Etude géologique de la région des Gêts et de Samoens (Haute Savoie). Les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la Brèche et nappe des Gêts) et les unités delphino-helvétiques.

Bernard de Lepinay

▶ **To cite this version:**

Bernard de Lepinay. Etude géologique de la région des Gêts et de Samoens (Haute Savoie). Les rapports entre les Préalpes du Chablais (nappe de la Brèche et nappe des Gêts) et les unités delphino-helvétiques.. Minéralogie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1981. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00635406⟩

HAL Id: tel-00635406

https://theses.hal.science/tel-00635406v1

Submitted on 25 Oct 2011

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.

HAL Authorization

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 032472 4

LEPINAY (B. de)
1981

TRAVAUX

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

et

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

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA REGION DES GETS ET DE SAMOENS

-Haute Savoie-

13 JAN. 1983

2

Les rapports entre les Préalpes du Chablais
(nappe de la Brèche et nappe des Gêts)
et les unités delphino-helvetiques

+ 3 cartes h. t.

Bernard de LEPINAY

Mémoire de Thèse de Docteur de 3ème Cycle soutenue le 26 mai 1981
a l'Université Pierre et Marie Curie à Paris

A mes parents

REMERCIEMENTS

Arrivé au terme de la réalisation de ce travail, il m'est très agréable d'adresser mes remerciements à tous ceux qui m'ont apporté aide et encouragements pour le mener à bien.

Ceux-ci vont d'abord à M. Jean AUBOUIN, professeur à l'université Pierre et Marie Curie (Paris VI) : c'est lui, qui, par ses cours passionnants, a confirmé ma vocation de géologue. C'est pourquoi je lui suis particulièrement reconnaissant, après m'avoir accepté dans son laboratoire, d'avoir bien voulu présider ce jury.

M. Jean-Paul RAMPNOUX, professeur à l'université de Savoie,m'a accueilli dans son laboratoire de Chambéry : je lui adresse toute ma reconnaissance pour les conseils qu'il m'a prodigués ainsi que pour l'aide qu'il m'a apporté en acceptant que la réalisation de la thèse soit entièrement assurée (scientifiquement et techniquement) à Chambéry.

Je remercie M. Luc-Emmanuel RICOU, maître de recherches au CNRS, d'avoir accepté de juger ce travail : son avis autorisé me sera très précieux.

M. Marc TARDY, maître-assistant à l'université de Savoie, m'a apporté plus que ses conseils et suggestions scientifiques, tant sur le terrain que lors de la rédaction,au cours de ces deux années. Ses encouragements et son soutien constant sont pour beaucoup dans l'achèvement de ce travail.

Je peux adresser les mêmes remerciements à M. Serge FUDRAL, de l'université de Savoie, grâce à qui, par des discussions nombreuses, les idées ont pu faire leur chemin, et qui n'a pas ménagé sa peine en relisant une grande partie de mon texte initial.

M. Bernard DOUDOUX m'a conseillé efficacement en me faisant profiter de ses connaissances et de ses vues bien argumentées sur le domaine delphino-helvétique lorsqu'il a relu une autre partie de mon texte.

Enfin, le laboratoire de Géologie de l'université de Savoie ne saurait être considéré comme complet sans la présence de M. Gérard NICOUD, hydrogéologue, qui m'a apporté son soutien en particulier la première année lors de la partie " séquence en entreprise " de mon stage pédagogique d'agrégation, mais aussi après...

Qu'il me soit permis d'évoquer ici les responsables des enseignements de Géologie à l'ENS de St-Cloud, qui ont contribué à mon orientation définitive vers la Géologie de terrain : M. Bernard LABESSE et M. René BLANCHET, son prédécesseur dans cette tâche, avec qui j'ai pu en outre réfléchir fructueusement sur le terrain lors de "transversales" alpines.

J'exprime également toute ma reconnaissance aux spécialistes qui ont déterminé les échantillons :

- M. H. FEINBERG pour les nannoflores tertiaires ;
- M. J. SIGAL pour les Globotruncanidés ;
- M. A. BLONDEAU pour les Nummulites ;
- Mme H. MANIVIT pour les nannoflores crétacées ;
- M. J. AZEMA pour les Calpionelles ;
- M. E. FOURCADE pour les microfossiles de l'Urgonien ;
- M. J-M. VILA, enfin, (que je remercie aussi pour son soutien moral) pour toutes les autres microfaunes.

Parmi les membres de l'université de Savoie, je tiens tout particulièrement à remercier :

- Mme Simone GINET, qui a réalisé la frappe de cet ouvrage avec efficacité et intelligence, sans ménager sa peine, et qui a toujours réussi à maintenir au laboratoire un climat de gentillesse et de générosité.
- Mme Françoise MOUGIN, qui a apporté son aide aux recherches bibliographiques et à la relecture finale de la thèse.
- M. POUSSARD qui a assuré l'impression de la thèse, et Mme BRETTEVILLE, qui a tiré les planches photographiques.
- Je n'oublie pas de remercier l'irremplaçable André PAILLET pour ses conseils techniques et les quelques lames minces qu'il ma réalisé, mais surtout pour son accueil sympathique au cours de la dernière année.

Je remercie aussi les autres étudiants de troisième cycle de Chambéry pour leur aide et leurs encouragements : tout d'abord Sylvette TRIBOULET, Catherine ELTCHANINOFF(LANCELOT) et Victor-Hugo GARDUÑO MONROY qui m'ont accueilli chez eux à bras ouvert, mais aussi Brigitte VILLANOVA, Roger MARION, Arnaud SERRE.

Enfin, j'exprime ma reconnaissance à mes ex-collègues et aux élèves des sections médico-sociales (T4-F8) du lycée de Chambéry-le-Haut,(que j'abandonne en cours d'année en espérant que ma double activité n'aura pas trop été ressentie!) ainsi qu'aux autres habitants de Chambéry qui ont fait que leur ville et la Savoie ont été des endroits où il m'a fait bon vivre...

RESUME

Cette étude intéresse la région du Haut-Chablais/Faucigny, à l'arrière du massif allochtone des Préalpes du Chablais.

A. TROIS ENSEMBLES D'ORIGINES PALEOGEOGRAPHIQUES DIFFERENTES SONT DISTINGUES.

1°/- Un ensemble delphino-helvétique :

Issu d'un bassin sédimentaire en position externe, à sédimentation relativement calme, cet ensemble comprend des terrains allant du Trias à l'Oligocène moyen - supérieur. Ses séries terminales, à partir de l'Urgonien, sont seules évoquées ici : elles sont remarquables en particulier par leurs séries gréseuses de l'Oligocène inférieur (grès du Val d'Illiez et de Taveyannaz) et par l'existence d'un olistostrome sommital à matériel ultra qui a livré une nannoflore de l'Oligocène moyen.

Cet ensemble comprend en fait trois unités structurales superposées :

- *l'unité des Dents du Midi,* à grès du Val d'Illiez (prolongation de la nappe de Morcles), reposant sur l'autochtone des Aiguilles Rouges (et sur sa "Molasse rouge" oligocène) ;

- *l'unité de Sixt - Haut-Giffre,* à grès de Taveyannaz (parallèlisable avec la nappe des Diablerets, en particulier du point de vue de ses séries cénozoïques) ;

- à ces deux unités vient se superposer *l'"Olistostrome décollé",* représentant la partie sommitale de la série delphino-helvétique interne arrachée et entraînée par l'avancée de nappes supérieures (nappe de la Brèche ...).

2°/- La nappe de la Brèche :

Dotée d'une puissante série sédimentaire riche en niveaux bréchiques et détritiques, allant du Norien au Priabonien, cette nappe présente des affinités sédimentaires avec les domaines subbriançonnais et briançonnais comme avec le domaine piémontais. Son domaine paléogéographique originel est sans doute une zone charnière sur la marge européenne de la Téthys : on le qualifie généralement de "Prépiémontais".

3°/- La nappe des Gêts :

Cette dernière unité, considérée comme la plus élevée des Préalpes, appartient à l'ensemble des "Préalpes supérieures". Elle n'a pas de série sédimentaire à proprement parler : c'est un olistostrome comprenant des lambeaux de séries très internes (liguro-piémontaises : nappes de la Simme et des Dranses ..., ligures de type "Apennin septentrional", lombarde ...) ainsi que des

débris de série ophiolitique (gabbros, pillow-lavas, brèches diabasiques hématitiques ...) et de roches cristallines acides (granite ...). La matrice de cet olistostrome n'a pu être datée avec certitude : tout au plus peut-on remarquer qu'elle doit être post-campanienne (une nannoflore campanienne y a été trouvée).

La structuration de cet olistostrome peut être placée :

- soit au cours du Crétacé supérieur : il s'agit alors d'une structuration *in situ*, dans le domaine liguro-piémontais ;
- soit plus tardivement : un âge priabonien étant avancé. Il s'agit alors de la formation d'un olistostrome accompagnant la marche des nappes internes.

B. DU POINT DE VUE STRUCTURAL, la région a été affectée par plusieurs phases tectoniques se superposant dans le temps :

1°/- Au *Priabonien - Oligocène inférieur,* une phase à mécanisme gravitaire est responsable de la mise en place de la nappe des Gêts sur l'unité de la Brèche encore en position prépiémontaise.

2°/- A *l'Oligocène supérieur,* une phase tangentielle majeure au cours de laquelle s'est structuré le domaine delphino-helvétique et mis en place l'essentiel des Préalpes. En fait, deux mécanismes se succèdent durant cette phase :

- le premier s'effectue de manière souple, par voie humide, l'avancée des nappes s'accompagnant de la formation d'un olistostrome Oligocène moyen à supérieur ;
- le second s'effectue à sec, l'avancée final des unités charriées du Chablais se faisant par cisaillements plats sur coussins de cargneules.

3°/- Au *Mio-Pliocène,* une phase tardive de "wrench-faulting" lors de laquelle des accidents décrochants à composante globale sénestre hachent la région. Ceux-ci se relaient par l'intermédiaire de petits chevauchements qui débitent le massif en écailles.

4°/- Au *Plio-Quaternaire,* une phase finale de bombements transverses à large rayon de courbure détermine de larges synclinaux (tel la cuvette des Gêts) et anticlinaux de nappes largement entaillés par l'érosion (cluse du Rhône valaisan).

TABLE DES MATIERES

CADRE GEOGRAPHIQUE 1

CADRE GEOLOGIQUE 4

I. LA ZONE EXTERNE 7

A. Le domaine helvétique 7
B. L'"Ultrahelvétique" 9

II. LES MATERIAUX DES DOMAINES INTERNES 11

A. Les Préalpes médianes 11
B. La nappe de la Brèche 14
C. Les Préalpes supérieures 14
1. La nappe du Gurnigel 14
2. La nappe des Dranses 14
3. La nappe de la Simme 14
4. La nappe des Gêts 15
CONCLUSION 15

HISTORIQUE 17

I. INTRODUCTION 19

II. LES PRECURSEURS 19

III. LES PRINCIPAUX TRAVAUX 20

A. L'autochtone relatif helvétique 20
1. Les études stratigraphiques fondamentales 20
2. Les études particulières du sommet de la série 20
3. Le point de vue structural 21

B. Les Préalpes inférieures 21
1. Les principaux points de repère dans l'ensemble préalpin 21
a- Période analytique 22
b- Période synthétique 22
Conclusion 23
2. Sur le terrain d'étude même 23
a- Les premières études 23
b- Le travail de A. Lillie (1936) 23
c- La "fenêtre mitoyenne" et la zone submédiane 24

C. La nappe de la Brèche 24
D. Les nappes supérieures 26
1. Découverte des nappes supérieures dans les Préalpes .. 26
2. Les unités supérieures dans le Haut-Chablais 26
3. La nappe des Gêts 27

IV. CONCLUSION 28

STRATIGRAPHIE 29

I. ETUDE STRATIGRAPHIQUE PARTIELLE DU DOMAINE DELPHINO-HELVETIQUE 33

A. Le Crétacé à partir de l'Urgonien 33
1. La dalle urgonienne 33
2. Le Crétacé moyen et supérieur de l'Avouille 34
a- Les unités lithostratigraphiques distinguées 34
b- Commentaire de la coupe 34
3. Conclusion sur le Crétacé étudié de la série delphino-helvétique 37

B. Le Nummulitique 38
1. Généralités 38
2. Du Crétacé supérieur au flysch nord-helvétique 39
a- Introduction 39
b- Etude de quelques coupes du dos de l'anticlinal de Bossetan 39
. Coupe des alpages de l'Avouille 39
. Coupe au-dessus du Col de la Golèse (Avouille supérieure) 42
c- Une coupe dans le secteur de Samoëns 44
d- Conclusions 46

C. La sédimentation après l'individualisation du bassin 48
1. Coupe du Col de Brétolet 48
2. Le Flysch marno-micacé au Sud du Giffre 52
3. Le wildflysch sommital 54
a- Coupe de la base de la pointe de Cupoire 54
b- Coupe du ravin de Chamossière 58
c- Inventaire du matériel de l'olistostrome 61
c1. Les affleurements de la Mine d'Or 61
c2. Les affleurements du Foron de Taninges 64
c3. La zone du Col de la Ramaz 65
c4. Autres éléments importants participant à l'olistostrome 66
Conclusion 67

D. Evolution sédimentaire de domaine helvétique 68

II. STRATIGRAPHIE DE LA NAPPE DE LA BRECHE 77

A. Introduction 77

B. Description des coupes 77
1. La base de la série de la nappe de la Brèche 77
a. La coupe du Vanet 78
b. La coupe de Jutteninge 79
c. Conclusion sur la base de la série 81
2. Des "Schistes inférieurs" à la "Brèche supérieure" 81
a- Les schistes inférieurs 81
1. Introduction 81
2. Importance morphologique 82
3. Description 82
4. Contenu paléontologique et âge 84
b- La Brèche inférieure 84
1. Introduction 84
2. Importance morphologique 84
3. Description 85
4. Contenu paléontologique et âge 88
c- Les Schistes ardoisiers 89
1. Introduction 89
2. Importance morphologique 89
3. Description 89
4. Contenu paléontologique et âge 90

d- La Brèche supérieure 90
1. Introduction 90
2. Importance morphologique 91
3. Description 91
4. Contenu paléontologique et âge 92
e- Les Calcaires à silexites 92
1. Importance morphologique 92
2. Description 93
3. Le Sommet de la série 94
a- Coupe du Torrent de Bonavaz (partie inférieure) 95
b- Quelques compléments visibles en Suisse 97
4. Conclusion 98

C. Evolution sédimentaire de la nappe de la Brèche 101

1. Au Trias 101
2. Au Jurassique 101
3. Au Crétacé inférieur 102
4. Au Crétacé supérieur 102
5. Au Tertiaire 102

III. STRATIGRAPHIE DE L'UNITE SUPERIEURE 109

A. Introduction 109

B. Les idées actuelles sur les Préalpes supérieures 109
1. Les écailles de la nappe du Gurnigel (="nappe de la Sarine") 110
2. La nappe des Dranses 111
3. La nappe de la Simme 111
4. La nappe des Gêts 112

C. Description de quelques coupes 113
1. Coupes effectuées dans les nappes des Gêts des auteurs. 113
a- La Mouille Ronde 113
b- Les affleurements de La Rosière 115
c- La coupe des Gêts 116
d- Conclusion 117
2. Quelques coupes au front de la nappe 117
a- Coupe du torrent de la Champanaz 117
b- Coupe du torrent de Bonavaz (partie supérieure) 119
c- Coupe Col de la Basse-Col de l'Encrenaz - Pointe de Chéry 121
d- Conclusion 123

D. Interprétation 123
1. Rappel du contenu de la nappe des Gêts 123
a- Le fond sédimentaire 126
b- Les olistolites 126
2. Hypothèses formulables 126
a- Première hypothèse 127
b- Deuxième hypothèse 129
3. Conclusion 130

TECTONIQUE 137

I. TECTONIQUE DU DOMAINE DELPHINO-HELVETIQUE 139

A. L'Unité des Dents du Midi 139
1. Limites de l'unité sur le terrain étudié 141
2. Description structurale 141

a- L'anticlinal de Bossetan 141
. Son flanc NW 142
. Son flanc SE 142
. En descendant vers le SW 142
b- Le vallon synclinorial de Tornay - Les Verdets 143
c- L'anticlinal des Dents d'Odda 143
d- L'anticlinal de Cluses 145
3. Conclusion 146

B. L'Unité de Sixt - Haut-Giffre 147
1. Limites 148
a- En rive droite du Giffre 148
b- En rive gauche du Giffre 148
2. Description structurale 149
a- Le chevauchement de Criou-Chantemerle 149
b- Le pli de Balme 149
c- Le passage du chevauchement du pli de Balme au chevauchement de Criou-Chantemerle 150
d- Signification des grès de Samoëns 150
e- Les synclinaux de la Pointe de Cupoire 151
3. Conclusion 153

C. L'olistostrome helvétique décollé 153
1. Limites 153
2. Caractéristiques de l'unité 154
3. Description géologique 154
a- La coupe du Col de Coux 154
b- Au Col de la Golèse 155
c- Dans le ravin de Chamossière 156
d- Sur la rive gauche du Giffre 156
e- Au Col de la Ramaz 156
4. Conclusion sur l'olistostrome décollé 157

D. Conclusion : Essai sur la tectogenèse cénozoïque des unités delphino-helvétique 157
1. Succession des phénomènes 158
2. Proposition d'une chronologie 159

II. TECTONIQUE DE LA NAPPE DE LA BRECHE 160

A. Description du contact de base 160
1. En arrière de la nappe 160
2. Au front de la nappe 161
3. La klippe de Saint Sigismond 163
4. Conclusion 163

B. Le rabotage sommital 164

C. Les structures plicatives 166
1. Les plis décamétriques 166
a. Description régionale 166
b. Interprétation 171
2. Le pli frontal de la Brèche 171

D. La fracturation subméridienne 173

E. Les grands plis tardifs 173
1. La vasque synclinale des Gêts et l'ensellement de la Dranse de Morzine 175
2. La culmination axiale du Roc d'Enfer 175
3. Le synclinal du Praz-de-Lys 175

F. Le linéament du Giffre 175

G. Conclusion : Les tectoniques superposées lisibles dans la nappe de la Brèche 176

III. TECTONIQUE DE LA NAPPE DES GETS 176

A. Introduction 176

B. Limites 177

C. Le contact basal 177
1. Au front de l'unité 177
2. En arrière de l'unité 178

D. Conclusion 178

CONCLUSIONS GENERALES 179

A. Sédimentation 181
1. Au Trias 181
2. Au Lias supérieur - Dogger 181
3. Au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur 182
4. Le Crétacé supérieur 182

B. Les phases tectoniques essentielles 183
1. Le Priabonien 183
2. A la fin du Priabonien - début de l'Oligocène inférieur 183
3. A l'Oligocène moyen - supérieur 183
4. Au Mio-Pliocène 187
5. Enfin, très tardivement 188

BILAN DE L'ETUDE 189

BIBLIOGRAPHIE 193

LISTE DES FIGURES

1. Schéma orohydrographique 2
2. Le secteur étudié dans le cadre structural alpino-apenninique 6
3. Carte structurale des Préalpes 8
4. Schéma structural de la "zone des Cols" dans les Préalpes Romandes 10
5. Schéma de la diverticulation de l'Ultrahelvétique 10
6. Répartition des faciès du flysch ultrahelvétique 11
7. Coupes schématiques des Préalpes du Chablais et des autres débordements des zones internes dans les Alpes occidentales 12
8. Schéma tectonique des Préalpes internes entre Arve et Giffre 24
9. Coupe du Crétacé de l'Avouille 34
10. Coupe de la première cuesta tertiaire de l'Avouille 39
11. Coupe du chalet de la Bottière 41
12. Coupe de l'Avouille supérieur 43
13. Coupe de la base du Priabonien moyen (détail) 44
14. Colonne reconstituée de Chantemerle 45
15. Comparaisons et variations latérales de la base du Nummulitique .. 47
16. Coupe de l'arête frontière franco-suisse du Col de Coux 48
17. Carte schématique de la répartition du Nummulitique delphino-helvétique 50
18. Coupe des Allamands 51
19. Panorama-coupe schématique de la Pointe de Cupoire 55
20. Un slump (détail de la figure 19) 56
21. Colonne stratigraphique de la Pointe de Cupoire 58
22. Coupe du ravin de Chamossière 59
23. Panorama de la falaise du Vanet 62
24. Première coupe de la Mine d'Or 62
25. Deuxième coupe de la Mine d'Or 63
26. Coupe du Foron de Taninges 64
27. Colonnes stratigraphiques générales de la série delphino-helvétique 70
28. Colonne lithostratigraphique synthétique de la nappe de la Brèche 76
29. Coupe du Vanet 78
30. Coupe de Jutteninge 80
31. Colonne stratigraphique dans les Schistes inférieurs 83
32. Coupe de l'arête de la Couennasse 85
33. Variations latérales des faciès de la nappe de la Brèche 87
34. Coupe dans les Schistes ardoisiers 89
35. Panorama de l'arête culminant à 1779m (W du Praz-de-Lys) 91
36. Coupe d'Avoriaz-Joux Verte 93
37. Coupe du torrent de Bonavaz (partie inférieure) 95
38. Coupe schématique du flysch du Kalberhöni (C. Caron) 97
39. La série de la Roche des Clots (Grande Hoche) 99
40. Reconstitution de la sédimentation du Mésozoïque de la nappe de la Brèche 100
41. Colonnes stratigraphiques générales de la nappe de la Brèche 108
42. Les unités des Préalpes supérieures 110
43. Coupe de la Mouille Ronde 113
44. Les affleurements de La Rosière - Les Bounaz 116
45. Coupe des Gêts 116
46. Coupe de la Champanaz (partie inférieure) 118
47. Coupe de la Champanaz (partie supérieure) 119

48. Coupe du torrent de Bonavaz (partie supérieure) 120
49. Coupe du Col de la Basse au Col de l'Encrenaz 121
50. Coupe du Col de l'Encrenaz à la Pointe de Chéry 122
51. Répartition des "roches vertes" et des roches cristallines du flysch des Gêts 124
52. Quelques colonnes lithologiques dans les flysch des Gêts 125
53. Coupes palinspastiques schématiques 128
54. Premières hypothèses pour la formation du flysch des Gêts 128
55. Deuxième hypothèse pour la formation du flysch des Gêts 129
56. Schéma tectonique du domaine delphino-helvétique 138
57. Coupe et panorama de l'arête frontière franco-suisse 140
58. Coupes du vallon de Tornay 143
59. Panorama de l'anticlinal des Dents d'Odda 144
60. Le pli de Cluses dessiné par L.W. Collet 145
61. Coupe schématique du Pli de Cluses 146
62. Le pli de Balme 148
63. Schéma de la formation de l'olistostrome helvétique 151
64. Panorama de la Pointe de la Corne 152
65. Coupe du Col de Coux 154
66. Coupe du Col de la Golèse 155
67. Coupe du Farquet (col de la Ramaz) 156
68. Panorama du col de la Golèse 162
69. Panorama du Vuargne 165
70. Intersection schistosité - stratification 167
71. La pointe de Ressachaux 168
72. La pointe de Nant-Golon 169
73. Replis dans la Brèche inférieure 170
74. La falaise du Rocher de Provence 171
75. Les accidents NS dans la nappe de la Brèche 174
76. Individualisation des domaines de la marge européenne grâce à des décrochements au Lias supérieur - Dogger 182
77. Reconstitution palinspastique de la sédimentation sur la transversale des Préalpes du Chablais 184
78. Reconstitution palinspastique de la tectogenèse des Préalpes du Chablais 185
79. Coupes schématiques de la fin de la tectogenèse tertiaire 186
80. Schéma structural des Préalpes : la fracturation Mio-Pliocène 188

LISTE DES PHOTOS

Quelques microfaciès de la série delphino-helvétique :
-photos 1 à 5 72
-photos 6 à 10..... 74

Quelques microfaciès de la nappe de la Brèche :
-photos 11 à 14.....104
-photos 15 à 18.....106

Quelques microfaciès de la nappe des Gêts :
-photos 19 à 22.....132
-photo 23 134

Quelques figures et ichnofossiles des "flysch des Gêts" :
-photos 24 à 28.....134

Photographies hors-texte

A - Les Dents d'Odda ;
B - Le rouleau de Bossetan ;
C - Brèche priabonienne de base (l'Avouille) ;
D - L'olistostrome sommital helvétique (Pointe de Cupoire) ;
E - Blocs de gypse dans l'olistostrome helvétique (Gorges de Chamossière) ;
F - Blocs de "Couches Rouges" dans l'olistostrome helvétique ;
G - La montagne de Séraussaix-Avoriaz ;
H - Affleurements de Brèche supérieure (Pic de Marcelly) ;
I - Flanc Sud du Vuargne (entre les Cols de Joux-Plane et du Ranfolly) ;
J - Plis dans les flysch des Gêts (Le Bouchet) ;
K - Panorama (avec interprétation) du Col de Coux montrant le front de l'unité des Dents du Midi ;
L - Le front de la nappe de la Brèche (zone du Col de la Ramaz) ;

(Les photographies hors-texte sont groupées à la fin de l'étude.)

AVERTISSEMENT

Selon les éditions des cartes topographiques IGN, la toponymie peut différer parfois notablement : les terminaisons régionales en "-az" sont par exemple toutes remplacées par une terminaison "-e" sur les feuilles au 1/25 000 de 1937-38. Les nouvelles éditions (1/50 000) rétablissent l'orthographe originelle, que j'ai donc retenue (exemple : Bonavaz → Bonave) ; la Pointe de Nant-Golon est souvent appelée "Pointe d'Angolon" sur les anciennes cartes (au 1/25 000).

CADRE GEOGRAPHIQUE

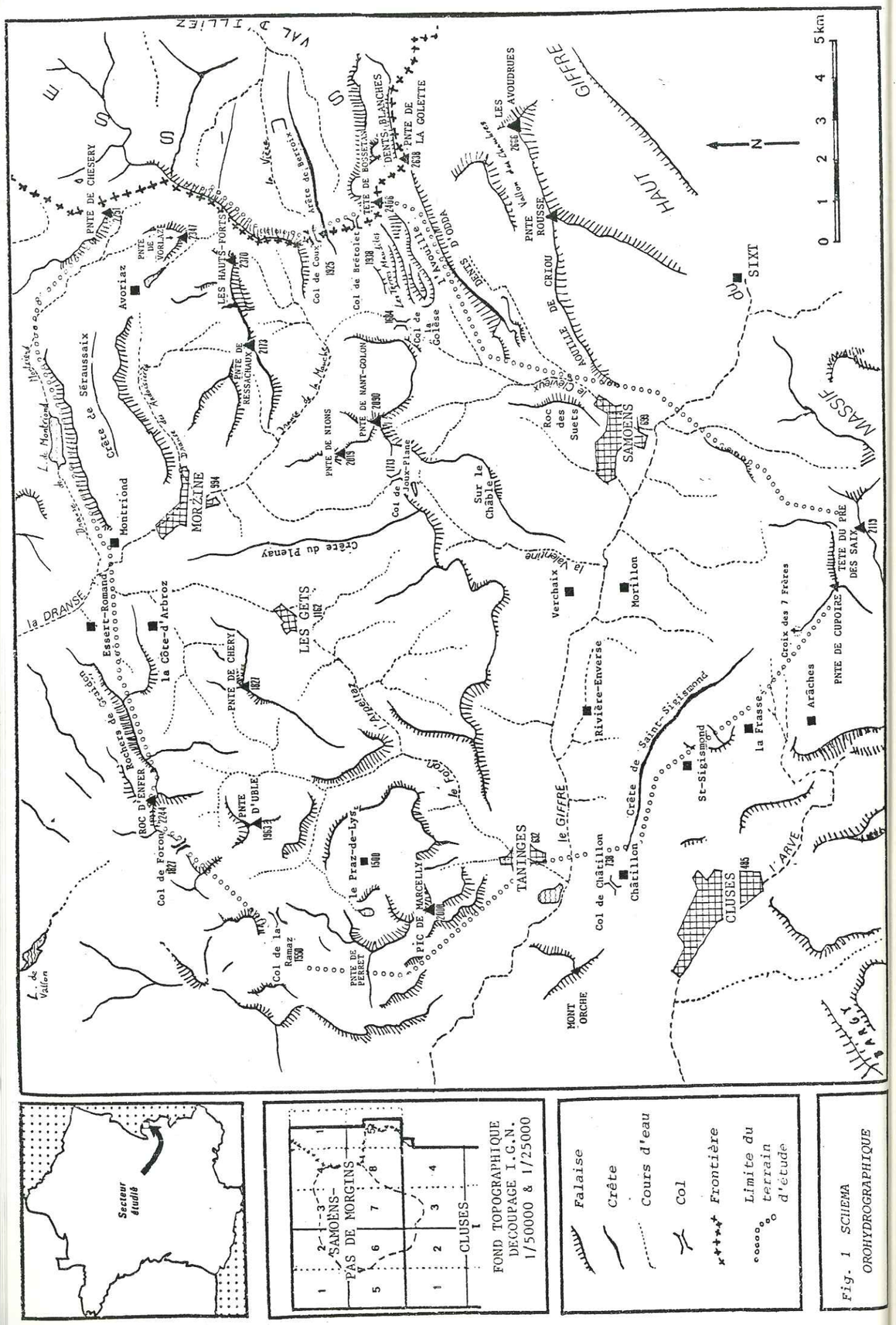


Fig. 1 SCHEMA OROHYDROGRAPHIQUE

Dans son acception géologique, le terme de "Préalpes" désigne le bourrelet montagneux qui s'étend sur environ 120 km de long pour 30 de large, depuis la vallée de l'Arve au SW jusqu'au lac suisse de Thoune au NE.

Le Rhône valaisan découpe cet ensemble en deux parties inégales :

- à l'Est, les *Préalpes Romandes*, sur le territoire suisse ;
- à l'Ouest, le *Chablais*, dont la plus grande partie s'étend sur le territoire français.

C'est dans la partie orientale du Chablais, en Haute-Savoie, que se situe le terrain qui fait l'objet de cette étude.

Les vallées et les collines aux reliefs adoucis par les anciens glaciers, les sommets boisés et les alpages verdoyants du Chablais et du Faucigny viennent ici se heurter aux falaises vertigineuses, aux pics rocheux déchiquetés et aux hauts plateaux calcaires désolés des massifs du Haut Giffre et de Morcles, dont les premières crêtes tracent la frontière avec le canton suisse du Valais.

Ce contraste remarquable est souligné topographiquement par une zone déprimée (prolongement de la "Zone des Cols" des auteurs suisses), à laquelle appartiennent les cols de Coux, de Brétolet, de la Golèse et de Châtillon.

Le réseau hydrographique du secteur étudié s'articule autour de deux grands axes.

Au Nord, le système des Dranses : Dranse de la Manche (ou de Morzine), qui, grossie de la Dranse de Bellevaux et de la Dranse d'Abondance se déverse dans le lac Léman à Thonon-les-Bains.

Au Sud, le Giffre descendant des hautes Alpes calcaires traverse Samoëns, Taninges puis rejoint l'Arve qui se déversera dans le Rhône à Genève, après avoir drainé un bassin-versant qui s'étend jusqu'au Col des Gêts.

Des précipitations élevées (parmi les plus abondantes de France), une altitude moyenne somme toute modeste pour les Alpes (peu de sommets à plus de 2000m) favorisent certaines activités agricoles : la sylviculture d'abord (le mot "Câble", désigne un chemin tracé selon la ligne de plus grande pente pour le hissage des troncs par les forestiers), et l'élevage bovin ensuite sont encore des secteurs florissants. Bien sûr, à l'heure actuelle, depuis déjà environ 20 ans, le tourisme, que les pentes herbues bien enneigées l'hiver, les sentiers frais et ombragés l'été ont permis de développer, est devenu de loin l'activité prépondérante. On ne compte plus les installations de remontée mécanique installées autour des stations réputées (Morzine, Avoriaz, Les Gêts, Samoëns, Morillon, Flaine, Les Carroz d'Arâches, etc...).

Le secteur étudié dans cet ouvrage (voir fig. 1) est limité au SE par une ligne qui court approximativement de la Tête du Pré des Saix à la Tête de Bossetan en passant par Samoëns, par la frontière franco-suisse de la Tête de Bossetan à la pointe de Chésery, par la vallée de la Dranse de Montriond relayée par les rochers de Graidon jusqu'au Roc d'Enfer puis par une ligne de cols passant par le col de la Ramaz, le col de Châtillon et rejoignant la Tête du Pré des Saix par la crête de Saint-Sigismond.

CADRE GEOLOGIQUE

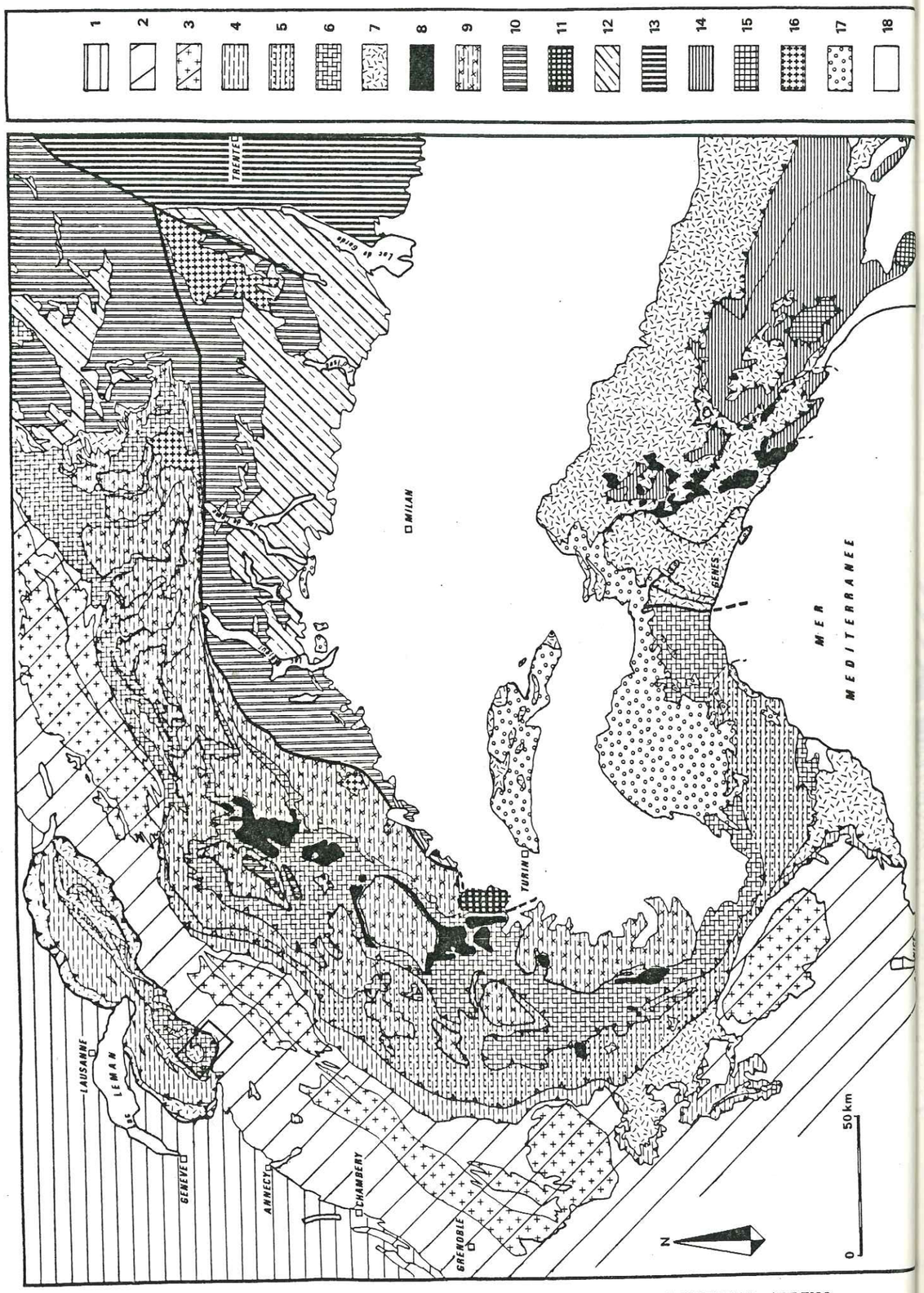


Fig. 2 : LE SECTEUR ETUDIE (ENCADRE) DANS LE CADRE STRUCTURAL ALPINO-APENNINIQUE.

Les Préalpes sont reconnues depuis longtemps comme largement allochtones (M. Bertrand, 1884 ; H. Schardt, 1893). Elles constituent, avec l'Embrunais-Ubaye et les Alpes Maritimes franco-italiennes (voir fig. 7), un "débordement" des zones internes au-delà de l'alignement actuel des massifs cristallins externes (Mont-Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne, ...) (fig. 2). A la suite de tous les évènements orogéniques qui ont affecté ces régions, elles sont restées isolées du reste des zones internes, à près de 40 km en avant (Chablais).

La zone étudiée ici est située sur le rebord SE du Chablais, là où les masses allochtones d'origine interne sont en contact avec le substratum externe.

Pour le géologue qui souhaite aborder les Préalpes, la multiplicité des termes qui désignent et regroupent les différents ensembles qui les constituent (dont certains ont vu leur acception évoluer au cours du temps), est certainement le premier obstacle à la compréhension de leur structure : certains de ces termes ont une origine géographique (Préalpes internes, externes, médianes (?)) ; d'autres paléogéographique (nappes Ultrahelvétiques supérieures et inférieures), ou lithologique (nappe de la Brèche, des médianes rigides et plastiques, du flysch à Helminthoïdes, ...) ou structurale (Préalpes supérieures, inférieures, médianes (?), Zone submédiane, ...) ou encore purement toponymique (nappe du Niesen, des Dranses, des Gêts, du Gurnigel, de la Simme *s.l.* et *s.s.*, etc...).

Dans un premier temps je vais donc brièvement exposer la nomenclature maintenant très généralement en vigueur, qui sera utilisée dans cette étude (fig. 3).

Je vais adopter pour cela l'ordre de superposition structurale actuel des différentes unités.

I. LA ZONE EXTERNE.

A. LE DOMAINE HELVETIQUE.

C'est l'équivalent au moins stratigraphique du domaine dauphinois défini plus au Sud.

Il apparaît comme un bassin à subsidence lente, ayant reçu le dépôt d'une épaisse série mésozoïque et cénozoïque essentiellement calcaire et marneuse.

Il est représenté ici par la frange occidentale de la nappe de Morcles, mieux développée en Valais, et par le massif Sixt/Haut-Giffre.

Fig. 2 : 1: Domaine jurassien ; 2: Domaine delphino-helvétique ; 3: massifs cristallins externes ; 4 : Domaine ultradauphinois, valaisan et subbriançonnais ; 5: Domaine briançonnais ; 6: Domaine piémontais ; 7: flysch exotiques ; 8: Corps ophiolitiques principaux ; 9: Massifs cristallins internes et nappes simplo-tessinoises ; 10: socle insubrien ; 11: Corps ultrabasique de Lanzo ; 12: Domaine lombard ; 13: Domaine tridentin ; 14: Nappe toscane ; 15: Substratum des Apuanes ; 16: Granitisations tertiaires ; 17: Tertiaire discordant ; 18: Quaternaire.

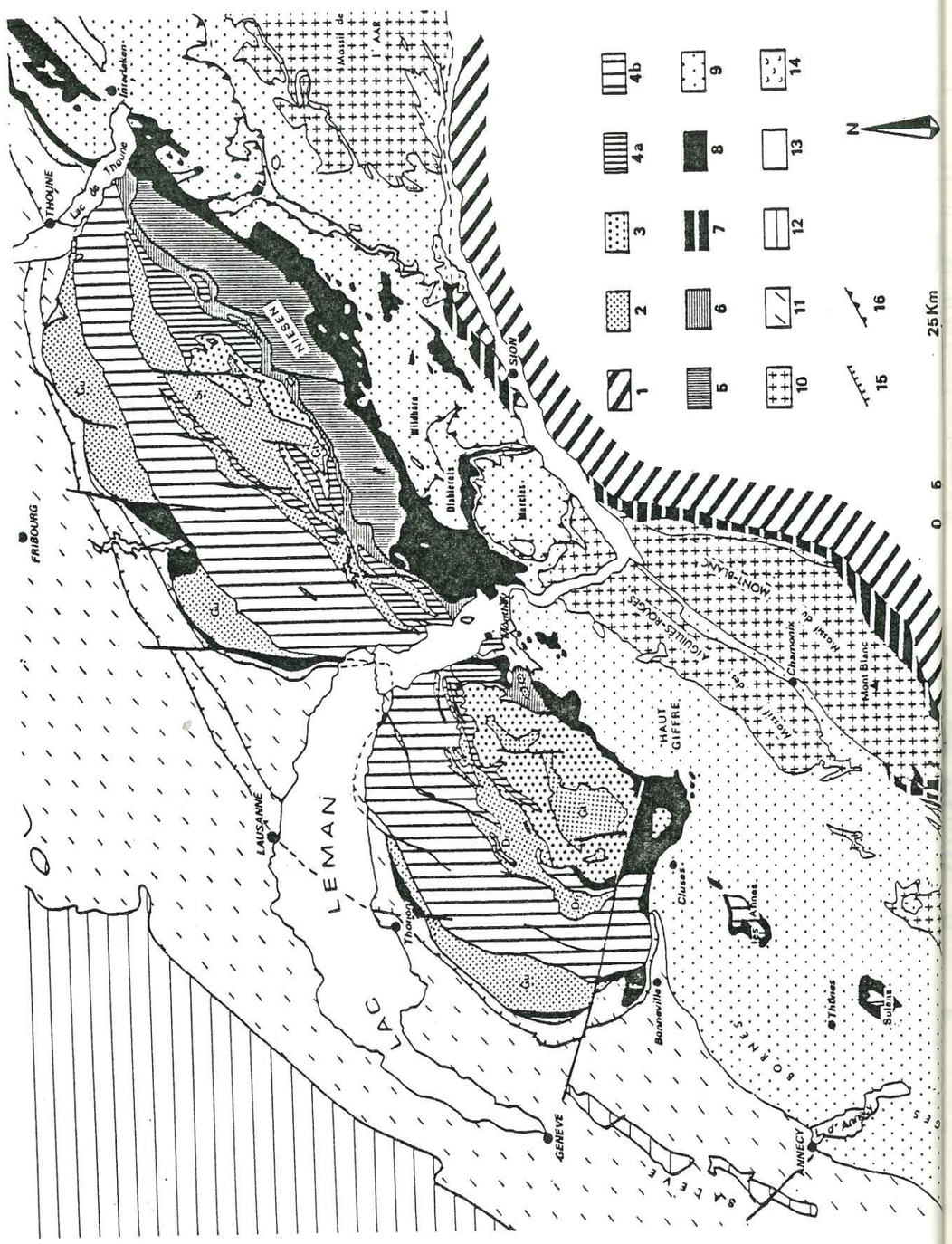


Fig. 3 : CARTE STRUCTURALE DES PREALPES.

Il sera ici notre autochtone relatif (par rapport à l'ensemble préalpin), sans toutefois que nous perdions de vue son allochtonie (par rapport aux zones plus externes).

B. L'"ULTRAHELVETIQUE"

On a coutume de distinguer à l'Est de la zone helvétique une frange qualifiée d'"Ultrahelvétique" : ses caractères sédimentaires, proches de ceux de l'Helvétique présentent toutefois des originalités, en particulier une sédimentation d'ordinaire plus pélitique et la disparition de certains faciès néritiques (absence du faciès urgonien).

D'un point de vue tectonique, cet étroit domaine s'est vu attribuer un rôle très important : celui de "semelle" tectonique de l'ensemble allochtone des Préalpes, par le biais d'un mécanisme de dislocation et de glissements gravitatifs de nappes dites Ultrahelvétiques, la "diverticulation" (M. Lugeon, 1943).

Dans l'état actuel des connaissances on distingue encore sept "nappes" ultrahelvétiques (H. Badoux, 1963) dans les Préalpes Romandes.

1. La "nappe" de la Plaine-Morte, que H. Masson (1976) a identifié comme étant en fait (au moins dans la région de Derborence) uniquement un wildflysch sommital de l'helvétique.

2. La nappe d'Anzeinde, dont S. Anatrà, T. Ackermann et P. Homewood (1980) reconnaissent la nature disloquée et discontinue en olistolites.

3. La nappe du Sex-Mort, difficile à séparer de celle de la Plaine Morte.

4. La nappe de Bex-Laubhorn, constituée soit de gypse à blocs (Bex), soit de flysch à blocs et lambeaux mésozoïques (Laubhorn).

5. La nappe d'Arveyes.

6. La nappe de Meilleret.

7. La nappe de Chamossaire, ou diverticule d'Oudioux décrite plus tard comme un sous-ensemble de la nappe du Meilleret (P. Homewood, 1974).

Fig. 3 : 1: Zones internes indifférenciées ; 2: Unités supérieures (Liguro-piémontais) - Gt: Nappe des Gêts ; Si: Nappe de la Simme ; Dr: Nappe des Dranses ; Gu: Nappe du Gurnigel - 3: Nappe de la Brèche (Prépiémontais) ; 4: Nappe des Préalpes Médianes - 4a: Rigides (Briançonnais) ; 4b: Plastiques (Subbriançonnais) - 5: Nappe du Niesen (Valaisan) ; 6: Zone submédiane (Valaisan ?) ; 7: Ultrahelvétique ; 8: Wildflysch à matériel ultra ; 9: Domaine delphino-helvétique ; 10: Massifs cristallins externes ; 11: Molasse périalpine ; 12: Jura ; 13: Quaternaire ; 14: Ecroulement ; 15: Cisaillement au sein de la molasse périalpine ; 16: Chevauchement à l'intérieur du domaine delphino-helvétique.

Ces unités, dont on voit que la nature de nappe souffre déjà de beaucoup de guillemets ont été rapportées par M. Lugeon (1943) à des "diverticules", qui rendent compte de leur dilacération et de la complexité structurale de l'ensemble (fig. 4).

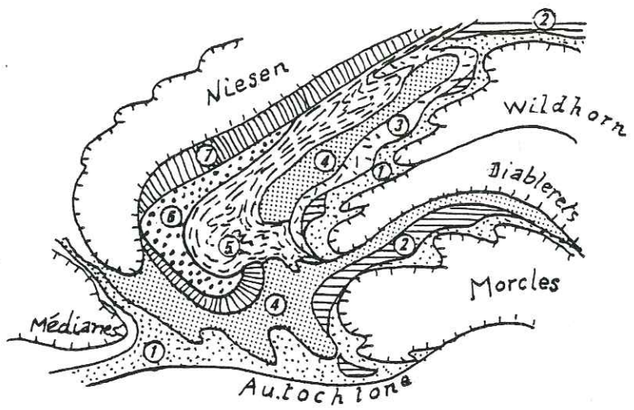


Fig. 4 : SCHEMA STRUCTURAL DE LA "ZONE DES COLS" DANS LES PREALPES ROMANDES. H. BADOUX (1963). (Légende dans le texte).

H. Badoux (1963) avait donné une idée de la série ultrahelvétique reconstituée (fig. 5) dont on voit qu'il faudra réviser quelques points (N de la Plaine Morte, etc...).

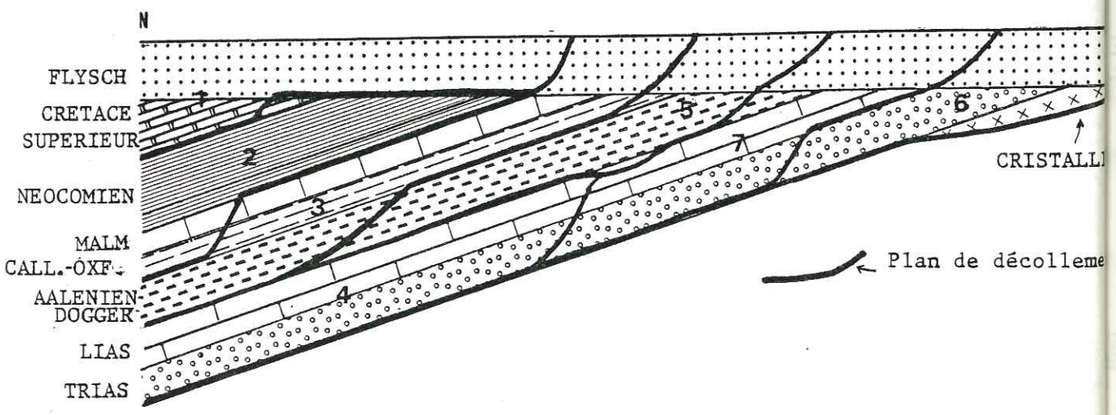


Fig. 5 : SCHEMA DE LA DIVERTICULATION DE L'ULTRAHELVETIQUE SELON H. BADOUX (1963).

P. Homewood (1976) donne déjà une image plus réaliste du "bassin" ultrahelvétique, lors de la sédimentation du flysch tertiaire (fig. 6).

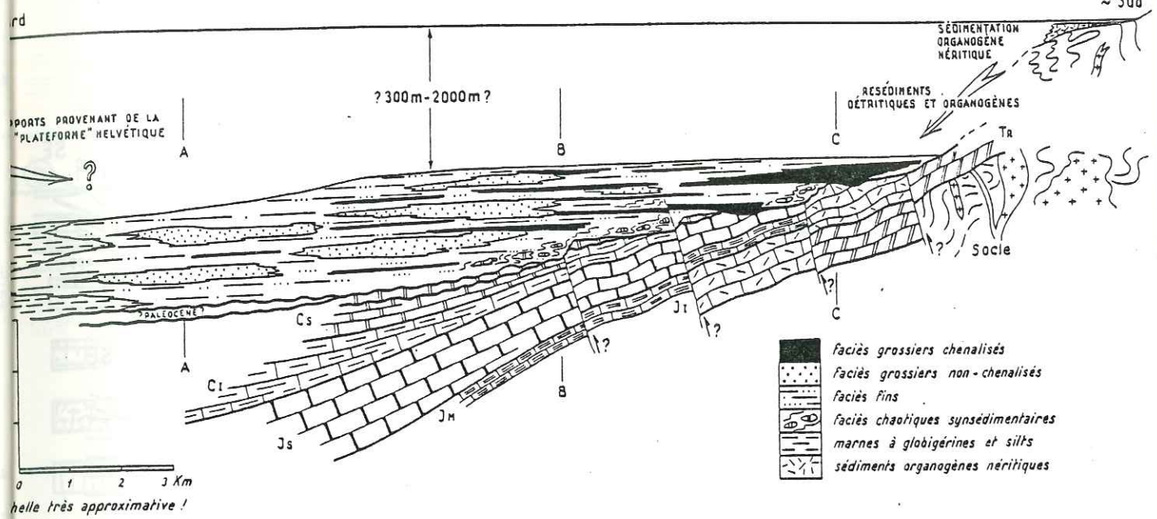


Fig. 6 : REPARTITION DES FACIES DU FLYSCH ULTRAHELVETIQUE PAR RAPPORT AU SUBSTRATUM ; COUPE SYNTHETIQUE SCHEMATISEE (P. Homewood, 1976).

Dans le secteur étudié, sur lequel l'Ultrahelvétique voit son extension s'amenuiser considérablement, les rapprochements avec telle ou telle unité des Romandes ont toujours été problématiques bien que la nappe de la Plaine Morte, celle d'Anzeinde et celle du Laubhorn aient été pressenties ; aucun rapprochement n'a encore été tenté au delà du front de la Brèche, ni dans la région de Taninges.

II. LES MATERIAUX DES DOMAINES INTERNES (Fig. 7b).

A. LES PREALPES MEDIANES (Subbriançonnais et Briançonnais).

Cette entité géographique recouvre la plus grande partie de la superficie des Préalpes et plutôt leur partie médiane. Du point de vue structural on y distingue deux grands ensembles :

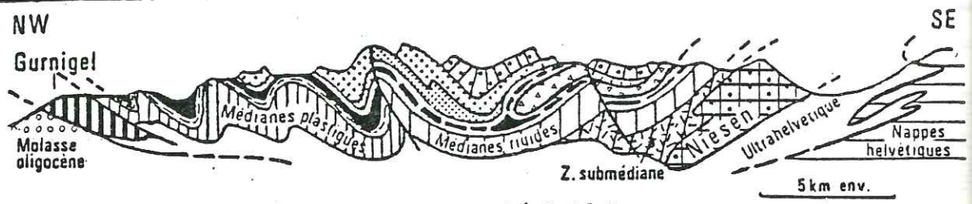
1°/- Les Préalpes médianes plastiques, ainsi baptisées en raison de la souplesse du style tectonique qui affecte leurs niveaux mésozoïques marno-calcaires bien développés ; elles sont très bien représentées dans le Chablais.

Leur série, essentiellement de type *subbriançonnais*, s'étend du Trias à l'Eocène supérieur.

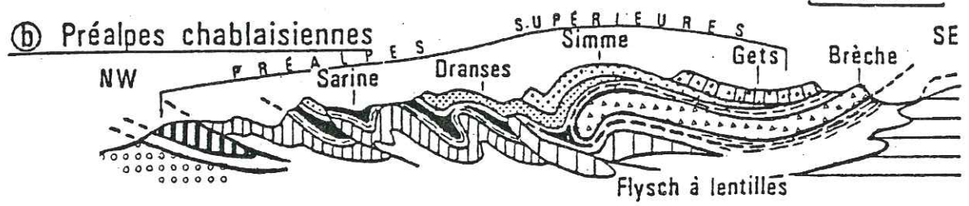
2°/- Les Préalpes médianes rigides, qui apparaissent fort discrètement à l'Est du Chablais ont une série condensée typiquement *briançonnaise*. Leur trias dolomitique épais, leur calcaire sublithographique tithonique et l'absence de niveaux pélitiques leur confèrent un style tectonique cassant, en dalles disloquées.

Les Préalpes médianes s'étendent au-delà de la limite NW du terrain d'étude.

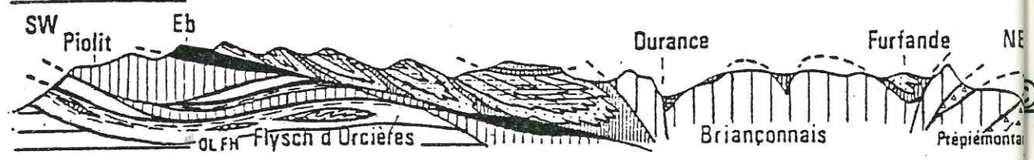
ⓐ Préalpes romandes



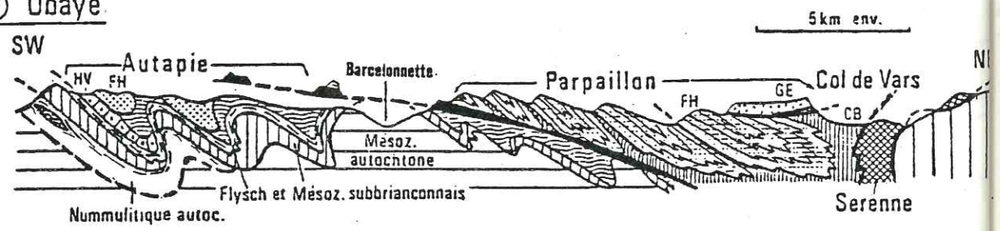
ⓑ Préalpes chablaisiennes



ⓒ Embrunais



ⓓ Ubaye



ⓔ Alpes maritimes

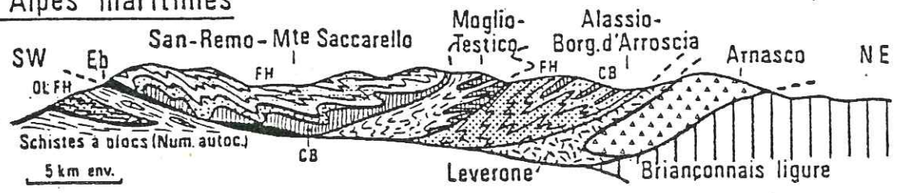


Fig. 7 : COUPES SCHEMATIQUES DES PREALPES DU CHABLAIS ET DES AUTRES DEBORDEMENTS DES ZONES INTERNES DANS LES ALPES OCCIDENTALES.
Repris du "Livret-guide : FRANCE, introduction à la géologie du Su
(26ème Congrès Géologique International 1980) *in Géol. Alp., t. 56*

LEGENDE
de la figure 7

ⓑ Préalpes

- Nappes Helvétiques
- Préalpes Inférieures (Ultrahelvétique)
- Nappe du Niesen (Valaisan)
- Zone submédiane (Valaisan?)
- Préalpes médianes "Plastiques" (Subbriançonnais)
- Préalpes médianes "Rigides" (Briançonnais)
- Nappe de la Brèche (Prépiémontais)
- semelle de wildflysch sous les Préalpes Supérieures
- Nappe du Gurnigel
- Nappe de la Sarine
- Nappe des Dranses
- Nappe de la Simme
- Nappe des Gets

} Préalpes Supérieures

- Molasse oligocène

ⓒ,ⓓ Embrunais-Ubaye

- mésozoïque autochtone et parautochtone
- Nummulitique avec horizon sommital de schistes à blocs et olistolites de Flysch à Helminthoides
- Subbriançonnais
- Briançonnais
- Prépiémontais (zone du Gondran)
- semelle de schistes à blocs
- c: Flysch à Helminthoides (F.H.)
  b: Flysch "dissocié" (F.D.)
  a: série du Haut-Verdon

} Nappe de l'Autapie

- d: Flysch à Helminchoides (F.H.)
  c: Grès de l'Embrunais (GE)
  b: Schistes noirs du Complexe de Base
  a: Ecailles Basales

} Nappe du Parpaillon

- zone complexe de Sérenne

ⓔ Alpes maritimes

- Nummulitique autochtone ou parautochtone, avec olistolites de F.H.
- Briançonnais Ligure
- Nappe d'Arnasco
- c: Flysch à Helminthoides (F.H.)
  b: faciès grèseux
  a: Schistes noirs du Complexe de base

} Unité de San Remo-Mte Saccarello

- b: série de Testico
  a: série d Moglio

} Unité de Moglio-Testico

- c: Flysch à Helminthoides
  b: faciès grèsoconglomératique
  a: Complexe de Base (CB)

} Unité d'Alassio-Borghetto d'Arroscia

- b: complexe chaotique de Leverone
  a: Ecailles Briançonnaises (semelle tectonique des nappes des Alpes Maritimes)

B. LA NAPPE DE LA BRECHE (Prépiémontais).

Cette unité, dont le développement, à l'instar de celui des médianes rigides est beaucoup plus important en Chablais que dans les Romandes (où elle est représentée par la brèche dite de la Hornfluh), doit son nom à une série riche en faciès bréchiques, à alternances pélitiques.

Elle affleure très largement sur la zone étudiée, reposant dans sa partie SE sur l'"Ultrahelvétique" et dans sa partie frontale, au NW, sur une zone d'écailles complexe appelée "zone du col de la Ramaz" (A. Lombard, 1940).

On s'accorde pour situer son domaine originel de sédimentation sur la frange externe du bassin piémontais, en bordure du domaine briançonnais, c'est-à-dire en position "prépiémontaise".

C. LES PREALPES SUPERIEURES (Liguro-piémontais).

Elles couronnent généralement l'édifice préalpin et comportent essentiellement des flysch exotiques. On y a distingué quatre ensembles structuraux (fig. 8) :

1°/- La nappe du Gurnigel, constituée d'un flysch calcaire et de séries gréso-conglomératiques (grès des Voirons) comporte des terrains allant du Maestrichtien à l'Eocène moyen.

Elle forme la première ligne de collines au front des Préalpes. Son passage au-dessus des Préalpes médianes est attesté par des lambeaux disséminés décrits sous le nom de "nappe de la Sarine" (C. Caron, 1972).

La série de la nappe du Gurnigel a été attribuée par C. Caron (1976) au sommet des sédiments du bassin piémontais.

2°/- La nappe des Dranses conserve l'essentiel des séries de l'ancienne "nappe du flysch à Helminthoïdes" (ou Plattenflysch). L'âge de son flysch calcaire agrémenté de quelques rares lits conglomératiques recouvre l'ensemble du Sénonien.

En Chablais la nappe des Dranses repose surtout sur les Préalpes médianes plastiques. Toutefois, on en a décrit la terminaison au-dessus du front de la nappe de la Brèche, dans le secteur étudié ici.

Classiquement, une origine piémontaise est attribuée à la nappe des Dranses.

3°/- La nappe de la Simme possède une série plus diversifiée. Après des niveaux schisteux rouges datés de l'Albo-cénomanien, elle se poursuit par un ensemble gréso-conglomératique atteignant au moins le Campanien.

Elle repose actuellement au-dessus de la partie radicale de la nappe des Dranses ; on en a également repéré des traces au-dessus du rouleau frontal de la nappe de la Brèche.

Son domaine paléogéographique d'origine présente des affinités avec celui de la nappe des Dranses ; il est donc probablement également quelque part dans le bassin piémontais.

4°/- La nappe des Gêts enfin, présente une série très complexe englobant à la fois des éléments proches du flysch à Helminthoïdes ou de la nappe de la Simme, et des éléments plus internes analogues à certains termes de l'Apennin septentrional et du Montferrat : roches cristallines (granite), roches vertes (gabbro, ophicalcite, ...), schistes à palombini, schistes type "Val Lavagna", ..., remarqués déjà par G. Elter, P. Elter, C. Sturani et M. Weidmann (1966).

Son origine paléogéographique est encore discutée : toutefois on la situe maintenant en général dans la partie la plus interne du bassin piémontais ou à l'orée du domaine ligure des Apennins.

En Chablais, la nappe des Gêts repose en pseudo-couverture au coeur de la vasque de la nappe de la Brèche.

CONCLUSION.

Le secteur étudié recouvre le sommet de la zone externe (helvétique et ultrahelvétique), la partie méridionale de la nappe de la Brèche et les unités supérieures représentées essentiellement par la nappe des Gêts. Il faudra donc se poser le problème de contact zone externe/zone interne ainsi que celui des origines paléogéographiques de la nappe des Gêts.

HISTORIQUE

I. INTRODUCTION.

Certaines régions du monde ont connu le privilège de se trouver à l'origine des grands bouleversements qui ont fait avancer les idées géologiques ; les Préalpes sont parmi celles-ci. En effet, ce massif constitue l'une des pièces maîtresses de l'argumentation qui permit aux concepts de nappe de charriage et de tectonique tangentielle de prendre leur essor définitif au début de ce siècle parmi les idées géologiques.

Le premier auteur qui évoqua l'idée de l'allochtonie complète des Préalpes est, sans doute possible, Marcel Bertrand, dans son article historique *"Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord"* (1884). Il mentionne en effet les Préalpes et les klippes de Savoie comme allochtones sans toutefois argumenter avec précision à leur sujet. Cet article trop précoce ne devait convaincre personne.

C'est donc à H. Schardt (1893) qu'il reviendra de démontrer preuves à l'appui cette idée, et de tracer, en 1898, le schéma structural directeur de l'édifice de nappes des Préalpes. Sa note sera à l'époque âprement discutée. On trouvera un historique détaillé dans un article de H. Masson (1976) qui restitue les apports de la géologie préalpine à la pensée géologique et le rôle considérable joué à cet égard par H. Schardt, aujourd'hui injustement méconnu.

II. LES PRECURSEURS.

Dans ce cadre préalpin, le Haut-Chablais/Faucigny a fourni un important contingent de données.

B. Studer (1845) puis A. Favre (1859 et 1867) furent probablement les premiers géologues à se préoccuper de la géologie de ce secteur. Ils considèrent tout d'abord la région de la "Brèche du Chablais" comme une grande masse de flysch tertiaire, quelque peu *"monotone"* ou même *"ennuyeuse"* ... . Seule l'existence, au sein de ces flysch, de roches "exotiques" cristallines et volcaniques, étudiées pour la première fois par H. Tavernier (1888) excita la curiosité du monde scientifique pour cette région.

Mais la découverte des preuves de l'âge triasique des dolomies (A. Favre, 1859) puis jurassique de la Brèche du Chablais (A. Rittener, 1892) allait contribuer puissamment à l'élaboration des nouvelles idées exprimées par H. Schardt en 1893.

Ce dernier individualise trois grandes nappes :

1°/- Une première, à la base, venant reposer sur un substratum externe, comprend les Préalpes internes, correlées avec les Préalpes externes.

2°/- Une seconde, la plus importante en surface, les Préalpes médianes, est individualisée par son matériel jurassique et crétacé. Elle n'affleure pas dans le domaine étudié ici.

3°/- Enfin une troisième, la nappe de la Brèche ; elle occupe la plus grande partie du domaine étudié.

Parmi les premiers détracteurs de H. Schardt se trouve M. Lugeon, qui reviendra très vite sur ses propres idées pour devenir le plus ardent propagandiste de la nouvelle théorie, avec le succès que l'on sait.

