grands cristaux losangiques. On voit très peu de minéraux ferrugineux. Ce banc se suit latéralement sur quelques dizaines de mètres vers le Pas de l'Ours (au sud) en s'amincissant très régulièrement jusqu'à disparition au nord de La Goenne.

11. 4 à 5m de calcaires marneux gris-noir avec deux intercalations de bancs de 10 à 20cm de calcaires microbréchiques gris. Les calcaires marneux sont des microsparites argileuses fossilifères extraclastiques (éch. 720-721). Les fossiles sont des spicules, de rares Ostracodes et de Foraminifères benthiques, et quelques débris d'Echinodermes. Les extraclastes (quartz) sont de taille comprise entre 0,05 à 0,10mm, relativement abondants (3-5%). La matrice est une microsparite argileuse avec des microjoints ferrugineux.
Les intercalations microbréchiques correspondent à des biosparites extraclastiques pyriteuses (éch. 719). Les restes de fossiles très abondants (75-80%) et souvent pigmentés par la pyrite, sont des débris d'Echinodermes, de Foraminifères benthiques, de Lamellibranches. Le quartz peu abondant (2-3%) a une taille de 0,05 à 20mm. On voit aussi des grains de phosphate relativement abondants (2-3%). La matrice (10-20%) est sparitique.

Cette série passe ensuite à des marnes calcaires brunâtres avec lesquelles nous ferons, comme les auteurs qui nous ont précédé, débuter l'Hauterivien.

Conclusion à l'étude des coupes.

On peut voir, en faisant la comparaison des microfaciès entre la partie sommitale de la coupe du Chalet du Curé et la base de la coupe des Chappes, que les unités 1 et 2 de cette dernière correspondent partiellement avec les faciès de l'unité 1 du Chalet du Curé, tandis que l'unité 3 des Chappes présente un microfaciès qui est comparable à celui de l'unité 2 du Chalet du Curé. Ainsi, en faisant la corrélation entre les deux coupes, on peut arriver à une épaisseur totale du Valanginien d'environ 200m.

4°/- L'Hauterivien (Barrêmien inférieur) :

a- Généralités :

Il affleure largement, formant la majeure partie de la falaise orientale et l'arête de la chaîne entre la Pointe du Merdassier et La Goenne, sauf aux Rochers de l'Etale où le sommet est constitué par l'Urgonien. Il affleure aussi sur le versant occidental dans les combes de Champ-Tardif, Lac de Tardevant et La

Bionnière, où il forme de larges pentes herbeuses. Dans La Bionnière, une longue frange affleure au sud de la Pointe du Merdassier. Elle est en contact, par faille décrochante sénestre, avec du Nummulitique.

L'Hauterivien est ici représenté par un complexe assez épais de calcaires parfois siliceux (L. MORET, 1934) et de marno-calcaires gréseux avec, à la base, quelqués dizaines de mètres où prédominent les marnes : c'est le passage au Valanginien. Vers le sommet, par contre, prédominent déjà des calcaires du Barrêmien inférieur qui passent eux-mêmes à la dalle urgonienne. Partout où l'on peut voir le passage de l'Hauterivien à l'Urgonien, on distingue très nettement une barre plus blanchâtre à la partie supérieure de l'Hauterivien : elle précède de quelque 30 à 50m le début de l'Urgonien. Cette barre, épaisse au nord (10 à 20m), devient plus mince (3 à 4m) vers le sud de l'Etale. A. COAZ (1932) établit trois subdivisions pour l'Hauterivien de la Nappe de Morcles, entre le Col des Aravis et le Col de Sageroux.

1. Une partie inférieure, plus ou moins schisteuse, formant paroi ou pente raide. Elle se compose d'alternances de calcaires et de marnes gréseuses ; les bancs calcaires atteignent 30cm et les marnes 10cm. Les premiers 30-40m plus schisteux (marnes) font le passage au Valanginien.

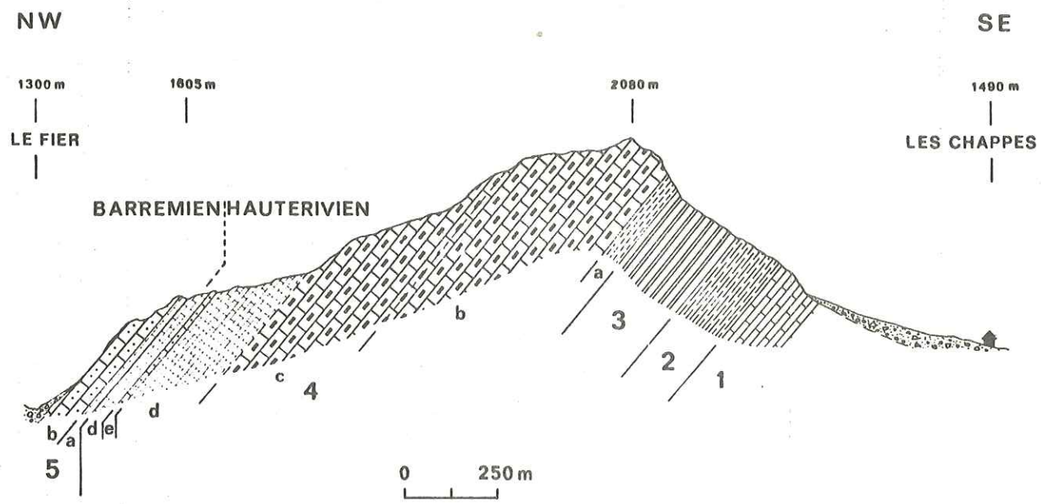
2. Une partie moyenne, formant presque toujours paroi, composée d'une alternance de calcaires et de marnes gréseuses en bancs de 30cm au maximum ; au sommet prédominent des calcaires gréseux.

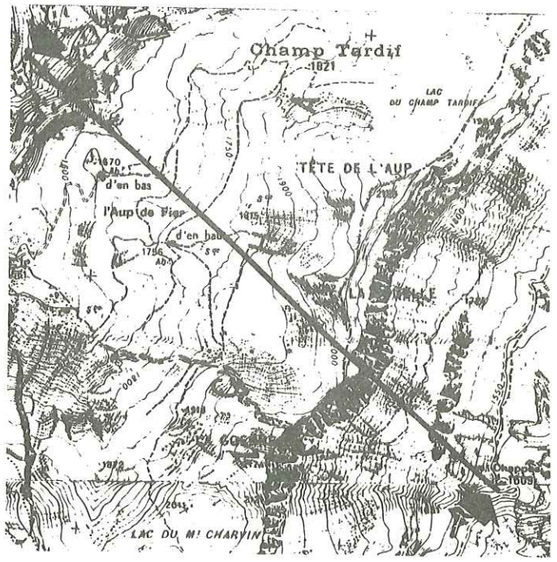
3. Une partie supérieure, formant des pentes ou vires couvertes d'herbes, constituée par des calcaires en plaques et des passées schisteuses ; les alternances sont peu visibles et plutôt irrégulières. L'âge de cette partie supérieure, à son sommet, est déjà Barrêmien inférieur.

L'épaisseur totale que COAZ attribue à l'Hauterivien est de 120 à 150m. Cette épaisseur nous paraît faible car 700 à 800m (fig. 9) d'Hauterivien sont visibles dans notre secteur. Il est vrai que des redoublements sont possibles.

Typiquement, l'Hauterivien est très pauvre en macrofaune. Mis à part des Toxaster recueillis un peu partout dans la partie supérieure, il n'a été trouvé qu'un fragment de *Crioceras duvali* dans la Combe de la Balme en dehors de notre secteur, près de La Clusaz (J. ROSSET, 1956). Cependant le fait que la série urgonienne véritable débute au Barrêmien supérieur, permet d'attribuer à la partie supérieure plus calcaire de la formation que nous venons d'examiner un âge, en partie au moins, Barrêmien inférieur.

Dans les pages suivantes, nous allons nous occuper seulement de la





Légende : 1. Barre calcaire du Jurassique supérieur ; 2. Berriasien ; 3. Valanginien ; 4. Hauterivien - Barrêmien inférieur p.p. : a. Marnes basales ; b. Membre inférieur marno-calcaire gréseux ; c. Membre moyen marno-calcaire gréseux ; d. Membre supérieur calcaire ; e. Corniche calcaire précédant la falaise urgonienne ; 5. Urgonien s.l. : a. Niveaux équivalents des Couches à Panopées ; b. Calcaires massifs urgoniens.

Fig. 9. Coupe générale entre Les Chappes et le Fier montrant l'épaisseur apparente de l'Hauterivien.

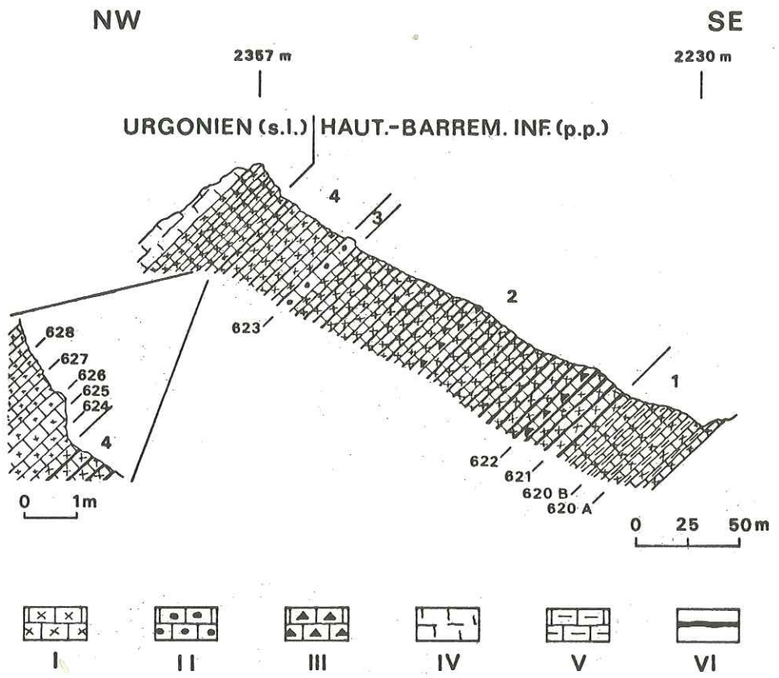
partie supérieure de l'Hauterivien et des couches de passage à l'Urgonien. Nous n'avons pu en effet trouver de bonnes coupes des parties inférieure et moyenne de l'Hauterivien.

b- Coupe typique de la partie supérieure dans le flanc nord de la Combe du Lac de Tardevant.

Sur cette coupe, de quelque 200m, nous pourrons voir , du SE vers le NW et de bas en haut, successivement (fig. 10) :

1. Plus de 50m d'une alternance de marnes calcaires gréseuses gris-noir prédominants et de calcaires microcristallins à microspathiques gris-noir, en bancs de 15 à 30cm. Les marnes (éch. 620 B), au microscope, présentent de nombreux petits grains de quartz détritiques (10 à 15%), et aussi quelques grains de glauconie et de phosphate roulés (10%) ; on y voit des morceaux irréguliers de sparite, souvent avec de beaux cristaux de dolomite, disposés parallèlement à la stratification ; on reconnait aussi quelques rares Ostracodes et des débris d'Echinodermes ; la matrice est argileuse et ferrugineuse, avec un certain pourcentage de micrite.
   Les bancs calcaires correspondant à des pseudosparites fossilifères argileuses (éch. 620 A) ; les fossiles, peu abondants sont des spicules et des Ostracodes, plus rarement des débris d'Echinodermes ; le quartz est moins abondant, environ 1-2%, mais de la même taille que dans les marnes et on trouve aussi quelques rares grains de glauconie ; la matrice originellement micritique argileuse est presque complètement recristallisée en sparite.

2. 150m d'une succession à dominance calcaire de bancs de 15 à 25cm de calcaires microcristallins séparés par des diastèmes marno-gréseux de 5 à 15cm, avec deux intercalations bréchiques à 25-30 m et 85-90m de la base. Les bancs calcaires correspondent à des biopeldismicrites argileuses (éch. 621) avec des Miliolidés, Textulariidés, spicules, quelques Ostracodes et débris d'Echinodermes et de Lamellibranches ; on trouve aussi des pellets micritiques relativement abondants environ 5-7% ; il y a très peu de quartz (< 1%) et quelques grains de phosphate ; la matrice est micritique argileuse, presque complètement recristallisée en sparite, et on voit des petits cristaux de dolomite, plus quelques baguettes d'albite autigène ; la pyrite peut se montrer en petits grains monocristallins ou bien en pigment ferrugineux dans les débris organiques.
   Les marnes sont du même type que celles du niveau 1.
   Les deux intercalations de calcaire bréchique correspondent à des intrabiodismicrites argileuses (éch. 622) avec Miliolidés, Textulariidés, débris d'Echinodermes, Lamellibranches, Bryozoaires et Algues, rares Ostracodes ; les intraclastes, sont caractéristiques : ce sont des pelbiodismicrites, des microsparites argileuses ; d'autre plus rares et plus petits, sont sparitiques ou oolithiques ; il y a des pellets peu abondants (2-3%) et quelques oolithes : le quartz est relativement abondant (3-5%) et on trouve quelques grains de phosphate non roulés ; la



Légende : 1. Calcaires microcristallins ; 2. Calcaires biodétritiques ; 3. Calcaires bréchiques ; 4. Calcaires massifs ; 5. Marnes calcaires ; 6. Diastèmes marno-gréseux.

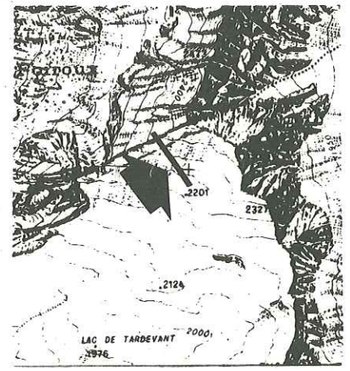


Fig. 10. Coupe de la partie supérieure de l'Hauterivien-Barrêmien inférieur p.p. .

matrice est une micrite argileuse recristallisée en grande partie en sparite.

3. Barre calcaire de 3 à 4m formée par une succession de bancs de 40 à 60cm de calcaires microspathiques gris-clair séparés par des délits marneux de 2,5 à 5cm. Ces calcaires correspondent à des biopeldismicrites dolomitiques (éch. 623) avec des Miliolidés, Textulariidés, débris d'Echinodermes et Lamellibranches, Bryozoaires ; les pellets sont abondants (7-10%) et on trouve quelques intraclastes micritiques ; il y a très peu de quartz (< 1%) et de pyrite ; la matrice est une micrite peu argileuse, partiellement recristallisée en sparite, cette recristallisation est souvent accompagnée par le développement de nombreux cristaux de dolomite.

4. 35m d'une alternance à prédominance calcaire telle que celle du niveau 2. Avec ce dernier niveau, on arrive à la base de la dalle urgonienne et la limite est seulement marquée par la réduction des bancs de marnes gréseuses à l'état de simples diastèmes.

Le passage de l'Hauterivien à la dalle urgonienne est graduel. Sur le terrain, il existe certes un net contraste morphologique entre les deux unités, mais au microscope les faciès ne présentent pas, au début, de différences significatives.

L'épaisseur totale de cette coupe est de plus de 240m : les derniers 190m (niveaux 2 à 4) correspondent à la partie supérieure de l'Hauterivien tel que l'établit A. COAZ (1932). En réalité une partie appartiendrait déjà au Barrêmien inférieur.

5°/- Ambiance de dépôt du Crétacé inférieur :

Le Berriasien nous apparaît sous la forme d'une série à dominante marneuse et marno-calcaire mais comportant encore de nombreuses récurrences de calcaires sublithographiques. Vers le haut, les Calpionelles deviennent rares et le quartz détritique devient simplement plus abondant et plus grossier.

J. ROSSET (1956) avait signalé dans la moitié nord de la chaîne des Aravis des *"calcaires grossiers du Berriasien moyen"* : calcaires grossiers, ferrugineux, zoogènes, spathiques ou pseudo-oolithiques et même localement bréchiques.

De même, J. CHAROLLAIS (1962), dans des parties plus externes des Bornes, avait rencontré dans la même position un niveau conglomératique atteignant 10m d'épaisseur dont la faune était à peu près semblable dans les éléments et dans le ciment. Nous n'avons pas rencontré de telles formations. Il est vrai que J. ROSSET disait déjà que la variation était *"moins sensible au Col des Aravis qu'au*

nord de la chaîne".

Dans notre secteur, le Berriasien nous apparaît donc comme *"un sédiment d'origine assez profonde, formé à une certaine distance de la côte"* (A. COAZ, 1932), recevant plus ou moins régulièrement des apports fins des zones environnantes. Notons que pour J. CHAROLLAIS, les conglomérats, non représentés -rappelons-le- dans notre secteur, ne représentaient eux-mêmes que *"des coulées boueuses qui ont pris naissance sur une pente de quelques degrés, dans la mer du Berriasien inférieur et du Tithonique supérieur, par le même processus"*.

Au Valanginien, la sédimentation reste à dominante marneuse mais, d'une manière générale, la fréquence du quartz augmente. De même, le "grain" est généralement plus grossier que dans le Berriasien, qu'il s'agisse du quartz détritique ou des débris bioclastiques.

A cet égard, il faut noter la fréquence de petits bancs de calcaires microcristallins plus ou moins échinodermiques prenant parfois l'allure de microbrèches (niveaux 3 et 11). A noter aussi, immédiatement sous les microbrèches du niveau 11, un banc de 4 à 5m de calcaires à nodules ou bandes siliceuses.

J. ROSSET (1956), dans la moitié nord des Aravis, avait aussi signalé dans le Valanginien schisteux quelques bancs de calcaires spathiques et, au sommet, une microbrèche évoquant les calcaires graveleux du type "Fontanil". Ce Valanginien calcaire supérieur existe par ailleurs un peu plus développé sous la pointe d'Areu.

B. PAIRIS (1975), dans le massif de Platé, signale des faits analogues. Les calcaires roux spathiques, parfois bréchiques ou microbréchiques, de la limite Valanginien-Hauterivien y sont toutefois souvent plus développés.

Enfin J. CHAROLLAIS (1962) dans les zones plus externes du Massif des Bornes retrouve ces mêmes faciès grossiers, spathiques et conglomératiques mais ils y sont de plus en plus développés à mesure que l'on approche du Jura et se manifestent de plus en plus tôt. J. CHAROLLAIS signale même des passées conglomératiques reprenant du Berriasien dès la base de la série. Le tout est riche en fer. Quelques niveaux sont un peu glauconieux et phosphatés. J. CHAROLLAIS conclut à une diminution de profondeur durant tout le Valanginien.

Ce sera également notre conclusion. Toutefois, les témoins du Valanginien supérieur calcaire de *"type jurassien"* (M. CARRILLO-MARTINEZ, 1976) sont beaucoup plus ténus dans notre secteur que dans les Bornes plus externes et même

que dans Platé et la Nappe de Morcles. Et la diminution de profondeur certainement moins rapide.

Ce schéma général nous paraît cependant troublé un moment par la réapparition (niveaux 6 et 7) de calcaires fins sublithographiques qui doivent traduire un approfondissement passager ou tout au moins un retour passager à une sédimentation plus tranquille.

A l'Hauterivien, le même type de sédimentation continue : les microfaciès ne sont pas fondamentalement différents : on peut noter que la quantité de quartz augmente encore, les spicules et les Radiolaires deviennent plus abondants, la glauconie et les phosphates plus fréquents et quelques petites brèches intraformationnelles apparaissent. La microfaune (Toxaster) reste elle-même assez rare. Les "couches à Panopées" ne diffèrent pas non plus fondamentalement et ne se caractérisent guère sur le terrain que par la diminution des marnes qui conduit à une morphologie différente.

Il semble donc que l'on ait affaire à une diminution de profondeur toujours assez progressive. Il faudra attendre la base de la "dalle urgonienne proprement dite" pour voir s'affirmer le caractère néritique bioclastique franc.

6°/- Conclusion générale sur le Néocomien :

Le Néocomien correspond à une puissante série (1000m environ de puissance), assez monotone, à dominance marneuse et marno-calcaire plus ou moins schisteuse. Il ne nous a pas été possible d'y établir de coupures nettes ni par la faune ni par les microfaciès. Le passage est également progressif vers le bas, au Tithonique et vers le haut, à l'Urgonien.

Les 150 premiers mètres qui renferment encore des Calpionelles représentent le Berriasien. L'essentiel du reste paraît être constitué par l'Hauterivien.

Des récurrences de calcaires fins sublithographiques sont fréquentes dans le Berriasien et se retrouvent jusqu'à des niveaux élevés du Valanginien.

Inversement, des calcaires micro-cristallins, plus rarement microbréchiques, plus ou moins échinodermiques apparaissent dispersés dans le Valanginien et l'Hauterivien. Il n'ont jamais qu'une importance secondaire.

Le quartz détritique, les phosphates et le grain général augmentent dans l'ensemble à partir du Valanginien. La glauconie apparaît surtout dans

l'Hauterivien, sans jamais être très abondante.

L'évolution générale, à travers des oscillations secondaires, nous paraît être celle d'un domaine de sédimentation toujours relativement profond (mesobathyal ?) au Berriasien, à un domaine simplement infralittoral à l'Hauterivien. Cette tendance positive s'affirmera assez brutalement au Barrêmien supérieur avec l'apparition du faciès urgonien.

C. L'URGONIEN (S.L.).

1°/- Généralités :

Cette unité lithostratigraphique correspond à un grand ensemble de calcaires massifs gris à patine claire, à Rudistes et Orbitolines. Il forme très généralement, dans le "Subalpin", la deuxième grande "Barre calcaire", la première étant, rappelons-le, la barre "tithonique".

Dans le secteur de l'Etale, il ne couronne le bord subalpin qu'à partir du Rocher de l'Etale lui-même et plus au nord.

Au sud de ce Rocher, la crête est formée par l'Hauterivien, l'Urgonien restant en retrait sur le flanc W.

Sur ce flanc occidental, l'Urgonien forme trois grandes dalles en chevrons : du nord au sud :

- la dalle de Merdassier ;
- la dalle de l'Etale, coupée en deux par une faille tardive décrochante ;
- la dalle de l'Aiguille de Manigod.

Ces trois dalles supportent sur leurs dos des placages plus ou moins vastes de Crétacé supérieur et, pour les deux premières, de Nummulitique.

Des failles décrochantes inclinées sud séparent par ailleurs les trois dalles.

Les pendages W s'accentuent vers le sud : 30° à la pointe de Merdassier, 50 à 55° à l'Aiguille de Manigod.

Selon L. MORET (1934) in J. ROSSET (1956), la falaise dite "*urgonienne*" comprendrait, lorsqu'elle est complète :

- Aptien inférieur = masse urgonienne supérieure ;

- Barrêmien supérieur = { couches à Orbitolines / masse urgonienne principale }
- Barrêmien inférieur = couches à Panopées.

Les couches à Panopées, selon L. MORET, sont des calcaires roux bien lités, parfois à silex, plus ou moins détritiques et à débris d'Entroques et de Lamellibranches, Panopées, rares Polypiers. J. ROSSET (1956) indique que, dans les Aravis, elles ne se distinguent guère des faciès de l'Hauterivien supérieur. B. PAIRIS (1975), dans Platé, préfère parler à leur égard de *"couches de transition"* en notant toutefois que *"la patine gris-sombre de cet ensemble contraste avec la couleur brunâtre de celle de la formation sous-jacente"*. C'est également ce que nous avons observé.

Les *"couches à Orbitolines"* selon L. MORET sont des calcaires à débris plus ou moins marneux et bicolores formant le plus souvent une vire herbeuse entre les deux masses calcaires.

Mais elles peuvent aussi devenir plus compactes, par exemple à l'est du Massif des Bornes, dans Platé et à Samoens et se distinguer mal de la falaise urgonienne. J. CHAROLLAIS (1962) dans la *"partie orientale du massif des Bornes"* trouve, lui, plusieurs niveaux à Orbitolinidés, un peu plus marneux que le calcaire blanc. B. PAIRIS (1975) dans Platé parle aussi de plusieurs vires à Orbitolines.

Beaucoup d'auteurs ont, d'autre part, signalé, dans la région, au sommet de l'Urgonien, une nette tendance au détritisme : calcaires parfois spathiques, grès ou quartzites, blancs ou roux, plus ou moins glauconieux, alternant même parfois avec des bancs à Rudistes ; ils sont associés assez souvent à des brèches ou conglomérats à galets urgoniens et ciment gréseux ou calcaire. Souvent le matériel détritique s'annonce dans le calcaire en filets multiples anastomosés, l'ensemble prenant l'allure d'un pseudoconglomérat. B. PAIRIS (1975), dans Platé, qualifie cet ensemble d'*"assise détritique terminale"*. Ont également signalé cette formation L. W. COLLET (1943) dans les massifs du Haut Giffre et de Platé, J. ROSSET (1956), H. BUTLER et A.D. JAYET (1928) dans la chaîne des Aravis, J. CHAROLLAIS (1962) dans l'est du Massif des Bornes. A. JAYET (1968) à Flaine dans Platé.

Cette formation détritique est généralement rapportée au Bedoulien, au Gargasien ou même au Clansayesien.

Dans ce dernier cas, elle serait l'équivalent des calcaires gréseux glauconieux et spathiques qualifiés de "Lumachelle" dans les zones subalpines plus externes.

Les relations de cette formation avec les couches sus et sous-jacentes sont aussi très discutées. La plupart des auteurs voient un passage progressif avec l'Urgonien mais d'autres la voient s'insinuer par descensum en filons clastiques dans l'Urgonien.

Vers le haut, B. PAIRIS (1975) voit aussi dans Platé un passage progressif au Gault. Mais d'autres auteurs voient au contraire une discontinuité entre cette formation et le Gault. J. CHAROLLAIS (1962) note en particulier dans les Bornes une croûte limonitique sur les grès terminaux de l'Urgonien.

Cette formation est parfois azoïque, dans d'autres cas elle renferme des fossiles marins, remaniés ou non. Notons enfin que certains auteurs (suisses en particulier) ont évoqué la possibilité d'un karst ante-albien : dans certains cas, cette formation pourrait ainsi correspondre à un sol. Le plus souvent, elle constituerait au moins un niveau de remaniement en milieu perturbé.

De la littérature existante à ce sujet, il se dégage finalement l'impression que toute la question serait à reprendre. Il est loin d'être certain que les formations de ce types décrites à différentes époques en différents points et par différents auteurs soient homologues.

Notons enfin que ces formations n'existent pas toujours et que le Gault franc et même le Crétacé supérieur datés ont parfois été décrits transgressifs sur un Urgonien terminal non détritique.

Il a été signalé aussi (H. DOUVILLE, G. MAILLARD, in MORET, 1934), en d'autres points, directement sur l'Urgonien, des schistes noirs à *Exogyra aquila* rapportés à l'Aptien supérieur. Pour G. MAILLARD l'Urgonien se fond vers le haut dans ces schistes.

En ce qui concerne l'Urgonien, notons encore une variation de faciès intéressante signalée par J. ROSSET (1956) *"On y trouve localement des calcaires très fins qui rappellent à première vue ceux du Sénonien, mais la présence de Miliolidés les en distingue"*.

Enfin, terminons en indiquant que nous n'avons trouvé nulle part dans l'Urgonien de silex. Plusieurs auteurs (L. MORET, 1934 ; J. CHAROLLAIS, 1962 & B. PAIRIS, 1975) en avaient signalés, non seulement, dans les *"couches à Panopées"*, mais jusque dans des niveaux très élevés de l'Urgonien.

2°/- Etude d'une coupe type à La Bionnière :

Cette coupe SE-NW, débute à la côte 2290m à la limite entre l'Hauterivien et la dalle urgonienne et se termine au contact entre les calcaires urgoniens et les grès albiens à la cote 2100m. Le pendage général est de 40 à 45° au NW et, du fait de l'érosion, le sommet de cette unité se trouve à une cote inférieure à celle de la base. On voit dans cette coupe, de bas en haut, et du SE vers le NW, la succession suivante (fig. 11).

1. 15 à 20m d'une série de petits bancs de calcaires finement spathiques. Elle débute avec trois bancs de 30 à 35cm et se poursuit par des bancs de 15 à 20cm. Le tout, au point de vue microfaciès, est assez semblable aux niveaux 2 et 4 de l'Hauterivien.
   Les premiers bancs, de 30 à 35cm de puissance, (épaisseur totale 1m) correspondent à des pelbiodismicrites à rares intraclastes (éch. 624-625-626) ; les fossiles sont identiques à ceux des niveaux hauteriviens sous-jacents, avec pellets abondants (10%), rares oolithes et intraclastes, quelques grains de phosphate et très peu de quartz ; la matrice est toujours micritique un peu argileuse, recristallisée en partie en sparite avec des cristaux de dolomite.
   Ce premier niveau est surmonté par une série de 15 à 18m faite de petits bancs de 15 à 20cm de calcaires noirs qui correspondent aussi à des pelbiodismicrites (éch. 727-728) en tout semblables aux bancs basaux, mais, sans argile dans la matrice qui elle-même est plus recristallisée et dépourvue de quartz.
   Nous n'avons pas trouvé de microfossiles caractéristiques ni de macrofaune. C'est donc uniquement des considérations morphologiques et de position qui nous ferons comparer ces couches aux "couches à Panopées" de L. MORET (Barrêmien inférieur). Mais le faciès est déjà très différent de celui des vraies couches à Panopées des zones plus externes.

2. 3m de calcaires spathiques gris en bancs de 1m. Ce sont des biointrapseudosparites (éch. 676) ; les fossiles sont des Foraminifères divers : *Quinqueloculina sp., Lenticulina sp., Paléodictyoconus sp.*(1) ; plaques d'Oursins (avec recristallisation en sparite), débris roulés de Lamellibranches ; les intraclastes ont deux tailles bien déterminées : entre 0,07 à 0,35mm et entre 0,75 et 2mm ; les plus petits sont micritiques, peuvent être en partie recristallisés ou bien présenter un enrobage micritique d'origine incertaine (algaire ?), d'autres, enfin, sont des morceaux de biomicrites ; on voit quelques rares oolithes ; le ciment (40-45 %) est sparitique recristallisé à partir d'une matrice micritique originelle. Avec cette unité débute la masse urgonienne inférieure (sensu, L. MORET, 1934).

3. 5m de calcaires spathiques fins dolomitisés gris-brunâtre en bancs de 1m. Ce sont des biointradolodismicrites (éch. 677) qui passent graduellement à des dolomies calcaires (éch. 678) vers le milieu de la séquence. A la base on reconnait *Quinqueloculina sp., Pseudotriloculina sp.*. On trouve en outre des plaques d'Echinodermes, des débris de Lamellibranches et plus rarement de Gastéropodes, des articles de Crinoïdes et quelques rares spicules ; les intraclastes, de taille comprise entre 0,05 à 0,20mm, sont micritiques, ovales (quelques uns seraient peut être des pellets) ; la matrice micritique originelle a été recristallisée en grande partie et affecté par une forte dolomitisation qui a donné d'abondants cristaux (25-30%) de dolomite de 0,03 à 0,30mm ; dans les bancs plus dolomitiques, les cristaux atteignent 0,10 à 0,35mm et constituent environ 55-65% de la roche. Il y a quelques rares grains de quartz.

(1) Les déterminations aux niveaux des genres et espèces ont été faites par Madame ARNAUD.

4. 4m de calcaires spathiques gris-clair avec un gros banc de 2m à la base suivi de deux bancs de 1m. Ils correspondent à des Intrabiopseudosparites (éch. 679) semblables aux calcaires du niveau 2, mais les allochems sont plus abondants (environ 60-65%) et disposés plus ou moins parallèlement à la stratification ; les fossiles sont des *Quinqueloculina sp.*, quelques rares Globigerinidés et Orbitolinidés indéterminés, des débris roulés de Lamellibranches et de Gasteropodes enrobés parfois d'une mince pellicule micritique, des plaques et des radioles d'Oursins ; les intraclastes sont semblables à ceux du niveau 2, mais ils sont plus abondants et la recristallisation interne est mieux développée ; on voit quelques rares grains de phosphate détritique de 0,10mm ; le ciment (environ 40-45%) est pseudosparitique.

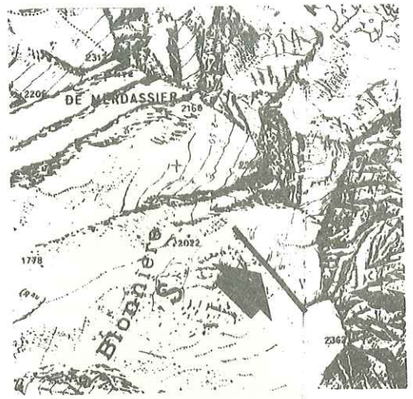
5. 10 à 11m de calcaires dolomitiques gris en bancs de 1m avec un banc de 2m au milieu de la séquence. La majeure partie de ce niveau correspond à des dolosparites (éch. 680-681) ; elles sont formées par une agglomération de cristaux de dolomite (environ 50 à 90%) de 0,15 à 1mm qui laissent parfois entre eux des plages calcitiques ; parfois des fantômes d'intraclastes et grands bioclastes arrondis, dont on apprécie seulement les contours (éch. 680), témoignent d'une recristallisation accompagnée de dolomitisation ; l'échantillon 681 montre des cristaux de dolomite (50-65%) dans une mosaïque de cristaux de calcite sparitique de grande taille (0,5 à 2cm) ; les deux premiers bancs et le banc du sommet sont tout à fait semblables aux dolomies calcaires du niveau 3.

6. 13 à 14m de calcaires bioclastiques et spathiques gris-clair en bancs de 1m. Ce sont des intrabiosparites (éch. 682-683). On reconnait des débris roulés de Lamellibranches et de Gastéropodes, des plaques et des radioles d'Oursins, des débris de Bryozoaires et d'Algues ; les intraclastes sont de deux types : sparitiques, vraisemblablement des débris roulés et recristallisés de Lamellibranches et, micritiques avec de grands cristaux de dolomite ou bien avec recristallisation intense ; la taille des allochems varie entre 0,20 à 2,60mm ; le ciment est sparitique (environ 30-35%) ; on voit une tendance à la disposition parallèle à la stratification des allochems.

7. 3m de calcaires spathiques dolomitiques gris-clair en bancs de 1m. Il s'agit de pseudosparites (éch. 684) qui montrent une mosaïque irrégulière de calcite sparitique avec quelques cristaux (10-15%) de dolomite.

8. 10m de calcaires spathiques gris en bancs de 2m à 1m, bréchiques

Légende de la figure 11.



LITHOLOGIE ET STRUCTURES (S) : I. Calcaires spathiques ; II. Calcaires spathiques bréchiques ; III. Calcaires spathiques dolomitisés ; IV. Dolomie ; V. Calcaires bioclastiques ; VI. Calcaires microcristallins ; VII. Calcaires microcristallins coquilliers ; VIII. Calcaires gréseux ; IX. Passées rouges ; X. Surface de remaniement et grès pseudobréchiques ; XI. Brèches phosphatées ; XII. Grès glauconieux ; XIII. Fantômes de bioclastes et intraclastes ; XIV. Veines gréseuses ; XV. Niveaux à Rudistes ; XVI. Niveau bréchique.

COULEUR (C) : G. Gris ; Gb. Gris-brun ; Gc. Gris-clair.

LITAGE (L) : 1. 15 à 35cm ; 2. bancs de 1m ; 3. bancs de 2m ; 4. bancs de 3m.

DOLOMITISATION (D) : T. totale ; A. abondante ; F. faible ; I. inexistante.

FOSSILES (F) : A. Algues ; L. Lamellibranches ; R. Rudistes ; G. Gastéropodes ; E. Echinodermes ; BB. Bryozoaires ; O. Ostracodes ; S. Spicules ; F. Foraminifères indéterminés ; Gi. *Giraliarella sp.* ; Hy. *Hyperammina sp.* ; Ga. *Glomospira sp., irregularis*■; Hu. *Huplophragmium aequale* ; Ho. *Haplophragmoides n. sp.* ; Ps. *Pseudocyclammina sp.* ; Sp. *Spiroplectammina sp.1*●, *sp2*■ *n. sp.*○ ; Cu. *Cuneolina sp., n. sp.*○, *hansoni*■; Ar. *Arenobulimina sp.* ; Dy. *Dictyopsella sp.* ; Pe. *Pseudotextulariella n. sp.* ; Oi. Orbitolinidés indéterminés ; Ds. *Dictyoconus sp.*●, *n. sp.*○, *sunnilandensis*■, *maynci*△ *maynci maynci*▲, cf. *maynci*▽; Pd. *Paleodictyoconus sp.1*●, *sp.2*■, *actinostoma*○; Op. *Orbitolinopsis sp.1*●, *sp.2*■, *n. sp.1*○, *n. sp.2*□, *kiliani*▲, *buccifer*△, *cuvillieri*▼, aff. *cuvillieri*▽; Pa. *Palorbitolina lenticularis*○, *lenticularis*○, *lenticularis lenticularis*■; Na. *Nautiloculina sp.* ; *cretacea*■; Q. *Quinqueloculina sp.*●, *n. sp.*○, cf. *robusta*△, *robusta*■; Pi. *Pseudotriloculina sp.* ; Le. *Lenticulina* aff. *cuvillieri* ; C. *Conornoides sp.* ; S. *Sabaudia n. sp.*○ ; *sp.*●, *minuta*■; No. *Novalesia sp.* , *n. sp.*■ .

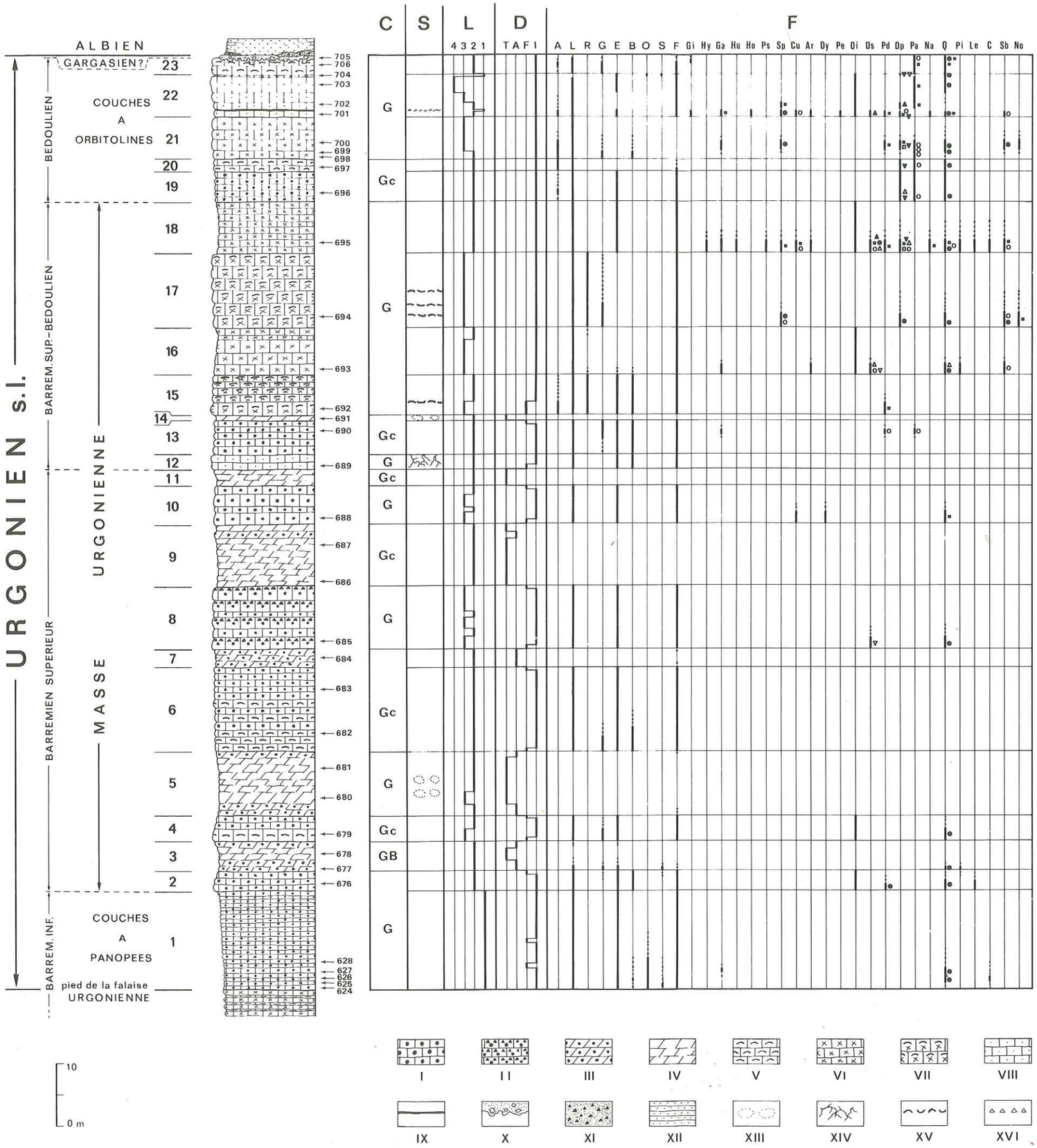


Fig. 11. Coupe de l'Urgonien (s.l.) à la Bionnière.

au sommet. Ce sont des intrabiopseudosparites (éch. 685) avec *Quinqueloculina sp.* (abondante) *Dictyoconus cf. maynci*, débris roulés et recristallisés de Lamellibranches et quelques plaques d'Echinodermes ; les intraclastes, pour la plupart micritiques, sont souvent recristallisés avec bord micritique plus ou moins large, de forme irrégulière mais arrondie. Ils ont deux tailles différentes : les plus petits 0,05 à 0,10mm et les plus grands 0,50 à 1mm ; ces derniers sont distribués en "plages" plus spathiques dans la roche ; le ciment est une mosaïque irrégulière de pseudosparite.

9. 10m de calcaires dolomitiques gris-clair en bancs de 1m. Ce sont des dolosparites (éch. 686-687) semblables à celles du niveau 5. L'avant dernier banc est biointradolodismicrite tel que celles du niveau 3.

10. 6m de calcaires spathiques gris en bancs de 2m à 1m. Ils correspondent à des intrabiopseudosparites (éch. 688) ; les fossiles sont : *Quinqueloculina robusta, Cuneolina sp., Dictyopsella sp.* associés à des débris roulés et cristallisés de Lamellibranches à des plaques et radioles d'Oursins. Les intraclastes sont plutôt ovales, arrondis et micritiques, quelques uns sont des débris roulés d'extramicrites ; on voit quelques rares oolithes et grains de quartz (< 1%) ; le ciment (40-45%) est pseudosparitique ; la taille des allochems varie entre 0,05 et 1mm, la plupart (90-95%) étant compris entre 0,05 et 0,6mm ; on voit un seul fragment de Lamellibranche qui atteint 3mm.

11. 2,5 à 3m de calcaires dolomitiques en bancs de 1m semblables à ceux du niveau 9.

12. 2 bancs de 1m de calcaires gréseux gris avec veines jaune-brunâtre qui leur donnent un aspect pseudobréchique. Ce sont des intrabiodismicrites extraclastiques (éch. 689) ; les fossiles sont de grands débris de Lamellibranches (3 à 10mm), des plaques d'Echinodermes, de rares articles de Crinoides, des fragments de Polypiers ; les intraclastes sont petits (0,05 à 0,25mm) arrondis et micritiques ; les extraclastes correspondent à du quartz détritique angulaire abondant (20%), de 0,05mm à 0,15mm ; la matrice est une micrite (40-50%) partiellement recristallisée. Les veines jaunâtres, qui contribuent à l'aspect bréchique des bancs, sont des fractures remplies de grains de quartz angulaires, de même taille que ceux qu'on trouve dans la matrice micritique ; le ciment qui lie les grains dans les fractures est sparitique.

13. 6m de calcaires spathiques gris-clair en bancs de 1m. Ils correspondent à des biointrapseudosparites à Orbitolines (éch. 690) ; les fossiles sont tous en débris roulés (Lamellibranches, Gastéropodes, Bryozoaires, Echinodermes sauf les Foraminifères où l'on reconnaît *Paleodictyoconus actinostoma, Palorbitolina lenticularis ;* les intraclastes sont pour la plupart des fragments roulés de roches micritiques fossilifères ; quelques uns sont peut être des encroûtements algaires autour d'une nucleus bioclastique ; quelques autres peuvent être recristallisés ; on voit de rares oolithes ; le ciment est pseudosparitiques (45-50%) ; il y a une répartition biomodale de la taille des allochems : 0,10 à 0,60mm

et 0,95mm à 4mm. Dans ce niveau, *Palorbitolina lenticularis* nous indique déjà le Barrêmien supérieur - Bedoulien.

14. Banc de 80cm, à aspect bréchique, de calcaire microcristallin gris-clair dolomitisé. Il s'agit d'une dolobiodismicrite (éch. 691), dans laquelle on reconnaît vaguement des bioclastes recristallisés (Lamellibranches, Polypiers, Echinodermes) ; on voit encore des traces de l'ancienne micrite originelle ; la dolomie très abondante (25-35%) apparaît en grands cristaux et aussi en microagrégats cristallins, à la place de la micrite calcitique originelle.

15. 6m de calcaires microcristallins gris en bancs de 1m avec un premier banc de 2m, les sommets des bancs étant coquilliers avec de grands Lamellibranches (Rudistes). Ce sont des intrabiodismicrites (éch. 692) ; les fossiles qu'on trouve sont *Paleodictyoconus sp. 2*, de grands débris (1,50 à 3mm) de Lamellibranches (Rudistes), de Bryozoaires, d'Algues et de Polypiers ; les intraclastes, très abondants (35 à 40%), sont de taille réduite (0,08 à 0,15mm), micritiques, arrondis, de forme sphérique à triangulaire et très souvent entourés d'une couche fine de microsparite (recristallisation initiale de la matrice autour des intraclastes) ; la matrice est micritique avec zones de recristallisation microsparitiques à sparitiques ; les allochems sont parallèles à la stratification, marquée surtout par les grands débris de Lamellibranches.

16. 8m de calcaires microcristallins gris en bancs de 2m avec deux bancs de 1m au sommet. Il s'agit de biodismicrites et biopseudosparites (éch. 693) ; les fossiles sont représentés par de nombreux Foraminifères : *Glomospira sp., Arenobulimina sp., Dictyoconus n. sp., D. maynci* et *cf. maynci, Quinqueloculina sp., Q. cf. robusta, Pseudotriloculina sp., Sabaudia n. sp.* ; en plus, on voit quelques grands fragments de Mollusques indéterminés, complètement recristallisés en sparite ; les rares intraclastes présents sont micritiques, ronds ou ovales, de 0,10 à 0,20mm ; la matrice est micritique, partiellement recristallisée, elle peut passer dans certains secteurs à un ciment nettement pseudosparitique.

17. 14m de calcaires microcristallins gris coquilliers en bancs de 2m. Ce sont des intrabiodismicrites à Rudistes et Orbitolinidés (éch. 694) ; les fossiles sont : *Spiroplectammina sp. 1, S. n. sp., Orbitolinopsis sp. 1, Quinqueloculina sp., Sabaudia sp., Sabaudia n. sp., Novalesia sp.*, des débris de Rudistes et d'autres Lamellibranches, Gastéropodes ; les intraclastes, de 0,1 à 0,6mm sont micritiques, parfois recristallisés, de forme ronde à ovale, les plus petits peuvent correspondre à des pellets ; la matrice (35-40%) est micritique, en partie recristallisée en sparite fine ; dans les morceaux de Rudistes on peut voir souvent des grands cristaux losangiques de dolomite (0,5 à 1,5mm).

18. 8m de calcaires microcristallins gris en bancs de 1m. Il s'agit de biointradismicrites (éch. 695). Les fossiles sont : *Hyperammina sp., Glomospira sp., Haplophragmium aequale, Pseudocyclammina sp., Spiroplectammina sp. 2, Cuneolina sp. 2, C. hansoni, Arenobulimina sp., Orbitolinidés indet, Dictyoconus sp., D. n. sp., D. sunnilandensis, D. maynci, D. maynci maynci, Paleodictyoconus sp. 2, Orbitolinopsis sp. 2, O. n. sp. 1, O. n. sp. 2, O. buccifer, O. cuvillieri, Nautiloculina cretacea, Quinqueloculina sp., Q. robusta, Q. n. sp., Lenticulina sp., Pseudotriloculina sp., Conorboides sp., Sabaudia minuta, S. n. sp.*, associés à des Algues, de rares débris recristallisés de Lamellibranches et d'Echinodermes ; les intraclastes sont irréguliers à ovales, arrondis, essentiellement micritiques, parfois recristallisés.
La matrice est micritique, recristallisée, en partie, en sparite fine ; la taille des allochems varie entre 0,05 et 0,5mm, sauf pour quelques grands Miliolidés et Orbitolinidés et rares intraclastes qui atteignent 0,8 à 1,5mm. Cette unité termine la "Masse urgonienne inférieure".

19. 5m de calcaires spathiques gris-clair en bancs de 1m. Ils correspondent à des biointrasparites (éch. 696) ; les fossiles sont *Orbitolinopsis buccifer, O. cuvillieri, Palorbitolina lenticularis, Quinqueloculina sp.*, abondantes plaques d'Echinodermes, débris roulés, parfois recristallisés, de Lamellibranches ; les intraclastes de 0,05 à 0,45mm, à l'exception de quelques uns plus grands (0,8 à 1,2mm), sont micritiques, de formes grossièrement ovale ; le ciment (40-45%) est pseudosparitique. La brusque profusion de grands Orbitolinidés *(O. buccifer, P. lenticularis)*, dans ce niveau, marque la base des couches à Orbitolines et dans le même temps le Bedoulien franc.

20. 2 bancs métriques de calcaires bioclastiques gris-clair. Ce sont des biopseudosparites intraclastiques à Orbitolines (éch. 697, 698, 699) ; outre les Orbitolines qui sont *Orbitolinopsis cuvillieri, Palorbitolina lenticularis*, on voit d'abondantes *Quinqueloculines*, des débris roulés et fortement recristallisés de grands Lamellibranches, de Polypiers, de Bryozoaires, de Gastéropodes et de rares plaques d'Echinodermes ; les intraclastes, peu abondants (5%) et de taille modeste (0,10 à 0,50mm) par rapport aux bioclastes (2 à 25mm), sont micritiques, parfois recristallisés et arrondis ; le ciment (30 à 40%) est sparitique.

21. 7m de calcaires microcristallins gris en bancs de 1 à 2m, les plus gros vers le sommet. Ils correspondent à des biodismicrites passant à des biopseudosparites intraclastiques (éch. 700) ; les fossiles sont *Glomospira sp., Spiroplectammina n. sp. 2, Paleodictyoconus sp. 2, Orbitolinopsis cuvillieri, O. sp. 2, O. n. sp. 2, Palorbitolina lenticularis, Quinqueloculina sp., Sabaudia sp., Novalesia sp.*, des débris roulés de Lamellibranches, des plaquettes d'Echinodermes, des Polypiers ; les intraclastes de 0,1 à 0,5 mm et de forme arrondie sont toujours micritiques, parfois recristallisés ; la matrice est micritique, elle peut passer par un halo de recristallisation à une sparite ; les bioclastes peuvent atteindre 1,5 à 30mm.

22. 5,5 à 6m de calcaires gréseux gris en bancs de 1 à 3m, terminés par un banc de 20cm, les deux premiers bancs étant séparés par un niveau rougé, bréchique, de 10cm. Ce sont des extrabiodismicrites (éch. 701-702) à bioextrapseudosparites (éch. 703) ; les fossiles sont *Giraliarella sp., Glomospira irregularis, Haplophragmoides n. sp., Spiroplectammina sp. 1, S. sp. 2, Cuneolina n. sp., Arenobulimina sp., Pseudotextulariella sp., Orbitolinidés indet, Dictyoconus maynci maynci, Paleodictyoconus sp. 2,*

Orbitolinopsis sp. 2, O. n. sp. 1, O. kiliani, O. cuvillieri, Palorbitolina lenticularis lenticularis, Nautiloculina sp., Quinqueloculina sp., Q. robusta, Sabaudia n. sp., Algues (à la base), débris roulés de Lamellibranches, d'Echinodermes ; les intraclastes présentent les mêmes caractéristiques que dans les niveaux précédents, mais ils sont moins abondants (3 à 5%) ; les extraclastes (quartz détritique et angulaire), par contre, sont abondants (10 à 25%) avec taille entre 0,03 et 0,15mm ; la matrice micritique peut être partiellement recristallisée (éch. 701-702) ou bien remplacée par de la sparite diagenétique (éch. 703).
Le petit lit de 20cm qui termine ce niveau correspond à une extramicrite fossilifère (éch. 704) qui outre *Orbitolinopsis cuvillieri, O. aff. cuvillieri, Quinqueloculina sp.* et des plaques d'Echinodermes, contient relativement de nombreux Ostracodes et spicules. La proportion des fossiles ne dépasse guère 10 à 15% ; les extraclastes (quartz détritique) peuvent constituer jusqu'à 35% et forment aussi des passées détritiques de 4 à 6mm d'épaisseur, leur taille est de 0,03 à 0,26mm ; la matrice est une micrite sans recristallisation appréciable.

23. 5m de calcaires bioclastiques coquilliers gris en deux bancs, le sommet du banc supérieur montrant des phénomènes de ravinements.
Ils correspondent à des biodismicrites à biopseudosparites intraclastiques (éch. 706) avec allochems de grande taille ; les fossiles sont *Giraliarella sp., Quinqueloculina sp., Q. robusta, Palorbitolina lenticularis, P. lenticularis lenticularis* assez grandes (6mm), des morceaux centimétriques de Polypiers, de débris roulés de Lamellibranches, des radioles d'Oursins et bioclastes indéterminés ; les intraclastes sont petits (0,5 à 0,10mm), arrondis, micritiques et peu abondants (5%) ; la matrice est micritique recristallisée à microsparitique passant régulièrement à des plages sparitiques.
La surface supérieure est plus ou moins ravinée et surmontée par une masse compacte d'aspect bréchique ou pseudo-bréchique de 0,40 à 1m (fig. 12).

1. Calcaires bioclastiques gréseux. (BEDOULIEN)
2. Grès pseudobréchique terminal. (BEDOULIEN-GARGASIEN ?)
3. Grès schisteux glauconieux. (Base du GAULT).

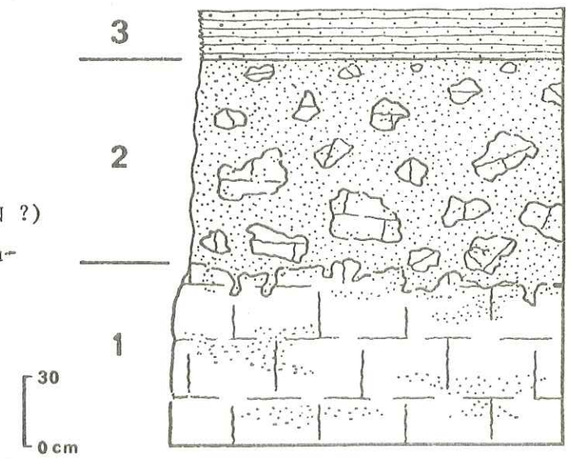


Fig. 12. Détail du sommet de l'Urgonien de La Bionnière.

Des clastes et blocs calcaires urgoniens de taille variée (2mm à 50cm) y sont inclus dans un ciment micritique ou microsparitique (40-45%) avec de très nombreux grains de quartz (45-55%) de 0,03 à 0,95mm. On note de très rares et minuscules grains de glauconie roulés. Les clastes calcaires diminuent de taille vers le haut en même temps que les grains de quartz augmentent. Certains de ces clastes sont à limite nette mais d'autres sont à contour très flou ou même semblent être des pseudoclastes, constitués, en réalité, d'une purée simplement plus dense de micrites mêlées de grains de quartz.
Ce niveau évoque le niveau 22 précédent mais l'apport de quartz est plus abondant et le remaniement certain. Il ne semble pas cependant qu'il y ait pénétration des niveaux inférieurs par de véritables filons clastiques. Le passage de l'Urgonien à la "brèche" terminale semble finalement progressif.

Vers le haut, une discontinuité paraît bien par contre séparer cette brèche des "schistes gréseux noirs" du Gault. Des lentilles d'une nouvelle brèche à nodules phosphatés (photo 1) soulignent d'ailleurs parfois la base du Gault. En microfaciès, les "schistes gréseux noirs" du Gault sont au demeurant assez différents. La glauconie autigène abonde et les quartz sont nettement plus grossiers.

4°/- Ambiance de dépôt et signification paléogéographique :

Les calcaires urgoniens possèdent, en général, du point de vue du contenu fossilifère et de la lithologie, des caractères bien définis :

- présence d'une thanatocenose essentiellement benthico-néritique. Elle est caractérisée par d'abondants Miliolidés, des Orbitolinidés, des Lamellibranches, des Polypiers, etc... .

- Un granoclassement hétérogène, qui comprend deux à trois ordres de grandeur pour les tailles des allochems (10^{-2} à 10^{1}mm). Bien que parfois l'on ait une répartition bimodale, il n'en reste pas moins vrai que le tri reste mauvais.

- L'existence dans presque tous les niveaux d'intraclastes, variables en proportion et en taille, et aussi une forte usure des bioclastes majeurs.

- Une fréquente anisotropie des dépôts, exprimée par la tendance des allochems à se disposer parallèlement à la stratification.

- La contradiction apparente entre les caractères précédents et l'existence d'une matrice micritique (bien que le plus souvent recristallisée) dont on trouve encore des traces.

Tous ces caractères nous conduisent à envisager la proximité d'un milieu littoral de haute énergie se situant au-dessus du niveau de base des vagues,

celles-ci travaillant et usant les coquilles et les tests et arrachant des morceaux du substratum plus ou moins induré et également des morceaux des masses biorécifales.

Tout ce matériel, fortement usé, était transporté dans des zones de basse énergie où ils se déposaient en même temps que la matrice micritique d'origine probablement semblable.

Ainsi, ces calcaires se seraient déposés dans un milieu infralittoral, à l'abri de l'action des vagues, au voisinage des zones de plus haute énergie qui fournissaient le matériel. Notons à ce sujet que M. LUGEON (1900) et L. MORET (1934) citent des faciès récifaux à Polypiers, Bryozoaires cyclostomes encroûtants et Rudistes dans les massifs plus externes de La Tournette et du Parmelan.

D'autre part, on remarque une certaine évolution verticale du milieu sédimentaire. A la base, les "calcaires à Panopées", qui font la jonction avec l'Hauterivien, présentent une matrice (ou ciment dans le cas de recristallisation) plus abondante et des allochems, plus petits. Les niveaux suivants, arrivent à contenir au sommet (derniers bancs, niveau 23) des bioclastes pouvant atteindre plusieurs centimètres et leur matrice est moins abondante ; ces deux traits généraux semblent suggérer que, bien que le milieu soit infralittoral, on assiste, pendant l'Urgonien, à un passage graduel de zones plus profondes et calmes à des zones moins profondes, plus près du niveau des eaux agitées et des récifs.

En ce qui concerne l'apport détritique, il est intéressant de remarquer deux arrivées importantes de quartz (niveaux 12, 22 et 23) qui pourraient représenter des intensifications de l'érosion dans des zones émergées ce qui aurait augmenté et étendu les influences terrigènes dans le milieu littoral.

Quant à l'assise terminale détritique et "bréchique" qui "ravine" parfois le banc précédent, deux hypothèses peuvent être faites :

- Ou bien elle correspond à une période d'émersion vraie avec début de karst anté-albien. Un tel karst a été évoqué par différents auteurs en Suisse, tant dans l'autochtone de Saint Maurice (MURAT, 1956) que dans les nappes helvétiques (L. MASSON, sous presse). Dans cette hypothèse, on aurait affaire à des résidus de dissolution d'une masse supérieure urgonienne disparue dès avant l'Albien (Masse supérieure urgonienne de L. MORET ?). Rappelons que A. ARNAUD-VANNEAU et H. ARNAUD (1976), dans le Vercors, retrouvent, au-dessus des couches à Orbitolines, une masse urgonienne supérieure réduite, terminée fréquemment par un hard-ground.

Cette masse supérieure est attribuée au Bedoulien supérieur.

- Ou bien il s'agit simplement d'une couche remaniée en milieu marin littoral avec apport détritique accru. La présence quoique très rare de glauconie non altérée, la persistance de microfossiles remaniés dans le ciment, l'absence de filons clastiques caractérisés nous conduisent à préférer la seconde hypothèse.

5°/- L'âge de l'Urgonien (s.l.) :

Pour les "Couches à Panopées" basales, nous n'avons aucun élément faunistique permettant de leur assigner un âge précis, si bien que nous continuerons à les rattacher au Barrêmien inférieur comme l'on fait les différents auteurs depuis la découverte de *Crioceras emerici* à la montagne de l'Epine (Jura savoisien) par J. REVIL (1911 & 1913). Cette attribution nous a été aussi suggérée par Madame A. ARNAUD-VANNEAU (communication orale) qui a bien voulu examiner nos échantillons.

D'après Madame ARNAUD, les premiers bancs spathiques grossiers qui forment la base de la masse urgonienne auraient déjà, du point de vue de l'ensemble de la thanatocenose qu'ils contiennent, un cachet Barrêmien supérieur, tandis que le tiers supérieur de la masse urgonienne (niveaux 12 à 18) aurait plutôt un âge Barrêmien supérieur - Bedoulien.

En ce qui concerne les niveaux des "Couches à Orbitolines" qui se présentent parfois pétris de ces organismes, ils correspondraient déjà nettement au Bedoulien.

Quant aux niveaux bréchiques à matrice gréso-calcaire du sommet, ils seraient bedoulien (et gargasien ?). Quoi qu'il en soit, un net hiatus semble séparer tout l'ensemble précédent des couches du Gault sus-jacent.

Ainsi, on peut conclure que l'Urgonien (sensu lato) du secteur de l'Etale semble débuter dans le Barrêmien inférieur, se poursuivre pendant le Barrêmien supérieur et le Bédoulien, et se terminer au Bedoulien supérieur (peut être gargasien ?) par l'assise de remaniement détritique et bréchique.

Nos conclusions sont ainsi en accord avec celles de J. CHAROLLAIS (1966) ; R. SCHROEDER, J. CHAROLLAIS & M.A. CONRAD (1968). Ces auteurs attribuent les faciès sommitaux urgoniens des Bornes à l'Aptien inférieur.

6°/- Conclusion générale à l'étude de l'Urgonien (s.l.) :

Cet ensemble de 150m d'épaisseur environ, comprend dans notre sec-

teur :

- Les "Couches à Panopées" basales d'âge sans doute Barrêmien inférieur ;
- la "Masse urgonienne" qui représenterait le Barrêmien supérieur et la transition assez floue à l'Aptien inférieur (Bedoulien) ;
- les "Couches à Orbitolines" qui marquent déjà plus nettement l'Aptien inférieur (Bedoulien).

Elles se terminent par un niveau très détritique et bréchique remanié, sans doute du Bedoulien supérieur (et du Gargasien ?).

L'Urgonien représente, ainsi, l'expression ultime d'une lente régression déjà amorcée au Néocomien et se terminant à l'Aptien inférieur - Gargasien (?) par des niveaux très détritiques et remaniés.

Une lacune semble ensuite exister avant la réinstallation de la sédimentation marine également détritique du Gault mais nous n'avons, entre les deux, repéré aucun indice net d'émersion.

D. LE "GAULT".

1°/- Généralités :

Le Gault a de tout temps attiré l'attention des auteurs. Il constitue un excellent repère. *"En effet, formé de grès glauconieux foncés et de schistes noirs tendres compris entre les calcaires clairs et plus durs de l'Urgonien et du Sénonien, il donne toujours lieu à une petite vire herbeuse et humide"* (L. MORET, 1934). Ce faciès est donc généralement bien repérable, par sa couleur et sa morphologie, dans le paysage.

Il est présent un peu partout dans les chaînes subalpines mais devient vert plus clair dans les zones plus externes :

- au Roc de Chères à la bordure nord de Veyrier près d'Annecy (L. MORET, 1934) ;
- et dans la moitié externe du Massif des Bauges (B. DOUDOUX & B. COLLETTA, 1975 ; M. CARRILLO-MARTINEZ, 1976).

Il présente généralement un ou plusieurs "niveaux" de brèches ou bétons phosphatés riches en fossiles des différentes zones. L'épaisseur varie de 0 à quelque 50m. Généralement quelques mètres à quelques dizaines de mètres.

L'âge de cette formation a été et est toujours très discuté. Nous en reparlerons plus loin. Disons seulement pour l'instant qu'il apparaît très variable selon les points.

2°/- Le Gault du secteur de l'Etale :

Le meilleur affleurement est celui de la Combe de La Bionnière, entre la pointe de Merdassier et l'Etale. Les autres affleurements sont partiels, couverts d'éboulis et forêts ou peu accessibles.

Nous nous bornerons donc ici à reprendre la coupe générale que donne L. MORET (1934) à l'Etale en ajoutant quelques précisions et variations. L. MORET note de bas en haut :

1- Schistes noirs et grès roux à traces dures, en relief ;
2- Grès marneux ;
3- Grès vert sombre à Rhynchonelles, Pectinidés ; 8-10m ;
4- Béton de Fossiles noirs, phosphatés, avec Hoplites tardifurcatus mêlés à des espèces de l'Albien supérieur : 0,70 à 0,80m ;
5- Calcaire glauconieux remaniant des débris de fossiles noirs phosphatés (base du Crétacé supérieur).

Nous avons retrouvé un peu partout les divers éléments de cette coupe, l'épaisseur totale étant de l'ordre de 40 à 50m.

Toutefois, il nous a été impossible, aux microfaciès, de distinguer nettement les schistes noirs des grès, sinon par quelques différences dans la taille et les proportions des composants détritiques et de la matrice. Les schistes noirs sont en réalités des grès fins de même nature que les grès qui les surmontent avec parfois des traces charbonneuses. Leur épaisseur est de 10 à 12m. Ils sont constitués par des grains de quartz (40-45%) de 0,02 à 0,15mm, de glauconie (5 à 7%) et d'autres minéraux détritiques parmi lesquels muscovite (1%) ; la matrice (20 à 25%) comprend des cristaux de dolomite, des argiles ferrugineuses. On note aussi des grains pyriteux altérés.

Dans cet ensemble gréso-glauconieux, on peut trouver des intercalations plus calcaires. C'est le cas par exemple dans un petit affleurement aux Converses sur le cours du Nom, à quelque 250m en amont de sa confluence avec le torrent du Merdassier. Ces calcaires gréso-glauconieux se trouvent ici à 10-15m du contact avec les calcaires sublithographiques. Ces calcaires sont des Extrasparites (éch. 458) avec des extraclastes de quartz (35-40%) et glauconie (2-3%),

la taille varie entre 0,05 à 0,4mm ; des fossiles (15%) tels que Miliolidés, Textularidés, Lamellibranches, Annelidés, plaques d'Echinodermes ; le ciment (50-55%) est sparitique avec quelques cristaux de dolomite secondaire (spécialement autour des microfractures).

Un autre faciès intéressant, que L. MORET (1934) n'avait pas remarqué, se rencontre souvent en passées lenticulaires à la base du Gault : ce sont les "brèches phosphatées basales" (photo 1, pl. I) ; ces brèches ont une épaisseur de 20 à 30cm et s'intercalent entre l'Urgonien détritique terminal et les grès glauconieux fins schisteux (schistes noirs de L. MORET) auxquels les brèches passent graduellement.

L'aspect général macroscopique de ces brèches basales est assez différent de celui du conglomérat phosphaté terminal.

Les clastes (tailles de 5mm à 3,5cm) correspondent à des morceaux de roches ayant une matrice fine complètement phosphatée ou pyritisée selon les cas ; dans la matrice flottent des grains de quartz, un peu de glauconie et des fossiles peu abondants, surtout des Ostracodes.

La matrice où se disposent les clastes est un grès dolomitique glauconieux (éch. 707 A-B) avec quartz (40-45%) détritique angulaire ; glauconie (5%) ; dolomite (40%) et quelques paillettes de muscovite orientées parallèlement à la stratification ; le ciment est calcaire argileux ferrugineux.

Vers le haut, les clastes phosphatés diminuent très rapidement en quantité et taille et l'on passe aux grès fins schisteux.

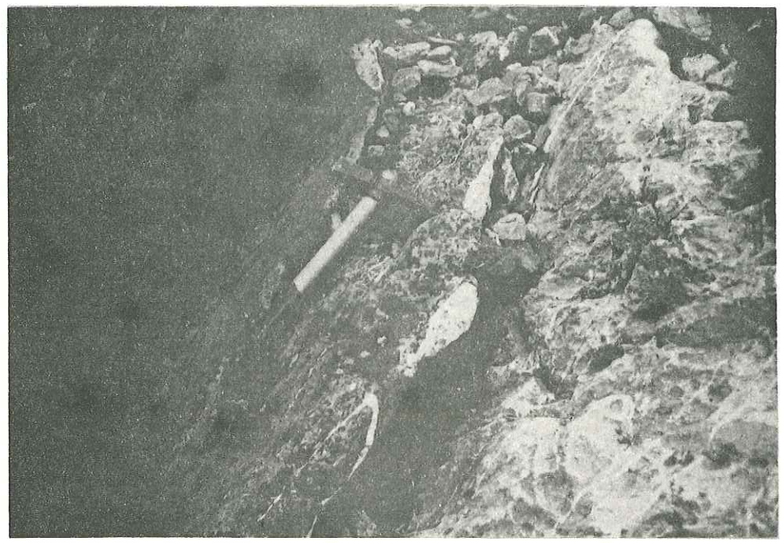
Quant à la brèche terminale à nodules et fossiles phosphatés nous verrons qu'elle est plutôt liée aux calcaires sublithographiques auxquels elle passe assez graduellement. Elle nous a livré, outre des macrofossiles indéterminables, des microfaunes de l'Albien moyen et supérieur voire même du Cénomanien. Mais ces microfaunes sont remaniées ; en plus les bancs basaux des calcaires sublithographiques ont livré des microfaunes non remaniées se situant entre le Turonien moyen et le Coniacien.

Nous étudierons donc cette brèche terminale avec les calcaires sublithographiques.

3°/- L'âge de ce "Gault" :

L'âge de la formation gréso-glauconieuse précédente reste très imprécis

PLANCHE I



Grès fins marneux | Brèches phosphatées | Grès pseudobrèchiques

ALBIEN | URGONIEN

Photo. 1. Le contact Urgonien - Gault à La Bionnière montrant le niveau lenticulaire des brèches phosphatées à la base du Gault.

dans le secteur de l'Etale.

La brèche sommitale est au moins vraconienne, plus vraisemblablement cénomanienne ou même turonien inférieur.

Les formations gréso-glauconieuses sous-jacentes recouvrent, sans doute, tout ou partie de l'Albien mais pourraient descendre plus bas dans le Gargasien. Les brèches phosphatées de base montrent qu'il existe déjà des remaniements à la base de la formation.

La littérature concernant cette formation dans les massifs environnants est très complexe et en apparence du moins très contradictoire.

Classiquement, les marnes noires étaient attribuées à l'Albien inférieur et éventuellement au Gargasien supérieur, les grès à l'Albien moyen, la brèche phosphatée terminale à l'Albien supérieur.

Mais des macrofaunes ou microfaunes cénomaniennes ont été signalées dans cette brèche par différents auteurs. Elle peut donc monter dans le Cénomanien (in PAIRIS, 1975). L'appartenance de la base de la formation grésoglauconieuse à l'Albien inférieur a par contre été confirmée (J. CHAROLLAIS, M. MOUTERDE, H. J. HOERTLI, B. PORTHAULT, 1971) par la microfaune, plus au NW, dans le Massif des Bornes. A signaler cependant, que dans le synclinal du Lindion (W du Massif des Bornes) une brèche de base transgressive de la formation gréso-glauconieuse est datée (M. CARRILLO-MARTINEZ, 1976) du Cénomanien supérieur - Turonien inférieur, l'Albien étant totalement remanié dans cette brèche, et qu'au-dessus viennent des grès glauconieux à ciment calcaire datés du Turonien supérieur - Coniacien. Dans ce même synclinal M. CARON, J. CHAROLLAIS, M. SEPTFONTAINE (1970) datent déjà du Coniacien une brèche surmontant des faciès gréso-glauconieux. Elle constitue la base des calcaires lithographiques.

L'âge du faciès "Gault" pourrait donc varier selon les points et les différentes brèches signalées par les auteurs sont loin d'être toujours synchrones.

4°/- Ambiance de dépôt et signification paléogéographique :

Tous les auteurs sont d'accord pour attribuer au Gault une sédimentation néritique, peu profonde. Ce caractère est nettement indiqué par la présence de glauconie abondante et les quelques niveaux plus calcaires à Textularidés, Lamellibranches, Annélidés, etc... . Cependant la provenance du quartz, composante dominante, reste obscure. Ce quartz se présente toujours sous la forme de grains irréguliers, subangulaires à arrondis, certains grains étant plus retravaillés que

d'autres. Une autre caractéristique est le mélange d'une part de quartz d'origine plutonique avec vacuoles et inclusions et d'autre part de quartz d'origine métamorphique plus rare (extinction onduleuse, grains polycristallins).

A noter enfin que ces arrivées détritiques se manifestaient déjà dans notre secteur au sommet de l'Urgonien. Mais les quartz du sommet de l'Urgonien sont beaucoup plus fins. Le matériel détritique du Gault ne peut pour l'essentiel être repris de l'Urgonien. Cette érosion, quoique forte, n'était cependant pas "catastrophique". On ne signale pas de conglomérats importants. Elle ne fournissait qu'un détritique relativement fin, qui devait se répartir sur de grandes surfaces dans un bassin relativement peu profond, ce qui laisse subsister des problèmes quant aux modalités de cette répartition.

Le bassin des "sables verts" a par ailleurs une étendue considérable. Partout dans les chapines subalpines, le Jura et même le Bassin de Paris on a à cette époque ce matériel détritique et glauconieux. Pour fournir ce matériel détritique, on est forcé d'admettre qu'à l'époque d'importants massifs cristallins et leurs auréoles triasiques étaient émergés aux alentours. On pense évidemment d'abord au Massif Central et aux Vosges - Forêt Noire. Mais on peut penser aussi à certains massifs cristallins externes (Mont Blanc, Aiguilles Rouges ?, Pelvoux ?) ou même à une chaîne cristalline émergée à la limite Valaisan-Ultrahelvétique. Une telle "chaîne" a été évoquée par P.W. HOMEWOOD (1977).

Un autre problème est constitué par les niveaux de brèche phosphatée qui mélangent des faunes de différentes zones. Il en existe généralement une au sommet, parfois une à la base, parfois d'autres au sein même de la série.

Pour L. MORET (1934) *"Elles ne peuvent s'expliquer que par l'existence ... de courants intenses déterminant en certains points d'importantes abrasions sous-marines. Tout cela dénote l'instabilité des fonds marins de cette période et la possibilité de transgressions locales ..., tandis qu'ailleurs la continuité de la sédimentation n'était pas troublée".*

De même pour J. CHAROLLAIS (1966) *"Il ne fait aucun doute au moins dans le Massif des Bornes que la "pseudo-brèche" à galets phosphatés correspond à un remaniement puisqu'elle comporte des éléments d'âge nettement plus anciens que celui du ciment".*

De tels remaniements peuvent, d'ailleurs, se produire dès l'assise terminale de l'Urgonien et se continuer quelques temps dans les calcaires lithographiques du Crétacé supérieur.

Dans Platé *"Les conditions crées par le balayage des courants marins entrainent l'accumulation des niveaux, voire des lacunes persistant localement jusque dans le Turonien"*. (B. PAIRIS, 1975).

Ce régime perturbé joint à une paléogéographie de détail certainement très complexe explique certainement les contradictions apparentes relevées dans les études plus ou moins ponctuelles effectuées par les différents auteurs. Grande analogie d'ensemble, mais grandes variations dans le détail tant du point de vue spatial que temporel, caractérisent ainsi la période post-urgonienne avant le rétablissement du régime pélagique franc du sommet du Crétacé supérieur.

Il faut cependant signaler que pour certains auteurs (en particulier A. JAYET, 1968) les mélanges de faunes dans certains niveaux s'expliquent non pas par un remaniement mais par une persistance dans ces niveaux de faunes des niveaux inférieurs. A l'appui A. JAYET note en particulier l'absence dans les "pseudo-brèches" phosphatées de galets de roches sous-jacentes, et également l'absence autour des fossiles de gangue autre que celle de la matrice normale de la pseudo-brèche. Il note aussi que les fossiles, s'ils sont fréquemment cassés, restent généralement peu ou pas roulés, ce qui nous parait effectivement la plupart du temps exact.

5°/- Conclusion sur le Gault :

Il est constitué dans le secteur de l'Etale par un ensemble de grès noirs glauconieux, fins et schisteux à la base, plus compacts au sommet. Une brèche à nodules et fossiles phosphatée couronne l'ensemble. Une autre brèche phosphatée est présente épisodiquement à la base. L'épaisseur totale est d'environ 50m. La majeure partie de la formation correspond sans doute à l'Albien mais peut descendre à la base dans le Gargasien. Une discontinuité la sépare de l'assise terminale détritique de l'Urgonien (Bedoulien - Gargasien ?). La brèche sommitale est au moins vraconienne. Elle passe sans discontinuité apparente aux calcaires sublithographiques sus-jacents.

Cette formation correspond à un milieu néritique perturbé où venaient se déposer des produits détritiques en provenance d'anciens massifs cristallins qui bordaient la mer albienne. Elle traduit les premiers stades hésitants d'une nouvelle transgression marine qui se poursuivra en devenant plus franche au Crétacé supérieur.

E. LE CRETACE SUPERIEUR.

1°/- Généralités :

Le Crétacé supérieur est connu de longue date dans les Aravis et les chaînes subalpines savoyardes.

Il a longtemps été considéré comme correspondant uniquement au Sénonien. *"On admettait donc l'existence d'une grande lacune entre l'Albien supérieur et le Sénonien, autrement dit une importante transgression du Crétacé supérieur dans toute la zone subalpine savoisienne"*. (L. MORET, 1934).

Mais par la suite, en Suisse puis dans les Bornes et les massifs adjacents, le Cénomanien et le Turonien furent reconnus en de nombreux points.

Il y a parfois continuité de sédimentation de l'Albien au Sénonien. Il n'en reste pas moins vrai que dans la série existent souvent, vers la base, des lacunes de sédimentation et qu'en d'autres points, divers niveaux du Crétacé supérieur restent transgressifs, jusque sur l'Urgonien. Par exemple dans le synclinal du Lindion, dans le SW des Bornes, M. CARON et al. (1970) signalent le Coniacien inférieur transgressif directement sur l'Urgonien.

Du point de vue lithologique, le Crétacé supérieur est constitué pour l'essentiel par des calcaires sublithographiques gris-clair à blancs, parfois à silex. Ils se présentent généralement en petits bancs bien stratifiés. A quelques dizaines de mètres de la base, certains niveaux prennent parfois une teinte rose à rouge dûe à une imprégnation d'oxydes de fer.

L. MORET (1934) a signalé de telles "couches rouges" plus ou moins parnachées de vert à la lisière occidentale des Aravis et en divers points des Bornes et des Bauges. B. DOUDOUX (1973 & 1975) les signale à son tour dans le synclinal du Trélod (Bauges) et surtout dans le synclinal d'Arcalod-Arclosan (Bauges-Bornes). Selon cet auteur (renseignement oral) ils s'y manifestent toujours à 10-20m de la base de la formation.

La microfaune est toujours particulièrement abondante dans ces couches rouges (L. MORET, 1934). B. PAIRIS (1975) a signalé aussi des "couches versicolores" rouges et vertes dans Platé, mais elles occupent là le sommet de la formation, immédiatement sous des couches nummulitiques. D'autres auteurs (J. CHAROLLAIS, 1962 ; J. ROSSET, 1956) les ont signalés, également en position haute, immédiatement sous le Lutétien ou le Priabonien. Dans cette position, il pourrait

s'agir (B. PAIRIS) de simples *"rubéfactions antenummulitiques"*. Ces niveaux versicolores "terminaux" ne seraient pas forcément homologues des "couches rouges" intercalées beaucoup plus bas dans la formation.

Sous les calcaires lithographiques vient presque toujours un gros banc (50 à 80cm) noirâtre de conglomérat à galets phosphatés. De loin il parait lié plus au Gault qu'aux calcaires lithographiques mais il n'en va pas de même en lames minces. C'est pourquoi nous avons préféré l'étudier avec les calcaires sublithographiques.

Dans la topographie, le Crétacé supérieur a tendance à donner des talus raides, plus de véritables falaises. Quant il forme falaise, le litage net et régulier permet de distinguer relativement facilement, même de loin, cette formation des calcaires plus compacts qui l'encadrent (Nummulitique et Urgonien). Au surplus il est presque toujours nettement séparé de l'Urgonien par la bande noire et généralement déprimée du Gault.

Les meilleurs affleurements du Crétacé supérieur se situent dans la partie nord du secteur étudié, à la Pointe de Merdassier et à l'Etale.

L'épaisseur de ces calcaires varie beaucoup. Ils n'ont que 15m d'épaisseur sur la route qui mène du Col des Aravis à La Clusaz (La Praise). Mais sur le versant sud de la Pointe de Merdassier, ils atteignent 50 à 60m.

2°/- Etude de quelques coupes du Crétacé supérieur :

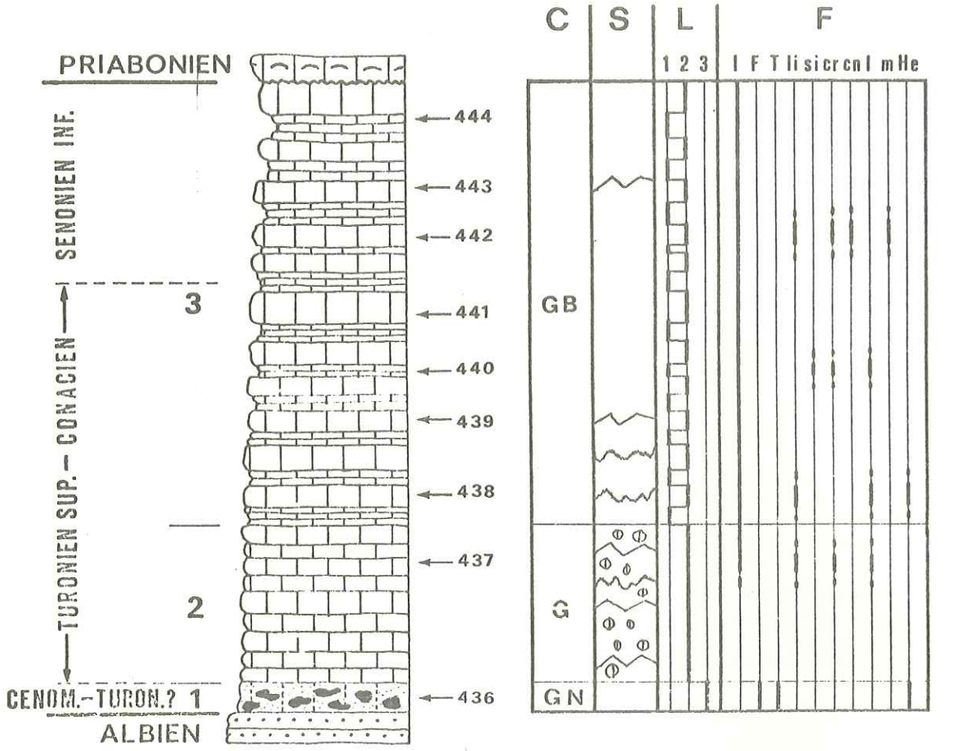
a- La coupe de la Praise.

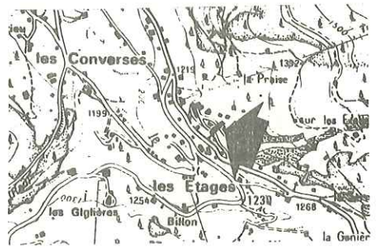
Sur la rive droite du Nom (fig. 12) au-dessus de la route qui mène du Col des Aravis à La Clusaz, quelque 150 à 200m en amont du téléski de La Praise, on voit affleurer le Crétacé supérieur entre l'Albien et le Nummulitique grâce à des travaux de terrassement récents.

Les couches ont une orientation générale N 40-45 et plongent de 20° au NW. Quelques petites failles d'extension compliquent un peu le secteur. Néanmoins, on peut voir de bas en haut (fig. 12) :

1. 45-50cm d'un conglomérat phosphaté gris-noir à gris. Les clastes phosphatés correspondent à des bioclastes parmi lesquels on reconnait des Ammonites, des Gastéropodes, Terebratules, Rhynchonelles, etc ... (1). Ces bioclastes, au microscope (éch. 436),

(1) Voir liste de fossiles collectés par J. ROSSET (1956) app. 1 et J. CHAROLLAIS (1962) app. 2.





Légende : LITHOLOGIE ET STRUCTURES (S) : I. Grès glauconieux ; II. Pseudoconglomérat phosphaté ; III. Calcaires sublithographiques ; IV. Calcaires bioclastiques ; V. Intraclastes.

COULEUR (C) : Gn. Gris-noir ; G. Gris ; Gb. Gris-brun.

LITAGE (L) : 1. 10 à 15cm ; 2. 25 à 35cm ; 3. 35 à 50cm.

FOSSILES (F) : I. Inoceramus ; F. Favusella ; wachitensis ; T. Textulariella sp. ; li. Globotruncana linnei ; si. G. sigali ; cr. G. coronata ; cn. G. cf. concavata ; l. G. lapparenti ; m. G. cf. marginata ; He. Hedbergelles.

Fig. 13. La coupe du Crétacé supérieur à La Praise.

PLANCHE II

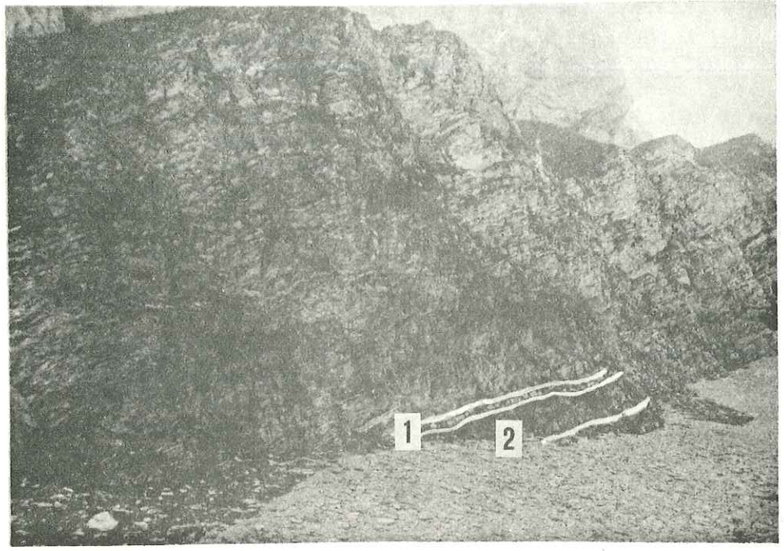


Photo. 2. Aspect des couches basales du Crétacé supérieur de La Bionnière.
1: premier banc de calcaires sublithographiques ;
2: pseudobrêche terminale.

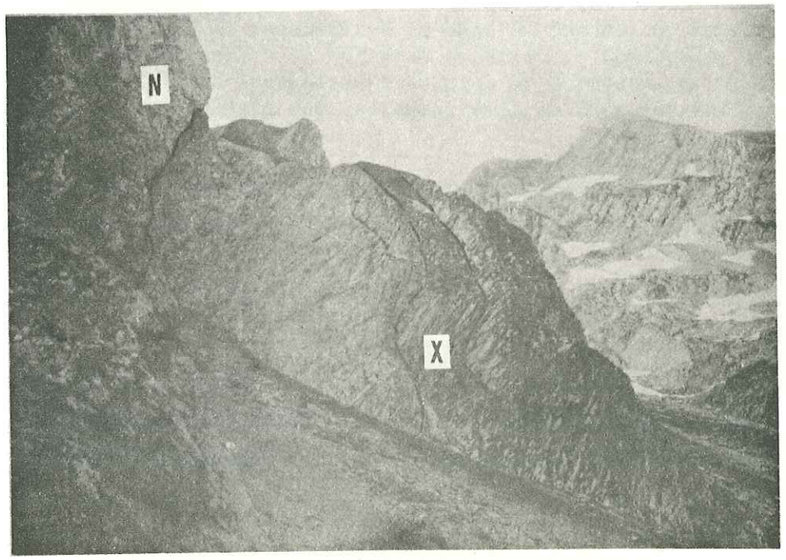


Photo. 3. Aspect du Crétacé supérieur de La Bionnière.
X: niveaux rouges ; N: Nummulitique.

se montrent constitués essentiellement par un test remplacé par du phosphate et un remplissage interne de même nature, probablement micritique à l'origine et où l'on peut reconnaitre parfois des microfossiles. Mais il peut y exister des grains de quartz et de glauconie, ces derniers étant toujours plus grands.
La matrice qui entoure les clastes correspond, à la base du banc, à une extramicrite fossilifère dolomitique argileuse, qui vers le haut perd son argile et sa dolomite ; les extraclastes sont du quartz et de la glauconie abondants (20 à 30%) en grains de 0,5 à 2mm ; la dolomite se présente en beaux cristaux losangiques de 0,5 à 1mm, elle résulte très probablement d'une recristallisation diagenétique à partir de la micrite ; les microfossiles sont[1] : *Favusella wachitensis, Textulariella* et nombreuses Hedbergelles ; cette microfaune serait caractéristique de l'Albien moyen à supérieur (Vraconien) ; cependant il semble s'agir d'une microfaune remaniée.

2. 2 à 2,5m en bancs de 25 à 35cm de calcaires sublithographiques gris à intraclastes. Il s'agit de biomicrites intraclastiques (éch. 437 B) ; les fossiles (65-70%) sont *Globotruncana linnei, G. coronata, G. lapparenti* et des débris d'Inocerames ; la matrice est une micrite fine : les intraclastes sont arrondis, de 3 à 15mm ; ils sont relativement rares ; ils correspondent à des biomicrites du même type que la roche qui les contient, quoique un peu moins riches en fossiles (45-50%) ; il semble bien qu'il s'agisse de "galets mous". Ce niveau appartient déjà au Turonien supérieur - Coniacien.

3. 7m de calcaires sublithographiques gris-brun clair en bancs de 35 à 50cm séparés par 20 à 30cm de couches de 10 à 15cm. Ils correspondent à des biomicrites (éch. 438 à 444) ; les fossiles abondants (40-60%) sont des Calcisphères, rares Ostracodes, prismes d'Inoceramus, grosses Hedbergelles et *Globotruncanas*. Parmi celles-ci, on reconnaît à la base *G. linnei, G. lapparenti* qui signalent encore le Turonien supérieur - Coniacien, tandis que vers le haut apparaissent en plus *G. coronata, G. cf. marginata, G. cf. concavata* qui indiquent déjà le Sénonien inférieur (Coniacien - Santonien).

Au-dessus vient en transgression le Priabonien calcaire à Algues lequel contient à sa base des clastes arrachés aux calcaires sublithographiques.

b- La coupe de La Bionnière :

Cette coupe se situe vers 2050m sur le versant nord de La Bionnière. Là, le Crétacé supérieur forme une falaise de 25-30m séparé du Nummulitique par un replat dû aux niveaux plus schistosés et tendres de la partie supérieure (photos 2 et 3, Pl. II). Les niveaux rouges sont clairement marqués vers le milieu de la formation par une topographie négative. Dans cette coupe on voit de bas en haut (fig. 13) :

---

(1) Les déterminations des microfossiles pour ces deux coupes ont été faites par Monsieur SIGAL.

1. 50-60cm d'un conglomérat phosphaté tout à fait semblable à celui de la base de la coupe de La Praise mais avec les clastes plus petits. Au microscope (éch. 578-579) il apparait plus calcaire et le sommet (derniers 10cm) est de couleur plus claire et moins glauconieux ; il passe graduellement aux calcaires sublithographiques. L'association de microfossiles dans la matrice est *Favusella wachitensis*, *Textulariella sp.*, *Hedbergella sp.*, *Globotruncana* groupe *stephani*, *Rotalipora balernaensis* ; ce serait une faune remaniée semblable à celle du conglomérat de La Praise.

2. 23m de calcaires sublithographiques gris-clair en bancs de 10 à 50 cm avec un premier banc de 20 à 30cm à patine plus blanchâtre et avec des intercalations de bancs de 10 à 15cm. Ce sont des biomicrites telles que celles des niveaux 2 et 3 de La Praise ; le premier banc à patine blanche (photo 2), immédiatement au-dessus de la brèche, correspond à une biomicrite très riche en fossiles (70%). Les fossiles sont, en général, des *Hedbergella sp.*, débris d'Inoceramus, débris d'Echinodermes et des *Globotruncanas sp.* parmi lesquelles on reconnait à la base, dans le premier banc (éch. 580) : *Globotruncana renzi*, *C. cf. schneegansi*, *G. linnei*, *G.* groupe *stephani*, qui marquent le Turonien moyen-supérieur et au sommet (éch. 510 à 513) : *Globotruncana linnei*, *G. coronata*, *G. sp.*, *G. lapparenti*, *G. sigali*, *G. marginata*, *G. schneegansi* du Sénonien inférieur (plutôt Coniacien).

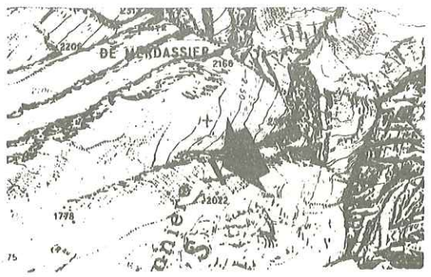
Légende de la figure 14.

LITHOLOGIE ET STRUCTURES (S) : I. Grès ; II. Pseudoconglomérat phosphaté ; III. Calcaires sublithographiques ; IV. Calcaires rouges ; V. Calcaires bioclastiques ; VI. Intraclastes ; VII. Fractures et veines calcitiques ; VIII. Microstylolites.

COULEUR (C) : N. Noir ; Gc. Gris-clair ; Gv. Gris-vert ; R. Rouge ; G. Gris.

LITAGE (L) : 1. 10 à 15cm ; 2. 15 à 25cm ; 3. 25 à 35cm ; 4. 35 à 50cm ; 5. 50 à 60 cm.

FOSSILES (F) : I. Inoceramus ; F. Favusella wachitensis ; T. Textulariella sp. ; Rb. Rotalipora balernaensis ; gs. G. groupe stephani ; r. G. renzi ; sc. G. schneegansi ; li. G. linnei ; si. G. sigali ; cr. G. coronata ; cn. G. concavata ; p. G. primitiva ; l. G. lapparenti ; m. G. marginata ; a. G. angusticarinata ; f. G. groupe fornicata ; He. Hedbergella sp. ; Gu. Gumbelina sp.



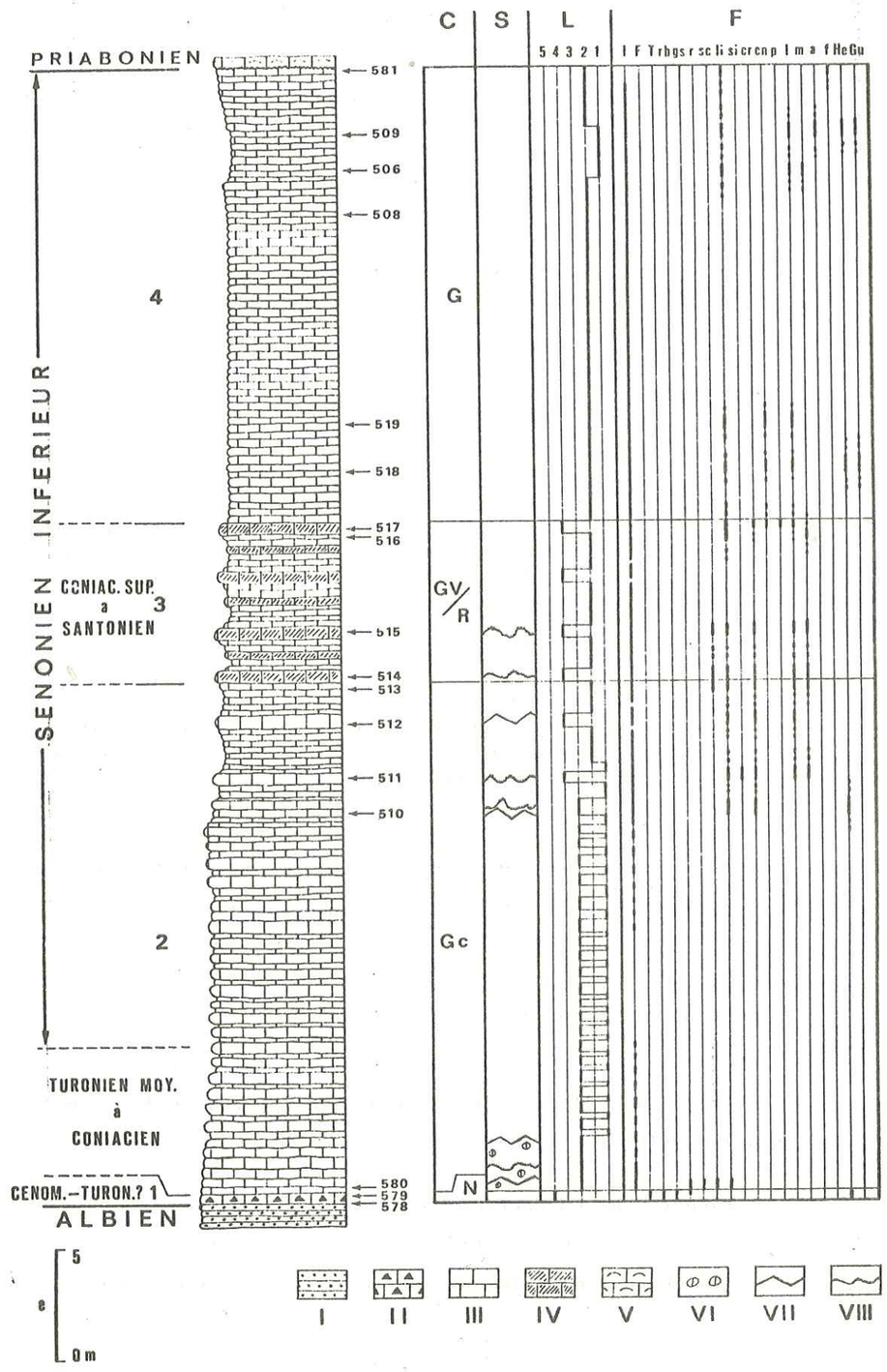


Fig. 14. Coupe du Crétacé supérieur de La Bionnière.

3. 7 à 7,5m en bancs de 25 à 50cm, de calcaires sublithographiques gris-vert et rouges avec passages graduels entre eux. Ce sont les "Couches à grandes Rosalines" des auteurs.
Il s'agit de biomicrites (éch. 514 A et 516) et de biomicrites ferrugineuses (514 B, 515 et 517) avec toutes les transitions possibles entre les deux ; les fossiles sont des Hedbergelles, débris d'Inoceramus, même assez grands dans les niveaux rouges, quelques petits Lamellibranches à test mince, rares spicules et Calcisphères et d'abondants *Globotruncanas : G. linnei, G. coronata, G. lapparenti, G. marginata, G. cf. marginata, G. schneegansi, G. primitiva, G. concavata* (ces deux derniers au sommet du niveau). L'association signale le Coniacien supérieur - Santonien.
La matrice est une micrite fine ; la couleur rouge de certains niveaux est dûe à la présence d'abondants oxydes de fer (hematite) qui imprègnent la micrite d'une façon diffuse ; ils se retrouvent à l'intérieur des microfossiles, se disposant entre les interfaces granulaires du remplissage sparitique ; curieusement c'est dans ces niveaux rouges qu'on trouve quelques grains de quartz et phosphate, ces derniers étant plus abondants.

4. 20 à 20,5m de calcaires sublithographiques gris schistosés, en bancs de 15 à 25cm. Ils correspondent à des biomicrites (éch. 506-508-509) et à des micrites fossilifères (éch. 518-519-581), les fossiles sont des Hedbergelles, Gumbelines, débris d'Inoceramus (plutôt rares), rares Calcisphères et *Globotruncanas* parmi lesquelles on reconnaît à la base (éch. 518-519) *G. linnei, G. lapparenti, G. concavata* et au sommet (éch. 506-508-509 et 581) *G. linnei, G. lapparenti, G. concavata, G. marginata, G. angusticarinata, G.* groupe *fornicata.*
L'ensemble marque le Sénonien inférieur, peut être déjà le Santonien ; la matrice est micritique avec de très petits grains de pyrite ; on trouve aussi dans les premiers mètres de rares grains de quartz et de phosphate.

Au-dessus, vient en transgression le Nummulitique (calcaires priaboniens). L'épaisseur du Crétacé supérieur à la Bionnière serait ainsi de 50 à 51m ; cette épaisseur est considérée pour nous comme un maximum dans le Secteur de l'Etale.

5°/- Conclusion sur le Crétacé supérieur :

Le Crétacé supérieur de l'Etale a une épaisseur variable, mais toujours modeste (15 à 50m). Il est certainement incomplet vers le haut du fait des érosions antenummulitiques.

Il débute par un conglomérat phosphaté remaniant le sommet des grès noirs. La faune y est en grande partie remaniée. Ce conglomérat est au moins vraconien mais sans doute essentiellement cénomanien, peut être pro-parte Turonien inférieur.

Le reste de la formation est constitué en continuité par des calcaires sublithographiques à microfaune pélagique présentant une intercalation de

"couches rouges" plus bioclastiques. Ces calcaires semblent pouvoir aller du Turonien moyen au Sénonien inférieur (Santonien).

Il faut noter que le Cénomanien n'a pu être vraiment caractérisé. Les auteurs (J. ROSSET, 1956 ; B. PAIRIS, 1975, etc...) ont montré qu'il pouvait dans des secteurs voisins se présenter tantôt (ou pro-parte) sous le faciès de brèche phosphatée, ou même de grès glauconieux, tantôt (ou pro-parte) sous les faciès de base des calcaires sublithographiques.

En ce qui concerne l'ambiance de dépôt il semble que le régime perturbé de l'Albien avec ses nombreux remaniements a pu persister au Cénomanien et jusque dans le Turonien. B. PAIRIS (1975) dans Platé aboutit à des conclusions analogues : *"Ce n'est qu'à partir du Turonien supérieur que s'installe en fait une sédimentation plus calme"*. Le passage d'un type de sédimentation à l'autre peut se réaliser plus ou moins tôt, en des points même relativement voisins.

Pour les auteurs (L. MORET, 1934 ; J. CHAROLLAIS, 1962 ; B. PAIRIS, 1975, etc...) cette sédimentation calme, pélagique, sans glauconie ni apport détritique est l'indice d'une mer profonde ou tout au moins *"largement ouverte"* (B. PAIRIS), hors de la plate-forme. Ce sera également notre conclusion.

L'intercalation de "couches rouges" pourrait correspondre cependant à un épisode moins profond.

Le caractère plus grossier de ces couches, l'abondance accrue des débris d'Inocerames, la présence de quelques quartz, de phosphates, d'oxydes de fer font penser en tous cas à un retour passager à un milieu plus perturbé avec apports bioclastiques, voire détritiques.

Quant à la teinte "rouge", L. MORET y voyait l'indice de la destruction de dépôts latéritiques formés à la surface des terres émergées. J. ROSSET évoquait une autre possibilité : formation de sels ferriques sur place, en milieu oxydant.

Quoi qu'il en soit les rivages devaient être assez éloignés. Il faut aller dans la Chartreuse et le Vercors pour trouver un Crétacé supérieur plus littoral (L. MORET, 1934).

F. LE NUMMULITIQUE.

1°/- Généralités :

Après le Crétacé supérieur prend place une longue période d'émersion

avant le retour des mers nummulitiques. Cette émersion ne semble pas s'être accompagnée de plissements notables dans les chaînes subalpines septentrionales, encore que divers auteurs aient signalé çà et là de petits plis ou des voûtes tronquées par la transgression nummulitique (J. CHAROLLAIS, 1962 ; B. PAIRIS, 1975). Les discordances angulaires, quand elles existent, sont toujours très faibles.

Une tectonique de failles semble par contre s'être manifestée. Les mêmes auteurs, également J. MARTINI (1970), ont signalé des failles scellées par la transgression nummulitique. B. PAIRIS insiste sur le rôle de ces failles qui ont, dans Platé, *"non seulement dirigé l'érosion du Mésozoïque avant le Nummulitique"* mais *"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"*.

Sur cette surface mésozoïque érodée on peut trouver synthétiquement et de bas en haut d'après les auteurs :

- des poches sidérolitiques ;
- des lambeaux conservés d'une première transgression lutétienne ("couches à Grandes Nummulites") et même localement Ypresienne (J. MARTINI, 1962) ;
- des couches lacustres et fluvio-lacustres lutétiennes et priaboniennes, surmontées elles mêmes de couches saumâtres (couches des Diablerets) fréquemment ligniteuses ;
- enfin de nouvelles couches marines largement transgressives. C'est la classique trilogie "priabonienne" de L. MORET :
  - . "Calcaires à Petites Nummulites" ;
  - . Marnes bleues à Globigerines puis marnes micacées ;
  - . Grès terminaux.