Il publie en 1896 une très importante étude, *"la Région de la Brèche du Chablais"*. Celle-ci appartient déjà à la géologie moderne, car on considère souvent qu'elle peut encore servir de base solide pour les travaux actuels. On y trouve notamment une tentative de division stratigraphique de la Brèche en grands ensembles lithologiques. Par ailleurs, la complexité des Préalpes internes y est évoquée.

Les cartes géologiques au 1/80.000 Annecy et Thonon viennent compléter cet ouvrage.

Les fondements de la stratigraphie et de la structure, excepté pour la partie sommitale de l'édifice, sont établis : de nombreux chercheurs vont désormais s'atteler à améliorer la compréhension de ce massif. La liste en serait trop longue : je me bornerai donc à ne citer que les principaux travaux,unité par unité.

III. LES PRINCIPAUX TRAVAUX.

A. L'AUTOCHTONE RELATIF HELVETIQUE.

1°/- Les études stratigraphiques fondamentales :

- *Dans la partie nord* de l'autochtone relatif de mon secteur, qui n'est qu'une infime portion de l'ensemble delphino-helvétique par ailleurs abondamment étudié, seul L.W. Collet, dans *"la Nappe de Morcles entre Arve et Rhône"* (1943) nous fournit une analyse stratigraphique complète sur le terrain même. Je serais donc souvent amené à faire référence à cet auteur qui rattache sans ambiguïté cette série au domaine de la nappe de Morcles.

- *Dans la partie sud,* en rive gauche du Giffre, ce sont les travau de L.W. Collet (1910), M. Lugeon (1914-1918), R. Perret (1922), L. Moret (1922) puis L. Feugueur (1949 à 1955) et J. Goguel (1951) qui donnent une idée précise de la stratigraphie du massif de Sixt-Haut-Giffre, le plus septentrional des massifs subalpins.

2°/- Etudes particulières du sommet de la série :

Après M. Vuagnat (1954), J. Martini (1968) s'intéresse plus particulièrement aux séries de flysch et grès helvétiques (grès de Taveyannaz et du Val d'Illiez). Il caractérise ces grès pétrographiquement et en distingue plusieurs types. Le travail de G.G. Sawatzki (1972) centré autour du synclinal de Thônes met en évidence les passages latéraux entre ces différents grès. Cet auteur admet deux origines différentes pour le matériel volcanique des grès :

- les diabases et basaltes océaniques des grès du Val d'Illiez proviendraient de l'érosion de terrain de la zone liguro-piémontaise ;
- les andésites des Grès de Taveyannaz proviendraient de l'érosion d'arc insulaires liés à la subduction.

Plus récemment, B. Pairis (1975) décrit minutieusement la série helvétique du massif de Platé, en y joignant une étude radiocristallographique (cristallinité de l'illite) qui semble mettre en évidence un gradient de métamorphisme (anchizonal) qui va croissant en se rapprochant de la limite des Préalpes inférieures. Je me suis largement appuyé sur ses travaux stratigraphiques, qui finissent là où les miens commencent de manières précises.

G. Vitally (1980) s'intéresse à la provenance du matériel des Grès de Taveyannaz : il conclut que celui-ci peut être assimilé à des restes de pépérites (formées par des explosions phréatomagmatiques sur place).

3°/- Le point de vue structural :

Encore actuellement, il existe une discussion à propos de la liaison structurale qu'il convient d'établir entre les domaines de Morcles et du Haut-Giffre.

Pour M. Lugeon (1912), il existait une relation structurale directe. Il prolongeait largement la nappe de Morcles en France, parlant alors de *nappe de Morcles-Aravis*. Cette conception est reprise par L.W. Collet (1943). Mais, en 1951 puis en 1954, J. Goguel met en doute cette continuité et pose le problème du passage du style helvétique en nappes au style subalpin en plis autochtones. A la suite de travaux précis (G. Amberger, 1960 ; X. Pierre et J.P. Uselle, 1966), J. Debelmas et J.P. Uselle (1966) admettent que la nappe de Morcles s'arrête à la frontière franco-suisse. Le massif de Platé ne serait alors que le prolongement septentrional des Bornes. Le passage des nappes helvétiques aux plis subalpins se ferait alors par résorption progressive (mais rapide) du déplacement horizontal au niveau du synclinal de raccord et sa répartition entre plusieurs plis parautochtones.

S. Ayrton (1972) revient sur les conceptions en actualisant l'idée de M. Lugeon, à partir d'études menées en arrière de la nappe.

B. Pairis (1975) reprend l'étude du massif de Platé. Il décrit en particulier les terrains de la "klippe" de Pormenaz comme étant en place sur le socle des Aiguilles Rouges. Comme ces terrains comprennent du Crétacé supérieur daté, ceci aurait du reposer le problème de l'allochtonie du massif de Platé : si le "synclinal de raccord" contient encore à cet endroit (très au Sud) des terrains crétacés, on peut parler en fait de "Nappe de Platé".

B. LES PREALPES INFERIEURES.

1°/- Les principaux points de repère dans l'ensemble préalpin :

L'histoire de l'étude des Préalpes inférieures peut être divisée en deux périodes : une phase surtout analytique, couronnée par la note de H. Badoux (1963) puis une phase plutôt synthétique, qui se poursuit encore de nos jours.

a- Période analytique :

Jusqu'en 1963, date à laquelle H. Badoux publie sa note, tous les travaux effectués s'attachent à l'individualisation de séquences stratigraphiques, à l'extrême séparation d'unités à l'intérieur de la nappe, à l'analyse poussée des prolongements de ces unités ...

L'appellation de "Zone des Cols" par E. Renevier (1881) de ce domaine dans les Préalpes Romandes rend bien compte de sa morphologie déprimée, témoin d'une lithologie globalement schisteuse. Cette "Zone des Cols", non comprise dans l'hypothèse d'une allochtonie générale des Préalpes par M. Bertrand (1884), fut reconnue comme unité tectonique par H. Schardt (1893), qui la rapprochait des Préalpes externes dans sa nappe des Préalpes inférieures, trouvant là l'un des arguments-clés de sa démonstration. Très rapidement, M. Lugeon (1901) attribue à cette nappe une origine un peu plus interne que l'helvétique ; le terme d'"ultrahelvétique" est créé en 1920 par A. Heim pour la désigner.

Toutes les études finement analytiques menées ensuite ont encourru à l'établissement d'une stratigraphie résumée par H. Badoux (1963).

Celui-ci distingue alors sept nappes regroupées en deux ensembles :

1. L'Ultrahelvétique inférieur :

   . nappe de la Plaine-Morte ;
   . nappe d'Anzeinde ;
   . nappe du Sex-Mort.

2. L'Ultrahelvétique supérieur ;

   . nappe de Bex-Laubhorn ;
   . nappe d'Arveyes ;
   . nappe du Meilleret ;
   . nappe de Chamossaire.

Ces nappes sont supposées résulter de la diverticulation d'un domaine situé à la marge interne du bassin helvétique, donc en position effectivement "ultrahelvétique" (voir figure 5).

b- Période synthétique :

L'attribution stratigraphique des différents terrains des Préalpes inférieures étant pratiquement établie, les chercheurs se sont ensuite attachés aux corrélations paléogéographiques et tectoniques générales.

En 1976, un certain nombre d'ensembles considérés comme ultrahelvétiques ont été reclassés dans d'autres domaines. Ainsi C. Caron enlève-t-il la plus grande partie des Préalpes externes (Voirons, Gurnigel), n'y laissant qu'une étroite bande le long des Voirons, les Pleiades et le Montsalvens. Ainsi aussi M. Weidmann et al. mettent en doute l'appartenance paléogéographique de la mince bande de terrain située entre le Niesen et les médianes ou la Brèche, réhabilitant la "zone submédiane" de R.B. Mac Connel et M. de Raaf (1929).

H. Masson, la même année, dans un court résumé expose que dans la région de Derborence, la "nappe" de la Plaine-Morte n'est qu'un wildflysch

sommital de la nappe de Morcles. Ces idées sont ensuite argumentées et étendues par P. Homewood (1977), qui essaie de faire le point sur ce qui reste au domaine ultrahelvétique : il en donne un schéma un peu plus complet ; S. Anatrà, T. Ackermann et P. Homewood (1980) insistent sur le fait que la nappe d'Anzeinde, elle aussi, n'a de série sédimentaire que reconstituée à partir d'éléments épars. Cette opinion est reprise aussi dans le guide *"Geology of Switzerland"* (1980).

CONCLUSION.

Les Préalpes inférieures ont constamment fait l'objet d'études très détaillées et argumentées. Depuis déjà quelques années, il ressort peu à peu une idée fondamentale déjà exprimée depuis longtemps par M. Lugeon (1943). Celui-ci, dans une note, définissait en fait à propos de ce domaine la notion d'*olistostrome*, sous le nom de "diverticulation", différenciant des "diverticules de premier ordre" (les nappes ultrahelvétiques"), et des "diverticules de deuxième ordre" (blocs dans le wildflysch), etc..., supposant un mécanisme de *glissement gravitatif* pour une mise en place chaotique des diverses unités ultrahelvétiques. Mais il n'avait pas été suivi lorsqu'il concluait *"... Et plus on étudiera en extrême détail ce que l'on voit en surface, plus l'interprétation, en trois dimensions, se révèlera difficile, sinon impossible, pas plus que l'on ne chercherait à établir des lignes de raccords entre les éléments d'un conglomérat polygénique ..."*.

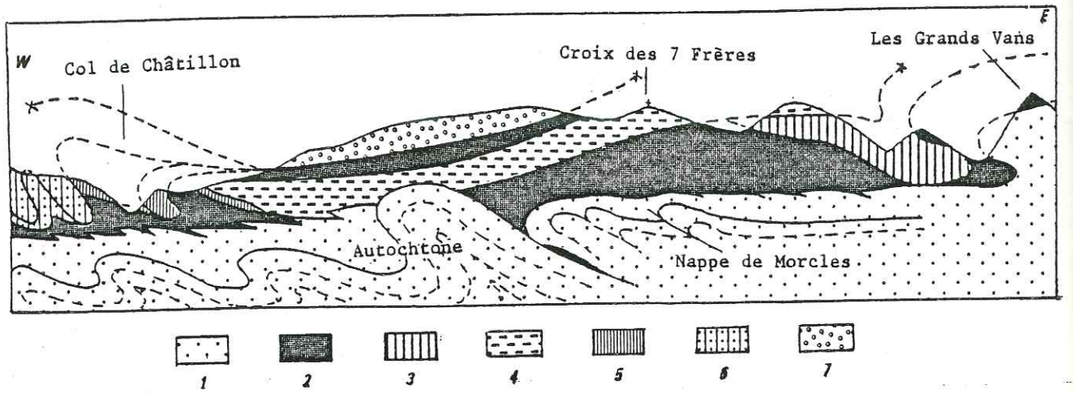
2°/- Sur le terrain d'étude même :

a- Les premières études :

Après les reconnaissances publiées par M. Lugeon (1896), c'est L. Moret (1922) qui s'est attaché à cartographier pour la première fois le wildflysch des Préalpes internes du Haut-Chablais. Ses travaux sont publiés dans le cadre de la deuxième édition de la carte géologique Annecy 1/80.000. Puis E. Gagnebin (1928) cherche à rapprocher ces terrains avec des unités ultrahelvétiques connues : il identifie dans la région de Champéry (Valais) la nappe du Laubhorn et celle de la Tour d'Anzeinde. L.W. Collet et A. Lillie (1934) apportent quelques retouches à la cartographie.

b- Le travail de A. Lillie (1936) :

Cet auteur publie une étude précise sur les Préalpes internes entre Arve et Giffre, prolongée jusqu'au Col de Coux. Il y identifie les nappes du Laubhorn et d'Anzeinde, un wildflysch indifférencié, ainsi qu'une klippe de la nappe de la Brèche et des éléments de Niesen et de zone submédiane, le tout affecté d'une tectonique complexe.



SCHEMA TECTONIQUE DES PREALPES INTERNES ENTRE ARVE ET GIFFRE
(repris de A. Lillie, 1936)

1: Helvétique ; 2: Flysch Préalpes internes ; 3: Nappe de la Tour d'Anzeinde ; 4: Nappe du Laubhorn ; 5: Nappe du Niesen et zone submédiane ; 6: Nappe des Préalpes médianes ; 7: nappe de la Brèche.

c- La "fenêtre mitoyenne" et la zone submédiane :

Les éléments de la nappe du Niesen et de la zone submédiane notés par A. Lillie (1936) seront plus tard rapportés à des terrains ultrahelvétiques non différenciés par M. Lugeon et E. Gagnebin (1941).

Au front de l'unité de la Brèche, A. Lombard (1940) décrit la "*zone complexe des écailles du Col de la Ramaz*" qu'il rapproche de la zone submédiane de R.B. Mac Connel et M; de Raaf (1929). M. Lugeon et E. Gagnebin (1941) pense en prouver là aussi l'appartenance à l'Ultrahelvétique sous le nom de "*fenêtre mitoyenne*". Après la réhabilitation de la zone submédiane dans les Préalpes Romandes par M. Weidmann et al. (1976), on peut se demander ce qu'il en est réellement.

Aucune étude précise, depuis la dernière guerre, ne s'est donc penchée sur les Préalpes inférieures du Haut-Chablais.

C. LA NAPPE DE LA BRECHE.

Cette unité fait partie des trois nappes qui furent distinguées dès 1893 par H. Schardt, qui la considérait alors comme la plus élevée structuralement. La nature lithologique remarquable de ses puissantes séries jurassiques, fréquemment brechiques, lui ont valu son nom.

La première étude stratigraphique et tectonique détaillée sur les Préalpes portait précisément sur cette nappe : c'est la magistrale étude de M. Lugeon, "*la nappe de la Brèche du Chablais*", datée de 1896. Le grand savant lausannois y définit les principales divisions lithologiques suivantes, de haut en bas :

1. Ce qu'il appelle "flysch tertiaire de la Brèche", à roches cristallines et volcaniques ;
2. la Brèche supérieure ;
3. les Schistes ardoisiers ;
4. la Brèche inférieure ;
5. les Schistes inférieurs ;
6. le soubassement : dolomies, cargneules et restes de terrains antérieurs.

Divers auteurs ont ensuite repris l'étude de ces séries, tant dans les Préalpes Romandes (brèche de la Hornfluh-Spielgarten : M. Jaccard, 1904 ; K. Arbenz, 1947) que dans le Chablais.

En 1932, E. Gagnebin établit la présence du Gault dans la série de la Brèche.

W.J. Schroeder, en 1939, dans la partie sud de la nappe (celle couverte aussi par cette étude), précise les attributions stratigraphiques et cartographie la vasque de la Brèche pour la coupure au 1/80.000 Annecy. R. Chessex (1959), dans la partie nord, apporte lui aussi quelques précisions stratigraphiques, mais surtout de nombreux renseignements sur la base et sur le sommet de l'unité (flysch terminaux) qu'il sépare tectoniquement.

Deux thèses de troisième cycle, celle de P. Bernheim (1961) puis de J. Haas (1964) se sont attachées à certaines parties du secteur et apportent des éléments stratigraphiques décisifs pour séparer les unités supérieures de la nappe de la Brèche.

C. Caron et M. Weidmann (1967) en excluent définitivement une grande partie des "flysch des Gêts" et, dans la foulée, établissent avec précision la stratigraphie du sommet de la série (calcaires à silexites, série à quartzites, complexe chaotique) en s'appuyant en outre sur des travaux antérieurs (C. Caron, 1965) menés dans la région du Kalberhöni (Préalpes Romandes).

En 1969, H.E. Hendry réalise une analyse sédimentologique fine des brèches jurassiques, qui apporte des renseignements objectifs confirmant la position NW et NNW de la source de matériel détritique (dans la position actuelle de la nappe). Cette analyse, ainsi que de nombreux travaux de diplôme de Lausanne seront utilisés par M. Weidmann (1972) qui apporte une importante contribution à la connaissance de la base de la série dans la partie frontale. Il établit qu'il convient de considérer tous les termes antérieurs au Keuper comme :

- soit des éléments en blocs géants dans la base de l'unité (M. Lemoine, 1967) ;
- soit des éléments en olistolites dans l'olistostrome sous-jacent, comme nous le verrons plus loin.

La nappe de la Brèche a dès le début été identifiée comme originaire d'un bassin situé juste au bord interne des Préalpes médianes (Subbriançonnais à Briançonnais). J.W. Schroeder la qualifiait donc de "Briançonnais interne", considérant que, tectoniquement, cette unité jouait en Chablais le rôle des Médianes Rigides (briançonnaises) dans les Romandes : là où les Rigides manquent (Chablais), la Brèche se développe, et vice-versa.

Depuis, on a pensé, avec raison semble-t-il, qu'avec ses puissantes séries détritiques jurassiques, la Brèche participait plus du bassin qu'elle borde que du haut-fond qu'elle jouxte : on la qualifie donc de "Prépiémontaise".

Signalons enfin qu'en 1976 P. Bearth décrit dans la zone du Combin des Brèches en position prépiémontaise.

D. LES NAPPES SUPERIEURES.

1°/- Découverte des nappes supérieures dans les Préalpes :

Longtemps soupçonnées au sommet de l'édifice préalpin, ce n'est que très tard qu'elle furent définitivement isolées et convenablement replacées dans leur position structurale, donnant lieu à de longues controverses.

Dès 1894, W. Kilian, pour tenter d'expliquer les fameuses "Roches Vertes" de la région des Gêts émet l'hypothèse d'une unité supérieure à la nappe de la Brèche.

Parallèlement, au-dessus des Préalpes médianes, G. Steinmann (1905) postule l'existence d'une nappe, dite "Nappe Rhétique", et la recherche partout dans les Romandes, l'identifiant au "groupe de Mocausa" décrit longtemps auparavant par B. Studer (1834) qui y définissait la notion de "flysch".

En 1909, E. Argand s'en va placer la partie d'une grande partie des Préalpes dans la zone du Canavese (s. str.), sur la foi de terrains comparables à ceux des Alpes lombardes remarquées dans les Romandes. A. Jeannet (1912) étudie les poudingues de la Mocausa, à matériel "lombard" et lui apporte ainsi des arguments complémentaires. C'est ainsi que se forge l'idée d'une origine très interne d'une partie des Préalpes.

C'est en 1920 que F. Rabowski définit clairement l'indépendance tectonique de l'ancienne "Nappe Rhétique" dans la Simmenthal, limitant les terrains concernés par l'hypothèse d'Argand à sa nouvelle nappe, rebaptisée pour l'occasion "Nappe de la Simme".

Néanmoins, cette "nappe de la Simme" sera récusée en 1936 par M. Gignoux, qui doute de la nécessité d'en faire un élément tectonique distinct. C'est pourtant l'opinion qui prévaudra, car depuis, l'ensemble des flysch préalpins ont partout été reconnus exotiques au-dessus des Préalpes médianes, répartis d'abord entre une "nappe des flyschs à Helminthoïdes" et une "nappe de la Simme". H. Badoux (1963) résumera cette conception qui admet avec certitude l'indépendance tectonique des Préalpes supérieures au-dessus des Préalpes médianes.

2°/- Les unités supérieures dans le Haut-Chablais :

Les premiers auteurs (A. Favre, 1854 ; H. Schardt, 1893 ; M. Lugeon, 1896) avaient décrit les flysch des Gêts comme probablement tertiaires, étendant le système de datation par "superposition" utilisé pour la Brèche à ces

ensembles exempts de macrofaune. Les cartes géologiques de Thonon et Annecy (1ère éd., 1893) au 1/80.000 indiquent par conséquent des flysch éocènes dits "de la Brèche". Les Roches vertes qu'ils contiennent, étudiées en 1888 par H. Tavernier puis par A. Michel-Levy (1892) sont, selon M. Gignoux et L. Moret (1933) supposées provenir du domaine Versoyen tout proche. W.J. Schroeder (1939) les interprète comme des coulées volcaniques *in situ*. Son minutieux travail de terrain intéresse le Sud du domaine de la Brèche du Chablais, couvrant en particulier les "flysch de la Brèche" (le mot "flysch" étant alors utilisé dans un sens très élargi que même les moins rigoureux des auteurs actuels récuseraient).

Il distingue cinq ensembles lithologiques, de plus en plus récents (sans preuves paléontologiques).

1. le flysch I schisto-gréseux.
2. le flysch II à calcaires blonds et schistes noirs.
3. le "flysch" III, très chaotique, à Roches Vertes.
4. le flysch IV schisteux, souvent versicolore.
5. le flysch V gréso-conglomératique.

L'essentiel de la surface qu'il cartographie porte toutefois la mention "flysch indifférencié".

F. Jaffé (1955), reprenant une idée déjà exprimée par R. Staub (1924) et J. Cadish (1934), explique la présence des Roches Vertes et de roches cristallines au-dessus de la Brèche par l'existence d'une vaste nappe ophiolitique renversée, dont seuls quelques lambeaux auraient résisté à l'érosion. R. Trümpy, la même année, expose une théorie analogue et P. Fallot (1956) identifie l'ensemble des flysch des Gêts (avec leurs Roches Vertes et cristallines) à la nappe de la Simme.

En 1959, R. Chessex apporte des arguments stratigraphiques : il décrit dans la région d'Abondance des séries crétacées en contact anormal sur un flysch paléocène de la Brèche, séries qu'il rapporte tout naturellement à la nappe de la Simme. Deux ans plus tard P. Bernheim et J. Haas (1961) aboutissent à des conclusions similaires dans la région des Gêts et de Morzine.

3°/- La nappe des Gêts :

R. Staub (1958) avait utilisé pour la première fois le terme de "nappe des Gêts" pour désigner une unité hypothétique qu'à l'instar d'Argand (1909) il faisait venir de la zone du Canavese.

A. Guillaume, P. Bernheim et J. Haas (1962), dans une note résumant les résultats des thèses de troisième cycle de deux d'entre eux, émettent l'idée que la partie supérieure des flysch des Gêts pourrait avoir une origine très interne, peut-être ligure.

En 1965, R. Trümpy postule l'existence d'une nappe encore supérieure à celle de la Simme, nappe dont il admet l'origine austro-alpine (cf. l'abondance anormale de galets austro-alpins dans la molasse suisse) qui aurait été presque entièrement érodée, exception faite de quelques endroits privilégiés (Gêts, etc...) : c'est sa "nappe du Col des Gêts", qu'il relie aux nappes de Platta et d'Arosa des Alpes de Schwyz et des Grisons.

C'est en 1966 que paraît une très importante contribution de G. Elter, P. Elter, C. Sturani et M. Weidmann (1966) dans laquelle est menée à bien une minutieuse comparaison entre les séries ligures de l'Apennin septentrional, du Montferrat et de la nappe de la Simme (sens large actuel).

La parenté de ces terrains est alors démontrée. En outre, ils distinguent une "nappe des Gêts" (notablement différente de celle de R. Trümpy), qui n'est qu'une sous unité de la nappe de la Simme s.l. . La patrie de cet ensemble est nettement localisée dans un domaine situé dans le prolongement du bassin ligure (la sous-unité des Gêts correspondant au prolongement de la "ride du Bracco") ; les terrains mésozoïques du Canavese resteraient alors les derniers témoins de ce domaine.

C. Caron et M. Weidmann (1967) reprennent l'étude détaillée des flysch des Gêts et démontrent alors clairement qu'il convient de distinguer à leur sommet, au-dessus de flysch appartenant à la Brèche et d'écailles de flysch à Helminthoïdes ou de la Simme, un ensemble très complexe, tectoniquement séparé de la nappe de la Simme (qui devient alors *"sensu stricto"*) : c'est la "nappe des Gêts" (sens actuel), à roches vertes.

En 1972, C. Caron synthétise l'ensemble des données connues sur les "nappes supérieures" des Préalpes : il y différencie clairement quatre unités distinctes, de haut en bas :

1. La nappe des Gêts
2. La nappe de la Simme s.s. } ancienne nappe de la Simme s.l.

3. La nappe des Dranses
4. La nappe de la Sarine } ancienne nappe du flysch à Helminthoïdes

La nappe de la Sarine, nouvellement créée sera dès 1976 (C. Caron) reconnue comme un ensemble de lambeaux laissés lors de son passage par la "nappe du Gurnigel", dont ce même auteur démontre l'existence dans les Préalpes externes ; il la rattache aux Préalpes supérieures alors que les flysch qui la constitue étaient auparavant considérés comme "ultrahelvétiques" : flysch des Voirons (Chablais) et du Gurnigel (Romandes).

IV. CONCLUSION.

Après avoir été menées simultanément à la fin du siècle dernier, les études sur les différents domaines du secteur ont eu, comme nous venons de le voir, chacunes une "histoire" autonome et mouvementée à divers titres.

Il peut donc être intéressant et utile de jeter un regard sur ces différents domaines dans une même étude. Peut-être chacun d'eux renferme-t-il quelque élément de réponse capable d'éclairer d'un jour nouveau les problèmes des autres ?

Les terrains rencontrés lors de cette étude appartiennent à trois domaines paléogéographiques distincts. On y reconnaît, par ordre de superposition actuelle :

- Un ensemble delphino-helvétique, qui représentera ici l'autochtone *relatif* au sommet duquel s'est déposé à l'Oligocène un complexe d'olistostrome, à matériel ultra.

- Un ensemble prépiémontais (la nappe de la Brèche) couronné lui aussi par un complexe chaotique.

- Un ensemble supérieur, très complexe, à matériel liguro-piémontais, représenté ici surtout par la *nappe des Gêts*.

L'étude de la stratigraphie de ces trois ensembles ne peut se faire que séparément. J'aborderai donc successivement chacun d'eux.

I. ETUDE STRATIGRAPHIQUE PARTIELLE DU DOMAINE DELPHINO-HELVETIQUE.

Seule la partie sommitale de la série mésozoïque qui supporte les unités allochtones sera ici considérée. Les imposantes falaises urgoniennes me serviront par conséquent de solide base de départ.

A. LE CRETACE A PARTIR DE L'URGONIEN.

1°/- La dalle urgonienne :

Le calcaire urgonien, bien connu dans les zones externes (delphino-helvétiques) des Alpes du Nord est facilement repérable dans le paysage. De par sa compétence, il arme les grandes structures et détermine fréquemment de hautes falaises.

C'est lui que l'on peut voir dessiner les grands rouleaux frontaux de Bossetan et de Cluses ; c'est lui encore qui s'élève en parois vertigineuses dans les Dents d'Odda ou les Dents Blanches, en Suisse. A Samoëns, il forme les deux lèvres de la gorge qui encadre le torrent du Clévieux : le Roc des Suets à l'Ouest, la falaise de l'Aouille de Criou à l'Est.

B. Pairis (1975) a étudié en détail la stratigraphie de cette formation dans le domaine de Platé. Il y distingue trois ensembles très inégaux en puissance :

- les "Couches de transitions" (11m), datées du Barrémien inférieur ;
- les calcaires massifs (l'essentiel : 150m) qui couvrent le reste du Barrémien et l'Aptien inférieur (= Bédoulien) ;
- l'assise détritique terminale (4,5m), attribuée soit encore à l'Aptien inférieur (Bédoulien), soit peut-être à l'Aptien supérieur (Gargasien) (L.W. Collet, 1943).

Ce sont vraisemblablement les calcaires massifs que l'on rencontre à la Falconnière (Samoëns), où est ouverte une petite carrière, maintenant à l'abandon. On peut y récolter un calcaire gris, souvent à aspect oolitique, riche en coquilles brisées de Lamellibranches apparaissant en relief sur les surfaces patinées (chemin de la Grangia). Ces calcaires contiennent quelques microfaunes, au centre des oolites : des Miliolidés en grand nombre, des fragments d'algues calcaires, ainsi que des débris de coquilles.

Des échantillons prélevés dans le prolongement de la falaise du Roc des Suets, sur la colline de Chantemerle (virage des Combes) ont fourni :

- *Lame 197 :*
. *Orbitolinopsis kiliani ;*
. *Orbitolinopsis gr. cuvillieri ;*
. diverses Orbitolines gréseuses non déterminables spécifiquement ;
. *Palaeodictyoconus (?) ;*
. *Dictyoconus maynci ;*
. *Trocholina aptiensis ;*
. Miliolidés ;
. Algues calcaires : *Salpingoporella gr. muehlbergii ;*
Sabaudia minuta ;
. restes d'Echinodermes (Oursins ...).

L'association permet seulement de caractériser un âge compris entre

le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur (Bédoulien), (avec tout de même une légère préférence pour l'Aptien inférieur). (Photo n° 1.)

2°/- Le Crétacé moyen et supérieur de l'Avouille :

Pour observer sur le terrain le passage entre la barre urgonienne et le Gault sus-jacent, il faut se placer en un endroit plus favorable, où la végétation se fait plus discrète. C'est sur la crête de l'Avouille, au milieu des alpages qui descendent vers le col de la Golèse que j'ai pu lever une coupe. Celle-ci suit à peu près le sentier qui mène du chalet de Tornay au col de la Golèse, à quelque distance toutefois, car le sentier suit une faille. Une telle coupe peut cependant être suivie à n'importe quel endroit de l'Avouille, au gré des caprices du réseau de failles récentes qui hache le secteur.

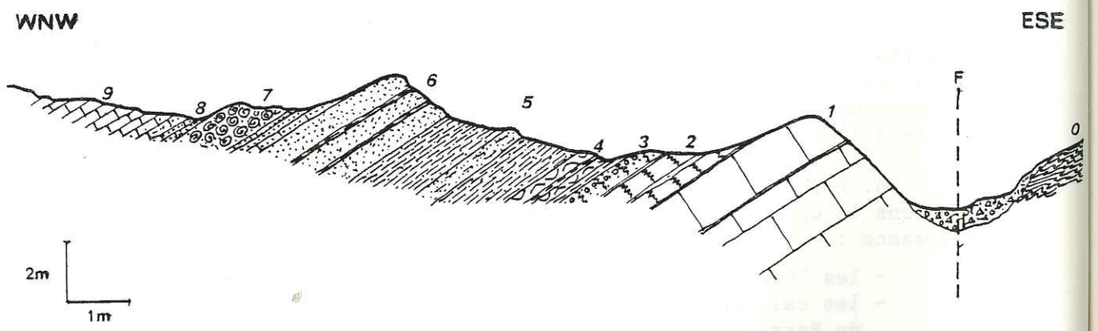


Fig. 9 : COUPE DU CRETACE DE L'AVOUILLE. Commentaire dans le texte. (voir situation sous la figure 10, page 40).

a- Les unités lithostratigraphiques distinguées :

Après une petite butte de marnes lacustres tertiaires (0) descendues par le jeu d'une faille, on rencontre en remontant la pente :

1. Calcaires urgoniens, gris-beige, pseudo-bréchiques (ou brèche intraformationnelle ?) à patine blanche (avec Orbitolines silicifiées).
2. Calcaire jaune, aussi pseudo-brèchique, un peu détritique, riche en Milioles et abondamment stylolitisé.
3. Conglomérat (exagération du faciès) jaune à rouille, très détritique (grains de quartz, minéraux opaques).
4. Grès et marnes grises, glauconieux, à grandes Huîtres et nombreux débris de Lamellibranches.
5. Marnes gréseuses noires.
6. Grès sombres, durs et massifs.
7. Béton phosphaté, très riche en macrofaune.
8. Calcaire glauconieux.
9. Calcaire pélagique à Globotruncana.

b- Commentaire de la coupe :

. *Les trois premiers niveaux représentent le toit de l'Urgonien* (sommet des calcaires massifs et assise détritique terminale).

Le conglomérat (3) contient de nombreuses coquilles de Lamellibranches encroûtées d'oxydes de fer, des morceaux de polypiers roulés. L.W. Collet (1943) note dans de tels conglomérats un Brachiopode, *Terebratula dutemplei* d'Orb. ; il date ce terme de l'Aptien supérieur (Gargasien). Ce faciès pourrait être la conséquence de la disparition de la plateforme carbonatée récifale jouant le rôle de barrière à la fin de l'Aptien, entraînant l'arrivée de matériel détritique en abondance.

. *Le niveau (4) est remarquable par les Huîtres géantes qu'il contient*, qui peuvent en constituer l'essentiel de la masse. Ces Huîtres sont soudées par un ciment gréseux dur, qui fait suite sans discontinuité apparente au niveau 3 : on peut alors penser qu'il en représente l'extrême sommet, mais on ne peut plus raisonnablement parler d'Urgonien pour un tel faciès.

De tels niveaux à Huîtres géantes rapportés à l'Aptien supérieur ont été signalés par H. Douvillé (1916) près de Thônes. L. Moret (1934) en cite à plusieurs endroits des Bornes et également dans les Dents du Midi et la Dent de Morcles *(Exogyra aquila, Ostrea macroptera, Cyprina angulata, ...)*.

. *Les marnes (5) et grès (6) glauconieux* ne présentent en fait pas de différence de composition lithologique (cf. S. Rivano-Garcia, 1978). Les grès manifestent seulement une plus grande induration. Tous les deux sont riches en quartz, en glauconite et en phosphates. Ils ont une teinte sombre, voire noire (grès). A son sommet le grès (6) contient quelques débris de Lamellibranches et devient un peu plus calcaire. Je n'y ai pas trouvé de faune stratigraphiquement utilisable, mais ce niveau est attribué classiquement au *Gault*. (Photo n° 2).

L'ambiance de sédimentation du Gault est sans doute néritique, comme en fait foi l'abondance des grains de glauconite. Les grains de quartz présents en abondance peuvent avoir deux origines selon S. Rivano-Garcia (1978), qui a étudié le Gault dans la chaîne des Aravis. Les uns, plutoniques (avec vacuoles et inclusions : très abondants ici) ; les autres, métamorphiques (extinction roulante, grains polycristallins). Ils proviendraient de massifs cristallins anciens (Massif Central ? Vosges ? Mont-Blanc ? Aiguilles Rouges ?, etc...) bordant la mer albienne.

. *Le "béton phosphaté" (7) paraît couronner le Gault*. C'est un terme peu épais, souvent absent, très remarquable par sa richesse en macrofaune.

Il s'agit ici d'une lumachelle d'Ammonites, de Lamellibranches et de Brachiopodes phosphatés, en général brisés, soudés par un calcaire glauconieux et gréseux.

Il est parfois conglomératique. Les fossiles ont subi une forte dissolution, mais la difficulté rencontrée pour en trouver de beaux spécimens est peut-être aussi en rapport avec la densité touristique dans la région. L.W. Collet (1943) cite une très longue liste d'Ammonites (60 espèces) ramassées essentiellement par E. Renevier au siècle dernier, qu'il n'avait pu retrouver en totalité en raison de l'épuisement des sites (les touristes ou les géologues ?).

Elles lui permettait de rapporter ce béton phosphaté à l'Albien supérieur. Il remarquait toutefois le *mélange des faunes*, qui laisse supposer un remaniement important de niveaux antérieurs.

La présence de Cénomanien dans la série helvétique, autrefois discutée, est démontrée dans le secteur étudié par les travaux de L.W.

Collet (1943). Cet auteur cite en effet également un gisement d'Ammonites cénomaniennes au sein du "béton phosphaté". De nos jours, les gisements qu'il décrit ont disparu. On y trouvait :

. *Schloenbachia varians* (SOW.) ;
. *Mantelliceras mantelli* (SOW.) ;
. *Mantelliceras laxicosta* (LAMK.) ;
. *Turrilites costatus* (LAMK.) ;
. *Turrilites tuberculatus* BOSC. ;
. *Turrilites gravesianus* d'ORB. ;
. *Mariella bergeri* (BRONG.).

Cette macrofaune caractérise le Cénomanien. Il faut donc admettre que le béton phosphaté atteint cet âge au moins par endroits.

B. Pairis (1975) note que dans le massif de Platé, de tels niveaux lacunaires, issus de remaniements de niveaux antérieurs pourraient persister longtemps lors du Cénomanien et même jusque dans le Turonien.

. *L'épisode des calcaires glauconieux* (8) qui succède aux bétons phosphatés est réalisé par passage *très progressif* à partir du ciment gréseux (semblable au grès (6)). La diminution de l'abondance des grains de glauconite est en effet tout à fait graduelle, quoique rapide. (Photo n° 3).

L.W. Collet et R. Perret (1928) pensent qu'il n'est pas impossible que ce faciès de passage appartienne au Cénomanien, sur la foi d'un *Turrilites costatus* (LAMK.) qu'ils y ont trouvé.

Pour ma part, j'ai pu y trouver une microfaune qui, à défaut d'être abondante, est suffisamment diversifiée et caractéristique. Elle comprend :

. Stomiosphères ;
. Hedbergelles ;
. *Bonetocardia sp.* ;
. *Rotalipora* (probablement gr. *turonica*) ;
. *Rotalipora apenninica* ;
. *Rotalipora* gr. *cushmani* ;
. *Rotalipora* gr. *montsalvensis* ;
. *Praeglobotruncana* gr. *stephani* ;
. probablement *Favusella* (gr. *washitensis*) ;
. Benthos : *Lagenidae (Nodosaria, Frondicularia ou Palmula, Verneuilinidae, Discorbidae, Epistomina, Rotalia, Textularidae).*

Cette association est caractéristique du *Cénomanien inférieur à moyen.*

Le Cénomanien apparaît donc sous deux faciès différents :
- le béton phosphaté ;
- les calcaires sublithographiques glauconieux.

Ces deux faciès sont en réalité très liés, car le ciment du béton phosphaté est déjà un avant-goût des calcaires sus-jacents. Par conséquent, même si macroscopiquement le béton phosphaté semble terminer les grès glauconieux, il constitue (quand il existe) surtout la base des *calcaires lithographiques*. S'il existe un hiatus, il serait plutôt *sous le "béton phosphaté"* qu'au dessus.

A cette époque, il régnait probablement un régime perturbé, avec un état d'agitation des eaux important. Ceci explique pourquoi, comme le souligne S. Rivano-Garcia (1978) les études ponctuelles sont très souvent apparemment contradictoires dans le détail.

Deux types de sédimentation ont co-existé au Cénomanien, au gré des différences du relief sous-marin :

- dans les zones déprimées, relativement calmes se déposent des calcaires sublithographiques juste un peu troublés d'apports glauconieux ;
- sur les hauts-fonds, balayés de courants importants, des niveaux détritiques à "cimetières" d'Ammonites et remaniements locaux de faunes antérieures vont persister.

Ce régime perturbé va se résorber progressivement au cours de la transgression franche du Crétacé supérieur, qui débute avec le niveau (9).

. *Des calcaires sublithographiques et des calcschistes se développent* en effet ensuite largement (9). Sur l'Avouille, on peut en relever une épaisseur d'environ 50m, en surface structurale karstifiée.

A la Tête de Bossetan, cependant, ces calcaires sont pratiquement réduits à néant (80cm d'après L.W. Collet, 1943). Par contre, au Sud, B. Pairis (1975) en signale 70m à Flaine, près de 300m dans le rouleau de Cluses et 200m en rive gauche du Giffre, à l'Est de Sixt.

Les variations d'épaisseur sont donc très rapides. Elles sont dues à une érosion tertiaire plus ou moins importante qui peut faire reposer les niveaux lutétiens ou priaboniens (marins ou lacustres) sur des terrains parfois encore plus anciens (jusqu'à l'Urgonien et même l'Hauterivien) dans les massifs subalpins.

Une lame taillée à la limite avec le niveau 8 a fourni des Hedbergelles, Stomiosphères, Heterohelicidae, *Globotruncana* gr. *linnei, Stensiöina sp., Marsonella sp.*, association ne permettant pas ici de caractériser plus précisément que le Turono-Sénonien dans la région de Flaine (Photo n° 4).

B. Pairis (1975), au Nord du Désert de Platé, a échantillonné quelques coupes précises qui lui permettent de caractériser le Crétacé supérieur depuis le Turonien jusqu'au Campanien. Il n'est pas impossible que les calcaires lithographiques sombres, azoïques surmontant les derniers niveaux calcschisteux amorcent les "Couches de Wang" caractéristiques du Delphino-helvétique très interne datées ailleurs du Campanien au Paléocène.

Dans la coupe de l'Avouille, la plus grande partie du sommet du Crétacé supérieur est érodée et nous n'en avons que la base, turonienne, probablement ravinée par le Cénozoïque.

Signalons également la présence au sein de ces calcaires pélagiques à Globotruncanes d'intercalations de calcaires noduleux rouge et vert ; de tels niveaux sont fréquemment signalés au sein de séries analogues (Bornes : S. Rivano-Garcia, 1978, ...).

3°/- Conclusions sur le Crétacé étudié de la série delphino-helvétique :

Nous retiendrons de cette coupe les points suivants :

a- Disparition progressive de la plateforme carbonatée urgonienne par ensablement durant l'Albo-Cénomanien. Les modalités de ce passage (dans le temps et dans l'espace) restent très complexes dans le détail : certains faciès marquent en effet le développement d'un régime régressif, alors que d'autres, du même âge, participent déjà d'un régime transgressif.

b- La base des calcaires lithographiques du Crétacé supérieur n'est pas uniformément datée. Toutefois, on peut situer l'établissement définitif du faciès des calcaires pélagiques francs, comme dans le massif de Platé tout proche, au Turonien.

c- La série crétacée post-urgonienne apparaît ici complète, quoique perturbée. Certes, quelques hiatus de faible importance peuvent subsister (au sommet de l'Urgonien, sous le béton phosphaté ...), mais tous les étages sont caractérisés au degré de précision stratigraphique auquel j'ai travaillé.

Vers le Sud, des lacunes plus importantes apparaissent au sein de ces séries crétacées.

B. LE NUMMULITIQUE.

1°/- Généralités :

Le Nummulitique des chaînes subalpines septentrionales comprend des terrains de faciès très variés (continentaux, lacustres, lagunaires, marins néritiques, marins pélagiques, ...) (cf. L.W. Collet et A. Lillie, 1968 ; B. Pairis, 1975 et bien d'autres ...).

On peut y distinguer schématiquement deux cycles sédimentaires(1) :

- L'un, au Lutétien, très discret sur le terrain étudié, caractérisé par les calcaires à grandes Nummulites ;
- l'autre débutant au Priabonien, décrit classiquement sous le nom de "trilogie nummulitique" transgressive sur un substratum pouvant descendre jusqu'à l'Urgonien voire l'Hauterivien.

Cette trilogie comprend de bas en haut :

- un terme néritique calcaire (les calcaires à petites Nummulites et Discocyclines) ;
- un terme pélagique marneux (les marnes à Foraminifères et schistes à Meletta) ;
- un terme profond gréseux (le "flysch" marno-micacé contenant des grès particuliers, les grès de Taveyannaz s.l.).

Des études précises (B. Pairis, 1975) ont mis en évidence une hétérochronie des niveaux de base de cette trilogie.

Par souci de clarté de l'exposé je vais considérer dans un premier temps les niveaux situés entre le Crétacé supérieur (individualisé dans le chapitre précédent) et la base du "flysch nord-helvétique"(2).

Puis j'aborderai le flysch lui-même et son évolution sommitale.

---

(1) Et peut-être un troisième dans les Bauges à l'Yprésien. cf. J. Martini, 1970 (et d'autres notes antérieures).

(2) J'entends ici par "flysch nord-helvétique" les terrains pélagiques participant au comblement du bassin tertiaire à partir des marnes à Foraminifères incluses.

2°/- Du Crétacé supérieur au flysch nord-helvétique :

a- Introduction :

La répartition des terrains de la base de la série helvétique nummulitique obéit à une logique sédimentaire très complexe, témoin d'une paléogéographie hésitante.

Elle a abondamment été étudiée. Il est évident que le point de vue très local que j'ai pu en avoir ne saurait suffire à rendre compte de tous les évènements. De plus, les faciès rencontrés, souvent lacustres par exemple, sont sujets à de rapides variations tant latérales que verticales.

La découverte de quelques différences significatives font que je présenterai d'abord mes observations faites sur le dos de l'anticlinal de Bossetan (l'Avouille) puis celles effectuées près de Samoëns, sur la colline de Chantemerle.

b- Etude de quelques coupes du dos de l'anticlinal de Bossetan :

C'est toujours dans les alpages de l'Avouille que seront levées les coupes du Nummulitique de Bossetan, mais le jeu des accidents cassants ne permet pas de les avoir dans le direct prolongement de la coupe précédente.

** Coupes des alpages de l'Avouille (fig. 10 et 11).*

Le Cénozoïque de l'Avouille débute par un ensemble de couches lacustres déterminant une double cuesta au-dessus du Turono-Sénonien lapiazé.

Dans la première de ces cuestas, on rencontre :

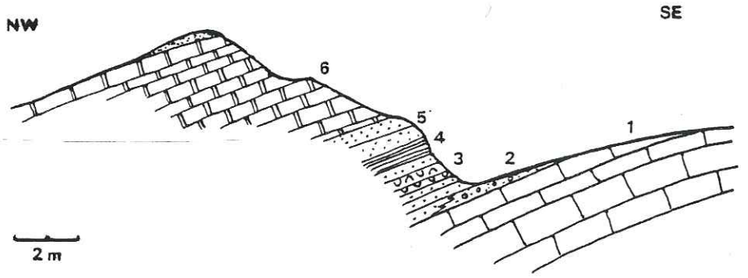
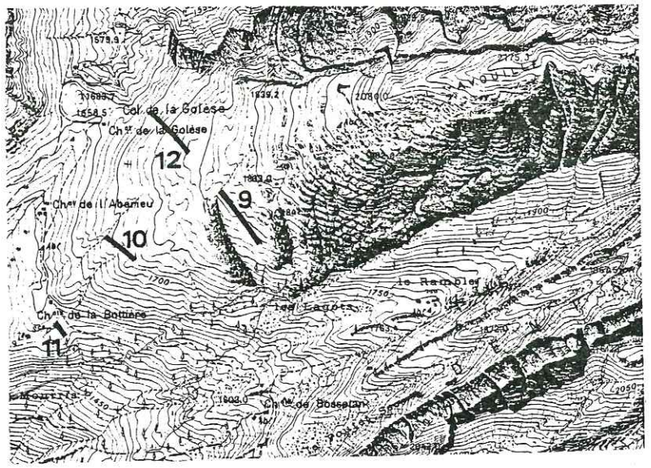


Fig. 10 : COUPE DE LA PREMIERE CUESTA TERTIAIRE DE L'AVOUILLE. (Commentaire dans le texte).



SITUATION DES COUPES DE L'AVOUILLE (Fig. 9, 10, 11 et 12).

1. Calcaires pélagiques du Crétacé supérieur, à pâtine blanche, très souvent karstifiés.
2. Quelques passées et lentilles conglomératiques.
3. Marnes gréseuses, grises et bancs de grès à coquilles de Limnées.
4. Marnes grises, azoïques.
5. Grès fin, très sombre, à grains de quartz anguleux.
6. Calcaire fin, beige et brun, parfois légèrement détritique.

Commentaire de la coupe.

Les calcaires pélagiques (1) à globotruncana du Crétacé supérieur se terminent fréquemment par un niveau d'apparence conglomératique, à contours flous. Ce sont des couches incrustées par des *Microcodium*. Ces organismes calcaires encore mystérieux (Actinomycètes ?) sont considérés comme symptômatiques de paléosols hygromorphes (A.M. Bodergat, 1974). Ils sont capables de corroder les niveaux calcaires, de s'insinuer *"per descensum"* à partir du paléosol parfois sur des épaisseurs importantes, en remobilisant la calcite pour élaborer leurs propres prismes calcitiques. Ils caractérisent donc une *émersion* qui a vu le développement d'un sol sur une surface d'érosion atteignant ici le Crétacé supérieur (Turonien).

. Au-dessus, à de rares endroits sur l'Avouille, on trouve des *lentilles conglomératiques* nettes. Dans la même position stratigraphique un peu plus au Sud, dans la colline de Chantemerle, ce conglomérat est bien développé. W.J. Schroeder et A. Lillie (1935) l'ont décrit en détail. Au croisement des routes de Lachat et de Chantemerle, j'y ai trouvé (éch. 77.8) :

- des galets de Crétacé supérieur abondants ;
- des galets urgoniens ;
- éléments lacustres à Charophytes et Ostracodes ;
- grès à ciment calcaire ;
- des morceaux de Microcodium ;
- des Globotruncana remaniées.

W.J. Schroeder et A. Lillie (1935) y ont reconnu également des galets de calcaire à grandes Nummulites lutétiennes, témoin de l'existence d'un Lutétien marin érodé : ces derniers ont livré des Assilines et probablement

Nummulites lucasanus. Le ciment du conglomérat ne leur a pas livré plus de renseignements : on n'y trouve que des éléments remaniés (Globotruncana, prismes d'Inocérames, ...) empruntés au Crétacé supérieur sous-jacent.

On peut donc penser qu'il s'agit là d'un conglomérat post-Lutétien supérieur.

Dans la coupe des Rochers de Balme, en-dessous d'Arâches, L. Moret (1934) note la présence de Lutétien marin à grandes Nummulites *(Nummulites perforatus, Nummulites aturicus, Nummulites millecaput)* en place.

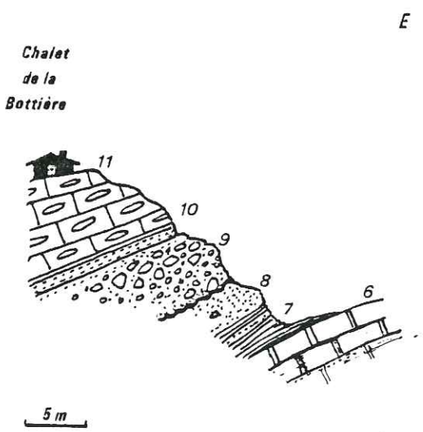
Ce terrain a encore été identifié au Signal de Bossetan et dans le vallon des Chambres, plus à l'Est. Sa présence en débris au sein du conglomérat de base n'est donc pas étonnante.

. Les niveaux 3, 4, 5 représentent des couches lacustres pauvres en faunes, mais contenant quelques Limnées. Ces niveaux font partie de l'ensemble lacustre qui se développe mieux au-dessus.

. Le cycle lacustre se termine par des calcaires "café-au-lait" (6) finement gréseux englobant quelques cristaux de quartz authigènes (Photo n° 5). Ils ne m'ont livré aucun fossile caractéristique. Quelques niveaux détritiques (dans le secteur considéré) viennent compléter les caractéristiques de ce niveau lacustre à forte variabilité latérale, qui, de loin, peut être confondu, par sa patine, avec le Crétacé supérieur.

L'ensemble de cette première cuesta n'excède pas 10m d'épaisseur.

Dans la deuxième cuesta, sous le chalet de la Bottière, on rencontre :



6. Sommet des calcarénites lacustres.
7. Niveaux de marnes grises sableuses.
8. Grès calcaire, riche en coquilles de mollusques (Cérithes ...).
9. Conglomérat, parfois même d'aspect bréchique.
10 et 11. Calcaires gris sombres à petites Nummulites.

Fig. 11 : COUPE DU CHALET DE LA BOTTIERE.
(Commentaire dans le texte).
(voir situation sur la fig. 10).

Commentaire de la coupe.

Au-dessus des séries lacustres (6) survient un ensemble saumâtre (7) (marnes grises, niveaux à lignites) que l'on peut rapprocher des "Couches des Diablerets" des auteurs.

Le niveau gréseux (8) semble reprendre certains éléments de ces couches.

Le conglomérat (ou brèche) (9) ravine l'ensemble précédent et représente la base de la transgression priabonienne. Il renferme des galets de :

- Calcaires à filaments (Jurassique) ;
- Urgonien ;
- Crétacé supérieur pélagique (à Globotruncanes) ;
- Crétacé rouge (Campanien ?) ;
- Calcaires lacustres (Lutétien ?) ;
- Calcaire marin à petites Nummulites ayant fourni :
  . *Rotalia* sp.;
  . Melobésiées et autres algues ;
  . Milioles ;
  . Tubes d'Annélides ;
  . Bras de *Bacculogypsinoïdes* sp.;
  . Discocyclines ;
  . *Nummulites fabianii* (Prever.)
  (faciès nettement transgressif)

qui dénote un âge au moins priabonien moyen.

Le ciment gréseux ne livre aucune faune déterminable.

Ce conglomérat prend en d'autres endroits une plus grande extension : il forme par exemple la carapace sommitale du rouleau de Bossetan (= l'Avouille supérieure).

. *Les calcaires à petites Nummulites* qui succèdent à ces niveaux lacustres et qui expriment franchement la transgression priabonienne (10) ont livré :

- *Nummulites garnieri ;*
- Milioles ;
- Polypiers ;
- Asterigérines (*A. bartoniana*) ;
- Operculine.

Avec cette faune, les niveaux 10 sont attribuables au Priabonien moyen à supérieur.

. Plus haut, les niveaux carbonatés (11), ont livré :

- Discocyclines papyracées ;
- Astérocyclines ;
- *Nummulites bouillei ;*
- *Nummulites garnieri ;*
- Bryozoaires ;
- Echinodernes,

qui donnent franchement le Priabonien supérieur.

Il ressort de l'analyse de ces deux coupes :
- qu'il apparaît d'abord un ensemble de faciès régressifs (ou de faible tranche d'eau), anté-Priabonien moyen ;
- que la limite inférieure des faciès marins transgressifs semble passer entre 8 et 9 (conglomérat) ;
- que les faciès marins sont franchement établis dès le niveau 10, c'est-à-dire au Priabonien moyen à supérieur.

* *Coupe au-dessus du col de la Golèse (Avouille supérieur).*

Nous allons voir qu'une fois encore, cet aspect partiel ne peut suffire. Il faut compléter nos données avec celles fournies par une autre coupe levée un peu plus haut sur l'Avouille, juste à l'Est et au-dessus du col de la Golèse.

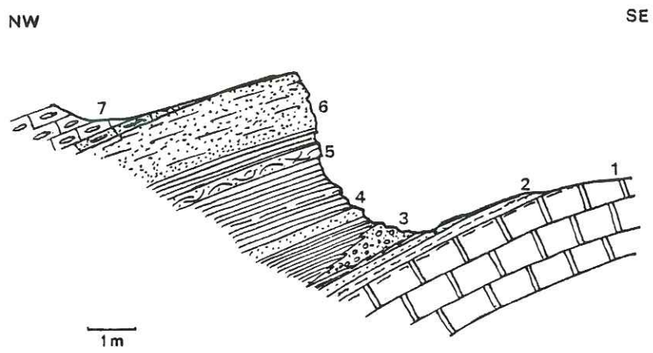


Fig. 12 : COUPE DE L'AVOUILLE SUPERIEURE.
Commentaire dans le texte.
(voir situation sur la figure 10).

1. Sommet des calcarénites lacustres décrites précédemment (niveaux 6 de la fig. 10 et de la fig. 11).
2. Marnes gréseuses grises, sans doute encore lacustres.
3. Conglomérat à éléments arrondis (surtout Crétacé supérieur) très discret.
4. Marnes à Huîtres, intercalées de quelques bancs gréseux. L'ensemble est de couleur grise et peut contenir de la glauconite détritique.
5. On repère particulièrement au sein de ces marnes un banc de lumachelle d'Huîtres et quelques Cérithes ainsi qu'un lit calcaire contenant un Polypier en place.
6. Gros banc gréseux, couronnant l'ensemble de la cuesta.
7. Ensuite viennent les calcaires gris à petites Nummulites et Discocyclines, qui se décomposent comme suit :
   . premier banc encore un peu gréseux ;
   . un ensemble calcaire au sein duquel se détache un banc calcaire noir.

Commentaire de la coupe.

. *Les niveaux 4, 5 et 6* renferment des Mollusques (4 et 5) ainsi que des Nummulites manifestement remaniées. *Ce sont des niveaux détritiques saumâtres* qui correspondent aux Couches des Diablerets dans leur faciès typique.

Quelques incursions marines (à Polypiers) existent en leur sein. B. Pairis (1975) en a signalé (avec des Nummulites) dans le massif de Platé.

. *Les calcaires gris (7)* ont livré des microfaunes.

Le premier lit gréseux, contient *Nummulites garnieri* et un embryon A d'une grande Nummulite de l'Eocène moyen, donc remanié.

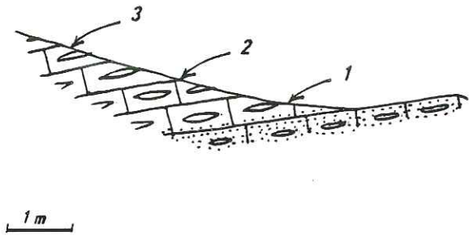


Fig. 13 : COUPE DE LA BASE DU PRIABONIEN MOYEN.
Détail du sommet (7) de la Fig. 12.

On relève ensuite (fig. 13) :

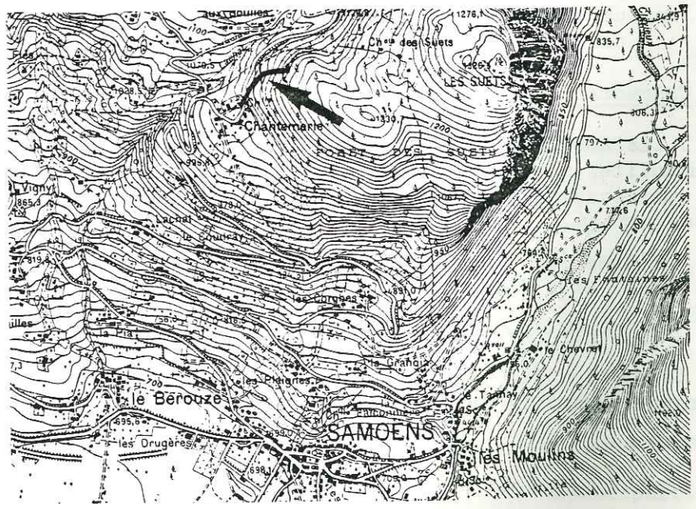
1. Niveau à *Nummulites fabianii* (A) ;
   Nummulites garnieri ;
   Milioles ;
   Astérigérines ;
   Gypsinoïdes,
   qui indiquent le Priabonien moyen.
2. Calcaire noir à Pectens, sans microfaune déterminable.
3. Niveau à *Nummulites garnieri* et *Heterostegina (reticulata)* du Priabonien, sans plus de précision.

Le faciès calcaire à petites Nummulites semble donc commencer plus bas ici (Priabonien moyen) qu'au chalet de la Bottière (Priabonien moyen à supérieur) mais on ne peut jamais être sûr du degré de remaniement des microfaunes.

c- Une coupe dans le secteur de Samoëns :

Au-dessus de Samoëns, sur la colline de Chantemerle, je n'ai pas retrouvé les conglomérats lacustres priaboniens sous la végétation.

W.J. Schroeder et A. Lillie (1935) y décrivent, au-dessus d'un conglomérat qu'ils attribuent au Lutétien lacustre mais qu'on peut plus logiquement rapporter au Priabonien inférieur, la succession suivante, reconstituée sur la figure 14 :



Situation de la coupe de la figure 14.

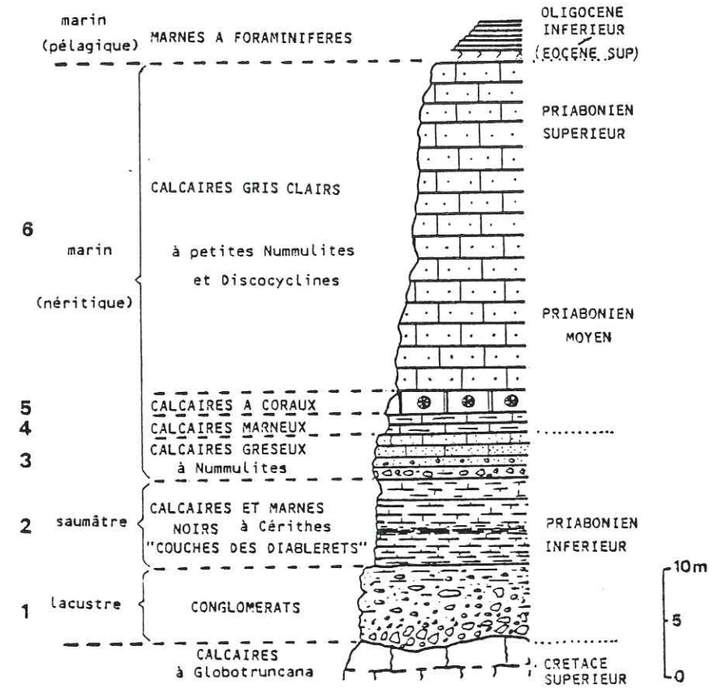


Fig. 14 : COUPE DE CHANTEMERLE.

1. Conglomérat lacustre.
2. 8m de calcaire noir à Lamellibranches, Cérithes, débris de Nummulites.
3. 4m de calcaire gréseux à Milioles, Orthophragmines, Algues et *Nummulites garnieri*, donc daté du Priabonien.
4. 2m de calcaire marneux à *Lithophyllum sp.* et *Lithothamnium sp.*
5. 2m de calcaire à Coraux.
6. 30m de calcaire à Pectens, Discocyclines et *Nummulites garnieri* abondantes.

Pour ma part, de tels calcaires (6) récoltés entre Les Pleignes et Lachat (transformateur électrique), m'ont fourni : des Discocyclines, des Astérigérines, *Nummulites garnieri, Gypsinoïdes sp., Nummulites chavannesi, Nummulites incrassatus, Heterostegina reticulata,* association indiquant le Priabonien inférieur à moyen, probablement sous la zone à *Nummulites fabianii*.

En conclusion, dans le secteur de Samoëns, il semble que les calcaires soient plus anciens à leur base, si l'on en croit leur contenu micropaléontologique. Est-ce le hasard des remaniements ou l'expression du fait que les calcaires priaboniens peuvent réellement descendre plus bas en lieu et place des conglomérats ? L'abondance des microfaunes et leur bonne conservation, qui font que le sédiment est en fait une véritable lumachelle de Discocyclines et de Nummulites, n'est pas en faveur d'un remaniement.

Nous verrons plus tard (cf. chapitre Tectonique) qu'il convient d'attribuer la colline de Chantemerle à une unité tectonique supérieure (Sixt/Platé) un peu plus interne que l'unité des "Dents du Midi" prolongée

dans le secteur de Bossetan. La transgression priabonienne dans cette unité plus interne apparaît plus précoce : on la date du sommet du priabonien inférieur. B. Pairis (1975) la date même du Lutétien terminal dans la partie orientale et méridionale du massif de Platé, grâce à *Nummulites praefabianii* (secteurs du Nant Bourdon, des chalets de Platé).

d- Conclusions :

A partir de l'analyse de ces quelques coupes et à la lumière des données bibliographiques, on peut tirer des conclusions générales sur ces terrains :

- On a signalé l'existence du *Lutétien marin* à grandes Nummulites (L. Moret, 1934 ; L.W. Collet et A. Lillie, 1938 ; L. Feugueur, 1951 ; J. Martini, 1970, ...). Celui-ci affleure dans le vallon des Chambres (à l'Est du terrain étudié), sous un faciès sableux et un peu siliceux, et dans la coupe d'Arâches, au SW (L. Moret, 1934) sous un faciès plus calcaire.

Le Lutétien semble avoir valeur de cycle sédimentaire à lui tout seul avec des couches marines à grandes Nummulites surmontées d'un faciès régressif, les calcaires lacustres à Bithynies, Characées, ...

Dans le secteur étudié, on ne retrouve ce Lutétien qu'en éléments incorporés dans un conglomérat priabonien.

- Une tectonique anté-priabonienne modèle une paléomorphologie accidentée (B. Pairis et J.L. Pairis, 1975). On peut vraisemblablement situer cette tectonique à la fin du cycle Lutétien dont les calcaires lacustres sont très tranquilles, à l'inverse des premiers niveaux lacustres conglomératiques du Priabonien.

- Le Priabonien peut montrer le schéma classique d'une série transgressive où les isochrones recoupent les isofaciès. Cet âge montre une importante variabilité de faciès (lacustre, saumâtre, marin récifal, marin franc, ...). B. Pairis et J.L. Pairis (1975) admettent que cette transgression se développe sur un substratum accidenté, peut être en cours de tectonisation. Un tel phénomène a certainement beaucoup joué. Il semble également que la différence d'âge de la base du niveau transgressif (calcaire arénacé à petites Nummulites) notée entre la série de Bossetan (Priabonien moyen à supérieur) et celle de Chantemerle (Priabonien inférieur) soit dûe au rapprochement tectonique du domaine plus interne de cette dernière.

La transgression atteint le domaine du massif de Sixt-Platé (= Diablerets, au point de vue cénozoïque) à la fin du Priabonien inférieur et chemine vers les régions plus externes pour atteindre le domaine du massif des Dents du Midi (= Morcles, du point de vue cénozoïque) au début du Priabonien supérieur (fig. 15).

A la fin de la transgression, les faciès marins franchement et uniformément établis dès le Priabonien moyen se déposent dans un bassin homogène : tout est en place pour le dépôt des marnes à Foraminifères et schistes à Meletta.