Ce schéma demanderait évidemment à être nuancé dans le détail. En particulier il est reconnu que les faciès de la trilogie "priabonienne" sont largement hétérochrones et peuvent monter, surtout vers l'extérieur, dans l'Oligocène.

Par ailleurs des Microcodium, témoins de paléo-sols (A.M. BODERGAT, 1974), carient et encroûtent fréquemment la surface des calcaires mésozoïques sous la transgression nummulitique et peuvent se retrouver dans les couches "fluvio-lacustres" et saumâtres intercalaires. Ils peuvent aussi se retrouver, remaniés dans les couches marines.

Disons tout de suite que dans notre secteur d'étude nous n'avons jamais trouvé de sidérolitique. Il semble cantonné à des zones plus externes. Nous n'avons jamais non plus rencontré de Microcodium, ni dans des encroûtements sur le Mésozoï-

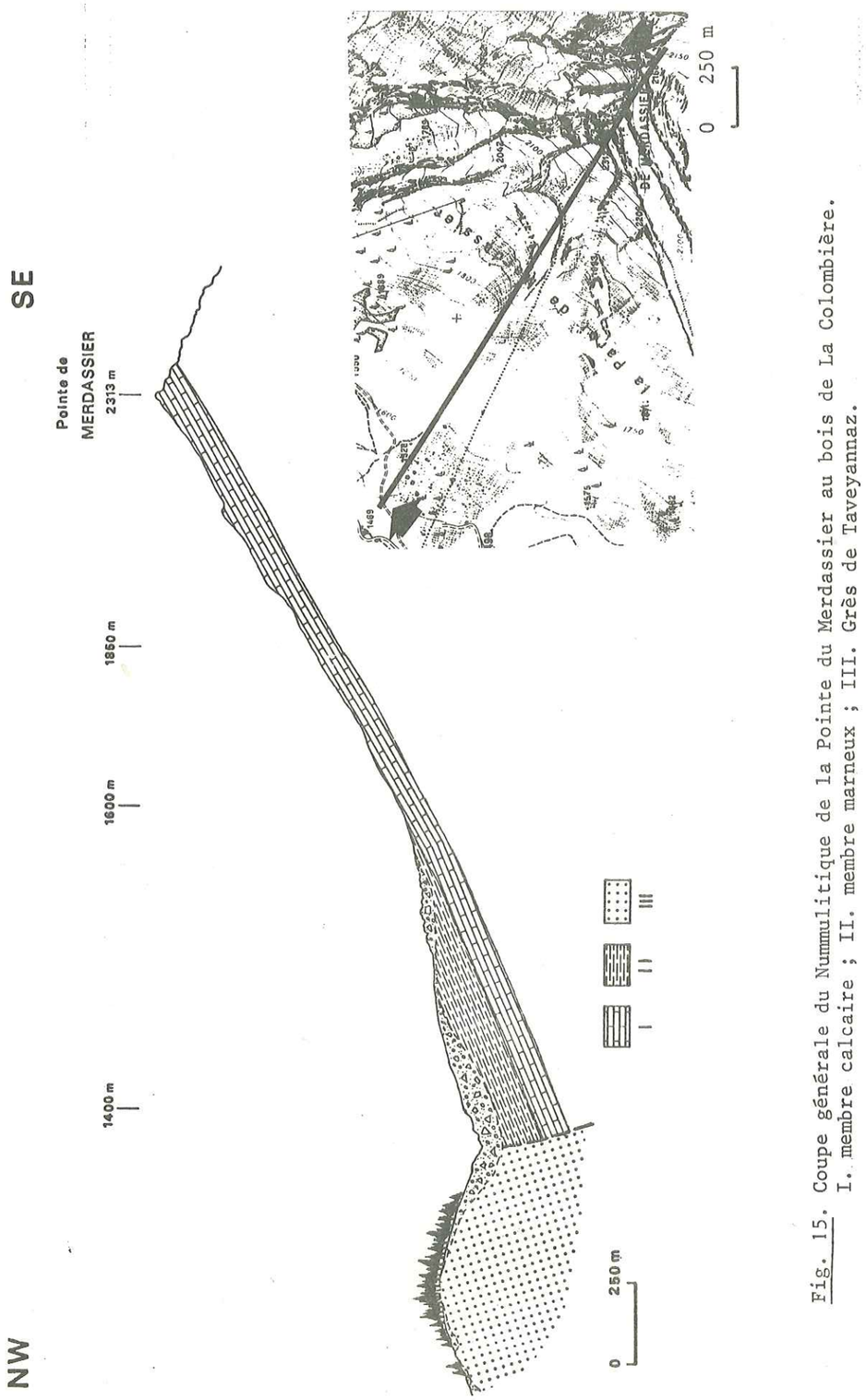


Fig. 15. Coupe générale du Nummulitique de la Pointe du Merdassier au bois de La Colombière.
I. membre calcaire ; II. membre marneux ; III. Grès de Taveyannaz.

que, ni même à l'état remanié dans les couches marines. Aucune trace non plus de couches lacustres ou fluvio-lacustres ou saumâtres intercalées dans les couches marines.

Nous n'aurons donc à examiner dans ce qui suivra que trois ensembles (fig. 14) :

- les "Calcaires Nummulitiques" ;
- les "Marnes" ;
- les "Grès".

Les meilleurs affleurements de calcaires et marnes se situent à la pointe de Merdassier et à l'Etale où seuls affleurent les calcaires. Plus au Sud, ils sont ou bien en partie érodés ou bien recouverts en grande partie par la végétation et des produits détritiques. Les grès terminaux affleurent à l'ouest, le long des routes du Col de la Croix Fry et du Col du Merdassier.

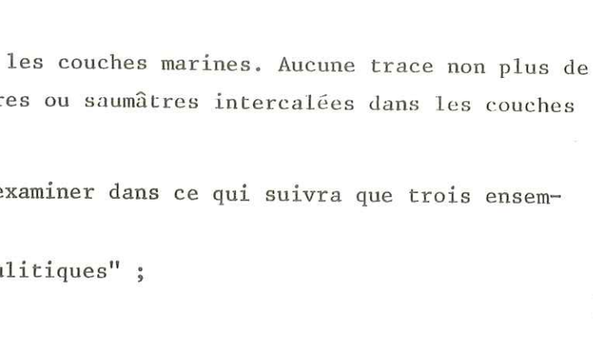
Une coupe E-SE - W-NW qui passe par la Pointe de Merdassier (fig. 15) illustre la disposition de ces trois types lithologiques, ainsi que leurs caractères morpho-structuraux.

Légende de la figure 16.

LITHOLOGIE ET STRUCTURES (S) : I. Calcaires sublithographiques ; II. Calcaires microcristallins ; III. Calcaires spathiques ; IV. Calcaires bioclastiques ; V. Microveines et microstylolites ; VI. Fracturation tectonique.

COULEUR (C) : G. Gris ; Gf. Gris-foncé ; Gb. Gris-brun ; Gn. Gris-noir.

LITAGE (L) : 1. 20 à 30cm ; 2. 30 à 60cm ; 3. plus de 1m.



FOSSILES (F) : A. Algues ; L. Lamellibranches ; E. Echinodermes ; G. Gastéropodes ; B. Bryozoaires ; P. Polypiers ; Ba. Brachiopodes ; O. Ostracodes ; T. Textularidés ; M. Miliolidés ; Gl. Globigerines ; Op. Operculines ; Gr. Grzibowskia (Heterostegines) ; Am. Amphistegines ; As. Asterocyclines ; Ac. Actinocyclines ; D. Discocyclines ; Ni. Nummulites incrassatus ; Nc. N. chavannesi ; NG. N. groupe chavannesi ; Ng. N. garnieri ; Nt. N. stellatus ; Nf. N. fabiani.

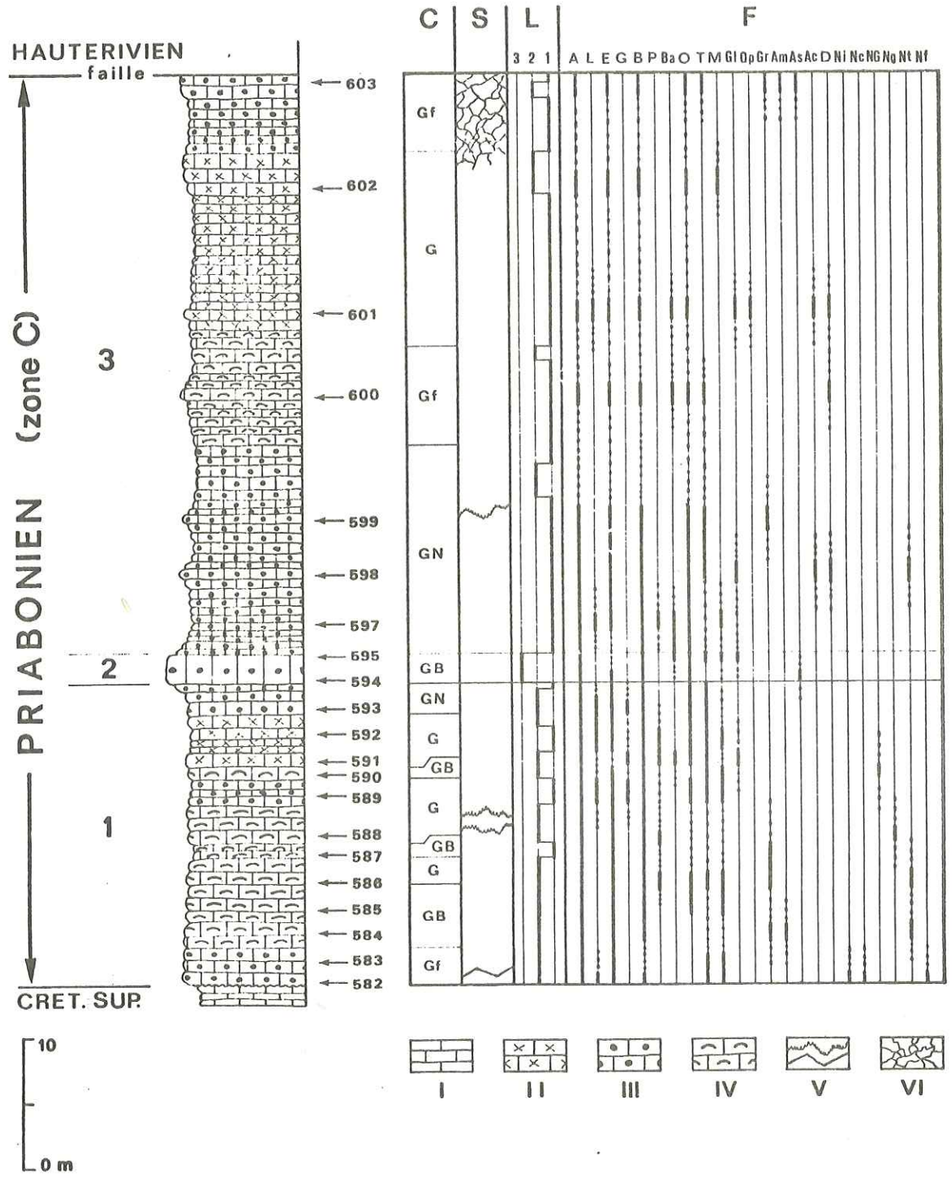


Fig. 16. Coupe du Nummulitique de La Bionnière.

2°/- Les "Calcaires à Petites Nummulites" :

Leur épaisseur assez constante est d'environ 80 à 100m. Leur cassure est grise à gris-noir, leur patine blanche. Ils se distinguent ainsi parfois assez mal du Crétacé supérieur dans le paysage. Néanmoins, généralement, la distinction reste aisée du fait de l'épaisseur plus grande de leurs bancs et de leur tendance à donner des falaises plus nettes que le Crétacé supérieur.

La coupe que nous avons effectuée se situe à La Bionnière (fig. 16). Nous ne la décrirons pas en détail car les faciès sont très monotones.

Du point de vue macrofaciès, les premiers bancs sont parfois assez gréseux et glauconieux. Ils renferment, de-çi, de-là, quelques petits galets arrachés au substratum Crétacé supérieur immédiat, mais jamais ils ne constituent véritablement un conglomérat. L'ensemble est spathique, bioclastique. On y reconnaît des Algues, des petites Nummulites, parfois des Polypiers isolés et des restes d'Oursins et de grandes Huîtres. Plus rarement ils deviennent microcristallins. On n'observe pas de passées schisteuses entre les bancs.

L'étude des lames minces confirme la présence abondante (voir fig. 16) d'Algues (dans tous les échantillons) de Lamellibranches, de Gastéropodes, de débris d'Echinodermes, Bryozoaires, de Polypiers, de Brachiopodes, d'Ostracodes, de nombreux Textulariidés, de Miliolidés indéterminés, de rares Globigérines, des Operculines, des Heterostegines, des Amphistegines, des Asterocyclines, des Actinocyclines, des Discocyclines et des Nummulites, ces dernières mal représentées, existant surtout dans la partie inférieure.

Les Nummulites correspondent toutes à des formes nettement priaboniennes. Ainsi, dès le premier mètre, on trouve : *N. aff. fabianii, N. incrassatus, N. chavannesi* (éch. 582) ; ensuite plus haut *N. stellatus* (éch. 584 et 598) et *N. cf. garnieri* (éch. 588), *N.* groupe *chavannesi ?* (éch. 590). On peut conclure que l'âge de l'ensemble des calcaires est Priabonien (zone C de BLONDEAU et al., 1968).

L'ambiance de dépôt est nettement littorale, plus précisément infralittorale, ce qui est admis depuis longtemps par les auteurs. Nous n'insisterons donc pas sur ce point, renvoyant pour plus de détails aux ouvrages de L. MORET (1934), J. ROSSET (1956), J. CHAROLLAIS (1962). J. CHAROLLAIS en particulier conclut à une mer *"peu profonde, chaude, aux eaux pures et agitées, où se développaient une faune et une flore luxuriantes".*

A noter enfin, que nous n'avons pas retrouvé dans la base de ces

calcaires les "quelques Grandes Nummulites" mentionnées par L. MORET. Rien dans ce secteur de l'Etale n'indique donc une transgression lutétienne antérieure.

3°/- Les marnes :

Aux calcaires succèdent classiquement, généralement, dans la trilogie, de manière progressive mais assez rapide, des "marnes ou schistes bleus à Globigérines" passant vers le haut à des marnes ou schistes micacés (parfois à écailles de Meletta). J. ROSSET (1956), dans la partie nord de la chaîne des Aravis, retrouve cette succession mais il note que les schistes micacés sont peu puissants (quelques mètres à quelques dizaines de mètres) et que les marnes bleues paraissent vers le NE se développer de plus en plus, en remplaçant progressivement la totalité des calcaires.

Dans le secteur de l'Etale nous n'avons pu prendre qu'une idée très imparfaite du membre "marneux" car il n'affleure que très peu et de manière très discontinue. Compte-tenu de la régularité des pendages, son épaisseur totale paraît être de l'ordre de 150 mètres dans la partie nord de notre secteur. Nous n'y avons jamais trouvé d'écailles de Meletta.

Vers le sud, ces marnes paraissent se réduire très vite au point qu'au Col de Merdassier et sur le versant nord de La Bionnière, les Grès de Taveyannaz reposent directement sur les calcaires. Mais s'agit-il d'un contact stratigraphique ? Il nous paraît plus probable qu'il s'agit là d'un contact tectonique de "retrocharriage". G.G. SAWATZKI (1975) a signalé déjà dans les flyschs du synclinal de Thônes diverses structures qui ne lui paraissent pouvoir s'interpréter que comme de tels retrocharriages. Les Grès de Taveyannaz ne seraient ainsi strictement autochtones que vers le nord. Au sud, en approchant de la klippe de Sulens, ils seraient décollés et retrocharriés jusque sur les calcaires nummulitiques. De nombreux plissottements sont d'ailleurs observables dans ces grès sur le versant nord de La Bionnière.

Le contact basal des marnes avec les calcaires n'a pu être observé qu'en un point, sur le versant NW de la Pointe de Merdassier, entre 1500 et 1515 mètres, le long d'un sentier qui court parallèlement aux téléskis. On passe d'un calcaire spathique massif à Algues, Nummulites, Bryozoaires, Miliolidés, Textularidés, Echinodermes et Gasteropodes à un calcaire argileux schistosé à patine bleutée (fig. 17), puis rapidement à des marnes à patine rougeâtre et cassure grise à noir-brunâtre qui deviennent déjà légèrement micacées.

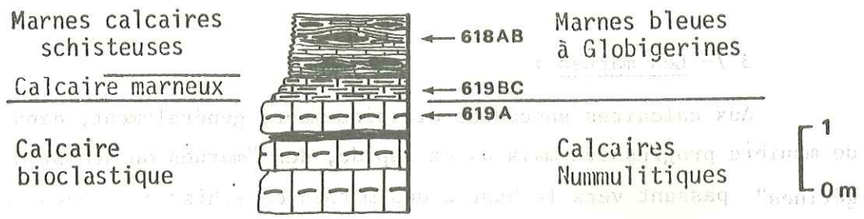


Fig. 17. Le contact Calcaires - Marnes nummulitiques sur le revers occidental de la Pointe de Merdassier.

Au microscope, les calcaires argileux schistosés s'avèrent être des biomicrites (éch. 619 B-C) à des dismicrites argileuses (éch. 448-449-452) ; Parmi les fossiles encore relativement abondants (30-40%), on reconnait principalement des Operculines, Globigerines, Ostracodes, rares Textulariidés et Miliolidés, débris de Nummulites (très peu), Discocyclines, Astérocyclines, quelques Lamellibranches et Echinodermes et rares débris de Bryozoaires et d'Algues. Toute cette faune assez bien conservée, ne paraît pas provenir des remaniements des assises sous-jacentes. A la base, au contact avec les calcaires à petites Nummulites, on voit dans les premiers 20 à 30cm des traces d'organismes fouisseurs. Leurs terriers sont recristallisés en sparite.

La matrice micritique argileuse des calcaires schistosés est tantôt gris-clair, tantôt brun-rougeâtre ferrugineuse. Cette dernière teinte prédomine vers le haut, en même temps, apparaissent quelques grains de quartz, glauconie et phosphate et traces charbonneuses ; les fossiles deviennent également plus rares (Globigerines et Ostracodes). Mais encore une fois, nous n'avons pu observer que la base de la série.

A noter encore que nous n'avons pas trouvé dans ce secteur de l'Etale de lentilles conglomératiques identiques à celles que J. CHAROLLAIS (1962) signalait plus à l'extérieur.

Cette série constitue la série normale des Calcaires à petites Nummulites dans le cadre général d'une transgression. En effet le changement graduel de faciès, d'un terme plutôt calcaire jusqu'à un terme nettement argileux nous signale un approfondissement continu : on passerait ainsi pendant le dépôt des Marnes bleues à Foraminifères, puis des schistes micacés, d'un milieu infralittoral à un

milieu plus profond.

Quant à l'âge de ces marnes, étant donné l'absence de microfaune caractéristique, nous n'avons aucun moyen de le déterminer. Il pourrait être encore Priabonien ou déjà Oligocène inférieur.

4°/- Les grès :

Ils n'ont été vus que très sommairement. Ils n'affleurent guère en effet qu'à l'W du torrent du Merdassier, aux limites de notre secteur.

Il s'agit en réalité d'une série schisto-gréseuse mais où dominent toutefois nettement les grès grossiers et microconglomératiques en gros bancs. Ils sont rapportés par les auteurs au GTT (Grès de Taveyannaz typiques). Leur épaisseur paraît importante. Ils sont de couleur vert-foncé, fréquemment mouchetés. L'altération météorique donne souvent des boules en surface.

Selon G.G. SAWATZKI (1975) les GTT sont caractérisés par leur richesse en éléments volcaniques (plus de 60%) essentiellement andésitiques, mais on y trouve aussi "des fragments de roches plutoniques granitoïdes et en moindre proportion de roches sédimentaires locales". Le ciment des GT est formé de chlorites et de minéraux en grains fins, provenant de la destruction du matériel précédent. Dans des cas spéciaux, la calcite entre dans la composition du ciment. N'ayant rien à ajouter à ce sujet, nous renverrons aux études de SAWATZKI.

Nous noterons seulement que nous n'avons pas retrouvé ici de débris de roches sédimentaires. Et que l'aspect de nombreux éléments volcaniques nous a paru très frais. En particulier, de beaux plagioclases zonés sont pratiquement inaltérés. Quant à l'origine de ces éléments volcaniques, elle a été et est toujours très discutée. Il est hors de notre propos d'entrer dans ce débat. Nous renverrons pour cela à G.G. SAWATZKI (1975). Ce dernier penche pour une origine à partir d'un édifice élevé, supérieur même aux unités austro-alpines, qui se serait trouvé à la limite Eocène-Oligocène à proximité des rivages de la mer du flysch nord helvétique. Nous soulignerons seulement l'absence de ces éléments volcaniques dans le flysch ultrahelvétique, ce qui n'est pas sans poser de sérieux problèmes paléogéographiques. Plus récemment J. DIDIER & J. LAMEYRE (1978) ont découvert dans les grès et brèches du Merdassier des filons de tufs intrusifs qui leur paraissent "*appuyer l'hypothèse d'une origine locale des éléments andésitiques de cette formation, et du synchronisme du volcanisme et de la sédimentation !*". A la suite de quoi, ils envisagent l'existence "*d'un arc volcani-*

que paléogène dans les zones externes des Alpes occidentales.

En ce qui concerne l'âge des Grès de Taveyannaz nous n'apportons aucun élément puisque nous n'y avons trouvé aucune faune.

G.G. SAWATZKI n'avait trouvé qu'une faune remaniée à l'exception peut être d'une dent de requin non caractéristique. Il admettait, comme les auteurs, un âge Eocène supérieur - Oligocène inférieur, en soulignant toutefois que ces "flyschs" étaient sans doute hétérochrones. Le terme gréseux terminal de la trilogie nummulitique est certainement plus jeune à l'extérieur, où il se fond vers le haut dans la base des molasses lacustres miocènes.

Le dépôt de cette série gréseuse terminale correspond en tous cas au comblement progressif par l'est de la mer nummulitique grâce à des apports accrus en provenance des nappes en marche.

5°/- Conclusion sur le Nummulitique :

La période d'émersion post Crétacé supérieur n'a laissé dans le secteur de l'Etale aucun dépôt continental ou fluvio lacustre, aucune trace même de sol à Microcodium.

La transgression nummulitique s'y fait de manière franche mais sans conglomérat notable. Elle se fait en relative concordance sur un Crétacé supérieur très érodé ne montant plus au delà du Santonien.

Nous n'avons relevé ni dans les épaisseurs de Crétacé supérieur conservé, ni dans les épaisseurs et les faciès du Nummulitique, de différences significatives de paléoreliefs ou paléofailles.

Les dépôts nummulitiques ont sans doute une épaisseur de plus de 400m et comprennent la trilogie classique, c'est-à-dire de la base au sommet :

- un membre calcaire (80 à 100m) ;
- un membre "marneux" (150 à 200m) : schistes ou marnes bleues à Globigérines puis schistes ou marnes micacés ;
- un membre gréso-micacé a grauwackes volcaniques (Grès de Taveyannaz).

Les calcaires sont datés du Priabonien. Il n'y a pas trace de Lutétien. Les marnes et grès ne sont pas datés. Il est classiquement admis qu'ils sont à cheval sur l'Eocène et l'Oligocène. La série paraît continue.

La transgression se développe au Priabonien, tout d'abord avec des faciès calcaires très riches en faune et flore (en particulier Foraminifères et Algues) correspondant à un milieu infralittoral. On passe ensuite avec les marnes à un milieu epibathyal, voire mesobathyal. Assez brusquement ensuite, survient un changement dans la sédimentation avec l'arrivée dans le bassin de grandes quantités de matériaux détritiques grossiers (grès et microconglomérats) où prédomine le matériel volcanique frais. La vitesse de sédimentation l'emportant alors sur la vitesse de subsidence, il se produit ainsi à la fin du Nummulitique un remblaiement et finalement un comblement du bassin.

III. LA STRATIGRAPHIE DU SECTEUR DU CHARVIN.

Au Charvin on rencontre à peu près la même succession que dans le secteur de l'Etale, mais elle n'est observable qu'à partir de l'Hauterivien. Ainsi l'étude stratigraphique du secteur du Charvin comprendra cinq formations majeures :

- L'Hauterivien - Barrêmien inférieur ;
- L'Urgonien (s.l.) (même sens qu'à l'Etale) ;
- L'Albien (= Gault) ;
- Le Crétacé supérieur ;
- Le Nummulitique.

Mais, du fait des complications tectoniques, nous serons obligés ici de citer quatre sous-unités superposées qui ne comportent pas toutes les mêmes terrains. Ce sont :

- L'écaille "Inférieure" ou "du Charvin" qui est la plus développée et également la plus complète du point de vue stratigraphique.
- Les écailles "Intermédiaires", très réduites et laminées, composées seulement par du Crétacé supérieur et du Gault.
- L'écaille "Supérieure", composée essentiellement d'Urgonien et de Nummulitique ;
- L'écaille des "Grès Intermédiaires", qui se superpose indifféremment aux trois autres sous-unités.

A. L'HAUTERIVIEN - BARREMIEN INFERIEUR.

1°/- Généralités :

C'est le seul membre de la série du Crétacé inférieur observable au Charvin. Encore n'apparaît-il que sur le versant oriental de la chaîne.

Entre La Goenne et le Mont Charvin, il est lui-même fortement laminé au point d'être réduit parfois à une brèche tectonique de quelques mètres dans le plan de l'accident tangentiel qui limite les secteurs de l'Etale et du Charvin. Au sud du Charvin, l'Hauterivien se développe plus largement en se complètant par la base du fait de l'enfoncement structural de l'accident tangentiel, et on peut suivre ses affleurements jusqu'à la Cluse de Faverges-Ugine où la chaîne entière s'enfonce sous les alluvions quaternaires. C'est dans cette cluse que l'on note depuis la route (Nationale 508) dans les derniers affleurements d'Hauterivien visibles, un très bel exemple de "slumping" (photo. 4).

La base de l'Hauterivien n'affleure jamais, mais ses parties moyennes et supérieures sont conformes aux descriptions que nous en avons faites dans le secteur de l'Etale. La seule différence notable réside dans la façon dont se fait le passage de l'Hauterivien à l'Urgonien (s.l.), comme nous allons le voir dans une coupe levée entre le Pas de l'Ours et les Aiguilles du Mont, dans le Golet de la Trouye.

2°/- Coupe type de l'Hauterivien supérieur - Barrêmien inférieur :

Cette coupe débute à 1720m, cote où apparaissent les premiers affleurements hauteriviens sous les débris récents. On voit successivement, de bas en haut et de l'est vers l'ouest (fig. 18) :

1. 30 à 35m d'une alternance de calcaires marneux schisteux et calcaires microcristallins gris-noir en bancs de 30 à 70cm. A la base, les calcaires marneux se présentent en diastèmes de 5 à 10cm. Les calcaires microcristallins sont des biomicrosparites (éch. 480) très argileuses avec intraclastes ; les fossiles sont des débris d'Echinodermes, spicules, débris de Lamellibranches, Miliolidés, Textularidés, fragments de Bryozoaires ; le quartz est peu abondant (1%) ; les intraclastes, plutôt rares, sont micritiques et grossièrement arrondis ; on y trouve aussi quelques grains de phosphate ; la matrice est une microsparite à sparite assez argileuse recristallisée en grande partie ; là où on voit de la recristallisation, on peut également voir des cristaux de dolomite et parfois des baguettes d'albite autigène.
   Les niveaux marneux schisteux correspondent au même type de roche que les bancs microcristallins, mais ils sont beaucoup plus argileux ; parfois on passe a de véritables marnes ; les fossiles sont des débris d'Echinodermes et Lamellibranches, spicules, rares Ostracodes et Miliolidés ; on voit aussi quelques pellets et le quartz est un peu plus abondant (3%) ; la matrice est une microsparite très argileuse complètement recristallisée et partiellement dolomitisée ; il y a de nombreux microjoints argilo-ferrugineux, parallèles à la stratification ce qui donne l'aspect schisteux à ces niveaux.

PLANCHE III

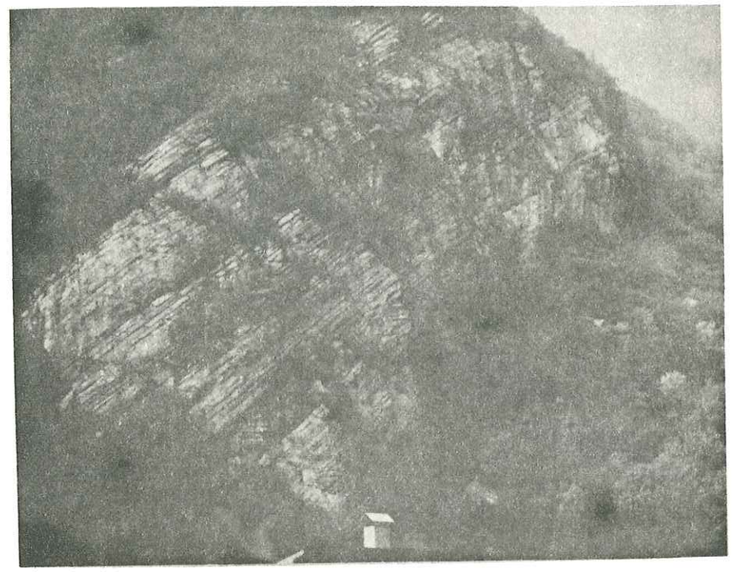
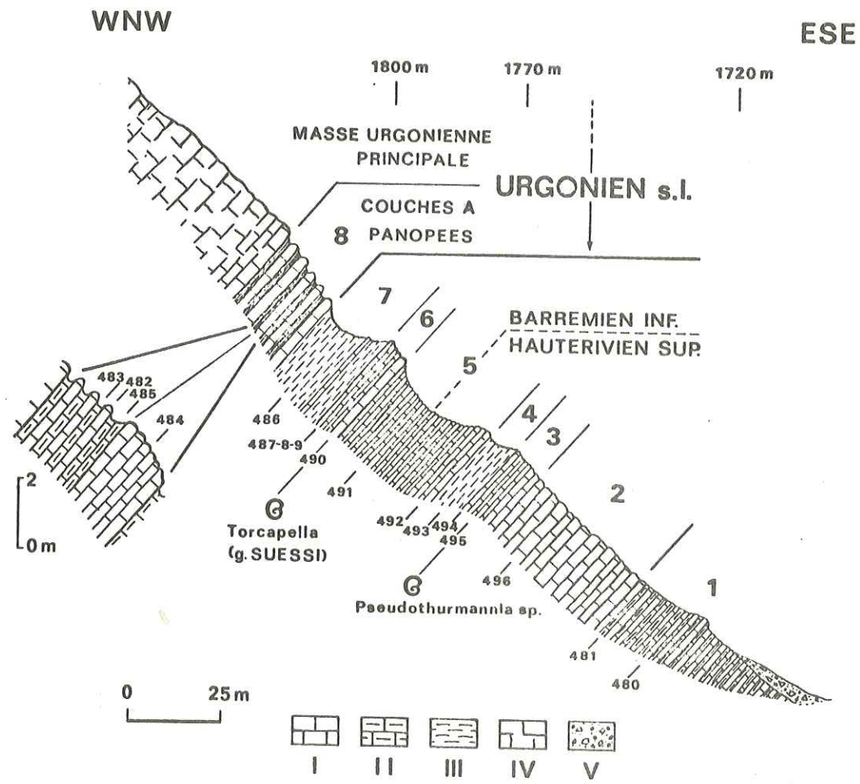


Photo. 4. "Slumpings" dans l'Hauterivien de l'Unité du Charvin. Vue prise sur le versant Nord de la Cluse Faverges-Ugine depuis la route.



I. Calcaires sublithographiques ;
II. Calcaires marneux ;
III. Marnes ;
IV. Calcaires massifs ;
V. Alluvions quaternaires.

Fig. 18. Le passage Hauterivien - Urgonien au Golet de la Trouye.

2. 40m d'une succession de bancs de 50 à 80cm de calcaires microcristallins à microspathiques gris-noir, séparés par des diastèmes schisteux de 5 à 10cm. Ce sont des biopeldismicrites (éch. 496) avec débris d'Echinodermes et Lamellibranches, Miliolidés, Textularidés, Rotalidés et Globigerinidés ; les pellets sont abondants (7%), le quartz aussi (3 à 5%) ; on voit quelques grains de phosphate et un peu de pyrite ; la matrice est une micrite à sparite argileuse recristallisée.

3. 8m d'une série de bancs de 30 à 50cm de calcaires microcristallins gris-noir avec des diastèmes schisteux de 5 à 10cm ; vers le sommet, les bancs deviennent plus schisteux. Ce sont des pelbiomicrosparites (éch. 494-495) avec des Miliolidés, Texturalidés, Globigerinidés, spicules, rares Ostracodes et débris d'Echinodermes et Lamellibranches ; les pellets sont très abondants (10 à 15%) et de taille comprise entre 0,10 et 0,20mm ; le quartz est aussi plus abondant que dans les calcaires précédents et on trouve des grains de phosphate et de rares oolithes ; la matrice microsparitiques à sparitique est en grande partie recristallisée. Dans ce niveau, on a collecté un fragment de *Pseudothurmannia sp.* (1) de l'Hauterivien supérieur.

4. 7 à 7,5m de calcaires marneux schisteux noirs. Ce sont des microsparites argileuses (éch. 493) peu recristallisées ; les fossiles peu abondants et recristallisés pour la plupart, correspondent à quelques spicules, rares Foraminifères (Miliolidés, Textularidés, Globigerinidés) et à quelques débris d'Echinodermes ; les pellets sont moins abondants (3 à 5%) ; il y a peu de quartz (1%) ; par contre, on trouve de nombreux fragments sparitiques petits (0,05 à 0,10mm) et angulaires ; la matrice est microsparitique très argileuse et partiellement recristallisée.

5. 28 à 29m d'une série de petits bancs de 15 à 30cm de calcaires microcristallins gris-foncé, séparés par des diastèmes schisteux de 5cm à 10cm. Ces calcaires correspondent à des biosmicrosparites (éch. 491-492). A la base, elles sont plus riches en pellets (5%), en quartz (3%) et en pyrite qui donne des taches rougeâtres en surface ; les fossiles sont toujours les mêmes, avec une prédominance de Foraminifères ; on voit quelques grains de phosphate ; la pyrite peu abondante forme de petits grains monocristallins ; la matrice est une microsparite un peu argileuse, recristallisée partiellement en grandes plages sparitiques où l'on peut trouver souvent des cristaux de dolomite.

6. 8m de calcaires microcristallins gris-foncé basal ayant une épaisseur de 2,5m, les bancs suivants 15 à 30cm. Les diastèmes schisteux ont 5cm. Ce sont des biodismicrites (éch. 487-488-489) à biopseudosparites (éch. 490), selon l'état de recristallisation de la matrice ; les fossiles sont les mêmes que dans les unités précédentes ; par contre les pellets et le quartz diminuent graduellement vers le haut (pellets 5% à la base et 2 à 3% au sommet ; quartz 1 à 2% à la base, pratiquement inexistant au sommet) ; on trouve quelques grains de phosphate ; la matrice est une micrite argileuse recristallisée ; cette recristallisation, accompagnée d'un développement de cristaux de dolomite est plus forte à la base. Dans le banc basal de cette

(1) Détermination faite par Monsieur R. BUSNARDO.

unité nous avons trouvé un moule de *Torcapella* (groupe Suessi) (1).
Cette unité serait ainsi l'équivalent de la barre calcaire qui précède la dalle urgonienne dans la coupe de l'Etale.

7. 18m de calcaires marneux schisteux gris-foncé avec quelques intercalations de calcaires microcristallins à la base. Ce sont des microsparites très argileuses (éch. 486) ; les fossiles sont peu abondants : quelques spicules recristallisés, quelques Miliolidés et Globigerinidés et rares Ostracodes ; très peu de pellets et de quartz ; la matrice est une microsparite très argileuse ; il y a de la pyrite relativement abondante formant des amas de petits cristaux ou des taches pigmentaires.

8. 20m d'une alternance apparente de bancs de 2m. Mais ces "gros bancs" sont en réalité composites et de deux types :
Un premier type est constitué par une succession de couches de 15 à 30cm de calcaires microcristallins gris-noir et le deuxième par une alternance de bancs de 15 à 30cm de calcaires marneux schisteux gris-noir. L'ensemble est l'équivalent des couches à Panopées de l'Urgonien de l'Etale.
Les calcaires microcristallins sont des dismicrites fossilifères, (éch. 482-484) à Foraminifères divers (Miliolidés, Textularidés et quelques Globigerinidés), spicules, quelques Ostracodes et rares débris d'Echinodermes ; les pellets peuvent être assez abondants (5%) ; le quartz est peu abondant (1 à 2%), associé à quelques grains de phosphate ; la matrice est une micrite argileuse à sparite fortement recristallisée, avec parfois des petits cristaux de dolomite.
Les calcaires marneux schisteux sont des dismicrites fossilifères extraclastiques très argileuses (éch. 483-485) ; les fossiles sont peu abondants : rares Ostracodes, spicules, Foraminifères (Miliolidés et Textularidés) ; on voit également de rares débris d'Echinodermes ; il n'y a pas de pellets ; par contre le quartz est plus abondant (3 à 5%) ; la matrice très argileuse est fortement recristallisée avec des cristaux de dolomite ; la pyrite forme des amas cristallins et on voit de nombreux microjoints ferrugineux.
Cette alternance se répète plusieurs fois, mais le type plus calcaire augmente graduellement en importance jusqu'à arriver aux premiers bancs complètement calcaires et massifs qui constituent la base de la masse urgonienne : calcaires périrécifaux blancs mal stratifiés.

D'après cette coupe, on voit que la limite Hauterivien supérieur - Barrêmien inférieur se situerait entre les niveaux 3 et 6, tandis que le niveau 8 de la coupe appartiendrait déjà à l'Urgonien (s.l.) et serait l'équivalent des couches à Panopées de l'Urgonien de l'Etale.

(1) Détermination faite par Monsieur R. BUSNARDO.

3°/- Conclusion à l'étude de l'Hauterivien du Charvin :

La coupe de l'Hauterivien du Charvin montre quelques différences avec celle de l'Etale mais essentiellement au niveau des alternances lithologiques. Elles sont ici moins régulières et moins monotones, si bien que l'aspect d'ensemble est plus contrasté, et ce, jusque dans les couches à Panopées.

Mais les microfaciès sont sensiblement identiques. Il ne semble donc pas qu'il y ait de différences significatives dans l'ambiance de dépôt.

B. L'URGONIEN.

Dans le secteur du Charvin, l'Urgonien (s.l.) se montre dans deux zones différentes.

- Sur le versant oriental, il constitue une falaise qui partant de la Cluse d'Ugine s'élève jusqu'à l'aplomb du Lac du Charvin, pour disparaître ensuite tectoniquement : c'est l'Urgonien de l'écaille "Inférieure" du Charvin.
- Il réapparaît plus au nord-ouest, sur le versant occidental de la chaîne, en contrebas de La Goenne, y formant une falaise qui longe ce sommet du côté nord, et qui se prolonge jusqu'au Fier (1750m) ; il forme ainsi l'ossature de l'écaille "Supérieure" : c'est dans cet Urgonien de l'écaille "Supérieure" que nous avons récolté en place un *Hibolites*(1).

L'épaisseur maximale de l'Urgonien de l'écaille "Inférieure", quand il n'est pas diminué par la tectonique, est d'environ 150m, comme à l'Etale, tandis que celui de l'écaille supérieure ne dépasse guère 50 mètres.

En ce qui concerne les faciès, ils sont les mêmes que ceux de l'Etale : calcaires riches en éléments biodétritiques, en intraclastes, avec parfois des pseudoolithes, des niveaux à dolomitisation intense et des niveaux à Orbitolines, qui peuvent, dans certains cas, former de véritables amas d'organismes.

Les seules différences notables résident dans la façon dont se fait le passage à l'Hauterivien (couches à Panopées, sous-chapitre précédent). Au sommet de l'Urgonien de l'écaille inférieure, on trouve les mêmes faciès gréseux qu'à l'Etale avec leurs abondantes Orbitolines gréseuses et des niveaux dolomitisés riches en Polypiers. Ces calcaires sont surmontés avec limite nette, mais sans qu'on

(1) Détermination faite par Monsieur R. COMBEMOREL.

observe ici de pseudo-brèche urgonienne, par des calcaires glauconieux, riches en fer contenant d'abondants débris d'Echinodermes et Lamellibranches (grès Albiens).

Par contre, l'Urgonien de l'écaille "Supérieure" est très réduit (fig. 19) (épaisseur maximum 40-50m).

Cette réduction d'épaisseur de l'Urgonien de l'écaille supérieure ne parait pas être tectonique bien que l'on soit ici tout près de la base de l'écaille. On trouve en effet presque toujours à la base un peu de Barrêmien inférieur à nombreux spicules et Toxaster reconnaissables (couches à Panopées) passant progressivement à l'Urgonien proprement dit. Par contre, on ne retrouve pas aux microfaciès la partie supérieure de l'Urgonien. La réduction s'est donc opérée par érosion à partir du sommet. Cet Urgonien se montre également recouvert directement par le Nummulitique : tantôt par des calcaires gréseux nummulitiques (sommet de La Goenne) tantôt par des brèches nummulitiques (fig. 19) (en approchant de la klippe). Il est donc raisonnable de penser que cette érosion est anténummulitique. D'ailleurs la surface de l'Urgonien sous ce Nummulitique est fréquemment bréchifiée et parcourue par d'innombrables filonnets clastiques ocracés à matériel gréso-glauconieux sans doute repris de l'Albien- où l'on trouve de-çi, de-là, une Nummulite.

De tels filonnets clastiques qui s'élargissent par places en petites plages gréseuses se retrouvent parfois jusque dans les couches basales à Panopées.

L'Albien et le Crétacé supérieur ne se retrouvent qu'en galets ou blocs dans les conglomérats nummulitiques.

Un point paraissait cependant a priori poser des problèmes :

A une cinquantaine de mètres au SE du point où le sentier venu des chalets de l'Aulp de Fier aborde la falaise qui limite au nord les écailles (fig. 19), on note un paquet albien important (pluridécamétrique). Il est surmonté et entouré, à l'aval et sur les côtés, par des brèches nummulitiques. Mais à l'amont, il paraissait a priori reposer stratigraphiquement sur un Urgonien très aminci. Il est constitué au surplus par des marnes gréseuses noirs surmontées de grès noirs, ce qui est la succession normale de l'Albien du secteur. Le contact avec l'Urgonien se fait au niveau d'un petit couloir herbeux (fig. 19). L'Urgonien sous-jacent est bréchique, parcouru de multiples filonnets clastiques à contours très nets. Le remplissage de ces fissures est constitué par le même matériel gréso-glauconieux qui se rencontre partout aux environs sous la transgression nummulitique. Cette brèche est une vraie brèche, différente de la pseudo-brèche qui se

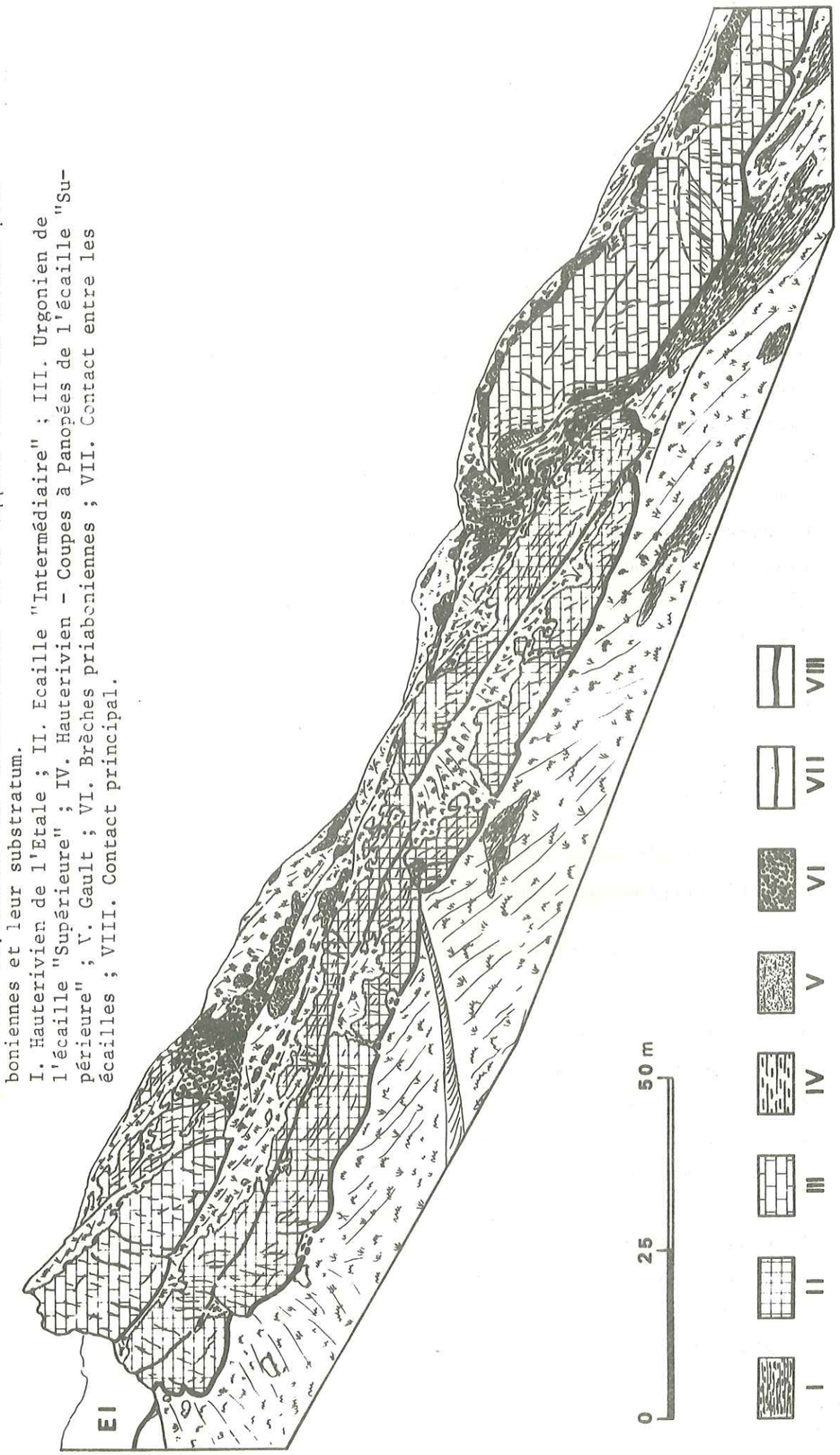


Fig. 19. Panorama de la falaise de La Goenne au-dessus du sentier du lac montrant les écailles "Supérieure" et "Intermédiaire" et le rapport entre les brèches priabonniennes et leur substratum.
I. Hauterivien de l'Etale ; II. Ecaille "Intermédiaire" ; III. Urgonien de l'écaille "Supérieure" ; IV. Hauterivien - Coupes à Panopées de l'écaille "Supérieure" ; V. Gault ; VI. Brèches priabonniennes ; VII. Contact entre les écailles ; VIII. Contact principal.

rencontre ailleurs (Etale) au sommet de l'Urgonien, quand il est recouvert par l'Albien en position non équivoque.

Dans le cas présent la brèche traduit une surface d'érosion. Mais cette surface d'érosion est-elle ante-albienne ou ante-nummulitique ?

Nous n'avons malheureusement pas ici trouvé de Nummulites dans le ciment gréso-glauconieux de la brèche sous le paquet albien. Nous pensons cependant qu'il doit s'agir là toujours de la brèche nummulitique et que le paquet albien est englobé dans cette brèche. L'érosion ante-nummulitique aurait ici simplement atteint des niveaux très bas de l'Urgonien. Un peu plus au NW d'ailleurs, au sommet de la falaise, sous le chemin, la brèche nummulitique paraît bien localement reposer sur les couches à Panopées elles-mêmes.

Au surplus, nous retrouvons ailleurs d'importants paquets albiens reposant sur ou englobés dans la brèche nummulitique ; le chemin précité en franchit un plus au sud, toujours dans l'écaille "Supérieure", et d'autres se rencontrent plus au sud encore sur les deux flancs du Col des Portettes dans l'écaille inférieure.

Inversement, nous n'avons jamais trouvé ailleurs de traces certaines d'une érosion ou d'un karst ante-albien.

C. L'ALBIEN.

1°/- Généralités :

L'Albien du Charvin affleure essentiellement dans l'écaille "Inférieure". Il est plus épais que celui de l'Etale.

Entre le Col du Fer et le Lac du Charvin, il occupe parfois les crêtes où il forme des pentes herbeuses, mais le plus souvent il reste en contrebas de celles-ci vers l'est et se traduit alors dans la falaise par une vire noire entre les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Urgonien.

Au nord du Lac du Charvin, il disparaît tectoniquement à la base de l'écaille inférieure un peu plus tard que l'Urgonien. Plus exactement, il ne subsiste là qu'en rares blocs disjoints associés à des lambeaux d'Urgonien.

Au sud du Col du Fer, il quitte les crêtes, y cédant la place à l'Urgonien et n'affleure plus que rarement, la couverture végétale devenant importante. Il finit par s'enfoncer obliquement sous l'écaille des "Grès Intermédiaires" et la klippe, au fond du vallon qui descend du Col du Fer vers Marlens. Il n'at-

teint donc pas la Cluse d'Ugine.

Dans les écailles "Intermédiaires", l'Albien, très tectonisé, est débité en écailles multiples avec le Crétacé supérieur.

Dans l'écaille "Supérieure" il n'existe (cf. précédemment) qu'à l'état remanié dans la brèche nummulitique.

L'Albien du Charvin est connu de longue date (FAVRE, 1867 ; HOLLANDE, 1881, ...). D. HOLLANDE citait déjà dans le conglomérat phosphaté du sommet (pour nous, base du Crétacé supérieur) une faune abondante dans laquelle il reconnaissait rapidement :

Inoceramus sulcatus, d'ORB. ;
Terebratula dutempleana, d'ORB. ;
Ammonites mammillatus, SCHIL. ;
Ammonites deluci, BRONG, etc... c'est-à-dire les fossiles du GAULT.

Mais aucune coupe détaillée de l'Albien du Charvin n'avait jusqu'ici été faite.

2°/- Etude d'une coupe type de l'Albien de l'écaille "Inférieure" :

Cette coupe se situe au flanc sud de la combe la plus méridionale du Charvin (encadré fig. 20), au SW des Aiguilles du Mont.

L'accès en est relativement aisé, l'Albien débordant ici des deux côtés de l'arête. La coupe a été levée de l'E-NE à l'W-SW. Elle montre successivement de bas en haut (fig. 20) :

1. 2 à 2,5m de grès calcaires glauconieux noirs fossilifères dolomitisés, en bancs de 10 à 20cm, avec quelques niveaux de couleur brunâtre plus fortement dolomitisés à la partie supérieure. Au microscope, ces grès calcaires correspondent à des extrabiosparites glauconieuses (éch. 18), les fossiles étant des plaques d'Echinodermes (15%) recristallisées, des débris de Lamellibranches et de rares Foraminifères ; les extraclastes sont du quartz (25%) et du feldspath subordonné, en grains angulaires de 0,05 à 0,25mm ; la glauconie (10 à 15%) apparait en taches intersticielles dans le ciment qui est une sparite ferrugineuse partiellement dolomitisée ; on voit des grains phosphatés (25%) arrondis ou ovales de 0,10 à 0,90 mm ; la pyrite est abondante (15%) sous la forme de petits grains monocristallins.
   Les niveaux plus dolomitisés de la partie supérieure (éch. 16) correspondent à des extradolosparites formés par environ 20% de quartz et feldspath, quelques débris d'Echinodermes et de Lamellibranches non dolomitisés le tout immergé dans une matrice formée par une mosaïque de cristaux de dolomite ; la pyrite et les oxydes de fer sont

très abondants ; la glauconie moins abondante (5%) se présente sous le même aspect que dans les niveaux moins dolomitisés. Quelques clastes centimétriques phosphatés s'y rencontrent, évoquant les clastes de la brèche phosphatée basale vue à l'Etale.

2. 5m de grès calcaires glauconieux noirs, schisteux à très schisteux dans les 3m supérieurs. Ce sont des grès glauconieux calcaires (éch. 17-19) avec quartz (+ feldspath) abondant (50%) à la base, diminuant vers le haut (35-40%). Ce quartz se présente en grains angulaires de 0,04 à 0,15mm ; on trouve aussi quelques paillettes de muscovite ; la glauconie, toujours autigène et intersticielle est plus abondante à la base (10%) que vers le haut (3%) ; le ciment est calcaire, partiellement dolomitisé, et assez ferrugineux ; les minéraux ferrugineux forment souvent des microveines opaques, arrangées parallèlement à la stratification, ce qui, avec l'orientation subparallèle des clastes de quartz et des paillettes de muscovite, produit la schistosité sédimentaire visible macroscopiquement.

3. 12,5m de grès calcaires glauconieux, noirs à vert foncé, schisteux, semblables à ceux de l'unité précédente, en bancs de 20 à 40cm avec des intercalations dolomitiques de 20cm. Les grès sont plus massifs et leur schistosité moins marquée que dans l'unité 2 ; le quartz varie entre 35 et 50%.
   Les intercalations dolomitiques (éch. 21 et 25) montrent une mosaïque de dolomite en grains cristallins de 0,02 à 0,06mm dans laquelle on voit quelques "fantômes" de bioclastes ; le quartz et la glauconie sont rares (environ 2%).

4. 5m en bancs massifs de plus de 1m, à limites mal définies, de quartzite rose à beige clair avec nodules dolomitiques. Au microscope (éch. 26), ces quartzites sont composés de quartz (85%) angulaires, en grains de 0,05 à 0,35m, très souvent soudés les uns aux autres ; on voit aussi de rares grains de feldspath (environ 1%) et quelques grains de biotite ; un ciment carbonaté (environ 15%) persiste, deçi, de-là ; il est constitué par de la dolomite.

5. 2m de grès calcaires glauconieux fins, vert-foncé, schisteux, semblables à ceux du niveau 3.

6. 13m de quartzites semblables à ceux du niveau 4.

7. 5,5m de grès calcaires-glauconieux vert-noir, dolomitiques, en bancs de 20 à 40cm. Ces grès sont formés (éch. 27), par des quartz (environ 60%) angulaires à subangulaires en grains de 0,05 à 0,15mm, avec de rares bioclastes de Lamellibranches, Foraminifères et quelques terriers de Vers ; la glauconie (environ 5%) est toujours interstitielle ; on voit aussi de rares paillettes de biotite ; le ciment est calcaire (fortement dolomitisé), argileux et ferrugineux.

8. 3 à 3,5m de calcaires gréseux, noir-vert, glauconieux, en bancs de 20 à 40cm avec stratification entrecroisée. Au microscope (éch. 28) il correspondent à des extrapseudosparites fossilifères glauconieuses et dolomitiques ; les fossiles (environ 10%) sont sous forme de bioclastes de Lamellibranches et Echinodermes, terriers de Vers et à quelques Foraminifères ; les extraclastes sont du quartz angulaire (environ 25%) et de la glauconie en grains détritiques (environ 10%);

la matrice est une sparite de recristallisation qui par endroits est fortement dolomitisée.

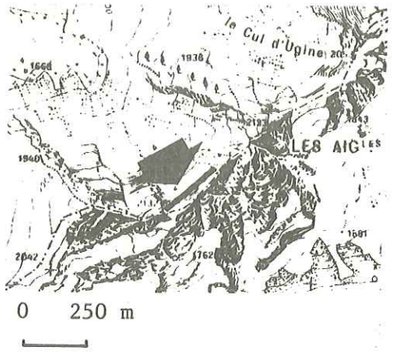
9. 4m en bancs massifs de plus de 1m, de quartzites semblables à ceux des niveaux 4 et 6 dans les deux premiers mètres, passant ensuite vers le haut à des grès glauconieux noir-vert semblables à ceux du niveau 7.

10. 2,5 à 3m de calcaires gréseux noir-brun en bancs de 20 à 40cm. Ce sont des extrasparites fossilifères (éch. 30) avec des bioclastes de Lamellibranches, plaques recristallisées d'Echinodermes et quelques Foraminifères ; les extraclastes correspondent à du quartz abondant 25%), angulaire à subarrondi, en grains de 0,05 à 0,25mm et à de la glauconie détritique (2%) ; le ciment est sparitique ; on voit aussi quelques rares grains phosphatés, tandis que la pyrite et les oxydes de fer sont rares.

11. 6,5m de grès calcaires gris-brun en bancs de 10 à 20cm avec stratification entrecroisée. Au microscope (éch. 31), on voit qu'ils sont formés par : du quartz abondant (45%), avec feldspaths subordonnés (< 1%) en grains de 0,08 à 0,45mm, angulaires à subarrondis, des plaquettes d'Echinodermes recristallisées, des débris de Lamellibranches et de rares Foraminifères ; le ciment est sparitique, faiblement dolomitisé ; la glauconie est rare (1 à 2%), de même que les autres minéraux ferrugineux.

12. 7,5m de grès calcaires glauconieux noir-vert en bancs massifs de plus de 1m. Ces grès (éch. 32) ressemblent beaucoup au grès des niveaux 7 et de la partie supérieure de 9. Ils sont seulement plus riches en glauconie et plus pauvres en quartz ; ils contiennent aussi quelques rares Foraminifères et débris de Lamellibranches ; le ciment calcaire ne présente pas de dolomitisation perceptible microscopiquement.

Légende de la figure 20.



LITHOLOGIE ET STRUCTURES (S) : I. Calcaires biodétritiques ; II. Pseudoconglomérat à galets phosphatés ; III. Calcaires gréseux ; IV. Grès calcaires dolomitiques ; V. Grès calcaires ; VI. Grès calcaires grossiers ; VII. Quartzite massif ; VIII. Grès phosphato-ferrugineux ; IX. Bancs et lentilles dolomitiques ; X. Stratification entrecroisée ; XI. Microveines à minéraux ferrugineux.

COULEUR (C) : N. Noir ; Nv. Noir-verdâtre ; Vn. Vert-noir ; Vf. Vert-foncé ; Nb. noir-brun ; Gb. Gris-brun ; G. Gris ; Rb. Rose-brun.

LITAGE (L) : 1. Schistosité sédimentaire ; 2. 10 à 20cm ; 3. 20 à 40cm ; 4. plus de 1m.

POURCENTAGE DE QUARTZ ET FELDSPATH (Q) : Feldspath = 1 à 5% du Quartz. POURCENTAGE DE GLAUCONIE (G). PRESENCE OU ABSENCE DE PAILLETTES DE MICA (M). DOLOMITISATION (D) : T. Totale ; A. Abondante ; F. Faible ; I. Inexistante.

FOSSILES (F) : F. Foraminifères ; L. Lamellibranches ; E. Echinodermes ; V. Terriers de Vers.

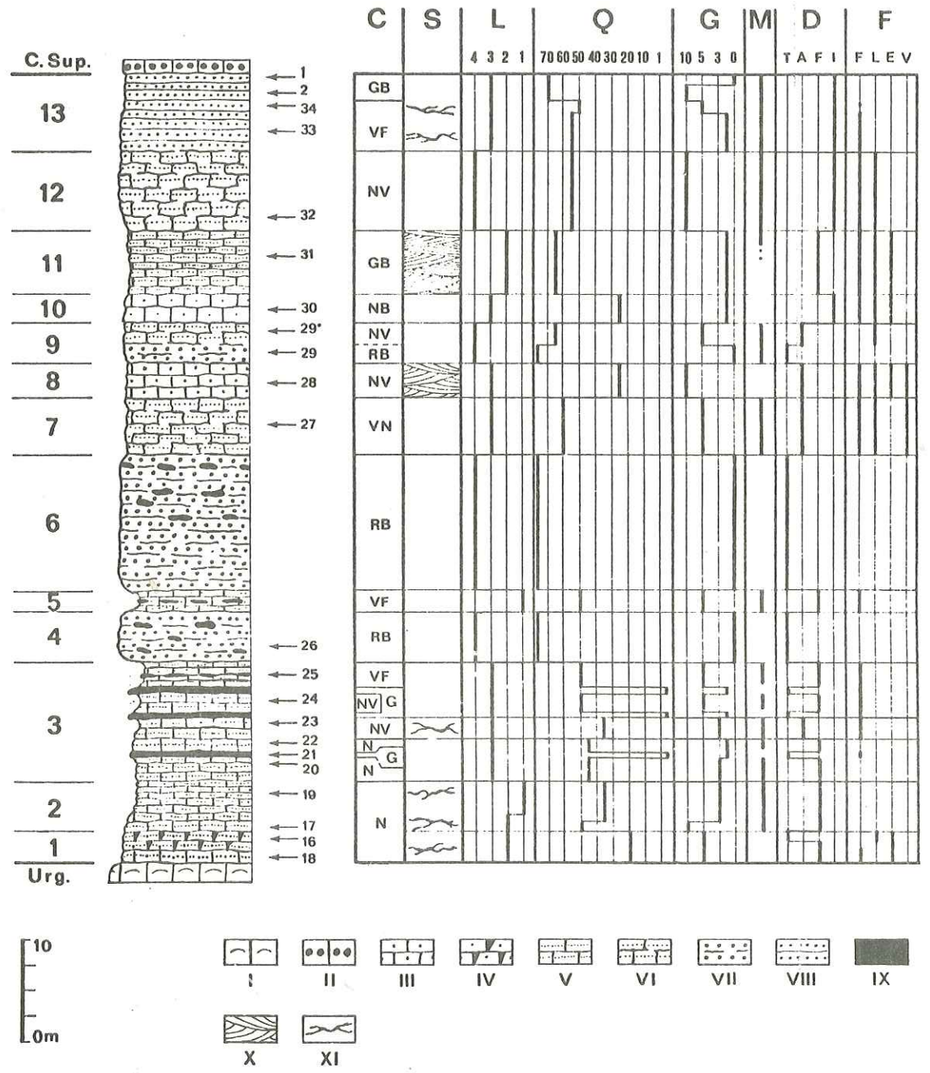


Fig. 20. Coupe de l'Albien au sud du Cul d'Ugine.

13. 7,5m de grès glauconieux, vert-foncé à gris-brun dans la partie supérieure, et disposés en bancs de 20 à 40cm. Ces grès sont formés par des grains de quartz angulaires de 0,05 à 0,20m en proportion variée (50 à 70%) ; On note quelques rares feldspaths (< 1%), des grains détritiques et taches intersticielles de glauconie (0 à 10%). On voit encore de très rares tests de Foraminifères, pour la plupart silicifiés ; le ciment est un mélange d'argile ferrugineuse, de silice microcristalline et dans quelques niveaux, d'un peu de calcite ; on voit aussi quelques microveines ferrugineuses.
Sur ce dernier niveau gréseux repose directement et apparemment en continuité stratigraphique mais avec un contact assez tranché, un conglomérat de 40 à 45cm dont les clastes correspondent à des fossiles phosphatés tels qu'Ammonites diverses, Gastéropodes, Lamellibranches, Brachiopodes, ... c'est le "béton phosphaté" classique que nous avons reconnu à l'Etale comme vraisemblablement déjà Cénomanien.

3°/- Conclusion à l'étude de l'Albien :

Il est ici quelque peu plus épais qu'à l'Etale mais son aspect, tant macroscopique que microscopique, est très semblable. On peut simplement noter les niveaux plus consolidés constitués par les quartzites rosés. Nous n'avons pas trouvé ici les "brèches phosphatées basales" mais le niveau 1 doit en être l'équivalent car nous y avons rencontré quelques clastes centimétriques du type de ceux rencontrés à l'Etale dans la brèche basale. Les niveaux 2 et 3 (grès fins schisteux) doivent correspondre aux "schistes gréseux noirs" vus à l'Etale à la base de la formation. Plus haut, il devient illusoire de tenter d'étroites parallélisations étant donné le caractère éminemment variable dans le détail de cette formation.

La limite avec l'Urgonien est nette mais la formation "albienne" repose toujours sur le même niveau urgonien à savoir les couches gréseuses à Orbitolines sommitales, ce qui paraît exclure une érosion de l'Urgonien avant le dépôt des grès et schistes noirs. Une lacune de sédimentation est par contre vraisemblable, de même que des remaniements à la base de ces mêmes grès (présence de clastes phosphatés dans le niveau 1 basal).

Nous avons évoqué par ailleurs à propos de l'Etale l'ambiance de dépôt, elle paraît être ici très semblable.

Quant à l'âge réel de cette formation, nous n'avons trouvé ici aucun fossile caractéristique permettant de l'apprécier.

La brèche phosphatée sommitale, bien que riche en micro et macrofossiles, ne nous a pas donné de faune déterminable caractéristique.

Nous verrons que les premiers niveaux calcaires sublithographiques au-

dessus de la brèche sont déjà, comme à l'Etale, turoniens. La formation noire de la brèche phosphatée peut donc aller du Gargasien au Cénomanien. On peut tenir pour vraisemblable, comme à l'Etale, un âge Albien pour les grès noirs, un âge Cénomanien pour la brèche phosphatée. Une lacune correspondant à l'Aptien supérieur. Les passages paraissent par ailleurs continus, depuis la base de la formation des grès et schistes noirs jusqu'aux calcaires sublithographiques compris.

D. LE CRETACE SUPERIEUR.

1°/- Généralités :

Le Crétacé supérieur du Charvin affleure largement dans l'écaille "Inférieure", depuis Le Goenne au nord jusqu'au delà du Col du Fer au sud. Il forme en particulier l'essentiel de la grande pyramide du Charvin. Il disparaît obliquement sous la klippe dans le vallon qui descend du Col du Fer à Marlens.

Il est représenté par ailleurs, intensément tectonisé avec l'Albien, dans les écailles "Intermédiaires".

Dans l'écaille "Supérieure", il n'existe qu'à l'état de galets et blocs dans les conglomérats nummulitiques.

C'est donc dans l'écaille "Inférieure" que nous l'étudierons. C'est d'ailleurs là qu'il présente son épaisseur maximale, de l'ordre de 500m au Charvin (fig. 21). Il n'existe pas de redoublement par plissement : les pendages sont réguliers et tranquilles (N50-55/50-60° NW). Quelques petits écaillages à plan subhorizontal ou pentés jusqu'à 30°NW sont cependant visibles localement.

Ce Crétacé supérieur se présente sous trois faciès :

- A la base un banc de conglomérat à nodules phosphatés ; beaucoup de ces nodules sont des macrofossiles noirs remaniés.
- Au-dessus, et par passage progressif, les calcaires sublithographiques (300m) : Ce sont des calcaires pélagiques à Globotruncanas, à cassure grise ou beige, à patine blanchâtre ou jaunâtre, bien lités, parfois à silex. Nous n'avons pas retrouvé ici le niveau à faciès "couches rouges" de l'Etale.
- Enfin, et toujours par passage progressif, des couches de plus en plus sombres et plus ou moins fétides à la cassure. Y alternent, également, des bancs de 20 à 50cm de calcaires argilo-siliceux, très réguliers, et de minces délits schisteux. Localement, on trouve aussi quelques silex. Dans les couches transitionnelles les bancs sont fréquemment tachetés, les taches s'alignant et

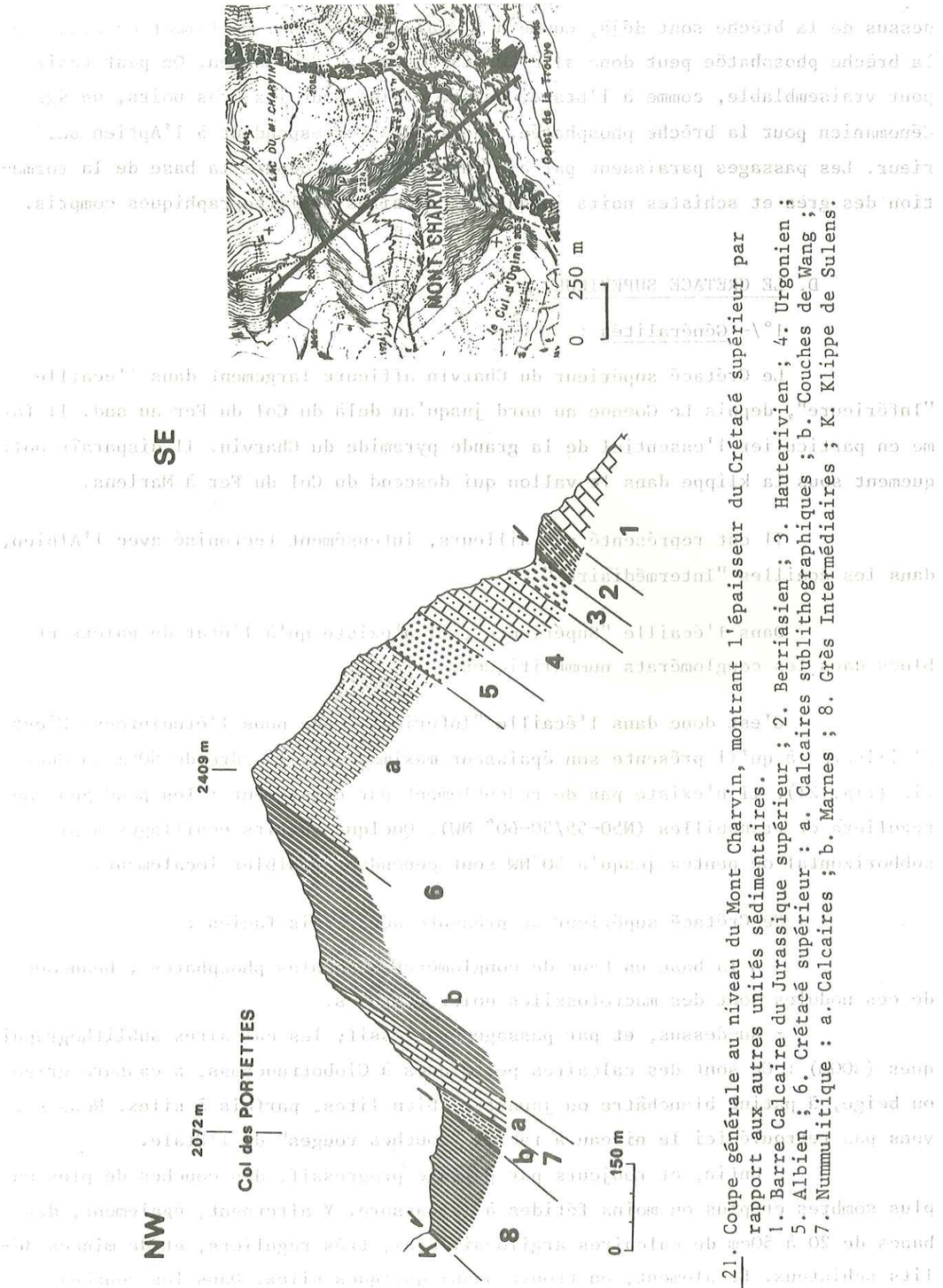


Fig. 21. Coupe générale au niveau du Mont Charvin, montrant l'épaisseur du Crétacé supérieur par rapport aux autres unités sédimentaires.
1. Barre Calcaire du Jurassique supérieur ; 2. Berriasien ; 3. Hauterivien ; 4. Urgonien ; 5. Albien ; 6. Crétacé supérieur : a. Calcaires subli thographiques ; b. Couches de Wang ; 7. Nummulitique : a. Calcaires ; b. Marnes ; 8. Grès Intermédiaires ; K. Klippe de Sulens.

s'allongeant grossièrement dans la stratification. La puissance des couches sombres est d'environ 200m.

Nous nous étendrons quelque peu dans ces généralités sur le terme supérieur de la formation qui n'a pas été rencontré dans le secteur de l'Etale.

Il est depuis longtemps rapporté par les auteurs (en particulier M. LUGEON, 1900 ; L. MORET, 1934, ...) aux "Couches de Wang" qui, en Suisse, terminent le Crétacé supérieur dans la nappe du Wildhorn et l'Ultra-helvétique.

En Suisse, elles sont transgressives, reposant du nord au sud sur des terrains de plus en plus anciens, depuis des niveaux inférieurs du Crétacé supérieur jusqu'à du Barrêmien inférieur dans les parties les plus internes du Wildhorn, et même sur du Malm dans l'Ultra-helvétique. De forts conglomérats ont localement été signalés à la base de la transgression. Ces couches passeraient parfois dans l'Ultra-helvétique de Suisse orientale, latéralement, à un Wildflysch (Lexique stratigraphique international, Vol. I, fasc. 7c, p. 1249).

Dans les chaînes subalpines septentrionales, en dehors du Charvin, les couches de Wang n'existent, bien développées[1], que dans les parties les plus internes des Bauges (Synclinal de Tamié, Synclinal d'Arcalod-Arclusaz). Selon le même auteur, des amorces de ces couches se rencontrent cependant dans ce massif plus à l'extérieur, jusque dans le flanc est du synclinal des Aillons et le synclinal du Trélod-Charbon.

Dans les Bornes, seul le synclinal d'Arclosan possède aussi quelques couches de Wang (angle SE du Massif). Ces couches ne semblent pas avoir été signalées ailleurs, ni plus au nord dans Platé, Sixt ou la Nappe de Morcles, ni plus au sud dans la Chartreuse et le Vercors. B. PAIRIS (1975) note cependant, en deux points, dans Platé, des couches sombres sommitales *"qui contrastent nettement par leur couleur et le fait qu'elles semblent être azoïques, avec les calcschistes du Crétacé supérieur et les dépôts nummulitiques qui les ravinent"*. Peut être s'agit-il aussi d'une amorce de couches de Wang ?

La macrofaune est toujours très rares dans ces couches. Le fossile le plus fréquemment signalé par les auteurs est *Jereminella pfenderae* (M. LUGEON) sous forme de petits tubes aplatis à la surface des bancs. Il est généralement considéré comme un Serpulidé. L. MORET désignait encore pour cette raison ces couches sous le nom de *"Calcaires et schistes noirs à Jerêminelles"*.

(1) Renseignement oral de B. DOUDOUX.

Quelques Ammonites et une *Belemnitella mucronata* ont aussi été trouvées en Suisse. La microfaune est également rare, surtout vers le haut mais a cependant permis (Lexique stratigraphique international, Vol. I, fasc. 7c, p. 1250) d'attribuer ces couches au Campanien-Maestrichtien. En Suisse orientale (in J. MARTINI, 1968), on a pu montrer qu'elles montaient dans le Paléocène.

Au Charvin, disons tout de suite que les couches de Wang ne sont pas transgressives. Les calcaires clairs sublithographiques y passent insensiblement, tant sur le terrain qu'en microfaciès, au point qu'il devient impossible de mettre entre les deux formations une limite précise. Selon B. DOUDOUX, il en va de même dans le Massif des Bauges. Vers le haut, tant au Charvin que dans les Bauges, ces couches sont toujours par contre ravinées par les calcaires nummulitiques, transgressifs et même quelque peu discordants.

Nous n'avons trouvé au Charvin comme macrofossiles -mis à part les fossiles phosphatés roulés de la brèche de base- que quelques mauvais moules d'Inocerames dans les calcaires sublithographiques. L. MORET (1934) avait signalé des Jeréminelles dans les couches sommitales et D. HOLLANDE (1881) avait reconnu *Belemnitella mucronata, Ananchytes ovata, Inoceramas problematicus,* sans doute dans les calcaires sublithographiques.

La microfaune, abondante dans les calcaires sublithographiques, devient de plus en plus rare à mesure qu'on monte dans les couches de Wang. Elle est constituée essentiellement par des Globotruncanas et des Calcisphères.

2°/- Coupe :

Etant donné la monotonie des faciès du Crétacé supérieur, nous ne décrirons qu'une coupe partielle des premiers mètres du Crétacé supérieur pour déterminer l'âge de la base, et ensuite nous décrirons brièvement l'aspect microscopique des couches à Jeréminelles.

Notre coupe poursuit vers le haut la coupe de l'Albien, au flanc sud de la combe la plus méridionale du Charvin. Nous trouvons là, de bas en haut (fig. 22) :

1. 6m de calcaires sublithographiques gris-clair en lits de 5 à 10cm, avec à la base un banc de 40 à 50cm de conglomérat gréso-glauconieux à matrice calcaire riche en fossiles phosphatés. Ce conglomérat se superpose directement, avec limite nette, aux grès noirs sous-jacents et passe graduellement vers le haut aux calcaires sublithographiques (photos 5 et 6, pl. IV). Les fossiles phosphatés sont des Ammonites, Gastéropodes, Lamellibranches et Brachiopodes

PLANCHE IV

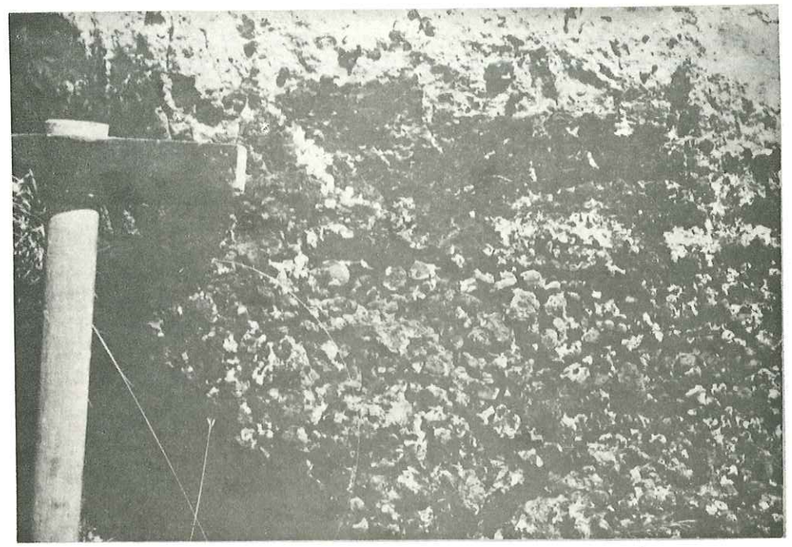


Photo. 5. Le passage du pseudo-conglomérat phosphaté aux calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur. A noter le passage parfaitement transitionnel.

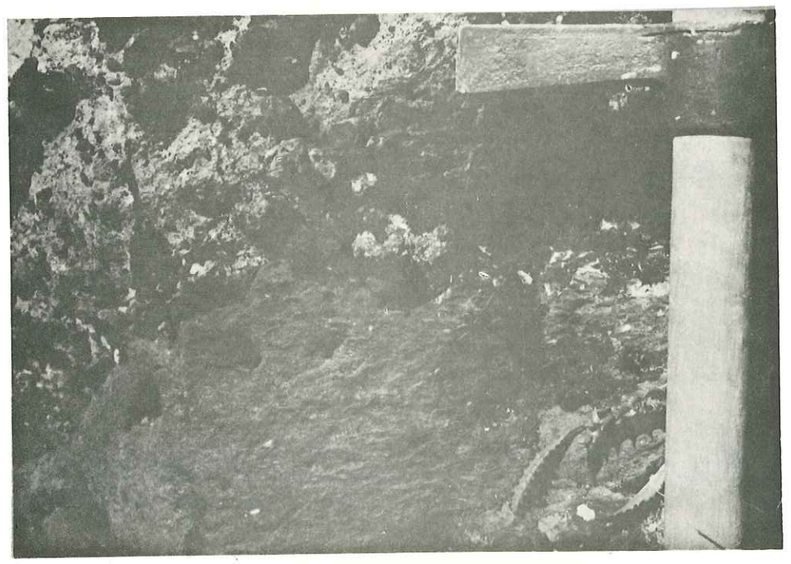


Photo. 6. La limite Gault (Albien) - pseudobrêche phosphatée A noter le contact brusque et bien tranché.

(Terebratules et Rhynchonelles), etc... ; la matrice apparait au microscope comme une biomicrite extraclastique, partiellement dolomitisée (éch. 3 et 9) ; on voit des débris de macrofossiles et nombreux microfossiles[1] parmi lesquels on compte des Hedbergelles, des Calcisphères, *Dictyopsella sp.*, des Pithonelles fréquents et *Favusella sp.* (remaniée), Globotruncana sp.
Les bancs calcaires sublithographiques sont des biomicrites à Calcisphères (éch. 4 à 37) où, à côté d'abondants Calcisphères (entre 20 et 45%), on voit des débris d'Echinodermes, spicules, Hedbergelles et nombreuses Globotrauncana. Parmi ces dernières, on reconnait dans les premiers 1,5m (éch. 4-10 et 5) : *Globotruncana stephani turbinata, G. sigali, G. cf. imbricata* et *G. Helvetica*. Cette association signalerait le Turonien ; dans les mètres suivants, on reconnait (éch. 6-35-36-37) *G. cf. sigali, G. aff. concavata, G. cf. angusticarinata* et *G. coronata*, ce qui, compte-tenu de la disparition de *G. helvetica, G. stephani turbinata* et *G. sigali*, marquerait le début du Sénonien (Coniacien).

2. 8,5 à 9m de calcaires sublithographiques gris-clair en bancs de 40 à 50cm. Ce sont des biomicrites à Calcisphères (éch. 38-39) avec Calcisphères (environ 30%), spicules, rares débris d'Echinodermes et Globotruncanas dont *G. cf. coronata* et *G. cf. augusticarinata*.

3. 6,5m de calcaires sublithographiques gris-clair en bancs de 0,60 cm à 1m.

4. 7m d'une alternance en lits de 5 à 10cm et bancs de 0,60cm à 1m de calcaires sublithographiques gris-clair. Ils correspondent à des biomicrites (éch. 40) avec des Calcisphères moins abondants que dans les niveaux précédents (< 20% dans les lits fins et environ 25% dans les bancs plus gros) ; en plus, on voit de rares débris d'Echinodermes, quelques prismes d'Inoceramus et des Globotruncanas dont *G. cf. coronata, G. cf. augusticarinata* et *G. aff. concavata*.

5. 7m de calcaires sublithographiques gris-vert clair, en lits de 5 à 10cm. Ce sont des micrites fossilifères (éch. 42 à 44) avec rares Calcisphères (< 1%), quelques Ostracodes, des débris d'Inoceramus, des Hedbergelles, des Heterohelicidés et des Globotruncanas parmi lesquelles on reconnait *G. concavata, G. angusticarinata, G. lapparenti, G. lapparenti tricarinata*.
On remarque la disparition de *G. coronata* et la diminution des Calcisphères, tandis qu'apparaissent *G. lapparenti* et *G. lapparenti tricarinata* et des Heterohelicidés : on est probablement déjà à la limite Coniacien - Santonien ?

6. 10 à 10,5m de calcaires sublithographiques gris-vert en bancs de 40 à 50cm. Ils correspondent à des micrites fossilifères (éch. 45 et 46) avec des prismes d'Inoceramus, Hedbergelles, Heterohelicidés, *Stensioina sp.* (éch. 46) et Globotruncanas appartenant aux espèces *G. concavata, G. angusticarinata, G. lapparenti* et *G. lapparenti tricarinata*.

---

(1) La détermination des microfossiles a été faite par Madame G. BIZON à qui nous renouvelons vivement nos remerciements.

7. 5m de calcaires sublithographiques schisteux gris-brun tachetés. Ce sont des micrites fossilifères (éch. 47) avec très rares Calcisphères, Hedbergelles et Globotruncanas dont *G. concavata*, *G. angusticarinata* et *G. lapparenti*.

8. 7m de calcaires sublithographiques gris-brun tachetés, en bancs de 40 à 50cm. Ils correspondent à des micrites fossilifères (éch. 48) avec des Heterohelicidés, Hedbergelles, rares prismes d'Inoceramus et Globotruncanas du type *G. lapparenti*.

9. 17m de calcaires sublithographiques gris-brun tachetés, en bancs massifs de plus de 1m, avec des intercalations de lits de 5 à 10 cm. Ils correspondent à des micrites fossilifères (éch. 49 et 50) avec abondants Heterohelicidés et Hedbergelles, quelques petits Foraminifères benthiques, des débris d'Inoceramus. Quelques spicules et des Globotruncanas dont *G. lapparenti* et *G. cf. concavata*. On a trouvé des moules d'Inoceramus en surface des bancs. Nous sommes toujours dans le Santonien.

Une petite faille termine la coupe. Au-delà, les calcaires sublithographiques se poursuivent avec la même monotonie tout en devenant plus sombres vers le haut, pour passer transitionnellement aux "Calcaires à Jeréminelles".

Légende de la figure 22.

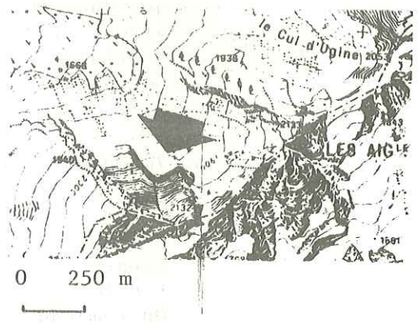
LITHOLOGIE ET STRUCTURES (S) : I. Grès albiens ; II. Pseudoconglomérat ; III. Calcaires sublithographiques ; IV. Calcaires subalithographiques schisteux ; V. Schistosité sédimentaire ; VI. Microstylolites ; VII. Microveines ; VIII. Prismes d'Inoceramus ; IX. Moules d'Inoceramus.

COULEUR (C) : Bg. Gris-brun ; Gc. Gris-clair ; Gvc. Gris-vert clair ; Gv. Gris-vert ; Gbt. Gris-brun tacheté.

LITAGE (L) : 1. Millimétrique (voir V) ; 2. 5 à 10cm ; 3. 40 à 50cm ; 4. 60cm à 1m.

POURCENTAGE DES CALCISPHERES (Ac).

FOSSILES (F) : F. Favusella sp. ; D. Dictyopsella sp. ; S. Stensioina sp. ; h. Globotruncana helvetica ; st. G. stephani turbinata ; si. G. sigali ; i. G. imbricata ; cr. G. coronata ; cn. G. concavata ; a. G. angusticarinata ; l. G. lapparenti ; lt. G. lapparenti tricarinata ; He. Hedbergelles ; Hl. Heterohelicidés ; P. Pythonelles ; s. spicules d'Eponges.



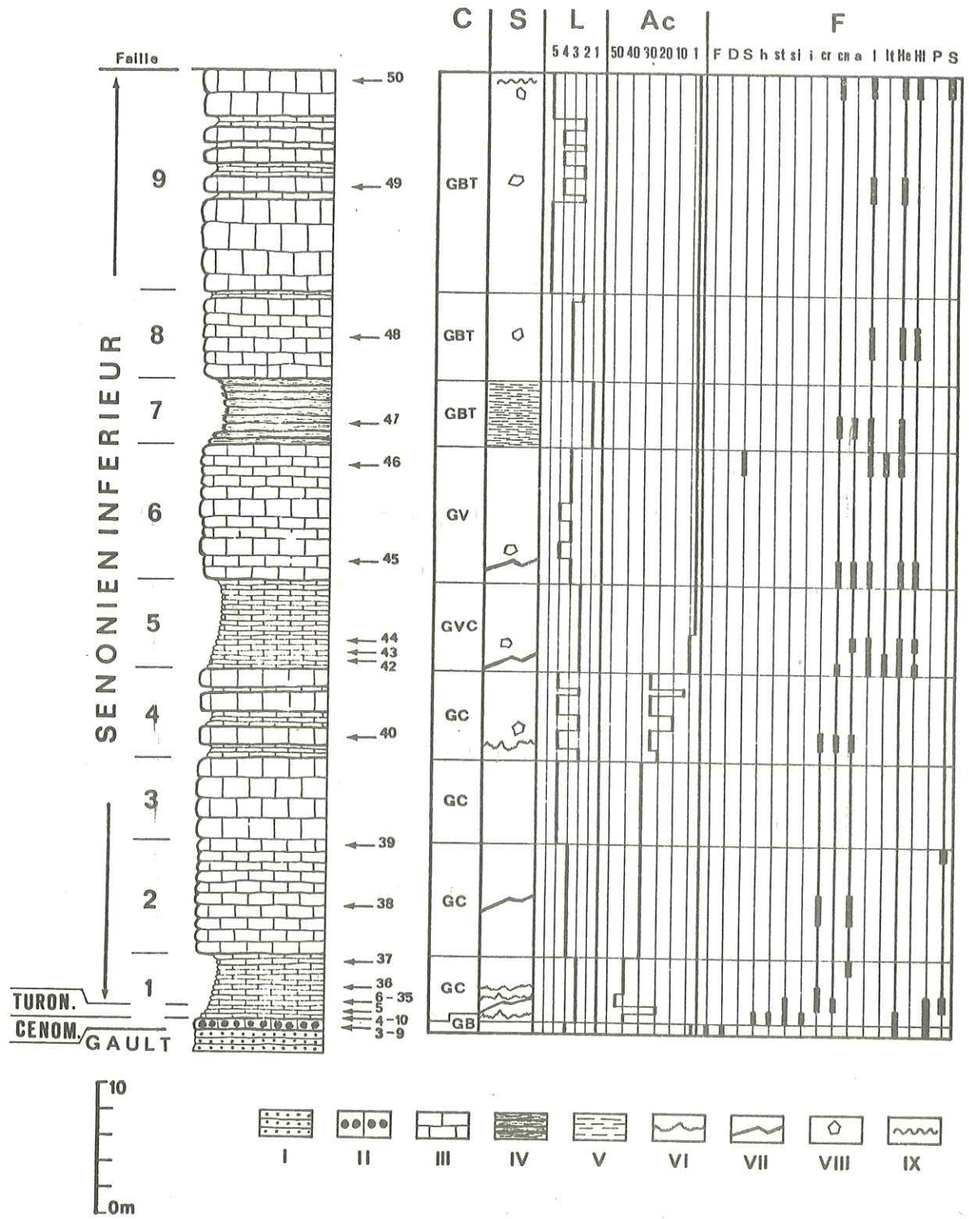


Fig. 22. La Coupe du Crétacé supérieur au sud du Cul d'Ugine.

Ces "calcaires à Jeréminelles" (= Couches de Wang) sont des biomicrites à biodismicrites très argileuses et dolomitisées. Le type pétrographique le plus commun est une biodolodismicrite argileuse avec de très abondants spicules, de rares Hedbergelles et Globotruncanas indéterminées, de petits Foraminifères benthiques et quelques Radiolaires ; souvent, on voit aussi de nombreux débris calcaires très fins et quelques grains de quartz. La matrice à l'origine est une micrite riche en argile ferrugineuse : elle est partiellement recristallisée et fortement dolomitisée (nombreux petits cristaux losangiques de dolomite). A mesure qu'on monte dans la série le degré de recristallisation augmente, de sorte qu'à la partie supérieure des Calcaires à Jeréminelles, on ne peut plus reconnaître que très vaguement les composantes biodétritiques.

3°/- Conclusion sur le Crétacé supérieur :

a- L'âge du Crétacé supérieur du Charvin.

Les calcaires sublithographiques (300m) sont ici Turonien à Santonien, le Turonien étant réduit à l'extrême base de la formation.

En-dessous, la brèche phosphatée basale a toutes chances d'être, comme à l'Etale, Cénomanienne à Turonienne inférieure. Elle remanie les "Grès noirs" sous-jacents dont elle est nettement séparée par un hiatus (photo 6, Pl. IV).

Au sommet des calcaires sublithographiques, dans les couches de transition aux couches de Wang, on a trouvé près du Col du Fer, *Globotruncana* du groupe *sturti-stuartiformis*, ce qui signale le Sénonien supérieur, probablement le Campanien. La série des Couches de Wang (200m) doit donc correspondre au Campanien - Maestrichtien, conformément à la conception classique. Nous n'avons trouvé aucune faune caractéristique permettant de dater le sommet de ces couches. Nous ne pouvons donc savoir ici si elles montent dans le Paléocène. A signaler, de toute manière que les couches de Wang sont ici tronquées à leur sommet par l'érosion ante-nummulitique.

Ces résultats sont donc assez comparables à ceux obtenus à l'Etale, du moins en ce qui concerne la base de la série. Notons cependant l'absence des couches rouges.

La différence principale réside en la puissance beaucoup plus forte du Crétacé supérieur et surtout la présence des couches de Wang sommitales. On peut évidemment mettre ces variations en relation avec l'intensité des érosions ante-nummulitiques mais on ne peut pourtant exclure une non -déposition des couches de Wang dans le secteur de l'Etale-. Quoi qu'il en soit, très vite vers le nord dans le sec-

teur du Charvin lui-même, le Nummulitique biseaute le Crétacé supérieur, l'Albien, l'Urgonien, pour reposer localement jusque sur l'Hauterivien. Selon B. DOUDOUX (1975), il en va de même de l'autre côté de la Cluse d'Ugine dans le flanc est de la Dent de Cons. Des couches de Wang puissantes se rétablissement cependant dès le pied W de la Dent de Cons dans la partie centrale et occidentale du synclinal de Tamié, de même que plus à l'extérieur encore dans le synclinal Arclusaz-Arcalod-Arclosan. Ceci plaiderait plutôt, au moins au sud, en faveur d'une disparition purement érosive (érosion ante-nummulitique) des couches de Wang. Vers le nord par contre, il se pourrait que le domaine des couches de Wang échappe à l'intérieur du bord subalpin en direction du bassin de Wildhorn.

b- Ambiance de dépôt.

En ce qui concerne la brèche de base et les calcaires sublithographiques, l'ambiance nous semble identique à celle que nous avons évoqués pour le secteur de l'Etale.

En ce qui concerne les couches de Wang, il semble que l'on évolue vers un milieu plus confiné, riche en matières organiques, pauvre en faune (éponges mises à part) et sans doute moins profond. Les apports terrigènes fins augmentent. Apparaît aussi un peu de quartz détritique. Nous y avons trouvé quelques grains de glauconie dans les couches transitionnelles. De la glauconie a été aussi trouvée en Suisse à la base et au sommet de la série. J. MARTINI (1968) voyait dans ces couches de Wang *"l'amorce du retrait des mers crétacées"* tout en soulignant qu'on ne voyait tout de même pas apparaître au-dessus des couches de Wang un faciès littoral, voire même des couches saumâtres ou continentales.

B. PAIRIS (1975) dans Platé évoquait, de son côté, la possibilité de couches lacustres terminales pour ses faciès sombres azoïques surmontant localement les calcaires sublithographiques clairs.

On peut par ailleurs se demander où se situaient les rivages de la mer Crétacé supérieur. La littérature existante est assez discrète à ce sujet.

Il semble que ce soit dans notre secteur du Charvin (et sans doute dans l'angle est des Bauges) que la série Crétacé supérieur est la plus complète, à la fois vers le haut et vers le bas. Nous pourrions donc être ici à cette époque au centre du bassin.

Le Crétacé supérieur est inconnu plus à l'est sur notre transversale avant le Valaisan où il se présente sous la forme d'un Flysch.

Peut-être faudrait-il le chercher dans cette direction sous la forme de couches de Wang qui pourraient y devenir comme plus au nord dans l'Ultra-helvétique transgressives jusque sur le Malm ?

Dans le coeur du bassin (Charvin), rappelons-le, les couches de Wang sont en continuité stratigraphique avec les calcaires sublithographiques sous-jacents. La mer serait sortie de ce bassin ou Campanien-Maestrichtien pour s'étendre en transgression vers l'est (extension d'un faciès régressif). P.W. HOMEWOOD (1977) considère comme probable l'existence d'un seuil subémergé entre l'Ultra-helvétique et le Valaisan. C'est en direction de ce seuil sur la mer du Sénonien supérieur aurait transgressé.

Il est classique, par ailleurs, (in POMEROL "Stratigraphie et Paléogéographie, t. 2, p. 285, Doin édit., 1975 et in DEBELMAS, Géologie de la France, 1974, t. 2, p. 451, Doin Edit.) de faire venir la transgression Crétacé supérieur de la mer boréale par le Jura. Il n'est pas dans notre propos ici de discuter ce point. Notons seulement que dans la zone externe des Bornes (synclinal du Lindion) les auteurs -M. CARRILLO-MARTINEZ (1976) ; M. CARON, J. CHAROLLAIS, M. SEPTFONTAINE (1970)- signalent que le Crétacé supérieur transgresse par des niveaux déjà élevés (Cénomanien supérieur à Coniacien) sur l'Urgonien, le faciès de base étant tantôt déjà le faciès des calcaires lithographiques, tantôt le faciès brèche phosphatée, suivie ou non de grès verts. La base de la formation contient toujours des microfaunes remaniées de niveaux antérieurs disparus. Il existe donc vers l'ouest, au moins dans certains secteurs, des hauts fonds qui sans avoir formé vraiment obstacle à cette transgression ont tout de même favorisé la non déposition ou (et) le remaniement.

E. LE NUMMULITIQUE.

1°/- Généralités :

Disons tout de suite que dans le secteur du Charvin, pas plus qu'à l'Etale, nous n'avons trouvé de sidérolitique ni de "couches à Microcodium" ni de formations lacustres ou saumâtres sous le Nummulitique ou dans le Nummulitique. Nous n'aurons donc là encore à examiner que les trois termes classiques de la Trilogie nummulitique.

Le Nummulitique du Mont Charvin se développe largement sur le flanc occidental de la chaîne, y constituant souvent des dalles triangulaires monoclinales en chevrons sur les terrains sous-jacents.

Il affleure ainsi largement, tant dans l'écaille "Inférieure" que dans l'écaille "Supérieure". Il semble manquer par contre complètement dans les écailles "Intermédiaires".

C'est dans l'écaille "Inférieure" qu'il est le plus développé : on l'y trouve en continu depuis La Goenne au nord jusque dans le vallon qui descend sur Marlens, au sud du Col du Fer. Il est donc beaucoup plus étendu vers le sud que ne l'indique la carte Albertville 1/80.000. Dans le vallon de Marlens, ce Nummulitique disparaît obliquement sous la klippe avant d'atteindre la cluse, comme d'ailleurs le Crétacé supérieur et l'Albien sous-jacent.

Du vallon de Marlens au sud, à la combe du Cul d'Ugine au nord, le Nummulitique ne se compose guère que d'un terme calcaire biodétritique. Vers le haut, il passe bien à des calcaires plus schisteux mais on ne voit jamais de véritables "marnes". Au-dessus vient un flysch qui a été attribué, tantôt à l'Ultra-helvétique de la klippe, tantôt à l'autochtone. Nous en discuterons plus loin. Au nord du Cul d'Ugine et jusqu'au Col des Portettes, la situation reste en gros la même, mais les calcaires schisteux commencent à se charger de lentilles de conglomérats. Sur ces calcaires schisteux plus ou moins conglomératiques, est "posé" bizarrement, en flanc est du vallon qui remonte vers le Col des Portettes, un paquet d'Albien de plusieurs mètres cubes. La première idée qui vient à l'esprit est qu'il doit s'agir d'un élément erratique, déposé là par une branche diffluente du glacier qui descendait jadis de la combe du Cul d'Ugine combe qui comporte de l'Albien. Mais, aucun autre dépôt du même genre ne l'accompagne. Etant donné sa position, on ne peut exclure non plus une appartenance à la brèche elle-même, ou à une écaille plus élevée. Le point n'a pu être éclairci.

Au nord immédiat du Col des Portettes, les calcaires schisteux du sommet de la formation se chargent, et cette fois brutalement, de conglomérats assez catastrophiques à nombreux éléments d'Albien et brêche phosphatée. Un filet charbonneux de 2cm d'épaisseur a été trouvé dans ce niveau. Un peu plus au nord, encore en rive droite du thalweg qui plus bas donnera naissance au Fier, des lentilles assez importantes de marnes bleues véritables paraissent bien interstratifiées avec les brèches. Partout ailleurs, en direction de La Goenne, les brèches disparaissent, de même que les marnes, et l'on n'a plus dans cette écaille "Inférieure" que des calcaires nummulitiques.

En résumé, dans cette écaille "Inférieure", les brèches, lorsqu'elles sont présentes, apparaissent toujours non pas à la base des calcaires nummulitiques mais au sommet de ces calcaires, remplaçant ainsi plus ou moins totalement

les calcaires schisteux et marnes nummulitiques. Ces brèches disparaissent vers le sud et vers l'est sans que pour cela réapparaissent les marnes.

Quant au soubassement du Nummulitique, il est constitué dans cette écaille, presque toujours, par les couches de Wang. Celles-ci sont conservées avec leur épaisseur maximum au Mont Charvin. Elles s'amincissent, par érosion ante-nummulitique, vers le nord et vers le sud. Dans cette dernière direction, dans le vallon de Marlens, les calcaires nummulitiques finissent par reposer sur les calcaires sublithographiques de base, eux-mêmes très réduits, voire sur l'Albien.

Dans l'écaille "Supérieure", l'érosion ante-nummulitique a été plus poussée. Partout le Nummulitique y repose sur l'Urgonien, lui-même très aminci, et même localement sur l'Hauterivien (sans doute à la faveur d'une paléofaille). La disposition des brèches y est en gros la même. Dans la partie orientale et sud-orientale de l'écaille, on n'a que des calcaires nummulitiques. Puis à mesure que l'on descend vers la klippe, on voit le sommet des calcaires se charger de brêches. Quelques niveaux lenticulaires schisto-marneux semblent indiquer que, là encore, les brèches remplacent le sommet des calcaires et l'épisode qui devrait classiquement correspondre aux marnes. Toutefois, vers le nord-ouest, on peut voir que les calcaires nummulitiques eux-mêmes ont totalement disparu. Les brèches dans ce secteur ravinent directement l'Urgonien. Remplacent-elles alors totalement les calcaires dont elles seraient pro-parte un équivalent latéral ? Ou ont-elles transgressé ces mêmes clacaires en les détruisant ? Nous n'avons pu trancher vraiment ce point. Il est certain en tous cas que la brèche remanie des calcaires nummulitiques lutétiens et priaboniens et que les calcaires quand ils sont présents n'ont jamais de conglomérats de base. Tout au plus, parfois, renferment-ils à leur base quelques petits galets dispersés en provenance du substratum proche.

Il s'intercale, par ailleurs, entre les écailles précédentes et la klippe une bande de flysch micacé schisto-gréseux. Du fait de la couverture végétale ou de la présence d'éboulis ou moraines, elle n'affleure toutefois bien qu'aux deux extrémités du secteur :

- du Col du Fer à la Cluse d'Ugine au sud ;
- sur les deux flancs du Col des Portettes au nord.

Ce flysch paraît nettement décollé :
- au nord dans le bas vallon du Fier où il repose sur l'Urgonien de l'écaille "Supérieure" ;

- au sud dans le bas vallon de Marlens où il repose sur l'Urgonien de l'écaille "Inférieure".

Mais entre les deux, il est toujours sur les conglomérats et calcaires schisteux nummulitiques, avec lesquels il se montre accordant : sa base renferme même parfois, (haut vallon du Fier) quelques galets et minimes lentilles conglomératiques qui rappellent son soubassement. C'est au point que G. SAWATZKI, au Col des Portettes, n'a pas hésité à le qualifier d'autochtone sur la dalle nummulitique du Charvin.

Bien sûr, du nord au sud, ce flysch passe de manière continue d'une écaille sur l'autre. Mais précisément le contact tectonique qui sépare les deux écailles "Inférieure" et "Supérieure" s'affaiblit dans la zone où le flysch passerait d'une écaille à l'autre. Le contact entre les écailles se fait là conglomérat contre conglomérat au point de devenir indiscernable, les écailles "Intermédiaires" ayant elles-mêmes ici disparu.

C'est pourquoi nous sommes finalement tentés de faire de ce flysch la couverture autochtone ou plus souvent sub-autochtone d'une grande écaille d'ensemble du Charvin. Ce n'est qu'au nord que cette grande écaille serait débitée sous le flysch en écaille "Inférieure", écailles "Intermédiaires" et écaille "Supérieure". Vers le sud l'écaille "Supérieure" et l'écaille "Intermédiaire" s'enracineraient axialement dans l'écaille "Inférieure" elle-même. Le tout serait couvert par le flysch.

2°/- Quelques coupes du Nummulitique du Charvin :

La nomenclature géologique étant assez confuse en ce qui concerne l'Eocène moyen et supérieur, nous inclurons ici tout d'abord un tableau des équivalences telles qu'elles nous paraissent résulter d'une comparaison entre les conceptions de différents auteurs.

La figure 23 que nous présentons ici constitue un essai de mise au point des différentes subdivisions du Nummulitique subalpin, plus précisément des chaînes subalpines savoyardes, intéressant la limite Lutétien-Priabonien.