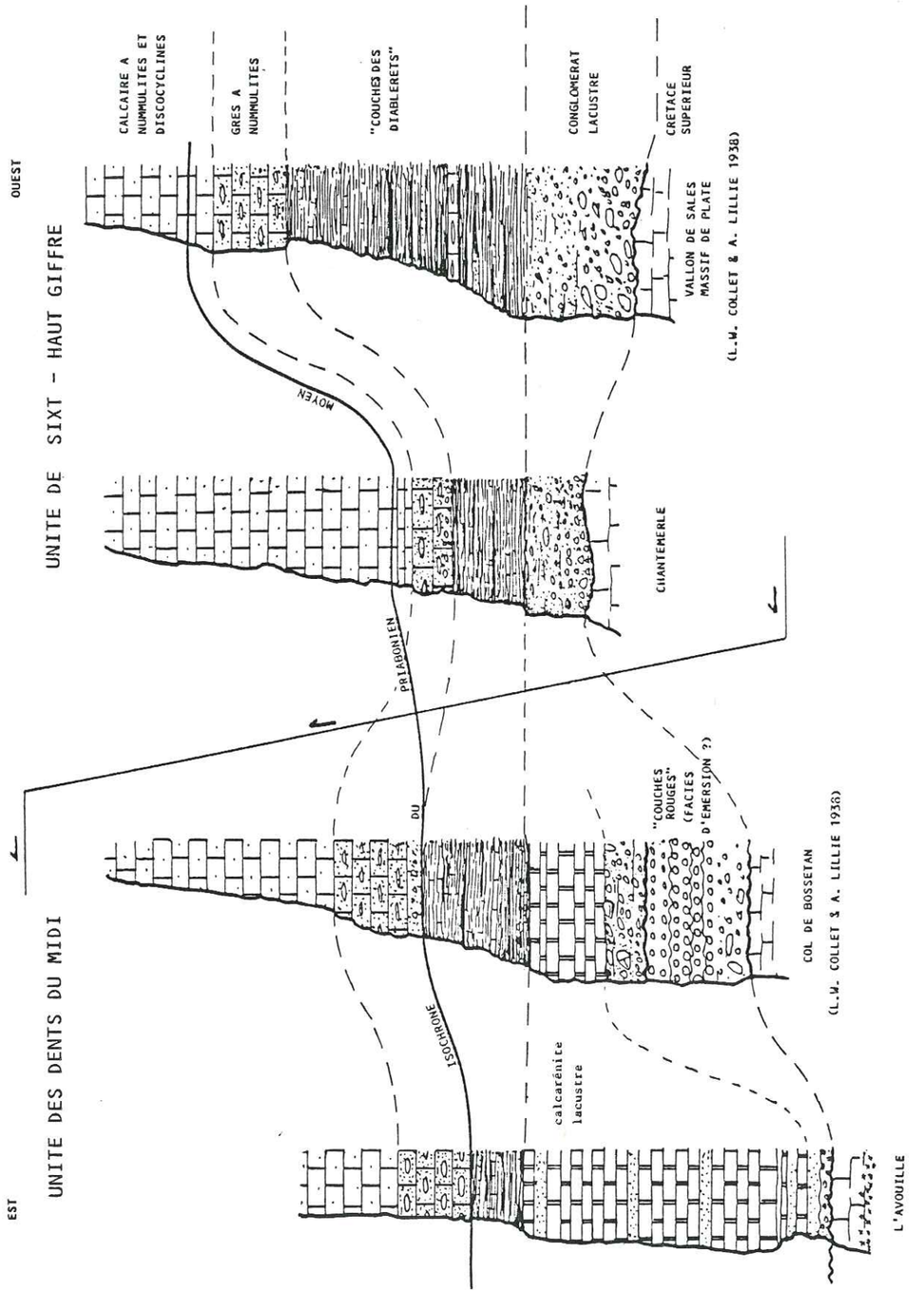


Fig. 15 : VARIATIONS LATERALES DES FACIES DE LA BASE DU NUMMULITIQUE.

C. LA SEDIMENTATION APRES L'INDIVIDUALISATION DU BASSIN.

Après avoir essayé de retracer les péripéties du retour de la mer dans le domaine delphino-helvétique, je vais maintenant considérer les sédiments qui surmontent les calcaires néritiques priaboniens. Ils comportent schématiquement, dans le secteur qui nous intéresse et de bas en haut, trois ensembles lithostratigraphiques :

1. Les marnes à Foraminifères, étudiées en détail par J. Charollais et al. (1980) plus au Sud, dans le massif des Bornes.
2. Les flysch marno-micacés, dont la base peut être parallélisée à un terme distinct dans les Bornes, les schistes à Meletta ; ils se poursuivent (sous le même faciès) et se laissent envahir par endroits de grès de type Taveyannaz, Val d'Illiez ou "ultrahelvétiques".
3. Un ensemble chaotique, le "wildflysch" qui a plutôt valeur d'olistostrome sommital de la série delphino-helvétique.

Je vais commencer à décrire les premiers faciès de remplissage du bassin puis les faciès de comblement (wildflysch) en insistant sur l'inventaire des éléments y participant.

1°/- Coupe du col de Brétolet (Ruvina Neyra) :

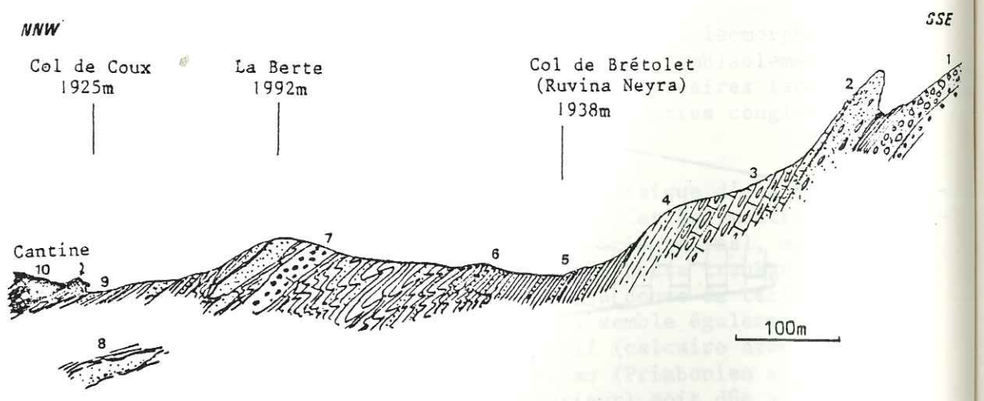
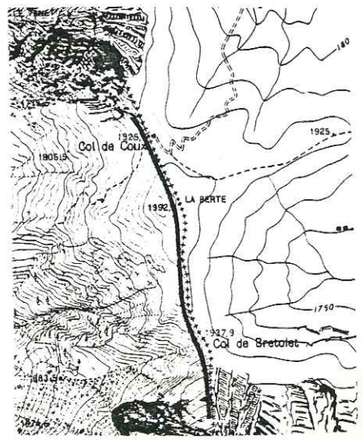


Fig. 16 : COUPE DE L'ARETE FRONTIERE FRANCO-SUISSE.
(Commentaire dans le texte).



Cette coupe part des pentes raides du rouleau de Bossetan et suit la crête jalonnée de bornes-frontières des cols de Brétolet et de Coux, crête qui sépare la vallée de la Manche (France) du Val d'Illiez (Suisse).

On y rencontre :

1. Brèche du Priabonien (voir photo C, hors-texte), riche en éléments de Sénonien et du Lutétien, surmontée de quelques niveaux des marnes saumâtres plus tendres.
2. Grès, formant un éperon bien visible dans le paysage, dans lequel on remarque quelques Nummulites, dont *Nummulites garnieri* (forme A).

3. Calcaire gris à petites Nummulites (photo n° 7).
4. Marnes bleues à Globigérines. (photo n°6)
5. Flysch marno-micacé.
6. Flysch marno-micacé dissocié.
7. Microconglomérat à éléments volcaniques diabasiques.
8. Grès de type "ultrahelvétique".
9. Flysch gréseux sans élément volcanique.
10. Wildflysch.

Commentaire de la coupe.

Le calcaire 3 a fourni une microfaune priabonienne peu caractéristique : *Operculina* gr. *alpina, Nummulites garnieri, Nummulites bouillei,* Algues, Bryozoaires, Polypiers ; Astérocyclines, Discocyclines papyracées.

C'est le sommet du premier terme de la "trilogie" qui est, comme nous le verrons, le seul qui soit réellement priabonien.

En effet, le niveau 4 (marnes bleues à Foraminifères), ici assez peu développé, représente le deuxième terme de cette trilogie. A l'aide d'une très complète étude stratigraphique, J. Charollais et al. (1980) ont établi l'âge *Oligocène inférieur* de ce terme dans le massif des Bornes, sans qu'il soit possible d'y déceler un diachronisme significatif d'un bout à l'autre de la formation.

Cette conclusion n'avait pu être étendue preuve à l'appui, plus au Nord, en raison de la disparition quasi totale des faunes et flores dans les terrains homologues (sur une coupe étudiée dans le massif du Haut-Giffre : La Vuarda). Mais les quelques nannoflores recueillies semblent tout de même autoriser une comparaison d'âge. Par conséquent, nous admettrons un âge éocène supérieur - oligocène inférieur pour ces marnes à Foraminifères.

De plus, ce terrain a livré, plus au Sud, jusqu' au dessus de la ville de Cluses, en montant au col de Châtillon, une nannoflore (Coccolithophoridés) tout à fait intéressante :

. *Sphenolithus pseudoradians ;*
. *Transversopontis sp. ;*
. *Coccolithus pelagicus ;*
. *Zygrhablithus bijugatus ;*
. *Isthmolithus recurvus ;*
. *Sphenolithus sp. ;*
. *Lanternithus minutus ;*
. *Chiasmolithus oamaruensis ;*
. *Reticulofenestra umbilica ;*
. *Dictyococcites bisectus ;*
. *Coccolithus (Ericsonia) formosus ;*
. *Discoaster multiradians* (remanié),
association qui donne l'Oligocène inférieur (zone NP 21).

On y trouve aussi de nombreux remaniements de Crétacé supérieur avec notamment *Micula micula,* remaniements qui manquaient dans la coupe de la Vuarda de J. Charollais et al. (1980). Ces marnes à Foraminifères affleurent presque partout en liseré sous les flysch nord-helvétiques (voir figure 17).

Le "flysch" des niveaux 4 et 5 fait suite sans discontinuité aux marnes bleues, par passage régulier (enrichissement en pélites et en niveaux détritiques). Son nom de "flysch marno-micacé" veut exprimer l'apparence sur

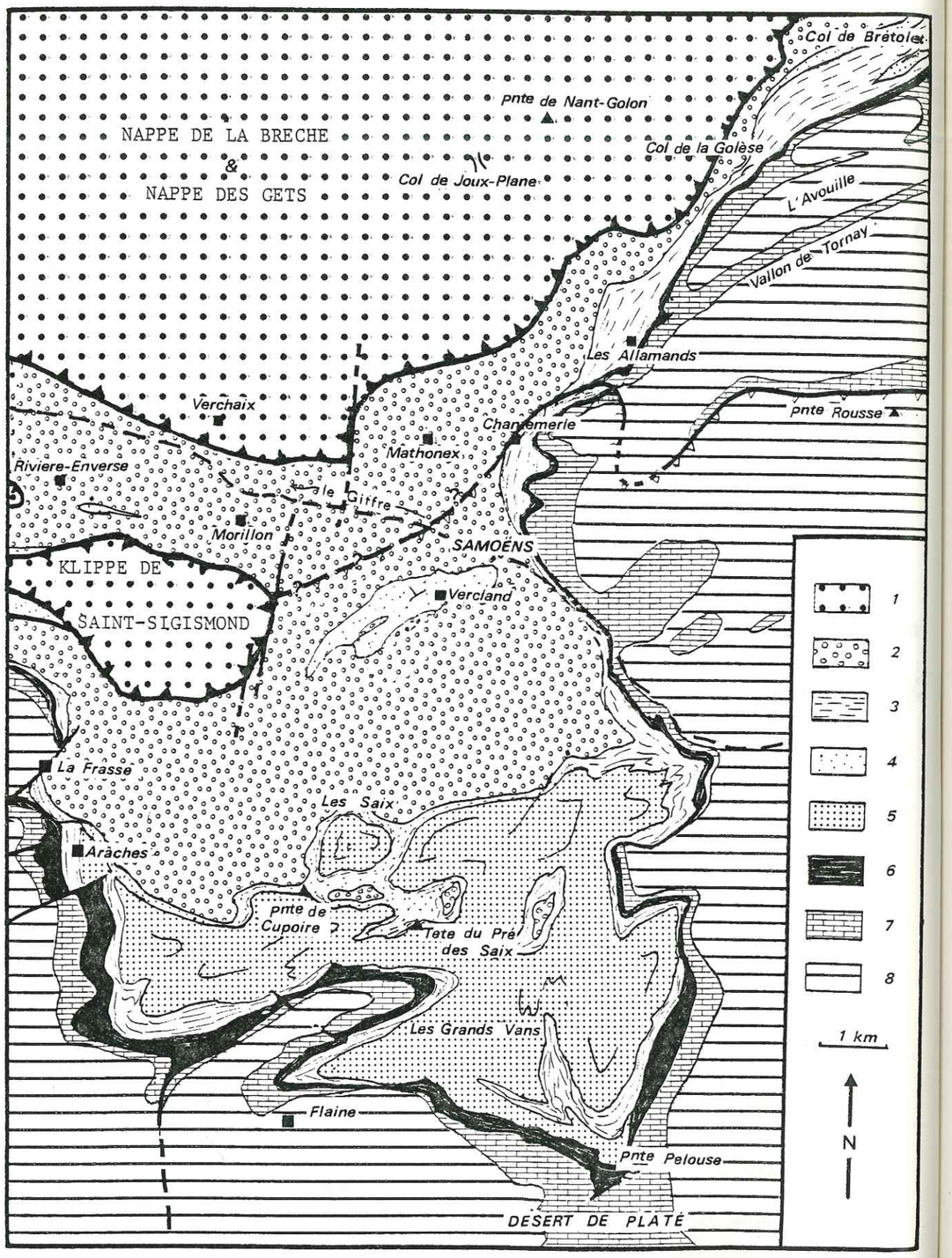


Fig. 17 : REPARTITION DES FACIES DU NUMMULITIQUE DANS LE DOMAINE DELPHINO-HELVETIQUE.

le terrain de ce faciès : des lits centimétriques sableux souvent micacés alternant avec des bancs de marnes brunes. Cependant, l'absence de véritables séquences sédimentaires fait qu'on ne peut pas assimiler ce terrain à un flysch typique, au sens sédimentologique du terme.

Ces "flysch" ont livré une nannoflore reconnaissable, bien que mal conservée :

. *Reticulofenestra umbilica* ;
. *Dictyococcites bisectus* ;
. *Lanternithus minutus* ;
. *Zygrhablithus bijugatus* ;
. *Cyclicargolithus floridanus* ;
. *Coccolithus eopelagicus* ;
. *Helicopontosphaera intermedia* ;
. *Sphenolithus moriformis* ;
. *Rucinolithus (?)* ;
. *Discoaster hesslandii*.

Cette association caractérise la zone NP 21 (Oligocène inférieur) de la zonation standard de E. Martini, 1970.

Quoique déjà précises, les divisions stratigraphiques ne sont pas assez fines ici pour séparer dans le temps ce niveau de celui qui le précède. Il est possible aussi que les "flysch" marno-micacés soient plus jeunes et ne fassent que remanier des nannoflores antérieures : en effet, un faciès aussi détritique est peu favorable au développement de ces petits organismes.

Au col de Brétolet même, signalons que L. Vonderschmitt (1935) a trouvé dans ce "flysch" une *Meletta scheuchzeri* (B.L.) Wettst. qui accentue le parallélisme fait entre ce terme et les schistes à Melettes du massif des Bornes.

Le "flysch" marno-micacé prend par la suite (6) une allure très tourmentée. La "Ruvina Neyra", ravine noire, autre appellation locale du col de Brétolet, qui y est creusée tire son nom de la couleur sombre du sédiment à cet endroit. Les "flysch" marno-micacés peuvent atteindre une épaisseur de 150m, selon J. Martini (1968), dans le secteur des Allamands, aú Nord de Samoëns, en l'absence de toute dilatation de bancs gréseux (fig. 18).

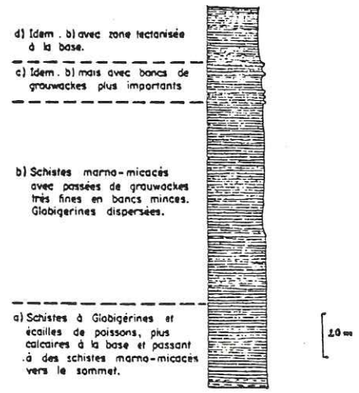


Fig. 18 : COUPE DES ALLAMANDS (J. Martini, 1968).

Fig. 17 : 1: nappes internes ; 2: Olistostrome sommital ; 3: Flysch marno-micacé et schistes à Melettes ; 4: Grès sans éléments volcaniques ; 5: Grès de Taveyannaz/Val d'Illiez ; 6: Marnes à Foraminifères ; 7: niveaux de base de la série nummulitique ; 8: Mésozoïque des nappes delphino-helvétiques.

En ce lieu, dans les niveaux un peu calcaires, une étude des nannoflores livre l'association habituelle :

. *Dictyococcites bisectus ;*
. *Coccolithus pelagicus ;*
. *Lanternithus minutus ;*
. *Isthmolithus recurvus ;*
. *Zygrhablithus bijugatus ;*
. *Braarudosphaera bigelowii ;*
. *Micula sp.,*
remaniements de formes crétacées

association qui donne l'Oligocène inférieur (zone NP 21)

L'abondance relative de *Lanternithus minutus,* par rapport à celle des autres espèces, et la faible diversité des flores font penser que le milieu de sédimentation devait être *confiné* et soumis à des apports détritiques fréquents.

En poursuivant la crête frontière de Brétolet, on arrive à une petite éminence, la Berte, située à l'extrémité ouest de la crête de Berroix qui monte de Champéry dans le Val d'Illiez. Une petite dépression occupée par un étang transitoire est creusée un peu en contrebas sur le versant français. Elle laisse apparaître çà et là de gros bancs gréseux à microconglomératiques qui répondent à la définition des *grès du Val d'Illiez* (Le Val d'Illiez est d'ailleurs le nom de la vallée suisse depuis ce col vers Champéry). (photo n° 9).

On y trouve en abondance des morceaux de roches volcaniques non andésitiques : diabases, porphyrites arborescentes, ainsi que des débris de radiolarites, des schistes silteux, que M. Vuagnat (1954) compare avec les roches exotiques des Préalpes supérieures.

Ces grès sont également connus sous le nom local de "grès de la Berte" (L.W. Collet, 1943). Notons toutefois que cet auteur y décrit des galets à "habitus andésitique " que je n'ai pas retrouvés.

Il s'agit donc là d'une lentille de grès et conglomérat helvétique (Val d'Illiez), comprise dans le flysch marno-micacé.

En contrebas, sur le versant français, quelques bancs de grès (niveau 8 de la figure 16) sans matériel volcanique, très quartzeux, à figures sédimentaires, occupent une position stratigraphique analogue, de telle sorte que c'est l'ensemble des flysch marno-micacés intercalés de bancs gréseux divers qui affleurent au col de Coux.

Le wildflysch sommital, très tectonisé, commence juste au-dessus de la cantine militaire suisse construite au col. Ses rapports avec les séries sous-jacentes sont peu claires ici. Il semble que des accidents tectoniques tardifs passent par ce point de faiblesse et que les séries chaotiques soient décollées à cet endroit : il faut effectuer une coupe ailleurs pour bien saisir la nature des superpositions (Pointe de Cupoire, torrent de Chardonnière, ...).

2°/- <u>Le "flysch" marno-micacé au Sud du Giffre</u> :

La disposition en lentilles irrégulières des grès helvétiques apparaît également au Sud du Giffre, dans la région du Pré des Saix. Là se développe une grande étendue de *Grès de Taveyannaz,* dont les mouchetures brunes sur fond beige sont caractéristiques (microfaciès : photo n°8)

J. Martini (1968) en relève près de 750m d'épaisseur.

Les grès de Taveyannaz sont en réalité des grauwackes (mais leur appellation est devenue trop classique pour qu'on les rebaptise maintenant). Les mouchetures remarquables sont des amas de laumontite caractérisant un état de faible métamorphisme localisé.

Leur matériel est volcanique andésitique. L'origine de ces andésites est d'ailleurs un grand problème qui a donné lieu à de nombreuses études (M. Vuagnat, 1954 ; J. Martini, 1968 ; G.G. Sawatzki, 1975 ; G. Vitally, 1980). Il semble d'après ce dernier auteur que l'origine des andésites soit locale. Les éléments volcaniques calco-alcalins des grès de Taveyannaz proviendraient d'explosions phréato-magmatiques sans coulées massives, selon un mécanisme déjà évoqué pour la genèse des pépérites du Massif Central (B. Tricot, 1975 ; G. Vitally, 1980).

Les grès de Taveyannaz semblent pouvoir disparaître très rapidement latéralement : on ne les trouve plus au Nord du Giffre et ils s'évanouissent à l'Ouest. Quoiqu'on puisse évoquer des phénomènes purement sédimentaires (lentilles discontinues) la disparition rapide de masses gréseuses si imposantes au sein des schistes micacés ou siliceux (toujours présentes en intercalations dans les grès), sans trace du matériel andésitique ne s'explique bien que par des causes tectoniques.

En Suisse, les grès de Taveyannaz sont localisés surtout dans le domaine de la nappe des Diablerets, c'est-à-dire dans une partie plus interne de l'ancien bassin helvétique au Tertiaire. On peut évoquer une répartition analogue dans les Alpes françaises qui ne sont à tout prendre qu'à une quarantaine de km au SW.

Au sein du wildflysch de Samoëns, quelques gros bancs gréseux sans éléments volcaniques émergent (= Grès de Samoëns des auteurs). Ils sont particulièrement visibles au pont du Giffre, où ils constituent une muraille au débouché de la route qui monte au Saix. On les retrouve sur la route de Vercland à Morillon, ainsi qu'au dessus de la Frasse, de l'autre côté de la "klippe de Saint Sigismond", formant de petites falaises.

Il s'agit de gros bancs gréseux parfois conglomératiques, avec intercalations pélitiques. Ils ne contiennent pas de matériel volcanique (ou très rarement), mais uniquement des grains de quartz, de feldspath, ainsi que, dans certains bancs, des paillettes micacées. Des morceaux de bois flottés charbonneux de petite taille y sont fréquents.

Ces grès sont parfois granoclassés et présentent des figures sédimentaires.

On retrouve au sein du "wildflysch" des bancs gréseux tout à fait semblables et apparemment en place entre les niveaux schisteux.

Les grès de Samoëns peuvent être assimilés aux grès du sommet des flysch marno-micacés (col de Brétolet ?). Ce sont des lentilles susceptibles de disparition latérale très rapide. Ils sont très semblables aussi aux "grès ultrahelvétiques" (Bois de la Duche dans les Bornes. cf. J. Rosset et al., 1976 ; G. Vitally, 1980).

On pourrait également essayer de comparer ces grès aux flysch ultrahelvétiques comme celui du Meilleret (P. Homewood, 1974) mais je n'ai pas suffisamment argumenté à ce sujet.

A. Lillie (1936) les avait assimilés (par le faciès uniquement) aux grès des Voirons et du Gurnigel, maintenant rattachés aux Préalpes supérieures (C. Caron, 1976). Mais il notait également qu' "*.. il est impossible d'établir une différence pétrographique entre les bancs de grès dans les schistes du wildflysch et les grès de Samoëns*".

3°/- Le wildflysch sommital :

Ce n'est qu'à quelques endroits privilégiés que l'on peut observer le passage rapide des flysch helvétiques au wildflysch qui les surmonte. En effet, ce terrain est particulièrement tendre et parcouru d'accidents à portée locale qui lui donnent un aspect très tectonisé (comme au col de Coux). Néanmoins, on peut observer ce passage çà et là dans la haute vallée de la Dranse de la Manche, le long du torrent de Chardonnière. Mais le meilleur site est certainement celui de la Pointe de Cupoire, au Sud du terrain, au-dessus des grès de Taveyannaz mouchetés.

a- Coupe de la base de la Pointe de Cupoire :
(Panorama schématique) - figure 19.

La Pointe de Cupoire est l'un de ces sommets qui, en avant de la Pointe du Pré des Saix, domine les alpages collineux descendant en pentes modérées vers Samoëns et la vallée du Giffre.

On y accède très facilement par les chalets de l'Airon, depuis les Carroz d'Arâches. Le chemin, creusé pour la construction et l'entretien des remontées mécaniques traverse une importante masse de grès de Taveyannaz mouchetés, altérés, se débitant en "frites" d'une dizaine de centimètres de long.

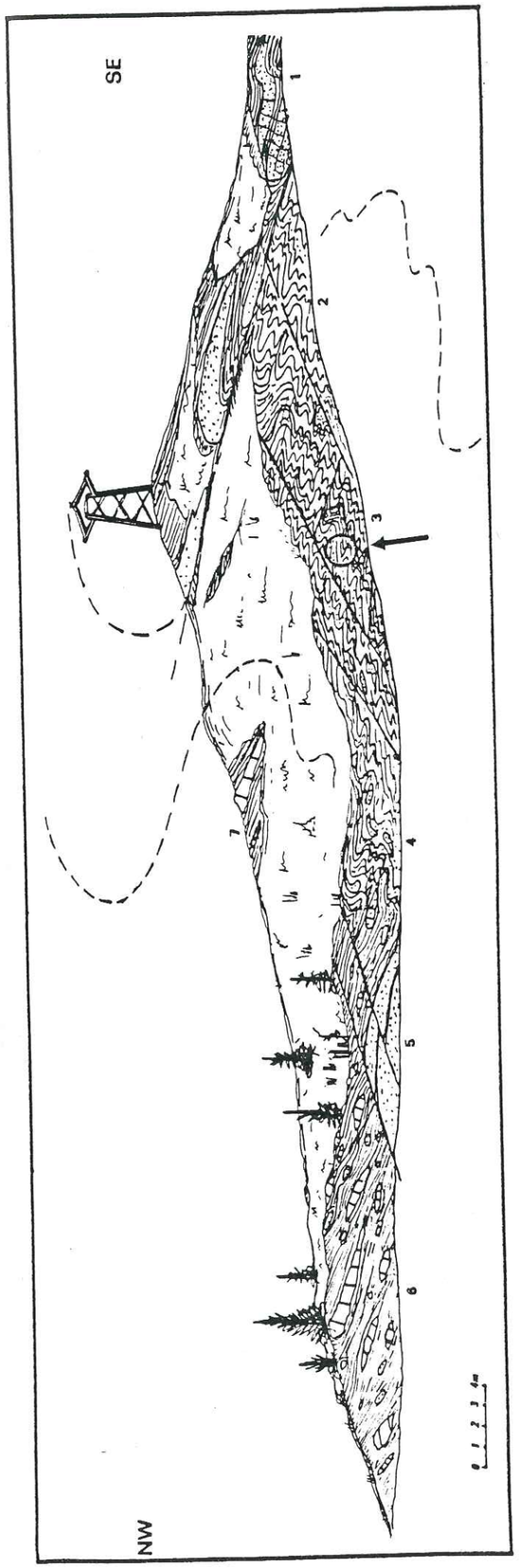
La coupe décrite ici a été mise au jour récemment lors du recreusement d'un sentier de raccord entre pistes de ski. Elle se trouve dans un environnement tectonique tourmenté, pratiquement au coeur d'un pli déversé. Les niveaux pélitiques sont affectés par une schistosité associée à ce pli qui aurait rendu problématique la lecture des superpositions stratigraphiques si les niveaux gréseux plus compétents avaient manqué.

La figure 19 représente un pseudo-panorama schématique de cette coupe. On y rencontre :

1. *Grès de Taveyannaz mouchetés (1)*, au débouché du chemin (col de l'Airon), en bancs de 30cm à 1m d'épaisseur, brisés en frites, alternant avec des schistes siliceux gris-bruns légèrement soyeux qui, comme les grès eux-mêmes, se montrent ici azoïques.

Ces schistes siliceux se retrouvent presque au sommet de la pointe, sous le pylône électrique : ils renferment alors quelques niveaux un peu plus calcareux qui ont fourni une association de nannoflores peu abondantes et mal conservées :

. *Dictyococcites bisectus ;*
. *Sphenolithus moriformis ;*
. *Coccolithus pelagicus ;*



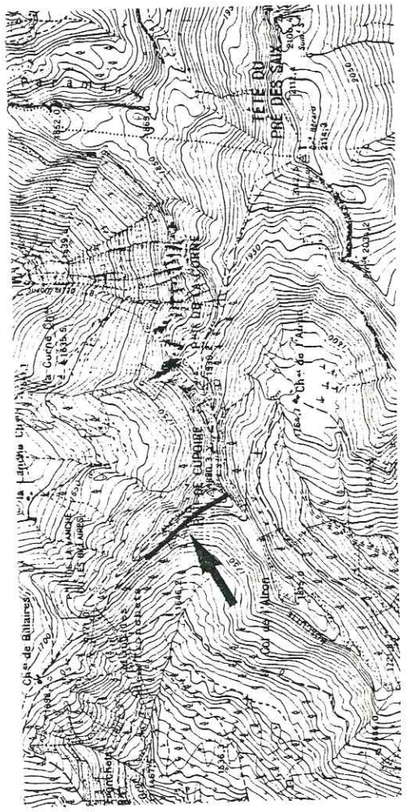


Fig. 19 : COUPE DE LA POINTE DE CUPOIRE, PANORAMA SCHEMATIQUE.
(commentaire dans le texte). → ○ Emplacement de la figure 20.

. *Watznaueria sp.* ;
. *Tetralithus sp.* ; | Formes remaniées du Crétacé supérieur.
. *Coccolithus eopelagicus*
. *Sphenolithus moriformis* ;
. *Cyclicargolithus floridanus* ;
. *Micula sp.* (Crétacé remanié).

Ces associations indiquent le Paléogène sans plus de précision. Mais les comparaisons possibles avec ces mêmes terrains mieux datés (cf. G. Vitally, 1980 et la coupe du col de Brétolet) permettent de les rattacher à l'Oligocène inférieur. Rappelons également que W.J. Schroeder et E. Pictet (1946) ont découvert des Nummulites oligocènes au sommet des grès de Taveyannaz.

2. *Schistes bruns et gris.* Ces schistes ont fourni également quelques nannoflores analogues, riches en remaniements crétacés *(Watznaueria sp., Braarudosphaera bigelowii)*. Ils sont affectés de très nombreux microplis soulignés vers le haut par de rares bancs gréseux sans matériel volcanique. De grands accidents cisaillants relativement tardifs tranchent ce niveau.

3. *Les bancs gréseux* deviennent plus importants, voire prépondérants. Ils participent à des microplis "désordonnés". Ce sont des grès fins, quartzeux, parfois un peu calcaires, contenant çà et là des débris pélagiques (Crétacé supérieur ?). Ils présentent de temps à autre des granoclassements ainsi que des figures de base de banc (load-cast). En leur sein, on remarque des témoins de glissements synsédimentaires (slump) soulignés par le granoclassement, toujours concordant avec le déversement des microplis : on peut, par conséquent, penser que les déformations visibles sont en partie dûes à des "slumping", pratiquement contemporains du dépôt du flysch. Il s'agit des premiers témoins de l'arrivée d'une perturbation dans le bassin de sédimentation oligocène.

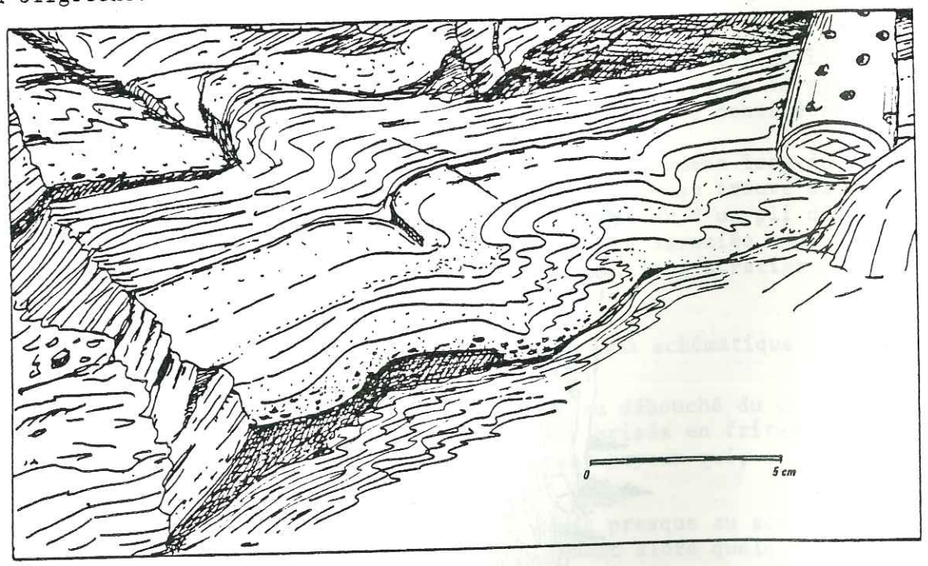


Fig. 20 : Un slump (situation du détail sur la coupe 19).

4. *Le flysch* en voie de dissociation synsédimentaire passe de manière continue à un "flysch" à blocs uniquement gréseux. De nombreux témoins

d'étirement des bancs gréseux montrent clairement que ce flysch à blocs est le produit de glissements à l'intérieur d'un ancien flysch organisé, encore mal consolidé. Il n'y a pas de blocs exotiques.

Ce faciès résulte de l'exagération des phénomènes enregistrés en 3. En dehors de cette coupe de la Pointe de Cupoire, il est bien visible plus au Nord, dans le torrent de Chardonnière (haute vallée de la Dranse de la Manche), au pied des Terres Maudites.

5. *Un gros ensemble de blocs de grès verts* (de type Taveyannaz ?), à matériel volcanique affleure là dans une position peu claire. La taille des blocs, leur compétence, a entraîné des fractures dans les alentours, fractures qui moulent le bloc irrégulièrement, laissant des lambeaux du schiste encaissant en contact direct et entre les blocs.

6. *On passe continûment au véritable wildflysch*, formé de schistes bruns renfermant des blocs de taille et de nature variée (photo D, hors texte). A cet endroit même, on peut récolter :

- des calcaires à Globotruncana (photo n° 10) dans lesquels on reconnaît :
  . *Globotruncana* gr. *linnei* ;
  . probablement *Favusella* (remaniée ?) (ou *Rugoglobigerina* ?)
  . *Globotruncana tricarinata* ;
  . *Globotruncana ?* cf. *coronata*,
  ainsi que des *Heterohelicidae* et des Hedbergelles du Sénonien (? inférieur).

- un autre bloc de Crétacé prélevé un peu plus bas (chalet des Chars) a livré :
  . *Globotruncana* gr. *linnei* ;
  . *Globotruncana* gr. *marginata* ;
  . *Globotruncana* gr. *coronata* ;
  . *Globotruncana* cf. *arca* (ou *convexa*) ;
  . *Globotruncana tricarinata* ;
  . *Globotruncana* gr. *renzi* ;
  . *Globotruncana* gr. *lapparenti* ;
  . *Globotruncana* gr. *sigali* ;
  . *Globotruncana* cf. *concavata* ;
  . *Globotruncana* gr. *schneegansi*,
  association du Sénonien inférieur.

- des blocs de calcaires jurassiques à filaments ;
- des blocs de grès divers ;
- des dolomies, du Trias supérieur ;
- des calcaires gris (Nummulitique ?)

La matrice schisteuse, parfois un peu calcaire de ce wildflysch a livré quelques rares nannoflores :
. *Sphenolithus moriformis* ;
. *Reticulofenestra umbilica* ;
. *Zygrhablithus bijugatus* ;
. *Discoaster* cf. *saipanensis* ;
. *Tetralithus* sp. (Crétacé remanié),
association de l'Eocène-Oligocène inférieur ; ou mieux, un peu plus en avant dans le wildflysch (pointe de Bolaire) :
. *Coccolithus formosus* ;
. *Zygrhablithus bijugatus* ;
. *Dictyococcites bisectus* ;
. *Lanternithus minutus* ;
. *Isthmolithus recurvus*,
autre association de l'Oligocène inférieur (zone NP 21).

Cette coupe de Cupoire permet d'observer sur le terrain le passage progressif du flysch helvétique à un flysch dissocié puis à un "wildflysch" à blocs exotiques. Les données nannopaléontologiques ne s'opposent pas à cette interprétation qui voit l'arrivée d'une perturbation (tectonique tangentielle) enregistrée par la sédimentation.

Cependant, cette continuité stratigraphique apparente est à un décollement près au sein du wildflysch, de portée locale. C'est le propre d'un *olistostrome* que d'être parcouru de décollements qui en font une formation tectono-sédimentaire.

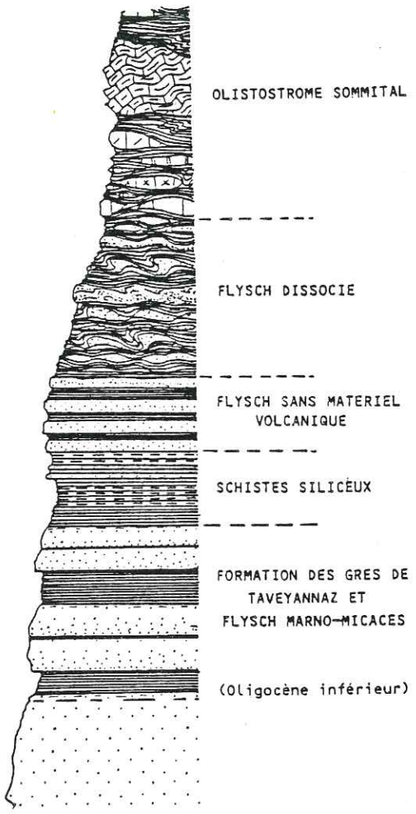


Fig. 21 : COLONNE STRATIGRAPHIQUE RESUMANT LA COUPE DE LA POINTE DE CUPOIRE.

b- Coupe du ravin de Chamossière :

L'olistostrome sommital helvétique s'est donc déposé en continuité avec les flysch nord-helvétiques. Une partie importante s'est sans doute décollée par la suite de son substratum.

Il est malencontreusement recouvert par la végétation ou les dépôts quaternaires. Il faut donc s'engager dans les étroites gorges creusées par les torrents pour en saisir l'aspect caractéristique, dans le ravin de Chamossière par exemple.

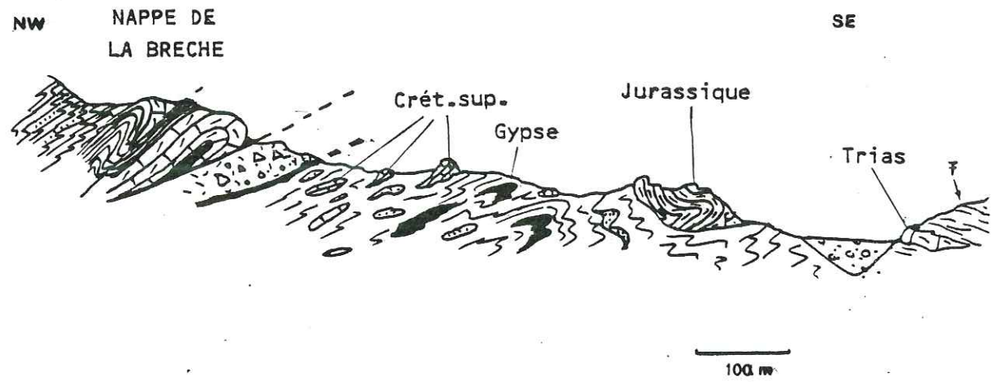


Fig. 22 : COUPE DU RAVIN DE CHAMOSSIERE.

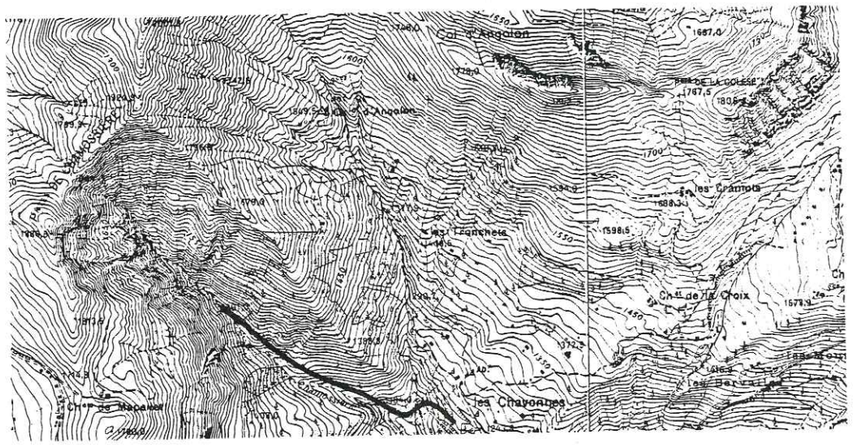


Schéma de situation.

Le sentier qui part du chemin des Allamands aux Chavonnes vers la Rosière (Fig. 17) quitte le flysch marno-micacé dans une zone herbue masquant la nature du contact. On atteint rapidement des affleurements du wildflysch. L'un d'entre eux, de pélites marneuses brun-clair, au voisinage du torrent de Clévieux à fourni une nannoflore intéressante :

. *Dictyococcites bisectus ;*
. *Coccolithus pelagicus ;*
. *Braarudosphaera bigelowii ;*
. *Sphenolithus ciperoensis ;*
. *Discoaster deflandri,*

dans laquelle on remarque la disparition des formes typiques de l'Oligocène inférieur. Cette association indique déjà l'Oligocène inférieur à moyen (zone NP 22 de E. Martini, 1970).

Au delà du Clévieux, le "wildflysch" s'étend sous la forme plus tourmentée encore d'un olistostrome (formation tectono-sédimentaire) parcouru d'accidents synsédimentaires dans lequel les blocs les plus variés peuvent être trouvés. Le ravin de Chamossière permet d'observer :

* *Du gypse en lentilles de toutes tailles.* On remarque en fait deux aspects différents du gypse :

. soit en lentilles métriques, étirées dans le sens des schistes noirs encaissants, blanches et parcourues de petits lits noirs déformés souplement (photo E, hors texte). On retrouve de telles lentilles également près de Fréterolle, sous le col de Brétolet ;

. soit en grosses masses jaunâtres, grumeleuses, encombrées de débris gris, comme resédimentées avec des éléments détritiques fins au sein des schistes noirs : ils forment alors des lits épais et presque continus sur quelques dizaines de mètres (olistolites en "rubans" ?).

* *Des dolomies du Trias supérieur.*

* *Des grès triasiques* ("*grès des Munes*") à roseaux (D. Knopf, 1962 in M. Weidmann, 1972).

* *Des schistes noirs* un peu métamorphiques, parfois gréseux. A. Lillie (1936) les rapporte au Bajocien et à l'Aalénien après y avoir signalé des Ammonites dans la région de Saint Sigismond :

. *Calliphylloceras connectens ;*
. *Brasilia* cf. *opalinoïdes ;*
. *Graphoceras* sp.

A la Croix des Sept Frères, il trouve aussi une macrofaune du Bajocien :

. *Perisphinctes* sp. ;
. *Stephanoceras humphriesi ;*
. *Belemnites* sp.

Toutefois, ces schistes et grès calcaires m'ont livré à plusieurs reprises des nannoflores mal conservées et très pauvres, mais reconnaissables :

. *Braarudosphaera bigelowii ;*
. *Watznaueria* sp.,

formes remaniées provenant du Crétacé supérieur et qui sont particulièrement résistantes à l'écrasement (ce qui n'est pas le cas de la plupart des autres Coccolithophoridés). Elles permettent d'écarter un âge jurassique pour une partie de ces schistes. Localement, l'abondance de matériel fourni par l'Aalénien schisteux ou le Bajocien a pu modeler le sédiment formé en lui donnant l'aspect du matériel originel (schistes reconstitués). En fonction de ces remaniements, on peut s'avancer à attribuer un âge oligocène inférieur à moyen (comme le reste) à une grande partie de ces schistes noirs.

* *Des calcaires pélagiques roses et verts du Sénonien inférieur ou du Sénonien supérieur (Campanien)* (Photo F, hors texte). Certains pourraient même monter jusqu'à la base du Maestrichtien, ce qui leur impose de provenir au moins du Subbriançonnais, si ce n'est du Briançonnais ou du Prépiémontais, car le Maestrichtien ne semble pas exister sous ce faciès dans les domaines helvétique ou ultrahelvétique.

* *Des grès et microbrèches diverses (Tertiaire ?).*

La coupe du ravin de Chamossière se termine par l'arrivée brutale (tectonique) des niveaux de base de la nappe de la Brèche (calcschistes brunes et écailles de dolomies) soulignés par un liseré de cargneules.

Conclusion de cette coupe du ravin de Chamossière.

Outre le fait qu'on y répertorie nombre de blocs d'âges et d'origines variés, cette coupe apporte deux éléments nouveaux.

1°/- Un âge oligocène moyen est atteint à la base de l'olistostrome, âge qui concorde bien avec une continuité stratigraphique (à un décollement près). Il me semble à peu près certain que la partie supérieure (la plus grande partie) de la coupe est décollée de son substratum, situé par conséquent en position un peu plus interne ; il n'en reste pas moins que cet olistostrome peut s'être tout de même formé en position helvétique.

2°/- Une preuve nannopaléontologique est apportée que les plus grands lambeaux de schistes gréseux noirs ne sont pas d'évidence des éléments de nappe, mais peuvent eux aussi faire partie de la matrice de l'olistostrome, reconstituant l'Aalénien à certains endroits (Aalénien "reconstitué").

A. Lillie (1936) considérait tous ces éléments comme des morceaux de diverses nappes ultrahelvétiques englobés dans un flysch indifférencié (cf. coupe figure 8). Dans le ravin de Chamossière au moins, aucune lentille, aucun bloc ne peut par sa taille mériter le nom de nappe, de diverticule ou même de bloc-klippe.

c- Inventaire du matériel de l'olistostrome :

La description détaillée de ces deux dernières coupes a déjà dressé un panorama étendu de la nature des principaux blocs participant à l'olistostrome. D'autres éléments sont plus rarement représentés.

M. Weidmann (1972) en a répertoriés de cinq origines :
- Ultrahelvétique ;
- Subbriançonnaise ;
- Briançonnaise ;
- Prépiémontaise ;
- Liguro-piémontaise.

Grâce à quelques observations complémentaires, je vais essayer d'en compléter l'inventaire.

c1. Les affleurements de la Mine d'Or.

A la base de la falaise du Vanet, sur le versant français du col de Coux, affleurent un chapelet de blocs connu sous le nom de la "Mine d'Or". En effet, dans le passé, les quartzites qu'on y trouve ont laissé espérer à quelques optimistes la présence de gisements aurifères : une petite galerie de mine (hélas toujours restée stérile) témoigne de leurs illusions. Par contre, l'affleurement a déjà bien enrichi la littérature géologique (M. Lugeon, 1896 ; M. Lemoine, 1961 ; M. Godel, 1965 ; M. Weidmann, 1972 ; ...).

Je décrirai successivement deux coupes presque parallèles levées sur cette falaise.

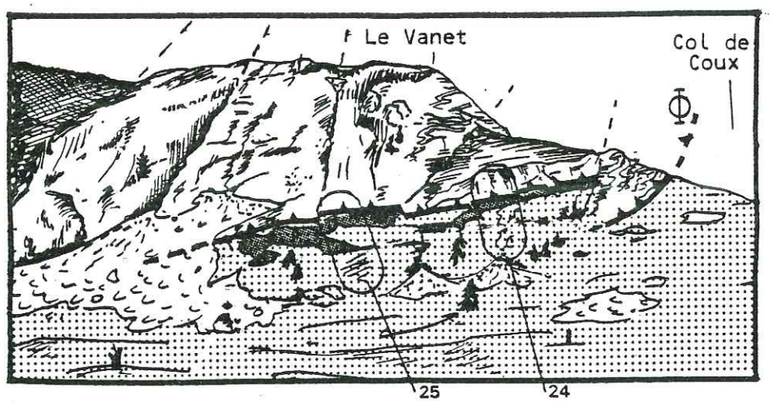


Fig. 23 : PANORAMA DE LA FALAISE DU VANET, MONTRANT LES BLOCS EXOTIQUES DE LA MINE D'OR (pointillés serrés) AU SEIN DE L'OLISTOSTROME SOMMITAL (pointillés espacés).. Φ = contact basal de la nappe de la Brèche. 24 et 25: emplacement des coupes des figures 24 et 25.

COUPE 1. La plus orientale, à une vingtaine de mètres du col (côté français).

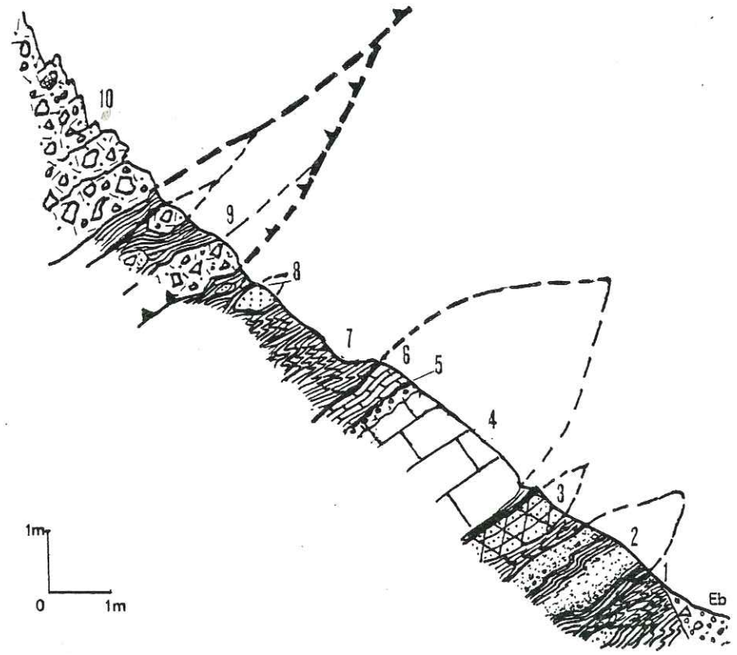


Fig. 24 : PREMIERE COUPE DU COL MINE D'OR. Voir situation sur la figure 23. (Commentaire dans le texte).

1: Schistes noirs du wildflysch (matrice) ; 2: Grès granoclassés micacés et schistes noirs (Carbonifère ?) ; 3: Quartzite blanc rouillé, très fracturé ; 4: Marbre blanc-gris à traînées sombres ; 5: Hard-ground (encroûtements métalliques) ; 6: Calcaire en plaquettes vert, très étiré ; 7: schistes noirs du wildflysch ; 8: Grès noir, presque quartzitique ; 9: Zone complexe (tectonisée) ou alternent des schistes chloriteux noirs et des cargneules ; 10: Cargneules (Base de la nappe de la Brèche).

COUPE 2. 100 mètres plus à l'Ouest.

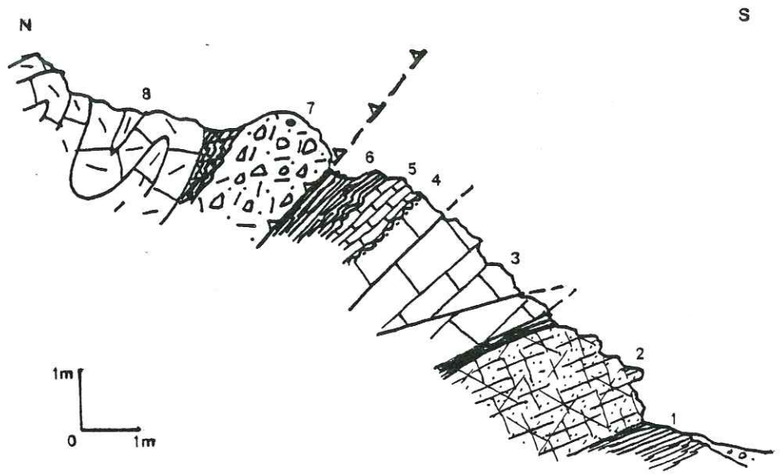


Fig. 25 : DEUXIEME COUPE DE LA MINE D'OR. Voir situation sur la figure 23. Commentaire dans le texte.

1. Schistes noirs du wildflysch (Oligocène) ; 2: Gros bloc de Quartzite blanc et rouille (Trias) très fracturé ici aussi, dans lequel est creusée une ancienne galerie de mine ; 3: Marbres blancs et bleus du Jurassique, parcourus d'accidents ; 4: Très bel hard-ground, avec encroûtements métallifères (en fait, plusieurs hard-grounds superposés) ; 5: Marbres verts clairs, en plaquettes (Crétacé) ; 6: Schistes noirs du wildflysch (Oligocène); 7: Cargneules ; 8: Trias supérieur dolomitique de la nappe de la Brèche.

Commentaire des coupes.

Les éléments plus ou moins dissociés visibles le long de ces coupes proviennent d'une série de type *Briançonnais interne* apparenté à la zone d'Acceglio (cf. M. Lemoine, 1961).

L'aspect tectonisé de cette série et la proximité du contact l'avait fait interpréter comme un lambeau traîné des Préalpes médianes rigides (mal représentées sur la transversale) sous le nom d'"écaille de la Mine d'Or". En fait, la présence de matrice de l'olistostrome (schistes noirs) entre les blocs permet de penser que ce ne sont que des olistolites dans cet olistostrome. Leur présence au sommet de celui-ci ne serait que la conséquence du fait que les zones les plus internes ne se sont présentées que plus tard pour alimenter l'olistostrome.

Il faut reconnaître toutefois qu'aucune preuve paléontologique n'a pu être apportée à cette thèse et qu'il reste possible qu'il s'agisse effectivement d'un lambeau tectonique.

Mais, quoi qu'il en soit, remarquons que lorsqu'il s'agit d'un olistostrome, formation tectono-sédimentaire, qui n'est donc qu'un type de "sédiment" enregistrant une tectonique synsédimentaire, la différence entre les

deux phénomènes devient moins nette. La description apportée par des auteurs différents de blocs analogues manifestement englobés dans une matrice schisteuse permet d'apporter quelque crédit à l'hypothèse "sédimentaire" (A. Lombard, 1940 ; R. Chessex, 1959 ; M. Lemoine, 1961 ; H. Badoux, 1963 ; M. Godel, 1965).

c2. Les affleurements du Foron de Taninges.

Les blocs "briançonnais" ne sont pas uniquement concentrés dans la région du col de Coux. On peut en observer également à proximité de Taninges. La carte Annecy au 1/80.000 situe le plus gros de ces éléments dans le village même : il s'agit de Trias (quartzite, dolomie), de Crétacé supérieur, ou encore de Carbonifère (grès à Plantes) ayant donné lieu épisodiquement à quelques exploitations de charbons.

Une coupe des Gorges du Foron (quelques centaines de mètres) en amont du village permet d'observer ce Carbonifère déjà reconnu par M. Lugeon, 1896.

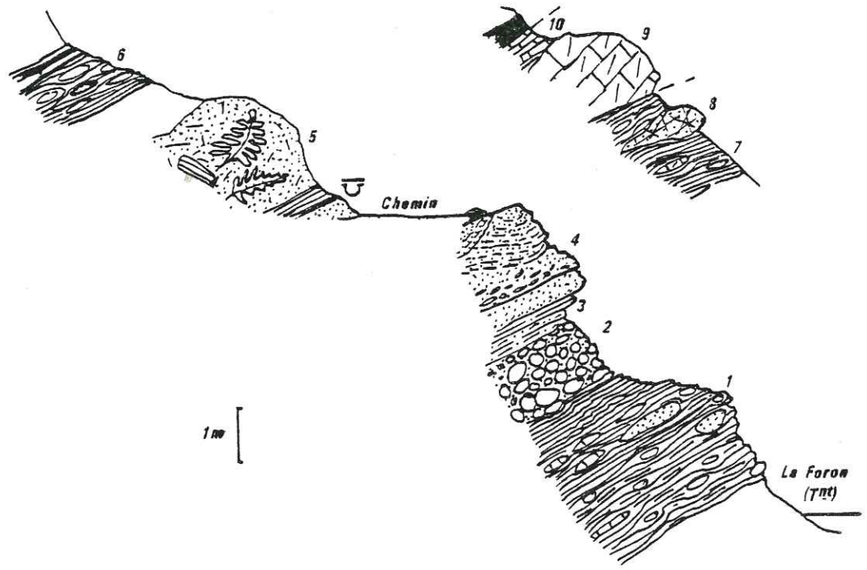


Fig. 26 : COUPE DU FORON DE TANINGES.
Commentaire dans le texte.

1. Au bord du torrent, affleurent des schistes noirs à galets de grès et de calcaires blancs (Crétacé supérieur) : c'est le wildflysch, ici assez peu écrasé.

2. Conglomérats : galets bien arrondis (étirés) et ciment pélitique noir (rapporté au Carbonifère).

3. Quelques lits de calcschistes noirs, qui ont livré quelques nannofossiles en mauvais état :

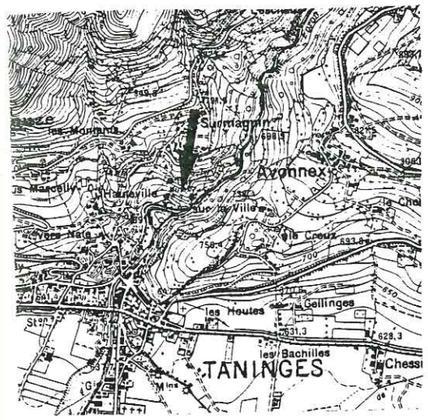


Schéma de situation.

. *Coccolithus pelagicus ; Reticulofenestra umbilica ; Micula micula*, en abondance (Crétacé supérieur remanié).

Ces calcschistes sont donc au moins tertiaires.

4. Grès granoclassé (Carbonifère ?) avec stratifications entrecroisées, posé sur les calcschistes sans trace de tectonisation.

5. Grès à plantes avec quelques lits schisteux. C'est là que débouche une galerie de mine. Le grès y est très micacé : on y distingue de nombreuses traces de troncs de Calamites. M. Lugeon (1896), à l'aide d'une riche flore carbonifère y a daté le *Westphalien supérieur*. M. Septfontaine et R. Wernli (1972) y trouvent le Westphalien A.

6. Lorsqu'on grimpe au-dessus de la petite paroi rocheuse déterminée par le grès carbonifère, on retrouve le wildflysch oligocène qui, là, a fourni entre de nombreux remaniements crétacés : *Micula sp., Braarudosphaera bigelowii* et quelques *Coccolithus pelagicus* du Tertiaire.

7. Ce wildflysch se retrouve latéralement, après un virage du torrent. Bien qu'il n'ait ici livré aucune nannoflore, son aspect est totalement identique à (1) et (6).

8. On y trouve des blocs de quartzites blancs, rapportés au Werfénien, comme les plus gros éléments décrits par M. Septfontaine et R. Wernli (1972) à proximité ("Sur le Rocher" et Taninges même). Ces auteurs ont vu également un passage de ces quartzites au Verrucano (grès verts et rouges à jaspes rouges).

9. L'essentiel des blocs est cependant constitué de calcaire dolomitique (Anisien : M. Septfontaine et R. Wernli, 1972).

10. Collé contre un bloc de Trias dolomitique, j'ai pu récolter des calcaires du Crétacé supérieur à Globotruncanes étirées.

Dans cette coupe, comme dans celle de la Mine d'Or ce sont des éléments à affinités briançonnaises que l'on trouve, mais là très nettement incluses dans une matrice tertiaire, probablement Oligocène inférieur à moyen.

Les nannoflores tertiaires démontrent par ailleurs, preuves à l'appui, qu'il convient, comme le soulignait déjà M. Weidmann (1972), de bien détacher les termes antérieurs au Trias supérieur de la base de la série de la nappe de la Brèche car ils appartiennent ici à l'unité structurale sous-jacente, l'olistostrome sommital helvétique.

c3. La zone du col de la Ramaz.

Une étroite zone déprimée court à l'Ouest des derniers sommets de la nappe de la Brèche (Pic de Marcelly, Pointe Perret, Roc d'Enfer, ...). Elle s'élargit autour du col de la Ramaz qui ouvre le Praz de Lys vers Somman. Minutieusement décrit par A. Lombard (1940), ce secteur d'abord rapproché de la zone submédiane a été en partie attribué à l'Ultrahelvétique par M. Lugeon

(1946) puis par J. Ricour (1962). Dans une situation très complexe dûe à des reprises par des accidents tectoniques ultérieurs, on trouve : du Carbonifère ; des grès à roseaux dits "grès des Munes", du nom d'un chalet et d'un alpage voisin, que J. Ricour (1950) a pu dater du Keuper moyen ; des dolomies triasiques ; des argilites rouges et vertes rapportées au Trias ; du Rhétien (Geblu, ...) ; des calcaires lithographiques du Malm ; des Radiolarites vertes ; des calcaires roses sublithographiques ou légèrement microbréchiques, qui ont fourni une microfaune à *Globotruncana linnei ; Globotruncana* cf. *arca ; Globotruncana* cf. *convexa ; Globotruncana* gr. *bulloïdes ; Globotruncana* (probablement) *stuarti ; Globotruncana* gr. *stuartiformis ; Globotruncana tricarinata.*

Cette association date le Campanien supérieur/ Maestrichtien(1). Mais, surtout, on trouve à cet endroit un affleurement de roches éruptives (Le Farquet).

J. Bertrand (1970) décrit cette roche comme une diabase intersertale, notablement différente des roches éruptives des Gêts qui ne sont d'ailleurs pas dans la même position tectonique. En outre,des analyses radiochronologiques (méthode K/Ar) effectuées par J. Bertrand et M. Delaloye (1976) ont montré que leurs âges radiomètriques (285 et 303 Ma) n'étaient pas comparables avec ceux des roches des Gêts (entre 70 et 120 ma). Ces auteurs les rattachent alors au cycle hercynien.

CONCLUSION.

La zone du col de la Ramaz est compliquée tectoniquement par sa position au front de l'unité de la Brèche. La présence en son sein de roches originales, d'origine au moins subbriançonnaise (Sénonien supérieur) sous un faciès pélagique rose et de "roches vertes" peut s'expliquer par l'alimentation diversifiée d'un olistostrome dans sa partie terminale. Il est également probable qu'il s'agit de la partie interne de l'olistostrome (ou d'un mélange tectonique avec des éléments moins internes), à moins que des études ultérieures ne mettent en évidence l'appartenance de cette zone à un domaine plus interne, tel qu'un équivalent latéral de la "zone submédiane" valaisane (malgré l'absence sur cette transversale de la nappe du Niesen) (cf. M. Weidmann et al., 1976).

c4. Autres éléments importants participant à l'Olistostrome.

Parmi les blocs d'origine helvétique interne ou ultrahelvétique, il faut citer certains éléments importants :

- A. Lillie (1936) signale, sous un faciès de type urgonien, *le Barrémien* : calcaire oolitique siliceux et glauconieux à Orbitolines, Milioles, Bryozoaires, Echinodermes et une algue, *Salpingoporella muehlbergi*.

- On peut trouver des calcaires noirs à *Jereminella pfenderae* Lugeon (tubes de Serpules ?) du Maestrichtien, réalisant le faciès des "Couches de Wang", à la Croix des Sept Frères, à l'Ouest de la Pointe de Cupoire.

Ce faciès est considéré comme caractéristique de l'Helvétique interne et de l'Ultrahelvétique.

---

(1) Le Sénonien supérieur n'existe pas sous ce faciès dans l'Helvétique/Ultrahelvétique : ce calcaire est donc au moins subbriançonnais.

- Des roches éruptives ont été signalées çà et là (torrent de la Golèse ...).

- Des roches cristallines ont été décrites, telles que celles découvertes par A. Lillie (1936) au bout de la route de Rivière - Enverse aux Granges (gneiss à muscovite mylonitisé). En cet endroit, j'ai trouvé en outre un élément de quartzite vert à jaspes rouges du Verrucano (?)

- J'ai trouvé au col de la Golèse un calcaire gris en voie de dolomitisation qui m'a livré une *Praekurnubia* de la base du Dogger.

- Des morceaux de grès et calcaires du type "flysch à Helminthoïdes" que l'on peut mieux rapprocher du flysch du Gurnigel-Sarine ont été aussi trouvés (M. Godel, 1965 ; R. Chessex, 1959).

CONCLUSION.

L'olistostrome sommital helvétique, jusqu'alors considéré comme un wildflysch ultrahelvétique comprend donc des éléments d'origines variées, dont M. Weidmann (1972) avait déjà dressé une liste. On y identifie :

- Des roches cristallines et éruptives du bâti hercynien (col de la Ramaz).

- Des éléments d'origine helvétique interne ou ultrahelvétique, plutôt à la base de l'olistostrome (l'essentiel) :
  . Grès de Taveyannaz ; Schistes à Meletta ; Mésozoïque (Pointe de Cupoire, Les Saix).

- Des éléments d'origine subbriançonnaise (?) :
  . Calcaires pélagiques roses (?) (col de la Ramaz) ; Dogger (col de la Golèse) ; Malm (?) (col de la Golèse).

- Des éléments d'origine briançonnaise :
  . éléments de série mésozoïque (La Mine d'Or) ; éléments de Carbonifère (Taninges).

- Des éléments liguro-piémontais (rares) :
  . flysch à Helminthoïdes s.l. (Val d'Illiez).

Tous ces éléments sont les reflets des unités tectoniques responsables de la formation de l'olistostrome.

D. L'EVOLUTION SEDIMENTAIRE DU DOMAINE HELVETIQUE.

L'analyse des dépôts du sommet de la série delphino-helvétique à partir de l'Urgonien permet de reconstituer l'évolution marine terminale de ce domaine.

Son histoire se résume à trois cycles sédimentaires clôturés par un comblement tectonique provoqué par l'arrivée des nappes préalpines d'origine interne.

1°/- *Au Barrémo-aptien,* le faciès urgonien témoigne de l'établissement d'une plateforme de faible bathymétrie où se déposent des sédiments de haute énergie (oncolitiques, récifaux, ...). L'existence de barrières récifales limite alors les apports détritiques.

- *à l'Aptien supérieur - Albien,* une reprise de la subsidence provoque le démembrement de ces barrières et donc l'ensablement passager du bassin. Une grande agitation des eaux dans un environnement littoral rend compte des faciès caractéristiques du Gault (grès vert glauconieux).

- *au Cénomanien* commence la sédimentation des calcaires pélagiques au départ extrêment perturbée, donnant lieu à des faciès tels que les "bétons phosphatés" qui remobilisent des faunes et des matériaux antérieurs mais aussi à des calcaires fins à glauconite.

- *Au Turono-Sénonien,* un régime pélagique franc s'établit : c'est le dépôt des calcaires sublithographiques à Globotruncana. On note parfois des niveaux rosis par les oxydes de fer continentaux (peut-être de provenance lointaine). Les "Couches de Wang" (Campanien à Paléocène), faciès sans doute de confinement, sont l'expression du début d'un régime régressif.

- *On ne connaît pas de dépôts du Paléocène - Eocène inférieur dans le secteur considéré.* Il s'agit selon toute vraisemblance, comme partout dans le domaine delphino-helvétique, d'une période de régression marine et d'émersion.

2°/- Au Lutétien s'amorce un cycle qui débute par une transgression marine limitée. Le Lutétien marin néritique à grandes Nummulites est conservé dans certains secteur. Une régression termine ce cycle au Lutétien supérieur, avec le dépôt de calcaires lacustres (cf. L. Feugueur, 1951 ; J. Martini, 1970).

3°/- C'est sur un substratum accidenté (B. et J.L. Pairis, 1975) peut être rajeuni (B. Pairis 1975 et S. Rivano-Garcia, 1978 dans les Bornes), que se développe la transgression priabonienne qui débute un nouveau cycle sédimentaire. Elle commence par des couches fluvio-lacustres conglomératiques(1) passant ensuite à des couches saumâtres charbonneuses à Cérithes (Couches des Diablerets, au sein desquelles on trouve des incursions marines précoces à Polypiers et Nummulites) puis à des couches marines, à petites Nummulites.

---

(1) On a ainsi *deux séries lacustres emboîtées* l'une sur l'autre (cf. L. Feugueur, 1951 ; J. Martini, 1970).

- Dès le Priabonien moyen, le bassin, légèrement subsident, se remplit de sédiments néritiques (calcaires arenacés à petites Nummulites).

- L'accentuation de la subsidence accompagne le dépôt de sédiments de plus en plus pélagiques et profonds (marnes à Foraminifères et schistes à Meletta) jusqu'au début de l'Oligocène inférieur.

- Enfin, le déroulement de grands évènements tectoniques qui ont déjà débuté dans les régions internes alpines se manifeste par l'arrivée de matériel détritique abondant : ce sont les séries du "flysch" marno-micacé (avec grès de Taveyannaz, grès du Val d'Illiez et grès dits "ultrahelvétiques") qui entraînent le *comblement sédimentaire* du bassin.

C'est probablement à l'Oligocène moyen - supérieur que se déroule l'étape finale, celle du *comblement tectonique* du bassin. Les nappes de charriage d'origine plus interne approchent. Elles fournissent un matériel abondant et des éléments de grande taille (olistolites) aux séries sommitales du flysch marno-micacé : le comblement total du bassin est consommé par le dépôt de sédiments hétérogènes, riches en matériaux exotiques et aussitôt repris par les effets de la tectonique tangentielle : c'est l'olistostrome sommital, formé en position delphino-helvétique et qui, par conséquent, couronne la série sédimentaire.

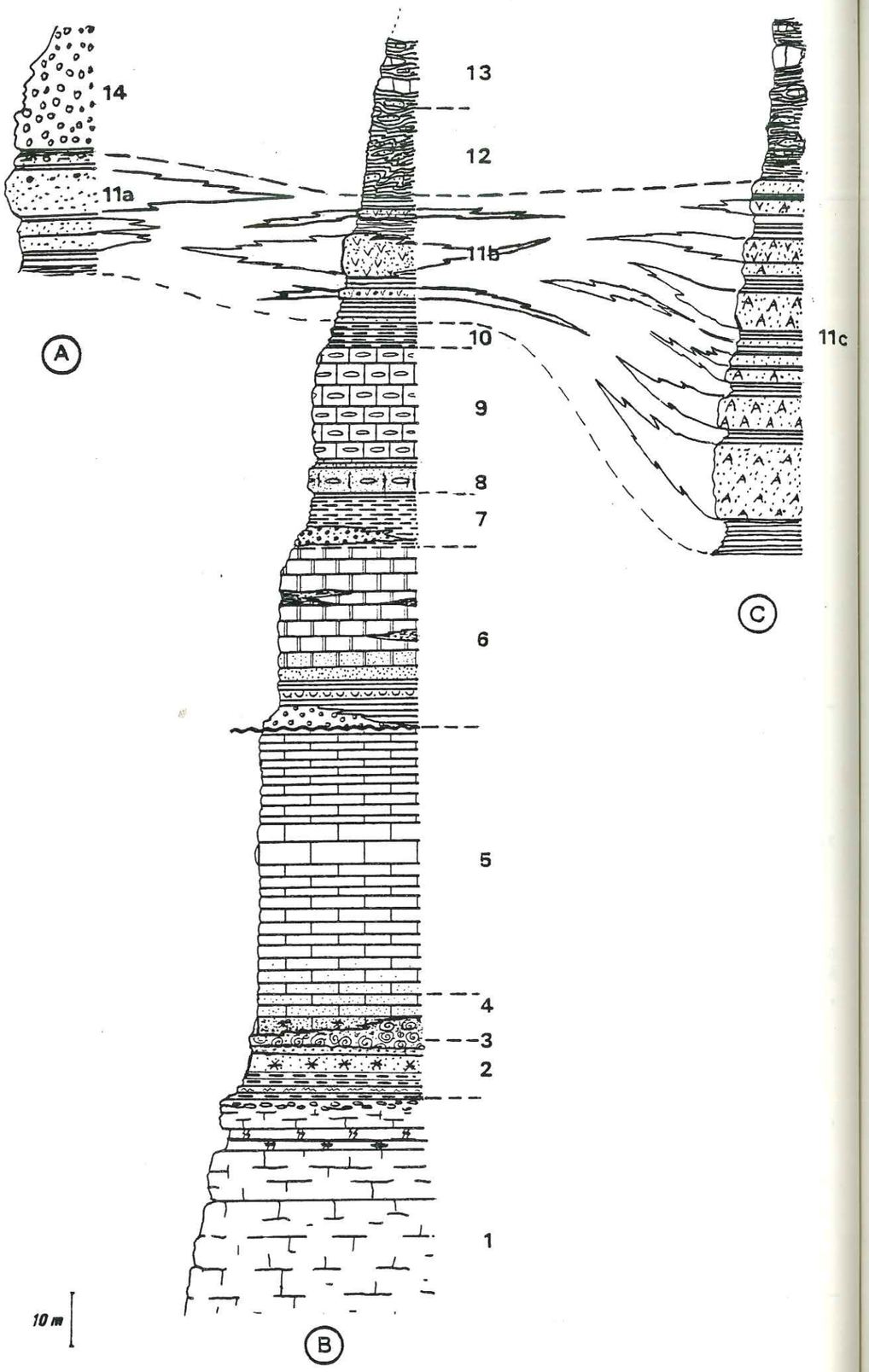


Fig. 27 : COLONNES STRATIGRAPHIQUES GENERALES DU DELPHINO-HELVETIQUE.

Fig. 27 : A. Sommet de la série autochtone.
B. Série de l'unité des Dents du Midi.
C. Sommet de la série de l'unité de Sixt/Haut-Giffre.

1: Calcaires récifaux. Barrémo-Aptien ("Urgonien") ;
2: Grès calcaires glauconieux. Albien ("Gault") ;
3: "Béton phosphaté". Base du Cénomanien ;
4: Calcaires palégiques à glauconite. Cénomanien ;
5: Calcaires à Globotruncana. Turono-Cénomanien ;
6: Niveaux lacustres. Priabonien inférieur ;
7: Niveaux saumâtres. Priabonien inférieur ("Couches des Diablerets") ;
8: Grès à Nummulites. Priabonien moyen ;
9: Calcaires à Discocyclines et Nummulites. Priabonien supérieur ;
10: Marnes à Foraminifères et schistes à Melettes ;
11: Flysch marno-micacé. Oligocène inférieur ;
11a: Grès des Carrières (Valais) ;
11b: Grès du Val d'Illiez ;
11c: Grès de Taveyannaz ;
12: "Flysch dissocié" ;
13: Olistostrome. Oligocène moyen ? / supérieur ? ;
14: Molasse rouge. Chattien.

QUELQUES MICROFACIES DE LA SERIE DELPHINO-HELVETIQUE.

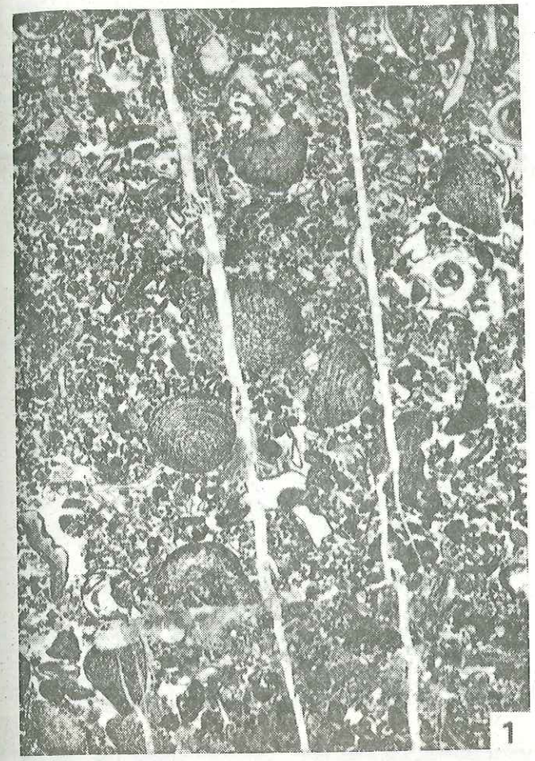
Photo n° 1 : Calcaires Orbitolines
Barrémo-aptien, faciès Urgonien.
Samoëns.
Lame ML 195 x 5,5.

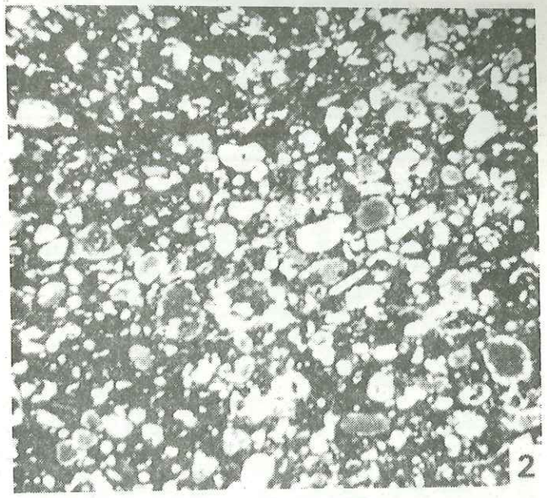
Photo n° 2 : Calcaire gréseux à glauconite, phosphates ...
Gault.
L'Avouille.
Lame ML 49.2 x 16.

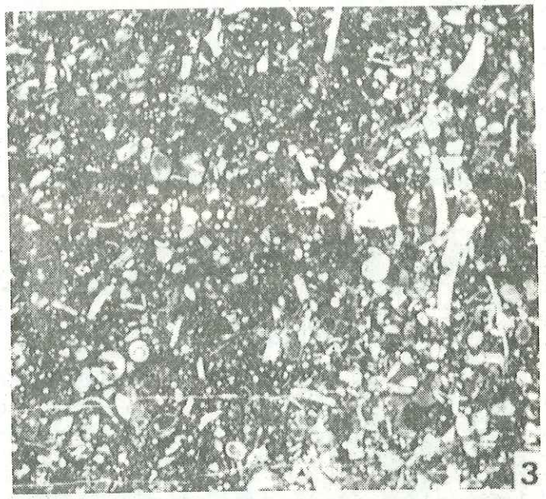
Photo n° 3 : Base des calcaires pélagiques.
Cénomanien.
l'Avouille.
Lame ML 74-4 x 14.

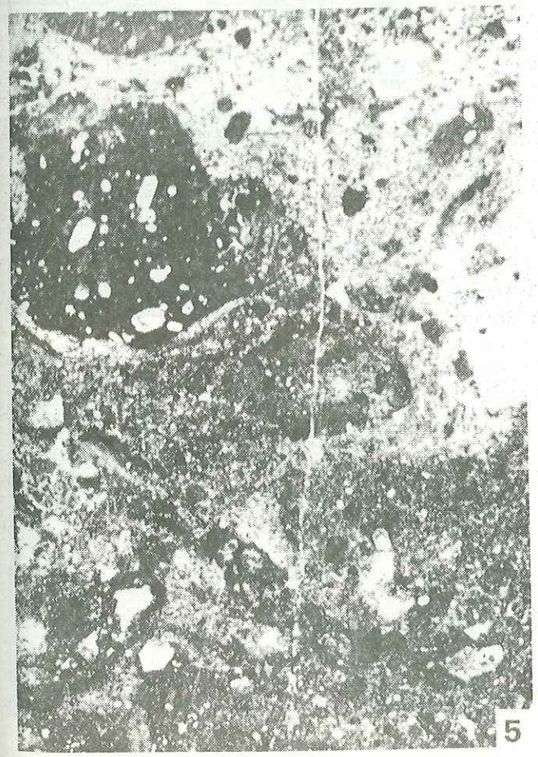
Photo n° 4 : Calcaire pélagique à Globotruncana.
Turono-Sénonien.
L'Avouille.
Lame ML 39-2 x 32.

Photo n° 5 : Calcarénite lacustre.
Priabonien.
l'Avouille.
Lame ML 49-6 x 14.


1


2


3


5

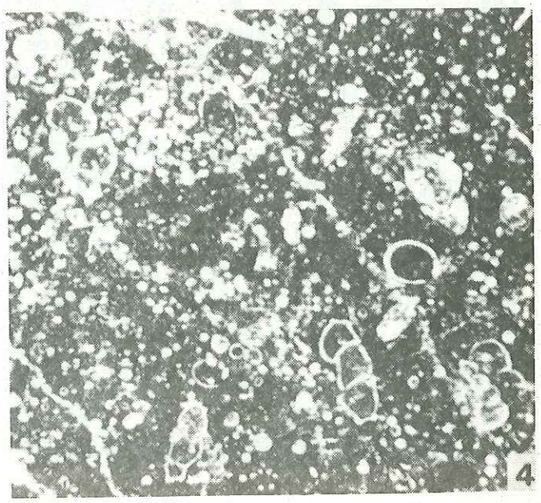

4

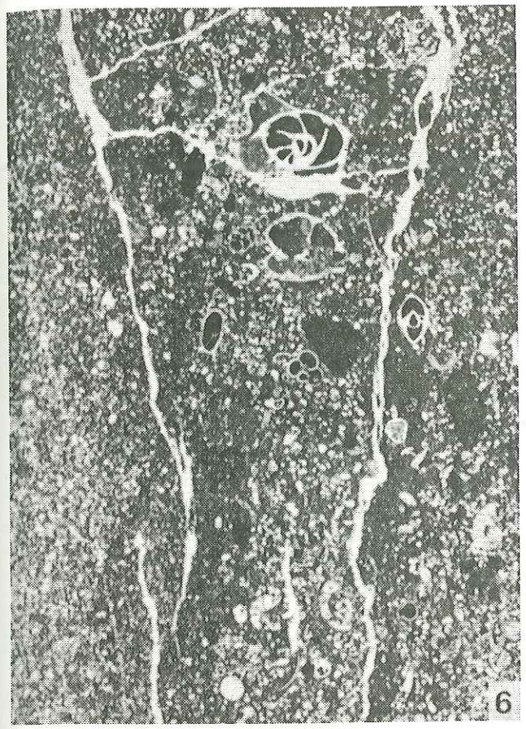
Photo n° 6 : Marnes à Foraminifères (niveau particulièrement riche).
Eocène supérieur - Oligocène inférieur.
Lachat (W de Samoëns).
Lame ML 205 x 14.

Photo n° 7 : Calcaire à Nummulites.
Priabonien supérieur.
Col de Brétolet.
Lame ML 107-5 x 14.

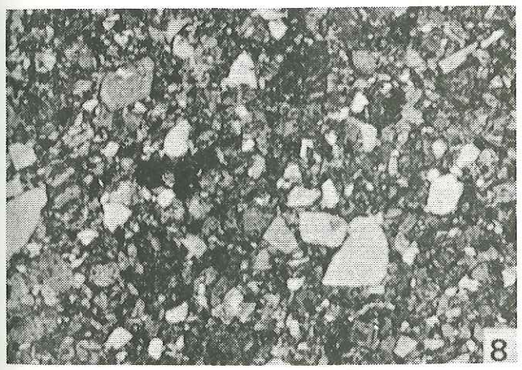
Photo n° 8 : Grès de Taveyannaz (matériel volcanique andésitique).
Oligocène inférieur
Col de la Quédeusaz.
Lame ML 33-6 x 14.

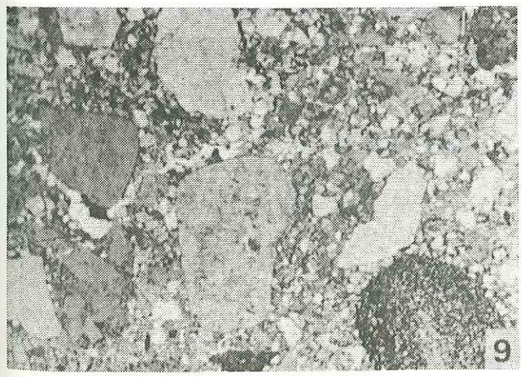
Photo n° 9 : Grès du Val d'Illiez (à matériel diabasique). niveau microconglomératique.
Oligocène inférieur
La Berte (col de Brétolet - col de Coux).
Lame ML 108-4 x 9.

Photo n° 10 : Calcaire pélagique rose à Globotruncana "Couches Rouges"
Crétacé supérieur (Turonien à Maëstrichtien) (dans l'olistostrome sommital).
Le Chalet Blanc (col de la Ramaz).
Lame ML 357 x 32.


6

7


8


9

10

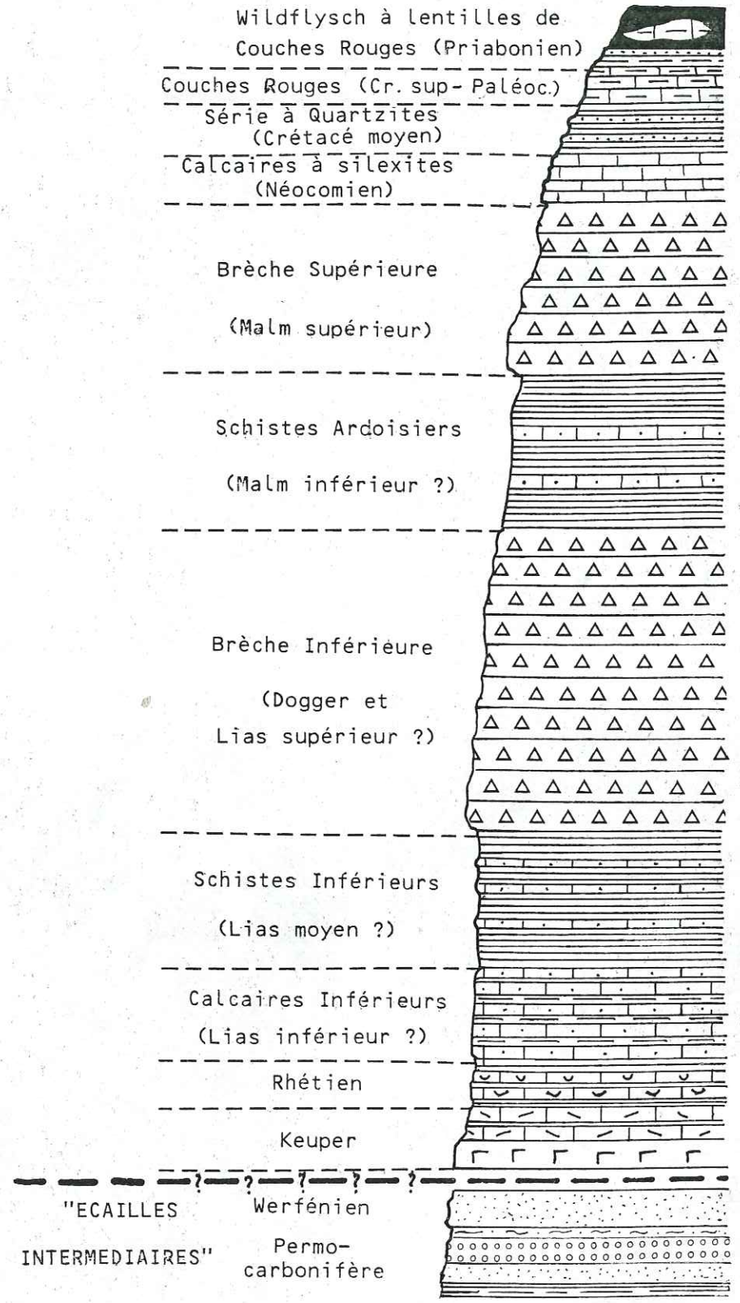


Fig. 28 : COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE DE LA NAPPE DE LA BRECHE.

II. STRATIGRAPHIE DE LA NAPPE DE LA BRECHE.

A. INTRODUCTION.

Mise en évidence par H. Schardt dès 1893, la nappe de la Brèche est un ensemble remarquable dans le Chablais par sa masse imposante et ses faciès bréchiques ou détritiques particuliers qui lui ont valu son nom.

Pour la commodité de l'exposé, je reprendrai les divisions stratigraphiques habituellement utilisées qui sont résumées sur la figure 28 (d'après C. Caron, 1970).

En ce qui concerne les niveaux de base de la série ainsi que ceux que l'on trouve à l'extrême sommet, qui n'ont qu'une épaisseur raisonnable, je décrirai des coupes qui permettent d'avoir une vue complète de la succession des terrains. En effet, d'un point de vue stratigraphique d'une part, il est intéressant de savoir sur quelles bases cette nappe a pu être individualisée et quand elle s'achève. D'un point de vue structural, d'autre part, la bonne connaissance de ces terrains est indispensable pour analyser les rapports entre la nappe de la Brèche et le substratum helvétique à la base et entre la nappe de la Brèche et les unités supérieures au sommet.

Mais pour les puissantes séries jurassiques, que tous les auteurs, depuis A. Favre (1854) s'accordent à trouver "monotones", j'ai préféré adopter un autre plan : après avoir cerné l'étendue du faciès considéré je décrirai un affleurement particulier représentatif de l'ensemble. En effet, il n'est pas de mon propos ici d'en effectuer des coupes sédimentologiques exhaustives banc par banc sur toute son épaisseur. On pourra se reporter pour cela aux travaux de R. Chessex (1959), de H.E. Hendry (1969), ... et au terrain !

Les grandes formations distinguées par M. Lugeon (1893) dans son étude remarquable (Schistes inférieurs, Brèche inférieure, Schistes ardoisiers et Brèche supérieure ... (voir figure 28), reprises et améliorées par ses successeurs restent encore de nos jours un cadre irremplaçable pour l'étude de la nappe de la Brèche ; en effet, la pauvreté en fossiles interdit une grande précision stratigraphique.

Avant d'être chronostratigraphiques, ces grandes subdivisions sont *lithologiques*. Cet aspect est très important, car il paraît maintenant certain que l'âge de leurs limites varie considérablement et très rapidement d'Ouest en Est, ceci en raison du type de sédimentation, qui régit ces dépôts (écroulement de falaises) (M. Lugeon, 1893 ; H.E. Hendry, 1969 ; M. Weidmann, 1972).

B. DESCRIPTION DES COUPES.

1°/- La base de la série de la nappe de la Brèche :

Seule la région orientale de la nappe de la Brèche peut permettre d'observer les niveaux inférieurs de la série attribués au Trias supérieur, au Rhétien, à l'Hettangien (?) et au Sinémurien (?)

a- La coupe du Vanet (fig. 29).

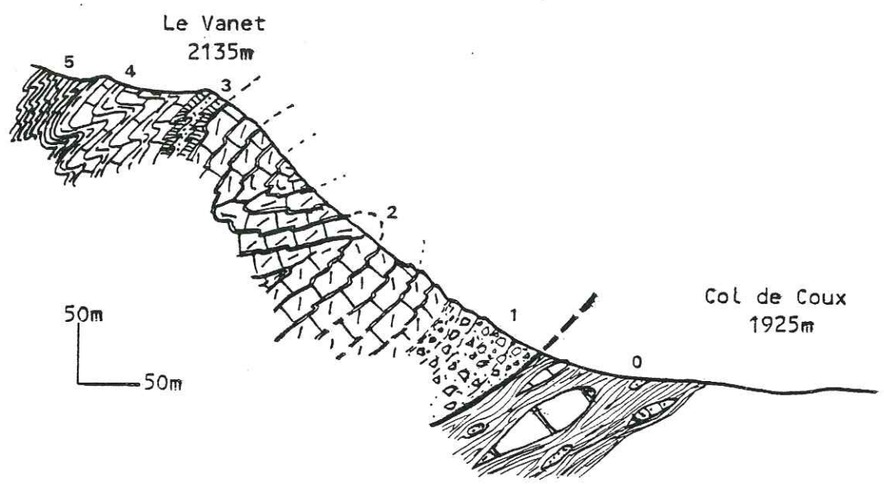
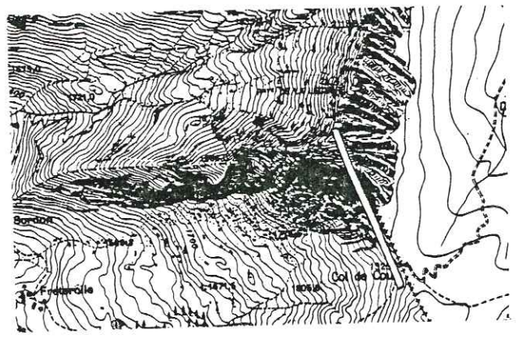


Fig. 29 : Coupe du Vanet. (Commentaire dans le texte).



Situation de la coupe.

La coupe est levée sur le flanc S de la petite falaise qui domine le col de Coux et s'abaisse en direction des chalets du Beau-Bornon ; elle suit approximativement la crête frontière franco-suisse. Des coupes analogues ont déjà été décrites à plusieurs reprises (H. Preiswerk, 1901 ; W.J. Schroeder, 1939 ; J. Haas, 1964).

Elle commence au-dessus du contact basal de la nappe, marqué ici par un épais coussinet de cargneules au-dessus des séries chaotiques (olistostrome) (O).

On y rencontre du bas vers le haut :

1. Cargneules monogéniques : brèches de dolomies, à ciment calcaire, fréquemment vacuolaires, minées par l'érosion et la dissolution, qui leur confèrent un aspect ruiniforme caractéristique. Sur la coupe étudiée, on peut en relever une trentaine de mètres, mais cette épaisseur est très variable.

C'est un niveau tectonique issu de la fracturation des calcaires dolomitiques sus-jacents (H. Masson, 1971).

2. Dolomies et calcaires dolomitiques clairs, en gros bancs de 0,5 à 2m, blancs ou jaunâtres, plissés.

L'épaisseur de ce niveau doit atteindre 25m, mais de nombreux replis d'importance locale en exagèrent l'importance sur l'affleurement.

Il s'agit là du Trias supérieur, trop recristallisé et dolomitisé pour fournir des fossiles déterminables, mais dont le faciès est très général à cette époque dans les zones alpines (faciès Hauptdolomit du Norien).

3. Apparition d'intercalations schisteuses et calcaires noires.

4. Calcaires gris sombres, un peu dolomitiques, à patine claire et schistes noirs (un peu en contrebas du sommet du Vanet).

Certains lits de ces calcaires présentent de nombreuses sections de Lamellibranches. Ce sont d'anciennes lumachelles recristallisées (photo n° 11).

J'attribue ces calcaires au Rhétien, sans preuve paléontologique réelle : en effet, je n'ai pas retrouvé les fossiles bien conservés, dégagés et décrits par H. Preiswerk en 1901 sur cette coupe ou dans son voisinage. Avaient alors permis de dater le Rhétien :

- *Avicula contorta ; Cardium rhaeticum ; Leda* sp. *; Modiola minuta ; Anomia mortilleti.*

Dans la région du col de la Golèse, où la carte géologique au 1/80.000 signale une bande continue de Rhétien, je n'ai rien retrouvé, sinon quelques blocs de calcaires lumachelliques recristallisés repris en éléments dans une brèche des Schistes inférieurs. Toutefois, le Rhétien n'excédant pas 8 à 10m d'épaisseur, les quelques bancs fossilifères qu'il contient peuvent fort bien passer inaperçus à cet endroit.

5. Schistes noirs et bancs de microbrèches calcaires. C'est déjà la base des "Schistes inférieurs", fréquemment envahie de niveaux bréchiques, à éléments dolomitiques jaunes et ciment noir bien caractéristiques, et de calcaires spathiques sombres, ici azoïques. J'y ai cependant repéré quelques rostres de Belemnites non dégageables, indéterminables.

CONCLUSION.

Sur cette coupe, on peut donc constater que le décollement de la nappe de la Brèche se fait au niveau du Trias supérieur (Norien), à cachet interne. Ce faciès dolomitique passe sans discontinuité importante aux calcaires rhétiens.

b- La coupe de Jutteninge :

Cette coupe est très utile pour compléter l'étude stratigraphique de la base de la nappe de la Brèche ; signalée par M. Bertrand (1883), elle a été décrite surtout par M. Lugeon au siècle dernier. Aujourd'hui, des éboulements en ont recouvert une partie. On peut cependant la reconstituer en partie en remontant le torrent, de Graverruaz à Plaigne d'Etry, et à l'aide d'affleurements de la route de Plaigne d'Etry (figure 30).

1. Dolomie triasique en gros bancs : on la remarque en bas du torrent, émergeant au sein des alluvions récentes, du côté de Graverruaz. C'est le Trias supérieur classique, dolomitique.

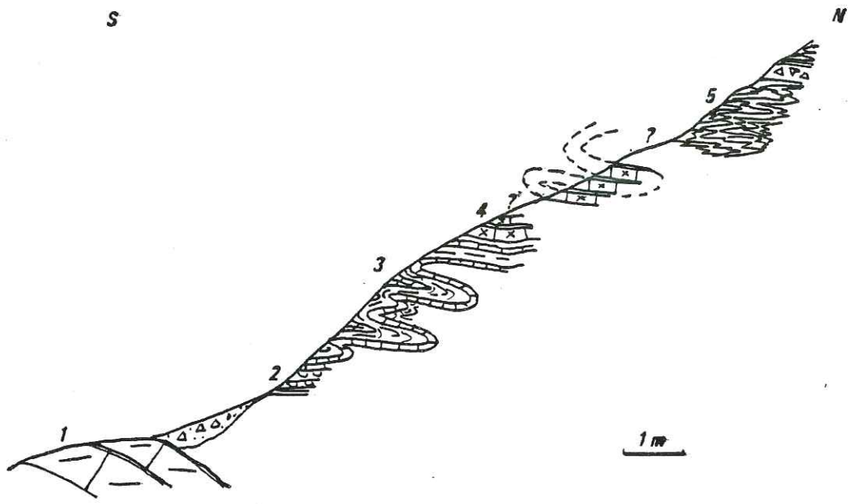
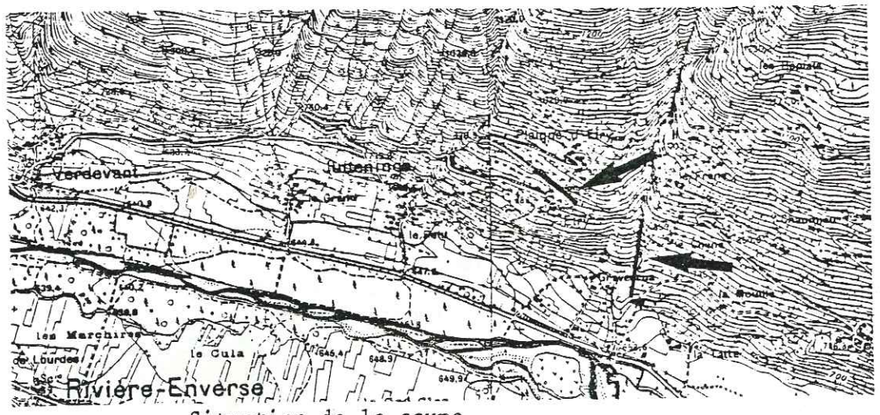


Fig. 30 : COUPE DE JUTTENINGE (LE PETIT).



Situation de la coupe.

2. Bancs calcaires sombres, lumachelliques, intercalés de schistes noirs. C'est le Rhétien, plus schisteux encore qu'au Vanet. Là encore, je n'ai pas retrouvé les macrofossiles signalées par M. Lugeon (1896), qui, outre les formes récoltées au Vanet par H. Preiswerk (1901), comprenaient :

. *Bactryllium striolatum* Hr. ; *Terebratula gregaria* Suess ; *Spiriferina münsteri* Davids ; *Placunopsis alpina* Winkel ; *Pecten valleti* Stopp. ; *Pecten valoniensis* Defr. ; *Avicula contorta* Portl. ; *Mytilus psilonotis* Qu. ; *Leda* sp.

3. Ces niveaux passent vers le haut à des bancs plus durs, d'aspect spathique. Quelques-uns, sombres en cassure fraîche, paraissent oolitiques.

R. Chessex (1959) attribue de tels niveaux oolitiques, rencontrés au Pas de Morgins, à l'Hettangien, par analogie avec des niveaux franchement oolitiques de l'Hettangien des Préalpes médianes.

Sans en être absolument certain, on peut donc considérer qu'ici affleure un peu d'Hettangien.

4. Des schistes calcaires continuent la série, par passage progressif ; souvent envahis de bancs de brèches à petits éléments, ils contiennent ici, à la base, des bancs de 30 à 50cm de calcaires et microbrèches à débris échinodermiques (entroques, radioles d'oursins, ...). R. Chessex (1959), dans la partie nord de l'unité, a créé sous les Schistes inférieurs une nouvelle subdivision, les "Calcaires inférieurs" (suivant ainsi l'exemple donné par A. Jaccard (1904) dans la Brèche de la Hornfluh), riches en niveaux échinodermiques. Il les date du Sinémurien, citant un *Pentacrinus tuberculatus* (Miller), rencontré en 1901 par H. Preiswerk au col de Coux (en déboulis), retrouvé une autre fois dans les niveaux correspondants de la Brèche de la Hornfluh (A. Jaccard, 1904). C'est probablement une trace de ce faciès que l'on retrouve à Jutteninge (Le Petit), en passage latéral avec la base des Schistes inférieurs. On aurait donc là le Sinémurien (photo n° 12).

5. Des replis importants, accompagnés d'une schistosité, se développent ensuite dans les niveaux schisteux sus-jacents. Des bancs plus compétents de microbrèches ou de calcaires spathiques sombres soulignent alors la stratigraphie masquée dans les schistes.

Ce sont les Schistes inférieurs typiques, attribués classiquement, par superposition, au Lias moyen.

CONCLUSION.

Cette deuxième coupe permet d'observer les faciès oolitiques de l'Hettangien et échinodermiques du Sinémurien qui n'étaient pas visibles sur la coupe précédente, probablement en raison d'un passage latéral avec la base des Schistes inférieurs.

c- Conclusion sur la base de la série :

Il ressort de l'analyse de ces deux coupes et d'autres affleurements du pourtour de la nappe de la Brèche que :

1. La nappe débute avec le Norien, vraisemblablement. Tous les terrains antérieurs jadis rattachés à la nappe doivent en être soit détachés pour être réunis à l'unité sous-jacente (Taninges, Mine d'Or, ...), soit considérés comme des blocs géants d'un faciès frontal de la Brèche (voir plus loin).

2. On observe un passage continu entre le Norien, le Rhétien et l'Hettangien (Noro-rhétien des auteurs).

3. Cet ensemble n'a pas un cachet typiquement interne : il serait plutôt "ubiquiste", dès l'instant où on le dissocie des niveaux inférieurs qui étaient indubitablement Briançonnais. Ce sont les niveaux sus-jacents qui feront la différence.

2°/- Des "Schistes inférieurs" à la "Brèche supérieure" :

a- Les Schistes inférieurs :

1. Introduction.

Au-dessus des termes triasico-sinémuriens qui viennent d'être décrits se développe une formation à dominante schisteuse, nommée depuis M. Lugeon (1893) "Schistes inférieurs".

Ceux-ci atteignent une épaisseur de 350 à 500m dans la partie "radicale" de la nappe (pointe de la Golèse), épaisseur que de nombreux replis locaux exagèrent en apparence (plus de 1000m apparents dans les Hauts Forts). Par contre, les "Schistes inférieurs" manquent totalement au NW, dans la partie frontale de la nappe. Cette diminution de puissance, comme les auteurs précédents l'ont déjà noté, n'est pas dûe uniquement à un phénomène tectonique, mais également à une cause sédimentologique : on suit en effet régulièrement cette formation du SE au NW (cf. H.E. Hendry, 1969 ; R. Chessex, 1959).

Des travaux antérieurs (R. Chessex, 1959) ont décrit avec précision un certain nombre de coupes levées dans ces niveaux : ceux-ci se montrent assez variables dans le détail, mais leur vue d'ensemble est cependant d'une très grande monotonie.

2. *Importance morphologique*.

Les Schistes inférieurs sont visibles surtout en arrière de la nappe. Ils s'élèvent depuis les alluvions récentes de la vallée du Giffre, formant les parois abruptes au-dessus de Verdevant, Jutteninge, Verchaix et les premiers reliefs boisés dominant Samoëns en direction du col de Joux-Plane. Des niveaux plus compétents déterminent un premier cordon de petites crêtes qui courent depuis "Sur le Châble" jusqu'à la Pointe de Fornet, à la frontière franco-suisse, en passant par la Pointe de la Golèse. Les torrents (La Valentine, le Clévieux, la Manche, ...) ont entaillé facilement les tendres niveaux schisteux et coulent maintenant au pied d'impressionnantes falaises (Gorges de Chamossière, ...).

En avant de la nappe, on ne retrouve plus les Schistes inférieurs, qui disparaissent sous le Pic de Marcelly, si ce n'est sous la forme de quelques lits schisteux au-dessus de dolomies au NW de Taninges, ou d'intercalations (citées par M. Weidmann, 1972) dans le secteur de Saint-Jean-d'Aulps.

Au Sud du Giffre, A. Lillie (1936) en a repéré une klippe, dite "de Saint Sigismond", dont il a tracé les contours. Des Schistes inférieurs assez typiques peuvent effectivement être retrouvés aux Plaignes et aux Praz, mais je n'ai pas pu en suivre les contours pratiquement toujours couverts par la végétation, au-dessus d'importantes masses de dolomies (Crête de Saint-Sigismond).

3. *Description*. *(figure 31)*

. Le fond continu de la sédimentation est constitué de pélites noires ou brunes, terreuses, fissiles, très schistosées. Leur abondance relative justifie l'appellation de la formation.

Elles sont faiblement calcaires et réagissent à l'acide chlorhydrique sur la tranche (cassures fraîches), alors que les surfaces soyeuses et fréquemment micacées des débits schisteux restent inattaquables.

Ces schistes se laissent envahir d'intercalations de sédiments variés : calcaires, grès, microbrèches, brèches, ...

. A la base de la série, on remarque fréquemment des calcaires siliceux gris sombres, à pâte fine, rarement parcourus de zones silicifiées qui

apparaissent alors en relief. Ce sont, au sein des niveaux schisteux, d'ultimes récurrences du faciès des "Calcaires inférieurs" attribué au Sinémurien et dont la limite supérieure n'est jamais bien nette.

. Plus haut dans la série, de petits bancs gréseux (3 à 10cm) et, surtout, microbréchiques, deviennent nombreux, communiquant ainsi une "allure flyschoïde" à l'ensemble. Quelques bancs de calcaires spathiques noirs finement microbréchiques, à Echinodermes s'intercalent encore entre les lits schisteux.

L'une des caractéristiques originales des Schistes inférieurs est la présence en leur sein de brèches particulières, à ciment argileux noir, presque charbonneux et éléments exclusivement dolomitiques, jaunes par altération. Ces éléments sont tout à fait remarquables sur le terrain par la patine caractéristique qu'ils possèdent, qui tranche avec le fond sédimentaire schisteux brunâtre. Ils passent par contre pratiquement inaperçus en cassure fraîche, ciment et éléments dolomitiques se confondant en un gris sombre uniforme. Ce sont des brèches granoclassées, passant à des microbrèches et souvent couronnées d'une passée de calcaire spathique échonodermique noir.

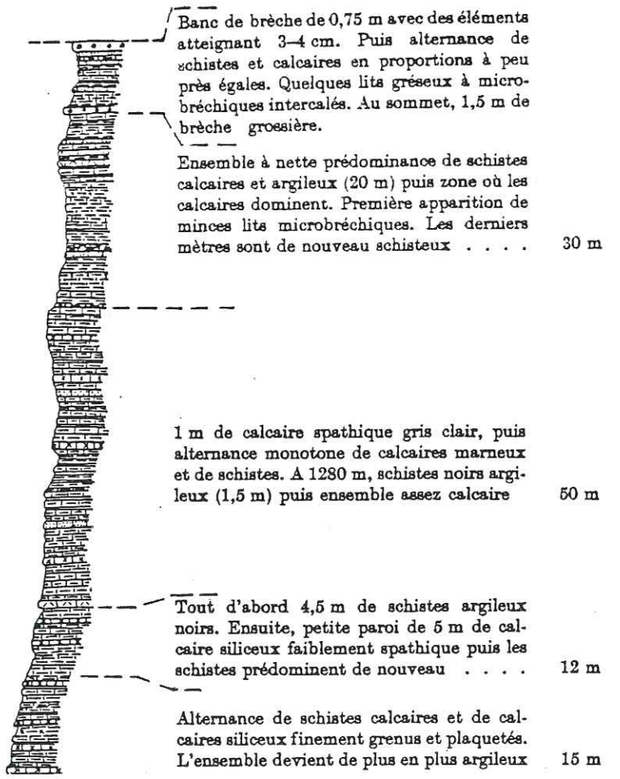


Fig. 31 : UNE COLONNE STRATIGRAPHIQUE DANS LES SCHISTES INFERIEURS (POINTE DE LA CORNE), R. Chessex (1959).

. M. Lugeon (1896), puis R. Chessex (1959) avaient déjà remarqué l'aspect usé des débris dolomitiques des niveaux bréchiques de ces Schistes inférieurs. Il semble que l'on doive supposer un éloignement relatif de la source du matériel dolomitique.

A leur sommet, les Schistes inférieurs s'enrichissent notablement en niveaux bréchiques, annonçant le faciès suivant.

4. *Contenu paléontologique et âge*.

Aucun fossile déterminable n'a été trouvé dans les Schistes inférieurs.

J'ai pu y récolter quelques débris de Bélemnites non dégageables, sur des dalles de calcaire noir. Il est possible d'y trouver de nombreux débris d'Echinodermes (on y cite des Pentacrines) dans les passées calcaires, ainsi que des fragments de Foraminifères benthiques (indéterminables), des Bryozoaires, de gros spicules de Spongiaires et des débris de Brachiopodes.

Les Schistes inférieurs, faisant suite aux Calcaires inférieurs attribués au Sinémurien, sont tout naturellement rapportés au *Lias moyen*.

Cependant, il n'est pas impossible que le Sinémurien, voire l'Hettangien, dont les faciès caractéristiques manquent fréquemment prennent par endroit le faciès schisteux, les Calcaires inférieurs passant latéralement à la base des Schistes inférieurs.

L'incertitude est encore plus grande en ce qui concerne l'âge de la limite supérieure (passage aux Brèches inférieures) qui change notablement du NW (plus ancien) au SE (plus récent), pouvant couvrir éventuellement une bonne partie du Lias supérieur.

b- La Brèche inférieure :

1. *Introduction*.

La deuxième unité lithologique distinguée par M. Lugeon (1893) forme par sa masse la partie la plus importante de la nappe : c'est la Brèche inférieure, unité à l'intérieur de laquelle les niveaux bréchiques sont particulièrement abondants.

Son épaisseur, changeante, varie complémentairement avec celle des Schistes inférieurs, en restant toutefois toujours notable. A l'Ouest, le Pic Marcelly, au-dessus de Taninges, offre l'épaisseur formidable de 1000 à 1300m (W.J. Schroeder, 1939 ; H.E. Hendry, 1969) alors qu'à la pointe de Nant Golon, à l'Est, on n'en relève pas plus de 350m.

2. *Importance morphologique*.

La Brèche inférieure détermine la première ligne de hauts sommets, en bordure de la vasque de la nappe. A l'Est, elle forme les pointes de Nant Golon, des Hauts Forts de Vorlaz, les croupes herbues de la Bourgeoise, couronne les falaises de Chamossière et de la vallée du Giffre ; à l'Ouest, le Pic Marcelly, les Pointes Perret et de Chaux-Fleurie et l'armature de la pointe d'Uble en sont constitué.

3. *Description*.

L'allure générale de la Brèche inférieure est celle d'alternances monotones de calcaires échinodermiques noirs, de brèches calcaires à éléments anguleux, de schistes sombres terreux (semblables aux Schistes inférieurs) et de grès microbréchiques.

On peut en relever quelques séquences caractéristiques sur les flancs du Pic Marcelly, le long de la crête de la Couennasse au-dessus du Praz de Lys (figure 32).

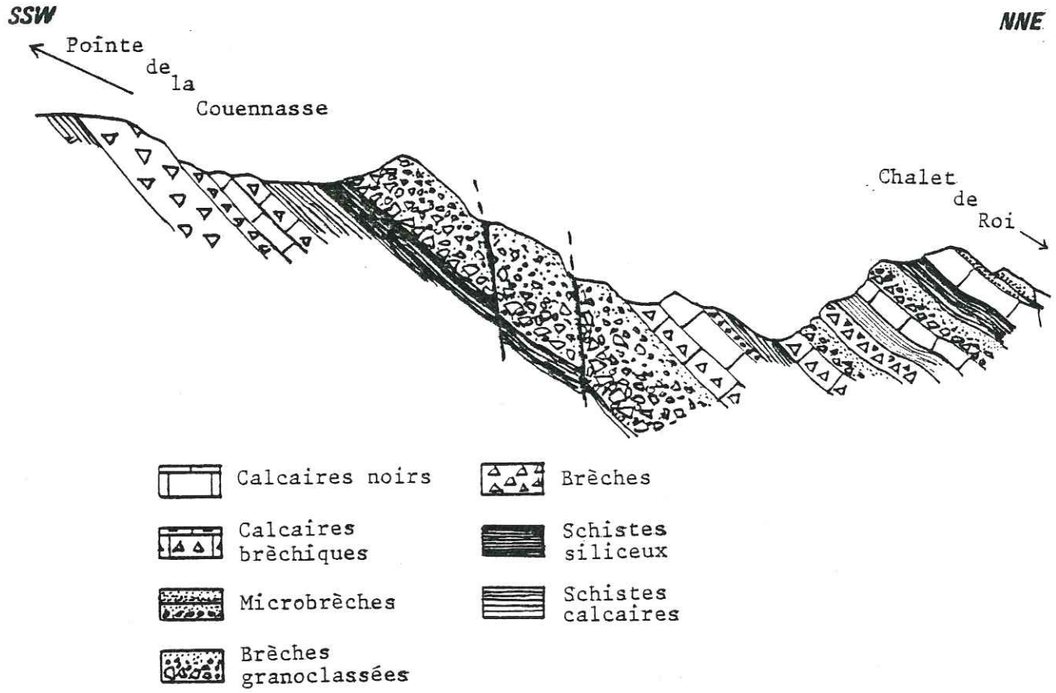
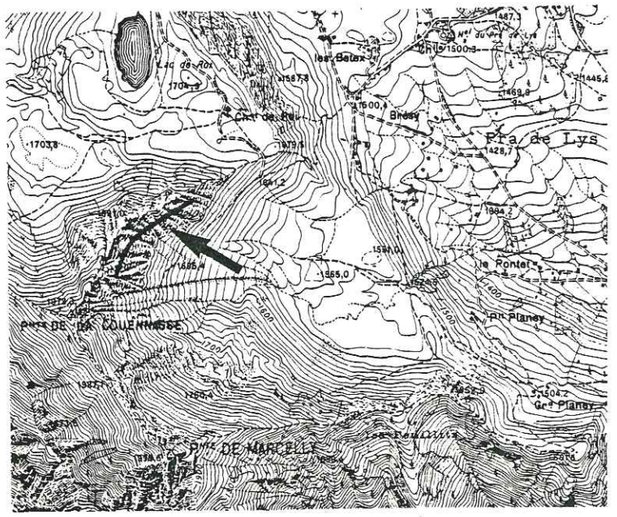


Fig. 32 : COUPE DE L'ARETE DE LA COUENNASSE.



Ce ne sont qu'alternances de niveaux bréchiques microbréchiques, calcaires échinodermiques et schistes plus ou moins calcaires. Ces alternances se répètent à l'envi. W.J. Schroeder (1939) en note 1300m sur la face nord du Pic Marcelly (Il ne faut cependant pas négliger les répétitions tectoniques difficiles à évaluer ici).

Les calcaires noirs sont oncolitiques, parfois riches en oxydes de fer et de manganèse entre les oncolites.

Ils renferment des débris d'Echinodermes (Encrines, radioles d'Oursins), des Bryozoaires, des morceaux d'algues calcaires, des spicules d'Eponges (photo n° 13).

Les Brèches sont formées de débris anguleux. Elles sont souvent granoclassées. Leur ciment est calcitique, semblable à celui des calcaires cités plus haut (photo n° 14).

On y rencontre : (W.J. Schroeder, 1939 ; H.E. Hendry, 1969).

- des calcaires dolomitiques gris, blancs ou jaunes ; des dolomies ; des brèches de dolomies (intraformationnelles) du Trias.
- des calcaires noirs ; des calcaires à Echinodermes ; des calcaires graveleux ; des calcaires lumachelliques du Lias inférieur.
- des calcaires oncolitiques ; des schistes siliceux noirs ; des calcschistes sombres du Schistes inférieur.

Ces éléments peuvent provenir des niveaux inférieurs de la nappe, témoignant donc de la proximité de la source également dénoncée par le caractère anguleux des éléments.

Les bancs de brèches sont parfois très épais (15-30m) mais ils sont discontinus : on les perd très rapidement latéralement au sein d'un "flysch" bréchique.

La taille des éléments varie à l'intérieur de chaque banc, les plus courants atteignant 5 à 10cm de diamètre.

On remarque une diminution relative de la taille moyenne des blocs d'Ouest en Est.

Dans la partie Est, les bancs bréchiques se font rares et les schistes siliceux les remplacent:on passe donc à un véritable faciès flysch (cf. figure 33).

H.E. Hendry (1969) interprète la Brèche inférieure comme une *"Inertia clast breccia"*, c'est-à-dire une brèche d'écoulement par inertie, formée par un matériel polygénique épais issu d'une fracturation dûe à des failles actives, répandu sur une pente raide et irrégulière. En d'autres termes, il s'agit d'accumulation de cônes de déjection sous-marins (submarine fans) à la base de falaises sans cesse rafraîchies et hachées par le rejeu constant de failles verticales (et/ou décrochantes).

H.E. Hendry place la zone d'alimentation au S.SW, dans la position actuelle de l'unité (avec une deuxième source au N.NW ?).

Etant donnée la répartition des bancs de brèche et l'évolution observée de la taille des éléments, il faut admettre que cette zone d'alimentation coïnciderait approximativement avec la zone frontale actuelle de l'unité.

Dans cette zone frontale, M. Weidmann et al. (1972) ont décrit le faciès particulier, dit "faciès frontal", de la Brèche, à blocs géants, déjà évoqué par M. Lemoine (1967) : les brèches ont incorporé d'énormes blocs, essentiellement de trias dolomitique (ce qui les a fait confondre avec le Trias, comme on le voit sur les actuelles cartes Annecy et Thonon 1/80.000), mais aussi de diverses séries : Rhétien lumachellique, quartzites triasiques, Verrucano, grès du Carbonifère.

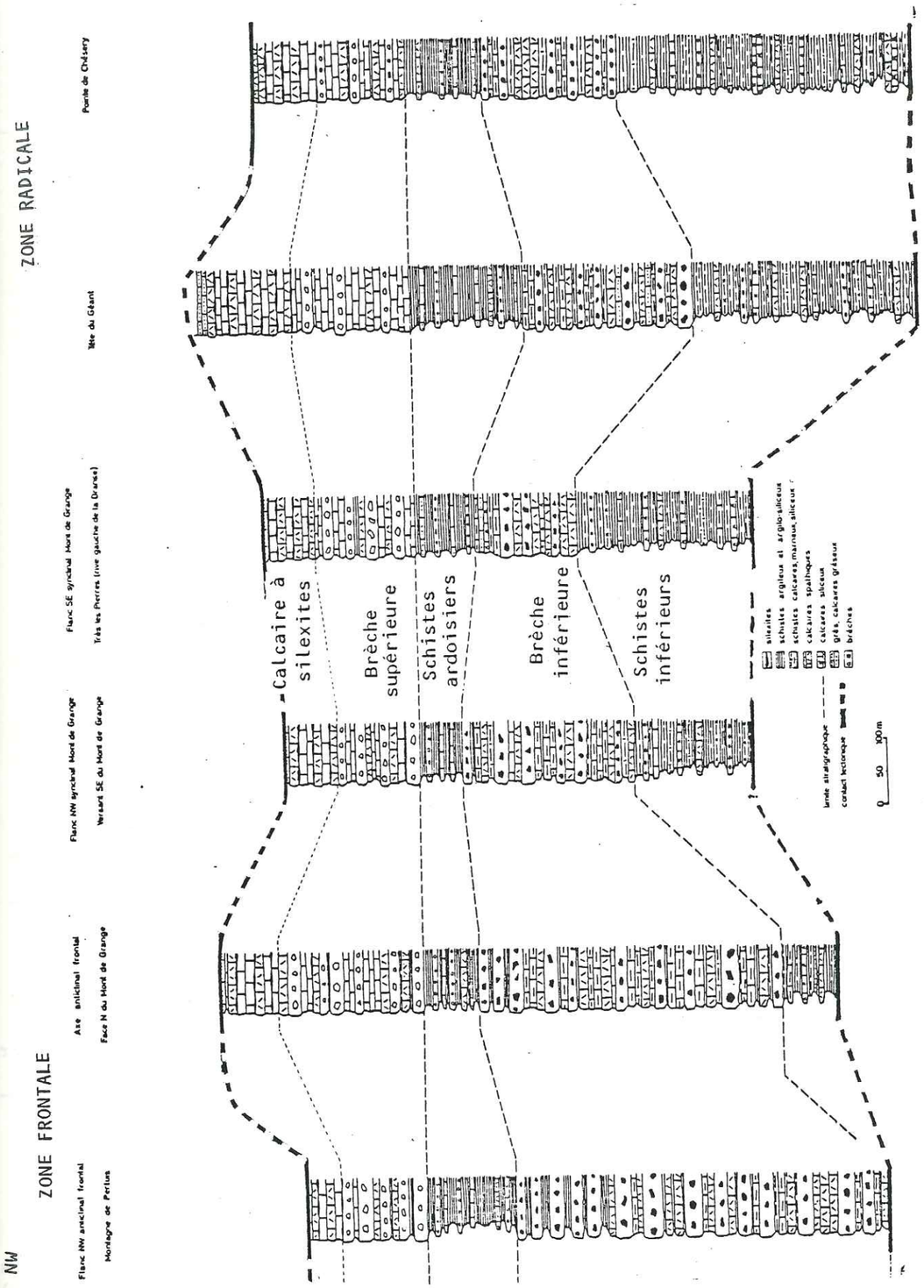


Fig. 33 : VARIATIONS LATERALES DES FACIES DE LA NAPPE DE LA BRECHE.
repris de R. CHESSEX (1959) (légèrement modifié)

Ces éléments, en très gros blocs, étaient auparavant interprétés comme le substratum en place de la nappe de la Brèche, au prix d'acrobatiques complications tectoniques.

Il convient maintenant de les considérer, au moins pour certains d'entre eux, comme des éléments dans la Brèche inférieure.

Le faciès frontal des Brèches inférieures est visible notamment sur l'arête du col de Bolire : éléments et ciment sont unis dans une dolomitisation générale, mais l'examen attentif révèle la nature bréchique de la roche, ainsi que l'intercalation sporadique de niveaux schisteux (type Schistes inférieurs).

Les niveaux de la Brèche inférieure se terminent par un épandage de turbidites plus fines annonçant le calme de la formation suivante.

4. Contenu paléontologique et âge.

. Dans ses niveaux calcaires, la Brèche inférieure peut livrer quelques débris organiques ; mais bien peu sont utilisables stratigraphiquement.

M. Lugeon (1893) y note quelques coquilles de Lamellibranches (*Pecten* sp., *Lima* sp.), de Brachiopodes et de Gastéropodes non déterminables, ainsi qu'un polypiers du genre *Parasmilia* et des débris de crustacés.

J'ai pu récolter des morceaux de Bélemnites.

Des foraminifères benthiques peuvent se rencontrer au coeur d'oncolites : *Textulariidés, Lagénidés, Rotalidés, Trocholines.*

M. Weidmann (1972) cite : *Nautiloculina oolithica, Protopeneroplis striata,* qui permettent d'attribuer un âge bathonien à la formation.

Les débris d'algues ne sont pas rares.

. Dans les niveaux les plus élevés, W.J. Schroeder (1939) indique la présence d'Algues calcaires : *Theobaldia circinalis* Hr. ; *Chondrites liasinus* Hr. ; *Chondrites intricatus* Brgn. ; *Chondrites divaricatus* Fisch. Oost. ; *Zamites renevieri* Hr. ; *Gyrophyllites multiradiatus* Hr. ; *Palaeodictyon* sp. ; *Palaeodictyon textum* Hr. ; *Gyrophyllites rehsteineri* (Heer.), permettant d'attribuer ces niveaux au Dogger sans plus de précision.

En conclusion, il faut admettre que la Brèche inférieure couvre le Lias supérieur et le Dogger.

De plus, le "faciès frontal", à blocs géants peut aussi représenter un passage latéral des Schistes inférieurs alors absents, sans qu'il soit possible de déterminer si cette absence est dûe à une cause uniquement tectonique. L'énorme épaisseur de Brèche inférieure en avant de la nappe pourrait s'expliquer *pro parte* par l'envahissement dans le Lias moyen par ce faciès bréchique des parties les plus occidentales.

Ce passage latéral est en tout cas bien argumenté par l'observation de colonnes sériées du SE au NW (fig. 33).

. La limite supérieure de la Brèche inférieure apparaît un peu plus précise. On la date du passage du Dogger à l'Oxfordien. (W.J. Schroeder (1939) rapproche ce niveau de passage des calcschistes à *Cancellophycus* du Pas du Roc).

c- Les Schistes ardoisiers :

1. Introduction.

Ils fournissent depuis très longtemps une ardoise réputée, l'ardoise de Morzine, exploitée encore actuellement. C'est le niveau le plus constant de la nappe. Il a une épaisseur de 200 à 300m et varie peu de faciès, tant verticalement qu'horizontalement.

2. Importance morphologique.

Les Schistes ardoisiers forment une bande continue de dépression entre les sommets bréchiques. Les vallées transversales creusées par les Dranses de Montriond et des Ardoisières, par l'Arpettaz, le Foron et le Boutigny, entaillant profondément ces schistes qui constituent donc la base de falaises abruptes.

3. Description.

A la différence des autres formations de la nappe de la Brèche, celle-ci est à dominante siliceuse, voir entièrement siliceuse. A la limite avec la Brèche inférieure, les bancs bréchiques ne sont pas rares. On en retrouve encore quelques-uns dans la masse des Schistes ardoisiers.

Ces brèches ont alors des éléments arrondis et bien classés (ce sont plutôt des conglomérats). Elles sont plus pauvres en éléments dolomitiques et on note l'apparition de galets de quartzites verts.

La caractéristique la plus importante est la présence de niveaux siliceux rouges et verts, surtout vers le haut de la série, contenant des fantômes de Radiolaires étirés.

Une coupe peut être levée dans les Gorges du Torrent de Boutigny, aux alentours du Pont de Bonavaz (près de la jonction avec le Foron).

Dans la partie supérieure de la coupe apparaissent des niveaux de brèche calcaire annonçant déjà le faciès "Brèche supérieure".

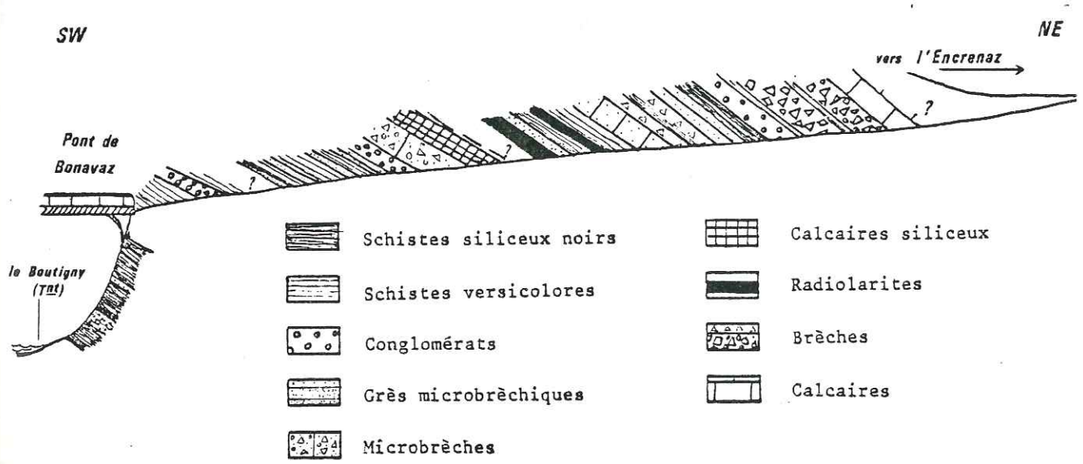


Fig. 34 : COUPE DANS LES SCHISTES ARDOISIERS, AU PONT DE BONAVAZ.

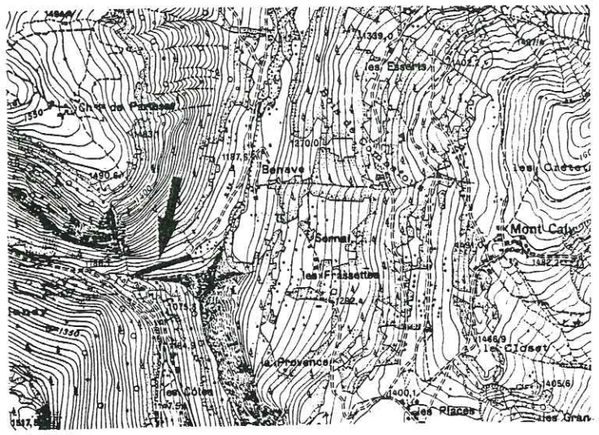


Schéma de situation.

Cette coupe permet d'observer sur une courte distance un grand nombre des faciès différents que peuvent offrir les Schistes ardoisiers. Notons en particulier les radiolarites rouges et vertes et les conglomérats.

Les Schistes ardoisiers traduisent une époque plus calme dans l'histoire de la sédimentation de la série de la Brèche, témoignant de l'arrêt de la tectonique verticale et d'un état de biostasie dans les terres émergées voisines.