Nous commencerons la description des coupes par l'extrême sud, moins affecté par la tectonique et plus uniforme du point de vue des faciès.

a- La coupe de La Greube :

Elle se situe entre le chalet de La Greube et le Col du Fer, le long

CAVELIER et POMEROL 1976			BLONDEAU et al. 1968	BLONDEAU 1968	HOTTINGER et SCHAUB 1960
EOCENE SUPERIEUR	PRIABONIEN s.s. (=LUDIEN)		Zone C	PRIABONIEN SUPERIEUR	
			Zone B	PRIABONIEN INFERIEUR	
				LUTETIEN TERMINAL	
	BARTONIEN s.s. (AUVERSIEN de BOUSSAC)	Marinesien		LUTETIEN SUPERIEUR	Biozone biarritzienne
		Auversien			
EOCENE MOYEN	LUTETIEN SUPERIEUR		Zone A		

Fig. 23. Schéma de corrélation des différentes subdivisions de la limite Ecoène moyen - supérieur.

de deux ravins de direction E-NE - W-SW, au-dessus de la source du Nant de Size. Dans le ravin nord, on voit, de l'est vers l'ouest et de bas en haut successivement (fig. 24), sur les couches de Wang :

1. 2m de calcaires bioclastiques gris-foncé à gris-vert, gréseux dans les premiers bancs, qui ont une épaisseur de 40 à 60cm. Ce sont des biomicrites extraclastiques (éch. 96-97) ou des biomicrites (éch. 98) ; les fossiles prédominants sont des algues Corallinacées (20 à 40%) ; on trouve aussi des Bryozoaires, des débris d'Echinodermes et de Lamellibranches, quelques Globigerines, *Pararotalia sp.*, *Planorbulina sp.*, Operculines, *Sphaerogypsina globulus* (REUSS) ; *Amphistegina sp. 1*, Discocyclines dont *D. pratti* à la base (éch. 96) et de petits Foraminifères benthiques ; les extraclastes, très dispersés, sont des biomicrites (calcaires sublithographiques) du Crétacé supérieur, généralement arrondis et de taille comprise entre 1mm à 25cm, et des grains de quartz détritiques (environ 5 à 15%) angulaires à subangulaires et de 0,1 à 0,5mm, moins abondants vers le haut ; comme minéral autigène, on trouve de la glauconie (environ 5%) ; la matrice (environ 10 à 20%) est une micrite argilo-ferrugineuse peu recristallisée.
   Ce niveau correspondrait à la zone B du Nummulitique d'après la présence de *D. pratti* (selon BLONDEAU et al., 1968, in Coll. Eocène).

2. 20m de calcaires gréso-argileux gris-foncé à noir, en bancs de 10 à 20cm avec un banc de 40 à 60cm de calcaire bioclastiques gris-clair à la moitié du niveau. Les bancs fins, gris-foncé à noir, correspondent à des biodismicrites extraclastiques argileuses (éch. 100, 101, 105, 106 et 110), quelques niveaux au-dessus de l'intercalation biodétritique ne sont pas extraclastiques (éch. 102). Les fossiles sont principalement de petits Foraminifères benthiques, des débris d'Echinodermes et de Lamellibranches, quelques débris d'Algues et de rares Bryozoaires (surtout dans la moitié inférieure), des Globigerines et des Globorotalia sp. et d'abondants débris calcitiques non déterminés ; à la partie supérieure, au-dessus de l'intercalation biodétritique, on reconnait en plus *Globorotalia spinulosa*, *Asterocyclina sp.*, *Operculina sp.*, *Discocyclina sp.*, *Amphistegine sp. 1* et Nummulites dont *N. cf. millecaput* (A) et un fragment de N. à paliers type *N. perforatus* ; les extraclastes sont de petits grains (0,05 à 0,15mm), angulaires de quartz (environ 3 à 5%) détritiques ; la glauconie autigène est peu abondante (1 à 2%) ; la matrice (30 à 35% - jusqu'à 65% dans les niveaux non extraclastiques-) est micritique argilo-ferrugineuse, partiellement recristallisée.
   L'intercalation de calcaire biodétritique correspond à une biodismicrite (éch. 99) ; les fossiles sont des Algues Corallinacées (environ 10%), Asterocyclines, quelques Bryozoaires, Discocyclines dont *D. sella* et Nummulites dont *N. millecaput* (A), *N. biarritzensis* (A) (= *N. striatus* LAMORTOLAENSIS, BLONDEAU) ; la matrice (environ 45%) est une micrite recristallisée partiellement en sparite.
   L'association de Nummulites de l'intercalation biodétritique, caractérisée par *N. biarritzensis*, signale la biozone biarritzienne (Lutétien supérieur).

3. 8m de gros bancs de plus d'un mètre d'épaisseur de calcaires bioclastiques à spathiques (sommet des bancs) gris-brun à gris, séparés par des intercalations d'épaisseur variable de calcaires schisteux gris-foncé ; ce niveau se termine par un banc épais de 3 à 4m. Les intercalations schisteuses sont des dismicrites (éch. 117) avec quelques grains de quartz (environ 3%) très fins et anguleaires ; les fossiles sont rares à part quelques fragments de Bryozoaires, de petits Foraminifères benthiques et quelques Globignerines ; la matrice (environ 80%) est une micrite argileuse partiellement recristallisée.
Les bancs calcaires correspondent à des biomicrites et biodismicrites à Algues (éch. 115, 116, 119 à 125) ; en plus des Algues (environ 20 à 35%), on voit des Bryozoaires, des débris d'Echinodermes, des Globigerines, quelques Polypiers et des débris de Lamellibranches, des Miliolidés (dans le premier banc), Arenacés, Planorbulines, *Asterigerina rotula*, Operculines, Gypsinidés dont *Sphaerogypsina globulus* (REUSS), *Grzybowskia cf. reticulata*, *Amphistegina sp. 1*, *Rupertica sp.*, *Fabiania sp.*, *Asterocyclina sp.*, des Discocyclines et de nombreuses Nummulites parmi lesquelles on reconnait dans les trois bancs de la moitié inférieure *N. cf. striatus* (éch. 118 à 121), tandis que dans le dernier banc supérieur on trouve *N. cf. incrassatus*, *N. chavannesi* et *N. garnieri* (éch. 122-123) du Priabonien (Zone C) ; la matrice est une micrite peu argileuse qui peut être partiellement recristallisée ; on voit de rares grains de quartz.
Le début du Priabonien (Zone C de BLONDEAU et al., 1968) doit se situer à la base du dernier banc de 3 à 4m.

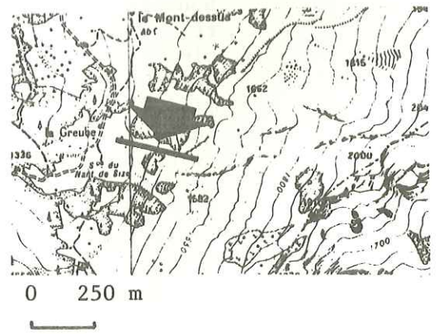
4. 2 à 2,5m de calcaires bioclastiques gris-brun en bancs de 20 à 40 cm. Ce sont des biodismicrites (éch. 126) où l'on voit des débris d'Algues (<5%), Bryozoaires, débris d'Echinodermes, Globigerines, un Nodosaria, Baculogypsinoides, *Grzybowskia cf. reticulata*, Amphistegina, Asterocyclines, Discocyclines et *Nummulites stellatus* ROVEDA ; la matrice (environ 40%) est une micrite partiellement recristallisée.

Légende de la figure 24.

LITHOLOGIE : I. Alluvions quaternaires ; II. Calcaires sublithographiques ; III. Calcaires bioclastiques ; IV. Calcaires gréseux ; V. Calcaires micritiques recristallisés (Couches de Wang).

COULEUR (C) : G. Gris ; Gf. Gris-foncé ; Gc. Gris-clair ; Gc. Gris-vert ; Gb. Gris-brun ; N. Noir.

LITAGE (L) : 1. Schistosité sédimentaires ; 2. 10 à 20cm ; 3. 20 à 40cm ; 4. 40 à 60cm ; 5. Plus de 1m.



POURCENTAGE DE MATRICE (M) : par rapport aux Allochems. POURCENTAGE D'ALGUES : (A).

FOSSILES (F) : B. Bryozoaires ; E. Echinodermes ; L. Lamellibranches ; P. Polypiers; A. Arenacées ; G. Globgerines ; Gl. Globorotalia sp. ; Gls. Globorotalia spinulosa ; Glc. Globorotalia cerroazulensis ; Pa. Pararotalia sp. ; Pl. Planorbulina sp. ; Ar. Asterigerina rotula ; O. Operculines ; Gy. Gypsinidés ; Sr. Sphaerogypsina globulus (REUSS) ; Ba. Baculogypsinoides sp. ; Gr. Grzybowskia sp. ; cr. Grzybowskia cf. reticulata ; Am. Amphistegines ; F. Fabiania sp. ; As Asterocyclinal sp. ; D. Discocyclines : p. D. pratti ; s. D. sella ; N. Nummulites indet. ; Nm. N. millecaput ; Nb. N. biarritzensis ; Ns. N. cf. striatus ; Ni. N. cf. incrassatus ; Nc. N. chavannesi ; Ng. N. cf. garnieri ; NR. N. striatus (ROVEDA) ; Nt. N. stellatus ; Nbo. N. bouillei; c. conféré à.

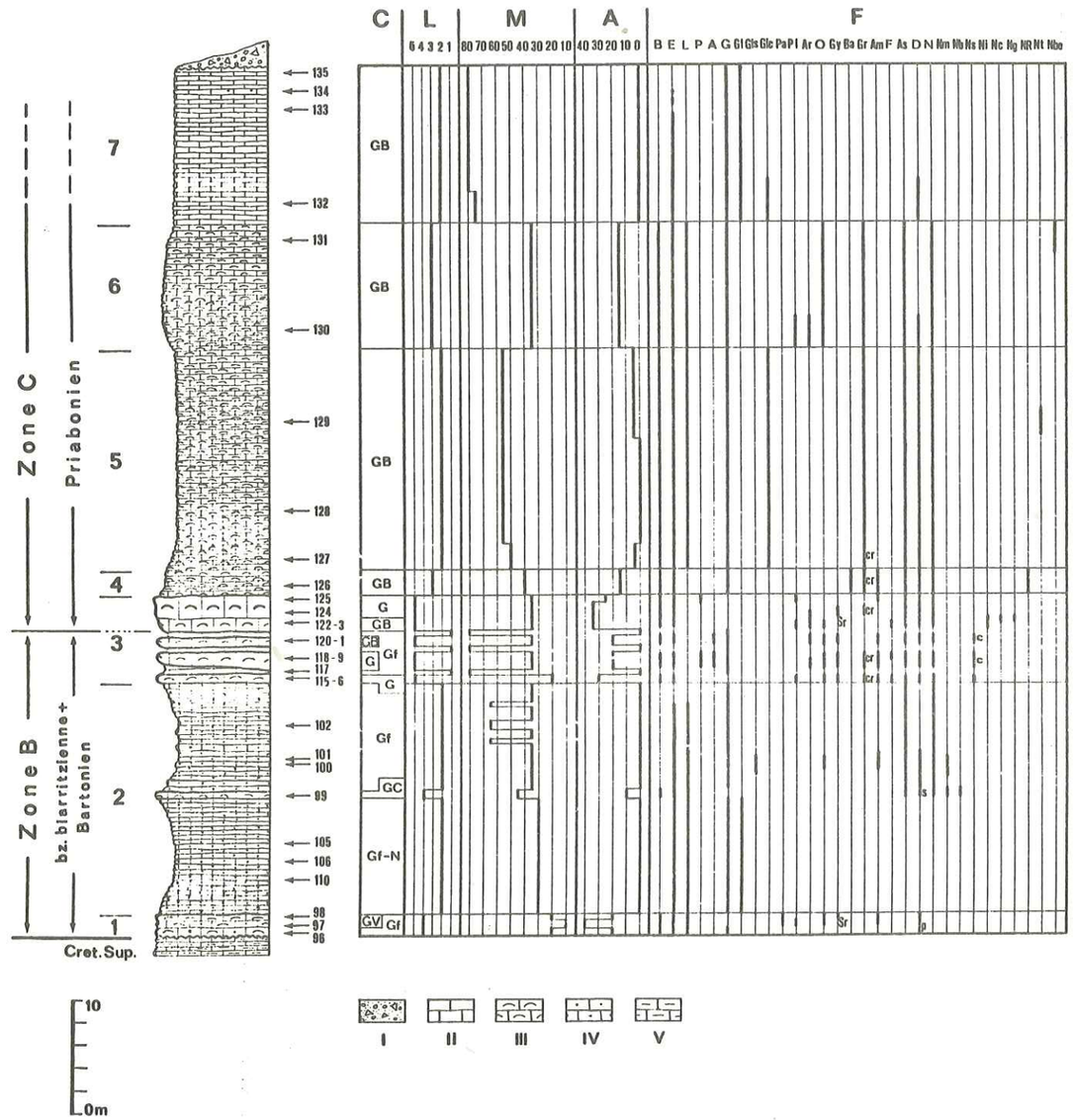


Fig. 24. Coupe du Nummulitique au niveau de La Greube.

5. 19m de calcaires bioclastiques fins gris-brun en bancs de 10 à 20 cm très réguliers. Ils correspondent à des biomicrites (éch. 127) ou à des biodismicrites (éch. 128, 129) ; les fossiles sont des Algues très peu abondantes (< 5%), des Bryozoaires, des débris de Lamellibranches, Grzybowskia, Asterocyclines, Discocyclines, *Nummulites stellatus*, des Globigerines et Globorotalidés dont *Globorotalia cerroazulensis* de l'Ecoène supérieur ; la matrice est toujours une micrite partiellement recristallisée.

6. 11 à 11,5m de calcaires bioclastiques gris en bancs de 20 à 40cm. Ce sont des biodismicrites (éch. 130-131) avec des Algues prédominantes, Discocyclines, *Asterigerina rotula*, Planorbulines, Operculines, Grzybowskia et Nummulites dont *N. cf. bouillei* (éch. 131) ; la matrice est une micrite un peu argileuse partiellement recristallisée.

7. 14m de calcaires sublithographiques argileux gris-brun en bancs très réguliers de 10 à 20cm, recouverts au sommet par les dépôts quaternaires. Ils correspondent à des dismicrites argileuses fossilifères (éch. 132 à 135) avec de rares débris d'Echinodermes et d'Algues et Discocyclines, quelques Ostracodes, Globigerines et Globorotalia ; dans les lavages effectués dans les échantillons de ce niveau, on a pu reconnaître seulement :
   - des Globigerines : *G.* groupe *tripartita*, *Globigerinita cf. pera* ; *G.* groupe *eocena* GUMBEL ;
   - des Globorotalia : *G. aff. ampliapertura*, *Globorotalia cerroazulensis* et une forme voisine de *G. increbescens*.

   Ces planctoniques indiqueraient encore le Priabonien.

Avec ce dernier niveau se termine le Nummulitique qui n'est donc représenté que par le faciès calcaire (membre inférieur de la trilogie nummulitique).

Les "Marnes bleues à Globigerines" semblent proches étant donné l'aspect plus argileux, la prédominance des planctoniques, et la disparition de la tanathocenose à prédominance benthique. Mais au niveau de notre coupe plus rien n'affleure à l'aval avant le Malm de la klippe.

Plus au sud, au Col du Fer, la coupe se complèterait par 10 à 15cm de marnes schisteuses et grès, supportant eux-mêmes en contact tectonique l'Oxfordien de la klippe. Mais le contact du Nummulitique calcaire avec cette formation des grès n'y est pas observable. Nous avons vu que ce contact était sans doute lui-même tectonique.

D'après les associations de grands Foraminifères (Nummulites et Discocyclines), on reconnait dans cette coupe de La Greube, représentative du Nummulitique au sud du Cul d'Ugine, deux des zones définies dans le Nummulitique des Alpes Maritimes (A. BLONDEAU et al., 1968, in Coll. Eocène) :

- La zone B qui comprendrait pro-parte la biozone biarritzienne du Lutétien supérieur et le Bartonien, comme vient de le montrer F. MOUGIN (1978). Elle est représentée ici essentiellement par *D. pratti* et *N. biarritzensis* avec *N. millecaput* et *N. perforatus* (A. BLONDEAU, 1968, in Coll. Eocène). Cette zone correspondrait aux niveaux 1, 2 et sans doute à la partie inférieure de 3 avec une épaisseur d'environ 27m.

- La zone C (= Priabonien s.s. = Ludien, CAVELIER et POMEROL, 1976), déterminée par l'apparition de *N. garnieri* et *N. cf. incrassatus*. Elle comprendrait la partie supérieure du niveau 3 (gros banc de 3 à 4m) et les niveaux 4, 5, 6 et 7 avec une épaisseur d'environ 50m. L'association de planctoniques du dernier niveau signale encore le Priabonien.

b- La coupe sur le versant nord du Cul d'Ugine (Dalle du Charvin).

Cette coupe a été levée à environ 800 mètres à l'E-SE du chalet du Haut de Marlens, à partir de 1950m ; la coupe n'a été faite que pour la partie basale. A partir du contact avec les "Calcaires à Jeréminelles" du Crétacé supérieur, on voit de bas en haut et successivement (fig. 25) :

1. 5m de calcaires spathiques gris-foncé en bancs de 50 à 70cm mal individualisés. Au niveau où nous avons fait cette coupe, le contact avec les couches de Wang est frictionné. Mais un peu plus bas, le contact est stratigraphique : on remarque alors quelques petits galets dispersés de Crétacé supérieur dans la couche de base du Nummulitique.
   Les calcaires spathiques sont des biodismicrites (éch. 226-227) avec des débris d'Echinodermes et des Lamellibranches, des Globigerines, Globorotalia sp., Miliolidés, Discocyclines, petits Foraminifères benthiques et, à la base (éch. 226) des Operculines, Asterocyclina sp., et Nummulites dont *N. millecaput* (A), *N. cf. biarritzensis* et *N. perforatus* ; on trouve quelques grains de quartz (environ < 3%) détritiques angulaires de 0,01 à 0,05mm ; la matrice (environ 50%) est une micrite argileuse partiellement recristallisée ; les Miliolidés sont teintés par des oxydes de fer. Ce niveau, avec *N. cf. biarritzensis*, représenterait déjà la biozone biarritzienne.

2. 3m de calcaires spathiques gris-foncé à gris-brun massifs, le premier et dernier mètre étant gréseux. Les bancs gréseux de la base et du sommet correspondent à des biodismicrites extraclastiques (éch. 228-230) ; la partie non gréseuse est aussi une biomidismicrite où les fossiles sont des débris de Lamellibranches, Globigerines, Globorotalies, Miliolidés, surtout abondants à la base ; au sommet on trouve des débris de Discocyclines. Les Nummulites sont mal représentées : ainsi à la base (éch. 228), on a trouvé un seul fragment remanié d'une Nummulite (A) du Lutétien supérieur, tandis qu'au milieu (éch. 229) on a trouvé un "fantôme" de *N. millecaput* (A). A la partie supérieure, on n'a que des débris de Nummulites indéterminables. Les extraclastes correspondent à des grains de quartz (environ 5%) détritiques angulaires semblables à ceux du niveau 1 ; la matrice (55 à 60%) est une micrite argileuse partiellement recristallisée.

3. 2m de calcaires spathiques gris-foncé semblables à ceux du niveau

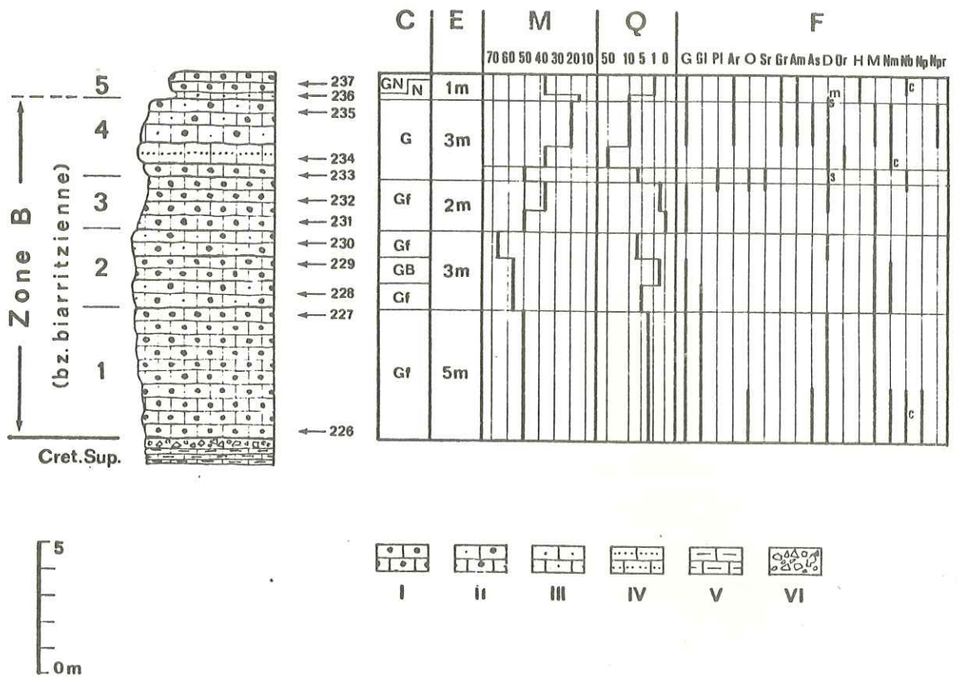


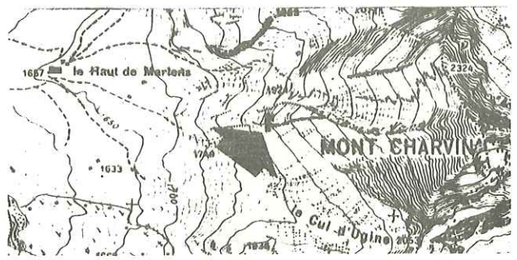
Fig. 25. Coupe du Nummulitique sur le versant nord du Cul d'Ugine. (dalle du Charvin).

Légende.

LITHOLOGIE. I. Calcaires bioclastiques ; II. Calcaires bioclastiques gréseux ; III. Calcaires gréseux ; IV. Grès calcaire ; V. Calcaires micritiques ; VI. Brèche de friction.

COULEUR (C) : Gf. Gris-foncé ; Gb. Gris-brun ; G. Gris ; N. Noir ; Gn. Gris-noir.

EPAISSEUR DES BANCS EN METRES (E).
POURCENTAGE DE LA MATRICE PAR RAPPORT AUX ALLOCHEMS (M).
POURCENTAGE DE QUARTZ (Q).



FOSSILES (F) : G. Globigerines ; Gl. Globorotalia sp., Pl. Planorbulines ; Ar. Asterigerina rotula ; O. Operculina sp. ; Sr. Sphaerogypsina robulus ; Gr. Grzybowskia reticulata ; Am. Amphistegines ; As. Asterodiscus sp. ; D. Discocyclines : s. D. sella ; m. D. marthae ; Or. Orbitolites sp. ; H. Helkyardia sp. ; M. Miliolidés ; Nm. Nummulites millecaput ; Nb. N. biarritzensis ; Np. N. perforatus ; Npr. N. pregarnieri ; c. conférés à ... .

1. Ils correspondent à des biodismicrites (éch. 231-232) ; les fossiles sont peu abondants : Miliolidés, petits Foraminifères benthiques, débris de Rotalia sp. et de Discocyclines, d'Echinodermes et de Lamellibranches, rares débris d'Algues et de Nummulites ; on voit quelques petits grains de Quartz (< 1%) ; la matrice est toujours micritique argileuse partiellement recristallisée.

4. 3m de calcaires spathiques gréseux gris, massifs, avec une intercalation de 0 à 80cm de grès calcaire à la partie inférieure. L'intercalation de grès (éch. 234) est formée par environ 50% de quartz détritiques sub-angulaires de 0,5 à 2mm ; la matrice (35 à 40%) est recristallisée entièrement en microsparite ; les fossiles qu'on trouve sont des Discocyclines, Orbitolines et *N. cf. millecaput*.
Le banc biodétritique sous-jacent (= 50cm) correspond à une biodismicrite extraclastique (éch. 233) avec des Miliolidés, Algues, Bryozoaires, débris d'Echinodermes, planorbulines, Operculines, Amphistegina, *Sphaerogypsina globulus* (REUSS), Discocyclina et *N. biarritzensis ;* les extraclastes sont des grains de quartz (5 à 10%) détritiques angulaires à arrondis avec une répartition bimodale de la taille (angulaires : 0,02 à 0,05mm et sub-arrondis : 0,5mm à 1,5mm) ; la matrice est une micrite partiellement recristallisée.
Les bancs au-dessus de l'intercalation gréseuse sont aussi des biodismicrites extraclastiques (Quartz environ 10%) (éch. 235) avec des Globigerines, Miliolidés, Rotaliidae, *Asterigerina rotula*, Asterocyclines, Amphistegina, *Grzybowskia reticulata, Discocyclina sella, Discocyclina marthae* et Nummulites dont *N. millecaput* (A) et (B) et *N. pregarnieri* (forme proche de *N. garnieri*); dans la surface des bancs on voit, à côté des très nombreuses et très grandes Nummulites, des Pectinidés et des Gastéropodes.
L'ensemble constitue une véritable lumachelle très caractéristique. Une grande dent de requin y a aussi été trouvée. Dans ce niveau *N. biarritzensis* à la base signale encore la biozone biarritzienne.

5. 1m de calcaires spathiques gris-noir en bancs de 20 à 40cm avec à la base un niveau de 10cm de calcaires gréso-argileux noirs. Le banc de 10cm de la base correspond à une micrite fossilifère extraclastique (éch. 236) avec nombreux bioclastes non déterminables et quelques débris d'Algues, des Globigerines, *Asterigerina rotula, Halkyardia, Grzybowskia reticulata,* Amphistegines, Rotaliidae et *Discocyclina sella* et *D. marthae* ; les extraclastes (10%) sont des grains de quartz sub-angulaires à sub-arrondis qui se présentent en répartition bimodale (0,05 à 0,15mm et 0,5 à 2mm) ; la matrice est une micrite argileuse (argile environ 10 à 20%).
Les bancs spathiques sont des biodismicrites (éch. 237) avec les mêmes fossiles ; en plus, on trouve des *Nummulites cf. biarritzensis ;* la matrice est une micrite recristallisée.
La persistance de *N. cf. biarritzensis* dans ce niveau nous signale encore la biozone biarritzienne.

En résumé, dans cette coupe de 14m d'épaisseur, la présence de formes rapportées à *N. biarritzensis* et de *N. cf. biarritzensis* (éch. 233) indique la biozone biarritzienne (à cheval entre les zones A et B) du Lutétien supérieur.

c- La coupe de J. MARTINI (1968).

Nous citons ici la coupe levée par J. MARTINI (1968), vers 1950m, sur le sentier conduisant au sommet du Charvin ; il voyait de bas en haut :

1. *"7m de calcaires finement gréseux, à rares Nummulites, faciès basal se distinguant difficilement du substratum de Couches de Wang. Au-dessus, on note une mince passée (0,1m), où les grandes Nummulites, Assilines et Discocyclines abondent ; nous avons déterminé ici : N. millecaput BOUBEE, Var. minor (HEIM), N. atacicus LEYMERIE (s.l.), N. discorbinus SCHLOTHEIM, var. minor (DE LA HARPE) et Assilina exponens (SOWERBT)".*

2. *"13m de calcaires à Mélobésiées, petites Nummulites et "Orthophragmines"... . On reconnait surtout N. millecaput (s.l.) et N. perforatus (groupe de). A l'extrême sommet ... on voit ... des intercalations de grès grossiers à caractère homométrique ; puis on passe à ...".*

3. *2m de grès plus ou moins calcaires, également très grossiers. Ces grès renferment des Nummulites parmis lesquelles nous avons reconnu N. millecaput BOUBEE, var. minor (HEIM) et N. perforatus (groupe de).*
   Il semble que ce niveau gréseux termine l'Eocène moyen. En effet, immédiatement au-dessus, on note ...".

4. *0,3m d'un calcaire biodétritique un peu gréseux, où l'on reconnait Nummulites chavannesi, N. incrassatus, Operculina alpina et des Nummulites de l'Eocène moyen certainement remaniées. La série se poursuit par 1,5m d'un calcaire fin gris à rares débris de Mélobésiées et de petits Foraminifères, puis l'on passe au calcaire biodétritique typique du Faciès à petites Nummulites".*

Pour les niveaux 1 et 2, d'après l'association décrite, on peut considérer que, selon A. BLONDEAU (1968, in Coll. Ecoène), ils représenteraient le Lutétien supérieur à Lutétien terminal (Auversien). On pourrait donc considérer que la coupe de J. MARTINI débute avec la partie supérieure de la zone A, tandis que le sommet de cette coupe comprendrait la zone B. Cependant on peut aussi penser que le niveau 1 de J. MARTINI, assez semblable à nos faciès des niveaux 1, 2 et 3, peut encore représenter la base de la zone B. En effet *Assylina exponens* (SOWERBY) bien que particulièrement abondante au Lutétien supérieur, monte jusque dans l'Auversien (Lutétien terminal) (A. BLONDEAU, 1968, in Coll. Eocène). Les niveaux 3 et 4 de J. MARTINI équivalent à nos niveaux 4 et 5 que nous avons aussi laissés dans le Biarritzien.

Notons encore que c'est à propos de cette coupe que J. MARTINI signale une discordance angulaire entre l'Eocène moyen et les couches à petites Nummulites *"600m plus à l'E-NE sur les flancs du Mont Charvin"*. Il doit s'agir là du repli visible à la base de la dalle nummulitique côté lac du Charvin. Cet "accident" bizarre est malheureusement inaccessible, dans la paroi (Pl. V, photos 7-8),

PLANCHE V

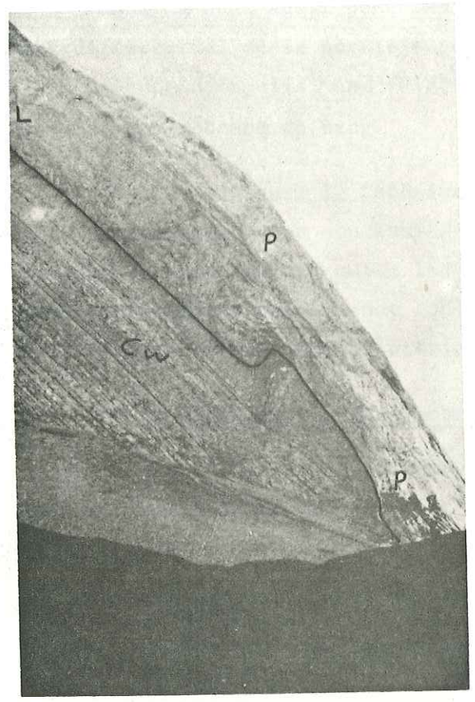


Photo. 7. Vue générale de l'accident visible sur le versant Nord du Mont Charvin : c'est la discordance angulaire de J. MARTINI.
Cw: Couches de Wang.
L : Lutétien.
P : Priabonien.

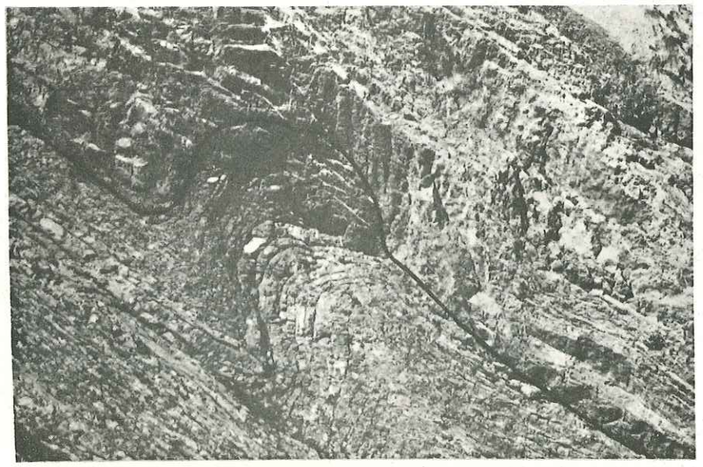


Photo. 8. Détail de la structure. Le trait marque le contact Crétacé supérieur - Nummulitique.

et par le fait même d'interprétation discutable. On peut certes penser à un pli post-Eocène moyen, cacheté par le Priabonien. Le Lutétien est en effet présent au sommet de l'arête et seul le Priabonien parvient en bas, au cône d'éboulis.

Mais on peut aussi penser à un repli tardif post-nummulitique avec glissement différentiel de la partie supérieure des calcaires. A la base de la paroi, près du cône d'éboulis, une friction existe en effet entre les calcaires priaboniens et les couches de Wang.

Partout ailleurs le Lutétien et le Priabonien sont remarquablement concordants et apparemment en continuité stratigraphique. Nulle part il n'existe en particulier de conglomérats entre les deux formations. Les conglomérats quand ils existent (cf. précédemment) sont toujours intrapriaboniens. C'est à tort que L. MORET (1934) les situait entre Lutétien et Priabonien.

d- La coupe au Col des Portettes (sommet du Nummulitique du Charvin) :

Elle part du sommet du Nummulitique calcaire de la dalle du Charvin ; en partant de l'est à 2150m et en allant vers l'ouest, on trouve successivement (fig. 26) :

1. des calcaires spathiques gris à gris-noir en bancs de 40 à 60cm. C'est le sommet des "Calcaires à petites Nummulites" il correspond à des biodismicrites à Algues (éch. 210). Ces calcaires peuvent déjà présenter un aspect bréchique avec des clastes de calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur de 1 à 5cm (éch. 209) ; les fossiles sont des Algues (15 à 20%), Bryozoaires, débris d'Echinodermes et Lamellibranches, Discocyclines, Asterocyclines, Nummulites, petits Foraminifères benthiques, rares Ostracodes et Globigerines ; la matrice (20 à 25%) est une micrite un peu argileuse partiellement recristallisée.

2. 17 à 18m de calcaires microcristallins à sublithographiques gris-noir à noirs avec des passées bréchiques. Ce sont des biodismicrites à biomicrites argileuses (éch. 206-207) parfois extraclastiques (éch. 204) ; les fossiles, déjà moins abondants et surtout remaniés sont des débris d'Algues (5%), d'Echinodermes, des Bryozoaires, des Discocyclines, des Asterocyclines, des Operculines, Grzybowskia, Nummulites et petits Foraminifères benthiques ; en plus, on trouve quelques Ostracodes et d'abondantes Globigerines (surtout au sommet) dont *G. cf. linapenta, G. gr. tripartita* et *Globigerinita sp.* ; la matrice (environ 50% à la base et environ 70 à 75% au sommet) est une micrite argilo-ferrugineuse partiellement recristallisée.

3. 12 à 12,5m de calcaires sublithographiques marneux noirs qui deviennent de plus en plus schisteux vers le sommet pendant que dans le même temps se développe une patine satinée.
Ce sont des dismicrites argileuses (éch. 194) schistosées ou non ; les seuls fossiles qu'on trouve sont des Globigerines et de rares

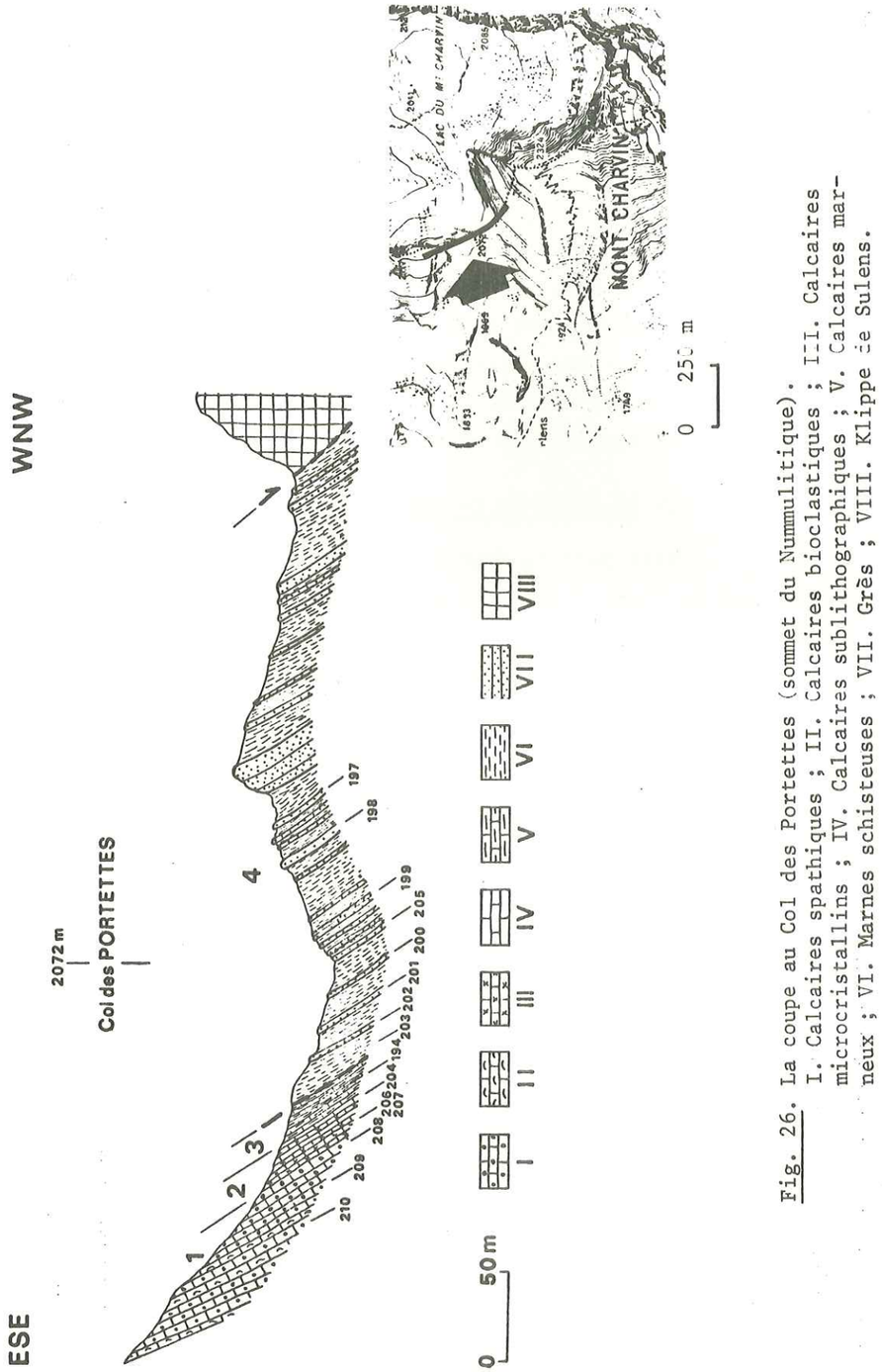


Fig. 26. La coupe au Col des Portettes (sommet du Nummulitique). I. Calcaires spathiques ; II. Calcaires bioclastiques ; III. Calcaires microcristallins ; IV. Calcaires sublithographiques ; V. Calcaires marneux ; VI. Marnes schisteuses ; VII. Grès ; VIII. Klippe de Sulens.

grains de quartz, formant parfois des lentilles parallèles à la schistosité sédimentaire ; la matrice (90%) est une micrite argilo-ferrugineuses parallèles à la stratification.

4. plus de 250m d'une succession de bancs de grès gris-vert et de bancs de marnes gréso-micacées schistosées. C'est la série des "Grès Intermédiaires" de G. SAWATZKI. G. SAWATZKI (1975, p. 317) estime que ces grès sont autochtones au Col des Portettes ; cependant, la schistosité très développée, ainsi que l'aspect satiné du sommet du niveau 3 précédent, nous laissent penser que le niveau 4 est déplacé, même au Col des Portettes. Nous avons vu par ailleurs les considérations générales qui militaient aussi en ce sens !

Dans cette coupe, les niveaux 1 et 2 correspondraient, par leur position, aux niveaux 6 (partie supérieure de) et 7 de la coupe de La Greube au sud du Charvin, tandis que le niveau 3 qui apparemment correspond déjà aux "Marnes bleues à Globigerines" ne serait pas représenté au sud du Charvin, les Grès intermédiaires (niveau 4) reposant déjà tectoniquement sur le niveau 7 de La Greube. Ces grès, vers le Col du Fer, sont, nous l'avons vu par ailleurs, très réduits par rapport à ceux du Col des Portettes.

e- La coupe du Nummulitique au nord du Charvin.

Aux abords du lac du Charvin, la dalle nummulitique, entamée par l'érosion glaciaire, ne forme qu'un petit seuil morphologique, à peu près rectiligne, qui ferme la combe du lac. En contrebas du lac, elle donne une grande dalle structurale de Nummulitique fortement lapiazé. Au nord du lac, elle forme de même tout le versant W-NW de La Goenne, depuis son sommet jusqu'au niveau du sentier qui mène du lac aux chalets de l'Aulp du Fier. Plus au nord et plus au NW, elle s'enfonce en contact tectonique, sous l'ensemble des écailles intermédiaires réduites ici à quelques mètres de Crétacé supérieur.

Dans ce secteur nord de l'écaille inférieure du Charvin, le Priabonien - Bartonien est à peu près seul représenté.

Vraisemblablement, le Biarritzien existe encore, réduit à 0,5m au verrou du lac où le faciès de base de la barre nummulitique rappelle beaucoup les faciès gréseux que nous avons caractérisés comme tels plus au sud. Le Lutétien supérieur serait donc ici transgressif par ses couches supérieures. Au nord de ce verrou, en tous cas, on n'a plus que le Priabonien sensu stricto (zone C) et le Bartonien.

Le faciès général de ce Priabonien est un calcaire spathique ou bio-

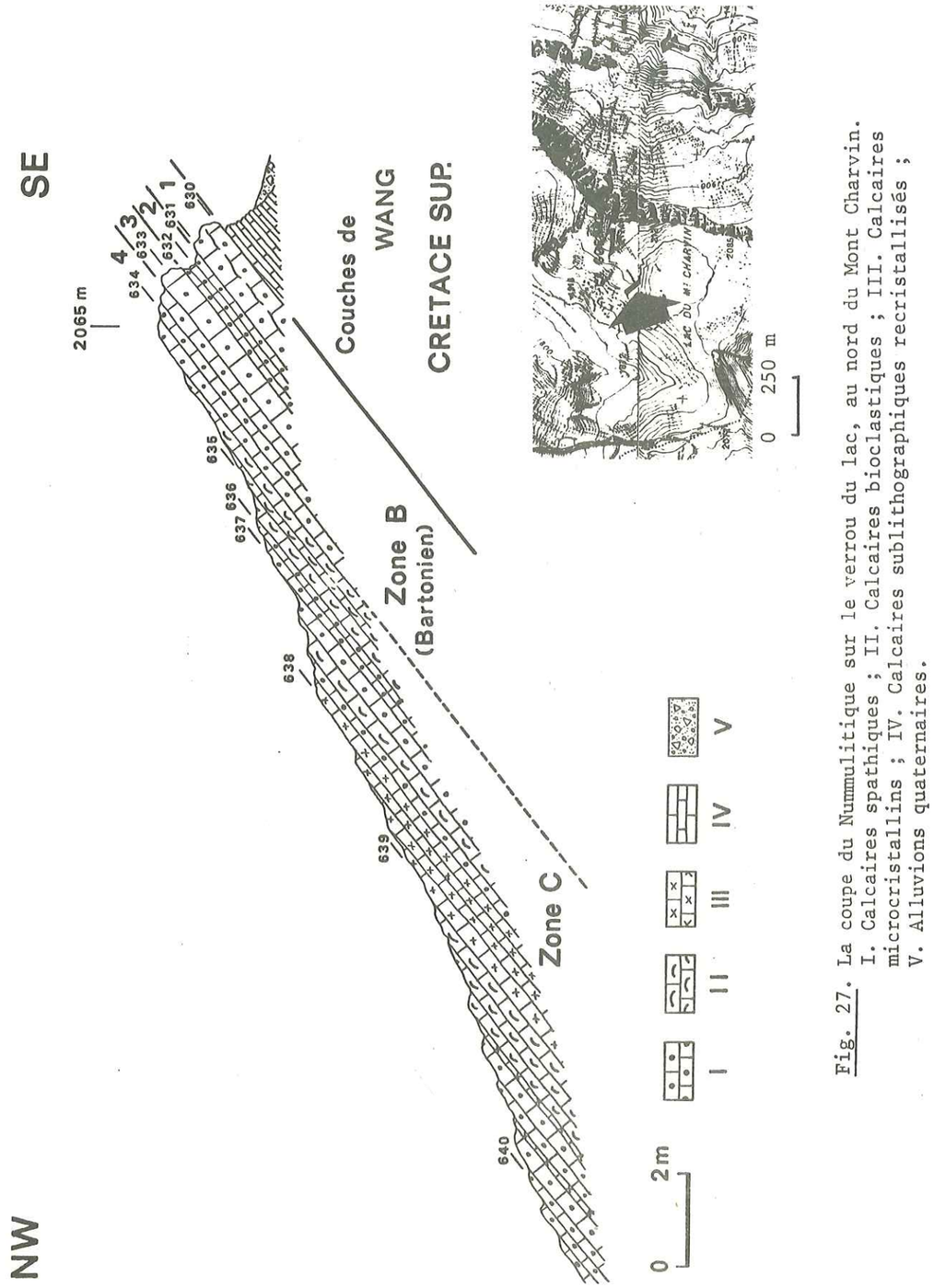


Fig. 27. La coupe du Nummulitique sur le verrou du lac, au nord du Mont Charvin.
I. Calcaires spathiques ; II. Calcaires bioclastiques ; III. Calcaires microcristallins ; IV. Calcaires sublithographiques recristallisés ;
V. Alluvions quaternaires.

détritique à Algues où l'on peut voir parfois des dents de poisson de 0,3 à 1,5 cm. Vers le sommet, on voit graduellement le passage aux "brèches Nummulitiques" grossières qui se développent surtout près du ravin du Fier où elles sont surmontées tectoniquement par l'écaille supérieure avec lesquelles elles se confondent.

La coupe que nous présentons ici et qui concerne seulement les premiers mètres, a été prélevée au nord de l'entrée au lac, vers 2050m, sur un escarpement qui amorce la dalle de La Goenne. Là, on voit, en partant du SE vers le NW et en légère discordance sur les "Calcaires à Jeréminelles", successivement (fig. 27) :

1. un banc de 75 à 80cm de calcaires spathiques gris. Il correspond à une biodismicrite à biopseudosparite à Algues (éch. 630, 631) avec des Algues (20 à 25%), des débris d'Echinodermes et de Lamellibranches, des Miliolidés, des petits Foraminifères benthiques, des Arénacés, Gypsinidés, Asterocyclina, de rares Brachiopodes, Heterostegines, Bryozoaires, Pararotalia sp., Operculines, Amphistegines, Nummulites indéterminées ; on voit, à la base du banc, quelques rares grains de quartz arrondis de 1 à 2mm ; la matrice (environ 40%) est une micrite peu argileuse, parfois recristallisée en grandes plages sparitiques.

2. 40 à 45cm de calcaires spathiques gris-foncé en bancs de 15 à 20 cm, moins résistants à l'érosion. Ce sont des biodismicrites à Algues (éch. 632) mais un peu plus argileuses. Les fossiles sont des Algues (15 à 20%), débris d'Echinodermes et Lamellibranches, quelques Miliolidés, rares Ostracodes, Operculines, Amphistegines ; la matrice (60%) est une micrite argilo-ferrugineuse partiellement recristallisée.

3. Un banc de 50 à 60cm de calcaires spathiques gris. Il correspond à une biodismicrite à Algues (éch. 633) ; les fossiles sont des Algues (25 à 30%), débris d'Echinodermes, petits Foraminifères benthiques, Polypiers, Operculines, Gypsinidés, Nummulites ; la matrice (20 à 25%) est une micrite partiellement recristallisée.

4. 7 premiers mètres d'une succession de bancs de 40 à 70cm de calcaires spathiques à biodétritiques gris. Ce sont des biodismicrites à Algues (éch. 634 à 640) avec des Algues (10 à 40%), Gypsinidés (abondants dans les premiers mètres), débris d'Echinodermes, Bryozoaires, petits Foraminifères benthiques, un rare test Calpionelliforme géant (éch. 636), Discocyclines, Operculines, Asterocyclines, Nummulites dont *N. garnieri* ; la matrice (variable entre 20 et 50%) est une micrite peu argileuse partiellement recristallisée, donnant lieu parfois à des plages sparitiques, surtout à la base.

Ce sont les calcaires de ce dernier niveau, épais de quelques dizaines de mètres et très monotones, qui forment la surface ravinée et lapiazée en contrebas du lac.

f- Conclusion à l'étude des coupes des calcaires nummulitiques de l'écaille "Inférieure".

Nous avons pu caractériser pro-parte, à la base, entre le Col du Fer et le Mont Charvin, la biozone biarritzienne du Lutétien supérieur. Au-dessus la série paraît se poursuivre normalement par le Bartonien et le Priabonien.

Au nord du Charvin, le Lutétien supérieur s'amincit et disparaît très vite dès le verrou du lac où il paraît transgressif par ses couches supérieures.

Plus au nord encore, nous n'avons plus que le Bartonien et le Priabonien.

3°/- Les "Marnes bleues" et les grès :

Nous n'avons pas eu le loisir de les étudier en détail. Nous avons vu d'ailleurs que les Marnes bleues étaient fort peu représentées et ne se trouvaient guère qu'en lentilles -il est vrai parfois importantes- dans les brèches nummulitiques.

Quant aux "Grès" et marnes micacées associées, ils paraissent effectivement contenir beaucoup moins d'éléments volcaniques que les Grès de Taveyannaz. C'est donc sans doute à juste titre que G. SAWATZKI en a fait des "Grès Intermédiaires" entre les GTT et les GV. Nous avons par ailleurs déjà discuté de leur position en concluant à leur caractère sub-autochtone relativement à l'ensemble des écailles du Charvin.

Nous n'avons pas non plus examiné en détail les Schistes argileux noirs à "blocs" immédiatement sous-jacents à la klippe. Notre impression première est qu'il ne s'agit pas d'un Wildflysch mais de petits copeaux tectoniques dilacérés à la base de la klippe dans les schistes oxfordiens.

4°/- Les Brèches nummulitiques :

Nous avons longuement décrit leur position dans le début de ce chapitre. Nous rappellerons simplement qu'elles ne constituent pas un conglomérat de base ni un épisode intercalé entre Lutétien et Priabonien comme le suggérait L. MORET, mais qu'elles apparaissent dans le sommet des calcaires et surtout dans les marnes et peuvent se développer jusqu'à les remplacer totalement.

Elles sont surtout développées dans l'écaille "Supérieure" où elles peuvent, au NW, reposer sur l'Urgonien sans calcaires interposés. Nous nous contenterons ici de les décrire un peu plus en détail.

Ces brèches, mal classées voire même à aspect chaotique, sont composées par des clastes, tantôt arrondis, tantôt angulaires, de taille très variées (de 2mm à plus de 2m), les tailles les plus fréquentes étant entre 3 et 30cm.

Ces clastes, le fait est remarquable, sont tous d'origine très locale. Y sont représentés, le Crétacé supérieur (essentiellement calcaires sublithographiques), la brèche à fossiles et nodules phosphatés, les grès noirs "albiens" et l'Urgonien, mais également du Lutétien et du Priabonien.

La relation avec le substratum a dû être quasi directe : c'est ainsi qu'un alignement d'éléments noirs albiens peut se suivre du NE au SW à travers toute l'écaille supérieure puis l'amont immédiat du point ou le sentier venu des chalets de l'Aulp aborde cette écaille jusqu'au ravin du Fier. Plus à l'aval, la brèche est beaucoup moins riche en éléments albiens : ces derniers y deviennent même vite rarissimes. Ces éléments albiens sont parfois de très grande taille (pluridécamétriques) représentant alors de véritables écroulements locaux. Nous avons déjà parlé de l'un de ces "olistolites" albiens précédemment. Il est posé en apparence directement sur l'Urgonien, en réalité par l'intermédiaire d'une brèche, immédiatement à l'amont du point où le sentier venu des chalets de l'Aulp aborde l'écaille "Supérieure". Un autre est franchi par le même sentier quelque 200m plus au sud, toujours dans la même écaille. A signaler encore, la véritable décharge d'éléments albiens de toutes tailles dans l'écaille "Inférieure", cette fois sur le dos de la dalle nummulitique du Charvin, au nord du Col des Portettes.

Enfin, nous avons déjà aussi signalé au sud de ce même col, le gros "bloc" albien "posé" d'une manière qui reste un peu énigmatique sur des calcaires schisteux à passées bréchiques de cette même écaille "Inférieure".

Il faut aussi noter que lorsque la brèche repose directement sur l'Urgonien (exemple à la partie NW de l'écaille "Supérieure", elle devient souvent difficile à séparer de ce dernier, car elle est alors constituée quasi uniquement par des éléments urgoniens. Il s'agit alors véritablement d'un "Urgonien reconstitué" où le "ciment" n'est représenté que par de minces filets ocracés, quartzo-glauconieux. Il faut alors de patientes recherches pour trouver dans ces filets de rares Nummulites. C'est au voisinage des points où la brèche est riche en éléments albiens qu'on trouve surtout, ce type de ciment. Ailleurs, il peut à l'inverse devenir micritique.