H.E. Hendry (1969) postule l'existence, au milieu de l'étendue actuelle de la nappe de la Brèche, d'une ride ayant empêché le dépôt des Schistes ardoisiers : en effet, ceux-ci semblent disparaître à certains endroits.

4. *Contenu paléontologique et âge*.

. Les Schistes ardoisiers ne sont pas en fait des sédiments propres à contenir de nombreuses faunes.

. Les interlits schisteux s'ornent parfois de fucoïdes ou de Chondrites, sans valeur stratigraphique .

Ils renferment par places des fantômes de radiolaires souvent étirés et recristallisés. Au col de Lens d'Aulph, des lits de calcaires siliceux de l'extrême sommet des Schistes ardoisiers ont livré des radiolaires reconnaissables déjà cités par H. Douvillé en 1901 : *Coenosphaera* sp. ; *Sethocapsa* sp. ; *Lithocampe* sp. ; *Stichocapsa* sp. du Jurassique supérieur.

. Des morceaux de bois silicifiés s'y trouvent (M. Lugeon, 1904 ; F. Morel (1971) (cité par M. Weidmann, 1972) a retrouvé sous la pointe de la Chavache des morceaux de bois silicifié homoxylé araucarioïde rapporté au genre *Cladoxylon*, à cachet jurassique (dét. E. Boureau).

M. Weidmann (1972) cite en outre des Foraminifères :
Pseudocyclammina cf. *sequana* ; *Conicospirillina basiliensis*
qui datent l'Oxfordien.

Les Schistes ardoisiers sont donc rapportés à l'Oxfordien.

d- La Brèche supérieure.

1. *Introduction*.

Le deuxième niveau compétent de la nappe de la Brèche est celui de la Brèche supérieure. Celle-ci est, en fait, plutôt un calcaire détritique bréchique : elle se repère de loin par sa teinte claire et son litage régulier qui la distingue de la Brèche inférieure (voir Photo H; hors texte).

Son épaisseur varie, quoique moins rapidement que celle des autres ensembles. Elle atteint environ 100m à l'Ouest (Gorges du Foron et du Boutigny). R. Chessex (1959) en signale cependant 250m par endroits.

2. *Importance morphologique*.

La deuxième ligne de sommets de la vasque dessinée par la nappe en est constituée : les pointes de Nions, de Ressachaux, de Nantaux, les Rochers de Graidons, le Roc d'Enfer, la Pointe d'Uble. C'est elle qui couronne les falaises de la montagne de Séraussaix, des Gorges du Foron et de l'Arpettaz (Roc des Mais) : elle peut y former de véritables karsts qui témoignent bien de sa nature avant-tout calcaire. Elle disparaît au SE, à la hauteur du Col de Joux Plane (en partie pour des raisons tectoniques).

3. *Description*.

La Brèche supérieure ne passe jamais à un flysch, comme le fait la Brèche inférieure. Elle témoigne d'une mise en place moins profonde.

On peut l'observer dans le secteur du col de Somman, à l'Ouest du Praz-de-Lys.

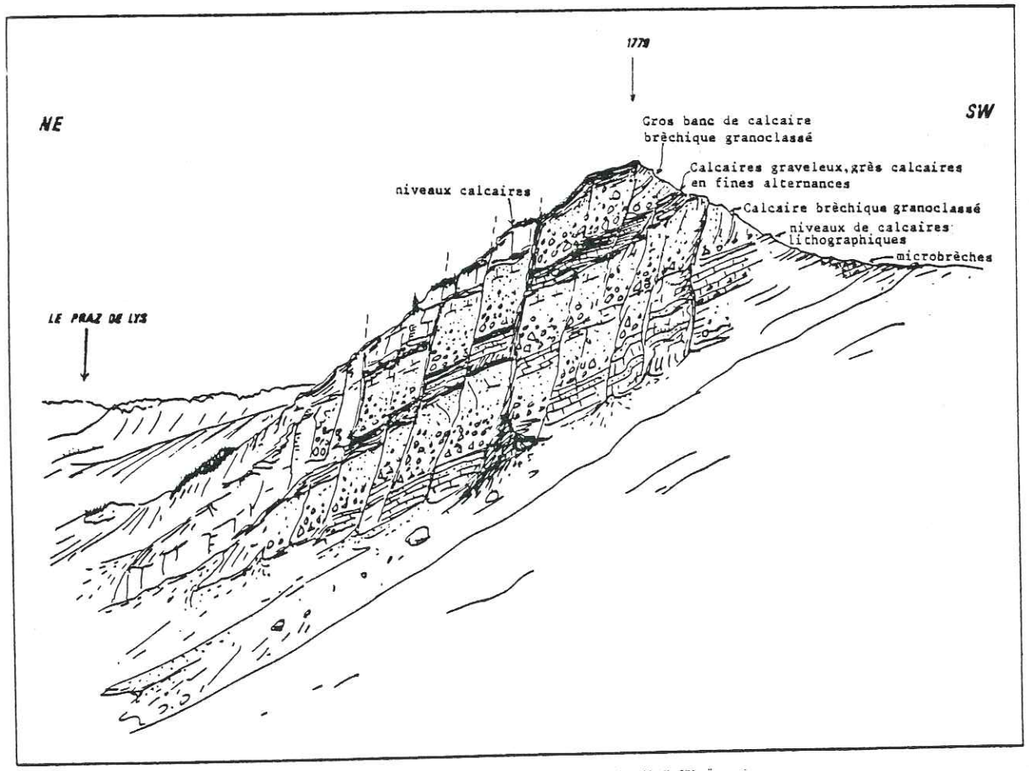


Fig. 35 : PANORAMA DE L'ARETE CULMINANT A 1779m, OUEST DU PRAZ-DE-LYS.

L'ensemble de la Brèche supérieure est calcaire.

Les brèches sont en général très bien granoclassées.

Les éléments qui les constituent sont un peu plus variés que ceux qui entrent dans la composition de la Brèche inférieure : calcaires dolomitiques et dolomies capucin du Trias supérieur ; quartzite blanc du Trias moyen (?) ; silex noirs (?) ; quartzites verts et microconglomérats à jaspe rouge du Verrucano ; schistes argileux noirs du Lias ; radiolarites ; calcaires noirs oncolitiques du Dogger.

En outre, W.J. Schroeder (1939) signale une roche éruptive permienne.

Tous ces éléments peuvent être attribués à des ensembles lithologiques antérieurs issus du même domaine paléogéographique.

. Les microbrèches ne sont que les fractions les plus fines de ces mêmes brèches.

. Les calcaires suivent les bancs de brèche sans discontinuité. Ce sont :
- soit des calcaires graveleux, dont le ciment peut contenir des Calpionelles ;
- soit des calcaires oncolitiques (photo n° 15) ;
- soit des calcaires fins, en général azoïques.

La Brèche supérieure est le résultat de coulées boueuses ("muds flows") sans courants de fond, formées à la base de reliefs de failles actives situées au NW. Elle se différencie bien de la Brèche inférieure par l'abondance de la matrice de boue calcaire, souvent prépondérante. Il ne semble pas qu'elle se soit déposée à une grande profondeur ; en tout cas, rien ne l'indique (contrairement à la Brèche inférieure, beaucoup plus "flyschoïde").

Il s'agit en somme d'une variété "bréchique" d'un faciès de plateforme carbonatée, en bordure d'une zone d'activité tectonique.

4. Contenu paléontologique et âge.

Les fossiles, quoique peu abondants (sauf les Calpionelles) sont suffisamment caractéristiques.

E. Steinmann (1901) a trouvé une *Ostrea gregaria* et un polypier du genre *Stylina*.

Les calcaires graveleux renferment de nombreux débris d'Echinodermes (Crinoïdes, radioles d'Oursins), des Textulariidés, des Lituolidés, des Trocholines, des Nautiloculines, en général indéterminables. J'ai pu trouver également : *Globochaete alpina* et *Calpionella alpina* (que R. Chessex (1959) trouve aussi dans les calcaires fins).

Cette association permet de dater la Brèche supérieure du Kimméridgien - Tithonique. En réalité, les faunes n'apparaissent pas à la base de la formation, ce qui laisse penser à R. Chessex (1959) que celle-ci pourrait débuter un peu avant.

e- Les Calcaires à silexites.

En continuité avec la Brèche supérieure, par épuisement des sources de matériel détritique, on passe régulièrement aux Calcaires à silexites.

1. Importance morphologique.

Les Calcaires à silexites sont difficilement séparables morphologiquement de la Brèche supérieure sous-jacente. Ils couronnent la pointe de Nions.

Ce sont eux que l'on retrouve au-dessus du col de Joux Plane, passablement tectonisés, de même qu'au Roc des Mais (falaise Est des Gorges du Foron) et à "Sur le Saix" (falaise Nord des Gorges de l'Arpettaz). Le Roc d'Enfer et le flanc est de la Pointe d'Uble en sont revêtus ainsi que la crête de Seraussaix dans le secteur d'Avoriaz.

2. Description.

- Coupe d'Avoriaz - Joux Verte (figure 36).

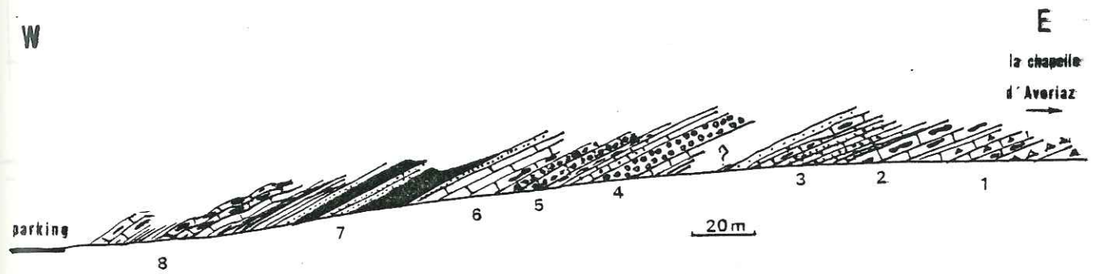


Fig. 36 : COUPE DANS LES CALCAIRES A SILEXITES SUR LA MONTAGNE D'AVORIAZ.

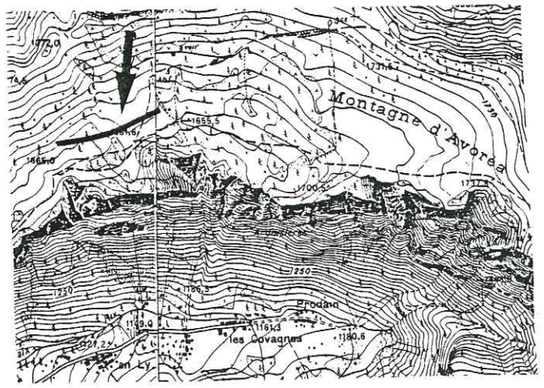


Schéma de situation.

1. Non loin de la Chapelle d'Avoriaz, les premiers affleurements débutent par des calcaires fins alternant avec des boues de brèche très fine contenant de petits débris de quartzites verts (Permien à faciès Verrucano).
2. Des rognons de silex apparaissent au sein des bancs calcaires. On note toujours quelques récurrences microbréchiques. Les bancs calcaires ont entre 10 et 30cm d'épaisseur.
3. Des lits gréseux intercalés de fins lits calcaires (2/5cm) annoncent le retour de composantes détritiques. Toutefois, les bancs de calcaires à silex restent la règle.
4. Quelques niveaux de conglomérat granoclassé à ciment calcaire sont visibles : les éléments sont bien arrondis et n'excèdent pas 2cm de diamètre à la base des bancs.

5. Des calcaires graveleux oolitiques, riches en débris de Foraminifères font suite directement à ces derniers niveaux microbréchiques.

6. Retour à des bancs purement calcaires (photo n° 16), riches en Calpionelles parmi lesquelles on identifie : *Calpionella alpina ; Crassicolaria parvula ; Calpionella elliptica ; Radiolaires en "pagodes"*, de la limite Tithonique - Berriasien.

Un autre niveau, sans silex, a fourni des *Saccocomidés ; Calpionella alpina* (rares) *; Tintinopsella carpathica ; Remaniella (dadayi ?) (cadishiana ?)* qui indiquent le Berriasien, ainsi qu'une *Calpionellites sp.* douteuse de la base du Valanginien inférieur.

7. Niveaux schisteux noirs et grès fins (une douzaine de mètres).

8. En arrivant à un petit parking, on retrouve les Calcaires à silexites. On peut les suivre encore latéralement. Ils sont parfois plissés, si bien que leur épaisseur est délicate à estimer. Les lits de silex qui les sillonnent peuvent atteindre 10cm d'épaisseur : ils sont en général disposés selon la stratification.

Cette coupe d'Avoriaz montre un certain nombre d'alternances caractéristiques des Calcaires à silexites. D'autres coupes permettent cependant d'en avoir des étendues plus considérables mais moins variées (Col du Foron, etc...).

Au Vuargne[1] (col de Joux-Plane), les niveaux de Calcaires à silexites (sans silex) ont livré :

- *Neotrocholina valdensis ;*
- Petits foraminifères ;
- Fragments de Balanes ;
- Bryozoaires ;
- Fragments de Rudistes ;
- Un tour d'oolite.

L'ensemble donne le *Néocomien* sous un faciès de plateforme.

Dans le torrent de Bonavaz (voir coupe suivante) P. Bernheim (1962) a trouvé des Stomiosphères au maximum barrémiennes, ainsi que *Calpionellites darderi* qui indique le Valanginien.

Les Calcaires à silexites sont donc Tithonique supérieur à Néocomien. Leur dépôt témoigne de la fin de l'activité de failles qui ont fourni le matériel des brèches et le retour à des sédimentation calme.

3°/- Le sommet de la série :

La puissante série de la nappe de la Brèche se termine par un ensemble de terrains qui ont beaucoup souffert d'érosions ultérieures. Ils peuvent par conséquent manquer en de nombreux endroits.

---

(1) Le "Vuargne" est le nom de la crête qui court au col de Joux-Plane au col du Ranfolly. Cette appellation a disparu des cartes depuis fort longtemps, mais elle est restée dans la littérature géologique.

a- Coupe du torrent de Bonavaz (partie inférieure) :

La coupe du torrent de Bonavaz, levée dans un torrent qui descend perpendiculairement au Foron, sur sa rive gauche, en montre l'essentiel, au moins pour ce qui affleure dans le Haut-Chablais. Elle commence au-dessus de la Brèche supérieure et recouvre donc aussi les Calcaires à silexites. P. Bernheim (1962), G. Mathez (1962) puis C. Caron et M. Weidmann (1967) l'ont déjà décrite en détail.

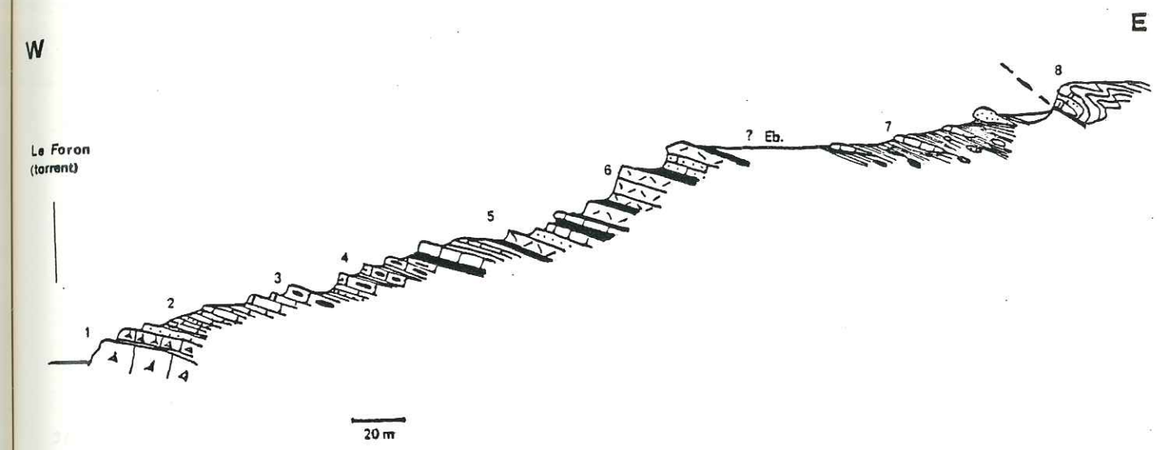


Fig. 37 : COUPE DU TORRENT DE BONAVAZ, PARTIE INFERIEURE.

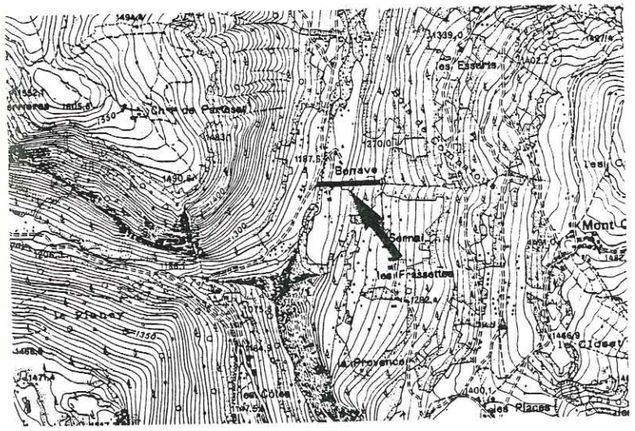


Schéma de situation.

1. Sur la rive gauche du Foron, on peut voir nettement les gros bancs de brèches calcaires typiques de la Brèche supérieure.
2. Bancs de calcaires fins et de microbrèches, à *Calpionella alpina* et Saccocomidés.
3. Apparition de lits de silex noirs, souvent bien en relief sur les calcaires blancs. Un sentier traverse ici le torrent. P. Bernheim (1962) a daté ici le Néocomien basal *(Calpionellites darderi)*.

4. Calcaires à silexites (ici exempts de Calpionelles) intercalés de lits schisteux noirs.

5. Schistes, accompagnés de bancs de calcaires gréseux devenant prépondérants. Quelques bancs quartzitiques sombres font leur apparition. C'est la "Série à Quartzites", à vrai dire ici assez pauvre en quartzites vrais. C'est P. Bernheim (1962) qui a différencié cet élément caractérisé par la présence de quartzite glauconieux.

5. D..

nifères font

ui. descend
tiel, au
Calpion
lariossus
mis.

réseux sombres se développent de plus en plus pour
flysch" (schistes noirs, grès et calcarénite glau-
pu trouver quelques microfaunes naines *(Praeglo-*
es par G. Mathez (1962), à cachet albo-cénomanien.
967) la date également du "Gault". En 1963, M.
rmation analogue située plus en avant, du Crétacé
alynologie (photo n° 17).

chaotique". Cet ensemble, baptisé ainsi par C.
) porte particulièrement bien son nom. Ce sont es-
noirs, sans litage ordonné, truffés de blocs exo-
. Leur allure est parfaitemement chaotique, et ce-
ci à toutes les échelles (voir photo n° 18).

Dans le torrent de Bonavaz, les blocs et lentilles ne semblent pas excéder 50cm de long. On peut échantillonner, par ordre d'abondance :

- des grès noirs, ubiquistes ;
- des calcaires gréseux glauconieux, identiques à ceux de la "Série à Quartzites" ;
- des calcaires pélagiques roses et verts clairs de type "Couches Rouges" dans lesquels on trouve : *Globotruncana stuartiformis ; Globotruncana arca ; Globotruncana linnei ; Globotruncana (sp. Sigali ?) (ou gr. stephensoni ?)* (ou passage à *caliciformis) ; Heterohelicidae ; Hedbergelles.*

Cette association date le Campanien supérieur - Maestrichtien.

- des calcaires pélagiques sans globotruncana dont certains peuvent être paléocènes : *Heterohelicidés ; Hedbergelles ; Ticinelles (?)* ou *Rotalipora (?)* qui pourraient indiquer l'Albien supérieur (?) ;
- des radiolarites étirées ;
- des calcaires blonds type "à Helminthoïdes". C. Caron et M. Weidmann (1967) ont repéré en outre des conglomérats de type Mocausa (considérés comme caractéristiques des nappes supérieures, de la Simme surtout) ;
- de très petits éléments de Roches Vertes (gabbros, serpentinites, ...) ;
- des brèches à Foraminifères éocènes.

Cet ensemble est inclus dans une matrice schisteuse trop écrasée pour avoir pu fournir des micro ou nannofossiles.

Ce complexe chaotique est présumé *Priabonien* sur la foi des derniers éléments rencontrés (grès à Discocyclines).

Sur la face nord de la crête de Séraussaix, le complexe chaotique renferme des blocs géants de Crétacé supérieur (20 à 25m de long), ainsi que des brèches à Discocyclines et grandes Nummulites.

8. Au-dessus du "Complexe chaotique", qui forme ici un replat, apparaît brutalement une série gréseuse très plissée qui appartient aux unités tectoniques supérieures.

CONCLUSION.

Cette coupe permet de mettre en évidence au-dessus des Calcaires à silexites :

. un *pré-flysch albo-cénomanien* dont la présence peut être importante du point de vue reconstitution paléogéographique ;

. un *wildflysch* en continuité avec celui-ci, se développant dans le *Priabonien.*

Le matériel olistolitique provient de plusieurs sources différentes, d'inégale importance quantitative :

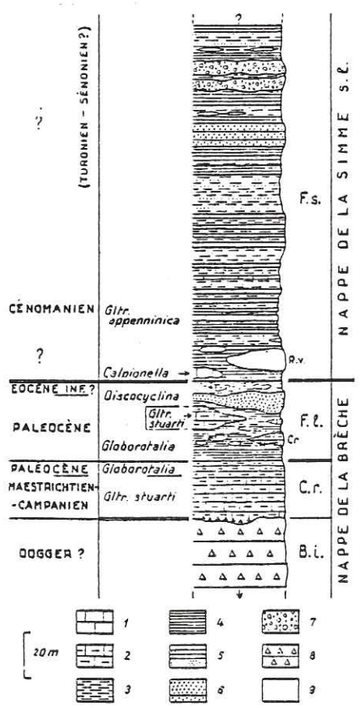
- un matériel "proximal", représenté essentiellement par des éléments de la séquence sédimentaire de la Nappe de la Brèche (grès, quartzites, brèches, calcaires fins, schistes, Couches Rouges) (ou du domaine briançonnais ? : Couches Rouges, ...) ;
- un matériel "distal", issu des nappes du Gurnigel, des Dranses, de la Simme et des Gêts (calcaires blonds, grès conglomérats de la Mocausa, Roches Vertes, calcaires fins à Saccocomidés, ...). Ce wildflysch traduit l'arrivée des nappes préalpines très internes.

. Ce bassin de flysch est donc un jalon important pour la reconstitution de l'évolution cénozoïque de la chaîne alpine.

Il nous reste cependant une importante lacune stratigraphique entre l'albo-cénomanien et le priabonien.

b- Quelques compléments visibles en Suisse (Kalberhöni), C. Caron (1965).

Une coupe réalisée dans la région du Kalberhöni, près de Gstaad (Préalpes Romandes) par C. Caron en 1965 montre une série qui "monte" un peu plus haut dans la série :



Subdivisions lithologiques :

B.i.: Brèche inférieure.
C.r.: Couches rouges.
F.l.: Flysch à lentilles.
F.s.: Flysch supérieur.
R.v.: "Roches vertes".

Figurés lithologiques :

1. Calcaires fins.
2. Calcaires argileux et calcschistes.
3. Schistes marneux.
4. Schistes argileux noirs et rouges.
5. Grès calcaires fins.
6. Grès grossiers bruns ou verdâtres.
7. Conglomérats polygéniques.
8. Brèche.
9. "Roches vertes".

Fig. 38 : COUPE SCHEMATIQUE DES FLYSCH DU KALBERHONI. C. Caron (1965).

Sur cette colonne schématique, on remarque :

1. Les "Couches Rouges", calcaires pélagiques à Globotruncana du Campanien - Maëstrichtien : elles viennent transgresser directement sur la Brèche inférieure.

Il y a donc eu une très importante *érosion anté-campanienne*. D'autre part les "Couches Rouges", celles-là mêmes que l'on retrouve aussi en éléments dans le "Complexe chaotique" se déposent ici, en position prépiémontaise.

2. Le "Complexe chaotique" ne se développe qu'au-dessus des "Couches Rouges" paléocènes (ici apparamment sans discordance, encore que le passage soit très rarement visible).

On doit donc admettre l'existence d'une *transgression campanienne* arrivée sur une série de la Brèche passablement érodée. En Chablais, si ce contact transgressif a jamais existé, les effets d'une érosion ultérieure, précédant le dépôt du "Complexe chaotique" l'on dépassé et ont atteint la Brèche supérieure ou la série à Quartzites.

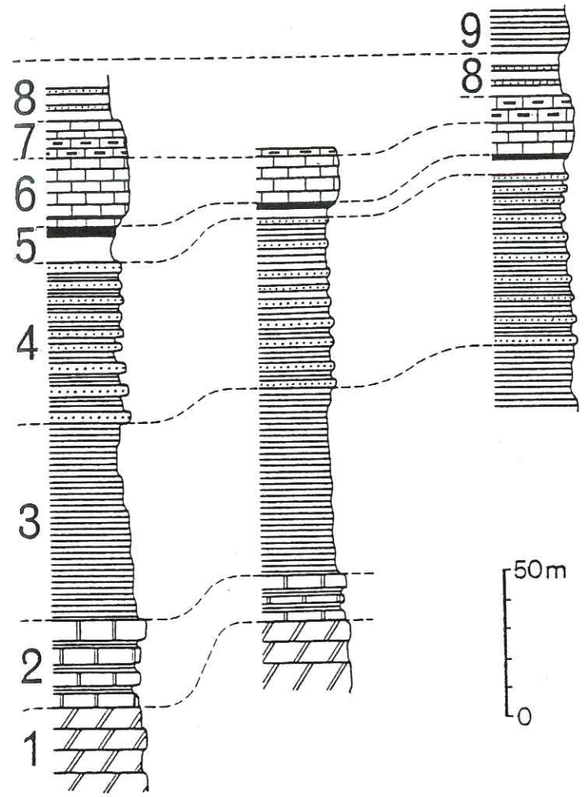
4°/- Conclusion :

Les auteurs ont proposé une position prépiémontaise pour cet ensemble sédimentaire. De fait, la succession des terrains y est assez caractéristique :

1. Norien à faciès Hauptdolomit.
2. Rhétien à Lamellibranches.
   Hettangien oolitique.
3. Lias inférieur calcschisteux et calcaire à passées finement détritiques (= "Lias prépiémontais").
4. Lias moyen et Dogger très détritique, bréchique ou microbréchique (à éléments de Trias calcaréodolomitique).
5. Malm basal schisteux et siliceux, riche en jaspes rouge lie-de-vin et verts.
6. Malm sous forme de calcaires bréchiques intercalés de schistes et calcaires.
7. Malm supérieur et Crétacé inférieur calcaire à silex lités.
8. "Préflysch" Albo-cénomanien.

Il s'agit d'une séquence que l'on retrouve presque identique dans la série de la Roche des Clos - Grande Hoche du massif (fig. 39) près de Briançon, attribuée par M. Lemoine et al. (1978) au Prépiémontais.

Notons que les niveaux bréchiques du Malm manquent ici par rapport à la série de la Brèche. Mais ceux-ci peuvent n'être dus qu'à des mouvements très locaux (cf. M. Lemoine, M. Bourbon et P. Tricart, 1978).



1. Norien (faciès Hauptdolomit).
2. Rhétien-Hettangien.
3. Calcschistes à passées gréseuses : Lias inférieur.
4. Calcaires gréseux et schistes, brèches ou microbrèches intercalées. Lias moyen à Dogger.
5. Jaspes verts ou lie-de-vin : début du Malm.
6. Calcaires fins : sommet du Malm.
7. Calcaires à chert : Crétacé inférieur.
8. Schistes argileux gris et noirs avec microbrèches et grès granuloclassés : Aptien-Cénomanien.
9. Calcschistes à passées gréseuses. Crétacé supérieur.

Fig. 39 : LA SERIE ROCHE DES CLOS - GRANDE HOCHE. (M. Lemoine et al., 1978).

050 032472 4

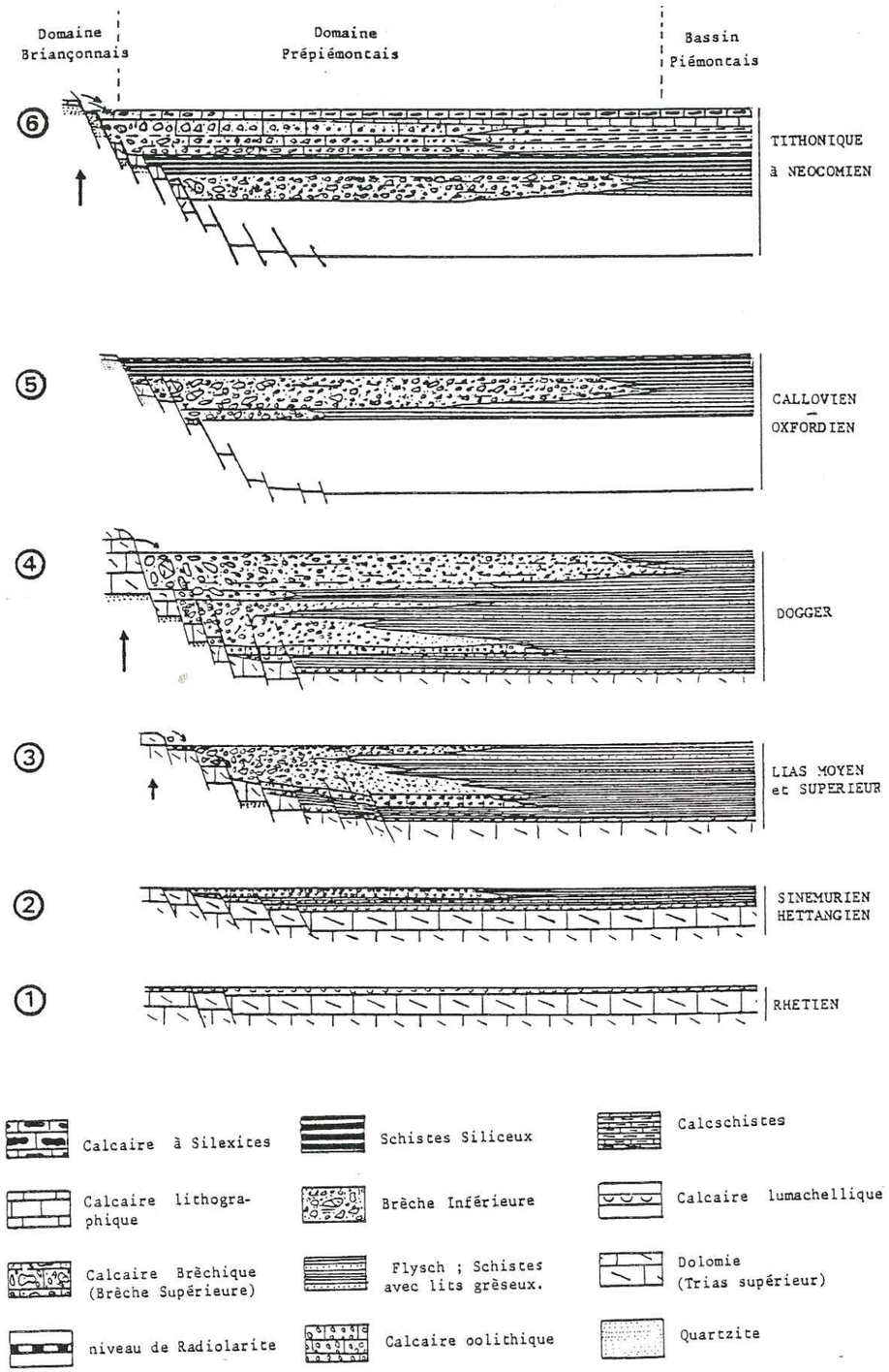


Fig. 40 : RECONSTITUTION DE LA SEDIMENTATION DU MESOZOIQUE DE LA NAPPE DE LA BRECHE.

C. EVOLUTION SEDIMENTAIRE DE LA NAPPE DE LA BRECHE.

Les caractères sédimentologiques de la série de la nappe de la Brèche sont suffisamment tranchés pour que l'on puisse retracer les grandes lignes de son histoire sédimentaire (figure 40).

1°/- Au Trias :

0. Les dépôts calcaires du Keuper ont dû être épais si l'on en croit l'abondance des débris de ce trias dolomitisé que l'on retrouve dans le reste de la série. Ce faciès n'est pas caractéristique d'une zone particulière. On pourrait tout aussi bien l'attribuer au Briançonnais voisin. Il s'est déposé sur un substratum permo-werfénien (quartzites et Verrucano) dont les éléments ont été repris dans la Brèche supérieure.

1. Le Rhétien est lui aussi banal : il manque, comme le Keuper au front de l'unité. On peut placer le début de la subsidence du bassin de la Brèche à cette époque.

2°/- Au Jurassique :

2. La subsidence s'accentue à l'Hettangien-Sinémurien ; alors que se déposent peut-être déjà des pélites calcaires (faciès Schistes inférieurs) en certains endroits, des Calcaires pseudo-oolitiques ("Calcaires inférieurs") se développent ailleurs.

3. Le Lias moyen et supérieur voit le dépôt de brèches d'inerties en bordure du bassin, qui passent rapidement à des pélites calcaires (Schistes inférieurs) en s'éloignant des reliefs.

4. Un paroxysme d'activité sismique secoue la zone faillée au Dogger, donnant naissance à une imposante série bréchique qui évolue en flysch en s'éloignant de la source du matériel détritique. Des structures sédimentaires turbiditiques sont clairement enregistrées. En suivant M. Weidmann (1972), on peut penser que des prairies à Crinoïdes situées sur les escarpements faillés ont dû fournir le matériel des calcaires à encrines roulés qui forment les sommets des bancs bréchiques.

C'est la Brèche inférieure, et son avatar flyschoïde plus interne, sédiment sans doute profond, comme l'indiquent les bancs schisteux noirs (les calcaires sont en fait des turbidités calcaires).

5. Au Callovo-Oxfordien, le calme règne à nouveau. L'environnement sédimentaire est probablement encore profond, comme en témoigne la faible teneur en calcaire des "Schistes ardoisiers", et la présence de radiolarites. Des régions émergées en état de biostasie ont fourni des troncs flottés.

6. La fin du Jurassique voit la recrudescence de l'activité tectonique ; dans un environnement moins profond (on trouve des Huîtres et des Polypiers) se déposent alors des calcaires bréchiques. Les Calcaires à silexistes leur succèdent lors d'une période de calme sismique. La présence de silex pourrait indiquer un approfondissement qui amènerait le fond de la mer au voisinage de la C.C.D. (mais il importe de se méfier des reconstitutions de paléoprofondeur fondées uniquement sur des variations lithologiques).

Comme je l'ai déjà fait remarquer, l'observation de colonnes sériées du Jurassique de la Brèche permet de situer la source du matériel au NW du front actuel de l'unité (voir fig. 40). H.E. Hendry (1969), après sa très fine analyse sédimentologique penche pour un relief de failles actives situé au SW pour la Brèche inférieure et au NW pour la Brèche supérieure.

De toute façon, les apports se font de manière générale du côté externe vers le côté interne ; l'orientation précise est sans doute susceptible d'importantes variations locales selon les caprices du réseau de failles existant, des reliefs et des courants qu'il a engendrés.

3°/- Au Crétacé inférieur :

Au-dessus des calcaires à silex, qui montent jusqu'au Néocomien (Barrémien ?) se développe un "préflysch" (au sens de R. Trümpy), série détritique, que P. Bernheim (1962) a baptisé "formation (ou série) à Quartzites" ; celle-ci peut être datée du Crétacé moyen (Barrémien à Cénomanien). Cette série n'existe plus que sporadiquement au sommet de la nappe, car des érosions ultérieures l'ont affectée.

4°/- Au Crétacé supérieur :

Une première érosion, antérieure à une *transgression campanienne*, n'a pas laissé de traces en Chablais et ne peut donc être avancée que comme hypothèse : un tel évènement ne serait pas étonnant car il est constant dans les différentes zones isopiques alpines et, de plus, il apparaît très nettement dans les zones homologues des Préalpes Romandes (Kalberhöni, C. Caron, 1965) (somme toute à peu de distance).

Par ailleurs, l'abondance des calcaires pélagiques de type "Couches Rouges" (allant du Campanien au Paléocène) comme éléments d'origine locale dans le wildflysch priabonien laisse supposer que la série de la Brèche s'est jadis poursuivie plus tard, comme dans les Préalpes Romandes, peut-être jusqu'à des grès néritiques à Discocyclines de l'Eocène inférieur, avec ou sans érosion anté-campanienne.

5°/- Au Tertiaire :

Une deuxième érosion, antérieure au dépôt du wildflysch priabonien a certainement atteint des niveaux plus bas encore. Elle semble avoir éliminé toute la partie supérieure de la série (jusqu'au flysch albo-cénomanien et peut-être plus encore localement). Le Wildflysch lui-même remanie des éléments proximaux (locaux ?) provenant d'endroits préservés par cette érosion situés au-dessus des séries prépiémontaises et/ou dans leur voisinage (Briançonnais ? ...), sous un régime de contraintes tectoniques importantes (ce n'est pas une brèche, mais bien un "complexe chaotique", à toutes les échelles), qu'elles soient tangentielles ou décrochantes. Aux éléments proximaux viennent s'ajouter quelques éléments distaux, peu abondants et de petite taille : flysch des unités supérieures, roches vertes, conglomérat de la Mocausa (= Simme), etc..., témoins du déroulement simultané de grands évènements tectoniques dans un domaine plus interne, comme nous le verrons plus loin.

Ainsi se termine l'histoire sédimentaire de la nappe de la Brèche alors que son histoire tectonique essentielle vient en fait de commencer.

QUELQUES MICROFACIES DE LA NAPPE DE LA BRECHE.

Photo n° 11 : Calcaire à Lamellibranches et Brachiopodes.
Rhétien.
Lame ML 54-1 - x 5,5.

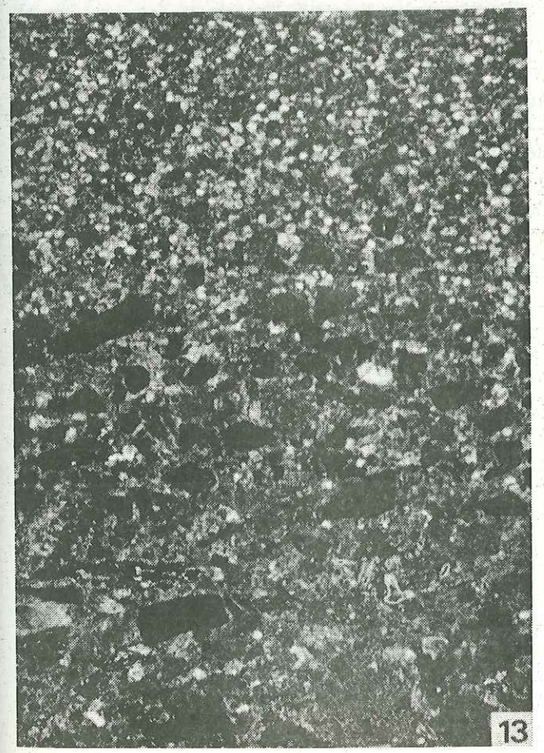
Photo n° 12 : Calcaire échinodermique à Foraminifères benthiques.
(Faciès des "Calcaires inférieurs).
Lias (inférieur) (Sinémurien ?).
Lame ML 45-1 - x 9.

Photo n° 13 : Calcaire microbréchique avec une passée à gros spicules.
Un faciès des "Brèches inférieures .
Lame ML 303 - x 5,5.

Photo n° 14 : Brèche inférieure.
La Biolle (Taninges).
Lame ML 226 - x 14.

11

12


13

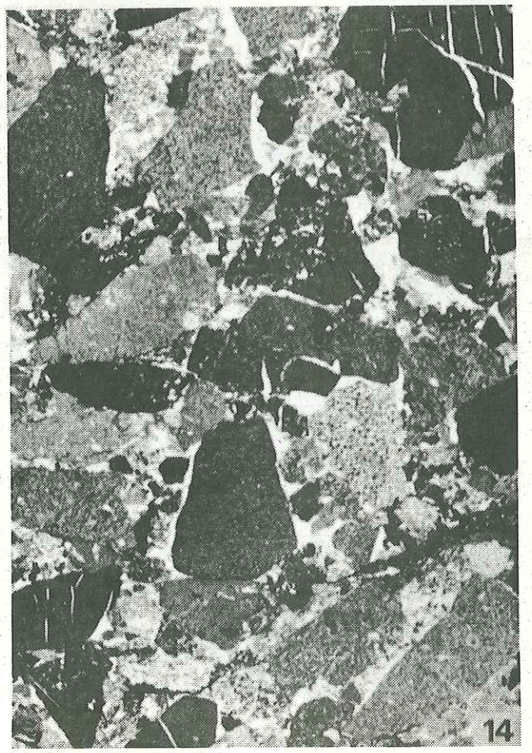
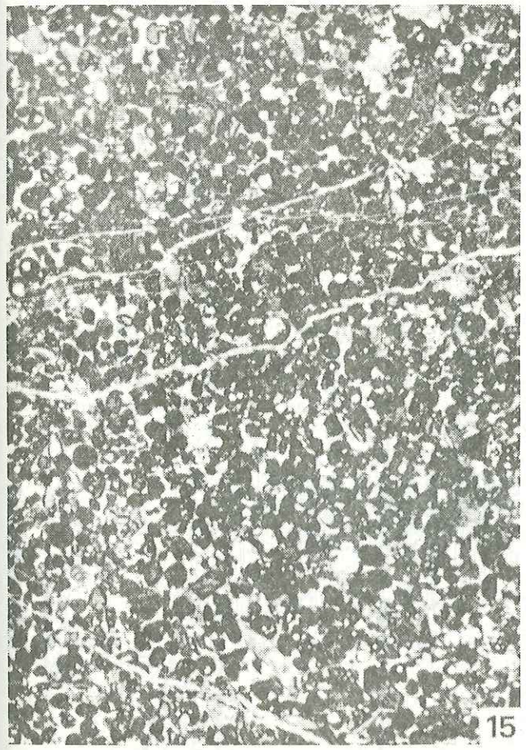

14

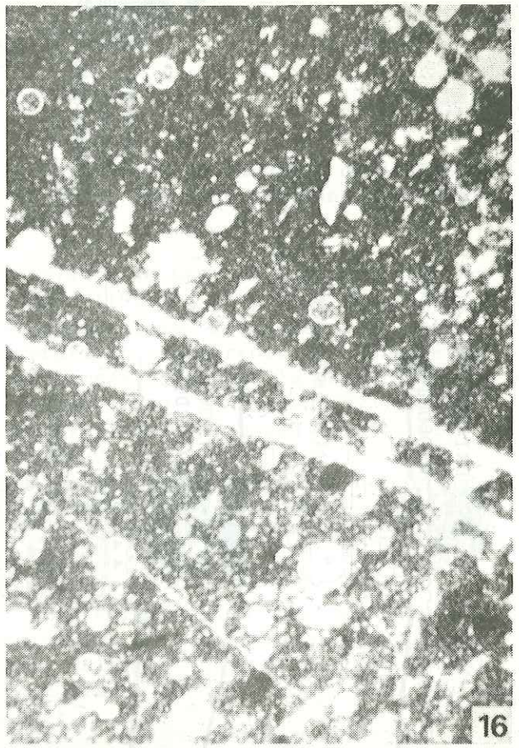
Photo n° 15 : Calcaire oncolitique.
Brèche supérieure.
Route du col du Foron.
Lame ML 138 - x 14.

Photo n° 16 : Calcaire fin à Calpionelles.
Tithonique-Néocomien.
Calcaires à silexites.
Les Places (Mont Caly).
Lame ML 294 - x 64.

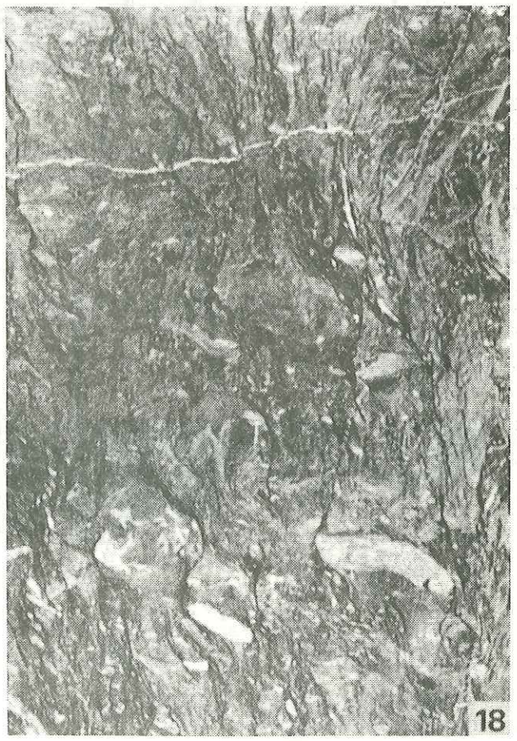
Photo n° 17 : Grès quartzitique lité.
Albo-cénomanien (?).
Série à quartzites.
Chalets d'Uble.
Lame ML 40-3 - x 14.

Photo n° 18 : "Wildflysch" de la nappe de la Brèche.
(avec morceaux de calcaires pélagiques à Globotruncanes).
Torrent de Bonavaz.
Lame ML 11-4 - x 5,5


15


16

17


18

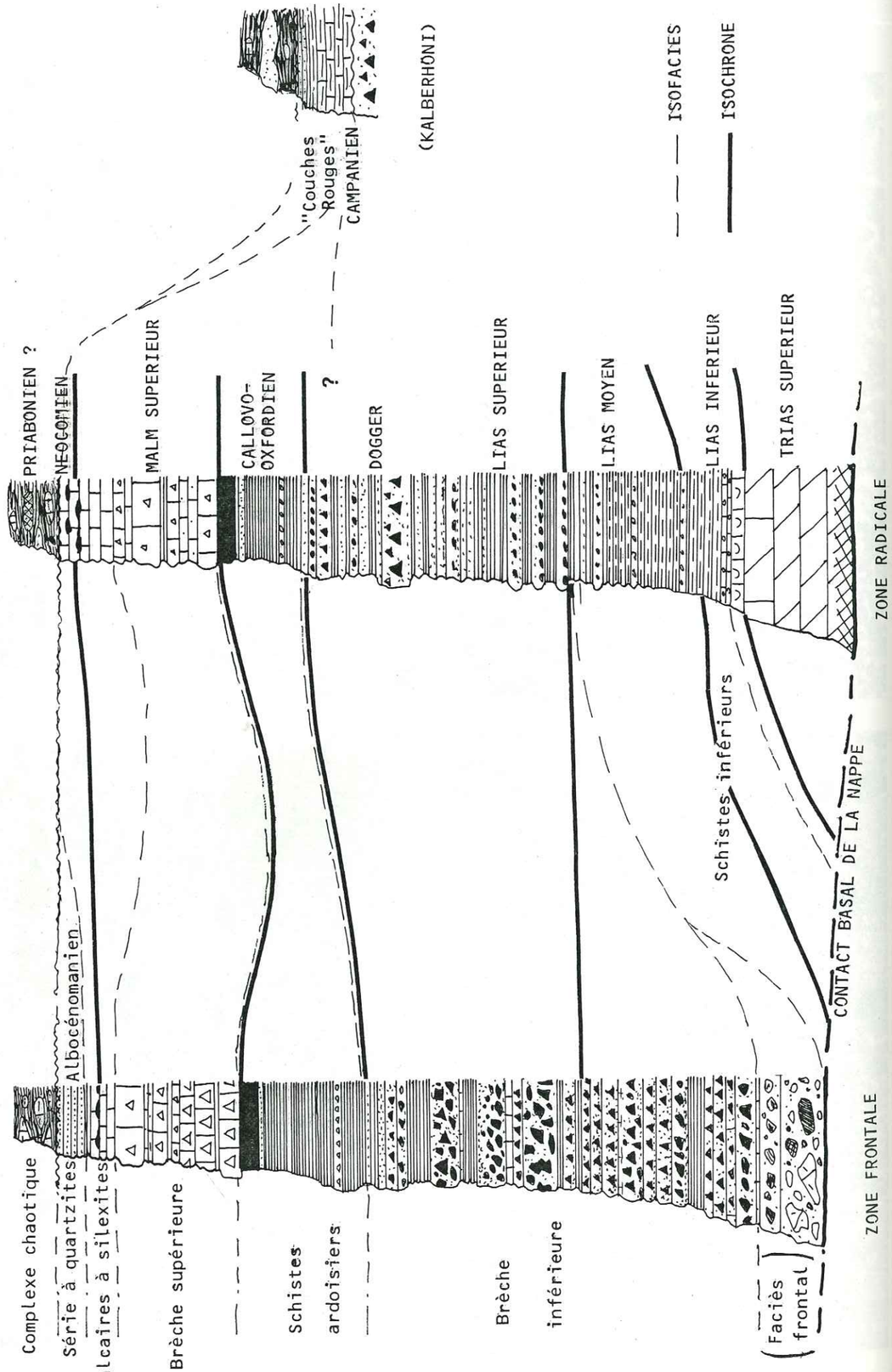


Fig. 41 : COLONNES STRATIGRAPHIQUES GENERALES DE LA NAPPE DE LA BRECHE.

III. STRATIGRAPHIE DE L'UNITE SUPERIEURE.

A. INTRODUCTION.

Au-dessus du complexe chaotique priabonien de la nappe de la Brèche se développent les flysch de la région des Gêts, qui appartiennent aux Préalpes supérieures.

Leur analyse stratigraphique détaillée se heurte à quelques problèmes, déjà évoqués par C. Caron et M. Weidmann (1967) : la rareté et l'hétérogénéité des affleurements apparaissant fréquemment en "knockers" sous une abondante végétation et des placages quaternaires, et surtout la "désespérante stérilité" en fossiles des échantillons ramassés, malgré la densité exceptionnelle des recherches menées sur ces séries : W.J. Schroeder (1939), R. Chessex (1959), P. Bernheim (1962), G. Mathez (1962), E. Dasen (1962), B. Richard (1962), M. de Rahm (1962), J.C. Cuénoud (1963), J. Haas (1964), G. Cifali (1965) et surtout C. Caron et M. Weidmann (1967) qui ont tenté de synthétiser l'ensemble des renseignements glanés jusqu'alors. Toutes ces recherches ont fini par livrer quelques éléments stratigraphiques, bien rares toutefois ... .

La présence, au sein de ces séries sédimentaires, de roches volcaniques et cristallines a donné lieu à des études et comparaisons pétrographiques (après d'autres : F. Jaffre, 1955 ; F. Salimi, 1965 ; J. Bertrand, 1970 ; C. Mevel, 1975, etc...) sur lesquelles je devrai m'appuyer car je n'ai pas repris l'analyse de ces roches sous cet aspect.

Je vais commencer par exposer brièvement l'état actuel des connaissances sur les Préalpes supérieures. Ceci permettra de mieux cerner les problèmes lorsque je décrirai quelques coupes parmi les plus complètes et les plus caractéristiques (qui ont en général déjà fait l'objet d'études détaillées de la part de divers auteurs).

Puis j'essaierai de synthétiser les renseignements stratigraphiques qui ressortent de ces observations et de celles de ceux qui m'ont précédé.

B. LES IDEES ACTUELLES SUR LES PREALPES SUPERIEURES.

Les synthèses les plus récentes, dûes à C. Caron (1972) et reprises dans "Geology of Switzerland" (1980) amènent à distinguer au sein des Préalpes supérieures quatre nappes différentes superposées, reposant *tectoniquement* sur la partie supérieure de la nappe de la Brèche, constituées de matériel sédimentaire différencié d'âge le plus fréquemment *Crétacé supérieur*, séparées entre elles par des contacts tectoniques.

Ce sont :
- la nappe du Gurnigel (en écailles) ;
- la nappe des Dranses ;
- la nappe de la Simme (qui comprend un olistostrome) ;
- la nappe des Gêts (qui comprend, elle aussi, un olistrostrome).

Le schéma de la figure 42 donne une idée de la lithologie et de l'âge de ces terrains.

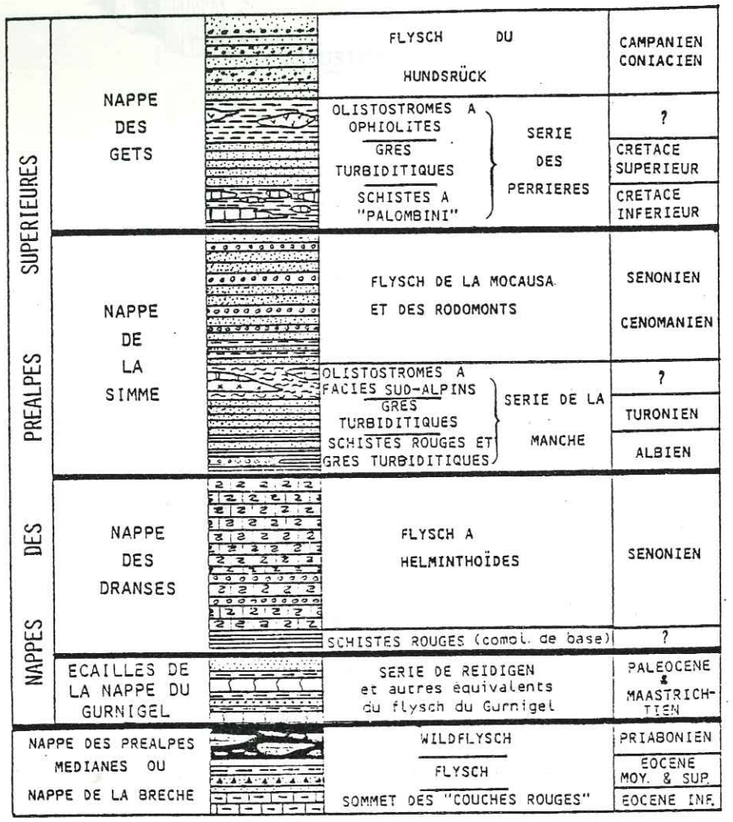


Fig. 42 : LES UNITES DES NAPPES PREALPINES SUPERIEURES DANS LEUR SUPERPOSITION STRUCTURALE ACTUELLE repris de C. CARON et al. (1980), in "Geology of Switzerland" (traduit).

1°/- Les écailles de la nappe du Gurnigel (="nappe de la Sarine"):

La première des nappes de flysch exotique est celle du Gurnigel, qui affleure surtout dans le bourrelet externe des Préalpes (Voirons, Niremont, Berra, Gurnigel). Elle ne se manifeste au sommet de l'édifice que par des lambeaux de série abandonnés lors de son charriage précoce.

Ces lambeaux étaient jadis confondus avec la base de nappe du flysch à Helminthoïdes. Ils ont été individualisés et décrits par C. Caron (1972) sous le nom de "nappe de la Sarine" : ce sont des calcaires à fucoïdes alternant avec des grès datés du Maëstrichtien-Paléocène grâce à une abondante microfaune. Dans les Préalpes Romandes, les lambeaux les plus importants ont été décrits sous le nom de série de Reidigen (C. Page, 1969).

En 1976, C. Caron rattache sa "nappe de la Sarine" à la nappe du Gurnigel. Celle-ci comprend un flysch calcaire débutant au Maëstrichtien dans le massif de Gurnigel (mais seulement au Thanétien inférieur dans les Voirons), surmonté de séries conglomératiques bien développées en Chablais (conglomérats du Vouan) atteignant le Lutétien moyen (R. Jan du Chêne et al. 1975).

2°/- La nappe des Dranses :

C'est la partie principale de l'ancienne nappe du flysch à Helminthoïdes. Elle repose essentiellement sur la nappe des Préalpes médianes par l'intermédiaire d'un complexe chaotique (avec écailles de nappe du Gurnigel, cf. 1°/) mais est également décrite au-dessus du front de la nappe de la Brèche (C. Caron et M. Weidmann, 1967 ; C. Caron, 1972) et désignée sous le terme de *séries frontales*.

Elle débute par un ensemble de schistes rouges et noirs mal datés, le "complexe de base". Au-dessus, se développent les alternances du flysch à Helminthoïdes : calcaires à patine blonde, dont les surfaces sont fréquemment ornées d'Helminthoïdes, grès et schistes sombres, agrémentés vers la base de rares intercalations de "poudingues de Colerin" apparentés aux poudingues de la Mocausa de la nappe de la Simme (C. Caron, 1962 ; G. Elter et al., 1966), (cf. 3°/).

Grâce à une microfaune rare et naine (J. Klauss, 1953 ; C. Caron, 1962) et à la palynologie (H. Badoux et M. Weidmann, 1963) les flysch ont pu être datés du Campanien et du Maëstrichtien (série du Biot, C. Caron, 1963).

3°/- La nappe de la Simme :

Elle affleure surtout dans les Préalpes Romandes, mais elle a aussi été identifiée au coeur de synclinaux pincés du Chablais. D'après B. Campana (1943) qui en a établi le fondement de la stratigraphie et C. Caron (1972), la nappe de la Simme peut être subdivisée en deux séries aux relations incertaines (mais probablement tectoniques).

- *La série de la Manche*, elle-même composée de trois "niveaux" en fait très mal individualisés :

. le niveau inférieur, schisteux, riche en intercalations de calcschistes rouges et verts. Ce sont les "schistes du Fouyet" en Chablais, datés de l'Albien grâce à une riche flore de Dinoflagellés et Acritarches et des Foraminifères (C. Caron et M. Weidmann, 1967) ;
. le niveau moyen, formé de grès turbiditiques datés du Turonien ;
. le niveau supérieur, d'âge inconnu, à valeur d'*olistostrome*, englobant des éléments à faciès lombard :
- calcaires à Aptychus ;
- radiolarites rouges ;
- calcaires cénomaniens (Scaglia rossa, ...).

- *La série de Mocausa*, formée d'un flysch typique (le mot "flysch" y a été employé pour la première fois), contenant des niveaux conglomératiques particuliers, les *poudingues de la Mocausa*, analysés en détail par M. Weidmann (in G. Etler, P. Elter, C. Sturani et M. Weidmann, 1966), à éléments d'origine "insubro-lombarde" :
- roches cristallines rares (granite de type "Baveno") ;
- arkoses permiennes ;
- calcaires à Aptychus ;
- ...

Cette série couvre l'essentiel du Crétacé supérieur, du Cénomanien au milieu du Sénonien (Campanien ?).

On peut la rapprocher par beaucoup de caractères aux flysch de même âge des *nappes ligures de l'Apennin septentrional* (flysch du Monte Cassio, qui fait partie du domaine ligure externe).

Comme la nappe des Dranses, la nappe de la Simme est supposée venir se terminer au-dessus du front de la nappe de la Brèche, laminée entre la queue la nappe des Dranses et la nappe des Gêts (C. Caron et M. Weidmann, 1967). C'est une partie des *séries frontales* des flysch des Gêts.

4°/- La nappe des Gêts :

Cette dernière unité s'étend essentiellement en Chablais, dans la région des Gêts, où elle est alors superposée à la nappe de la Brèche (avec, d'après C. Caron et M. Weidmann 1967, intercalation de fines écailles des nappes des Dranses et de la Simme au front de l'unité). On en trouve encore des lambeaux dans les Préalpes Romandes (Kalberhöni : au-dessus de la nappe de la Brèche, synclinal de Chateau d'Oex : au-dessus de la nappe de la Simme).

C'est elle aussi une nappe composite ; C. Caron (1972) y distingue deux ensembles :

- *La série des Perrières*, ensemble chaotique comprenant des séries de schistes à "palombini" (Crétacé inférieur), des grès marneux du Crétacé supérieur et un olistostrome non daté contenant des roches "vertes" (diabases en pillow-lavas, brèches diabasiques hématitiques, hyaloclastites, gabbros, radiolarites associées) assimilées à un cortège ophiolitique disloqué ainsi que quelques roches cristallines (granite) et sédimentaires (calcaires jurassiques...).

- *La série du Hundsrück*, nommée d'après un ensemble gréso-conglomératique des Préalpes Romandes, formée par un "flysch" gréseux, chenalisé, bathyal, essentiellement santonien (Coniacien supérieur à Campanien inférieur).

Les conglomérats ont été rapprochés des poudingues de la Mocausa (cf. 3°/).

Les grès de la Pointe de Chéry, en Chablais, peuvent être attribués à cette série, mais avec un petit doute cependant ; ce sont aussi des grès chenalisés. Leurs conglomérats contiennent de petits éléments de radiolarites, de calcaires graveleux, de granite mais peu (ou pas) de roches vertes.

C. DESCRIPTION DE QUELQUES COUPES.

C. Caron et M. Weidmann (1967) ont déjà décrit un grand nombre de coupes dans le secteur des "flysch des Gêts". Ils y ont distingué :
- d'une part les *séries frontales*, considérées comme les terminaisons ultimes, superposées, des nappes des Dranses et de la Simme laminées entre la nappe de la Brèche et la nappe des Gêts ;
- d'autre part, la *nappe des Gêts* elle-même, à structure très complexe et séries hétérogènes.

Je vais commencer par rendre compte d'observations réalisées dans ces séries, donc dans la "nappe des Gêts" des auteurs uniquement. Puis je décrirai quelques coupes plus générales susceptibles de recouvrir les contacts supposés entre unités.

1°/- Coupes effectuées dans la nappe des Gêts des auteurs :

a- La Mouille Ronde.

Au Sud-Est du village et du col des Gêts s'élèvent des pentes modestes, herbues, humides, mais partiellement aptes à accueillir des pistes de ski entre lesquelles des chemins ont été tracés. Ceux-ci sont encore suffisamment récents pour ajouter leurs talus aux quelques affleurements naturels représentés par les bords des ruisseaux importants. Le cours supérieur de l'Arpettaz croise l'un de ces chemins à la Mouille Ronde, avant de se perdre en une multitude de petits ruisseaux. En le remontant, on peut avoir un aperçu des terrains de la nappe des Gêts.

Au Pont des Putays, dans le haut du village des Gêts, affleure un flysch gréseux très plissé présentant des accidents plats que des couloirs de schistosité dénoncent clairement : on voit en effet sur de courtes distances une schistosité se développer, culminer puis disparaître, et ceci plusieurs fois de suite en remontant le torrent.

Le flysch gréseux contient, outre une "matrice" sombre, des bancs ou des lentilles de calcaires gris sombre sublithographiques ou un peu détritiques, à patine orangée ("Schistes à palombini" probables).

On perd la continuité des affleurements vers l'altitude 1330m.

En sortant de la forêt, la coupe peut être prolongée (Fig. 43). On rencontre alors :

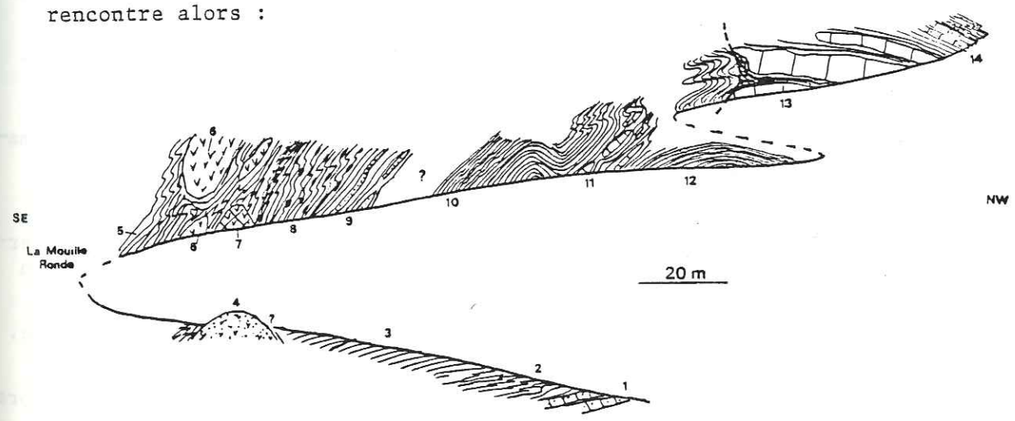


Fig. 43 : COUPE DE LA MOUILLE RONDE. (Commentaire dans le texte).

1. Gros bancs calcaires gris sombre à patine beige/orangée ("Gorge de Pigeon").
2. Schistes noirs à passées chloriteuses vert clair, très tectonisés.