Quant au contenu fossilifère du ciment des brèches, il se caractérise par une importante association, de toute évidence remaniée, sauf pour quelques

fossiles planctoniques tel que les Globigerines. D'après les déterminations effectuées dans de nombreuses lames minces, voici la liste des microfossiles :

- débris d'Algues, Echinodermes, Lamellibranches, Bryozoaires ;

- Grands Foraminifères : Discocyclines, Asterocyclines, Heterostegines, Amphistegines, Operculines, Lenticulines, *Sphaerogypsina globulus* (REUSS), *Spiroclypeus sp.*, *Fabiania sp.*, Nummulites dont *N. cf. millecaput* (A), *N. biarritzensis*, *N. aff. fabianii*, *N. cf. garnieri*, *N. cf. stellatus*, *N. incrassatus*, *N. chavannesi* et *N. striatus*.

- Petits Foraminifères : Rotalia sp., Hantkenina sp. et Globigerines indéterminées.

Ces brèches disparaissent relativement vite au sud du Mont Charvin, bien avant la Cluse d'Ugine. Mais d'autres brèches chaotiques assez semblables sont connues au voisinage :

- dans le flanc W de la Dent de Cons au sud de la Cluse. Selon B. DOUDOUX (1975) elles y remplacent aussi les calcaires nummulitiques et pro-parte les marnes, elles sont transgressives, du nord au sud, sur des terrains allant du Crétacé supérieur à l'Hauterivien. Cette zone prolonge directement au sud notre écaille "Inférieure" du Charvin ;

- entre le front de la klippe et l'autochtone au nord de Saint Ferréol. J. ROSSET et al. (1976) en font une unité parautochtone ;

- enfin à la base du flysch ultra-helvétique de la nappe inférieure de Sulens.

5°/- Conclusion à l'étude du Nummulitique du Charvin : Comparaison avec le Nummulitique de l'Etale :

L'ambiance générale de dépôt reste la même qu'à l'Etale, mais un certain nombre d'éléments interviennent pour troubler ici cette ambiance.

Tout d'abord la transgression nummulitique, considérée d'abord en bloc, se fait sur un substratum plus contrasté. C'est ainsi qu'au nord et au sud du secteur du Charvin, la transgression atteindra des niveaux plus bas, allant jusqu'à l'Urgonien et même l'Hauterivien. Alors qu'au contraire, au centre du secteur, le Crétacé supérieur sera conservé avec une forte puissance, se complétant même à sa partie supérieure par d'épaisses couches de Wang. Les discordances angulaires restent cependant faibles. Il ne semble pas qu'il y ait eu avant le Nummulitique de phase plicative importante mais plutôt de simples bombements à grand

taine instabilité du fond marin à cette époque. B. PAIRIS enfin, dans Platé (1975) signale aussi des "*traces de glissements synsédimentaires dans le sommet des calcaires*" et "*l'existence de microbrèches dans le sommet des calcaires et dans la partie inférieure des Schistes à Globigerines*". Il attribue ces phénomènes à des rejeux verticaux de blocs.

B. PAIRIS voit le jeu de ces fractures s'atténuer ou cesser au moment du dépôt des grès, encore que des slumpings nets soient encore observables dans cette formation.

En ce qui concerne notre secteur, le jeu de fractures semble aussi cesser au moment du dépôt des grès, si tant est que ces grès soient bien autochtones ou sub-autochtones- : on n'observe plus dans la base de ces derniers que quelques rares et minimes crachées conglomératiques.

Rappelons pour terminer que ces "Grès" semblent bien être au Charvin du type "Grès Intermédiaires" et non plus "Grès de Taveyannaz" comme dans le secteur de l'Etale. Il est donc probable que le secteur du Charvin est paléogéographique quelque peu plus interne que celui de l'Etale, les lignes paléogéographiques de ces grès étant par ailleurs plus est-ouest que les structures actuelles.

N'ayant pas étudié par ailleurs les "Schistes noirs à blocs" situés entre ces grès et la base de la klippe, nous ne pouvons dire qu'il s'agit d'un Wildflysch annonçant l'arrivée de la klippe dans un bassin marin. Quoi qu'il en soit, les grès et éventuellement leur Wildflysch terminal clôturent la sédimentation marine dans ce secteur, vraisemblablement au cours de l'Oligocène.

IV. LE QUATERNAIRE.

A. LES FORMES GLACIAIRES.

1°/- Les cirques glaciaires :

Ils apparaissent sur le versant occidental de la chaîne.

Actuellement, ils sont reconnaissables par leur forme plus ou moins circulaire et leurs parois abruptes, parfois très abîmées. Dans les cirques les mieux conservés, on peut voir encore un relief typiquement glaciaire à parois raides, un fond plat avec un petit lac et le verrou qui limite le cirque. D'autres ont été remodelés par l'érosion, recreusés par des ravinements plus récents ou en partie remblayés par des éboulis.

rayon de courbure. Une paléofaille est possible dès cette époque dans le secteur nord du Charvin.

La mer s'est avancée ici plus précocement (Lutétien supérieur) que dans l'Etale. Mais elle semble être restée limitée à un étroit chenal dans le secteur médian du Charvin. Elle s'est avancée là sur des reliefs adoucis, sans conglomérat de base notable. Ce Lutétien transgresse vers le nord par ses couches supérieurs. Dans le chenal, le Lutétien paraît passer en continuité marine tranquille au Bartonien-Priabonien calcaire mais latéralement, la mer s'étale en transgression au Bartonien-Priabonien, envahissant les "dômes" restés jusque là émergés. C'est à ce moment qu'elle envahit également le secteur de l'Etale.

L'extension de cette transgression se fait généralement aussi sans conglomérat de base notable, sauf dans l'extrême nord du secteur du Charvin et les flancs de la Dent de Cons, dans les Bauges, mais il devient difficile en ces points de préciser la part qui revient dans les conglomérats à la persistance de reliefs "Eocène inférieur" et à une tectonique synsédimentaire plus jeune intrapriabonienne. Du Priabonien calcaire est en tous cas repris dans ces brèches, et des crachées conglomératiques importantes parviennent du secteur nord du Charvin jusque dans le bassin où s'étaient jusque là déposés tranquillement le Lutétien et les calcaires priaboniens. Le degré d'immaturité des brèches, le caractère strictement local de leurs éléments indiquent à notre avis un jeu ou rejeu de failles à cette époque dans le secteur nord du Charvin.

L'absence ou le faible développement du faciès Marnes bleues dans tout le secteur du Charvin est sans doute à mettre en rapport avec cette "tectonique" locale intrapriabonienne.

Il faut noter ici qu'une telle "phase tectonique" intrapriabonienne a été suggérée déjà dans des régions voisines par différents auteurs.

C'est ainsi que J. CHAROLLAIS (1962), dans des parties plus externes des Bornes, note l'arrivée de l'entilles conglomératiques toujours à éléments locaux dans les marnes à Foraminifères. Il y voit la preuve "*d'oscillations tectoniques durant la formation des marnes à Foraminifères et déjà à la fin de la sédimentation du calcaire à petites Nummulites*".

J. MARTINI (1970) a de son côté signalé dans les Bornes et les Bauges (en particulier dans le synclinal Trélod-Charbon) de fortes avalanches sous-marines au moment de la sédimentation des Marnes bleues, ce qui traduit une cer-

Ces cirques sont du nord au sud (fig. 28) :

- La Combe de Tardevant, profondément entaillée par des ravinements actuels. Ce cirque est taillé dans l'Hauterivien qui, du fait des intercalations marneuses peu résistantes à l'érosion, ne conserve que quelques traces des parois de bord du cirque. Il reste au fond du cirque un tout petit lac (Lac de Tardevant) qui n'est plus guère qu'un marécage.

- La Combe entre l'Aiguille de Manigod et la Tête de l'Aulp, plus petite mais mieux conservée que la précédente, montre un relief de cirque avec un petit lac (Lac de Champ Tardif), plus grand que celui de Tardevant. Ici, on voit mieux les parois du pourtour du cirque, bien qu'elles aussi aient été taillées dans l'Hauterivien.

- La Combe entre la Tête de l'Aulp et La Goenne, taillée encore dans l'Hauterivien, en partie remblayée par les éboulis récents ; elle montre encore de hautes parois en demi-cercle, un fond plat, légèrement ondulé où une dépression centrale marécageuse signale l'existence antérieure d'un lac. Un verrou assez net reste couronné à son sommet par des dépôts morainiques laissés là lors de la disparition du glacier.

- Le cirque du Lac du Charvin, le mieux conservé. Modelé dans les calcaires du Crétacé supérieur, il a mieux résisté à l'érosion, sauf sur l'arête est. On y distingue clairement la paroi du cirque, le fond concave, légèrement ondulé occupé par le lac juste avant un verrou constitué par des calcaires nummulitiques.

Le lac est alimenté par des sources issues des importants cônes d'éboulis du flanc sud du cirque. Il n'a pas d'exutoire visible, mais les grosses sources qui donnent naissance au Fier, quelque 500 mètres plus au NW, sont sans doute en grande partie des résurgences de pertes du lac dans le verrou de calcaires nummulitiques.

- Les deux combes au sud du Charvin dont celle du Cul d'Ugine. Ces deux combes remblayées en partie par les éboulis récents, conservent encore cependant des traces des parois du cirque. Ceux-ci ont été taillés dans le Crétacé supérieur et dans l'Albien.

Au nord, entre la Pointe de Merdassier et l'Etale s'étend la grande Combe de La Bionnière qui est subdivisée à sa partie haute en plusieurs petites combes. Elles ont peut être aussi une origine glaciaire. Mais le fait est moins évident.

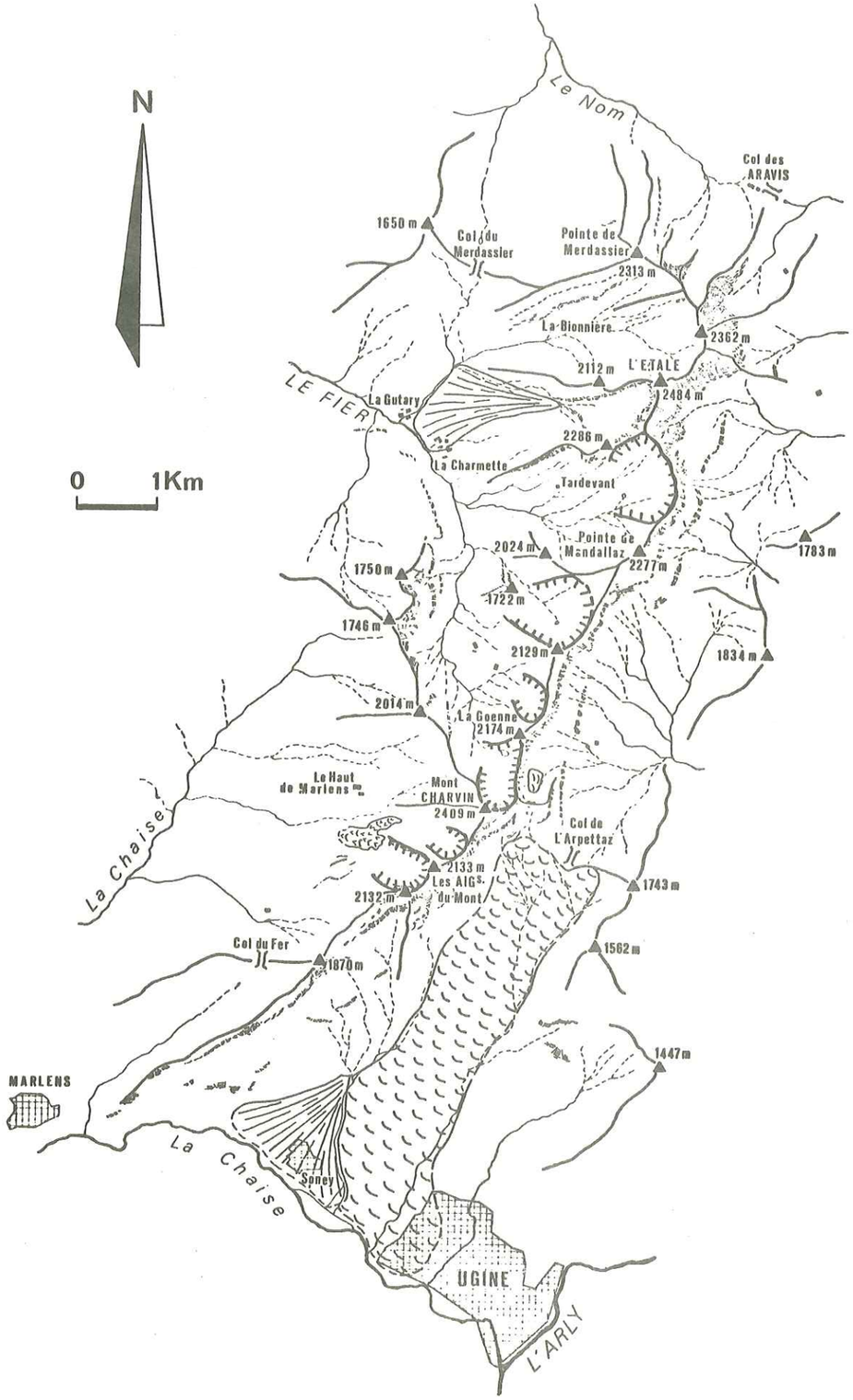


Fig. 28. Les formations quaternaires.

Tous ces cirques, sauf les deux combes du sud du Charvin, s'ouvrent vers la vallée du Fier. Les langues glaciaires devaient s'y écouler, mais dans cette partie aval, le surcreusement par le Fier et ses affluents ainsi que les éboulis récents ont en grande partie effacé la morphologie glaciaire ancienne.

2°/- Les formes glaciaires d'accummulation :

Elles sont assez rares et en provenance uniquement de nos glaciers locaux. Les seules formes d'accummulation glaciaire connues dans notre secteur semblent être les quelques blocs glaciaires installés sur le verrou de la combe sise entre la Tête de l'Aulp et La Goenne et les dépôts morainiques qui s'étalent à l'aval des combes du sud du Charvin (fig. 28). Là, le caractère hétérogène du matériel, la sélection et le classement nuls, ainsi que la topographie moutonnée montrent clairement qu'il s'agit d'une moraine peut être en outre plus ou moins glissée.

B. LES CONES DE DEJECTION.

Le seul véritable cône de déjection dans le secteur se situe au niveau du coude du Fier au point où ce dernier passe d'une orientation nord-sud à une orientation est-ouest. Ce cône, sur lequel se situent plusieurs hameaux (fig. 28) entre autres La Gutary, Les Plans de Comburce, La Charmette, Lachenal, etc..., a son origine à l'Etale. En effet, au lieu-dit Foiroux, on voit nettement l'encoche du bassin d'alimentation à forme classiquement triangulaire.

Un autre cône de déjection se situe au pied de la falaise du versant oriental de la chaîne au niveau des villages du "Soney" et "Les Rippes" au débouché de la Cluse d'Ugine.

C. LES ECROULEMENTS ET GLISSEMENTS.

Ils sont très abondants et épais (10-15m) au pied des falaises les plus importantes (versant oriental de la chaîne, falaise de La Goenne, versant nord de La Bionnière, etc...). On les trouve aussi remblayant la plupart des combes et anciens cirques glaciaires, soit sur le versant occidental, soit sur le versant oriental. Les vallées du Fier et du Nom sont elles aussi en grande partie encombrées par les éboulis.

Leur épaisseur est par contre faible, souvent moins d'un mètre, au pied

des dalles structurales du versant ouest où ils recouvrent des marnes delitables. Ils glissent alors lentement empêchant l'installation d'une couverture végétale stable. Il en va de même des quelques éboulis qui, en flanc est, sont parvenus jusque sur les marnes oxfordiennes. Pendant la période du dégel printanier, ils donnent naissance à de nombreux glissements, de taille très réduite, mais qui suffisent à bloquer la route des Montagnes. Les meilleurs exemples de ces éboulis réduits en cours de glissement se trouvent tout le long du versant oriental de la chaîne et au versant nord de la Pointe de Merdassier.

V. CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES GENERALES.

Jusqu'au sommet du Crétacé nous pouvons dire qu'il n'y a pas de différences importantes entre les secteurs de l'Etale et du Charvin (fig. 29).

Nous avons au début la sédimentation classique relativement "profonde" de la "fosse dauphinoise". Pour ce qui nous concerne :

- Oxfordien marno-schisteux noir à Cephalopodes passant de manière transitionnelle aux faciès de calcaires fins à Cephalopodes et Calpionelles du Kimméridgien puis du Tithonique.

- La série se poursuit en continuité par la grande série marneuse ou marno-schisteuse ou marno-calcaire du Néocomien. A partir du Valanginien on note toutefois des indices croissants d'une diminution assez progressive de profondeur (quartz détritique, fins débris bioclastiques, glauconie, phosphates, petites brèches intraformationnelles, etc...) en même temps qu'abondent les spicules d'Eponges. Le Néocomien-Barrêmien inférieur passe ainsi progressivement aux calcaires urgoniens qui sont surtout des calcaires à débris de bordure de plateforme.

- L'Urgonien paraît correspondre pour l'essentiel au Barrêmien supérieur-Aptien inférieur. Il se termine par des "Couches à Orbitolines" plus ou moins gréseuses passant elles-mêmes à une pseudo-brèche.

Avec l'Urgonien se termine l'évolution de la "fosse dauphinoise".

Il semble qu'il y ait ensuite un hiatus (Aptien supérieur ?) (fig. 29) précédant le dépôt des grès noirs attribués à l'Albien. Mais aucun karst anté-albien n'a pu être mis en évidence. Il semble donc que l'on ait plutôt une simple lacune de sédimentation qu'une émersion.

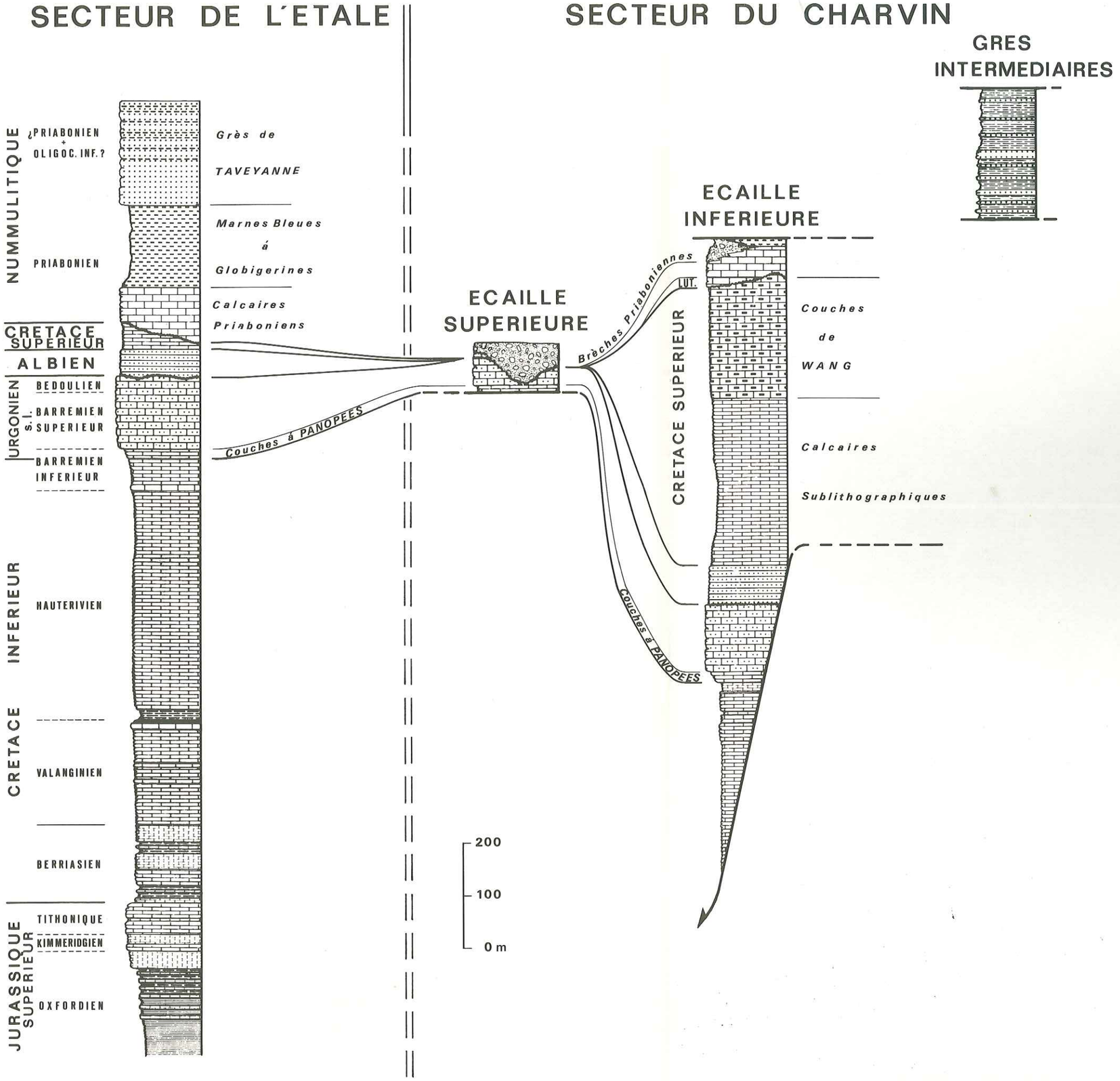


Fig. 29. Cadre de corrélation entre le secteur de l'Etale et le secteur du Charvin.

Les grès et marnes gréseuses noires glauconieux phosphatés sus-jacents paraissent amorcer un nouveau cycle. Ils correspondent à un mode de sédimentation tout différent : sédimentation peu profonde, en bassin perturbé, avec remaniements fréquents. Ces remaniements se poursuivent au début de la formation des calcaires sublithographiques qui commence constamment par une brèche phosphatée. Par la suite, on évolue vers un milieu pélagique franc à nombreuses Globotruncanas où peuvent se manifester des teintes rouges (secteur de l'Etale).

Les calcaires sublithographiques couvrent ici le Turonien et le Santonien. La brèche phosphatée pourrait donc correspondre au Cénomanien et les grès noirs à l'Albien.

Dans le secteur du Charvin, des couches plus élevées sont conservées : il s'agit des couches de Wang ou "Couches à Jeréminelles" qui succèdent de manière très progressive aux calcaires lithographiques. Il s'agit de calcaires et schistes argilo-siliceux sombres où les Globotruncanas deviennent vite très rares et les spicules abondants. Nous n'avons pu les dater. Classiquement, elles sont attribuées au Campanien-Maestrichtien et considérées comme un faciès régressif.

La région émerge ensuite vers la limite Crétacé supérieur - Tertiaire et restera émergée dans son ensemble jusqu'au retour des mers du cycle nummulitique (début du Lutétien supérieur à Priabonien selon les points). Au cours de cette longue période d'émersion l'érosion a atteint localement des niveaux relativement bas : Urgonien et même Hauterivien, alors qu'ailleurs d'épaisses couches de Wang restaient conservées. Il n'a cependant pas été observé de karsts importants sous le Nummulitique. Les discordances angulaires sont par ailleurs toujours faibles entre Nummulitique et substratum. L'émersion ne s'est donc pas accompagnée de phase plicative importante. Tout au plus de larges bombements et des jeux de failles.

Aucun dépôt pouvant correspondre à cette période n'a été observé : Ni sidérolitique, ni encroûtements de Microcodium, ni couches lacustres ou saumâtres infra-nummulitiques. Les produits d'érosion ont donc dû être évacués hors de notre secteur.

La transgression nummulitique s'annonce précocement au Charvin où le Lutétien supérieur calcaire a pu être caractérisé (fig. 29), apparemment en chenal, précisément dans la zone de moindre érosion où les couches de Wang sont bien conservées. La mer déborde ensuite, envahissant les régions voisines au Bartonien -Priabonien. Ce premier terme calcaire à faciès très littoral, mais sans conglo-

mérat de base notable, est suivi dans le secteur de l'Etale par un terme marneux important (marnes à Globigerines puis marnes micacées) marquant sans doute un approfondissement.

Dans le secteur du Charvin, l'approfondissement semble moins marqué : les marnes sont réduites ou mal caractérisées et surtout, localement, de puissantes brèches chaotiques remplacent le sommet des calcaires et des marnes. Une tectonique de faille synsédimentaire est donc probable au Priabonien. Le calme revient et le bassin se comble ensuite par des apports détritiques : grès à matériel pyroclastique. Les grès sont différents dans les deux secteurs. Grès de Taveyannaz dans le secteur de l'Etale, Grès dits "Intermédiaires", moins riches en matériaux volcaniques dans le secteur du Charvin. Ceux-ci sont considérés par les auteurs comme paléogéographiquement plus internes, plus proches de l'Ultra-helvétique.

Les marnes et les grès n'ont pu être datés. Ils pourraient déjà correspondre pro-parte à l'Oligocène.

Ainsi se termine la sédimentation marine dans notre secteur. Le matériel des grès, très polygéniques avec de nombreux éléments issus de zones plus internes, paraît indiquer qu'une importante phase tectonique est en cours plus à l'intérieur. Il est devenu classique de faire arriver les klippes en bassin marin à la fin de la sédimentation de ces grès. La présence d'un Wildflysch à olistolites terminant les grès confirmerait ce point. Mais nous n'avons pas eu le loisir de nous pencher sur cette question.

Nous terminerons en signalant que le secteur du Charvin nous paraît paléogéographiquement quelque peu plus interne que celui de l'Etale. Ce fait se marquerait par la présence des couches de Wang et surtout par la présence des Grès Intermédiaires.

Le caractère assez interne de l'ensemble de notre secteur d'étude se marque peut être aussi dès le Crétacé inférieur. Il faut noter en particulier l'absence de toute trace de diminution de profondeur vers la limite Tithonique-Berriasien, le caractère extrêmement discret des épisodes bioclastiques (calcaires roux) du Valanginien et la mauvaise caractérisation des "Couches à Panopées" Le faciès de ces couches de passage à l'Urgonien pourrait aussi bien ici correspondre au faciès de Drüsberg décrit dans la nappe helvétique du Wildhorn. C'est l'ensemble de ces caractères qui évoque d'ailleurs les faciès du Wildhorn, nappe helvétique la plus élevée. Selon B. DOUDOUX (renseignement oral), ces caractères

se retrouvent en grande partie dans l'angle NE du Massif des Bauges (Massif de la Dent de Cons). Nous serions là dans la partie paléogéographique la plus interne des chaînes subalpines septentrionales.

CHAPITRE III

TECTONIQUE

I. INTRODUCTION.

Du point de vue tectonique on peut distinguer, dans notre secteur d'étude, schématiquement trois grandes unités superposées : ce sont de haut en bas :

- La Klippe de Sulens à matériel ultrahelvétique et subbriançonnais ;
- L'Unité du Charvin ;
- L'Unité de l'Etale } à matériel dauphinois.

L'édifice structural précédent est en outre découpé par plusieurs systèmes de failles.

Nous ne décrirons ici que les deux dernières unités, la Klippe de Sulens ne se développe en effet qu'à l'ouest de notre secteur. Nous tenterons de préciser les grandes structures et de reconstituer l'histoire tectonique de cette partie méridionale de la Chaîne des Aravis.

II. L'UNITE DE L'ETALE.

Elle se suit depuis le Col des Aravis au nord, jusqu'au Pas de l'Ours au sud où elle disparaît tectoniquement (fig. 30 et 31) sous l'Unité du Charvin, et sous les formations quaternaires. Du point de vue stratigraphique, comme nous l'avons vu précédemment, elle comprend une série complète que nous avons étudiée de l'Oxfordien au Nummulitique.

Globalement, cette unité forme un monoclinal (fig. 36 A) dont la direction générale des couches est N 50° et dont le pendage, en direction du NW s'accentue du nord (25°-30°) au sud (50°-55°). Néanmoins, dans la partie méridionale, comprise entre le Col de l'Arpettaz et le Pas de l'Ours, du fait de l'obliquité des structures (N 55°-60°) par rapport à l'abrupt d'érosion de la falaise, apparaissent des structures plicatives importantes (fig. 36 B). Elles (fig. 32) correspondent à des plis sub-isoclinaux à tête plongeante vers le NW ; ils intéressent, sous le contact tangentiel de l'Unité du Charvin (fig. 30), la barre "tithonique", le Berriasien et le Valanginien ; en particulier, sous le Pas de l'Ours, la barre "tithonique" apparaît deux fois, la "barre" supérieure étant encadrée par du Berriasien. Ces plis semblent s'estomper vers le nord dans la falaise, encore qu'il ne soit pas très facile de caractériser des redoublements dans les marno-calcaires néocomiens.

Ces structures sont à rattacher à celles décrites immédiatement à l'est

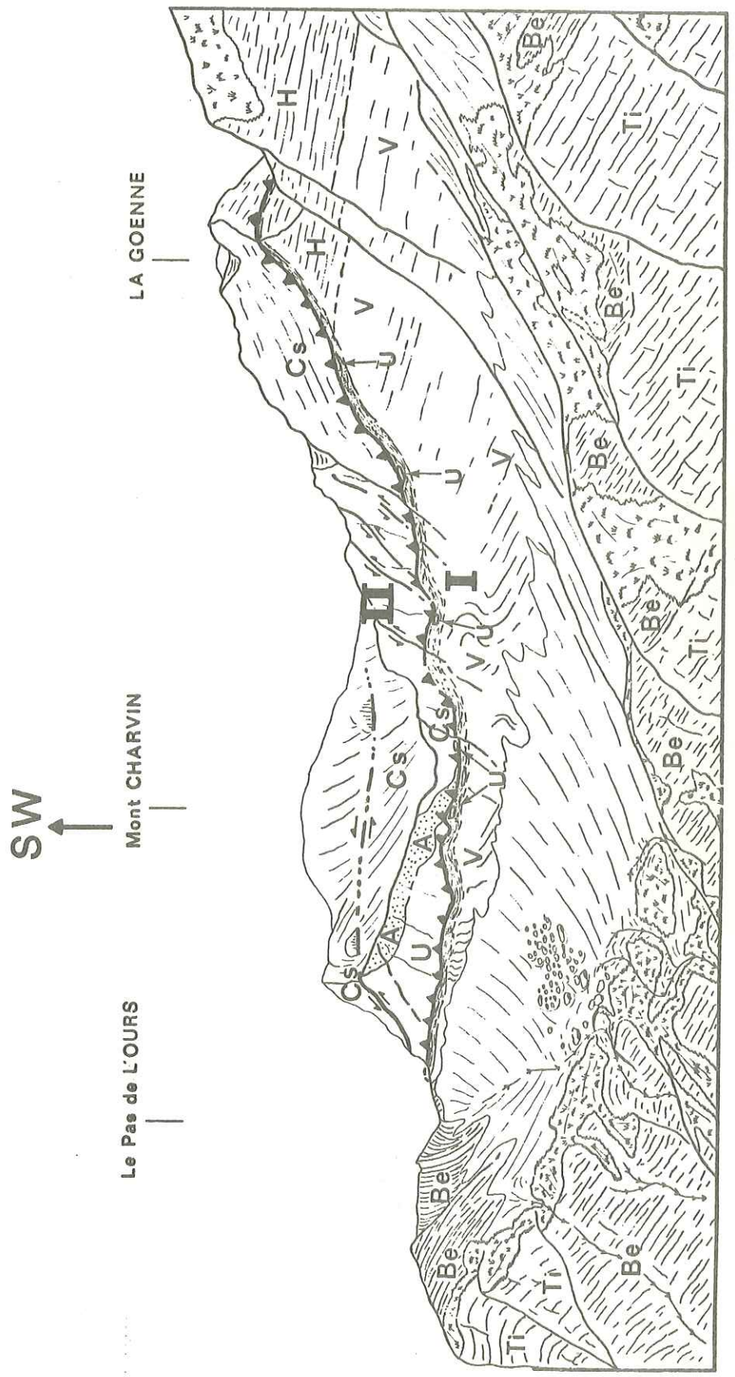


Fig. 30. Panorama du versant oriental de la chaîne au nord du Pas de l'Ours vu depuis les chalets de Merdassier.
I. Unité de l'Etale ; II. Unité du Charvin ; Ti. "Barre tithonique" ; Be. Berriasien ; V. Valanginien ; H. Hauterivien ; U. Urgonien ; A. Albien ; Cs. Crétacé supérieur.

PLANCHE VI

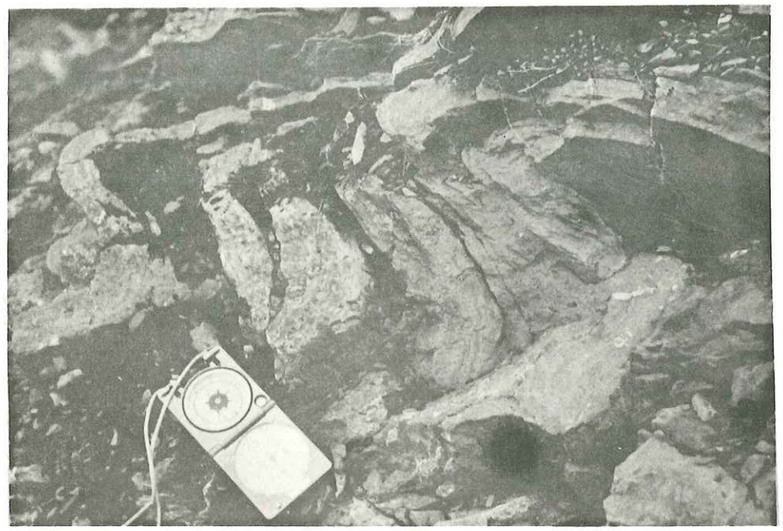


Photo. 9. Disharmonies dans le coeur du pli dans le Berriasien de l'Etale sur l'envers Sud du Pas de l'Ours.

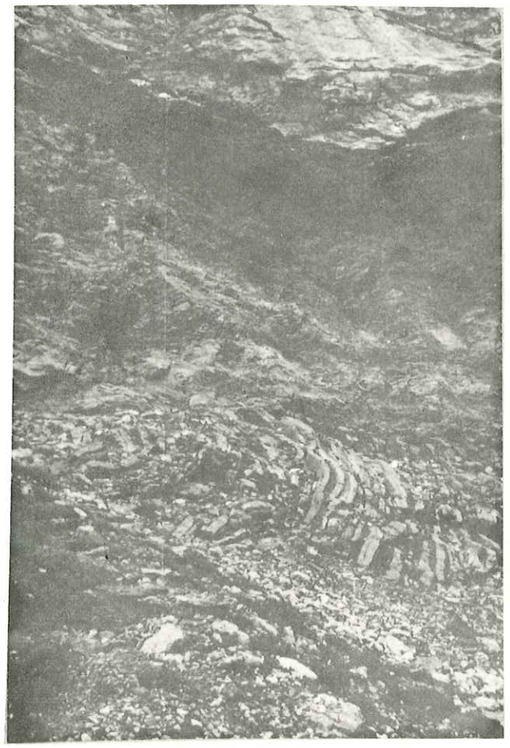


Photo. 10. Disharmonies dans les plis valanginiens de l'Etale qui sont coupés par l'écaille du Charvin.

Zone de Néocomien broyés.
Contact de base de l'écaille du Charvin.

Valanginien
en plis à axes fortement incliné au Sud.

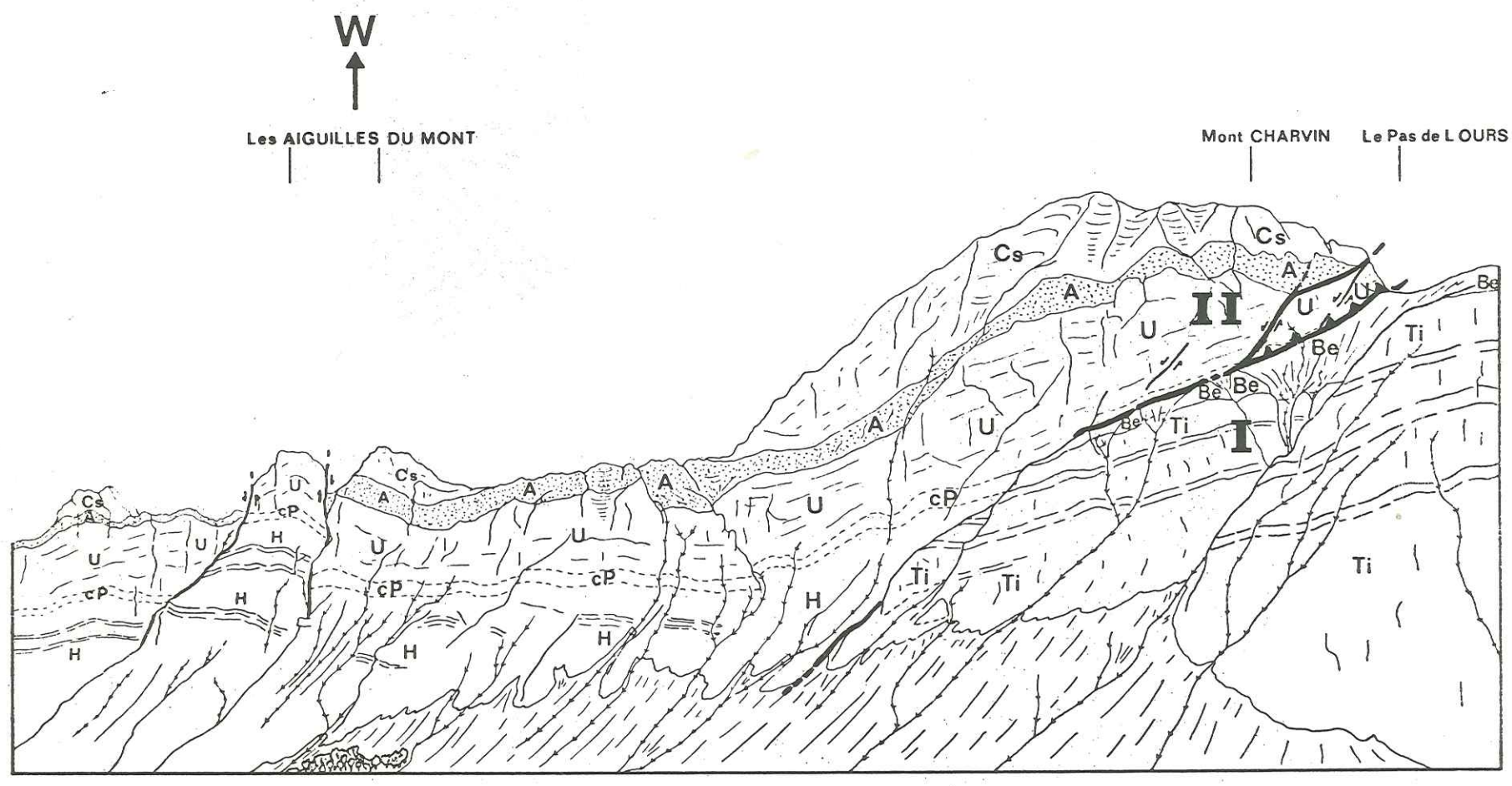


Fig. 31. Panorama de la falaise orientale au sud du Pas de l'Ours vu depuis le Col de l'Arpettaz. (Même légende que la figure 30).

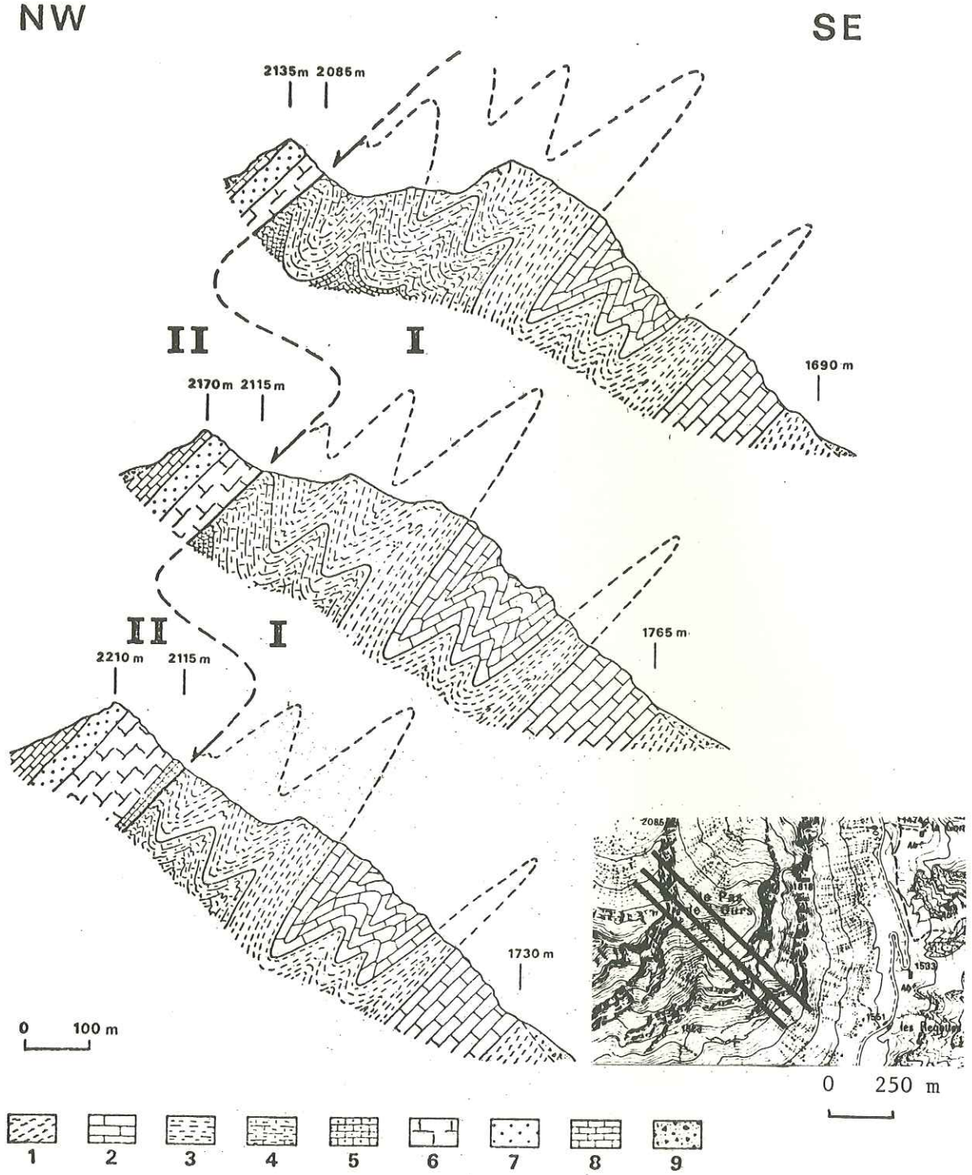


Fig. 32. Coupes seriées au Pas de l'Ours montrant les plis à tête plongeante qui affectent l'Unité de l'Etale.
I. Unité de l'Etale ; II. Unité du Charvin ; 1. Oxfordien schisteux ; 2. Barre "tithonique" ; 3. Berriasien ; 4. Valanginien ; 5. Hauterivien ; 6. Urgonien ; 7. Gault ; 8. Crétacé supérieur ; 9. Alluvions quaternaires.

PLANCHE VII

Photo. 11. Failles inverses à regard Est dans l'Hauterivien de l'Etale sous le contact avec l'Unité du Charvin.

par J.C. CARFANTAN (1975) dans le Dogger et l'Oxfordien. Elles semblent correspondre également à celles décrites par J. ROSSET (1956) au nord du Col des Aravis où elles affectent tous les terrains depuis la base du Jurassique.

De plus, dans le détail, de nombreuses disharmonies existent dans le Néocomien, elles sont pour l'essentiel dues à des différences de compétence des séquences lithologiques ; ceci est tout particulièrement visible sur les revers sud et nord du Pas de l'Ours (photos 9-10, Pl. VI), tout près du contact basal de l'Unité du Charvin.

Enfin, sous le versant nord de la falaise de La Goenne s'observe une série de petites failles inverses (photo 11, Pl. VII) cisaillant les marno-calcaires hauteriviens, ces failles inverses sont à regard SE ; en même temps, on voit aussi une accordance des bancs, parallèlement au contact basal de l'Unité du Charvin en s'approchant de celui-ci (fig. 33).

III. L'UNITE DU CHARVIN.

Elle est limitée :

- au Nord, par la falaise est-ouest allant de La Goenne au Fier, avec cependant quelques petits lambeaux plus septentrionaux, près de l'Aulp du Fier ;
- à l'Ouest, par la klippe de Sulens ;
- au Sud, elle se prolonge jusqu'à la cluse de Faverges-Ugine où elle disparaît par ensellement axial sous les alluvions quaternaires de la cluse ;
- à l'Est, de La Goenne ou Pas de l'Ours, elle ne forme que la partie supérieure de l'abrupt terminal du bord subalpin mais, du Pas de l'Ours à la cluse d'Ugine, elle forme la totalité de cet abrupt (fig. 31).

Dans cette unité sont visibles des terrains allant de l'Hauterivien au Nummulitique (cf. stratigraphie).

Cette unité, par suite d'un écaillage tectonique intense, peut être subdivisée en quatre ensembles superposés (voir carte détaillée du secteur du Charvin (fig. 36B et fig. hors texte) :

- l'écaille "Inférieure" ;
- l'écaille "Intermédiaire" ;
- l'écaille "Supérieure" ;
- l'écaille des "Grès Intermédiaires".

L'ensemble de ces écailles plonge globalement de façon "monoclinale" vers le NW (direction des bancs N 50-55°, pendages 45°-60° NW). Elles se relaient successivement, de l'est à l'ouest le long du contact tectonique majeur qui sépare l'ensemble de l'unité de l'Unité de l'Etale. Des blocs, parfois décamétriques, d'Urgonien et Gault, ou de Crétacé supérieur jalonnent ce contact : ils sont parfois inclus complètement le long de ce contact dans les marnes du Crétacé inférieur. Tous ceux dont nous avons pu déceler la polarité sont en position normale.

Ce sont ces blocs que L. MORET qualifiait "*d'écaille inférieure*". Nous réservons quant à nous le nom d'"*écaille inférieure*" (ou "*du Charvin*") à la première véritable écaille qui surmonte le contact tectonique général. Notre "écaille inférieure" correspond donc grosso-modo à l'"*écaille moyenne*" de L. MORET. Nous avons par ailleurs été amené à diviser l'ancienne "*écaille supérieure*" de L. MORET en "*écaille intermédiaire*", "*écaille supérieure*" et "*écaille des grès intermédiaires*".

1°/- L'écaille "Inférieure" :

Elle représente en superficie 90% de l'Unité du Charvin. Cette écaille peut se suivre depuis La Goenne au nord, où elle est réduite au Crétacé supérieur et Nummulitique, jusqu'à la Cluse de Faverges-Ugine (région de Marlens) au sud, dans cette direction, elle se complète progressivement, par le bas, par les terrains de l'Albien, de l'Urgonien et de l'Hauterivien. Le contact basal de cette unité chevauchant l'Unité de l'Etale, se suit depuis, le revers méridional du Pas de l'Ours au sud jusqu'à la partie moyenne de la falaise de La Goenne au nord fig. 33) : elle est relayée là, vers l'ouest, successivement par l'écaille "Intermédiaire" et l'écaille "supérieure" (fig. 34) qui viennent à leur tour reposer sur l'Hauterivien de l'Etale. En définitive, ce contact basal est très clairement un contact de cisaillement.

Dans la partie ouest et nord-ouest de cette écaille le Nummulitique calcaire et marneux, parfois bréchique, qui repose stratigraphiquement sur la série Crétacé supérieur du Mont Charvin, est recouvert du nord au sud successivement, par l'écaille "Intermédiaire", l'écaille "Supérieure", enfin par l'écaille des "Grès Intermédiaires".

La structure générale est simple, toutes les couches plongeant régulièrement vers le nord-ouest (fig. 36c). Cependant, dans le détail, deux faits sont à signaler :

PLANCHE VIII

Photo. 12. Accidents intracutanés dans le Crétacé supérieur au Sud du Charvin (écaille inférieure).
Photo prise sur le versant Sud de la Combe au Sud du Cul d'Ugine.

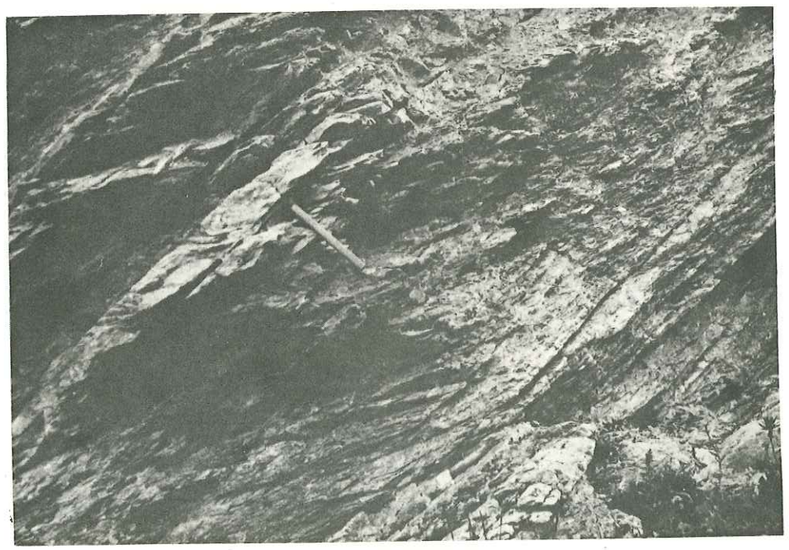


Photo. 13. Schistosité de fracture (N5°/20°-35°W) dans le Crétacé supérieur au Sud du Charvin.
Photo prise sur le versant Nord de la Combe au Sud du Cul d'Ugine.

a- On observe parfois (combe au sud du Cul d'Ugine) des phénomènes de disharmonie dans les bancs de la base du Crétacé supérieur, se manifestant, entre autres, par de petits écaillages "intracutanés" à regard est (photo n° 12, Pl. VIII) ; ces petits accidents s'amortissent dans les calcaires plus schisteux qui viennent au-dessus.

b- Toujours dans les calcaires du Crétacé supérieur, au sud du Mont Charvin s'observe, quand les conditions d'affleurement sont favorables, une schistosité de fracture fruste (N5°/20°)35° W) (photo n° 13, Pl. VIII).

2°/- L'écaille "Intermédiaire" :

C'est la plus restreinte des Unités du Charvin ; elle affleure dans la partie moyenne de la falaise nord de La Goenne (fig. 33, 34 et fig. 19) et dans le petit vallon E-W du revers occidental de ce sommet (photo n° 14, Pl. IX) à la faveur de deux failles tardives subparallèles. Elle est formée d'Albien et de Crétacé supérieur fortement laminés. Du point de vue structural, elle repose :

- dans sa partie est sur l'écaille "Inférieure" ;
- vers l'ouest, directement sur l'Unité de l'Etale.

Elle est recouverte tectoniquement par l'écaille "Supérieure". Vers le sud, à l'approche du vallon du Fier, elle disparaît entre "écaille Inférieure" et "écaille Supérieure".

La structure même de l'écaille "Intermédiaire" est des plus complexes comme le montre l'analyse de la falaise nord de La Goenne (fig. 33) ; en particulier, elle se subdivise en deux lames tectoniques principales, la plus basse disparaissant vers l'est. Ces deux lames, dans le détail, sont elles mêmes intensément écaillées par une série de petites failles inverses pentées fortement vers l'ouest donnant naissance à une série de petits compartiments à séquence stratigraphique normale vers le haut (grès "albiens", conglomérat à galets phosphatés, calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur) (photo n° 15, Pl. IX).

3°/- L'écaille "Supérieure" :

Elle affleure surtout dans la partie occidentale de La Goenne, et disparaît au niveau du thalweg du Fier sous les Grès intermédiaires. Elle est composée pour l'essentiel par de l'Urgonien et par du Nummulitique (calcaires et brèches).