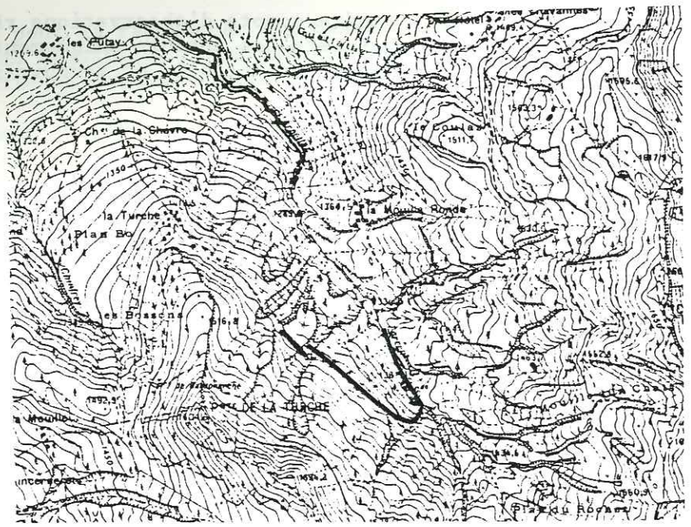


Schéma de situation.

3. Pélites noires et petits bancs gréseux brun-rouille, apparemment moins écrasés, puis schistes sombres graphiteux.

4. Gros blocs de basalte. Certains de ces éléments ont été déplacés (ou étaient encore en cours de déplacement) pour des travaux de terrassements en vue de l'établissement d'une station de remontées mécaniques (l'affleurement de la "Mouille Ronde", l'un des plus importants pour les roches vertes, décrit par J. Bertrand (1970) dans ce secteur a sans doute pratiquement disparu à la suite de ces travaux). Toutefois d'importantes masses basaltiques restent visibles. Ce sont des diabases à structure intersertale. J. Bertrand (1970) note que ces roches ont subi un important métamorphisme (épidote fréquente, amorce de développement d'amphibole bleue), ainsi que certains sédiments qui leur sont liés primairement et qui contiennent du stilpnomélane.

Après le replat des Granis, il est préférable d'emprunter le chemin qui grimpe en direction des Pointes de la Rossettaz et de la Turche.

5. On y retrouve tout d'abord les schistes noirs constituant la matrice de notre complexe à roches vertes.

6. Ils contiennent des serpentinites plus ou moins écrasées, sillonnées de filonnets de talc. En grimpant un peu dans une petite gorge déterminée par le ruisseau avant que celui-ci ne soit capté artificiellement, on arrive à un bloc plurimétrique de "roches vertes".

7. Gabbro, à gros cristaux de plagioclases et de hornblende brune. Il est fréquemment altéré et chloritisé.

8. Schistes noirs à nodules de grès manganésifère, contenant encore de petits blocs de roches vertes (gabbros, ophicalcites, diabases, ...).

9. "flysch":schistes noirs ou gris et grès durs, presque quartzitiques, sur quelques mètres.

10. Schistes sombres, écailleux dessinant des replis (schématisés sur la coupe).

11. Des calcaires fins 'Gorge de Pigeon" y apparaissent (Calcaires du Jurassique supérieur, à Stomiosphères et *Calpionella alpina*).

12. Avant, et à l'intérieur d'un double virage, apparaissent des schistes mordorés et versicolores (rouges surtout) très siliceux.

13. De très gros bancs de calcaires fins du Jurassique supérieur (remontés par failles ?) forment ensuite le talus broussailleux du chemin.

14. Enfin, un important ensemble de grès turbiditiques en petits bancs se développe jusqu'à la Pointe de la Turche.

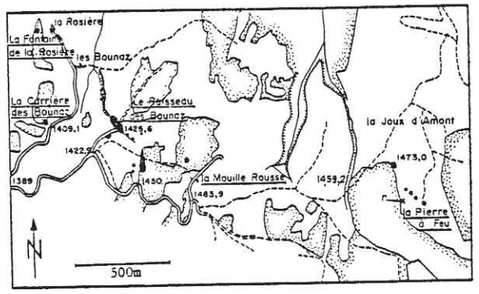
Cette coupe, en plein coeur du domaine géographique de la nappe des Gêts montre l'intercalation stratigraphique des fameuses "Roches Vertes" des Gêts, lesquelles présentent un grand nombre de faciès. Je n'en ai pas décrit ici tous les aspects des gisements, tant à la Mouille Ronde (où les travaux actuels tendent d'ailleurs à les faire disparaître) qu'ailleurs : on pourra pour cela se rapporter au travail de J. Bertrand (1970).

Les Roches Vertes des Gêts ont, par conséquent, uniquement valeur de blocs dans un olistostrome auquel participent aussi d'autres éléments très internes. Un affleurement très accessible, situé au *Pré*, juste au-dessus du Pont des Voleurs, sur le bord du torrent du Marderet avant qu'il ne se jette dans l'Arpettaz montre à cet égard très nettement une lentille de péridotite écrasée incluse dans des sédiments, parmi des lentilles de calcaires fins (type "palombini") : l'eau du torrent a poli l'affleurement, le rendant particulièrement démonstratif.

b- <u>Les affleurements de la Rosière</u> :

On peut arriver aux mêmes conclusions à propos des affleurements (décrits dans le Guide Géologique des Alpes (Savoie et Dauphiné), J. Debelmas et al., 1970) des Bounaz et de la Rosière.

Là, affleurent des roches variées :
"Les Bounaz" : radiolarites (photo n° 19) ; brèches diabasiques (photo n° 20 et 21) ; diabases (photo n° 22) ; gabbros ; serpentinites écrasées.
"La Rosière" : granites ; arkoses.

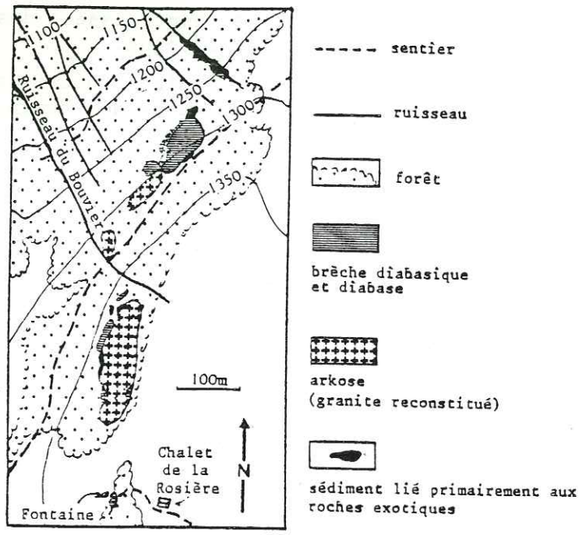


•, ▬ : Situation des divers pointements
r : Radiolarite

J. Bertrand (1970). Situation des affleurements de roches exotiques de La Rosière et des Bounaz.

Le tout est emballé dans des schistes noirs. Des lentilles de calcaires cénomaniens ont déjà été trouvées au voisinage. En descendant dans les Bois des "Pentes du Bouvier", au NW de La Rosière, on trouve surtout d'importants éboulis de roches vertes. Mais, en haut des pentes, affleurent en place des calcaires gris clair graveleux (souvent marmorisés) parmi des éléments de brèches diabasiques hématitiques ; on peut y voir des "Calcaires à Aptychus" (calcari ad aptici) de la série lombarde. A défaut de véritables Aptychus, on peut y remarquer un faciès graveleux en pseudo-oolitique(1) (voir photo n° 23).

(1) Des éléments de calcaires identiques existent dans les conglomérats de type "Mocausa" typiques de la nappe de la Simme, et aussi dans les conglomérats de la Pointe de Chéry.



Ils sont emballés dans des pélites brunes contenant des restes étirés de Foraminifères hélas indéterminables (mais ressemblant à des Praeglobotruncana : impression personnelle !)

Fig. 44 : LES AFFLEUREMENTS DE LA ROSIERE (DETAIL) (cf. F. Jaffé, 1955, P. Bernheim, 1962 et J. Bertrand, 1970).

c- La coupe des Gêts :

Pour desservir les villas et immeubles nouvellement construits sur les pentes sud-est de la Pointe de Chéry, au-dessus du village des Gêts, un chemin a été creusé à flanc de montagne.

Sur le talus de ce chemin, on observe (fig. 45) :

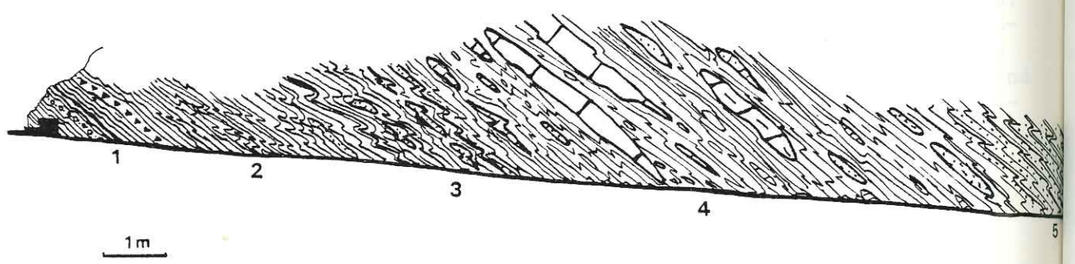


Fig. 45 : COUPE DES GÊTS. (Commentaire dans le texte).

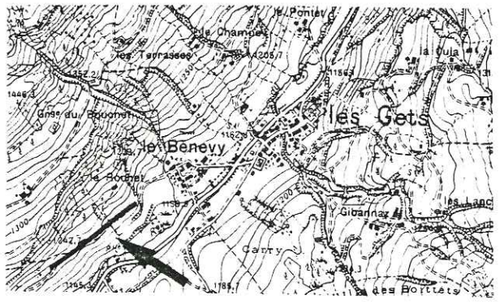


Schéma de situation.

1. Schistes pailletés rouille et petits bancs microconglomératiques altérés vacuolaires, assez bien ordonnés. Les éléments du conglomérat sont des morceaux de sparite, des calcaires algaires, des calcaires à Radiolaires écrasés, des quartzites et des dolomies. Ils sont proches des conglomérats de la Mocausa.
2. Pélites schisteuses désordonnées, affectées de slumping. Début d'apparition de lentilles gréseuses.
3. "Flysch" dissocié, riche en lentilles gréseuses.

4. Schistes sombres et grosses lentilles de calcaire gris clair à patine beige (mudstone), qui ont livré des Stomiosphères et des Calpionelles peu caractéristiques (*Calpionella alpina*) du Jurassique supérieur. J'y ai trouvé aussi une lentille de calcaire marneux à microfaune pauvre : Hedbergelles, Hétérohelicidés et Ticinelles (Albien ?).

5. Les schistes à blocs passent progressivement à un ensemble de grès calcaires sombres (calcarénites) intercalés de schistes noirs d'aspect graphiteux.

Ce sont ces "flysch" noirs que l'on retrouve, extrêmement déformés, au col des Gêts, au coeur du village où d'importants travaux de terrassement les ont mis au jour sous environ 3m de dépôts quaternaires (sol, éboulis et glaciaire). On peut encore observer ce faciès dans le torrent qui descend de Gibannaz jusqu'à l'intérieur du village des Gêts, au débouché de la route des Chavannes.

L'intérêt d'une telle coupe n'est pas de montrer la diversité des termes lithologiques, car celle-ci est faible ici, mais de mettre en évidence les relations stratigraphiques entre certains termes schisto-gréseux et les passées chaotiques à calcaires fins ("Schistes à calcaires fins des auteurs). Ces dernières sont l'expression de paroxysmes passagers des phénomènes tectoniques permettant l'alimentation d'un bassin dont le "bruit de fond" sédimentaire est représenté par une série détritique.

Tous les faciès gréseux ne doivent donc pas être considérés comme des olistolites (ou méga-olistolites) dans un olistostrome : certains d'entre eux sont des variations latérales et verticales de la matrice du complexe.

d- Conclusion :

La nappe des Gêts des auteurs est constituée dans son ensemble par un olistostrome dans lequel il faut donc distinguer deux entités :

- *la matrice*, en général schisteuse, mais acceptant des incursions gréseuses, voire conglomératiques. C'est le fond sédimentaire des "flysch" des Gêts. Les niveaux gréseux n'ont pas forcément valeur de niveaux stratigraphiques constants sur toute l'unité.

- *les olistolites*, de nature variée mais d'origine toujours interne : ligure (type Apennin septentrional), lombard, piémontais.

2°/- Quelques coupes au front de la nappe :

Je vais maintenant décrire les observations réalisées en avant de la nappe, là où C. Caron et M. Weidmann (1967) situent les terminaisons des autres nappes de flysch exotique (nappes de la Simme et des Dranses) groupées sous le nom de "Séries frontales".

a- Coupe du torrent de la Champanaz :

Le torrent de Champanaz (ou de la Champane) est un affluent du Foron

qui descend de la face NW de la Pointe de Chéry. En remontant son lit qui suit un cours tortueux au travers des bois, à direction moyenne E-W, on rencontre les affleurements suivants, du bas vers le haut, topographiquement (fig. 46 et 47) :

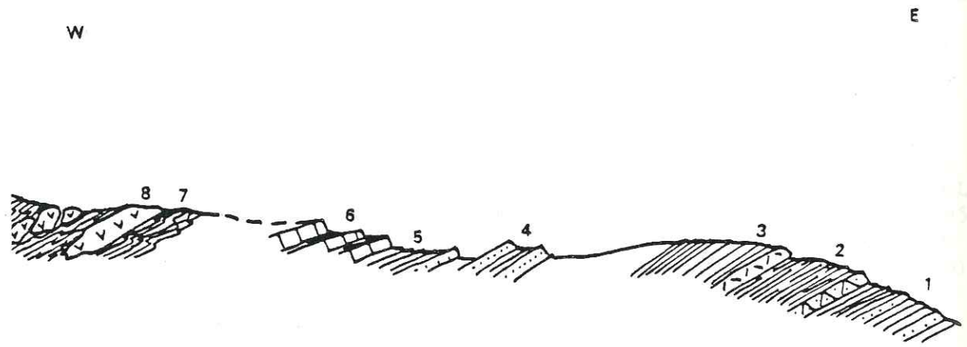


Fig. 46 : DEBUT DE LA COUPE DE LA CHAMPANAZ. (Commentaire dans le texte).

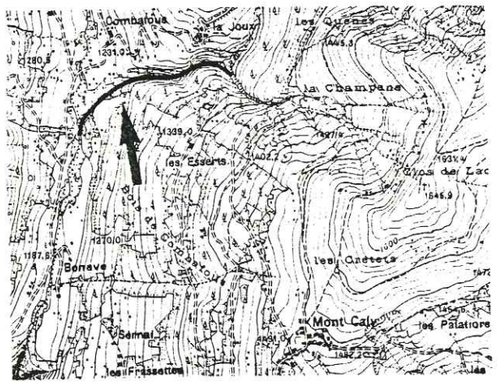


Schéma de situation.

1. Schistes gris froissés et bancs gréseux parfois quartzitiques ; il s'agit probablement du sommet de la nappe de la Brèche (série à quartzites). Le contact avec la série susjacente sans être vraiment net apparaît brutal.
2. Schistes versicolores (rouges et verts), soyeux, très siliceux. Quelques fins bancs gréseux verdâtres y sont intercalés ainsi que de très petites lentilles gréseuses (grès décalcifiés manganésifères).
3. Schistes noirs à lentilles gréseuses, azoïques. Les grès peuvent contenir des débris échinodermiques. Après une lacune d'observation, la coupe continue.

4. Le torrent franchit en cascade une petite falaise formée de grès calcaires gris sombre à noirs et de schistes. Les bancs gréseux sont très plissés et sont certainement redoublés tectoniquement. Une schistosité développée dans les niveaux pélitiques semble fréquemment indiquer une position renversée (?).

5. Série de marnes gris sombre, se débitant en ardoises et affectées d'une schistosité prononcée, passant par moment à des marnes sableuses finement micacées.

6. Au sein de ces niveaux apparaissent de gros bancs discontinus de calcaires lithographiques ou finement graveleux, à patine beige clair, déterminant une suite de petites cascades. Ces calcaires ont fourni de rares Calpionelles *(Calpionella alpina)*. C'est probablement dans ces niveaux que P. Bernheim (1962) a trouvé :
Stomiosphera misolensis, Vogler ;
Stomiosphera minutissima, Colom.

Ces calcaires semblent donc pouvoir être datés du Jurassique supérieur. Comme ils sont souvent lenticulaires, on ne peut préjuger de l'âge de la matrice schisteuse qui les entoure, sinon remarquer qu'elle est au moins postérieure.

7 et 8. Après une nouvelle lacune d'observation (alluvions torrentielles accumulées sur un replat), on aperçoit à un tournant du torrent des schistes argileux noirs très froissés renfermant des blocs (1 à 2m) de roche verte (8) (serpentinite écrasée). Des schistes chloriteux clairs se développent entre les blocs, en continuité apparente avec les schistes noirs.

P. Bernheim (1969) a découvert dans ce torrent des lentilles de gneiss granitique. J. Bertrand (1970) y décrit des arkoses laminées.

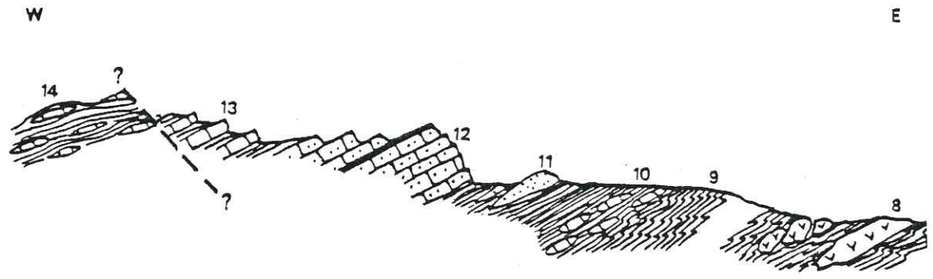


Fig. 47 : SUITE DE LA COUPE DE LA CHAMPANAZ. (Commentaire dans le texte). (voir situation fig. 46).

9. Le lit du torrent s'élève ensuite dans un ensemble de schistes bruns finement gréseux.

10. Ces schistes sont truffés un peu plus haut de lentilles calcaires gris clair sublithographiques, à patine blanche ou beige, parfois orangée.

11. On y trouve aussi de grosses lentilles gréseuses noires et des microbrèches, qui forment de petites cascades dans le torrent.

12. Des bancs de grès calcaires bien classés forment ensuite une importante falaise délicate à franchir, au sein desquels s'intercalent des lits schisteux noirs. Ces grès sont micro-plissés et fracturés, souvent renversés. Episodiquement, les sommets des bancs sont occupés par un calcaire lithographique noir azoïque.

13. Viennent ensuite des schistes vert clair (chloriteux) renfermant quelques bancs micritiques très étirés, qui n'ont livré aucune faune. Ils présentent en lame mince des traces de fluage et d'étirement.

14. Enfin, sous le sentier 1400 (piste de ski), on retrouve une formation de schistes à lentilles de calcaires fins (cf. 10). Il n'est pas impossible qu'il s'agisse d'une remontée tectonique de niveaux signalés précédemment.

b- Coupe du torrent de Bonavaz :

Le torrent de Bonavaz, dans sa partie inférieure nous a fourni une bonne coupe des derniers niveaux de la nappe de la Brèche. Au-dessus de ceux-

ci se trouvent les terrains de la nappe des Gêts, déjà décrits par G. Mathez (1962) puis par C. Caron et M. Weidmann (1967).

On y trouve (fig. 48) :

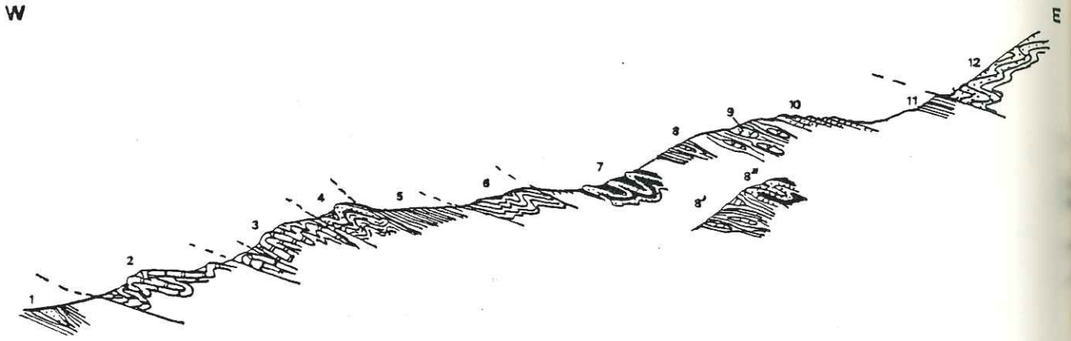


Fig. 48 : COUPE DU TORRENT DE BONAVAZ, PARTIE SUPERIEURE. (Commentaire dans le texte).

1. Complexe chaotique de la nappe de la Brèche.

2. Alternances de calcaires blonds et de schistes beiges dont les surfaces sont ornées de pistes et de fucoïdes (photo n° 27). Je n'y ai pas remarqué de véritables Heminthoïdes. Un accident plat marqué par de forts écrasements termine ce niveau.

3. Niveaux de calcaires blonds et de grès, en plus gros bancs. Ce sont sans doute encore des flysch à Helminthoïdes (s.l.).
Ces deux "écailles de flysch à Helminthoïdes" sont très plissées.

4. Grès noirs et schistes noirs, de type "Val Lavagna".

5. Schistes versicolores siliceux.

6. Schistes siliceux noirs très froissés.

7. "Flysch" constitué d'alternances de pélites noires et de grès calcaires ou de calcaires sombres, azoïques.

8. Série à calcaires fins : schistes noirs et lentilles de calcaires à patine rose (Schistes à palombini) s'organisant par endroit en véritables bancs.

8' et 8". Sont des variations latérales de ces faciès observables le long du chemin qui monte vers "Sur le Saix". Le niveau (8") rappelle le niveau (7) mais il se trouve au-dessus de (8') qui rappelle plutôt (8).

9. Schistes à roches vertes du Mont Caly.
Les roches vertes sont des basaltes à gros phénocristaux (voir photo n° 22).

10. Schistes calcaires plaquetés à fucoïdes et petits bancs gréseux.

11. Schistes mordorés, tachetés, d'aspect soyeux, se délitant en fines écailles micacées. Ils passent à des schistes versicolores (rouges et verts).

12. Grès de la Pointe de Chéry ; la base de leurs bancs est richement micacée. Ils sont granoclassés et présentent de nombreuses figures sédimentaires.

c- Coupe du Col de la Basse - Col de l'Encrenaz - Pointe de Chéry (Fig. 49 et 50) :

Elle a été décrite en partie par W.J. Schroeder (1939), P. Bernheim (1962), G. Mathez (1962) et reprise en détail par C. Caron et M. Weidmann (1967), sur le travail desquels je m'appuierai largement.

On y rencontre d'abord des terrains du sommet de la Brèche, que je citerai brièvement :

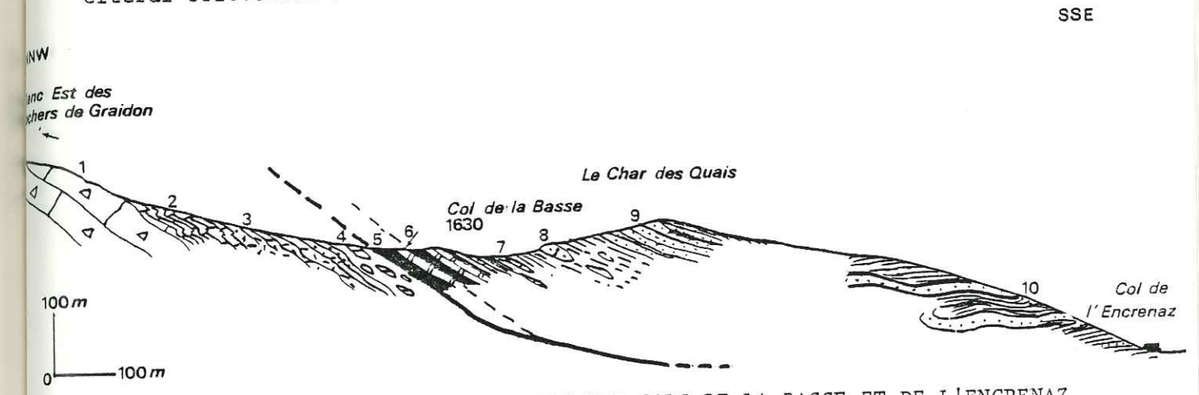


Fig. 49 : COUPE STRATIGRAPHIQUE ENTRE LES COLS DE LA BASSE ET DE L'ENCRENAZ. Commentaire dans le texte.

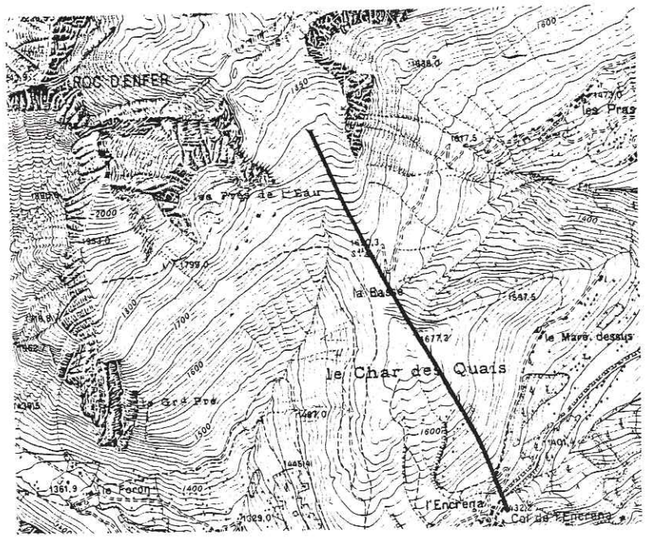


Schéma de situation.

1. Brèche supérieure représentant la retombée orientale de l'anticlinal dessiné dans les Rochers de Graidon.

2. Calcaires à silexites, déformés (dysharmoniques).

3. Série à quartzites, typique.

4. Complexe chaotique (repéré ici par C. Caron et M. Weidmann, 1967), riche en lentilles de grès manganésifère (ölquartzites).

Le contact de base des unités supérieures passe ici, à quelques mètres au-dessus du col. Il est marqué par

5. Schistes rouges siliceux.

6. Calcaires gris clair à patine beige portant des traces fossiles (terriers, pistes). Je n'y ai pas trouvé de véritables Helminthoïdes mais C. Caron et M. Weidmann les ont clairement identifiés. En outre, ils y ont signalé (latéralement, en contrebas, derrière les chalets des Pras) une microfaune pauvre du Crétacé supérieur (sans précision).

Ces niveaux 5 et 6, peu épais (10m environ en tout) sont répétés tectoniquement.

c- Coupe du Col de la Basse - Col de l'Encrenaz - Pointe de Chéry (Fig. 49 et 50) :

Elle a été décrite en partie par W.J. Schroeder (1939), P. Bernheim (1962), G. Mathez (1962) et reprise en détail par C. Caron et M. Weidmann (1967), sur le travail desquels je m'appuierai largement.

On y rencontre d'abord des terrains du sommet de la Brèche, que je citerai brièvement :

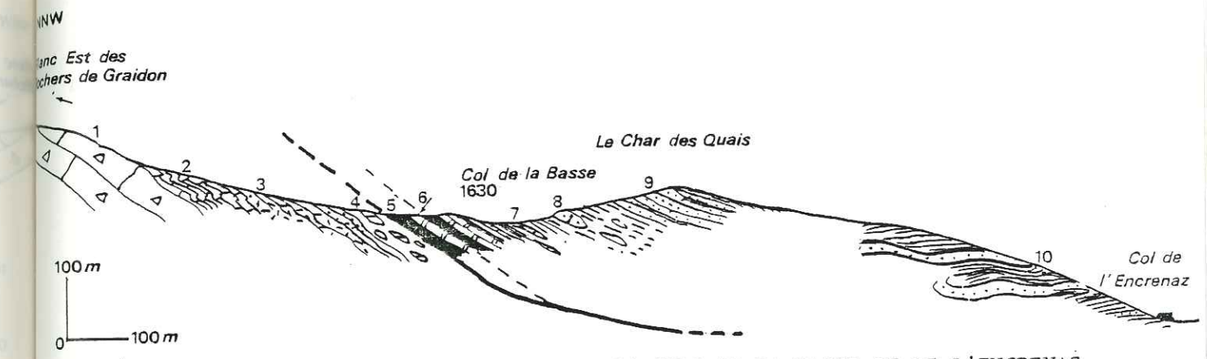


Fig. 49 : COUPE STRATIGRAPHIQUE ENTRE LES COLS DE LA BASSE ET DE L'ENCRENAZ. Commentaire dans le texte.

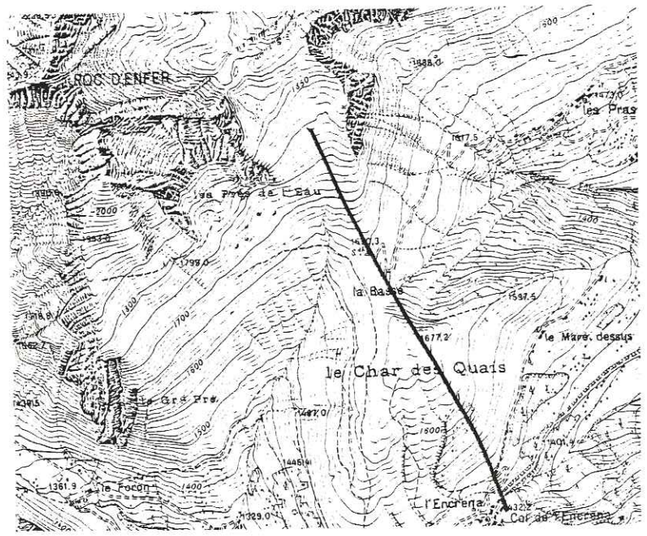


Schéma de situation.

1. Brèche supérieure représentant la retombée orientale de l'anticlinal dessiné dans les Rochers de Graidon.
2. Calcaires à silexites, déformés (dysharmoniques).
3. Série à quartzites, typique.
4. Complexe chaotique (repéré ici par C. Caron et M. Weidmann, 1967), riche en lentilles de grès manganésifère (ölquartzites).

Le contact de base des unités supérieures passe ici, à quelques mètres au-dessus du col. Il est marqué par

5. Schistes rouges siliceux.
6. Calcaires gris clair à patine beige portant des traces fossiles (terriers, pistes). Je n'y ai pas trouvé de véritables Helminthoïdes mais C. Caron et M. Weidmann les ont clairement identifiés. En outre, ils y ont signalé (latéralement, en contrebas, derrière les chalets des Pras) une microfaune pauvre du Crétacé supérieur (sans précision).

Ces niveaux 5 et 6, peu épais (10m environ en tout) sont répétés tectoniquement.

7. Schistes noirs et bancs de grès clair . L'ensemble est peu caractéristique. Quelques bancs apparaissent vers le haut, ce sont des calcaires sublithographiques très sombres à patine beige.

8. Sous ce numéro, je désigne un gros bloc de calcaire blanc-gris qui doit être celui qui a fourni à C. Caron et M. Weidmann (1967) *Stomiosphaera minutissima* et *Calpionella* sp. du Tithonique-Néocomien.

9. Le Char des Quais est constitué de schistes et grès grossiers micacés.

10. Ces mêmes séries se poursuivent tout le long de la colline. Au-dessus des chalets du Col de l'Encrenaz elles sont toutefois beaucoup plus schisteuses et micacées.

11 représente quelques bancs de grès microconglomératiques au sein de pélites grises (12) que l'on trouve de l'autre côté du Col. Ces pélites grises sont mêlées de schistes mordorés.

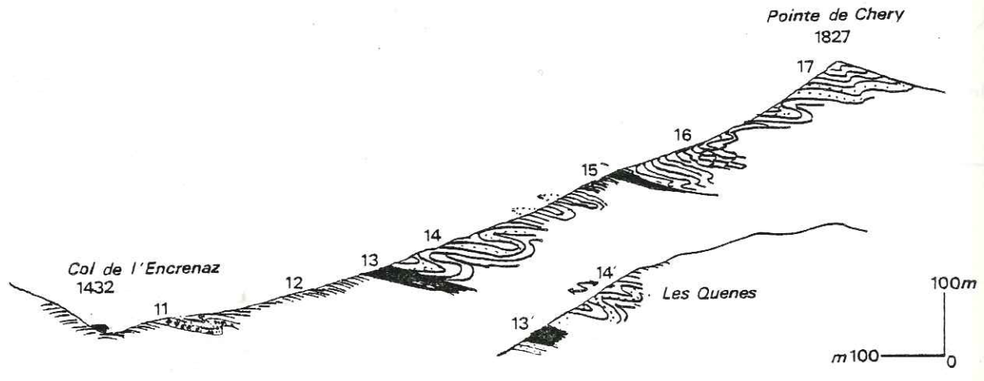


Fig. 50 : COUPE STRATIGRAPHIQUE ENTRE LE COL D'ENCRENAZ ET LA POINTE DE CHERY. (Commentaire dans le texte).

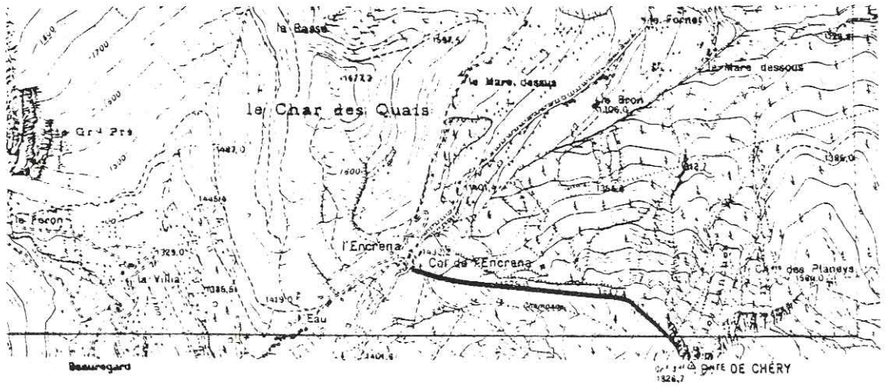


Schéma de situation.

13 et 13'. Niveaux de schistes siliceux gris tachetés de noir passant rapidement à des schistes versicolores (rouge et vert). G. Mathez (1962) cite dans de tels schistes un bloc de calcaire planctonique du Cénomanien supérieur.

14 et 14'. "Flysch" gréseux micacé du Mont Chéry. On y distingue de nombreuses charnières de plis qui témoignent d'une intense déformation (voir photo J, hors texte).

Sur la coupe des Quênes, située un peu plus au Sud, un niveau de pélites calcaires grises m'a fourni une nannoflore caractéristique (dét. H. Manivit) :

- *Watznaueria barnesae* ;
- *Watznaueria* sp.;
- *Eiffellithus turriseiffeli* ;
- *Actinerella* cf. *octoradiata* ;
- *Tetralithus gothicus* ;
- *Tetralithus obscurus* ;
- *Parhabdolithus embergeri* ;
- *Cribrosphaerella ehrenbergii* ;
- *Broinsonia parca* ;
- *Micula decussata*.

Cette association indique le Sénonien (Campanien)

15. Représente un niveau de schistes siliceux versicolores : il peut s'agir d'une répétition d'ordre tectonique du niveau 13, comme le laisse aisément imaginer l'état de tectonisation de l'ensemble.

16. Pélites grises et grès micacés.

17. Grès grossiers micacés granoclassés de la Pointe de Chéry, en gros bancs (0,5m jusqu'à 3,5m).

On y remarque des figures de courants, des figures de charges et des traces de paléochenaux.

Il s'agit d'un grès chenalisé qui peut n'être qu'une variation latérale rapide des autres faciès à bancs moins épais.

d- Conclusion :

Ces quelques coupes, outre les importantes précisions qu'elles apportent à propos de l'olistostrome que constitue la nappe des Gêts des auteurs (âges, faciès, ...) ne s'opposent pas, éventuellement, au rattachement des séries basales (= séries frontales) à celui-ci : les contacts entre ces dernières séries ne sont pas franchement différents des autres contacts au sein de l'olistostrome. Des blocs de séries d'allure "flysch à Helminthoïdes" ou "flysch de la Simme" se retrouvent d'ailleurs par la suite.

D. INTERPRETATION.

1°/- Rappel du contenu de la "nappe des Gêts" :

L'impression générale qui ressort de ces descriptions est la grande variabilité de détail des superpositions et des terrains qui composent cette unité supérieure. Les colonnes rassemblées sur la figure 52 correspondent à des affleurements répartis sur tout le domaine de la nappe (fig. 51) et insistent bien sur cet aspect.

Fig. 51 : REPARTITION DES ROCHES VERTES ET DES ROCHES CRISTALLINES DU FLYSCH DES GETS.

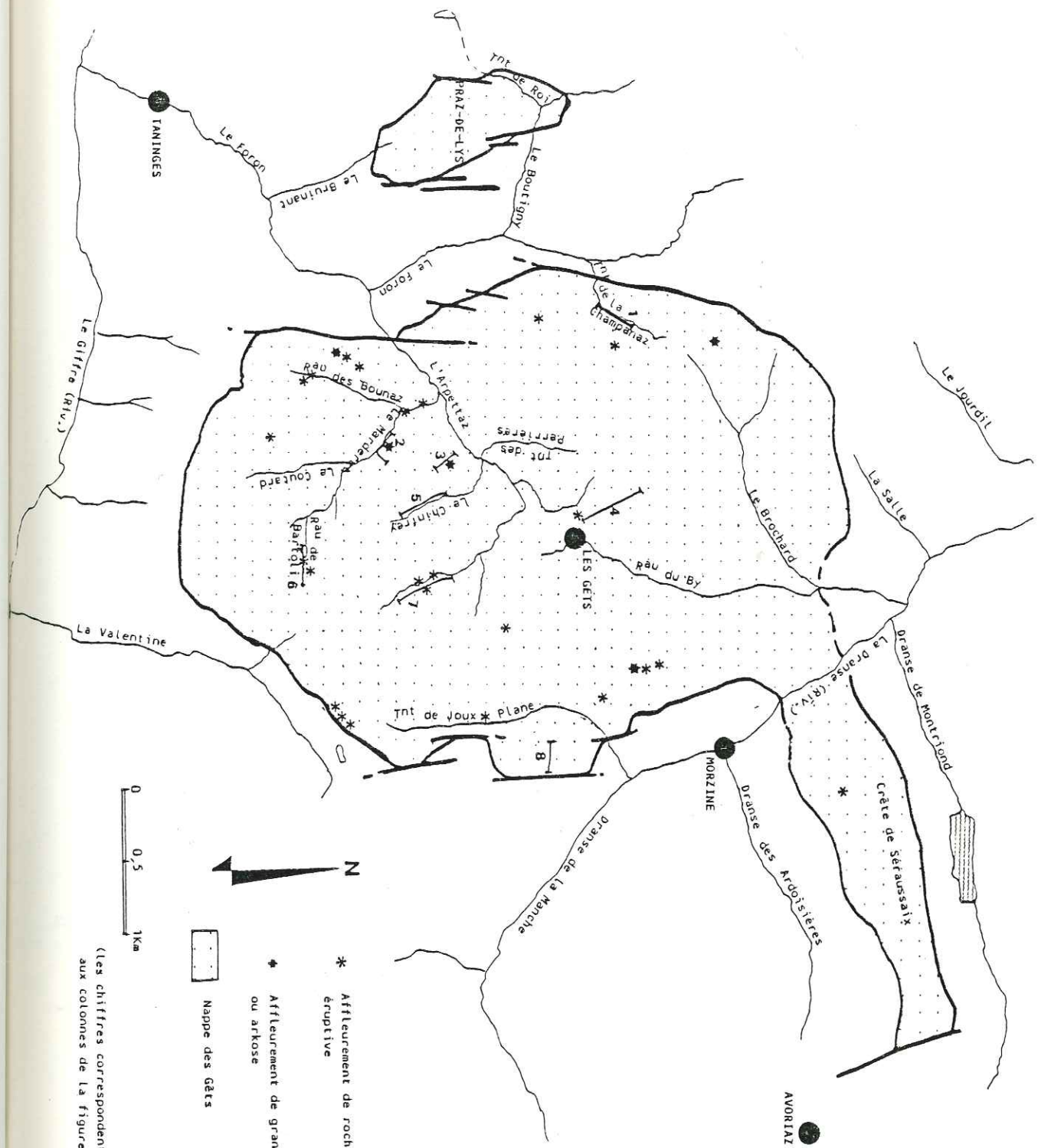
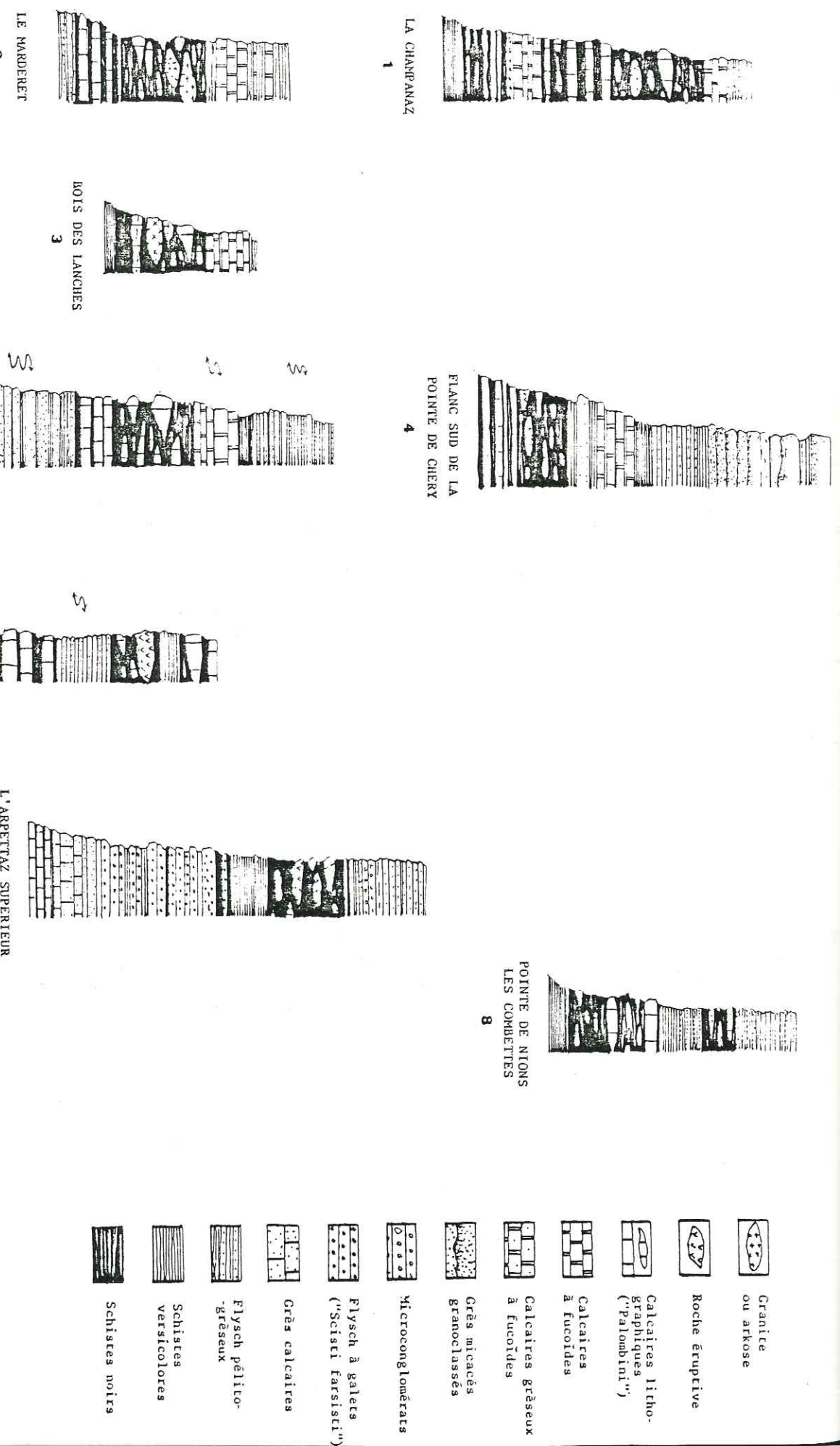


Fig. 52 : QUELQUES COLONNES LITHOLOGIQUES DANS LES FLYSCH DES GETS.



a- Le fond sédimentaire, la matrice de la "série" (si l'on peut parler de série dans un tel cas !) est constituée par des schistes et grès pauvres en calcaire , qui n'ont malheureusement pas livré de données paléontologiques utilisables. Certains grès, tels que ceux de la coupe des Gêts passent latéralement à la matrice schisteuse.

b- Les olistolites s'insinuent au sein de cette série de "flysch" en "crachées" successives commandées probablement par l'avancée de nappes internes. On y trouve :

- *des débris de série ophiolitique* (diabases en pillow, serpentinites, gabbros, ophicalcites, brèches diabasiques hématitiques, radiolarites et argilites associées), accompagnés parfois d'un placage de sédiments jurassiques à crétacés ;

- *des éléments susceptibles d'être comparés à des unités ligures de l'Apennin septentrional.*

. Schistes à palombini ;
. Scisti farsisti ;
. Argilloscisti ;
. Schistes du type "Val Lavagna" ... .

On peut citer en comparaison les unités apenniniques de Monte-Cassio, de Monte-Caio et le *complexe de Berceto* qui peuvent être aisément parallèlisés.

- *des éléments liguro-piémontais* trouvant leur équivalent dans les deux unités voisines, de la Simme et des Dranses (flysch à Helminthoïdes, séries gréseuses à conglomérats de la Mocausa, ...), elles aussi fréquemment comparées à des unités de l'Apennin ligure.

- *des éléments d'origine lombarde* (calcaires de la Rosière, radiolarites, ...) que l'on trouve aussi par ailleurs au sein de l'olistostrome de la nappe de la Simme (série de la Manche) dans les Préalpes Romandes (Ecaille de la Gueyraz).

La répartition de ces blocs est en fait tout à fait aléatoire, comme le montre les colonnes de la figure 52 et la carte de répartition des roches vertes de la figure 51.

Ainsi donc, *la "nappe des Gêts" n'a pas de série stratigraphique propre* : elle n'est à l'origine qu'une accumulation au sein d'une matrice schisteuse (non datée avec certitude) d'éléments d'origine très interne. *C'est un olistostrome charrié.*

2°/- Hypothèses formulables :

On peut considérer la nappe des Gêts comme un olistostrome transporté. Cela suppose alors l'existence de séries sus-jacentes susceptibles de l'avoir alimenté : il faut donc en rechercher la trace.

a- Première hypothèse :

Cet olistostrome aurait été structuré *précocement* dans le domaine ligure, lors d'évènements tectoniques à l'origine également des olistostromes de la nappe de la Simme.

L'âge campanien fourni par des niveaux schisteux serait alors assez caractéristique. Il est néanmoins nécessaire de supposer un état constant d'activité tectonique (même faible) entre l'Albo-cénomanien (âge des premiers niveaux de flysch exotiques) et le Campanien au moins.

Cette hypothèse rend bien compte de la superposition observée lorsque la nappe existe dans les Préalpes Romandes : la nappe des Gêts serait alors effectivement la plus élevée de l'édifice préalpin et sans doute la plus interne. On peut alors interpréter les "séries frontales", en Chablais, comme des lambeaux laminés sous la nappe des Gêts, des nappes de la Simme et des Dranses, conformément à l'avis de C. Caron et M. Weidmann (1967).

Problèmes posés par cette première hypothèse :

Il est difficile de resituer sur un schéma palinspastique les différentes unités supérieures, en particulier la nappe de la Simme par rapport à la nappe des Gêts.

. La nappe de la Simme possède un "olistostrome" remarquable par ses éléments de série de type *lombard* (faciès sud-alpins).

. La nappe des Gêts en contient de petites quantités mais est surtout riche en roches ophiolitiques et en éléments de série ligure (type Apennin septentrional).

Compte-tenu de ces faits, quelle est l'unité qu'il convient de considérer comme la plus interne ?

- Si c'est la nappe de la *Simme*,

. on explique mal la superposition actuelle (Gêts/Simme/Dranses) sinon au prix de déplacements différentiels de nappes lors de la mise en place ;

. en outre, il faut trouver une source pour le matériel ophiolitique et ligure de la nappe des Gêts (susceptible d'avoir aussi fourni des minéraux lourds dans les grès de la Mocausa).

C'est une idée voisine qui semble ressortir des schémas palinspastiques publiés dans le guide "Geology of Switzerland" (1980) qui postule cependant une étroite liaison Simme/Gêts (cf. figure 53).

- Si c'est la nappe des *Gêts*, on se heurte au problème inverse : alimenter en matériel sud-alpin la nappe de la Simme "par dessus" les séries des Gêts et leurs sources de matériel ligure.

Sur le schéma de la figure 54, j'ai représenté quelques possibilités envisageables pour les séries chaotiques de la Simme (= séries de la Manche, Ma) :

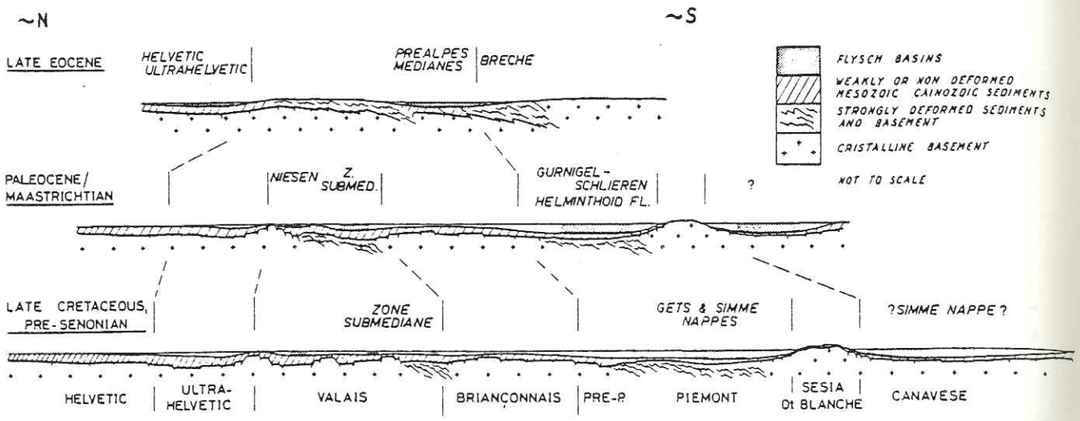


Fig. 53 : COUPES PALINSPASTIQUES SCHEMATIQUES montrant la position des bassins de flysch (grisé) par rapport au socle (croix), aux sédiments mésozoïques peu ou pas déformés (hachuré oblique) et aux sédiments mésozoïques et socle très déformés (lignes ondulées). (in "Geology of Switzerland", 1980).

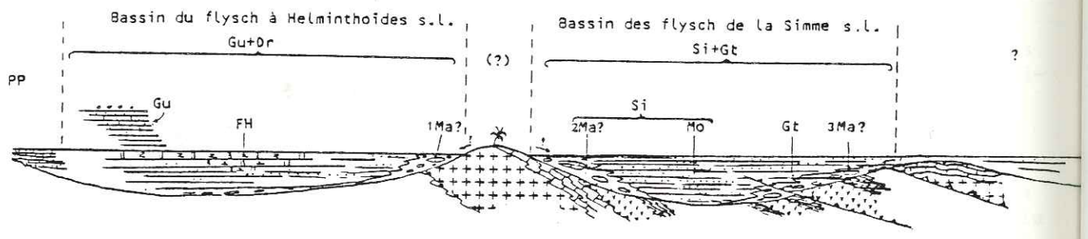


Fig. 54 : PREMIERES HYPOTHESES POUR LA FORMATION DU FLYSCH DES GÊTS.

PP: Prépiémontais ; Gu: Série de la nappe du Gurnigel ; Dr: Série de la nappe des Dranses (FH: Flysch à Helminthoïdes) ; Si: Séries de la nappe de la Simme (Ma: Série de la Manche *(3 hypothèses)* ; Mo: Série de la Mocausa) ; Gt: Série de la nappe des Gêts.

1. Elles seraient alimentées d'Est en Ouest par la couverture lombarde d'un morceau intermédiaire de socle (non métamorphique) qui pourrait être également la source du matériel terrigène du flysch à Helminthoïdes un peu plus tard.

2. Elles seraient alimentées d'Ouest en Est par une couverture lombarde dans la même position (selon les mêmes modalités que les séries occidentales du sillon lombard, cf. Aubouin et al., ...).

3. Elles seraient alimentées par la couverture lombarde du continent africain chevauchant (cette troisième possibilité rejoint pratiquement l'idée d'une nappe de la Simme plus interne).

Dans les trois cas, la nappe des Gêts est alimentée par des séries ligures (avec leur substratum en partie océanique) précocement tectonisées

avant l'Albo-cénomanien mais *subissant encore les effets d'une tectonique au cours du Crétacé supérieur.*

b- Seconde hypothèse (figure 55) :

Cet olistostrome correspond à la mise en place d'une unité à matériel interne que l'on peut rechercher dans l'ensemble Gurnigel / Dranses / Simme surmonté (ou suivi ?) d'une nappe "ligure" (de type Apennin septentrional) à roches vertes (gabbros, pillow-lavas, serpentinites, brèches diabasiques hématitiques), radiolarites, schistes à palombini et schistes du Val Lavagna. Le sommet de l'olistostrome, particulièrement enrichi de ce matériel constituerait l'essentiel de l'actuelle nappe des Gêts.

Dans le cadre d'une telle hypothèse, il reste le problème de l'âge de la structuration, toujours délicat lorsqu'il s'agit d'un complexe tectono-sédimentaire.

Cet âge est nécessairement au *moins* Campanien, car des nannoflores campaniennes ont été identifiées (remaniées ? , en blocs ?). Si l'on incorpore à l'olistostrome les séries frontales de flysch à Helminthoïdes, il faut remarquer que ces derniers terrains (datés ici du Crétacé supérieur sans plus de précision) montent ailleurs jusqu'au Maëstrichtien et, si l'on admet que les flysch du Gurnigel/Voirons en constituent les assises terminales, même (latéralement, il est vrai) jusqu'à l'Eocène moyen ... .

Si l'on recherche sur la transversale chablaisienne un complexe chaotique susceptible d'être rapproché de cet olistostrome, le wildflysch sommital de la nappe de la Brèche ("Complexe chaotique") peut en représenter un équivalent distal acceptable.

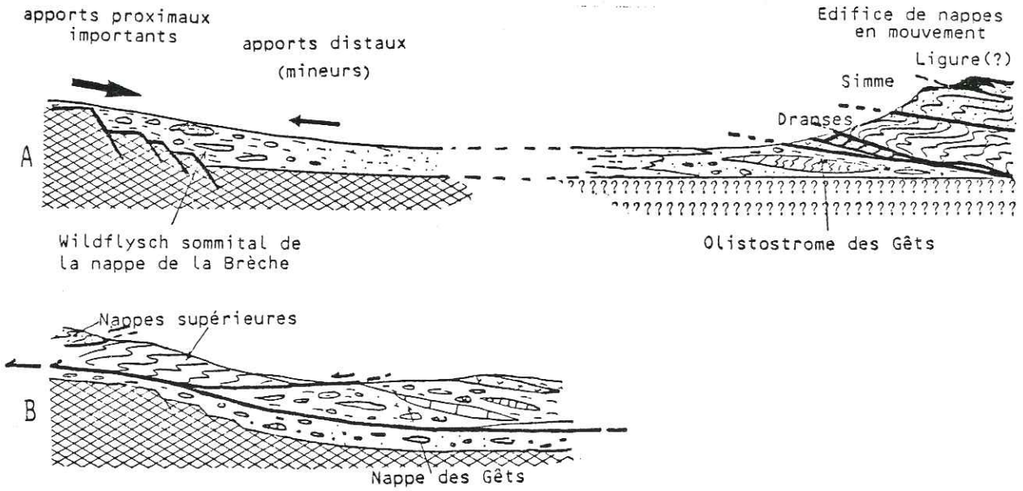


Fig. 55 : SECONDE HYPOTHESE POUR LA FORMATION DE L'OLISTOSTROME DES GÊTS.

A: Au Priabonien ; B: A l'Oligocène inférieur ?

En effet, il contient, outre des éléments purement locaux (de loin les plus nombreux), des petits blocs identifiables comme étant d'origine interne (déjà cités par C. Caron et M. Weidmann, 1967) :

- Conglomérats de la Mocausa ;
- Radiolarites ;
- Roches vertes ;
- Calcaires fins (type calcaires à palombini ?).

En somme, les mêmes (mais de petite taille) que pour l'olistostrome des Gêts, mêlés à une grande abondance de blocs locaux parfois très gros. L'âge de ce complexe, comme je l'ai déjà signalé, est donné pour au moins *Priabonien,* non sur la foi d'une datation de la matrice (pas plus que pour la nappe des Gêts) mais grâce à la présence d'un grès à Discocyclines (Eocène inférieur) repris.

La genèse de l'édifice de nappes des Préalpes supérieures selon cette seconde hypothèse, se serait donc déroulée ainsi :

- Dès l'*Albo-cénomanien* une tectonique précoce, post-néocomienne (cf. C. Grandjacquet et al., 1977) est scellée par le dépôt du complexe de base, discordant, des nappes supérieures. Cette tectonique a dû voir le charriage de séries ophiolitiques et de leur couverture "ligure" (type Apennin ligure) au-dessus d'un socle cristallin à couverture *lombarde*. Ce lambeau de socle est susceptible d'avoir fourni l'essentiel du matériel terrigène des flysch à Helminthoïdes de la nappe des Dranses au Crétacé supérieur ainsi que le matériel magmatique acide (granites et autres) de l'olistostrome des Gêts, au Priabonien (?) selon cette hypothèse.

- Au *Priabonien,* l'édifice de nappe Gurnigel/Dranses/Simme se met en mouvement, accompagné de quelques lambeaux de substratum ligure et créant un olistostrome qui est la future nappe des Gêts.

- A l'*Oligocène inférieur (?) (moyen ?)*, le serrage final a lieu, amenant les unités supérieures sur les domaines prépiémontais, briançonnais et même helvétique (Gurnigel ?).

Problèmes posés par cette seconde hypothèse :

Cette hypothèse postule que les séries frontales sont partie prenante de l'olistostrome des Gêts. On n'a aucune peine à l'envisager dans le secteur considéré : les contacts présumés entre unités ne se montrent guère plus spectaculaires que les "contacts" entre différents éléments de l'olistostrome. Par contre, dans les Préalpes Romandes, il a été décrit une superposition de nappes Gêts/Simme / Dranses sous le massif du Hundsrück. Il ne s'agit plus là d'étroites "queues de nappes" mais de séquences plus complètes séparées par des contacts tectoniques.

D'autre part, aucune datation directe ne permet d'assurer un âge priabonien, ni dans la matrice, ni dans les blocs de la nappe des Gêts.

3°/- Conclusion :

Les observations de terrain que j'ai pu effectuer (tant dans le Chablais qu'en Italie du Nord) m'inclinent plutôt à penser que la nappe des

Gêts constitue un olistostrome (d'âge au moins post-campanien, probablement priabonien ?) formé par l'avancée de la nappe de la Simme, de la nappe des Dranses, de la nappe du Gurnigel et d'une partie des séries du domaine ligure tectonisé. Cet olistostrome a été postérieurement décollé et amené au-dessus du domaine de la Brèche.

Auparavant, l'édifice de nappes sus-jacent est parti plus en avant, au-dessus des séries briançonnaise et subbriançonnaise, abandonnant quelques lambeaux (tels que les grès du type "Pointe de Chéry"?) qui se confondent alors avec les autres blocs de l'olistostrome.

La nappe de la Simme resterait alors la nappe la plus interne des Préalpes, le domaine originel de la nappe des Gêts n'étant plus à rechercher.

En somme, la nappe des Gêts serait dans un contexte tectonique parallélisable avec celui de "l'olistostrome décollé" existant au sommet de la série helvétique (cf. chapitre Tectonique) : un olistostrome interne amené tardivement au-dessus de son équivalent distal (ici le "wildflysch" de la nappe de la Brèche).

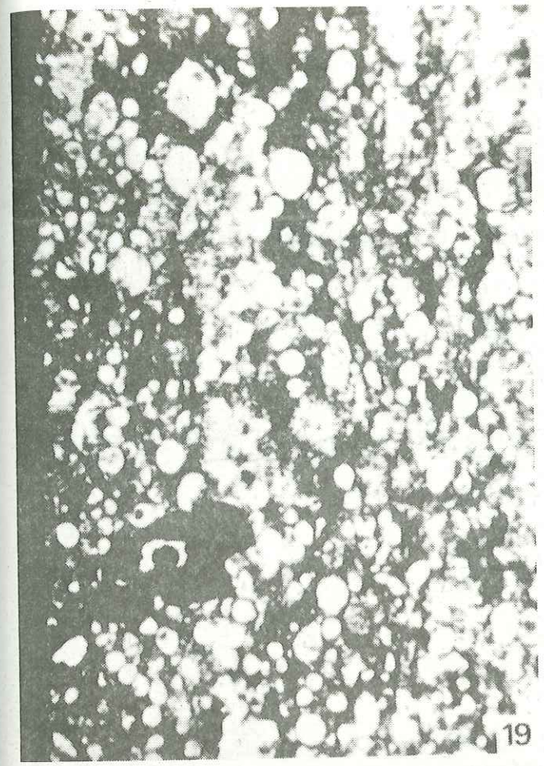
QUELQUES MICROFACIES DE LA NAPPE DES GÊTS.

Photo n° 19 : Radiolarite.
Olistostrome des Gêts.
Les Gêts.
Lame ML 281 x 32

Photo n° 20 : Brèche diabasique hématitique.
Olistostrome des Gêts.
Le Plenay.
Lame ML 79 x 5,5.

Photo n° 21 : Brèche diabasique hématitique.
(Structure ophitique).
Olistostrome des Gêts.
Pentes du Bouvier.
Lame ML 377 x 5,5.

Photo n° 22 : Roche éruptive des Gêts.
(Structure intersertale).
Mont Caly.
Lame ML 2-4 x 5,5.


19

20

21

22

Photo n° 23 : Calcaire graveleux (type "calcaire à Aptychus".)
Olistostrome des Gêts.
Falaises du Bouvier-La Rosière.
Lame ML 65-3 x 8.

QUELQUES FIGURES ET ICHNOFOSSILES DES "FLYSCH DES GÊTS"

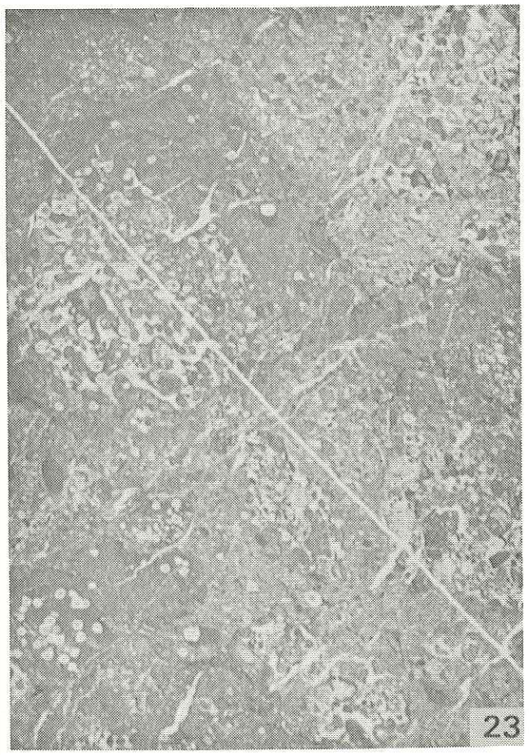
Photo n° 24 : Palaeodictyon sp.
Nabor (les Gêts).

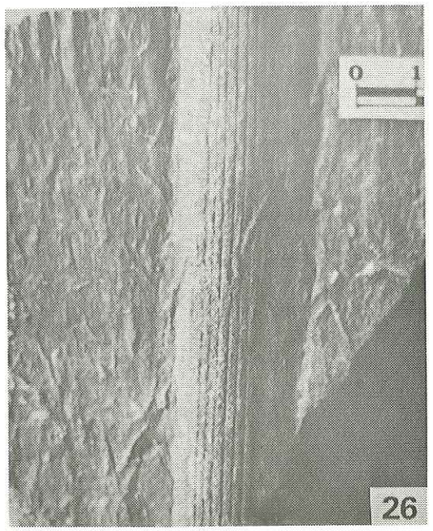
Photo n° 25 : Terriers sinueux.
La Bâtiaz.

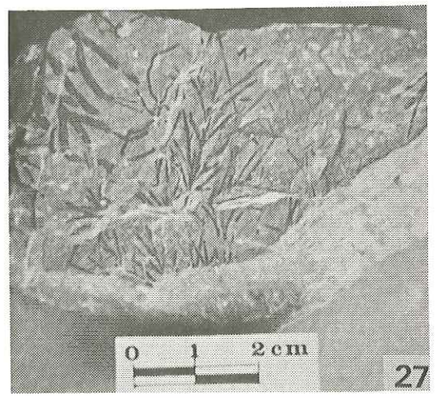
Photo n° 26 : Piste striée énigmatique (?)
Torrent du Chinfrey.

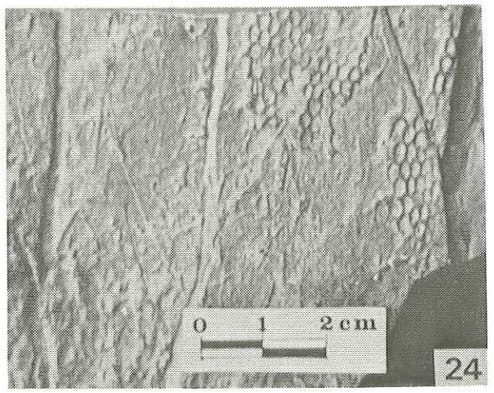
Photo n° 27 : Fucoïdes.
Torrent de la Champanaz.

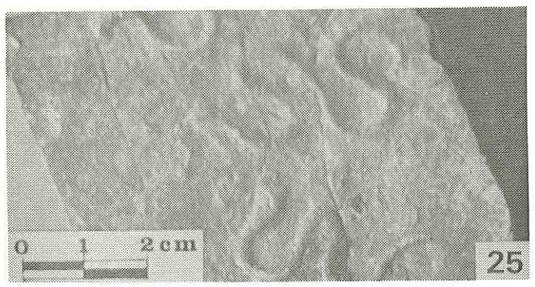
Photo n° 28 : Traces.
Les Ys.

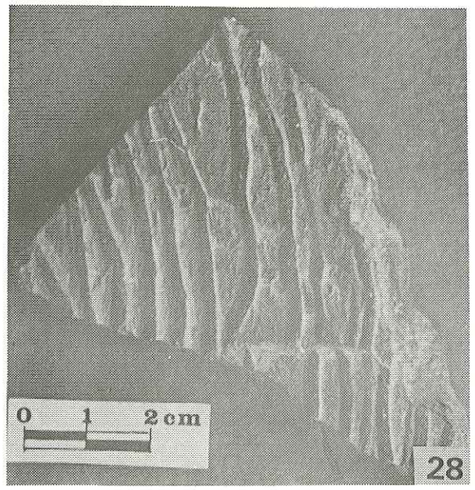






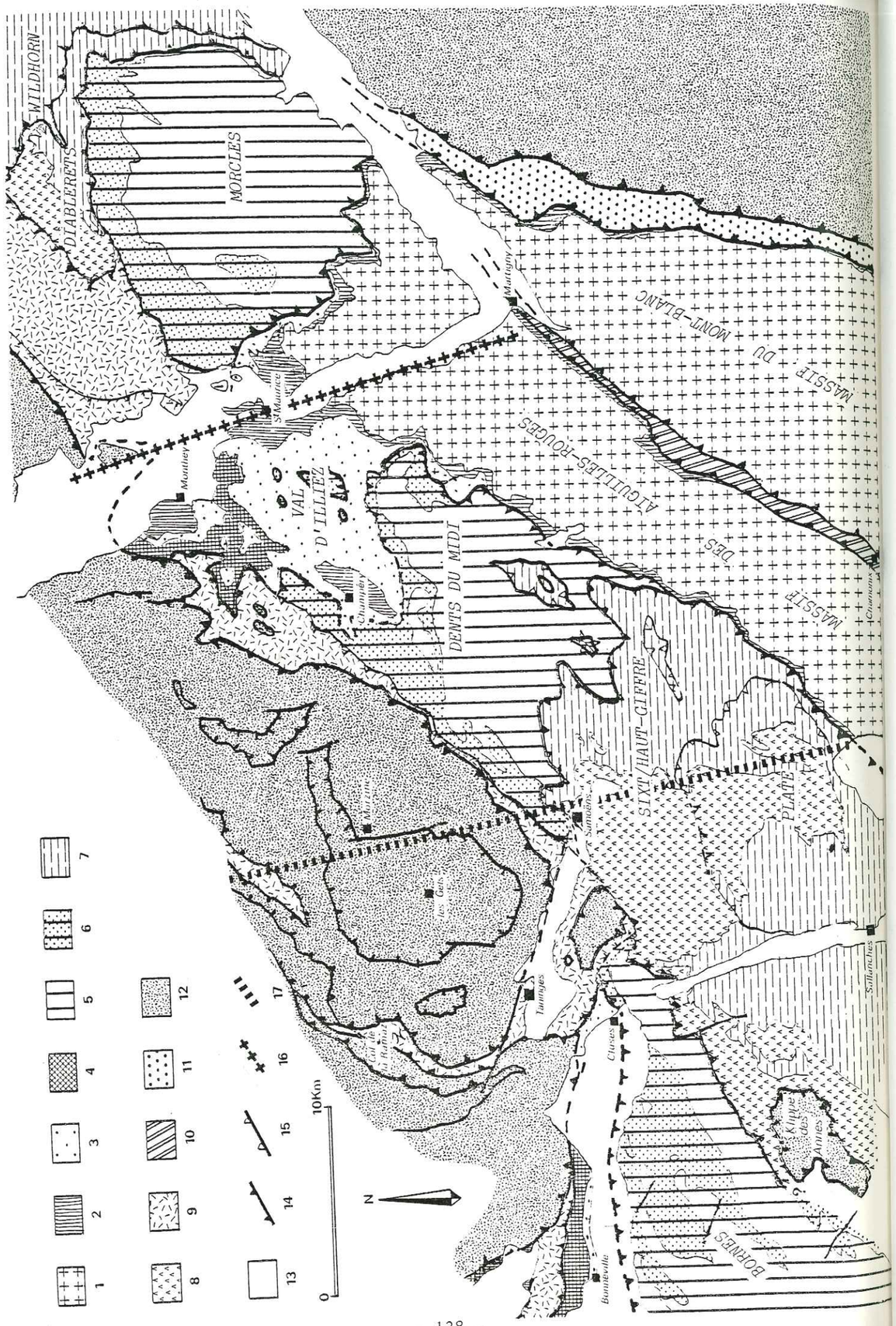


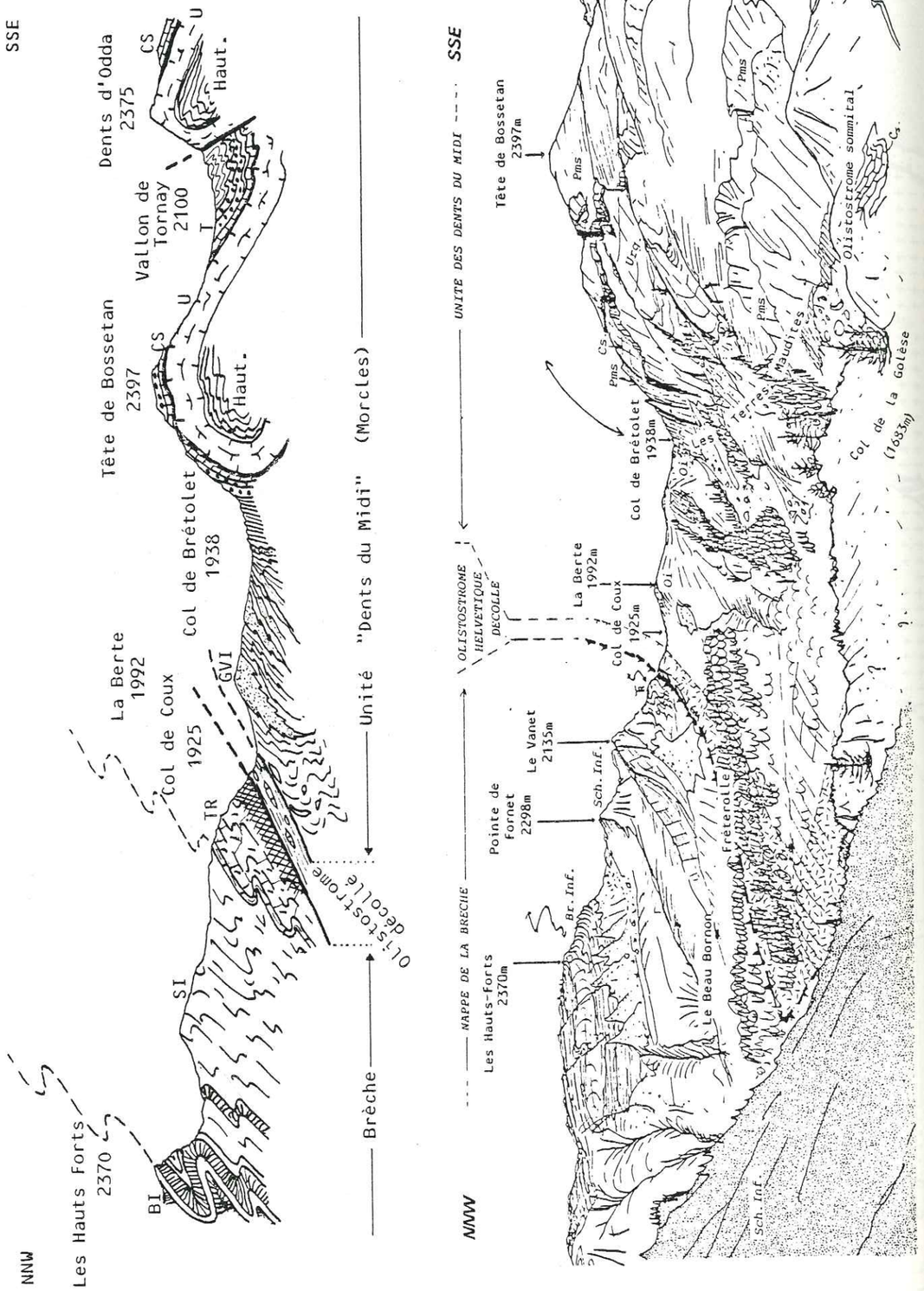




TECTONIQUE

TECTONIQUE


WILDHORN
DIABLERETS
MORCLES
Martigny
MONT-BLANC
DU
MASSIF
AIGUILLES-ROUGES
DES
MASSIF
VAL
D'ILLIEZ
DENTS DU MIDI
SIXT-HAUT-GIFFRE
PLATE
Salanches
Chamonix
BORNES
Bonneville
Taninges
Cluses
Samoëns
St Maurice
Martigny
Chamby
Barberine
Col de Balme
Aig. du Tour
Aig. Verte
Grandes Jorasses
Aiguille du Midi
Mont Blanc
Aiguilles Rouges
Aiguille de Platé
Pointe Percée
Dents du Midi
Dents de Morcles
Dent de Morcles
Dent de Bonavau
Dent de Valerette
Dent de Mordes
Dent de Jaman
Dent de Lys
Dent de Corjon
Dent de Nendaz
Dent de Veisivi
Dent de Perroc
Dent de Bossetan
Dent d'Odda



1°/- Limites du l'unité sur le terrain étudié :

L'unité des Dents du Midi apparaît sous la forme d'une demi-fenêtre dissymétrique (voir planche I) :

- à l'Est et au Sud, elle est chevauchée par l'unité de Sixt - Haut Giffre, depuis la Pointe Rousse jusqu'à la colline de Chantemerle près de Samoëns ;

- au Nord-Ouest, c'est l'ensemble préalpin *sensu lato* qui la recouvre, souligné ici par la semelle tectonique helvétique de la nappe de la Brèche, courant depuis le Col de Coux par le Col de la Golèse jusque dans les prés de Mathonex au-dessus de Samoëns.

Ainsi donc, cette unité vient à disparaître totalement du Nord au Sud, avant même le franchissement du Giffre, sous des unités supérieures. On la verra réapparaître au-delà du massif des Préalpes du Chablais, pour constituer le Pli de Cluses.

Au Nord du terrain d'étude, l'unité des Dents du Midi se développe largement vers l'Est. Elle chevauche les séries autochtones du Val d'Illiez qui apparaissent en fenêtre à la faveur du large bombement tardif axé sur le Rhône valaisan. L.W. Collet (1943) a décrit les modalités de ce chevauchement bien mis en évidence par la coupe géologique naturelle du Rhône.

2°/- Description structurale :

La bordure nord-occidentale de l'unité des Dents du Midi entre le Giffre et la frontière franco-suisse est marquée par l'existence de grandes structures de direction N 70° (ENE-WSW) qui s'ennoient successivement vers le SW. Ce sont les anticlinaux de Bossetan et des Dents d'Odda, séparés par le vallon synclinal de Tornay-Les Verdets.

a- L'anticlinal de Bossetan (Fig. 57 et photo B hors texte) :

C'est le dernier rouleau visible dessiné par le Mésozoïque helvétique avant le contact des nappes préalpines.

Il culmine sur le terrain considéré à la Tête de Bossetan, à la frontière franco-suisse et se prolonge en contrebas des sommets des Dents Blanches jusqu'aux Dents du Midi (L.W. Collet, 1943).

Sa forme bien régulière en fait une structure particulièrement spectaculaire, surtout par comparaison avec la morphologie lourde et émoussée de la nappe de la Brèche voisine.

C'est un *anticlinal déversé* vers le Nord-Ouest (Pl. I, coupes 8 et 9).

Fig. 57 : PANORAMA ET COUPE DU FRONT DE L'UNITE DES DENTS DU MIDI. photo K

Panorama : Oi: Oligocène inférieur ; Pms: Priabonien moyen et supérieur ; Cs: Crétacé supérieur ; Urg: Urgonien.

Coupe : GVI: Grès du Val d'Illiez ; T: Tertiaire ; Cs: Crétacé supérieur ; U: Urgonien ; Haut: Hauterivien ; BI: Brèche inférieure ; SI: Schistes inférieurs ; Tr: Trias.

- *Son flanc NW,* entre les cols de Brétolet et de la Golèse (Fig. 57) porte le nom significatif de "Terres Maudites" : le pendage des couches, conforme à la très forte pente du terrain (quasi-verticale), facilite de très fréquents éboulements. C'est ce qui confère l'aspect en "pelure d'oignons" de l'anticlinal : les éboulements et l'érosion ont par endroit supprimé le Tertiaire et le Crétacé supérieur, laissant apparaître de larges boutonnières d'Urgonien. Un sentier et des torrents serpentent entre les gros éboulis qui parsèment son pied : ils permettent de lever une coupe détaillée du flysch helvétique. Les couches y sont verticales et amorcent par endroit un début de flanc inverse. Elles sont souvent dysharmoniques et dessinent alors des trains de plissotements désordonnés.

La dépression de la haute vallée de la Dranse de la Manche se développe dans ce flysch à grès du Val d'Illiez et surtout dans l'olistostrome terminal qui lui succède stratigraphiquement.

En remontant le torrent de Chardonnière en direction du col de la Golèse, on peut voir le passage du flysch marno-micacé (Oligocène inférieur) à un flysch dissocié puis à un olistostrome (Oligocène moyen à supérieur). Le tout en *parfaite continuité*.

C'est donc au sein d'un olistostrome que passe le contact basal chevauchant de la troisième des unités distinguées, celle de la "semelle tectonique" décollée. Ce contact n'est donc pas très net.

On remarque toutefois un enrichissement de la partie sommitale (déplacée) de l'olistostrome en matériel *interne* (La Mine d'Or, Gorges de Chamossière) et un aspect plus schisteux de la matrice.

Il est en tout état de cause très difficile de repérer un accident un peu plus tardif au sein d'un complexe tectono-sédimentaire. Celui-ci n'a d'ailleurs pas l'importance d'un contact entre nappes : il ne s'agit que d'un décollement au sein d'une même formation, décollement dont on peut simplement dire qu'il est au moins juste postérieur au dépôt de l'olistostrome.

- *Le flanc SE* de l'anticlinal de Bossetan est connu sous le nom de "l'Avouille". C'est là que j'ai choisi une grande partie des coupes décrites dans le chapitre *Stratigraphie*. Le pendage des couches y est en général plus modeste, atteignant toutefois 45° au NE. Un léger repli synclinal juste au sommet du pli, remarqué par X. Pierre et J.P. Uselle (1966), a laissé subsister un lambeau témoin de conglomérat priabonien en "chapeau". Le reste du versant S du pli est armé par l'Urgonien sur lequel apparaissent par place quelques restes de série crétacée et tertiaire, hachées par un réseau de failles tardives subméridiennes, à faible rejet (Planche I, coupes 7, 8 et 9).

- *En descendant vers le SW,* la série stratigraphique se complète pour dessiner une carapace enveloppant tout le pli dont l'axe *plonge* nettement en direction de l'W.SW (N 70°) (Planche I, coupe 5). Au-delà du chalet de l'Abérieu, situé sur le trajet d'une faille verticale NS, on ne distingue pratiquement plus le pli de Bossetan dans les alpages. Celui-ci se laisse alors entièrement recouvrir par l'unité supérieure de l'olistostrome helvétique plus interne et par la nappe de la Brèche.

Le plongement axial de l'anticlinal de Bossetan précède le recouvrement final par l'ensemble préalpin. Il est lié au bombement tardif de la fenêtre du Rhône valaisan comme nous le verrons plus avant.

b- Le vallon synclinorial de Tornay - Les Verdets (figure 58) :

Le refuge de Tornay a été construit dans ce vallon (déjà décrit par L.W. Collet (1943) puis par X. Pierre et J.P. Uselle (1966) sous l'appellation de Vallon de Bossetan) qui ne porte pas de nom sur la carte IGN.

Les replis synclinaux de la série tertiaire qui en occupe le coeur déterminent des crêtes successives. Au Col de Bossetan, on distingue trois petits synclinaux à coeur de Priabonien marin (figure 58). En descendant vers le Sud, ces synclinaux vont se confondre en un seul, plus resserré.

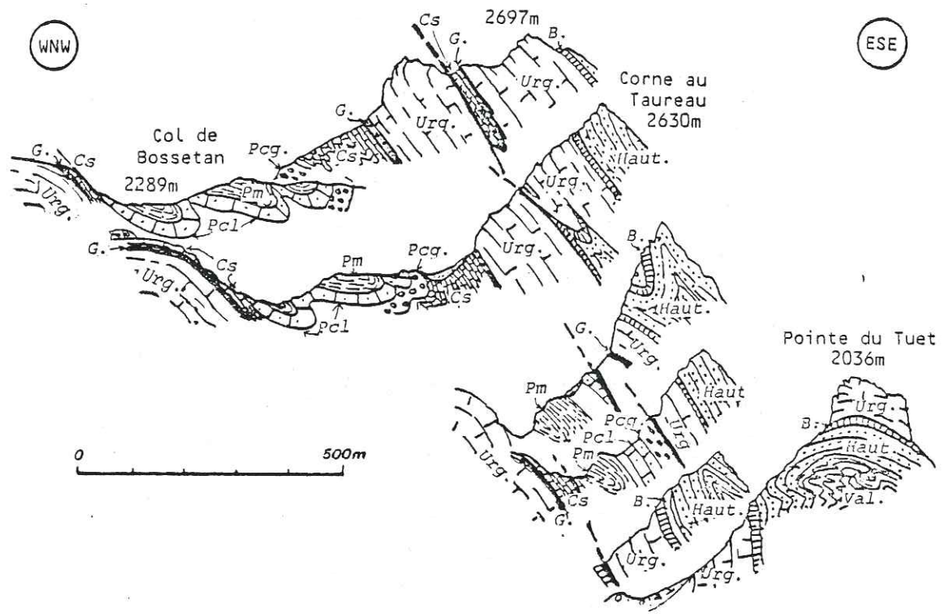


Fig. 58 : LE VALLON DE TORNAY DANS SA PARTIE SUPERIEURE (repris de L.W. Collet, 1943, très légèrement modifié et redessiné).

Pm: Priabonien marin ; Pcl: Priabonien lacustre ; Pcg: Priabonien conglomératique ; Cs: Turono-Sénonien ; G: Gault ; Urg: Urgonien ; B: Barrémien inférieur ; Haut: Hauterivien ; Val: Valanginien.

Les maisons des Allamands son bâties sur des niveaux de calcaires priaboniens marins replissés, au coeur du synclinal. Ceux-ci affleurent donc à l'altitude de 1000m. Ces mêmes niveaux, dans le même synclinorium affleurent à plus de 2200m d'altitude autour du Col de Bossetan. Le synclinorium de Tornay est par conséquent affecté du même plongement axial que l'anticlinal de Bossetan (1200m sur 5 km environ soit à peu près 15° en direction du Sud-Ouest). Au Nord du Pied du Crêt, l'unité de l'olistostrome helvétique plus interne vient probablement recouvrir le synclinal de Tornay. Tout comme l'anticlinal de Bossetan, cette structure disparaît sous l'ensemble préalpin. (Planche I, coupes 3 et 4).

c- L'anticlinal des Dents d'Odda (Figure 59) :

Depuis la Pointe de la Golette et sa jumelle, la Corne au Taureau,

une crête accidentée descend régulièrement en direction de Samoëns : c'est la falaise des Dents d'Odda, s'inscrivant dans le prolongement direct des Dents Blanches qui dominent le Val d'Illiez (cf. L.W. Collet, 1943).

La dalle urgonienne en position très redressée, légèrement renversée et redoublée par le jeu d'une faille inverse forme les plus hauts sommets au voisinage de la frontière franco-suisse (voir Planche I, coupes 7, 8 et 9). Elle représente le flanc inverse d'un anticlinal couché vers le NW. Aux alentours de la Corne au Taureau, l'Urgonien du flanc normal a été érodé : c'est l'Hauterivien qui forme la Corne elle-même, tandis que la Combe du Praz Riant est creusée dans les niveaux moins résistants du Valanginien en coeur de pli. Quelques replis de l'Urgonien viennent accidenter de petites crêtes rocheuses les vallons complexes plus méridionaux des Foillis et des Chambres. Au Sud-Est, les falaises de la Pointe Rousse-des-Chambres et des Avoudrues, résultent de nouveaux grands plis déversés et/ou cisaillés (on pourra pour plus de précision se rapporter au travail de X. Pierre et J.P. Uselle, 1966).

En suivant vers le SW, dans le flanc sud du synclinorium de Tornay, la dalle urgonienne du flanc inverse des Dents d'Odda, on la voit accentuer un peu son renversement pour finir par être affectée par une petite faille inverse qui met en contact directement l'Urgonien avec le Nummulitique (conglomérat ici sous un faciès d'émersion rouge lie-de-vin bien visible de loin (Planche I, coupes 6 et 7).

La Pointe du Tuet (Planche I, coupe 6) est déterminée par l'Urgonien du flanc normal de l'anticlinal, qui, épargné par l'érosion, réapparaît brusquement. La dalle urgonienne dessine au-delà vers le Sud-Ouest une très belle tête de pli couchée, dont le coeur est occupé par les niveaux dysharmoniques plus tendres et plus sombres de l'Hauterivien et du Valanginien. On distingue alors très nettement le plongement de l'axe de l'anticlinal vers le SW (voir figure 59 et photo A hors texte).

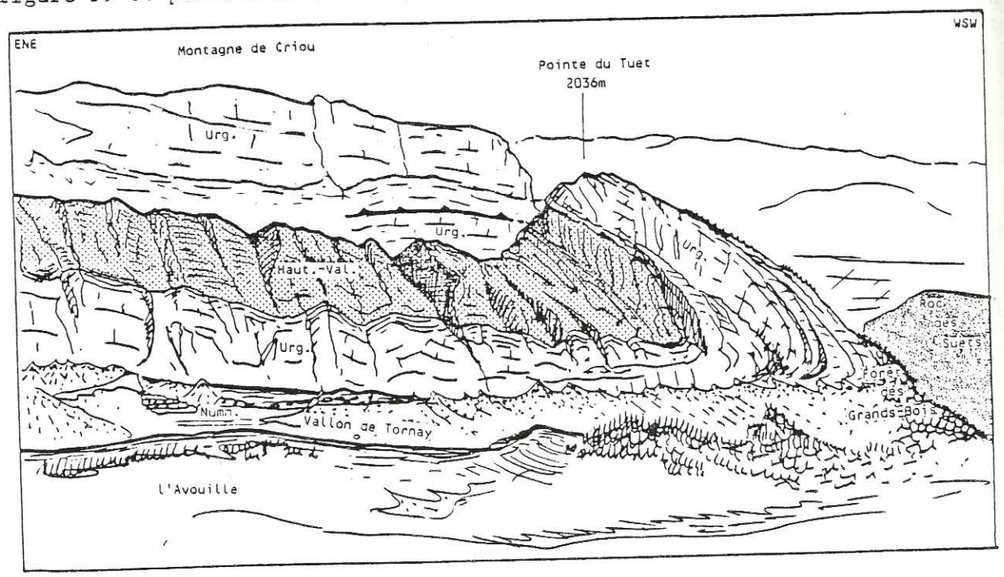


Fig. 59 : PANORAMA DE L'ANTICLINAL DES DENTS D'ODDA A LA HAUTEUR DE LA POINTE DU TUET, MONTRANT SON PLONGEMENT AXIAL VERS LE SUD-OUEST.

Le pli vient disparaître dans la forêt des Grands Bois. La route des Allamands grimpe en quelques lacets sur la carapace urgonienne de sa terminaison périanticlinale avant que celle-ci ne s'ennoie définitivement aux alentours du Pied du Crêt.

De l'autre côté du torrent du Clévieux, s'élève une nouvelle falaise urgonienne, celle du Roc des Suets. Mais elle appartient à une unité tectonique delphino-helvétique supérieure, venue recouvrir l'anticlinal des Dents d'Odda en suivant le même plongement axial.

d- L'anticlinal de Cluses (Figure 60) :

Ce pli spectaculaire recoupé par la vallée de l'Arve près de Cluses est situé au-delà des limites du secteur que je m'étais fixé, de l'autre côté des nappes préalpines (figure 56).

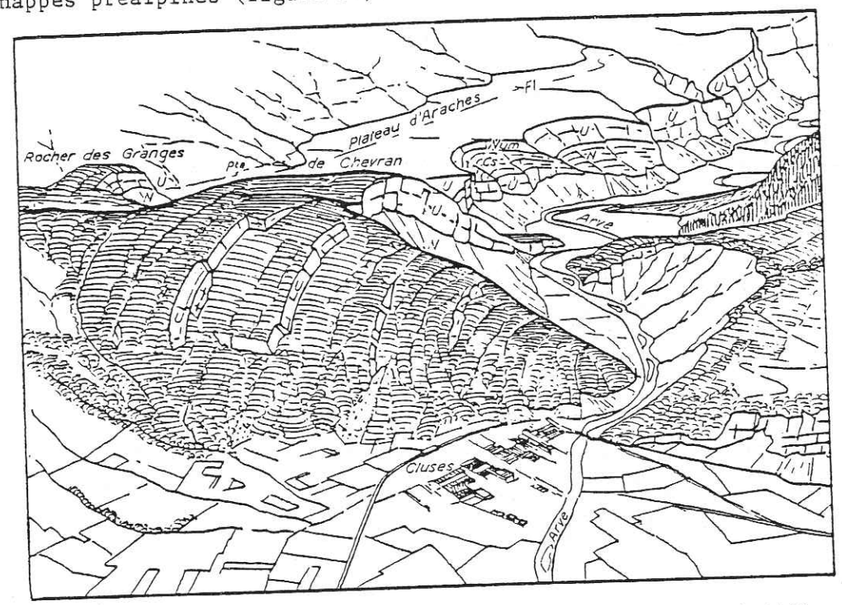


Fig. 60 : LE PLI DE CLUSES, dessiné par L.W. Collet (1943).

N: Néocomien ; U: Urgonien ; Cs: Crétacé supérieur ;
Num: Nummulitique lacustre ; Fl: Priabonien supérieur et flysch.

Cependant il présente suffisamment d'intérêt pour qu'il soit nécessaire de l'évoquer ici, en s'appuyant sur les travaux de B. Pairis (1975).

On peut en effet comparer les structures anticlinales que je viens de décrire à celles qui réapparaissent au-dessus de Cluses.

- *Du point de vue structural* :

Le pli de Cluses a une orientation N 60°E, peu différente de celle des plis de Bossetan et des Dents d'Odda. Il est également couché vers le NW. B. Pairis (1975) note un *plongement axial* de cette structure *vers le NE*,

plongement partagé par l'ensemble des structures du massif de Platé. Le dispositif apparaît donc comme exactement symétrique de celui de Bossetan et des Dents d'Odda autour d'un axe approximatif représenté par "l'ensellement subméridien du coeur du massif de Platé".

Tout comme les plis de la rive droite du Giffre disparaissent sous l'ensemble allochtone préalpin après avoir subi un fort plongement axial vers le SW, le pli de Cluses s'enfonce sous ce même ensemble préalpin à la faveur d'un plongement axial vers le NE. Bref, les rouleaux frontaux de l'unité des Dents du Midi après être passés en tunnel sous les nappes préalpines dans la région de Samoëns, réapparaissent avec le pli de Cluses avant de se développer de nouveau dans la partie externe des Bornes.

- *Du point de vue stratigraphique* :

Dans la série tertiaire du pli de Cluses (figure 61) (plus précisément au niveau du repli du Gacco de B. Pairis, 1975) est signalée la présence de grès riches en matériel volcanique non andésitique (Grès du Val d'Illiez de Vuagnat, 1954) précédant l'olistostrome sommital. On retrouve donc là une série tertiaire à Grès du Val d'Illiez comparable à celle présente sur l'anticlinal de Bossetan, au Col de Brétolet.

Par différence, la structure de Balme chevauchant immédiatement à l'Est le pli de Cluses, possède une série tertiaire à grès de Taveyannaz d'origine plus interne.

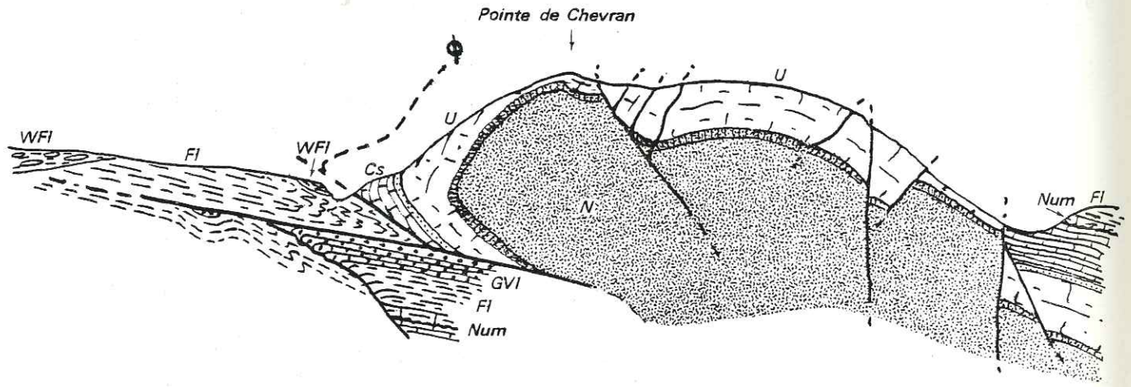


Fig. 61 : COUPE SYNTHETIQUE DU PLI DE CLUSES, B. PAIRIS (1975).
Redessiné, très légèrement modifié.
N: Néocomien ; U: Urgonien ; Cs: Turono-Sénonien ; Num: Nummulitique lacustre ; Fl: Flysch marno-micacé ; Wfl: Wildflysch.

3°/- Conclusion :

L'unité des Dents du Midi, que l'on peut considérer comme la prolongation d'une nappe de Morcles qui serait *définie stratigraphiquement par ses séries tertiaires* disparaît momentanément, à la suite d'un plongement axial, sous le charriage des nappes préalpines.

Elle resurgit ensuite dans le secteur de Cluses après un relèvement axial pour se poursuivre dans la partie occidentale du massif des Bornes.

Dans le Haut-Val d'Illiez, il semble que l'on doive rattacher à cette unité le pli de Barme, à coeur mésozoïque : celui-ci est solidaire de l'arête de Berroix (flysch marno-micacés), prolongation du petit sommet de la Berte (grès de la Berte) qui appartient comme nous l'avons vu à l'unité des Dents du Midi. En outre, ce pli a une direction N60 conforme à celle des plis de Bossetan et des Dents d'Odda, ce qui n'est pas le cas du pli de Champéry (de direction N10) que l'on peut plutôt rattacher à l'autochtone (cf. carte géologique Finhaut, L.W. Collet).

Le chevauchement frontal de l'unité de Morcles - Dents du Midi, visible dans le Val d'Illiez, est cacheté entre la frontière suisse et l'Arve par une couverture tectonique constituée par l'olistostrome delphino-helvétique sommital entraîné à la base des nappes préalpines. Au Sud de la vallée de l'Arve, l'éventuel prolongement du cisaillement frontal est masqué par les dépôts quaternaires.

B. L'UNITE DE SIXT - HAUT-GIFFRE.

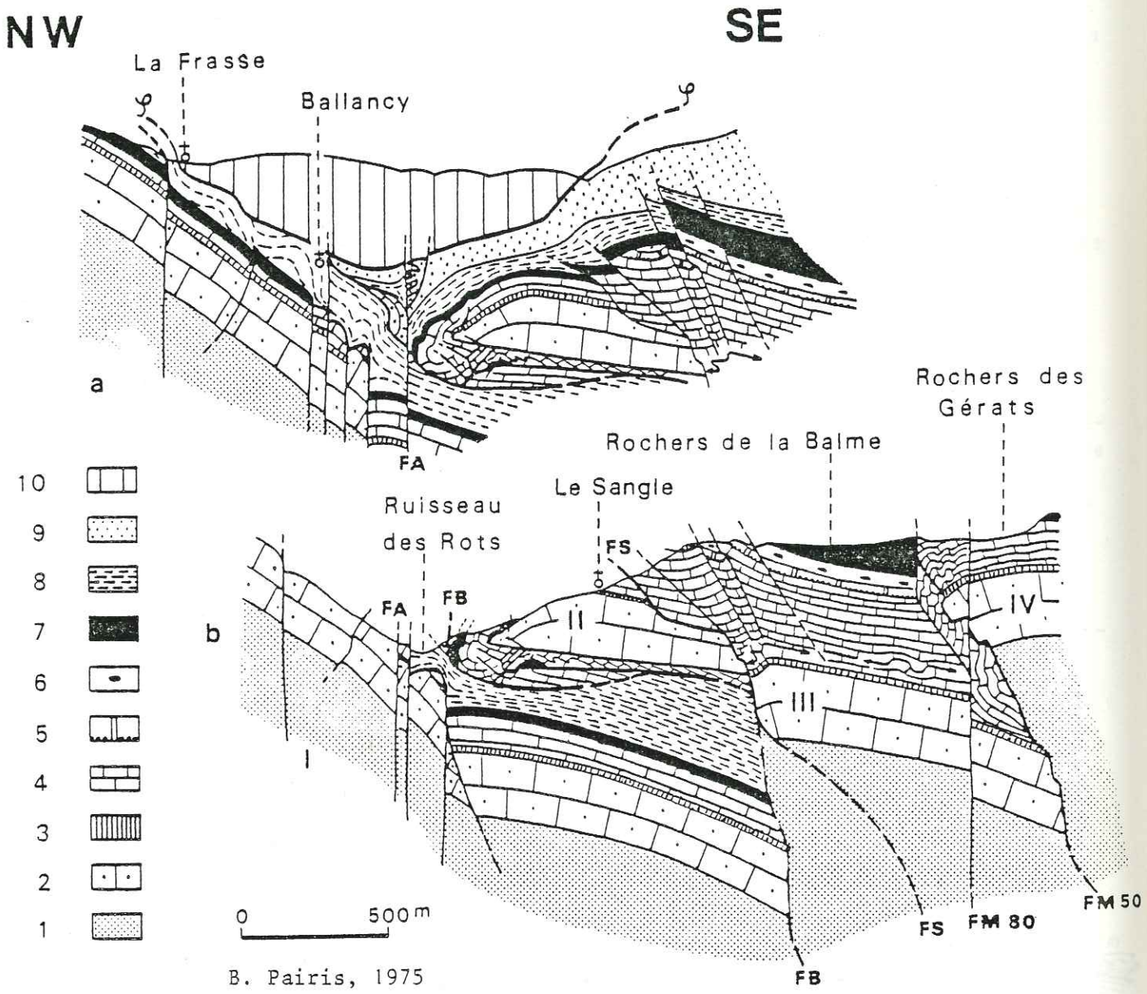
1°/- Limites :

a- En rive droite du Giffre, cette unité apparaît en bordure du terrain étudié (cf. Planche I). Son contact chevauchant au-dessus de l'Unité des Dents du Midi passe au milieu de la falaise de la Pointe Rousse à l'Aouille de Criou. Il traverse ensuite la vallée de Clévieux au Sud du Pied-du-Crêt pour passer sous la colline de Chantemerle et venir disparaître sous les alluvions de la vallée du Giffre.

b- En rive gauche du Giffre, ce contact est cacheté par l'olistostrome helvétique interne décollé lors de la phase tardive et entraîné à la base des nappes préalpines. Il réapparaît aux alentours de La Frasse, au front de l'anticlinal couché de Balme, en arrière du pli de Cluses. On en retrouve la trace de l'autre côté de l'Arve, d'où il se dirige vers le synclinal de Thônes.

Tout le domaine delphino-helvétique au Sud du Giffre dans le secteur étudié appartient donc à cette unité.

N'ayant étudié que la bordure frontale du domaine helvétique dans la zone de contact avec les nappes préalpines, je renvoie le lecteur pour des descriptions plus précises des structures du mésozoïque de cette unité à L.W. Collet, 1943 ; X. Pierre et J.P. Uselle, 1966 ; B. Pairis, 1975.



B. Pairis, 1975

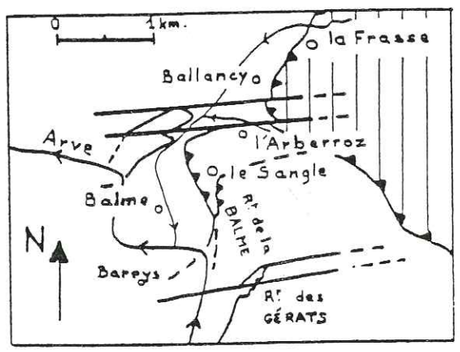


Fig. 62 : RAPPORTS ENTRE LES STRUCTURES DE CLUSES, BALME, ROCHERS DE LA BALME ET MAGLAND.
1: Crétacé inférieur ; 2: Urgonien ; 3: "Gault" ; 4: Crétacé supérieur ; 5: Lutétien marin ; 6: Couches lacustres ; 7: Calcaires priaboniens ; 8: Schistes tertiaires ; 9: Grès de Taveyannaz ; 10: Wildflysch. FA: Faille de l'Arberroz ; FB: Faille de Bareys ; FM 50: Faille 50 de Magland ; FM 80: Faille 80 de Magland ; FS: Faille du Sangle. I: Retombée SE de l'anticlinal de Cluses ; II: Anticlinal de Balme ; III: Anticlinal des Rochers de La Balme ; IV: Anticlinal de Magland.

2°/- Description structurale :

a- Le chevauchement de Criou-Chantemerle :

Dans la falaise du Criou ce chevauchement subit comme l'ensemble de l'unité précédente un plongement axial en direction du SW. X. Pierre et J.P. Uselle (1966) remarquent que sa trace se trouve à 1600m d'altitude sous l'Aouille de Criou et à 2300m aux Grand Fats, 3 km plus à l'ENE. Ces mêmes auteurs remarquent que la direction des contraintes semble presque NS (N 80 ?) pour la mise en place du chevauchement.

Ce sont les niveaux de l'Hauterivien qui chevauchent la série des Dents du Midi du vallon des Foillis, représentée à son sommet par le Crétacé supérieur ou le Tertiaire (Planche I, coupes 5, 6, 7 et 8). Quelques lambeaux d'Urgonien coincés dans le contact sont visibles dans la falaise.

La trace du contact disparaît dans la forêt sous le Quaternaire de la vallée de Clévieux.

A l'Est de Chantemerle, la base de la falaise du Roc des Suets est taillée dans l'Hauterivien de cette unité : l'Urgonien la couronne. L'ensemble de la colline de Chantemerle dessine un anticlinal largement couché dont les formations tertiaires (jusqu'au flysch marno-micacé) viennent chevaucher des termes équivalents de l'unité des Dents du Midi sous-jacente (Planche I, coupes 3 et 4).

X. Pierre et J.P. Uselle (1966) plaçaient la colline de Chantemerle et le Roc des Suets dans le prolongement de l'anticlinal des Dents d'Odda. Nous avons vu que celui-ci pouvait être suivi régulièrement jusque près du Roc des Suets dans son plongement axial. Il est donc très difficile de raccorder ces deux structures, sinon au prix d'un brutal relèvement axial et d'une exagération du chevauchement. Il paraît plus naturel de faire plonger l'anticlinal des Dents d'Odda sous la colline de Chantemerle qui est alors rattachée au chevauchement de Criou.

De plus, on note au sein des séries tertiaires une nette différence d'âge de la transgression priabonienne : elle est plus précoce dans la colline de Chantemerle comme dans les structures orientales du massif de Sixt - Haut-Giffre. Même en tenant compte des paléoreliefs (paléochenaux mis en évidence par B. et J.L. Pairis, 1975) du Priabonien, cette particularité ne s'explique bien qu'en admettant un rapprochement tectonique important d'une partie du domaine delphino-helvétique atteinte précocement par la transgression (unité de Sixt - Haut-Giffre).

b- Le pli de Balme (Figure 62) :

De même que le pli de Cluses, cet anticlinal couché dont le détail semble très complexe sort du secteur étudié, mais présente l'intérêt de pouvoir être comparé aux structures que je viens de décrire.

Il porte sur son dos une importante masse de grès de Taveyannaz (faciès assez interne des grès helvétiques) et *chevauche le pli de Cluses* (à grès du Val d'Illiez), prolongation de l'Unité des Dents du Midi. Selon B. Pairis (1975) sa direction axiale est de N 80°, c'est-à-dire, notablement différente de celle du pli de l'unité sous-jacente.

c- Le passage du chevauchement du pli de Balme au chevauchement de Criou-Chantemerle :

Dans le secteur étudié, en rive gauche du Giffre, on ne rencontre que l'olistostrome sommital helvétique : les raccords sont illisibles dans ce complexe tectono-sédimentaire probablement pénécontemporain du plissement et du chevauchement de l'unité supérieure. De plus, ce "contact" doit être cacheté par l'olistostrome plus interne décollé, mis en place tardivement. C'est donc surtout sur des critères stratigraphiques portant sur le Tertiaire - âge de la transgression priabonienne, nature des niveaux gréseux Oligocène inférieur (du Val d'Illiez ou de Taveyannaz) - ou sur des critères tectoniques (contraintes plus méridiennes amenant des structures N 80°) que se fonde la comparaison, plutôt que sur des raccords géométriques.

Si l'on se fonde sur la présence des mêmes caractéristiques stratigraphiques et structurales dans les unités chevauchant les Dents d'Odda et le pli de Cluses, il paraît logique de raccorder le front de Balme à celui de Criou-Chantemerle par dessous le charriage préalpin.

d- Signification des grès de Samoëns :

Juste en bordure sud du Giffre affleurent les grès de Samoëns. Etant donné l'incertitude existant quant à la position des contacts entre olistostromes, il faudrait sans doute une étude pétrographique et stratigraphique plus poussée de ces grès pour les attribuer à telle ou telle unité.

. Si ceux-ci se rapprochent des "grès Ultrahelvétiques" (de type Meilleret ?) il faudra sans doute les rapporter à l'olistostrome décollé et entraîné à la base de la nappe de la Brèche.

. Si, comme je le pense, ils sont étroitement liés à la matrice de l'olistostrome sommital de l'unité Sixt - Haut-Giffre, ils représentent alors une récurrence de faciès gréseux au sein de séries chaotiques telles que celles que P. Marchetti (1956) décrit en définissant la notion d'olistostrome en Sicile, ou que C. Kerckhove (1969) retrouve dans les schistes à blocs de l'Embrunais-Ubaye (voir figure 63).

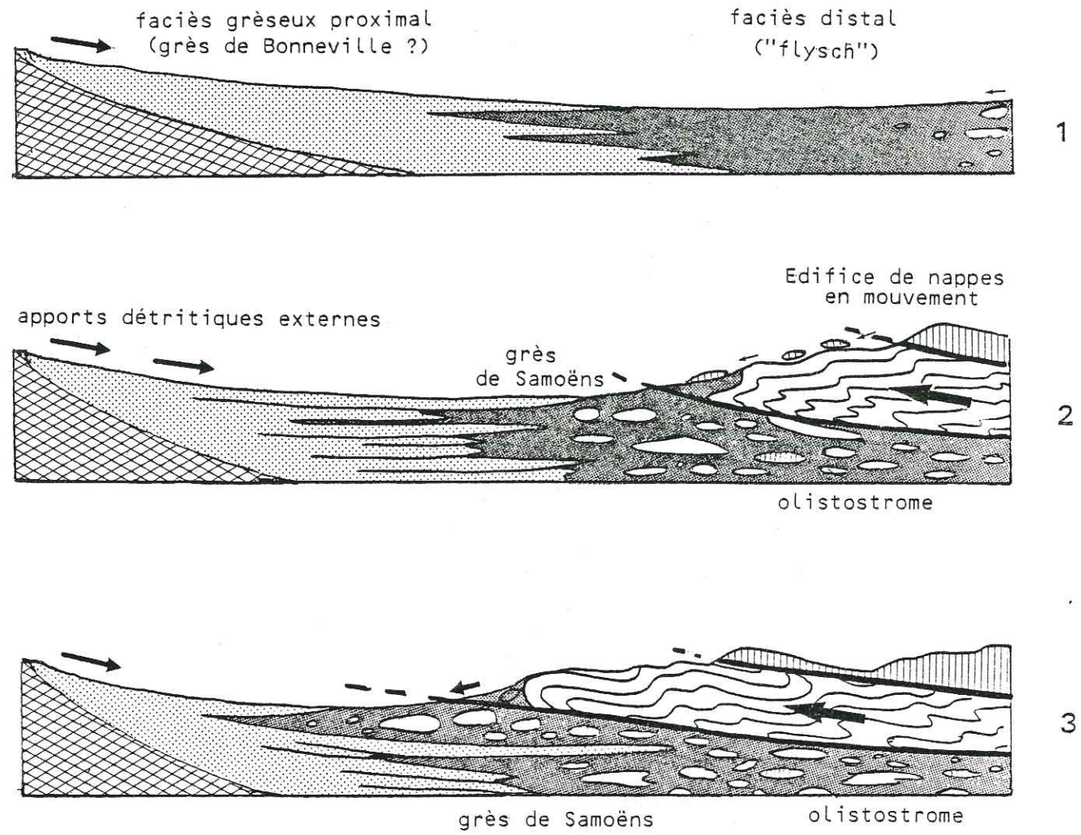


Fig. 63 : SCHEMA DE LA FORMATION DE L'OLISTOSTROME HELVETIQUE AU-DEVANT DE L'AVANCEE DES NAPPES PREALPINES, AVEC INTRICATION DE NIVEAUX GRESEUX (de type Samoëns). Voir aussi P. Marchetti, 1956 ; E. Beneo, 1956 et C. Kerckhove, 1969.

e- Les synclinaux de la Pointe de Cupoire :

Ils se situent en arrière (Sud-Est) du front chevauchant de l'unité. Pour reprendre les termes de B. Pairis (1975), qui se rapportent cependant aux structures visibles dans le mésozoïque, ils font partie de la cuvette synclinale complexe d'Arâches, limitée au NW par le pli de Balme et le chevauchement de Chantemerle-Criou et au SE par le pli couché Arbaron-Sixt.

Cet auteur décrit la disparition des structures plissées sous les grès de Taveyannaz (et/ou les flyschs associés). Il est certain que la nature du terrain ne se prête guère au dessin de beaux "rouleaux". On peut cependant retrouver les traces des synclinaux dans ces séries sommitales alors que c'est évidemment presque impossible au sein de la formation chaotique qu'est l'olistostrome helvétique.

A la Pointe de Cupoire (figure 64), on peut repérer deux synclinaux couchés très aigus, dont le coeur est occupé par l'olistostrome lié aux grès de Taveyannaz et aux schistes associés. Une schistosité les accompagne

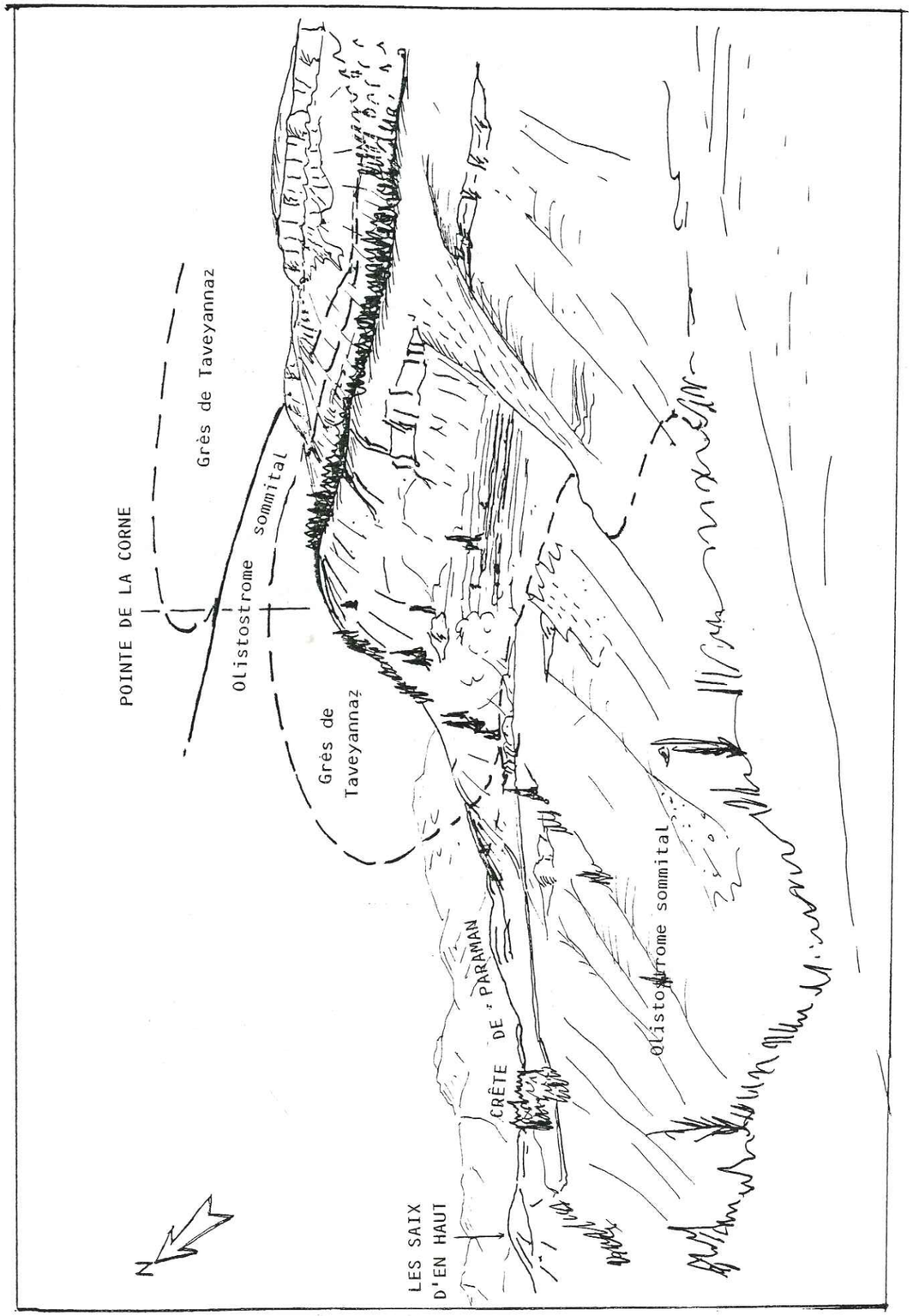


Fig. 64 : PANORAMA DE LA POINTE DE LA CORNE ET DE LA CRETE DE PARAMAN : derniers affleurements de grès de Taveyannaz avant l'olistostrome.

(figure 19). C'est l'expression des mêmes contraintes que celles qui ont créé des rouleaux frontaux, mais dans un matériaux moins compétent.

Les grès de Taveyannaz ont un style très cassant : ils peuvent être cisaillés à la base lorsque le pli est trop serré (cf. figure 19).

3°/- Conclusion :

A l'intérieur de l'ensemble delphino-helvétique à l'arrière des nappes préalpines du Chablais, le massif de Sixt - Haut-Giffre apparaît comme une unité tectonique supérieure empilée sur l'unité des Dents du Midi.

Tout d'abord, les deux unités présentent des différences notables dans leur stratigraphie, tout particulièrement au niveau des formations tertiaires. En effet :

- la transgression priabonienne commence plus précocement dans l'unité de Sixt - Haut-Giffre que dans l'unité des Dents du Midi, au moins dans le secteur que j'ai étudié ;

- les grès Oligocène inférieur sont de type Taveyannaz, à matériel andésitique (donc à cachet plus interne, G.G. Sawatzki, 1975) dans l'unité de Sixt - Haut-Giffre alors qu'ils sont de type Val d'Illiez dans l'unité des Dents du Midi.

Ceci implique que les deux unités occupaient dans le bassin nummulitique des positions suffisamment distantes, compatibles avec les différences stratigraphiques.

Quand le chevauchement frontal n'est pas oblitéré par les unités tectoniques supérieures comme c'est le cas entre Samoëns et La Frasse, il montre clairement la superposition de l'unité de Sixt - Haut-Giffre sur celle des Dents du Midi (arrière du pli de Cluses, plongement axial de l'anticlinal des Dents d'Odda). Signalons enfin que nulle part, dans la région étudiée, le chevauchement basal de l'unité des Dents du Midi ne s'enracine.

C. L'OLISTOSTROME HELVETIQUE DECOLLE.

1°/- Limites :

Cette "unité tectonique" est particulière car elle ne comporte pas de série stratigraphique proprement dite. Elle est constituée par les niveaux les plus élevés de l'olistostrome formé sur une partie plus interne du domaine helvétique.

Il forme à la base de la nappe de la Brèche un liseré plus ou moins continu, comprenant sans doute les "Ecailles" de la Mine d'Or près du Col de Coux, la "nappe du flysch à lentilles de Couches Rouges" de H. Badoux (1963), le soubassement de la klippe de Saint Sigismond ainsi que la zone du Col de la Ramaz (A. Lombard, 1940).

2°/- Caractéristiques de l'unité :

Les caractères communs de tous ces ensembles sont :

- une matrice schisteuse noire écrasée, à la limite du métamorphisme ;
- des éléments d'origine un peu plus interne (briançonnais, piémontais, ...) mêlés à des éléments helvétiques ou ultrahelvétiques ;
- un état d'écrasement général encore plus poussé que dans le reste de l'olistostrome, avec parfois de grands accidents tangentiels injectés de cargneules (Col de la Ramaz).

3°/- Description géologique :

Il est vain d'essayer d'en faire une description géologique régionale ; de plus son "contact" basal se perd parmi les accidents mineurs qui sont le lot des complexes tectono-sédimentaires.

Je me contente donc de reprendre la description de quelques coupes qui avaient été différemment interprétées par L.W. Collet (1943), A. Lombard (1940) ou M. Godel (1965), etc... .

a- La coupe du Col de Coux (figure 65), sur le versant français montre les "Ecailles" de la Mine d'Or, dont on retrouve des traces un peu plus au Nord sur le versant suisse. Je pense qu'il faut rattacher toute la partie supérieure de l'olistostrome à la semelle tectonique de la Brèche. En effet, une zone fortement tectonisée avec développement de schistes chloriteux (presque sous le faciès "Schistes Verts") existe à quelques mètres de la cantine douanière située juste au col.

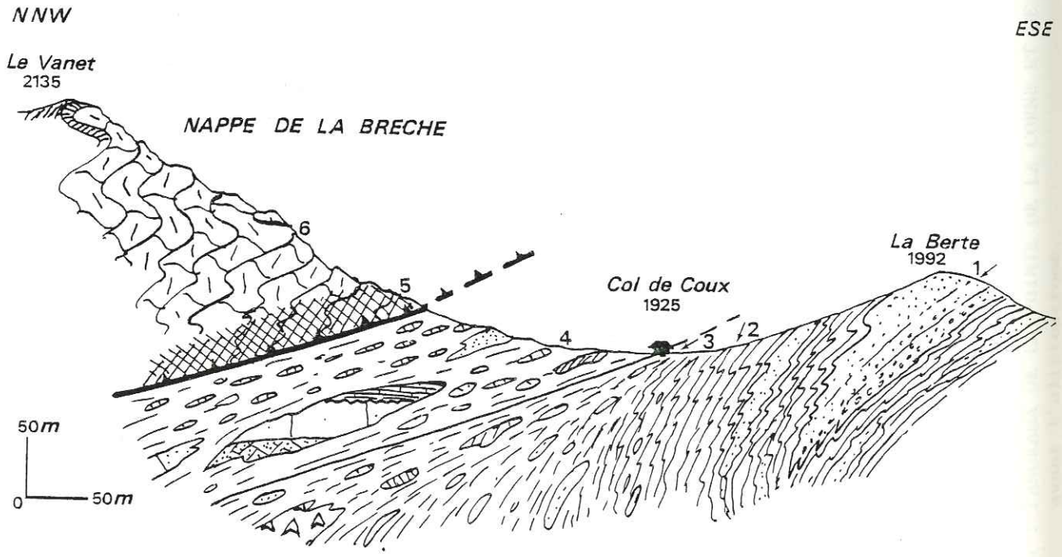


Fig. 65 : COUPE DU COL DE COUX.

La coupe permet d'observer :

1. Microconglomérat et grès de type "Val d'Illiez" avec morceaux de diabases, de "porphyrites arborescentes", de jaspes rouges.

2. Flysch marno-micacé.

3. Olistostrome en continuité (wildflysch sommital) : en descendant vers les chalets de Fréterolle, à mi-chemin du col, on traverse des affleurements de gypse compris dans cet olistostrome.

4. Olistostrome décollé, à matrice schisteuse noire, contenant les blocs de la "Mine d'Or" (Briançonnais interne).

5. Cargneules.

6. Calcaires dolomitiques et dolomies triasiques.

L.W. Collet (1943) dessinait là un contact entre un "wildflysch" et l'ensemble des nappes ultrahelvétiques (caractérisées par des lambeaux de schistes bajocien-aaléniens que je pense être plutôt oligocènes : d'ailleurs ils contiennent des lentilles de Crétacé supérieur).

L'olistostrome décollé doit aussi correspondre à la "nappe du flysch à lentilles de Couches Rouges" de H. Badoux (1963) distinguée là par M. Godel (1965).

b- Au col de la Golèse (figure 66), on ne trouve pas de trace de contact évident au sein de l'olistostrome. Cependant, la nature des blocs (calcaire spathique à *Praekurnubia* sp. du Dogger, de type subbriançonnais, Malm, Crétacé supérieur de type Couches Rouges subbriançonnaises, roche éruptive signalée dans le torrent de la Golèse) laisse penser, sans que cela soit une preuve absolue, qu'il s'agirait là de l'olistostrome décollé.

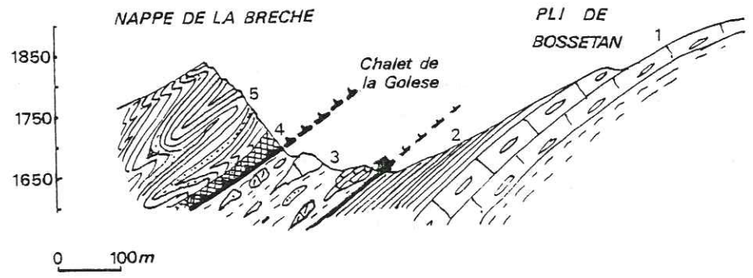


Fig. 66 : COUPE DU COL DE LA GOLESE.

1. Calcaires à Nummulites et Discocyclines.

2. "Flysch" marno-micacé (Oligocène inférieur).

3. Olistostrome (décollé ?) avec des blocs de Crétacé supérieur rose (de type subbriançonnais), de Malm et de Calcaire à *Praekurnubia* du Dogger.

4. Cargneules, ici peu épaisses.

5. Calcschistes bruns des Schistes inférieurs

c- A l'Ouest des Chavonnes, la matrice du complexe tectono-sédimentaire est beaucoup moins schisteuse en rive est du torrent du Clévieux qu'en rive ouest et dans le ravin de Chamossière (cf. figure 22, avec schéma de situation). Il y a peut être là encore la trace du contact.

d- Sur la rive gauche du Giffre, j'ai déjà signalé pourquoi il était difficile de retrouver ce contact. On peut toutefois remarquer des affleurements alignés de cargneules dans le torrent du Verney (base de la Brèche ? ou trace du décollement au sein de l'olistostrome, ici injecté de cargneules ?).

Un train d'accidents verticaux (localement décrochants), de direction SSW-NNE, tranchant l'arrière de la klippe de Saint Sigismond vient compliquer cette zone de contact.

e- Au col de la Ramaz, et devant toute la zone frontale de la nappe de la Brèche, on retrouve l'olistostrome, manifestement repris par une tectonique ultérieure : en effet, ce complexe tectono-sédimentaire est sillonné d'accidents tangentiels marqués par des coussinets de cargneules (dans le torrent sud du Farquet). Il est écrasé entre la masse de la Brèche et l'ensemble des Préalpes médianes et englobe quelques lambeaux de l'une ou l'autre de ces séries (A. Lombard, 1940) (figure 67).

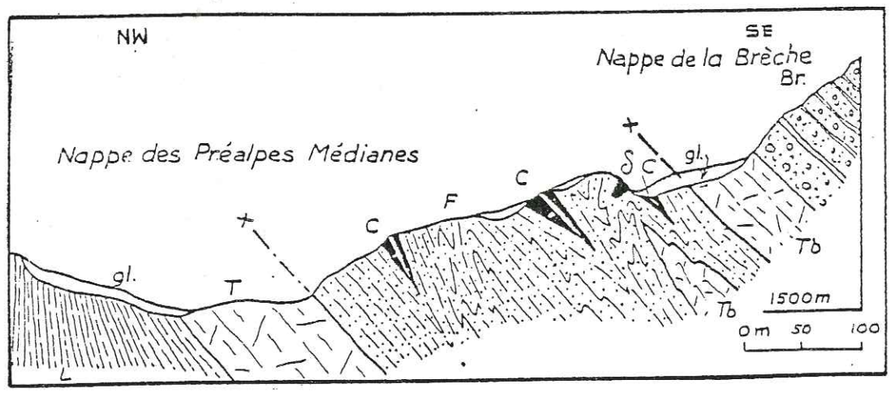


Fig. 67 : LA ZONE DU COL DE LA RAMAZ AU SE DE FARQUET.
(A. Lombard, 1940).
Nappe de la Brèche : Tb: Trias ; Br: Brèche inférieure.
Préalpes médianes : δ : Diabase ; T: Trias ; L: Lias supérieur ;
C: Crétacé supérieur ; gl: Glaciaire.
1:5000 environ.

A. Lombard (1940) rapprochait la zone du col de la Ramaz du domaine paléogéographique de la nappe des Préalpes médianes : à un problème d'accolade près, sa coupe correspond à celle que j'ai pu lever.

4°/- Conclusion sur l'olistostrome helvétique décollé :

Par sa parenté avec le sommet de la série helvétique qu'il surmonte dans sa partie orientale, *cet olistostrome mérite la qualification d'helvétique*. Il n'en reste pas moins qu'il a été certainement décollé et transporté en avant,d'une distance difficile à évaluer, à la fin du charriage des nappes préalpines.

Il peut s'être formé sur le massif du Haut-Giffre dont la quasi-totalité de l'olistostrome a disparu, à l'exception de quelques restes coincés dans les synclinaux couchés.

Il peut être issu d'un domaine un peu plus interne (équivalent du Wildhorn ?), voire, en partie, d'un domaine "ultrahelvétique", quoique à l'Oligocène moyen/supérieur, la distinction de la marge interne d'un bassin déjà comblé semble peu claire. De plus, un olistostrome doit nécessairement s'établir dans un domaine *plus externe* que le plus externe de ses éléments : or celui-ci contient des éléments abondants *ultrahelvétiques* ou même helvétiques internes ... (cf. M. Weidmann, 1972).

Le décollement s'est réalisé à la fin de la phase de charriage des nappes préalpines, lorsque la nappe de la Brèche, partout en avant à sec, entraîne sous elle une partie de l'olistostrome.

Une comparaison avec la "zone submédiane" peut être établie pour la zone du col de la Ramaz : en effet, A. Lombard (1940) rapproche ces deux zones sans ambiguïté. M. Lugeon et E. Gagnebin (1947), les attribuent à l'Ultrahelvétique (sous le nom de grande et petite fenêtres mitoyennes). Après la réhabilitation en Suisse, de la zone submédiane comme zone particulière plus interne (cf. M. Weidmann et al., 1976) le problème reste ici entier.

En Suisse, la zone submédiane est coincée entre la nappe du Niesen et les Préalpes médianes ou la nappe de la Brèche. Elle contient des "écailles" des unes et des autres.

La zone du col de la Ramaz est coincée entre la nappe de la Brèche et la nappe des Préalpes médianes et contient des olistolites de l'une et de l'autre.