Le pendage général de l'écaille se fait vers le nord-ouest, sans

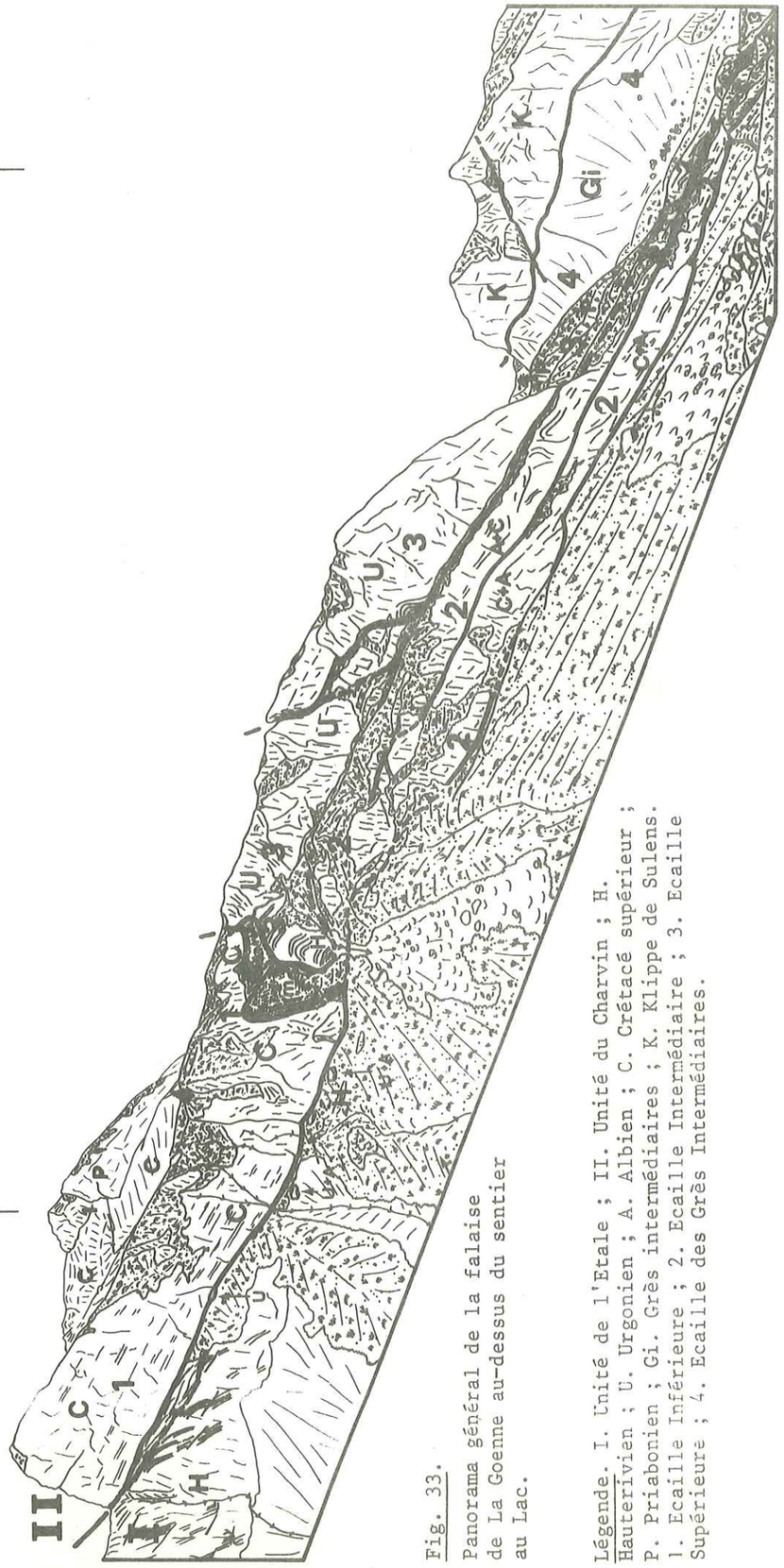


Fig. 33.
Panorama général de la falaise de La Goenne au-dessus du sentier au Lac.

Légende. I. Unité de l'Etale ; II. Unité du Charvin ; H. Hauterivien ; U. Urgonien ; A. Albien ; C. Crétacé supérieur ; P. Priabonien ; Gi. Grès intermédiaires ; K. Klippe de Sulens. 1. Ecaille Inférieure ; 2. Ecaille Intermédiaire ; 3. Ecaille Supérieure ; 4. Ecaille des Grès Intermédiaires.

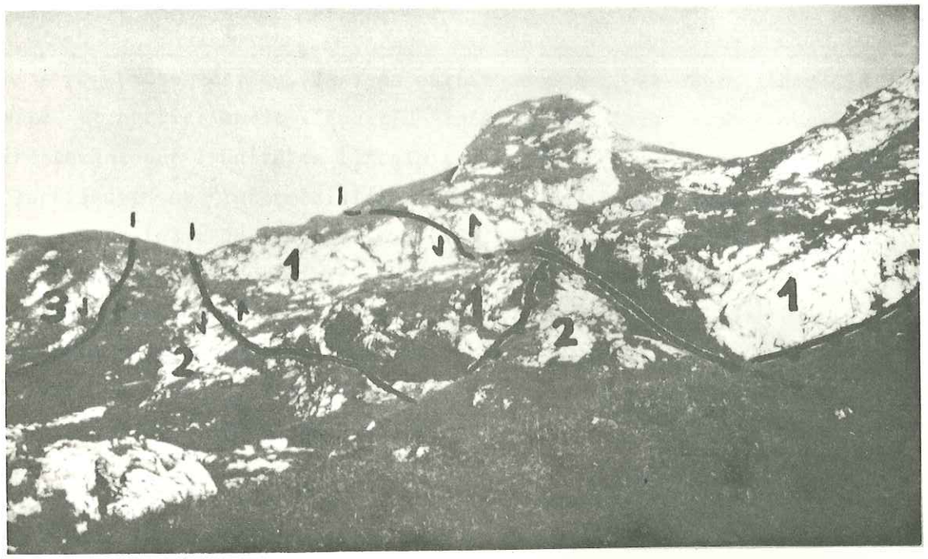


Photo. 14. Vue générale du versant occidental de La Goenne.
A gauche on voit clairement le vallon limité des deux côtés par des failles. 1: Ecaille inférieure ; 2: Ecaille intermédiaire ; 3: Ecaille supérieure.

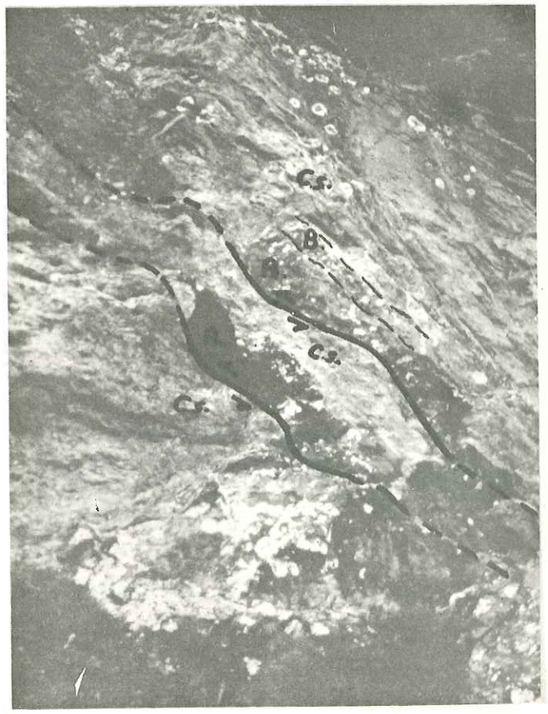


Photo. 15. Détail de la structure de l'Ecaille intermédiaire.

A : Albien.
B : Pseudobrêches phosphatées
Cs: Calcaires sublithographiques.

Echelle : 1/30.

grandes déformations. Toutefois nous avons observé quelques failles inverses à plan plongeant vers le nord-ouest auxquelles s'associent de petits plis assymétriques déversés vers l'est (direction des axes : N50°) (photo n° 16-17, Pl. X et fig. 33).

Cette écaille, dans sa partie nord-est, recouvre l'écaille "Intermédiaire" et partiellement l'écaille "Inférieure". Vers le nord-ouest elle repose directement sur l'Unité de l'Etale : elle prend donc là, le relais des écailles "Inférieure" et "Intermédiaire" à la base du contact tangentiel entre les Unités du Charvin et de l'Etale (fig. 34). Vers le sud, à l'approche du vallon du Fier -l'écaille Intermédiaire ayant disparu- l'écaille Supérieur vient directement au contact de l'écaille Inférieure. Et ce contact s'établit conglomérat nummulitique de l'une contre conglomérat nummulitique de l'autre. Il devient donc finalement difficile de séparer vers le sud "écaille Inférieure", "écaille Intermédiaire" et "écaille Supérieure".

C'est sans doute à cette écaille Supérieure qu'il faut rattacher une petite klippe d'Urgonien coiffé de brèches nummulitiques, que l'on trouve posée sur l'Hauterivien de l'Etale à l'aval ouest immédiat de l'Aulp de Fier d'en haut.

Une autre petite klippe, plus réduite, affleure essentiellement le long du ravin du Fier, un peu plus à l'ouest encore, entre les cotes 1525 et 1480. Elle comprend de l'Urgonien, du Gault et du Crétacé supérieur, et repose à cheval sur l'Hauterivien et l'Urgonien autochtones de l'Etale : elle doit être rattachée soit à l'écaille "Inférieure", soit à l'écaille "Intermédiaire".

4°/- L'écaille des "Grès Intermédiaires" :

Elle affleure essentiellement à l'ouest des écailles précédentes, en rive gauche du Fier, dans la base du versant montant vers La Tulle. Il s'agit d'une série schisto-gréseuse de type flysch que nous envisageons correspondre à la couverture normale des séries nummulitiques du Charvin (cf. stratigraphie p. 142).

Du point de vue structural, cette écaille des "Grès Intermédiaires" est recouverte tectoniquement par la Klippe de Sulens, les contacts sont nets et bien tranchés. Par contre, les rapports structuraux entre ces "Grès" et les écailles précédentes sont plus difficiles à préciser ; nous avons vu (Stratigraphie) que ce flysch était certainement décollé aux deux extrémités de l'Unité du Charvin :

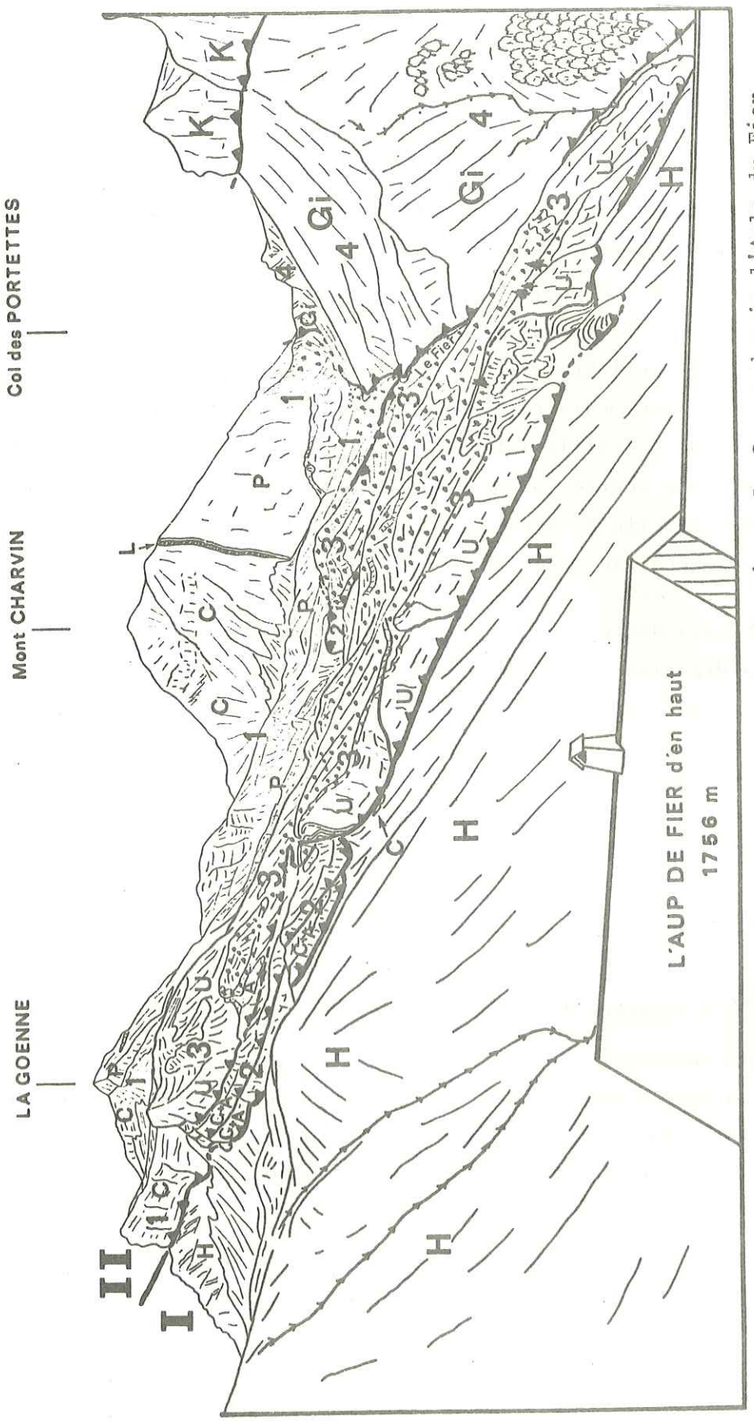


Fig. 34. Panorama général du vallon du Fier entre le Charvin et La Goenne depuis l'Aulp du Fier.
I. Unité de l'Etale ; II. Unité du Charvin ; H. Hauterivien ; U. Urgonien ; A. Albien ;
C. Crétacé supérieur ; L. Lutétien ; P. Priabonien ; Gi. Grès intermédiaires ; K. Klippe
de Sulens. 1. Ecaille Inférieure ; 2. Ecaille Intermédiaire ; 3. Ecaille Supérieure ;
4. Ecaille des Grès Intermédiaires.

PLANCHE X

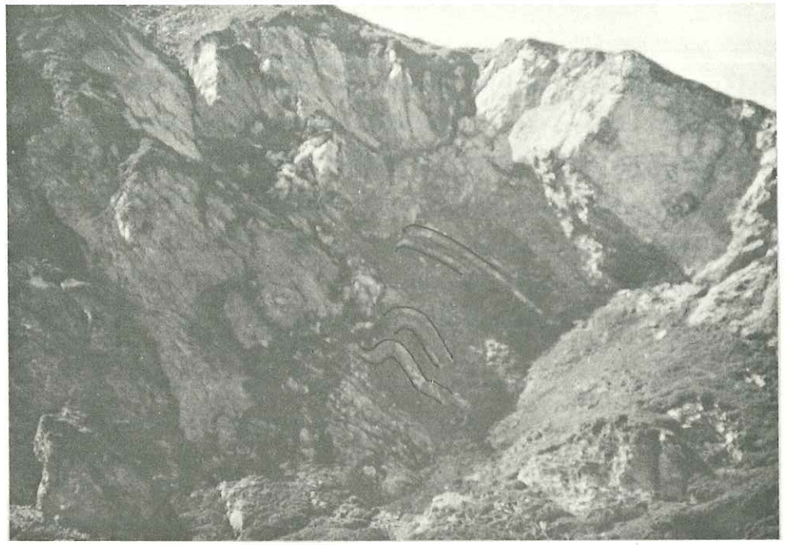


Photo. 16. Plis dans les Couches à Panopées - Hauterivien à la base de l'Ecaille supérieure.
Photo prise au contact Ecaille supérieure - Ecaille inférieure sur la falaise Nord de La Goenne.

Photo. 17. Plis dans les Couches à Panopées - Hauterivien à la base de l'Ecaille supérieure.
Photo prise en aval du point où le sentier du Lac coupe la falaise de La Goenne.

- au nord, dans le bas vallon du Fier où il repose, très froissé, sur l'Urgonien de l'écaille Supérieure ;

- au sud, dans le bas vallon de Marlens où il repose sur l'Urgonien de l'écaille Inférieure.

Mais entre les deux, il repose toujours sur les conglomérats et calcaires schisteux nummulitiques avec lesquels il se montre accordant. Et nous avons vu aussi que la distinction entre les différentes écailles s'efface quand on se dirige du nord au sud le long du ravin du Fier. Dans toute cette partie médiane de l'Unité du Charvin, le caractère allochtone des "grès intermédiaires" n'est donc pas évident : c'est au point que G. SAWATZKI, au Col des Portettes, n'avait pas hésité à les qualifier d'"*autochtones*".

Nous sommes donc parfaitement conscient que notre "*écaille des grès intermédiaires*" reste discutable en tant qu'écaille.

Notre idée est plutôt que ce flysch constitue la couverture, décollée ou non selon les points, de la grande unité d'ensemble du Charvin. Ce n'est qu'au nord que cette unité serait débitée sous le flysch en trois sous-unités : écaille Inférieure, écaille Intermédiaire, écaille Supérieure -le flysch étant évidemment alors décollé.

IV. CONCLUSION A L'ETUDE DES UNITES.

En conclusion, l'étude des séries stratigraphiques et des rapports structuraux des unités décrites précédemment montre que l'Unité de l'Etale constitue l'autochtone relatif et que la Klippe de Sulens constitue l'allochtone vrai. Quant à l'Unité du Charvin, débitée au nord en écailles, elle représente un parautochtone à série stratigraphique très proche de celle de l'Unité de l'Etale.

Ce dispositif d'empilement des grandes unités structurales : Unités de l'Etale, du Charvin et Klippe de Sulens (subbriançonnais à Ultra-helvétique) et le déversement général des grandes structures plicatives vers l'ouest montrent à l'évidence que l'Unité du Charvin, avec son écaillage était en position plus interne que l'Unité de l'Etale.

Néanmoins, les nombreuses petites failles inverses et les petites écailles intracutanées à regard est, auxquelles sont associés parfois de petits plis assymétriques déversés aussi vers l'est, à l'intérieur des sous-unités du Charvin,

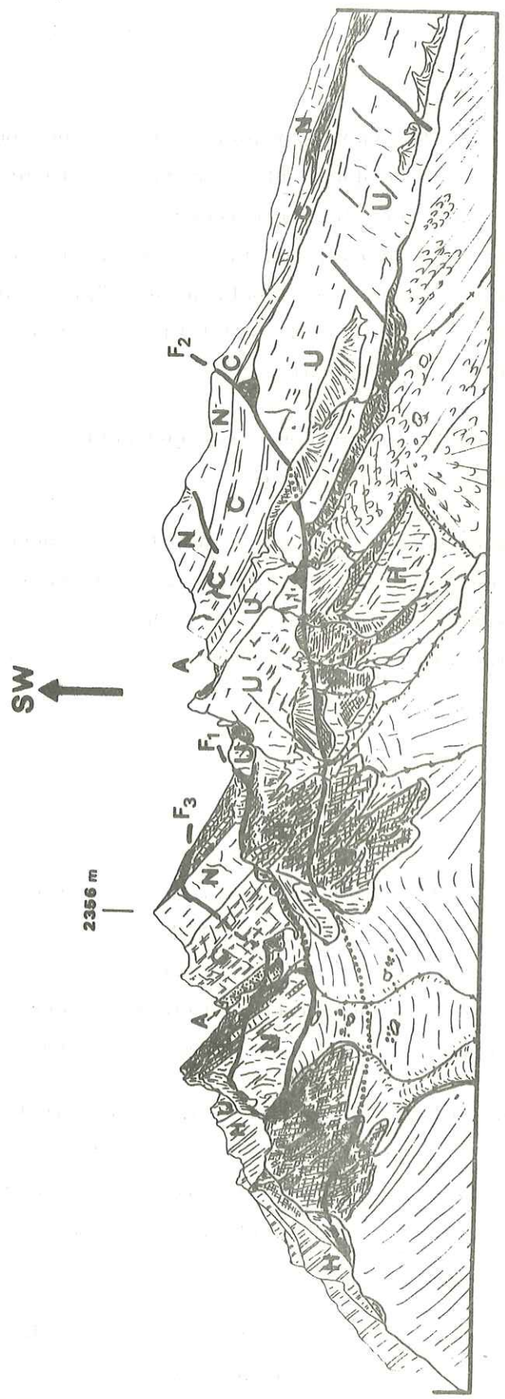


Fig. 35. Panorama des envers des Aravis (muraille sud du Col des Aravis) depuis le Col.
H. Hauterivien ; U. Urgonien ; A. Albien ; C. Crétacé supérieur ; N. Nummulitique ;
F.1 ; 2 ; 3 : Failles décrochantes en ordre d'importance décroissant.

semblent montrer des rejeux différentiels en rétroécaillages probablement tardifs.

V. LES SYSTEMES DE FAILLES.

On peut distinguer deux grands systèmes de failles successifs :

A- Les Failles décrochantes ;

B- Les Failles normales.

A. LES FAILLES DECROCHANTES.

Il s'agit pour l'essentiel d'un réseau de failles sub-parallèles. Les directions des plans de failles sont comprises entre N 105° et N 145° et leurs pendages entre 45° et 60° vers le sud. Le mouvement relatif général (analyse tectonique et microtectonique) est décrochant sénestre, avec une très légère composante verticale entraînant chaque fois un faible affaissement des compartiments sud, ce rejeu vertical de toute façon ne dépassant pas quelques mètres.

L'ensemble de ces cassures affecte toutes les unités décrites précédemment. Parmi les failles les plus spectaculaires, signalons du nord au sud :

- les failles qui morcellent la muraille sud du Col des Aravis (Envers des Aravis) (fig. 35).

La plus importante est celle qui passe entre la Pointe de Merdassier et le sommet côté 2356m (fig. 35, F1). Vers l'ouest elle suit le fond du vallon de La Bionnière en direction de Comburce. Vers l'est elle se poursuit également longuement, décrochant la barre tithonique. Ces failles sont responsables de redoublements apparents de la série de l'Etale. Cependant, dès 1934 L. MORET (cf. introduction p. 11) avait montré qu'il s'agissait de simples tassements accompagnés de décrochements et non de "*pli-failles*" inverses comme le voulait alors Ch. SARASIN.

- La faille de l'Etale.

Nettement visible sur le versant nord de ce sommet (photo n° 18, Pl. XI), elle déplace aussi vers l'est le compartiment sud.

- La faille du Mont Charvin.

Cette faille apparaît sur la falaise orientale au sud du Pas de l'Ours (photo 19, Pl. XI) où elle affecte l'accident de base de l'Unité du Charvin qui vient ainsi buter contre elle. Elle s'amortit rapidement à l'ouest, sur le versant nord du Mont Charvin.

Par contre, au sud, elle se prolonge longuement, faisant buter le Tithonique de l'Unité de l'Etale contre l'Hauterivien de l'Unité du Charvin.

Il est à noter que nous n'avons pas retrouvé au sud de cette faille l'accident de base de l'Unité du Charvin. Peut-être celui-ci passe-t-il alors très bas dans l'Hauterivien, sous les formations quaternaires ? Sa trace semble en tous cas -au moins momentanément- confondue avec le tracé de la faille du Charvin, au sud du Pas de l'Ours.

Nous avons signalé là les failles les plus caractéristiques mais il en existe une multitude d'autres de même type (photo 20, Pl. XII) affectant l'ensemble du secteur, tout particulièrement la falaise orientale de la chaîne où elles sont bien visibles du fait de l'avivement continuel du relief par l'érosion. Elles affectent également le Tithonique, et même certainement des niveaux encore plus bas de la série. J.C. CARFANTAN (1975), a en effet signalé plus à l'est, dans les niveaux inférieurs, une fracturation N 100-130° jouant en *"microdécrochements senestres"* et *"présentant une composante verticale qui abaisse les compartiments sud"*. Il est a remarquer que ces cassures sont compatibles avec une compression grossièrement E-W.

B. LES FAILLES NORMALES.

Il existe tout un réseau de failles normales recoupant à la fois les structures tangentielles et plicatives et les failles décrites précédemment.

Dans le détail, il s'agit d'un réseau de failles conjuguées dont la première famille à une direction des plans de cassure N 160° à N 170° et la seconde famille une direction des plans grossièrement est-ouest (N 60° à N 95°).

Les failles de la première famille sont statistiquement les mieux représentées, cependant leur rejet est très faible ne dépassant que très rarement une dizaine de mètres ; néanmoins, dans cette famille, quelques rares failles peuvent montrer un rejet important ; tel est le cas par exemple des failles subméridiennes du versant sud de l'Etale (voir carte hors texte) et d'une faille N 165° au sud des Aiguilles du Mont (voir carte hors texte et fig. 36c) dont le rejet dépasse 200 mètres.

Les failles de la deuxième famille sont moins bien représentées mais par contre elles s'expriment mieux comme c'est le cas des deux failles N 85° à N 90° limitant les Aiguilles du Mont au sud du Charvin.

PLANCHE XI

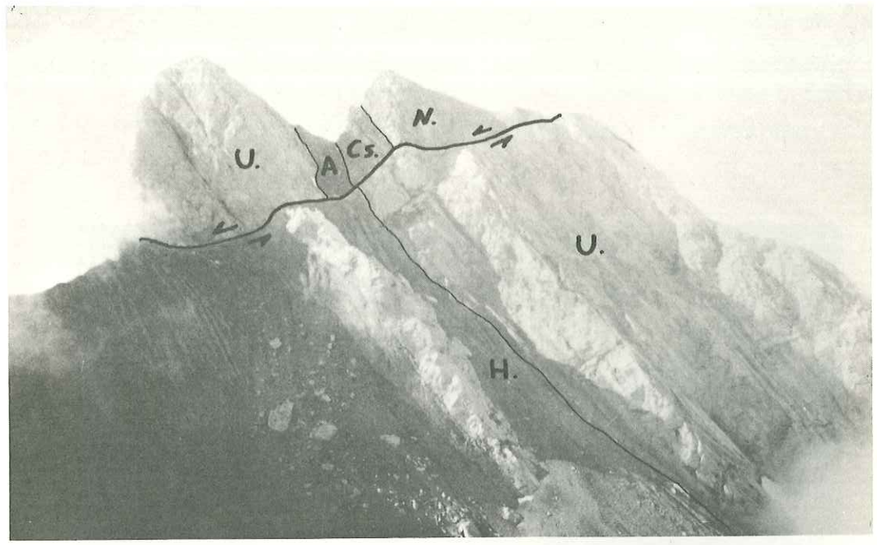


Photo. 18. La Faille décrochante de l'Etale vue depuis le Nord à partir de 2050m (La Bionnière).
H: Hauterivien ; U: Urgonien ; A: Albien ; Cs: Crétacé supérieur ; N: Nummulitique.

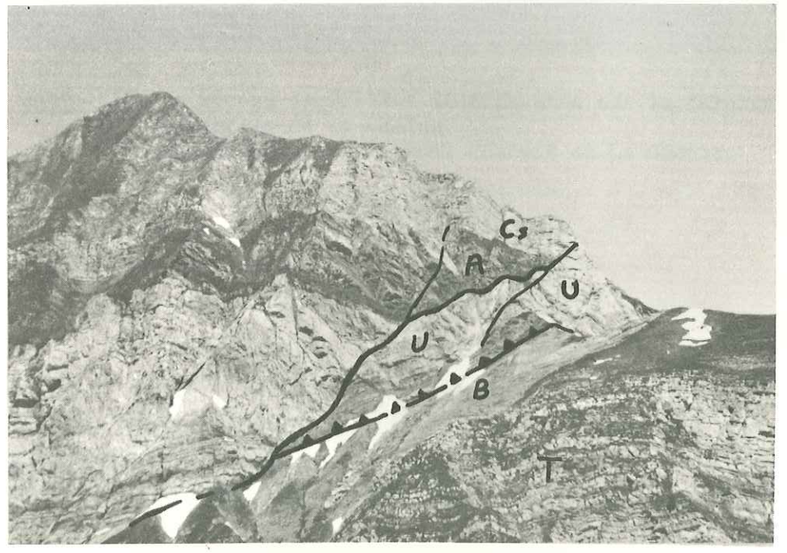


Photo. 19. La Faille décrochante qui coupe l'accident de base de l'Unité du Charvin au niveau du Charvin.
T: Tithonique ; B: Berriasien ; U: Urgonien ; A: Albien ; Cs: Crétacé supérieur.

PLANCHE XII

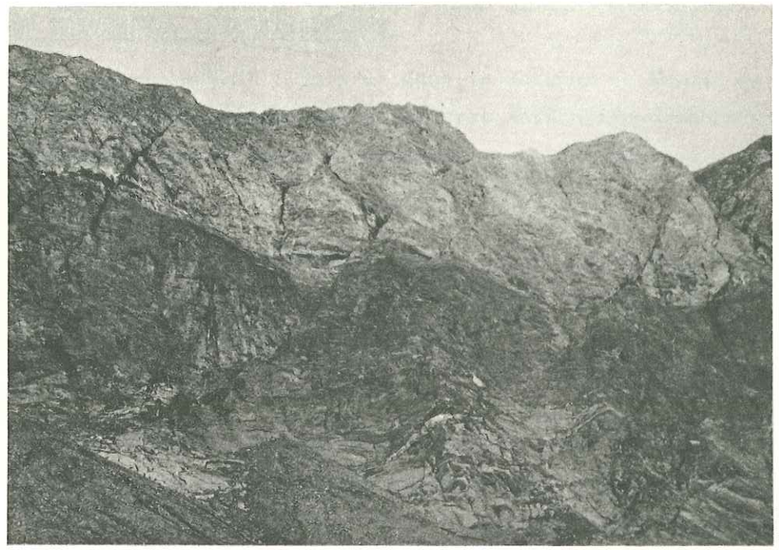


Photo. 20. Le réseau de Failles décrochantes sur la falaise orientale de la Chaîne.
Vue prise entre le Mont Charvin et La Goenne.

VI. INTERPRETATION DES STRUCTURES (TECTOGENESE).

L'étude stratigraphique d'une part (chapitre II, Stratigraphie) et structurale d'autre part, nous permet, en tenant compte également des nombreux travaux effectués par différents auteurs dans les chaînes subalpines septentrionales (voir Historique), d'esquisser une reconstitution tectogénétique de notre secteur d'étude.

A. LES MOUVEMENTS ANTEPRIABONIENS.

Dans les Bornes, DONDEY (1961) et dans le secteur du Massif de Platé, B. PAIRIS (1975) ont mis en évidence des structures ante-priaboniennes représentées par des bombements à grand rayon de courbure et par un système de failles décrochantes conjuguées.

Pour B. PAIRIS il s'agit d'une première phase compressive de composante principale N 20°, d'âge Paléocène. Elle aurait engendrée des plis N 110° associés à des failles N 50° sénestres et N 170° dextres.

Dans notre secteur de telles structures n'ont pas été décelées précisément. Néanmoins comme nous l'avons montré précédemment dans le chapitre stratigraphie, il semblerait que les transgressions nummulitiques soient arrivées sur une structure déjà déformée et érodée (figure hors texte). La partie nord du secteur du Charvin correspond à un bombement : les brèches priaboniennes y reposent jusque sur la base de l'Urgonien. Plus au NW (secteur de l'Etale) la série se complète relativement sous le Priabonien. Il en va de même plus au SW dans la partie sud du secteur du Charvin où apparaissent les couches de Wang, et où en même temps la transgression est plus précoce (Lutétien). Un autre bombement se dessine plus au SW encore où dans le flanc de la Dent de Cons (Massif des Bauges) les brèches y réapparaissent, transgressant jusque sur l'Hauterivien (B. DOUDOUX & B. COLLETTA, 1975). Bien que nous n'ayons pu établir la direction précise de ces bombements ante-nummulitiques, il est certain qu'ils devaient avoir une orientation plus E-W que les structures actuelles : en particulier, ils sont compatibles avec la direction N 110° indiquée par B. PAIRIS.

B. LES MOUVEMENTS INTRAPRIABONIENS.

L'analyse détaillée des rapports entre les brèches priaboniennes et leur substratum nous oblige à envisager la présence de failles synsédimentaires dans la partie nord du secteur du Charvin. On peut à cet égard se poser le problème de savoir si ces failles sont néoformées ou s'il s'agit d'un simple rejeu de failles

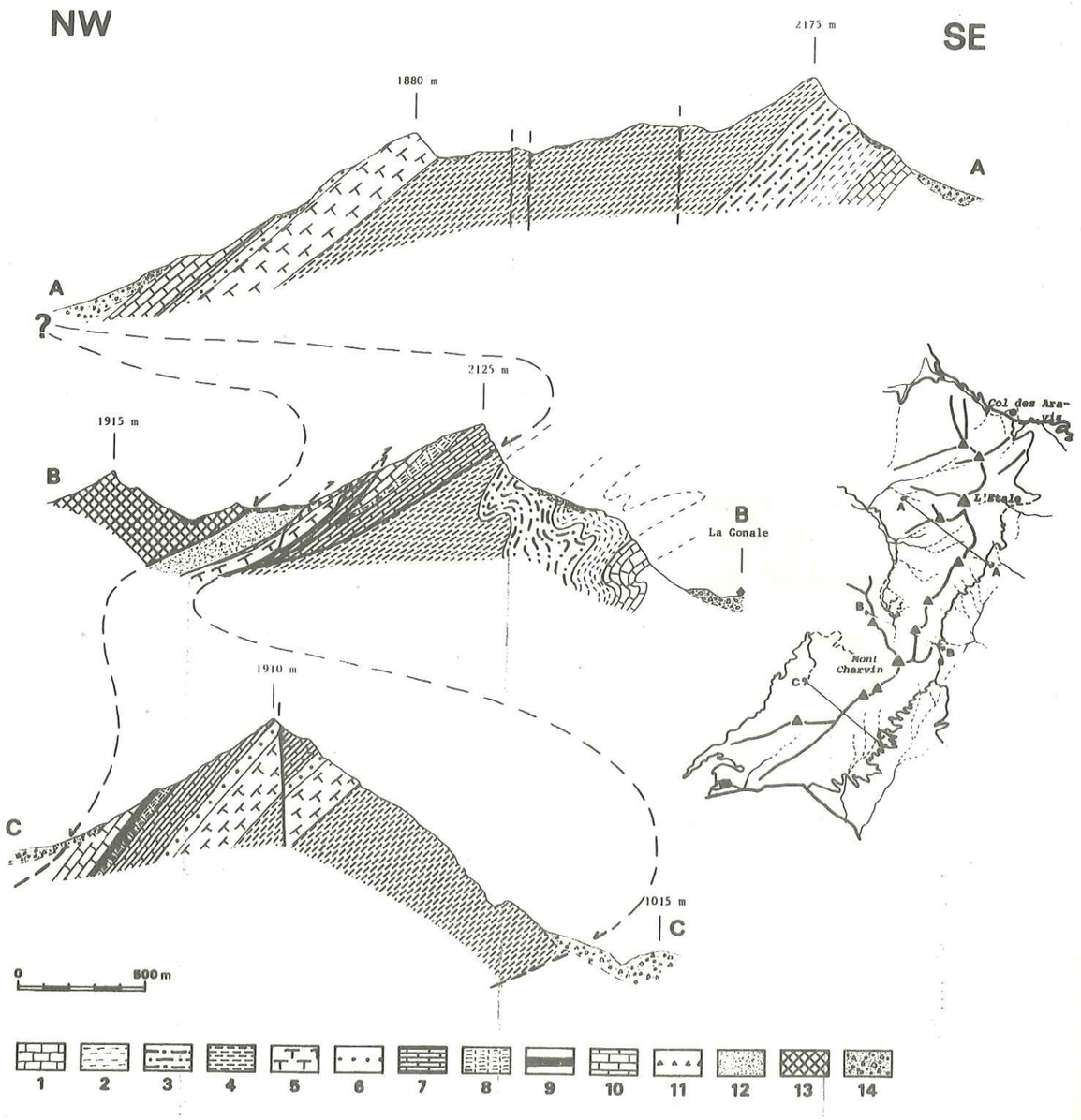


Fig. 36. Coupes seriées dans le secteur d'étude.
1. Barre tithonique ; 2. Berriasien ; 3. Valanginien ; 4. Hauterivien ; 5. Urgonien ; 6. Albien - 7. Crétacé supérieur : Calcaires sublithographiques ; 8. Crétacé supérieur : Couches de Wang ; 9. Lutétien ; 10. Priabonien calcaire ; 11. Brèches priaboniennes ; 12. Grès intermédiaires ; 13. Klippe de Sulens ; 14. Alluvions quaternaires.

ante-nummulitiques. Nous avons vu (Stratigraphie) que des indices de telles failles intrapriaboniennes avaient été recueillis également par différents auteurs dans les parties voisines du massif (J. CHAROLLAIS, 1962) ou dans les massifs voisins (B. PAIRIS, 1975, dans Platé; J. MARTINI, 1970, dans les Bauges).

C. LES MOUVEMENTS OLIGOCENES.

Ils ont été bien analysés au nord de l'Arve par B. PAIRIS (1975) ; ils y donnent naissance en particulier aux grands plis couchés bien marqués dans les niveaux compétents du Dogger, du Tithonique et de l'Urgonien.

Dans notre secteur ces mouvements nous paraissent responsables :

1°/- Des plis couchés décelés dans le Jurassique supérieur et le Néocomien du versant oriental de la chaîne (fig. 32 et figure hors texte 3 et 3') et de la schistosité de flux visible tout particulièrement dans l'Oxfordien. Ces formations synschisteuses ont été très précisément décrites également plus à l'est par J.C. CARFANTAN (1975) dans les séries du Jurassique moyen et supérieur et plus au NE par J. ROSSET (1956).

2°/- De l'entraînement par cisaillement de l'ensemble de l'Unité du Charvin (figure hors texte 3 et 3'), sur l'Unité plus externe de l'Etale, l'Unité du Charvin supportant par ailleurs sur son dos la masse charriée de Sulens.

Les "Grès Intermédiaires" décollent sans doute alors eux-mêmes, en une diverticulation de l'Unité du Charvin.

On ne peut exclure cependant un autre processus de mise en place de cette Unité du Charvin à savoir la torsion en "faille-pli" d'une faille pré-existante analogue à celles que B. PAIRIS (1975) a mises en évidence dans Platé. Cette faille serait celle que nous avons antérieurement qualifiée de "faille du Mont Charvin, et qui dans toute sa partie basse se confond avec le contact de base de l'Unité du Charvin. Cette unité "s'enracinerait" ainsi au sud du Pas de l'Ours. Un rejeu tardif décrochant de la partie la moins couchée de la faille aurait alors simplement perturbé et obscurci quelque peu le phénomène initial.

3°/- Sans doute aussi de l'entraînement sous la klippe de flyschs parautochtones divers qui s'accumulent à son front en replis complexes (J. ROSSET, J. CHAROLLAIS, J. GERARD, M. LACOSTE, 1971 ; G.G. SAWATZKI, 1975 ; J. ROSSET et al. 1976). Parmi ces flyschs ont été reconnus par ces auteurs, d'une part des "Grès de Taveyannaz" et apparentés, d'autre part des "Grès Intermédiaires" et apparentés.

J. ROSSET et al. (1976) groupent les premiers dans l'Unité inférieure des Clefs", les seconds dans l'Unité supérieure de Manigod" : ils rattachent à cette dernière les "Grès intermédiaires" de la série du Charvin. L'Unité des Clefs devrait donc avoir une origine plus externe : son domaine d'origine est vraisemblablement à situer sous la klippe elle-même. A cet égard, il faut noter que G.G. SAWATZKI voyait, quant à lui, le domaine propre des Grès de Taveyannaz passer sous la klippe obliquement au synclinal de Thônes, depuis le flanc des Aravis au nord (secteur de l'Etale) jusque sur le flanc de la Tournette au sud. Il soulignait que leur ancienne direction paléogéographique était W-SW - E-NE, oblique par rapport au synclinal de Thônes. Plus au SE (Saint Ferréol, Cons, Charvin) viendrait le domaine des "Grès intermédiaires". L'Unité des Combes de J. ROSSET et al. (1976), représentée par des conglomérats assez analogues à ceux du Charvin, surmontés d'un flysch, pourrait de son côté représenter la série du Charvin, traînée sous la klippe jusque sur les Grès intermédiaires vraiment autochtones du flanc ouest de l'extrémité sud du synclinal de Thônes (Saint Ferréol).

Au nord de l'Arve, B. PAIRIS, après avoir étudié les axes des plis dans les séries mésozoïques d'une part et dans les séries cénozoïques d'autre part estime que ces formations plicatives correspondent à un serrage régional subméridien engendrant les plis de direction N 80°-N 100° des Grès de Taveyannaz. Les directions de plissement N 60°, généralement les plus visibles, décelées dans les terrains mésozoïques seraient dus à une déviation du champ de contrainte sur les plans des failles ante-priaboniennes de direction N 50°.

L'absence quasi générale de ces failles précoces dans notre secteur ne permet pas de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse.

Il faut bien dire que l'inexistance apparente de ces failles ante-oligocènes est peut être due à des lacunes d'observation provoquées par :

a- l'importance du recouvrement de l'autochtone par la Klippe de Sulens ;

b- l'absence de cluses d'érosion suffisamment profondes pour mettre à jour transversalement les structures de l'autochtone sous-jacent comme c'est le cas pour les deux rives de l'Arve.

Nous pouvons simplement soulignerque depuis la vallée de l'Arly à l'est, jusqu'à la crête des Aravis et au-delà à l'ouest, les directions structurales restent constamment aux alentours N 60° (schistosité et axes de plis) alors qu'aucune faille majeure N 50° ne semble exister.

Les structures observées, y compris les entraînements de flyschs parautochtones précédemment signalés, nous paraissent pouvoir s'expliquer simplement par une direction de serrage grossièrement NW-SE. C'était déjà la conclusion à laquelle aboutissait J.C. CARFANTAN (1975) qui avait étudié les séries inférieures situées plus à l'est.

Cette étape de déformation est considérée classiquement comme contemporaine de la mise en place des nappes préalpines (R. TRUMPY, 1973 ; B. PAIRIS, 1975). Nous souscrivons totalement à cette hypothèse. En effet comme B. PAIRIS en particulier, nous pensons que cette phase tectonique est liée au passage des nappes : le domaine subalpin interne, supportant les masses charriées, était alors placé dans un niveau structuralement assez bas "à ambiance synschisteuse".

A noter enfin à propos de l'ambiance d'arrivée de la Klippe de Sulens qu'il ne nous paraît pas évident qu'elle se soit avancée ici en milieu marin. Aucun olistolite indispensable ne paraît avoir été signalé sans elle dans les flyschs autochtones ou parautochtones. Son arrivée s'est accompagnée par ailleurs d'importants écaillages, au point que localement (bas vallon du Fier) la klippe repose maintenant sur une série mésozoïque tronquée (Urgonien, Albien, Crétacé supérieur) appartenant à la série de l'Etale.

D. LES MOUVEMENTS PONTO-PLIOCENES.

Classiquement c'est à cette phase que l'on rattache les structures plicatives les plus marquées des chaînes subalpines (Chartreuse, Bauges, Bornes méridionales) et des chaînons jurassiens de l'avant pays savoyard : dans les structures frontales sont en effet impliquées les "molasses rouges" oligo-miocènes et les molasses miocènes.

C'est ainsi que les Bornes externes (J. CHAROLLAIS et al., 1977 ; J.P. RAMPNOUX et M. CARRILLO-MARTINEZ, 1978) chevauchent en une nappe de premier ordre l'avant pays annécien. Cet avant-pays, au sud de la faille décrochante du Vuache, est lui-même engagé dans les plis externes des Bauges (B. DOUDOUX, 1967) qui chevauchent à leur tour, les molasses de l'Albanais.

Les chaînons jurassiens eux-mêmes (ex.Mandallaz, Chaîne du Mont du Chat) chevauchent longuement les molasses externes.

Les raccourcissements s'amortissent semble-t-il dans ces séries molassiques épaisses par le jeu de phénomènes de disharmonie et étirement.

C'est pourquoi, nous pensons qu'effectivement la phase oligocène dans les régions externes des chaînes subalpines précitées n'a entraîné que des déformations plicatives ou cassantes peu marquées et que la phase majeure responsable des raccourcissements et des recouvrements les plus importants y est postérieure au complexe molassique miocène. Nous avons déjà vu que la phase oligocène semblait par contre beaucoup plus importante dans la partie orientale des massifs.

Il est à remarquer cependant que B. PAIRIS, dans Platé et les Bornes généralise l'importance de cette phase oligocène : il envisage d'y rattacher toutes les grandes structures couchées du massif, y compris les structures frontales, le contact y étant "scellé" par la molasse.

Il voit une *"mise en place de la nappe, antérieurement ou synsédimentairement aux dépôts molassiques considérés sur le front des Bornes comme stampiens ou chattiens"*.

La phase fini-miocène, qui correspond à un serrage N 110°, aurait eu pour effet majeur une importante fracturation en décrochements N 145° sénestres et N 80° dextres.

Les autres effets, plus restreints, auraient été simplement :
- les réactivation d'accidents pré-existants ;
- la création de nouveaux plans de glissement avec en particulier des écaillages en "jeu de cartes" des séries avoisinant les Aiguilles Rouges ;
- des plis N 20° à grand rayon de courbure.

Quoi qu'il en soit, dans les Bornes internes les effets de cette phase fini-miocène nous paraissent avoir été la création ou la forte accentuation du synclinal de Thônes, d'orientation générale N 30°, les masses préalpines déjà charriées étant conservées au coeur de la structure.

Dans notre secteur, qui correspond plus proprement au flanc oriental de ce synclinal, cette phase compressive, globalement E-W est responsable :

1°/- <u>De l'association du pendage</u> des plans de chevauchement vers l'ouest et de <u>l'allure "à tête plongeante"</u> également vers l'ouest des plis couchés de l'Unité de l'Etale (figure hors texte 5). J.C. CARFANTAN, plus à l'est, dans les niveaux inférieurs avait signalé, liée à cette phase, une importante

schistosité de pli-fracture pentée Est. Nous l'avons également rencontrée, mais plus fruste, dans les niveaux plus élevés.

2°/- <u>De rétroécaillages multiples</u> de l'Unité du Charvin et d'un rejeu différentiel entre l'"autochtone" et la klippe. Ces rétroécaillages sont surtout sensibles dans la partie nord de l'Unité du Charvin. Dans les écailles ainsi formées, prennent naissance également les petites failles inverses et les petits plis déversés à l'est que nous avons décrites précédemment.

G.G. SAWATZKI (1975) a également décrit de tels rétrocharriages ou rétroécaillages au sein des flyschs (GVI et GTP), plus au nord dans le synclinal de Thônes. Nous pensons que le repos direct des Grès de Taveyannaz sur les calcaires nummulitiques au sud et sud-est du Col de Merdassier dans l'Unité de l'Etale, doit être aussi attribué à un tel phénomène. On peut aussi en rapprocher le rétrodéversement de la klippe à l'est sur l'Unité du Charvin dans le vallon de Marlens (J. ROSSET, 1968, J. ROSSET et al. 1971). Enfin J.C. CARFANTAN attribua aussi à un tel rétrocharriage (ou a un sous-charriage du socle et de sa couverture triasique et liasique) le fait que l'Aalénien repose tectoniquement, directement sur les dolomies triasiques dans toute la vallée de l'Arly au sud de Flumet.

3°/- <u>Des failles décrochantes</u> (N 105 à N 145) sénestres qui découpent tout l'ensemble, y compris la klippe. On retrouve ainsi la fracturation signalée par B. PAIRIS, dans Platé, mais la famille dextre n'est pas exprimée dans notre secteur.

E. <u>LES MOUVEMENTS TARDIFS</u>.

L'absence de dépôts pliocènes et de dépôts quaternaires ante-würmiens ne permet pas d'analyser avec précision l'évolution néotectonique des Bornes internes. Quant aux dépôts würmiens à actuels ils ne présentent pas de déformation ou de fracturation significative.

Néanmoins la présence d'un réseau conjugué de failles normales postérieures à toutes les structures précédemment décrites montre qu'il a existé à un certain moment, après la fin du Miocène un épisode distensif.

VII. <u>CONCLUSION GENERALE SUR LA TECTONIQUE</u>.

Dans notre secteur d'étude nous avons pu déceler cinq phases tectoniques,

toutes cenozoïques. Leur importance est très inégale et certaines méritent sans doute à peine le nom de "phases".

- Les deux premières n'ont été décelées que par le biais des faits stratigraphiques.
  La première, sans doute Paléocène, en tous cas ante lutétienne, a engendré de grands bombements, vraisemblablement grossièrement est-ouest.
  La seconde, intrapriabonienne, a simplement réactivé des reliefs par création ou rejeu de failles.

- Les structures actuellement visibles sont dues pour l'essentiel aux deux phases suivantes qui ont été beaucoup plus importantes :
  . Phase sans doute Oligocène, synchrone de la mise en place des Klippes. Elle est responsable des grands plis couchés visibles au bord subalpin dans les niveaux inférieurs où elle s'accompagne d'une schistosité de flux. Elle est aussi responsable du chevauchement de l'Unité du Charvin sur l'Unité de l'Etale et de l'entraînement de flyschs parautochtones vers l'ouest sous la klippe et au front de cette dernier.

  . Phase sans doute fini-miocène, responsable des rétrodéversements et rétroécaillages morcelant l'Unité du Charvin. Elle est reponsable aussi de l'accentuation en tête plongeante du front des plis couchés de la phase précédente. Responsable enfin du développement de failles décrochantes sénestres. Elle est accompagnée d'une schistosité de fracture.

- La phase tardive, responsable des seules failles normales, est post-miocène, sans qu'on puisse préciser davantage.

APPENDICE

Appendice 1 :

Liste des Fossiles collectés par J. ROSSET (1956) à Sommier près du reposoir dans le pseudo-conglomérat phosphaté de la base du Crétacé supérieur.

Leymeriella tardefurcata LEYM., *Leymeriella rencurellensis* JACOB, *Leymeriella fusseneggeri* SEITZ, *Leymeriella heimi* SEITZ, *Leymeriella canteriata* BRONGN. var. *pseudoregularis* SEITZ, *Leymeriella* du groupe *renascens* SEITZ, *Leymenriella* sp. *ind.*, *Hypacanthoplites trivialis* BREIST., *Hypacanthoplites inflatus* BREIST., *Odonthoplites* du groupe *pringlei* SPATH, *Douvilleiceras mamillatum* SCHLOT. em. SPATH. var. *aequinoda* QUENST., *Douvilleiceras* sp. juv. *clavatus* BRONGN., *Douvilleiceras inaequinodum* QUENST, *Latidorsella latidorsata* MICHEL, *Seunesiceras collignoni* BREIST.

Appendice 2 :

Liste des Fossiles collectés par J. CHAROLLAIS (1962) dans l'Est du Massif des Bornes dans le pseudo-conglomérat phosphaté de la base du Crétacé supérieur.

Belemnites minimus LISTER (1 exemplaire), *Phylloceras subalpinum* (d'ORB.) (4 ex.), *Lytoceras (Tetragonites) timotheanum* (MAYOR) (1 ex.), *Desmoceras (Beudanticeras) Beudanti* (BRONGN.) (2 ex.), *Desmoceras (Puzosia) mayorianum* (d'ORB.) (2 ex.), *Parahoplites (Hypacanthoplites) milletianus* (d'ORB.) (1 ex.), *Hoplites (Leymeriella) tardefurcatus* (LEYMERIE) (1 ex.), *Hoplites (Leymeriella) regularis* (BRUGUIERE) (2 ex.), *Pervinquiera (Inflaticeras) inflatum* (SOW.) (1 ex.), *Anisoceras saussureanum* PICTET, in PICTET et ROUX (1 ex.), *Hysteroceras varicosum* (2 ex.), *Latidorsella* juv. (1 ex.), *Turrilites catenatus* (d'ORB.) (1 ex.), *Solarium* sp. (3 ex.), *Natica* sp. (1 ex.), *Avellana incrassata* MANTELL (1 ex.), *Trochus conoideus* (SOW.) (3 ex.), *Aporrhais Parkinsoni* (SOW.) (5 ex.), *Pterocera* sp. (1 ex.), *Nucula ovata* MANTELL (1 ex.), *Arca obesa* PICTET et ROUX (2 ex.), *Inoceramus concentricus* PARKINSON, V. PICTET et ROUX (2 ex.), *Inoceramus Salomoni* d'ORB. (1 ex.), *Dentalium rhodani* PICTET et ROUX (1 ex.), *Rhynchonella sp.* (1 ex.), *Rhynchonella gibbsiana* SOW. (1 ex.), *Rhynchonella lata* d'ORB. (2 ex.), *Discoidea conoidea* (1 ex.), *Holaster perezii* SISMONDA (1 ex.).

BIBLIOGRAPHIE

ARNAUD-VANNEAU A. et ARNAUD H. (1976) - L'Evolution paléogéographique du Vercors au Barrêmien et à l'Aptien inférieur (Chaînes subalpines septentrionales, France. *Géologie Alpine, t. 52, p. 5-30.*

BLONDEAU A. (1968) - Révision des Nummulites et des Assilines des Alpes-Maritimes. *Coll. sur l'Eocène, Mém. du B.R.G.M., n° 58, Paris, p. 27-55.*

BLONDEAU A., BODELLE J., CAMPREDON R., LANTEAUME M. et NEUMANN M. (1968) - Répartition stratigraphique des Foraminifères de l'Eocène dans les Alpes-Maritimes (Franco-italiennes) et les Basses-Alpes. *Coll. sur l'Eocène, Mém. du B.R.G.M., n° 58, Paris, p. 13-26.*

BODERGAT A.M. (1974) - Les microcodiums, milieux et modes de développement. *Thèse 3ème cycle, Lyon, 132 p.*

BUTLER H. et JAYET A.D. (1928) - Notes stratigraphiques sur le Crétacé moyen du Genevois. *Eclogae Geol. Helvetiae, Vol. 21, n° 1, p. 63-69.*

CARFANTAN J.C. (1975) - Les terrains ante-oxfordiens de la Chaîne du Charvin (Massifs des Bornes, Savoie), caractères stratigraphiques et structuraux. *Ann. du Centre Univ. de Savoie, Tome II, Sc. Nat. p. 59-67.*

CARON C., CHAROLLAIS J., ROSSET J. (1967) - Elements autochtones et éléments allochtones des soubassements des Klippes des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble, t. 43, p. 47-62.*

CARON M., CHAROLLAIS J. et SEPTFONTAINE M. (1970) - Géologie de la partie septentrionale du synclinal du Lindion (Massif des Bornes, Haute-Savoie, France). *Géologie Alpine, t. 46, p. 49-65.*

CAROZZI A. (1952) - Microfaune déplacée dans les niveaux "remaniés" du Malm supérieur de la Nappe de Morcles (Haute-Savoie). *Arch. des Sc. Genève, vol. 5, fasc. 1, p. 39-42, 1 fig.*

CARRILLO-MARTINEZ M. (1976) - Contribution à l'étude géologique du Sud-Ouest du Massif des Bornes. *Thèse 3ème cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Dépar. de Géol. Struc., 78 p., III pl.*

CAVELIER C. et POMEROL Ch. (1976) - Les rapports entre le Bartonien et le Priabonien. Incidence sur la position de la limite Eocène moyen - Eocène supérieur. *C.R. Somm. Soc. Géol. France, Fasc. 2, p. 49-51.*

CAVELIER C. et POMEROL Ch. (1976) - Proposition d'une échelle stratigraphique standard pour le Paléocène. *4ème réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris, p. 99.*

CHAROLLAIS J.J. (1962) - Recherches stratigraphiques dans l'Est du Massif des Bornes (Haute-Savoie). *Arch. Sc. de la Soc. Phys. et d'Hist. Nat. de Genève, Vol. 15, Fasc. 4.*

CHAROLLAIS J. (1966) - Note préliminaire sur le Crétacé moyen dans le Massif des Bornes (Haute-Savoie). *C.R. Séan. Acad. Sciences, t. 262, p. 42-44.*

CHAROLLAIS J. et ROSSET J. (1965) - Observations sur les séries marno-micacées du synclinal du Reposoir (Haute-Savoie). *Bull. Soc. Géol. France (7), 7, p. 64-79.*

CHAROLLAIS J., MOULLADE M., OERTLI H.J. et PORTHAULT B. (1971) - Foraminifères Ostracodes de l'Albien inférieur dans le "GAULT" basal du Massif des Bornes (Haute-Savoie, France). *Géol. Alpine, t. 47, p. 133-139.*

CHAROLLAIS J., PAIRIS J.P. et ROSSET J. (1977) - Compte-rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse en Haute-Savoie (France) du 10 au 12 octobre 1976. *Eclogae Geol. Helv., Vol. 70, n° 1, p. 253-285.*

COAZ A. (1932) - Sur le Néocomien de la Nappe de Morcles-Aravis. *Ecl. Géol. Helv., Vol. 25, n° 2, p. 331-355, 1 fig., 4 pl.*

COLLET L.W. (1923) - L'Argovien des Hautes-Alpes calcaires (Nappe de Morcles) entre Rhône et Arves et des Aiguilles Rouges. *C.R. Séan. Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève, Vol. 40, n° 3, p. 135.*

COLLET L.W. (1943) - La Nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Mat. Carte Géol. Suisse, N.S., livr. 79, XVI, 146 p., in-4°, 57 fig., 5 pl.*

DEBELMAS J. (1974) - Géologie de la France. *Doin Editeur.*

DONDEY D. (1961) - Précisions sur la paléographie du Flanc occidental du synclinal de Thônes au Crétacé moyen et supérieur (Haute-Savoie). *Bull. Soc. Géol. France, 7e série, t. 3, n° 1, p. 33-39.*

DOUDOUX B. (1973) - Nouvelles données tectoniques sur le Massif des Bauges. *Ann. du Centre Univ. de Savoie, Tome I, 1973, Sc. Nat., p. 125-139.*

DOUDOUX B. et COLLETTA B. (1975) - Le synclinal Charbon-Trélod (Massif des Bauges, Savoie). *Ann. du Centre Univ. de Savoie, Tome II, 1975, Sc. Nat. p. 69-93.*

ENAY R. et GEYSSANT J.R. (1975) - Faunes tithoniques des Chaînes bétiques (Espagne méridionale). *in Coll. sur la limite Jurassique-Crétacé. Mém. du B.R.G.M. n° 86, 1 Vol., 393 p., p. 39-55.*

FAVRE A. (1867) - Recherches géologiques dans les parties de la Savoie du Piemont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. *II Vol., in.8° et Atlas, Paris, Genève (Atlas 32 pl).*

FOLK R. (1959) - Practical petrographical classification of limestones. *Amer. Asoc. Petrol. Geologists, Bull., Vol. 43, n° 1, p. 1-38, Tulsa.*

HAUG E. (1895) - Etudes sur la tectonique des Hautes-Chaînes calcaires de Savoie. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., t. VII, n° 47, 92 p., 13 fig., 6 pl. et C.R. Soc. Géol. France, 4 février 1895.*

HAUG E. et LUGEON M. (1897) - Note préliminaire sur la Géologie de la Montagne de Sulens et de son soubassement. *Bull. Soc. Hist. Nat. Savoie, Chambéry, 2ème série, t. III, p. 246-258.*

HOLLANDE D. (1881) - Excursion au Grand-Carre ou Mont Charvin. *Revue Savoisienne p. 31, Annecy.*

HOLLANDE D. (1889) - Etude sur les dislocations des Montagnes calcaires de la Savoie. *Extr. Bull. Soc. Hist. Nat. de Savoie, 1br., in.8°, 174 p., 10 pl. (Bull. Soc. Hist. Nat. de Savoie, T. 1, n° 4 (1887), T. II, n° 1, 2, 3 et 4 (1888), T. III, n° 3 (1889), Première série.*

HOMEWOOD P.W. (1977) - Ultra-helvétic and North-Penninic Flysch of the Préalps : A general account. *70/3 p. 627-641.*

HOTTINGER et SCHAUB (1960) - Zur stufeneinteilung des Paleocaens und des Eoacens. Ein führung der stufen Ilerdien und Biarritzien. *Eclogae Geol. Helv., 53, n° 1,*

JAYET A.D. (1968) - Le problème des mélanges de faunes dans le Crétacé moyen des Alpes calcaires de Haute-Savoie. *C.R. Séan. Soc. Phys. Hist. Nat., Genève, n° 5, Vol. 3, fasc. 1, p. 23-31.*

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL. *Europe, Vol. I, Fasc. 7c, Suisse, p. 1249.*

LOMBARD A. (1932) - Géologie de la région du Fer-à-Cheval (Sixt, Haute-Savoie). *Eclogae Geol. Helv., Vol. 25, n° 2, p. 163-198, 9 fig., 3 pl. (V-VII).*

LORY, PILLET et VALLET (1869) - Carte géologique du département de la Savoie, 1/500.000ème. *CHAMBERY.*

LUGEON M. (1900) - Les dislocations des Bauges (Savoie). *B.S.G.F., t. XI, n° 77, 112 p., 35 fig., 6 pl.*

MARTINI J. (1961) - Présence de l'Yprésien dans le Massif des Bauges (Savoie). *Archives des Sciences, Soc. de Phys. et d'Hist. Nat. de Genève, Vol. 14, fasc. 3, p. 542-547.*

MARTINI J. (1962) - Etude de la répartition des Nummulites priaboniennes et oligocènes dans les Massifs des Bornes et des Bauges (Savoie). *Archives des Sciences, Soc. Phys. et d'Hist. Nat. de Genève, Vol. 15, fasc. 3, p. 509-532.*

MARTINI J. (1968A)- Etude de l'Eocène inférieur et moyen des Chaînes subalpines savoyardes. *Archives des Sciences, Soc. Phys. et d'Hist. Nat., Vol. 21, fasc. 1, p. 35-70, 8 fig.*

MARTINI J. (1968B) - Note sur la migration du géosynclinal subalpin savoyard à la fin de l'Eocène et au début de l'Oligocène. *Compte-rendu de la Société de Phys. et Hist. Nat. de Genève, nouvelle série, Vol. 3, Fasc. 2, p. 79-89.*

MARTINI J. (1970) - Contribution à l'étude de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène subalpin de la Savoie. *Archives des Sciences, Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève, Vol. 23, Fasc. 1, p. 197-276, 17 fig.*

MASSON L. ( ) - *Communication Soc. Géol. Suisse, in presse.*

MORET L. (1927) - Sur le contact du groupe exotique de Sulens avec le substratum autochtone du synclinal de Serraval. *Ann. Univ. Grenoble, t. IV, n° 3, p. 351-360, 2 fig., 2 pl.*

MORET L. (1934) - Géologie du Massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mém. Soc. Géol. de France, N.S., t. 1, Mém. 22-1, 162 p., 29 fig., 6 pl.*

MOUGIN F. (1978) - Contribution à l'étude des sédiments tertiaires de la partie orientale du synclinal d'Annot (Alpes de Haute-Provence) : stratigraphie, géochimie et micropaléontologie. *Thèse 3ème cycle, Grenoble.*

MOUTERDE R. et al. (1971) - Les zones du Jurassique en France. *C.R. Somm. Soc. Géol. France, Paris, série 7, fasc. 2, p. 76-102.*

MURAT R. (1956) - Existence et signification de filons clastiques dans le Barrêmien inférieur de l'autochtone de Saint Maurice (Valais). *Arch. Sc. Genève, Vol. 9, n° 4, p. 478-487.*

PAIRIS B. (1975) - Contributions à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du Massif de Platé (Haute-Savoie). *Thèse 3ème cycle, Université Scien. et Médic. Grenoble, 151 p., 49 fig.*

POMEROL Ch. (1975) - Stratigraphie et Paléogéographie. Ere mésozoïque. *Doin Editeur.*

RAMPNOUX J.P. et CARRILLO-MARTINEZ M. (1978) - Le front des chaînes subalpines au niveau du Lac d'Annecy. Le problème de la liaison structurale Bauges-Bornes (Haute-Savoie). *Compte-rendu des Séances de l'Acad. des Sciences, t. 286, série D, n° 11, p. 821-824, Paris.*

REVIL J. (1911) - Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. *Mém. Acad. de Savoie, 5ème série, t. I et extrait, 1 vol., in.8°, 626 p., Chambéry.*

REVIL J. (1913) - Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de Savoie. *Mém. Acad. de Savoie, 5ème série, t. II, et extrait, 1 vol., in.8°, 304 p., 6 pl. dans le texte et fig., 4 pl. hors texte.*

ROSSET J. (1956) - Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le Col des Aravis (Haute-Savoie). *Bull. du Serv. Carte Géol. de France, n° 247, Tome LIII, p. 341-487, 17 fig., 5 pl., 3 fig. hors texte.*

ROSSET J. (1968) - Points de vue nouveaux sur la structure des Klippes de Savoie. *Géol. Alpine, t. 44, p. 333-338.*

ROSSET J., CHAROLLAIS J., GERARD J. et LACOSTE M. (1971) - Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique du synclinal de Thônes (Haute-Savoie). *Géol. Alpine, t. 47, p. 223-231, 3 fig.*

ROSSET J., CHAROLLAIS J., TOUMARKINE M., MANIVIT H., CHATEAUNEUF J.J. et SCHAUG H. (1976) - Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes. *Eclogae Geol. Helv., Vol. 69/2, p. 359-402, 14 fig.*

SARASIN Ch. (1902) - Quelques observations sur la région des Vergys des Annes et des Aravis. *Eclogae Geol. Helv., T. VII, n° 4, p. 321-333, 1 fig., 1 pl. de coupes. 1903, Arch. Sc. Phys. et Nat. Genève, 4e per. T. XV, p. 30-48, 1 pl.*

SAWATZKI G. (1975) - Etude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). Grès de Taveyannaz et Grès de Val d'Illiez. *Arch. Sciences Genève, Vol. 28, fasc. 13, p. 265-368.*

SCHROEDER, CHAROLLAIS J. et CONRAD (1968) - Essai de biozonation au moyen des orbitolinidae dans les calcaires de la Haute-Savoie et de l'Ain, France. *C.R. Ac. Sciences, Paris, 267 (22 juillet 1968), p. 390.*

SCOLARI G. et LILLE R. (1973) - Nomenclature et classification des roches sédimentaires (Roches détritiques terrigènes et roches carbonatées). *Bull. du B.R.G.M. (deuxième série), section IV, n° 2, p. 57-132, 15 tabl.*

TRUMPY R. (1973) - L'évolution de l'orogenèse dans les Alpes centrales : interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. *Eclogae géol. Helv., Vol. 66/I, p. 1-10.*

SCHEMA RETROTECTONIQUE

K Klippe de Sulens

Grès intermédiaires (Priabonien - Oligocène ?)

Grès de Taveyannaz (Priabonien - Oligocène ?)

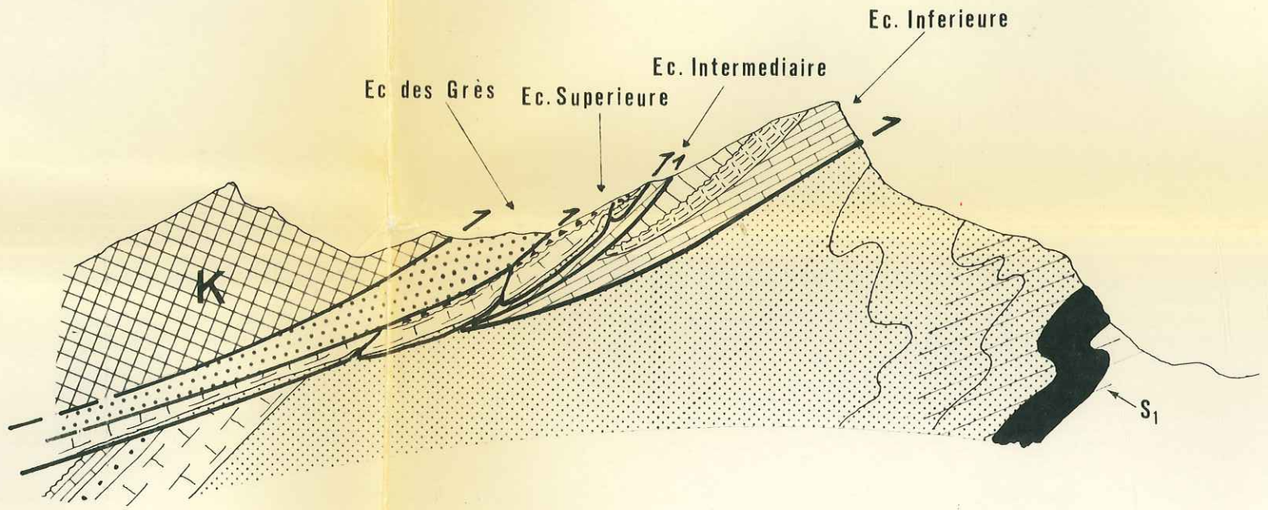
Marnes à Foraminifères (Priabonien)

Brêches nummulitiques (Priabonien)

Calcaires nummulitiques (Lutétien sup. - Priabonien)

NW

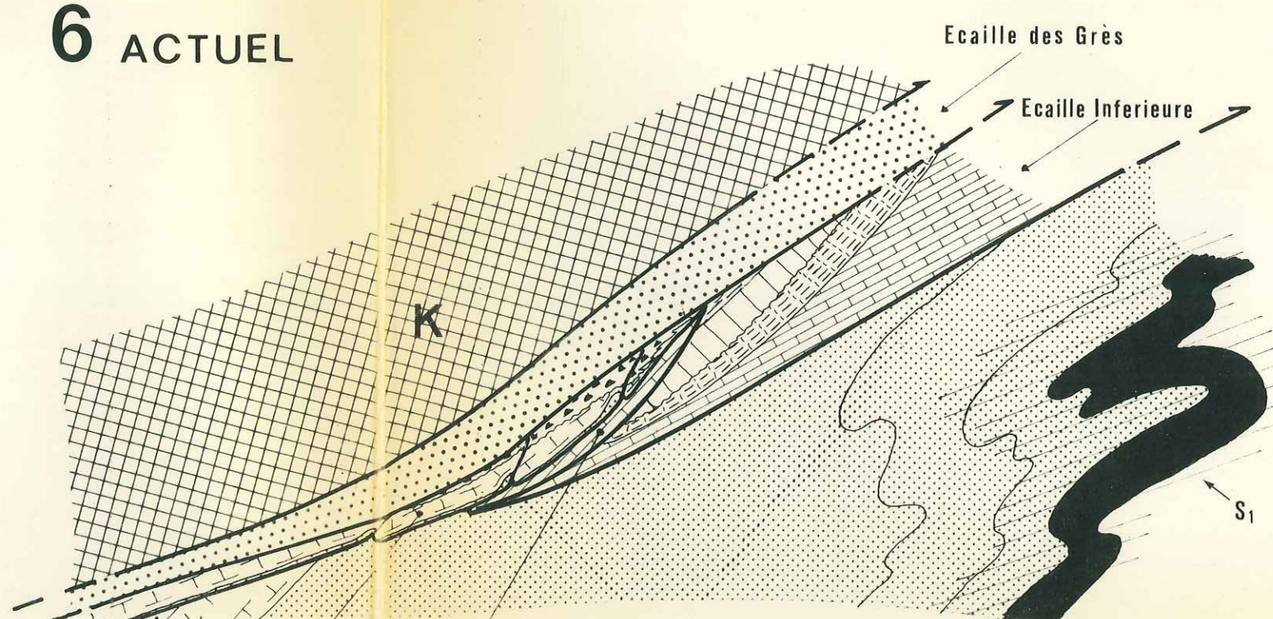
SE



SE

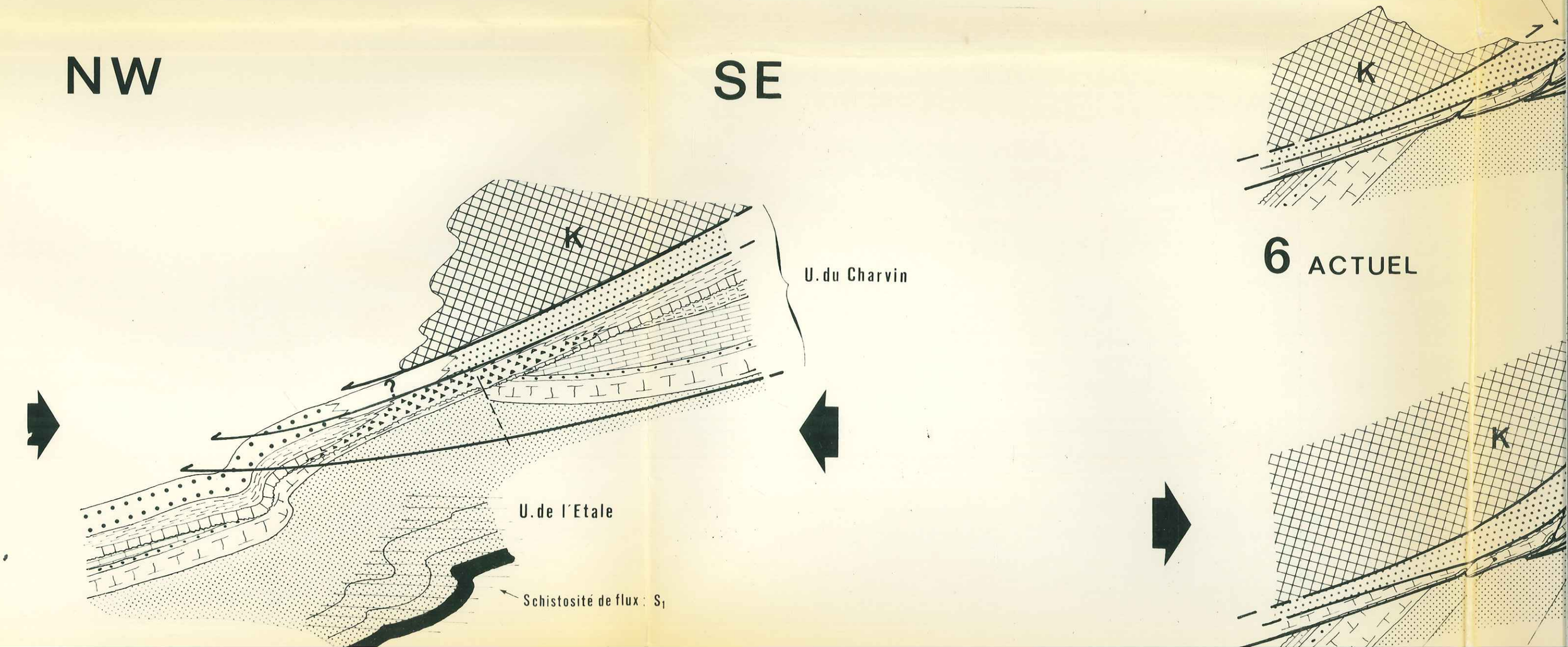
U. du Charvin

6 ACTUEL



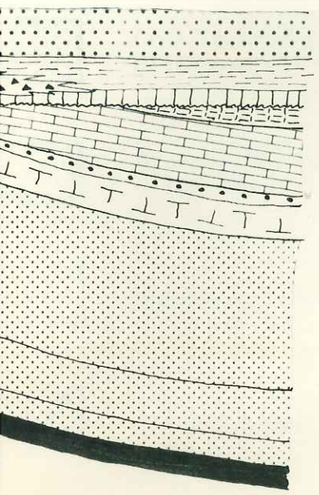
SCHEMA

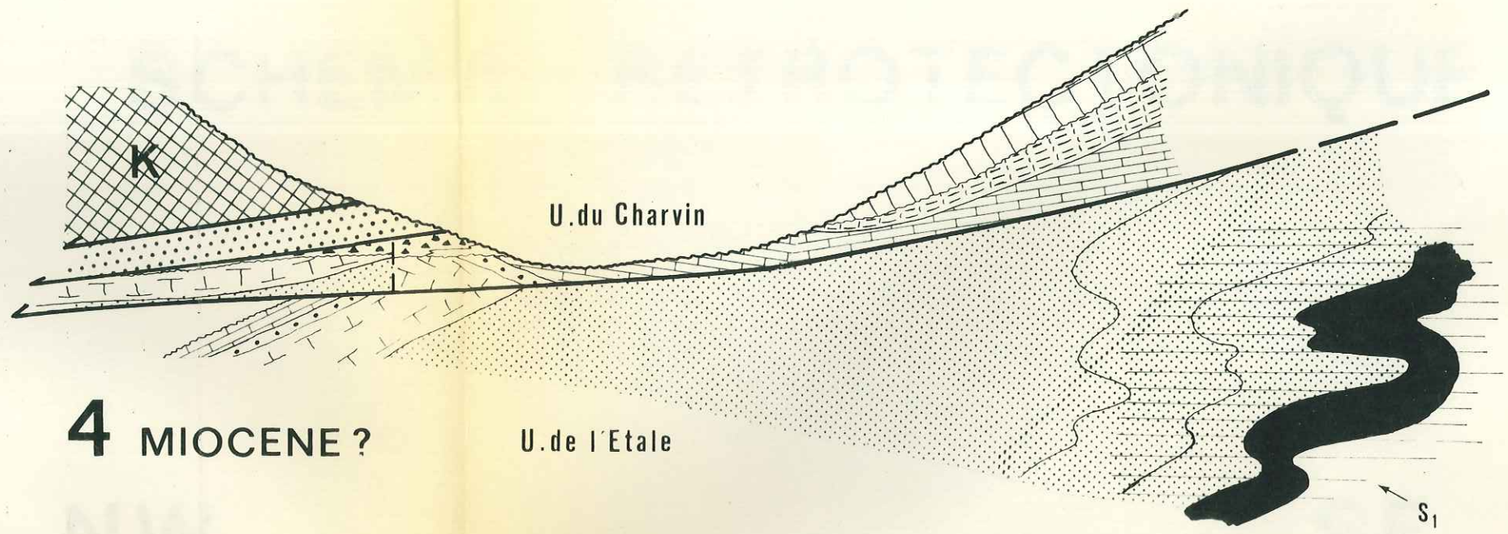
- Couches de Wang (Sénonien sup.)
- Calcaires sublithographiques (Cénomanien - Sénonien inf.)
- Gault (Albien)
- Urgonien s.l. (Barrêmien inf. p.p. - Aptien inf.)
- Crétacé inférieur marno-calcaire (Berriasien - Barrêmien inf. p.p.)
- Barre Calcaire du Jurassique supérieur (Oxfordien sup. - Tithonique sup.)
- K — Klippe de Sulens
- Grès intermédiaires (Priabonien - Oligocène ?)
- Grès de Taveyannaz (Priabonien - Oligocène ?)
- Marnes à Foraminifères (Priabonien)
- Brêches nummulitiques (Priabonien)
- Calcaires nummulitiques (Lutétien sup. - Priabonien)



5 PONTO-PLIOCENE ?

U.du Charvin

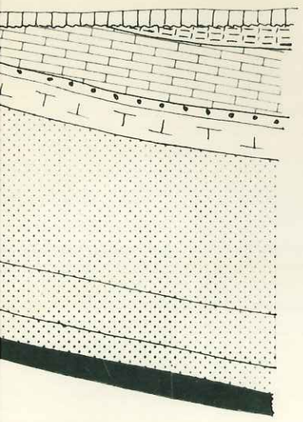


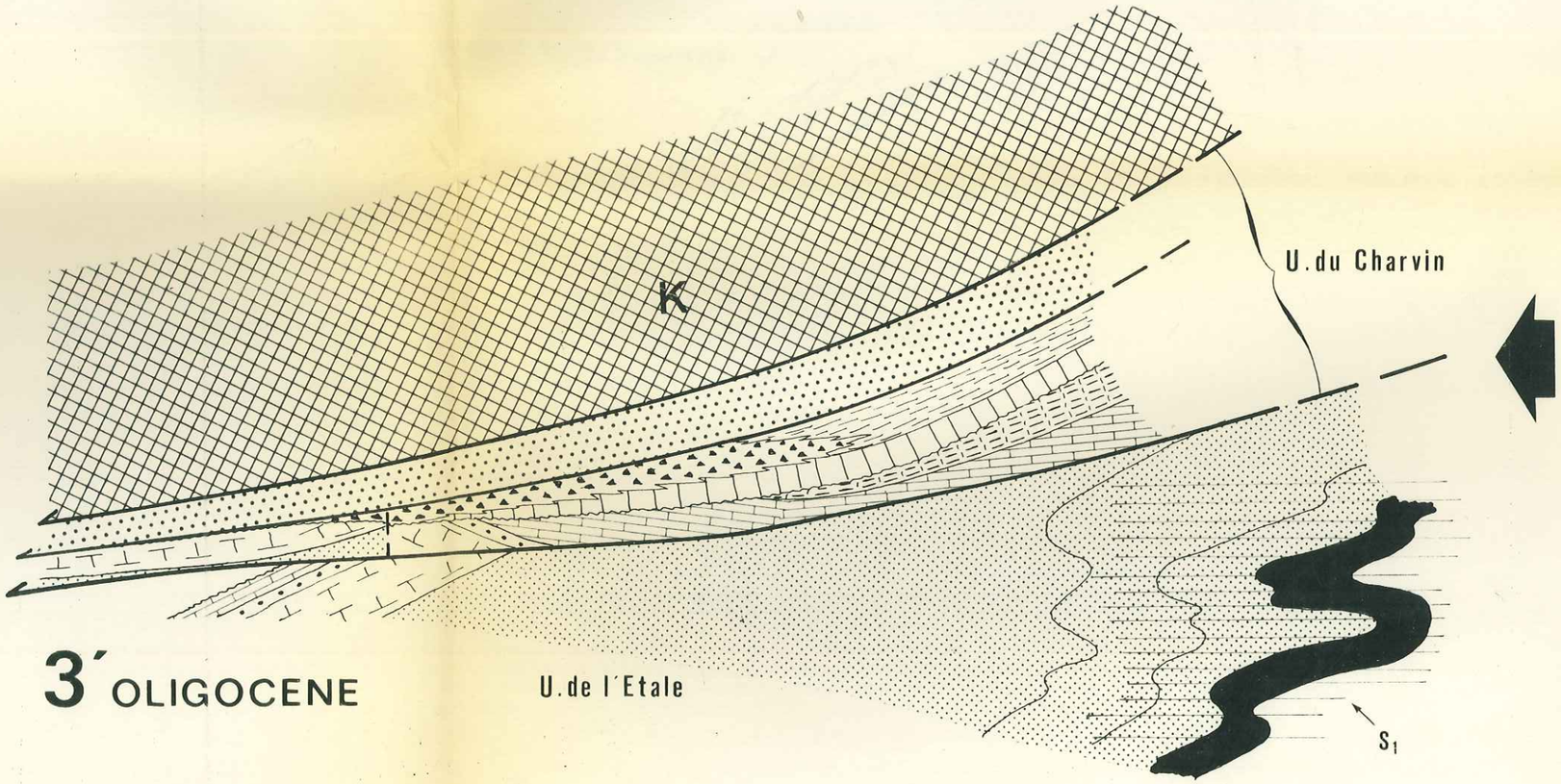


4 MIOCENE ?

U.de l'Etale

té du Charvin





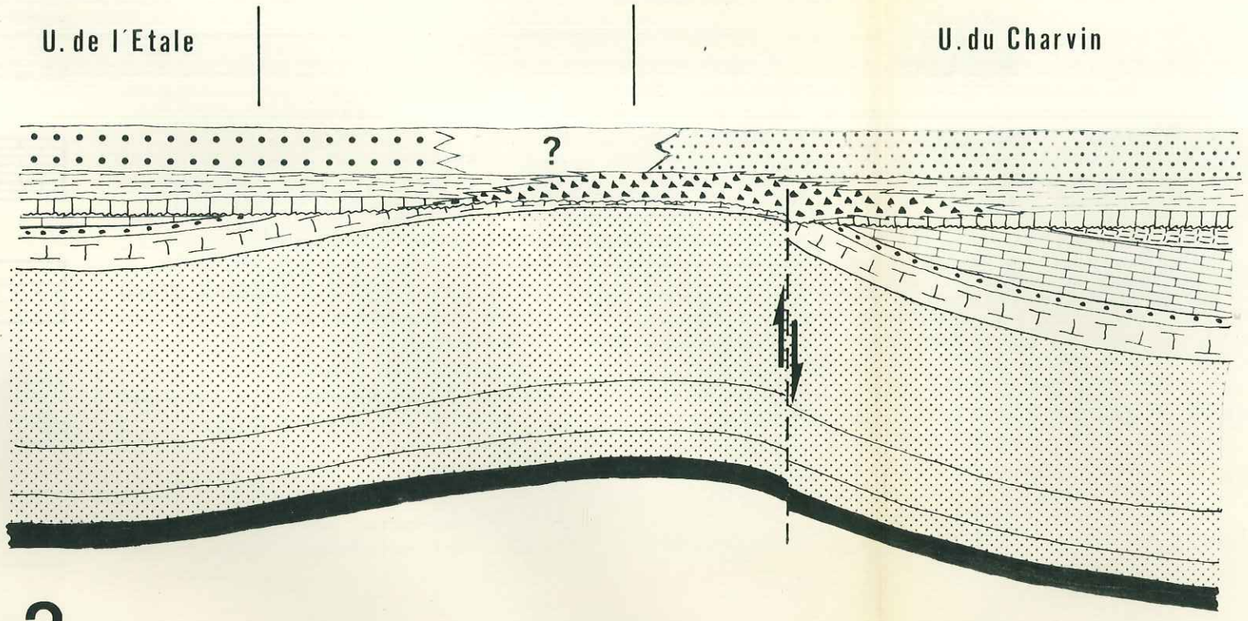
3´ OLIGOCENE

U.de l'Etale

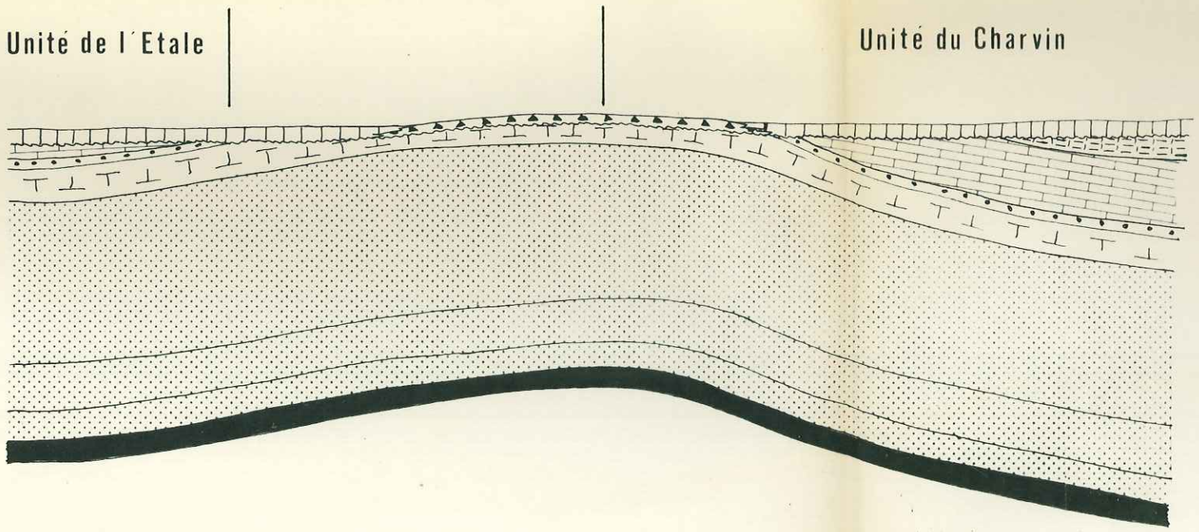
0 1Km

0 1Km

3 OLIGOCENE



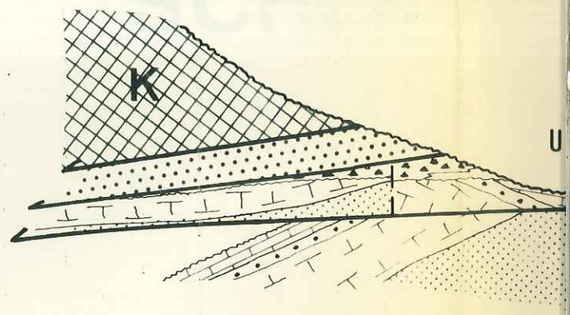
2 PRIABONIEN - OLIGOCENE INF.?



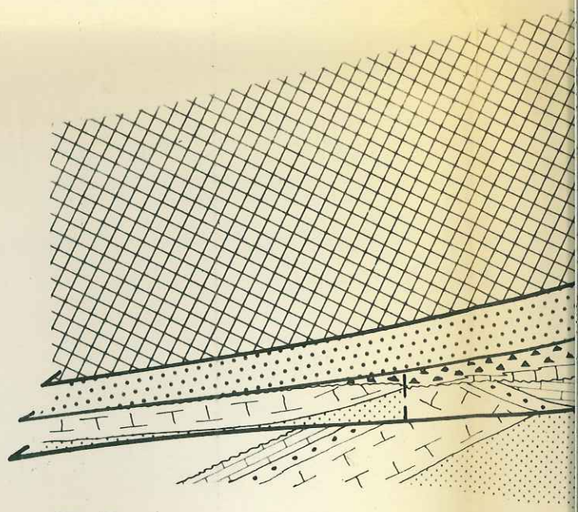
1 Debut du PRIABONIEN

0 1Km

5 PONTO-PLIOCEN

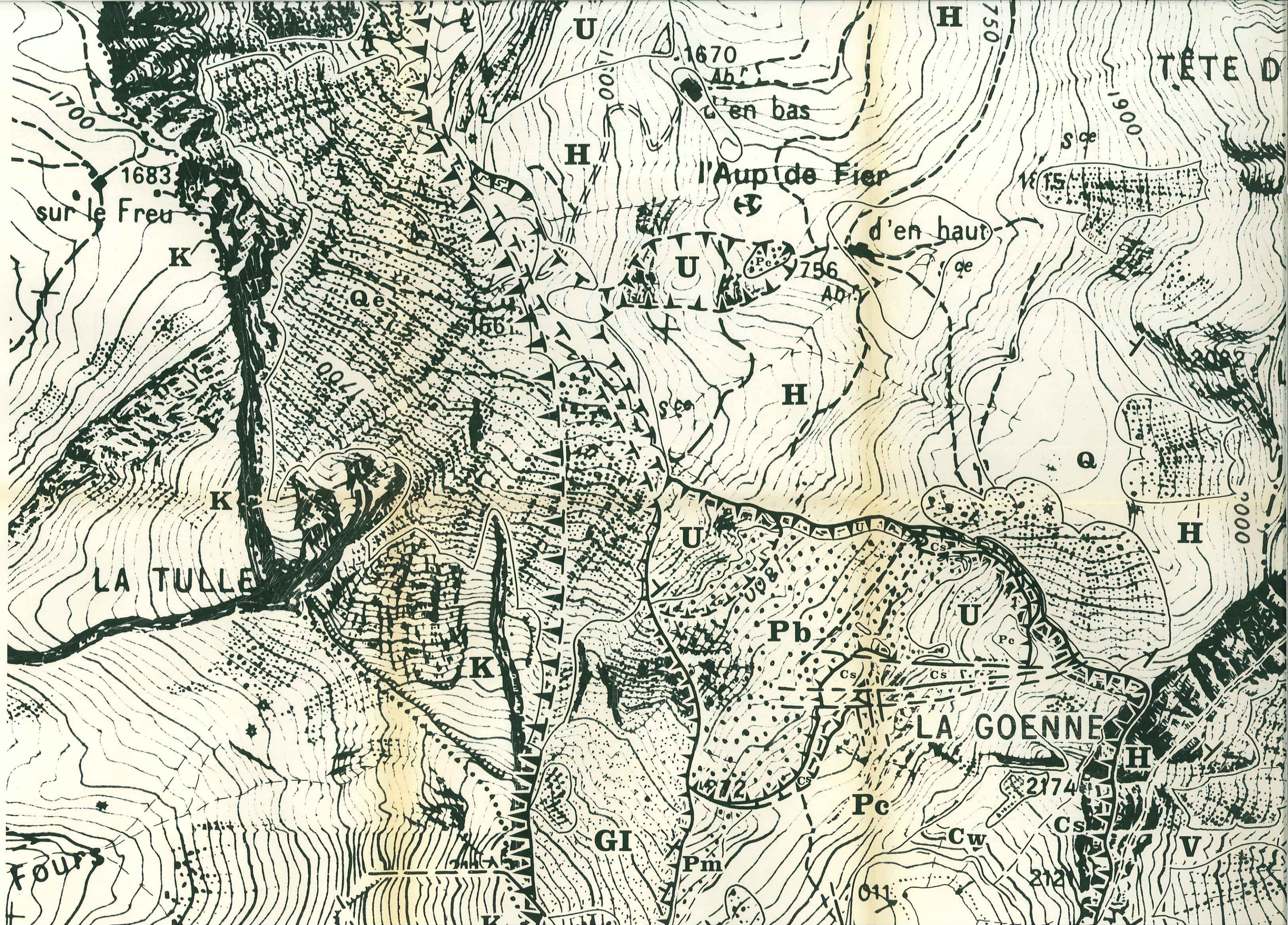


4 MIOCENE ?

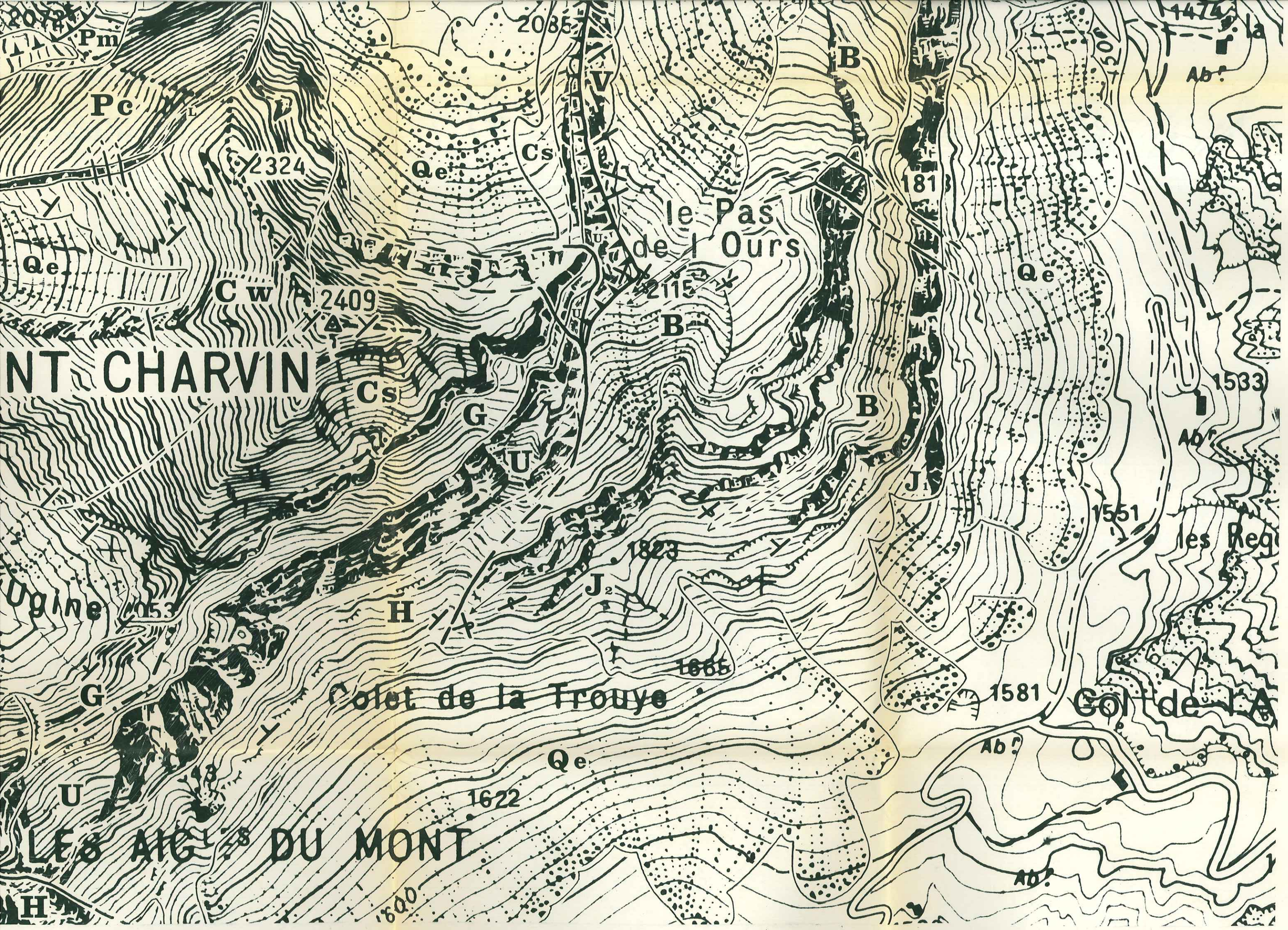


3' OLIGOCENE

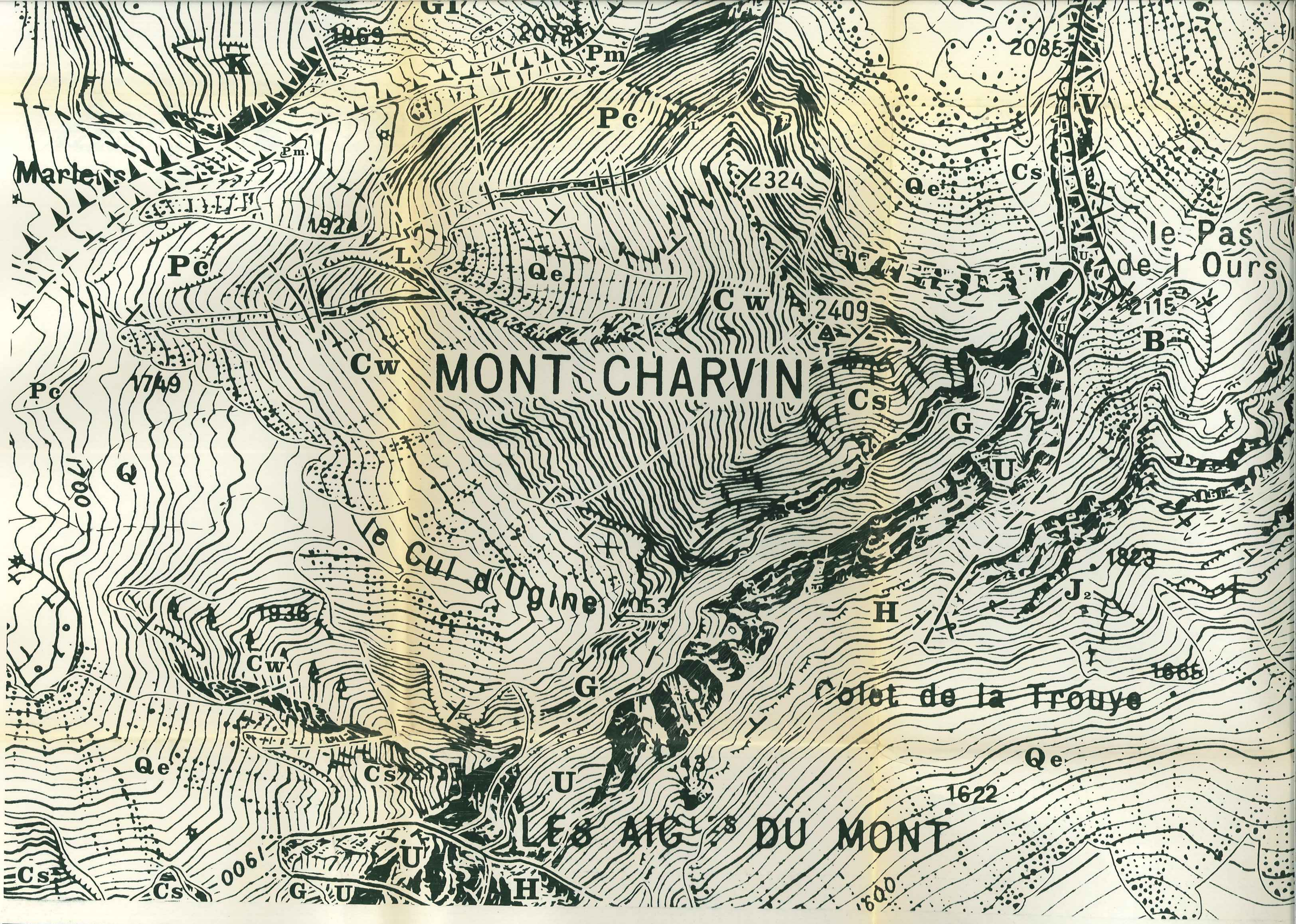
TÊTE DE L'AUP
l'Aup de Fier
d'en bas
d'en haut
LA GOENNE
Chappes
1609
1670
1750
1900
2129
1815
1756
2000
2174
1550
800
U
H
V
B
J1
J2
Q
Pb
Pc
Cs
Cw
GI
Pm
K



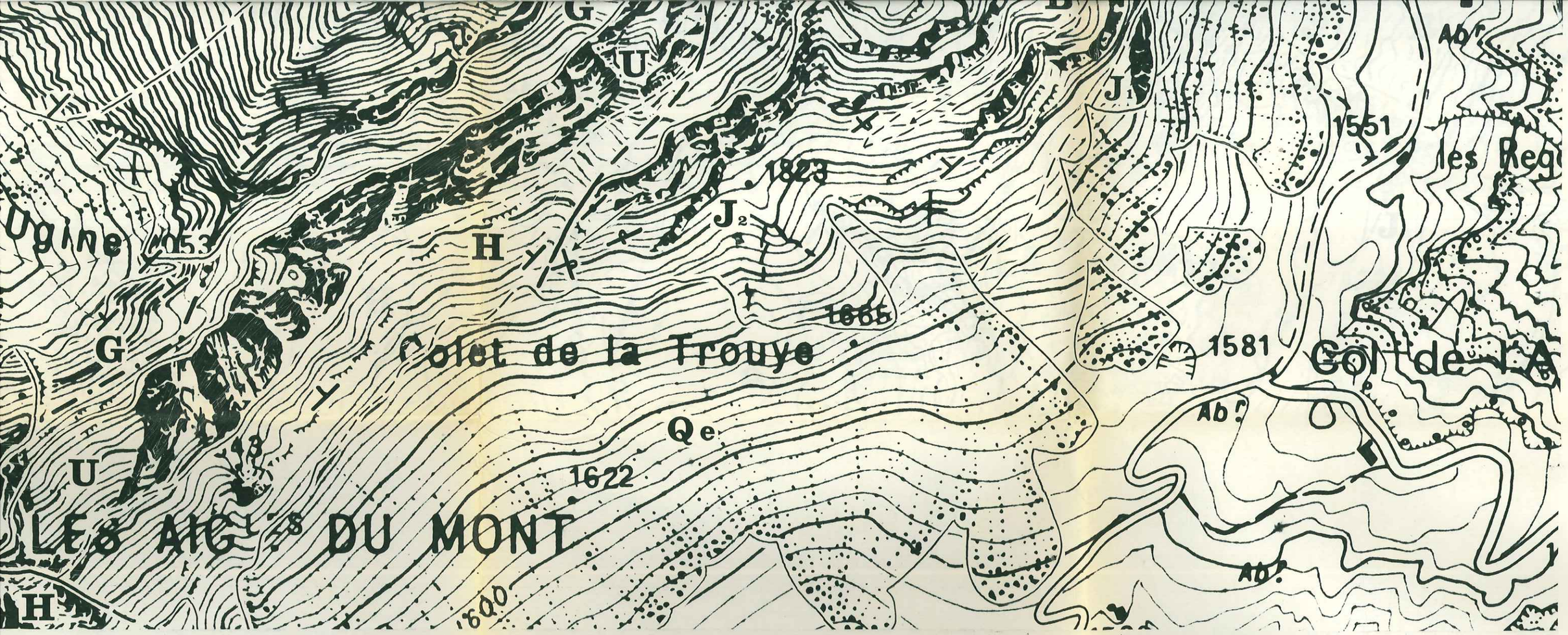
TÊTE D
1670
d'en bas
l'Aup de Fier
d'en haut
1683
sur le Freu
1700
1900
750
1815
756
Qe
1561
1700
2082
2000
LA TULLE
Pb
LA GOENNE
2174
2121
Pc
Cw
Cs
GI
Pm
011
Fours



Pm
Pc
2085
V
B
1474
Ab
Cs
Qe
2324
181
le Pas
de l Ours
Qe
Cw
2409
2115
B
NT CHARVIN
Cs
G
B
1533
Ab
U
J
1551
les Reg
1823
J2
Ugine
H
1665
G
Colet de la Trouye
1581
Col de l'A
Ab
Qe
U
1622
LES AIG DU MONT
Ab
H



MONT CHARVIN
le Pas de l'Ours
le Cul d'Ugine
Colet de la Trouye
LES AIG.S DU MONT
Marlens
Pc
Pm
Qe
Cw
Cs
G
U
H
J2
K
V
B
L
2324
2409
2115
2085
1969
1924
1749
1700
1936
1823
1665
1622
1600
1900



UE DU SECTEUR DU MONT CHARVIN

1978

Base de la klippe visible, supposée

Base de l'unité du Charvin visible, supposée

Contact entre les écailles visible, supposé

unités lithostratigraphiques se reporter à la carte générale

Pendage { normal, vertical, inverse

axe plongeant

N

CARTE GEOLOGIQUE DU SECTEUR DU MONT C

Echelle: 1:5000

0 100 200 m

Base de la klippe visible, supposée

Base de l'unité du Charvin visible, supposée

Contact entre les écailles visible, supposé

Pour les unités lithostratigraphiques se reporter à la carte générale

Pen

Sergio RIVANO GARCIA