Cependant, je pense que celle-ci ne représente qu'un lambeau de poussée helvétique, entraîné tardivement, auquel il n'est pas impossible que se soit incorporé tectoniquement quelques écailles, mais qui demeure fondamentalement un olistostrome Oligocène supérieur.

D. CONCLUSION : ESSAI SUR LA TECTOGENESE CENOZOIQUE DES UNITES DELPHINO-HELVETIQUES.

Le domaine delphino-helvétique a connu au cours du Tertiaire des évènements tectoniques majeurs qui ont façonné de manière essentielle son aspect actuel.

1°/- La succession des phénomènes :

a- Achevant le comblement stratigraphique du bassin tertiaire, un olistostrome se constitue au sommet de la série, en avant de nappes à matériel interne (ultrahelvétique, subbriançonnais, briançonnais, liguro-piémontais) en mouvement. C'est la première phase de mise en place des Préalpes.

La nappe du Gurnigel, la nappe des Préalpes médianes et la nappe de la Brèche (ces deux dernières supportant une couverture tectonique de Préalpes supérieures) se mettent en position delphino-helvétique.

. Simultanément, se déroule la première grande structuration du domaine delphino-helvétique. On peut la décomposer en plusieurs manifestations qui se succèdent globalement :

- *Le plissement* du domaine, donnant lieu à la formation de structures spectaculaires (rouleaux anticlinaux) conservées à l'avant du massif des Aiguilles Rouges (Bossetan). L'orientation moyenne des plis est N 60°.

- *Le chevauchement* d'une unité à matériel issu de la partie plus interne du bassin tertiaire (Sixt - Haut-Giffre) sur une unité à matériel plus externe (Dents du Midi). Ce chevauchement peut éventuellement se poursuivre au Sud, dans le massif des Bornes (au front des klippes de Savoie ?). Il peut également perdre de son importance en descendant vers le Sud ... mais ceci dépasse le propos de cette étude.

Il se pose ici le problème de la comparaison de ces unités avec ce que l'on trouve du côté suisse. En effet, celles-ci apparaissent comme symétriques des nappes de Morcles et des Diablerets par rapport au Rhône valaisan : - du point de vue mésozoïque, je n'ai pas mené d'études à ce propos. Ce sont pourtant les comparaisons de ces terrains mésozoïques qui sont le support d'une distinction Morcles/Diablerets/Wildhorn ;

- du point de vue cénozoïque, remarquons que les distinctions entre nos deux unités, qui portent notamment sur les séries gréseuses de l'Oligocène inférieur (grès du Val d'Illiez → Unité des Dents du Midi ; grès de Taveyannaz → Unité de Sixt - Haut-Giffre) se retrouvent parfaitement en Suisse (grès du Val d'Illiez → nappe de Morcles ; grès de Taveyannaz → nappe des Diablerets). La nappe du Wildhorn, elle, supporte essentiellement des "grès intermédiaires" proches du type "grès ultrahelvétiques" (M. Vuagnat, 1954). Au Sud, dans la partie plutôt interne des Bornes, on retrouve de tels grès dans le Charvin et dans l'unité de Manigod (G.G. Sawatzki, 1975 ; S. Rivano-Garcia, 1978). Il est intéressant de remarquer que de tels faciès cénozoïques "internes" sont associés à l'existence des "Couches de Wang", elles aussi caractéristiques de l'Helvétique interne (Wildhorn) ou de l'Ultrahelvétique : on retrouve donc dans le Mésozoïque une distinction identique.

- *Le décollement d'une partie* de l'olistostrome helvétique (celle qui supporte la nappe de la Brèche notamment) se produit sans doute à l'issue de ces phénomènes de chevauchement. En effet, les nappes préalpines, arrivées en position helvétique grâce à un mécanisme gravitaire (par voie humide) vont terminer leur course à sec, grâce à de grands cisaillements générateurs de cargneules (lorsque la base des unités chevauchantes est dolomitique). Ce cisaillement va affecter une partie de l'olistostrome qui sera entraîné en lambeaux de poussée (col de la Ramaz) ou en coussin tectonique tout autour des Préalpes (Préalpes externes "ultrahelvétiques", avec les collines du Faucigny considérées comme un méga-olistolite).

b- Un deuxième épisode tectonique important est responsable de séries d'accidents à composante décrochante senestre. A l'avant des Préalpes les recouvrements intra-molassiques (incluant les molasses miocènes) sont probablement liés à cette phase. Au coeur des Préalpes cette phase a dû provoquer des reprises d'anciens cisaillements et des chevauchements locaux, en liaison avec les décrochements subméridiens, selon un mécanisme de "wrench-faulting" déjà décrit par R. Plancherel (1979) à propos des Préalpes médianes plastiques en Suisse.

c- Enfin, un bombement à grand rayon de courbure, de direction approximativement NNW-SSE déforme l'ensemble de la région ; c'est sur lui que s'est développée la fenêtre du Rhône valaisan montrant l'anticlinal de nappes de l'édifice delphino-helvétique jusqu'à l'autochtone.

Une vaste synforme de direction axiale comparable s'allonge des Gêts à Samoëns et au-delà vers le Désert de Platé. Egalement très tardive, elle est à l'origine de l'ensellement de l'édifice de plis et de nappes dans la région de Samoëns et responsable en particulier de la disparition en tunnel de l'unité des Dents du Midi sous les nappes préalpines.

2°/- Proposition d'une chronologie :

. La première série d'évènements (a) peut être datée de l'*Oligocène moyen à supérieur*. En effet, elle coïncide sans doute avec le dépôt de l'olistostrome helvétique dont les dernières nannoflores donnent la zone NP 22 (Oligocène inférieur à moyen). Les trois manifestations dont elle est constituée sont sans doute réalisées dans la foulée (la mise en place des Préalpes par "voie sèche" sur la molasse rouge chattienne clôturant la mise en place par voie humide).

. Il est plus délicat de dater avec précision la deuxième phase (b). Toutefois, on peut remarquer que les accidents subméridiens affectent les molasses helvétiennes du plateau suisse. Cette phase de serrage serait donc *Mio-Pliocène* tel que le suggère R. Plancherel (1979).

. Enfin, les bombements tardifs sont très récents. Peut-être se poursuivent-ils encore de nos jours ? (J. Vernet, 1981).

II. TECTONIQUE DE LA NAPPE DE LA BRECHE.

Un trait particulièrement visible, remarqué par tous les géologues, de la nappe de la Brèche du Chablais est la structure en cuvette brachysynclinale soulignée par une double barre de formations compétentes alternant avec des formations schisteuses. Cette structure ne semble altérée que par le "pli frontal", anticlinal déversé vers le NW, attribué classiquement à un effet de blocage provoqué par la masse des Préalpes médianes à l'avancée de la nappe de la Brèche.

Cependant, cette vasque synclinale n'est en fait que le produit d'une tectonique tardive. En effet, des plis couchés de faible envergure, parfois *isoclinaux*, accompagnés d'une schistosité affectent la masse de la nappe. Leur intensité n'est pas identique dans chacune des formations de la nappe (en fonction de leurs compétences respectives et de leur niveau structural) entraînant d'importantes dysharmonies.

Des accidents subverticaux sillonnent la nappe,déterminant des couloirs à valeur décrochante qui séparent des compartiments autonomes.

Enfin, il faut remarquer les effets d'un bombement tout à fait tardif qui élève axialement l'ensemble de la nappe en direction de l'ENE et lui imprime des ondulations transversales.

Plusieurs familles de structures peuvent donc être distinguées, indépendamment d'un calendrier tectonique. Ce sont :

- le chevauchement basal (et ses annexes) ;
- des structures plicatives :
  . de faible longueur d'onde, peut-être antérieures au charriage final, accompagnées d'une schistosité ;
  . de plus grande ampleur, liées au charriage final ;
- des accidents verticaux subméridiens, peut-être liés au chevauchement ;
- un bombement transversal tardif.

Remarquons que juste après les premières déformations, la nappe supérieure (nappe des Gêts), arrivée précocement sur le domaine de la Brèche voit son histoire tectonique propre déjà terminée : elle se comporte alors comme une pseudo-couverture, subissant tous les aléas de la tectonique de la nappe de la Brèche.

A. DESCRIPTION DU CONTACT DE BASE.

1°/- En arrière de la nappe :

L'arrière de la nappe de la Brèche offre l'image tout à fait typique d'un contact anormal cisaillant tangentiel : quasi-horizontalité, rapprochement de terrains d'allure et d'origine fort différentes, cargneules injectées dans la trace du contact, style tectonique différent de part et d'autre ... .

On peut le suivre aisément depuis le *Col de Coux*, au pied de la falaise du Vanet (cf. figure 57 et coupe de la figure 65, à propos de la "semelle tectonique" helvétique s.l.) où il est jalonné par un coussinet de cargneules (environ 30m). Il dessine un "V" prononcé dans la vallée de la Dranse de la Manche (ou de Morzine) puis disparaît sous les éboulis. Il resurgit sous les crêtes de la Chailla et de la *Pointe de la Golèse* (voir figure 68 et coupe de la figure 66). C'est là que la morphologie souligne le mieux son caractère cisaillant.

C'est tout au fond des *Gorges de Chamossière*, au pied d'imposantes falaises schisteuses, qu'on le retrouve encore.

Le coussinet de cargneules est discontinu mais souvent présent : il dessine un beau "V" sur les parois des gorges. Dans le lit du torrent, il s'exprime sous la forme d'une belle charnière, impliquant des dolomies jaunes et des calcschistes bruns, nettement tranchée sur son flanc normal et reposant sur les schistes noirs soyeux à blocs exotiques, sans intercalation de cargneules.

Le contact passe ensuite à la base d'un abrupt rocheux sous les chalets de Mapellet et va se perdre dans les prés sous les falaises de "Sur le Châble". Le torrent de la Valentine le suit un court moment puis des failles verticales tardives NS viennent compliquer son allure avant sa disparition sous le Quaternaire de la vallée du Giffre, juste sous Verchaix (un lambeau de Crétacé supérieur affleurant derrière les maisons du Bouchet,qui appartient à l'olistostrome sous-jacent,vient en souligner le passage).

On ne retrouve sur l'autre flanc de la vallée que des affleurements (rares) de l'olistostrome décollé. Il faut donc admettre que le contact basal de la masse principale de la nappe suit l'axe du Giffre sous les alluvions récentes (probablement repris par l'expression en surface d'un accident de socle, bien visible en photo, qui tranche toute la bordure méridionale des Préalpes chablaisiennes et leur substratum externe jusqu'à Genève).

2°/- Au front de la nappe :

Le contact est ici compliqué par l'existence d'une structure bien marquée dans la morphologie : le "pli frontal" de la nappe de la Brèche d'orientation NE-SW. Mais, dans l'ensemble, les modalités sont les mêmes.

Depuis Taninges, où un faillage vertical masque le contact initial, on repère le passage de cet accident tangentiel à la base du Pic de Marcelly par la présence de lambeaux divers laminés, appartenant à la semelle tectonique (lambeaux de poussée) de la nappe. La base de la nappe de la Brèche est ensuite affectée par une troncature basale d'autant plus sensible que les niveaux sont plus épais et compétents.

Il n'affleure plus ici de Norien à faciès Hauptdolomit, ni de Schistes inférieurs. L'absence de ces derniers est, nous l'avons vu, au moins en partie originelle. Ce sont donc directement des niveaux bréchiques à faciès particulier intercalés de lits calcschisteux rares que tranche le contact basal de la nappe.

Ces niveaux de brèche à éléments surtout dolomitiques ou calcaréo-dolomitiques ont un ciment calcaire parfois lui-même dolomitisé. Ils ont été autrefois confondus avec le Trias, dont ils diffèrent cependant (pas de litage ordonné comme au col de Coux, etc...). Ils renferment en outre des éléments autres : quartzites, "Permien reconstitué", Carbonifère (?), Lias schisteux.

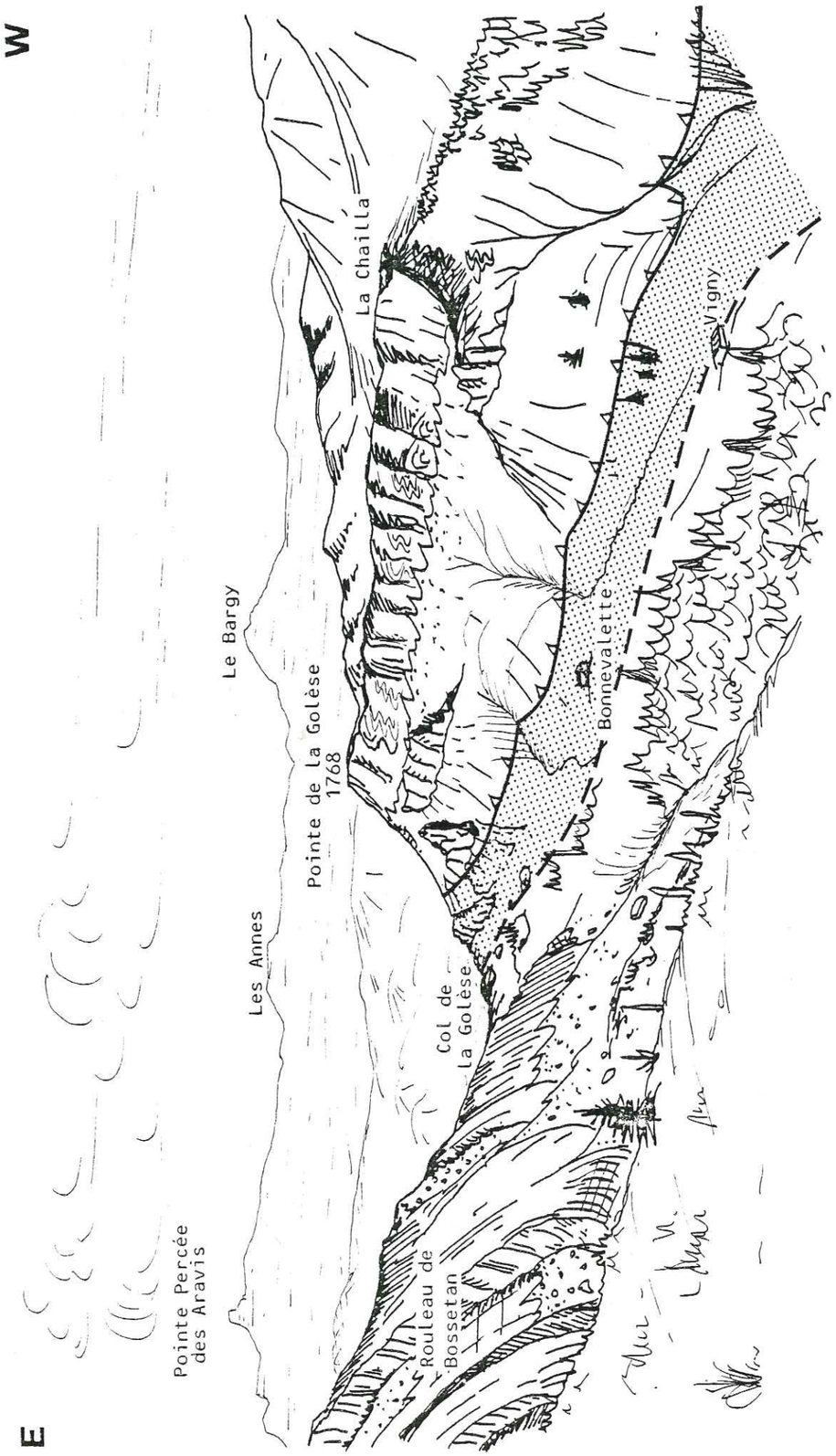


Fig. 68 : PANORAMA DU COL DE LA GOLESE, PRIS DEPUIS LE COL DE COUX. (en pointillé : l'Olistostrome helvétique décollé).

M. Weidmann (1972) décrit ainsi une Brèche inférieure à "faciès frontal" dans la région de Saint Jean d'Aulps, caractérisée par ses *blocs géants*.

Une telle interprétation simplifie considérablement l'allure du contact frontal de la nappe de la Brèche en expliquant ainsi l'absence des Schistes inférieurs entre le "Trias" et la Brèche inférieure typique.

3°/- La klippe de Saint-Sigismond :

Au Sud du Giffre, A. Lillie (1936) a tracé les contours d'une klippe de série de la nappe de la Brèche, au Nord du village de Saint-Sigismond. La densité de la végétation dans ce secteur ne permet pas de suivre aisément ce contact.

On peut cependant facilement remarquer les importantes masses de calcaire dolomitique et dolomies génératrices de la crête de Saint-Sigismond, calcaires qui correspondent bien au Norien (Hauptdolomit) de la Brèche. On retrouve ces niveaux un peu plus au Nord, sur le versant qui domine Morillon et Rivière-Enverse, affleurant irrégulièrement dans la forêt. Les affleurements de "cristallin" de Rivière-Enverse sont pincés sous ce contact par ailleurs mal visible.

Du côté Est de la klippe des accidents verticaux doivent le reprendre en abaissant le compartiment ouest. Le contact est partout masqué par des éboulis et du glaciaire.

Aux Chalets des Praz, en plein coeur de la klippe, des travaux ont mis au jour des cargneules sur de grandes épaisseurs, mais pas de Schistes inférieurs. Par contre, sur le sentier entre les Praz et les Mays, j'ai trouvé des schistes noirs qui pourraient bien en être. Mais ils contiennent quelques blocs de brèche qui me font douter de cette attribution : dans les Schistes inférieurs, la brèche apparaît en lits bien caractéristiques (jaunes et noirs). Là, la brèche apparaît en lentilles et présente plutôt l'habitus de la *Brèche supérieure*. Ces schistes ne seraient alors que la matrice de l'olistostrome décollé contenant des blocs de terrains de la nappe de la Brèche. La vallée des Praz est, en outre, parsemée de galets, éboulis, ... de grès de Taveyannaz mouchetés pour lesquels on peut cependant invoquer un transport glaciaire.

En conclusion, l'existence d'une klippe de la nappe de la Brèche au Sud du Giffre apparaît tout à fait probable mais ses contours semblent très difficiles à préciser. N'ayant pu en retrouver aucun de manière satisfaisante, je me conformerai à ceux établis par A. Lillie (1936) tout en estimant que des études plus précises amèneront peut être à en restreindre l'étendue.

4°/- Conclusion :

Le contact basal de la nappe de la Brèche est un accident cisaillant tardif, recoupant horizontalement les structures de la nappe. Il met en contact des séries prépiémontaises et des séries helvétiques, avec l'interposition secondaire d'une semelle tectonique plus ou moins développée représentée par :
- le sommet de l'olistostrome helvétique décollé et entraîné ;
- un coussinet irrégulier de cargneules dérivées de la fragmentation (et de la resédimentation ?) des dolomies noriennes.

En arrière de la nappe principale, l'érosion a isolé une klippe (la klippe de Saint-Sigismond) constituée de Trias dolomitique et (peut-être) d'un peu de Schistes inférieurs (?)

B. LE RABOTAGE SOMMITAL.

L'absence fréquente les niveaux les plus élevés de la nappe de la Brèche est, je l'ai déjà signalé (cf. Stratigraphie) en partie dûe à des érosions anté-campaniennes et anté-priaboniennes. Mais un effet tectonique est venu se surimposer : il y a eu manifestement un rabotage sommital de ces séries lors de l'arrivée (précoce) de la nappe supérieure dans le domaine de la Brèche.

Celui-ci est particulièrement visible dans la partie est de la nappe, autour du col de Joux Plane.

Lorsqu'on regarde vers le Nord depuis ce col, on remarque la pointe de Nions, constituée de Brèche supérieure couronnée de Calcaires à silexites. Il est possible de suivre cette Brèche supérieure dans les alpages de Nions-devant jusque vers les Chalets de Joux Plane. Son épaisseur visible varie singulièrement, ainsi que son état de tectonisation. Au-delà, elle disparaît en biseau sous les terrains hétérogènes de la nappe supérieure.

Les Calcaires à silexites (datés ici du Néocomien) suivent la même évolution, persistant à la base de la crête du Vuargne sous forme de lambeaux en fonds de plis très écrasés et boudinés (figure 69) et finissent par disparaître à l'Ouest sous le recouvrement, avant d'atteindre les Chalets du Crot. On en retrouve des lambeaux sur le flanc nord du Vuargne, dans la même position tectonique, apparaissant à la faveur de replis affectant le contact basal de la nappe des Gêts.

J'interprète donc ces calcaires néocomiens très étirés, coincés entre des Schistes ardoisiers et les schistes (très semblables[1]) de la nappe des Gêts, comme les écailles traînées par cette nappe lors de sa mise en place. Les plis observés dans la Brèche supérieure sur la crête 1941,9, juste au NE, permettent de se faire une idée de l'allure de la surface sur laquelle la nappe des Gêts a pu se mettre en place (figure 73, page 170).

Sous toute la bordure méridionale de la nappe des Gêts, on ne retrouve plus que les Schistes ardoisiers, eux-mêmes progressivement recouverts et la Brèche inférieure.

A l'Ouest, vers "Les Miches", la série se complète à nouveau par le haut. Le "Roc des Mais", relevé par une faille verticale est formé des calcaires lithographiques du Crétacé inférieur là encore très étirés.

---

(1) M. Lugeon (1896), W.J. Schroeder (1939), F. Jaffé (1955), remarquent tous qu'il est particulièrement ardu de trouver une différence sur le terrain entre les Schistes ardoisiers et les schistes "à Roches Vertes" ; l'intrication tectonique de tous ces niveaux ne facilite pas la cartographie.

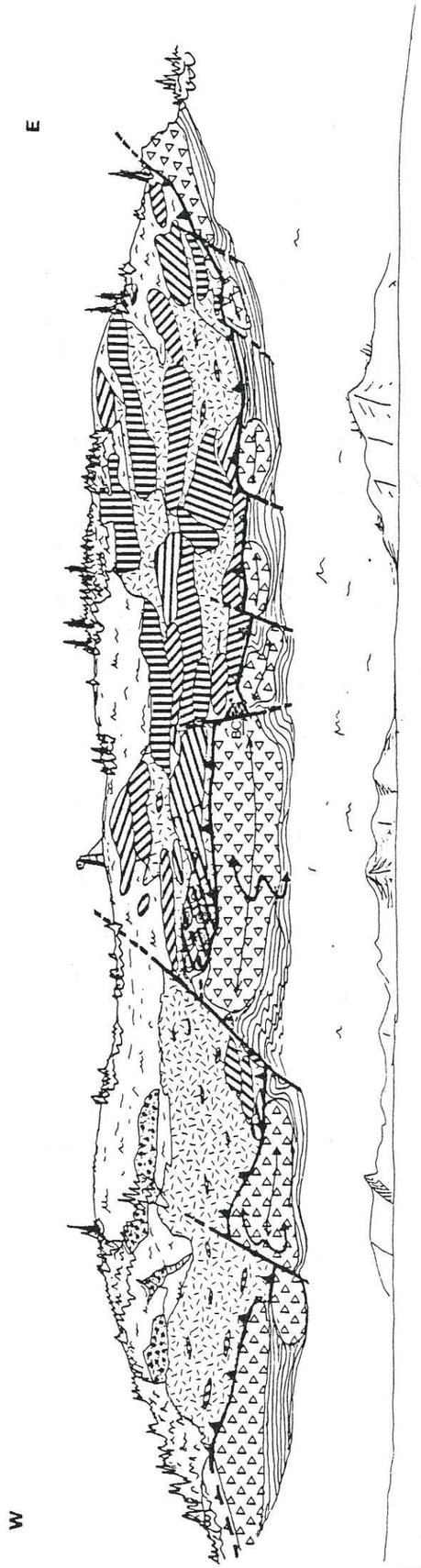


Fig. 69 : PANORAMA DE LA CRETE DU VUARGNE (entre le Col de Ranfolly (W) et le Col de Joux Plane (E).
(voir aussi la photo I, hors texte).
Nappe des Gêts : 1: Microconglomérat ; 2: Schistes bruns ; 3: Roche éruptive (pillow-lavas, diabases, ...).
Nappe de la Brèche : 4: Calcaires à silexites (Néocomien) ; 5: Schistes ardoisiers ;
BC : Brèche du Crot (voir plus loin, dans "Tectonique de la nappe des Gêts", p. 178)

CONCLUSION.

La nappe des Gêts est arrivée sur un substratum en cours de tectonisation, rabotant les terrains sommitaux et entraînant éventuellement quelques écailles. Elle a ensuite participé, comme une pseudo-couverture, à la fin du plissement général.

C. LES STRUCTURES PLICATIVES.

1°/- Les plis décamétriques :

Ces plis s'observent surtout dans la partie sud-orientale (côté "radical") de la nappe, les Alpes Noires, mais on en retrouve les traces également dans la partie frontale.

M. Lugeon (1896) les avait déjà remarqués et dessinés, mais les considérait comme un épiphénomène, car il concluait que l'arrière de la Brèche constitue une masse monoclinale à pendage vers le NW.

W.J. Schroeder (1939) insiste un peu plus sur ces structures dont il souligne l'intensité dans les Hauts-Forts et dans les Pointes de Nant Golon et de Ressachaux, sans leur attacher non plus d'importance majeure.

Certes, ces plis n'altèrent pas les superpositions globales des formations, mais ils témoignent nécessairement d'un évènement tectonique important.

a- Description régionale :

. *En rive droite de la Dranse de la Manche.*

Le massif rocheux des Hauts-Forts est constitué essentiellement par la Brèche inférieure plissée isoclinalement et donc répétée au moins quatre fois en épaisseur. Sur la falaise que détermine son flanc sud, on remarque des charnières apparaissant en relief entre des niveaux schisteux. Leur direction est à peu près la même que celle de l'arête rocheuse, c'est-à-dire N 70°E. Vus de face, ils sont donc mal identifiables, ce qui explique qu'on ait pu ne pas les remarquer. Mais on les repère bien sur les petites parois perpendiculaires créées par les falaises NS.

Le plissement ultérieur a repris l'édifice, de sorte que les charnières synclinales de Brèche inférieure, vues de l'arrière, semblent curieusement affronter les structures helvétiques de direction voisine (voir figure 57).

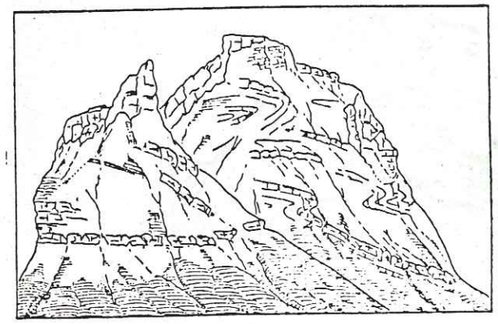
En descendant vers le Col de Coux depuis les Hauts-Forts, on doit franchir quelques ressauts déterminés au sein des Schistes inférieurs par des niveaux plus compétents (arête de la Pointe de Fornet, etc...) les schistes sont affectés de plis isoclinaux encore plus étirés. En effet, quoiqu'elles ne soient que rarement visibles dans les alpages, quelques char-

Fig.70 : Intersection schistosité S_1/stratification S_0 au SE des chalets du Beau Bornon.
F: Faille tardive ; S0: stratification ; S_1: schistosité ;
h↖b: polarité dans les microbrèches.

nières en témoigne (Gorges du Nant du Fornet, pentes du Beau-Bornon, ...). On observe alors des flancs inverses et de longs flancs normaux. Une schistosité (ici 65 NW 15), bien nette, y recoupe la stratification conservée par quelques bancs bréchiques (à éléments en général alignés) (voir photo et figure 70).

Dans les niveaux de schistes et calcaires dolomitiques de la base de la nappe, le plissement se fait encore sentir. La plus grande compétence du matériau dolomitique a entraîné des étirements et des boudinages bien repérables entre les alternances schisteuses.

Les rochers dolomitiques en partie cargneulisés de la falaise sud du Vanet permettent d'admirer d'impressionnantes charnières couchées, dégagées et découpées dans un relief ruiniforme.



Je n'ai pas suivi en détail les plis de la pointe de Ressachaux, située au NW. W.J. Schroeder (1939) les avait dessinés, en signalant que la compétence du matériaux (Brèche supérieure) les rend difficiles à distinguer.

Fig. 71 : LES PLIS DANS LA BRECHE SUPERIEURE DE LA POINTE DE RESSACHAUX (versant nord-est) VUS DU COL DE ZORA.
(W.J. Schroeder, 1939).

. *En rive gauche de la Dranse de la Manche*, les plis isoclinaux des Schistes inférieurs et de la Brèche inférieure se poursuivent dans les pentes noires et raides encombrées d'éboulis et de glissements, même si elles ne présentent pas de charnières bien visibles. J'en ai rencontré de très nombreuses, repérables uniquement de près et dont la direction oscille autour de N 70E - N 75E. Elles présentent un léger pitch descendant en direction de l'Est (10-15°). Dans le détail, l'arrière de la nappe de la Brèche si nettement dessiné au-dessus du Col de la Golèse (cf. figure 68) est parcouru de plis serrés qui sont tranchés par le contact basal, expliquant ainsi l'absence fréquente du Trias et du Rhétien.

. *La Pointe de Nant-Golon* montre encore un exemple remarquable de ce plissement : elle dessine une pyramide assez régulière, dont chacune des quatre facettes offre un aspect particulier de ces plis au sein de la Brèche inférieure. L'arête de Schistes ardoisiers qui la réunit à la pointe de Nions (Brèche supérieure et Calcaires à silexites) montre, quand le soleil l'éclaire favorablement, la dysharmonie qui se développe entre les diverses formations. Un accident cassant assure le découplage de la base de la Brèche supérieure qui n'a que faiblement enregistré, ici, le plissement (cf. figure 72).

Le crête cotée 1941,9 (figure 73) qui descend jusqu'aux chalets de Joux Plane depuis l'arête du Collu montre aussi un plissement intense qui permettra d'éclairer quelque peu les complications tectoniques du substratum de la nappe supérieure du Col de Joux Plane et de la crête du Vuargne.

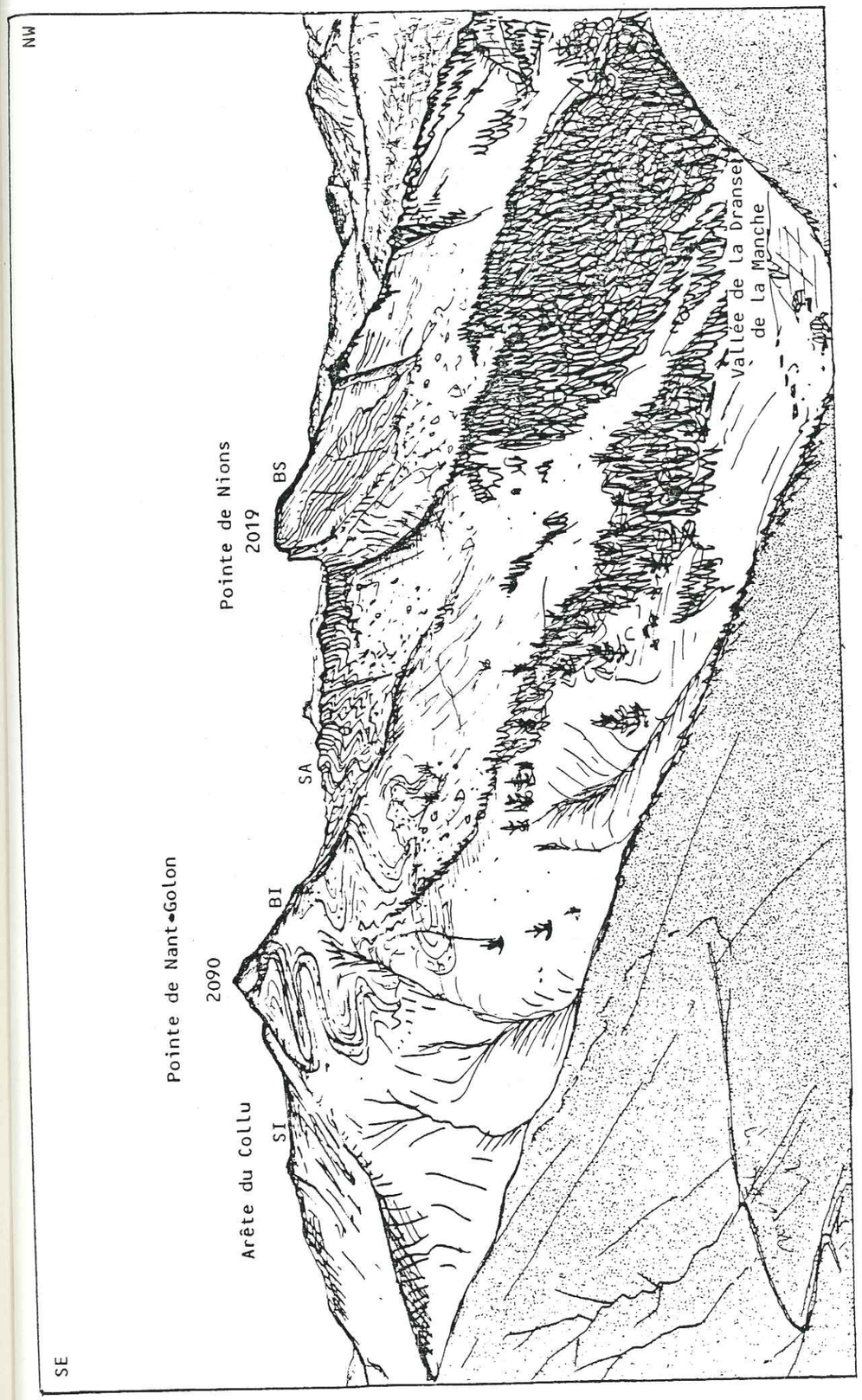


Fig. 72 : LES PLIS DU SECTEUR DE LA POINTE DE NANT GOLON (pris de la Mine d'Or). SI: Schistes inférieurs ; BI: Brèche inférieure ; SA: Schistes ardoisiers ; BS: Brèche supérieure.

Fig. 73 : REPLIS DANS LA BRECHE INFERIEURE DE LA CRETE 1941.9 (pris du Col de Joux Plane).

. *Dans les falaises de Chamossière*, dont la base montre aussi ces plis isoclinaux, on ne peut que supposer leur existence. Le flanc sud de "Sur le Châble" est taillé dans les Schistes inférieurs plissés, à pendage général vers le NNW.

. *A la base des pentes raides qui s'élèvent au Nord du Giffre*, il est possible d'observer des Schistes inférieurs à pendage vers le NNW, dont la schistosité 85°N 15° recoupe la stratification, permettant parfois d'identifier des flancs inverses de plis couchés. En partant du haut de ces pentes, le départ de chaque torrent montre de nombreux exemples de charnières isoclinales dans le "flysch" qui dérive de la Brèche inférieure distale. Ils n'ont rien à envier à ceux des Hauts-Forts, mais ils sont moins visibles car recouverts d'une abondante végétation.

. *Le Pic de Marcelly* représente apparemment un cas particulier. M. Lugeon (1896), W.J. Schroeder (1939) le décrivent comme une masse considérable, monoclinale, de Brèche inférieure (1300m d'épaisseur). Cette exagération des dépôts bréchiques n'est pas inconcevable étant donné la proximité des sources de matériel (H.E. Hendry, 1969). Je n'ai pas pu distinguer de charnières dans les falaises presque verticales du Sud et de l'Ouest de la pointe. Toutefois, en l'escaladant depuis les Planey par l'arête des Foillits, on peut observer des replis serrés dans des positions les plus bizarres (charnières verticales ?).

Si la Brèche inférieure semble donc peu plissée, peut-être en raison de la compétence particulière à cet endroit, il n'en n'est pas de même de la Brèche supérieure dont une coupe NNW-SSE naturelle est réalisée le long des Gorges du Foron : la falaise du "Rocher de Provence" montre en effet de beaux plis déversés au NW entrecoupés d'accidents subverticaux, dans un matériel particulièrement compétent.

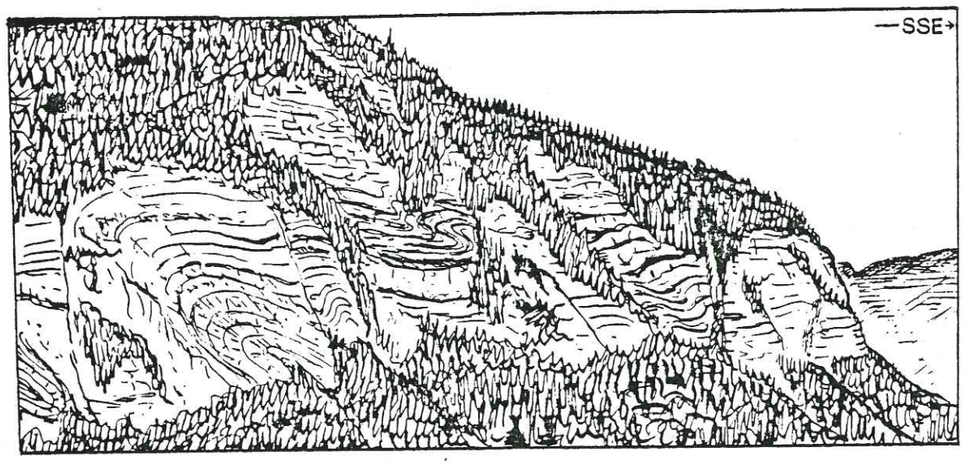


Fig. 74 : PARTIE E DE LA FALAISE DES GORGES DU FORON (Rochers de Provence-Crêve-Coeur), MONTRANT QUELQUES PLIS AFFECTANT LA BRECHE SUPERIEURE.

Plus à l'Ouest, la Brèche supérieure reprend une allure plus calme.

M. Lugeon (1896), de l'autre côté du Foron dans les Gorges du Bruinant note aussi des plis dans le Brèche supérieure.

b- Interprétation :

La nappe de la Brèche est entièrement affectée de plis de faible amplitude dont la direction générale oscille autour de N 60°E (N 50° à N 70°). Celle-ci est susceptible de variations locales rapides en fonction de tectoniques ultérieures.

Ces plis sont nettement déversés en direction du NW. Ils se sont manifestés avec plus ou moins d'intensité en fonction de la compétence du terrain. C'est dans la partie radicale de la nappe et dans les Schistes inférieurs qu'ils sont le plus accentués.

On ne peut que leur attribuer un âge relatif : le plan de charriage les tronque basalement, ils sont donc antérieurs (peut être de peu) au cisaillement final.

2°/- Le pli frontal de la Brèche :

En avant de la nappe de la Brèche apparaît une structure anticlinale connue sous le nom de *"pli frontal de la Brèche"*. Le Roc d'Enfer en est la clef de voûte. Il domine tout le secteur et laisse deviner de tous côtés la charnière du repli conservée au sommet dans la Brèche supérieure. La voûte anticlinale est érodée de part et d'autre (au NE et au SW) et les terrains sous-jacents apparaissent. Au Nord-Est, l'érosion atteint le substratum de la nappe représenté encore ici par l'olistostrome helvétique interne. On doit à M.

Weidmann (1972) d'avoir bien éclairci la tectonique fort complexe de ce secteur en rapportant notamment le "wildflysch" de Saint Jean d'Aulps à l'Ultrahelvétique plutôt qu'à une fenêtre de Préalpes médianes rigides disloquées (M. Lugeon et E. Gagnebin, 1941).

La direction de ce pli frontal, qui court à peu près régulièrement d'un bout à l'autre de l'unité, est N 50°E. Au Sud de la Dranse, il est juste un peu déjeté vers le NW, alors qu'au Nord on peut parler d'anticlinal couché (vers le NW) (R. Chessex, 1959).

Les Rochers de Graidon, au Nord-Est, et la Pointe d'Uble, juste au Sud-Est du Roc d'Enfer représentent simplement le flanc normal de l'anticlinal frontal dans les Schistes ardoisiers et la Brèche supérieure plongeant assez régulièrement vers Sud-Est, avec toutefois des replis nombreux dans les niveaux moins compétents (Schistes ardoisiers, "flysch" méso-crétacé).

Enfin, il est important de signaler que ce pli disparaît dans le secteur du Praz de Lys, séparé par un couloir d'accidents à valeur décrochante.

On peut interpréter ce pli frontal de diverses manières :

1. Comme un pli tardif (ultérieur au charriage final). On devrait alors le retrouver dans les unités sous-jacentes, ce qui n'est pas le cas (cf. A. Lombard, 1940). Déjà, M. Lugeon (1896) remarquait en outre que les structures des Préalpes médianes sont légèrement obliques par rapport à celles de la Brèche.

2. Comme un pli lié à la mise en place de la nappe. C'est l'hypothèse classique. En effet, le pli longe approximativement le contact frontal de la nappe. En outre il n'existe qu'au front et on n'a pas décrit de telle structure en arrière, dans la masse de la nappe. On peut alors s'étonner de l'horizontalité apparente du contact au front (sous la Pointe de Marcelly) contrastant avec son allure replissée et floue aux rebords de la "fenêtre" de Saint Jean d'Aulps.

3. Comme un pli précoce, transporté. On explique alors mal la fenêtre de Saint Jean d'Aulps ; sauf si on situe le moment du plissement après la mise en place sur l'olistostrome helvétique interne, mais *avant* le cisaillement final. Cette solution permet aussi de comprendre le non-renversement du flanc W, au Sud du terrain.

En conclusion on peut interpréter ce pli comme une structure créée juste avant , ou *juste au début* du cisaillement final. Une partie de l'olistostrome est alors entraînée, collée à la base de la série, formant au coeur du pli une *fenêtre transportée* alors qu'une autre est poussée en avant (lambeau de poussée : zone du Col de la Ramaz).

Je pense finalement que le pli frontal de la nappe de la Brèche est de même génération que les plis décamétriques décrits plus haut. En effet, sa direction est voisine. Il se développe là où, justement, les plis de faible amplitude sont devenus rares.

Si d'autres plis de même échelle se développaient en arrière, il serait en tout état de cause difficile de les repérer, car la nappe des Gêts vient rapidement recouvrir la nappe de la Brèche. Les structures y sont très difficiles à lire. De plus, si celles-ci sont précoces, elles ne sont pas forcément répercutées dans cette dernière unité.

D. LA FRACTURATION SUBMERIDIENNE.

Comme dans le domaine des nappes delphino-helvétiques, une importante fracturation NS se développe sur la nappe de la Brèche ; sa composante décrochante sénestre est parfois non négligeable.

Le cours du Foron est nettement influencé par cette fracturation : le rebord oriental du Praz de Lys est en effet abaissé par quelques-unes de ces failles, comme le bord occidental du rocher de Provence - Crève-Coeur. C'est aussi une très belle faille verticale NS qui sépare le Roc des Mais des terrains de la nappe des Gêts (affleurement des Bounes) situés plus à l'Est. Il est important en outre de souligner que ce *couloir* d'accidents verticaux sépare nettement le Praz de Lys du reste de la nappe de la Brèche, tant morphologiquement que tectoniquement. On ne retrouve pas, en effet le fameux pli frontal sous le Pic de Marcelly.

La fracturation NS se retrouve bien développée dans le secteur de Verchaix et Cossin, bien visible dans le Trias dolomitique. Le front d'érosion de la nappe de la Brèche montre souvent des directions NS rectilignes à l'arrière : il est tentant encore d'y voir l'influence de cette fracturation.

Enfin, ce sont des accidents décrochants NS relayés qui limitent à l'Est la nappe des Gêts au-delà de la limite nord du secteur considéré.

On peut interpréter ces accidents de diverses manières.

1. Ce sont des accidents récents, reprenant à l'emporte-pièce un bâti structuré.

2. Ce sont des accidents liés au serrage final post-helvétien de la nappe, selon un mécanisme dit de "wrenching", décrit par Wilcox et al. (1973) repris et développé dans les Préalpes romandes par R. Plancherel (1979) de manière fort convaincante.

Les accidents NS relayés, à valeur décrochante ne seraient que l'expression des mêmes contraintes (NNW-SSE) qui créent des écaillages, avec un système de relai en "baïonnette".

Cette solution a l'avantage d'expliquer la relation existant entre ces failles et l'indépendance tectonique entre compartiments, remarquée par exemple au Praz de Lys. D'autre part, elle intègre les déformations dans un schéma général des Préalpes tout à fait cohérent : elle évite de poser l'hypothèse d'une "phase" de décrochements supposant un état de contrainte propre supplémentaire qu'il faut alors situer dans le temps et expliquer.

E. LES GRANDS PLIS TARDIFS.

Un certain nombre de traits morphologiques et hydrologiques actuels sont commandés par les conséquences d'un bombement tardif déjà décrit dans l'unité sous-jacente delphino-helvétique.

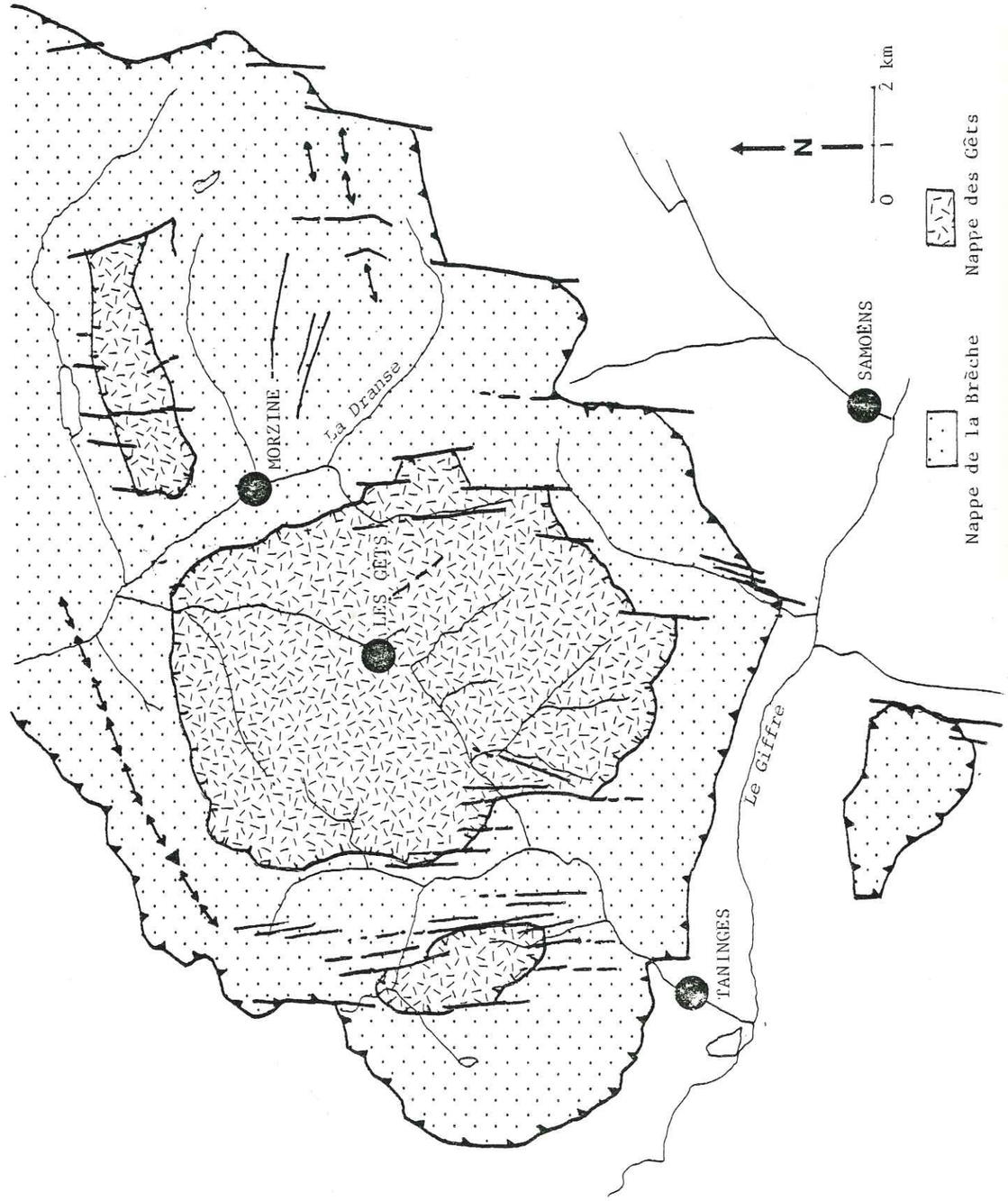


Fig. 75 : LES ACCIDENTS NS DANS LA NAPPE DE LA BRECHE.

1°/- La vasque synclinale des Gêts et l'ensellement de la Dranse de Morzine :

La Dranse de Morzine (= Dranse de la Manche) emprunte le tracé d'une inflexion axiale tardive ; en effet, on retrouve les Calcaires à silexites abaissés régulièrement jusqu'à Morzine sur le flanc de la montagne de Séraussaix à une altitude de 980m (parking de l'hôtel Parador - Saint Alban, par exemple), alors que ces mêmes calcaires affleurent à plus de 1600m avant Avoriaz (voir photo G, hors texte).

C'est là l'une des observations qui permettent de se rendre compte du plongement général des structures en direction de la Dranse, selon un axe NNW-SSE. Ce large synclinal se poursuit ensuite sous les séries des Gêts mais il y est moins facilement repérable.

2°/- La culmination axiale du Roc d'Enfer :

Depuis M. Lugeon (1896), on sait qu'aux alentours du Roc d'Enfer se produit une culmination d'axe. Le dessin de la carte géologique est à ce titre très parlant : la Brèche supérieure dessine autour de ce sommet, en fonction de l'existence du "pli frontal", un "H" dont la barre transversale est représentée par le sommet du Roc d'Enfer.

Il s'agit là de l'intersection du pli frontal et d'une large structure presque perpendiculaire tout à fait tardive, dont les pendages rendent compte de part et d'autre.

3°/- Le synclinal du Praz de Lys :

Il est possible que la structure générale de ce plateau séparé de l'ensemble principal des Gêts soit celle d'un synclinal tardif. En effet, sa direction approximative, attestée partout par les pendages mesurés, est NNW-SSE. Il s'agirait alors d'un synclinal tardif à coeur occupé par les terrains de la nappe de Gêts largement recouverts par du glaciaire. Le flanc ouest du Praz de Lys remonte particulièrement nettement, formant le Pic de Marcelly et une arête de petits sommets alignés selon un large demi-cercle.

F. LE LINEAMENT DU GIFFRE.

L'observation d'une photographie aérienne, d'une carte géologique ou simplement d'une carte topographique révèle l'existence d'un linéament E-W très marqué, qui tranche la partie sud des Préalpes chablaisiennes depuis Samoëns jusqu'aux faubourgs de Genève.

Le long de la nappe de la Brèche, ce linéament est suivi par le cours du Giffre qui en masque le passage. Il est pratiquement impossible, sur le terrain, d'en mettre en évidence les traces certaines (sous le Quaternaire ?).

Il n'en reste pas moins que ce linéament a valeur de faille normale car il est net que le compartiment sud est affaissé par rapport au compartiment nord. Cela explique en particulier l'isolement structural d'une klippe de nappe de la Brèche, la klippe de Saint Sigismond.

Cette grande structure cassante semble recouper à l'emporte-pièce toutes les autres : elle doit logiquement être la plus récente.

G. CONCLUSION : LES TECTONIQUES SUPERPOSEES LISIBLES DANS LA NAPPE DE LA BRECHE.

La structure actuelle de la nappe de la Brèche résulte de la superposition dans le temps et dans l'espace de plusieurs évènements tectoniques distincts. On peut distinguer :

1°/- La déformation en plis déversés vers le NW, d'axe N60 (N50 à N70) donnant lieu à des plis décamétriques (arrière de la nappe et niveaux plastiques surtout) ou à de grands plis (pli frontal, en avant et niveaux compétents surtout). Cette déformation est peut-être liée à l'arrivée de la nappe dans le domaine delphino-helvétique (blocage du déplacement ?) (Oligocène moyen/supérieur).

2°/- Le chevauchement final (cisaillement) de la nappe qui amène la nappe (avec un coussinet d'olistostrome entraîné), à sec, pratiquement dans sa position actuelle (fin de l'Oligocène supérieur ?).

3°/- Les accidents décrochants sub-méridiens, associés à un écaillage important ("wrench faulting") (Mio-Pliocène ?).

4°/- Des ondulations tardives d'axe SSE-NNW, à très large rayon de courbure.

Toutes ces structures peuvent sans difficultés être corrélées à des structures homologues décrites dans le domaine delphino-helvétique : en particulier, les ondulations tardives sont un trait marquant de la tectonique de ce secteur : elles ont préparé le creusement de la fenêtre du Rhône valaisan, à laquelle participe donc aussi la nappe de la Brèche, en tant que couverture supérieure.

III. TECTONIQUE DE LA "NAPPE" DES GÊTS.

A. INTRODUCTION.

Ce chapitre paraîtra peut-être bref au lecteur : je m'en explique tout d'abord :

- dans le cadre de la *Stratigraphie*, j'ai été amené à considérer que la nappe des Gêts dans sa totalité est constituée par un olistostrome transporté. Il devient alors hasardeux d'y rechercher des structures anticlinales et synclinales et il est pratiquement impossible de faire la part de chaque tectonique superposée.

- Toujours à l'issue de l'étude stratigraphique, étant donné l'étroite liaison entre sédimentation et tectonique, j'ai dû largement aborder les problèmes paléogéographiques posés par l'existence de l'unité.

- Enfin, j'ai déjà fait observer (à propos de la tectonique de la nappe de la Brèche) que la mise en place de l'unité des Gêts était extrêmement *précoce*. C'est en tant que couverture passive que cette dernière va subir toutes les déformations connues dans la nappe de la Brèche.

Cependant, de même que j'ai succinctement traité de la "tectonique" de l'olistostrome helvétique décollé, celui des Gêts, qui se trouve dans un contexte structural comparable, mérite tout de même quelques mots.

B. LIMITES.

Dans le massif du Chablais, la nappe des Gêts s'étend apparemment exclusivement au sommet de la nappe de la Brèche ; l'érosion en a séparé quatre fragments conservés :

- dans la vasque des Gêts (l'essentiel) ;
- sur le plateau du Praz de Lys à l'Ouest ;
- sur la crête de Séraussaix-Avoriaz ;
- sur la crête de Coicon, en dehors du secteur étudié, au Nord.

Il faut remarquer toutefois, comme je l'ai signalé plus haut, que C. Caron et M. Weidmann (1967) en séparent un mince liseré (mal délimité) au front nord-occidental (sous le nom de "séries frontales") qu'ils rattachent aux nappes des Dranses et de la Simme, retrouvant ainsi les mêmes superpositions que dans les Préalpes Romandes. Sans écarter complètement une telle possibilité, je pense toutefois qu'il vaudrait mieux intégrer ces séries au sein de l'olistostrome (voir "Stratigraphie").

C. CONTACT BASAL.

1°/- Au front de l'Unité :

Ce contact est très difficile à suivre : il se perd dans les alpages ou dans la forêt. Tout au plus peut-on en rechercher le passage en quelques endroits, correspondant le plus généralement à des cols (Col de la Basse, par exemple).

Il suit à peu près la courbe de niveau 1550m sur le flanc est des Rochers de Graidon.

On le retrouve au sommet de la falaise qui domine le lac de Montriond au Sud, au-dessus de petites dépressions creusées dans le "complexe chaotique" de la nappe de la Brèche ou dans les "séries à quartzite".

C'est en général au-dessus de ce complexe chaotique que l'on trouve le contact (Torrent du Crêt près de Morzine, Torrent de Bonavaz, etc...).

2°/- En arrière de l'unité :

On ne retrouve pas nettement le "complexe chaotique" entre Taninges et le Col de Joux Plane. Il est vrai que le contact court à travers les bois dans des conditions d'affleurement tout à fait défavorables.

J'ai déjà décrit ce contact dans le chapître précédent (voir figure 69 et commentaire correspondant) et montré comment il rabotait le sommet de la série de la nappe de la Brèche. Je n'y reviendrai donc pas.

Je reviendrai par compte sur la "Brèche du Crôt" signalée par tous les auteurs depuis W.J. Schroeder (1939).

Cette brèche énigmatique n'apparaît qu'en contrebas du Vuargne : on l'a décrite en deux endroits, affleurant très mal. Je n'ai pas retrouvé l'affleurement même des Chalets du Crôt. C'est une brèche à éléments divers inconnus ailleurs dans la nappe de la Brèche : gneiss, granites, micaschistes, quartzites, marbres calcaires "internes" et jaspes (que j'ai trouvés particulièrement abondants).

Tous ses éléments ont un cachet très interne. D. Schneegans (in W.J. Schroeder, 1939) les compare à des terrains Briançonnais internes (zone d'Acceglio) (?). C. Caron et M. Weidmann (1967) en discutent l'attribution : ils rapprochent plutôt la Brèche du Crôt à celle du Mont Dolin (piémontais interne).

Sa situation, pincée dans le contact entre la nappe de la Brèche et la nappe des Gêts permet de l'attribuer à une écaille tectonique entraînée du substratum originel de la nappe des Gêts ou, mieux, d'une série au-dessus de laquelle cette dernière a dû passer pour se mettre en place en position prépiémontaise.

D. CONCLUSION.

La nappe des Gêts s'est mise en place tectoniquement après le Priabonien (âge du "complexe chaotique"). C'est lors de cette mise en place que les plis sommitaux de la nappe de la Brèche (autochtone relatif) ont subi leur rabotage. Il n'est pas possible de "caler" l'âge exact de cette mise en place par rapport aux phases qui ont affecté la nappe de la Brèche.

Postérieurement, cependant la nappe des Gêts semble s'être comportée comme une couverture tectonique passive, épousant les diverses tectoniques de la nappe de la Brèche.

CONCLUSION

Pour retracer l'histoire géologique de la région étudiée, il est nécessaire d'envisager l'évolution sédimentaire et structurale de domaines paléogéographiques très différents, originellement fort éloignés les uns des autres (tels que le domaine liguro-piémontais et le domaine delphino-helvétique) et aujourd'hui tectoniquement superposés.

Les principaux évènements de l'histoire géologique alpine se sont répercutés dans chacun de ces domaines, avec des effets d'inégale importance. J'adopterai donc un plan chronologique, en insistant sur les périodes-clefs et particulièrement sur la tectogenèse tertiaire.

A. SEDIMENTATION (figure 77)

1°/- C'est au Trias (77a) que l'on fait commencer le cycle proprement alpin de la région.

Les sédiments de cet âge présents dans le secteur étudié se déposent sur une large plateforme carbonatée dans laquelle s'amorce la position de la future zone océanique :

- dans le *domaine prépiémontais*, la mer est déjà installée : d'épaisses séries de dolomies et calcaires dolomitiques se déposent (faciès Hauptdolomit de la nappe de la Brèche) ;
- dans le *domaine delphino-helvétique*, l'ambiance marine est nettement moins profonde, voire lagunaire, lorsque des gypses se déposent : on en trouve quelques blocs ("ultrahelvétique") repris dans l'olistostrome sommital helvétique (Fréterolle, ravin de Chamossière, torrent du Verney, ...).

L'emplacement et la configuration générale de la marge continentale européenne de la Téthys sont donc déjà marqués dès cette époque.

2°/- Au Lias supérieur - Dogger (77b), alors que la mer a depuis longtemps envahi tous les domaines considérés, la fracturation joue un rôle très important sur la marge européenne.

Cette fracturation est tout à fait claire dans la *zone prépiémontaise*, qu'elle individualise nettement : elle y engendre des niveaux bréchiques remarquables et en général localisés (Brèche inférieure). Mais elle existe également jusque dans les zones externes, moins évidente (brèches et séries détritiques subbriançonnaises, par exemple).

Le rejet vertical de ces failles n'est donc pas à négliger, en raison de ses conséquences sédimentaires, mais on peut penser que leur jeu *décrochant* est important, voire essentiel (cf. M. Bourbon et al., 1976).

Il faut sans doute voir là les traces des premiers spasmes de l'ouverture de l'Atlantique central (cf. "Téthys de la reconquête", J. Aubouin et al., 1977). Dans les domaines delphino-helvétique et jurassien situés en haut de marge, plus calmes, se poursuit une sédimentation marno-calcaire.

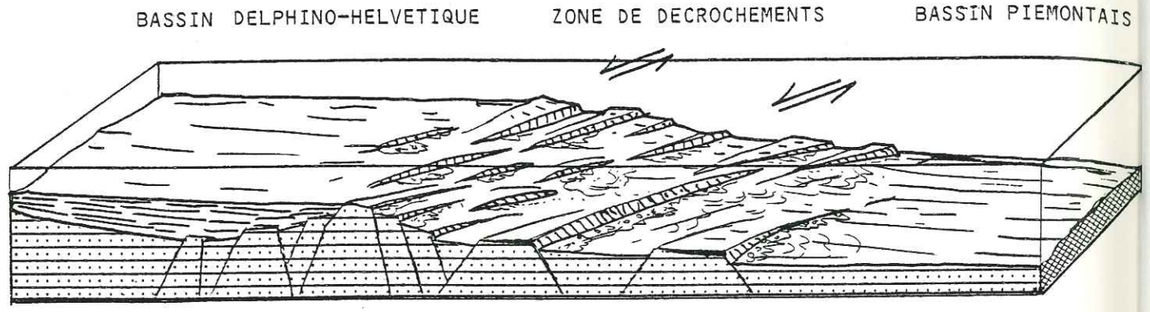


Fig. 76 : INDIVIDUALISATION DES DOMAINES DE LA MARGE EUROPEENNE GRACE A DES DECROCHEMENTS, AU LIAS SUPERIEUR - DOGGER. (inspiré de M. Bourbon et al., 1976).

3°/- Au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (77c), les faciès pélagiques se généralisent :

- dans le domaine *lombard* se déposent des calcaires fins ("Maïolica" puis "Biancone") ;
- dans le domaine *ligure* se déposent des calcaires à Calpionelles qui, avec des radiolarites et des pillow-lavas, scellent une tectogenèse antérieure (régime de failles en extension : C. Grandjacquet et D. Haccard, 1977). Ils sont recouverts ensuite par les "argiles à palombini" et les schistes du Val Lavagna ;
- dans le domaine *prépiémontais* de la nappe de la Brèche, se déposent les Calcaires à silexites, troublés par quelques incursions détritiques et bréchiques ;
- dans le domaine *delphino-helvétique* se poursuit une sédimentation carbonatée (calcaire lithographique tithonique) ;
- en allant vers le domaine *jurassien*, on passe à un faciès de plateforme récifale (calcaire oolitique).

4°/- Le Crétacé supérieur (78a) est une époque d'évènements essentiels dans les domaines internes et en particulier dans le domaine ligure (C. Grandjacquet et D. Haccard, 1977).

- L'*Albo-Cénomanien* voit le dépôt des "complexes de base" sous les flysch sénonien-paléocènes liguro-piémontais. Dans la zone prépiémontaise (nappe de la Brèche) un "préflysch" distal signale probablement le déroulement d'importants évènements tectoniques au loin (?).

Pendant ce temps, le bassin delphino-helvétique présente des faciès carbonatés de relativement faible tranche d'eau.

- La future nappe de la Simme reçoit encore au *Campanien* des éléments de la couverture "africaine", de type lombard, qui entrent dans la composition d'un olistostrome. Ceci implique que des évènements tectoniques notables se produisaient à cette époque. Il existe de nombreux indices dans d'autres zones d'un régime de compression (Schistes bleus, olistostrome...).

Par conséquent les flysch sénoniens du bassin de la Simme ne se contentent pas de sceller une tectonique antérieure, ils participent encore à un état de tectonisation continu pendant cette époque.

. Dans les domaines intermédiaires (prépiémontais, briançonnais, subbriançonnais) qui sont alors très mal individualisés, se développent à partir de cette époque et jusqu'à la fin du Paléocène des calcaires pélagiques roses (influencés par des zones émergées briançonnaises (?) fournissant des oxydes de fer) dont quelques traces subsistent actuellement dans le sommet de la nappe de la Brèche (Kalberhöni) et au dessus des zones subbriançonnaise et briançonnaise (= Couches Rouges et Marbres en plaquettes).

. Dans le domaine delphino-helvétique, après un Maëstrichtien sous un faciès déjà régressif (Couches de Wang), le Paléocène est marqué par une émersion généralisée.

B. LES PHASES TECTONIQUES ESSENTIELLES (figures 78 et 79).

1°/- Le Priabonien (78d) est la première époque-clef de la tectogenèse des unités de notre secteur.

Les nappes internes liguro-piémontaises (Gurnigel/Dranses/Simme) sont déjà parties accompagnées d'une partie des séries ligures et, selon la seconde hypothèse formulée, engendrent un olistostrome à leur front : c'est la future nappe des Gêts. Ce mouvement est répercuté à l'avant par l'élaboration d'un wildflysch au dessus des domaines prépiémontais (wildflysch sommital de la nappe de la Brèche), briançonnais et subbriançonnais.

Le bassin delphino-helvétique, peu profond, géométriquement sans doute différent par rapport au bassin mésozoïque, commence son évolution.

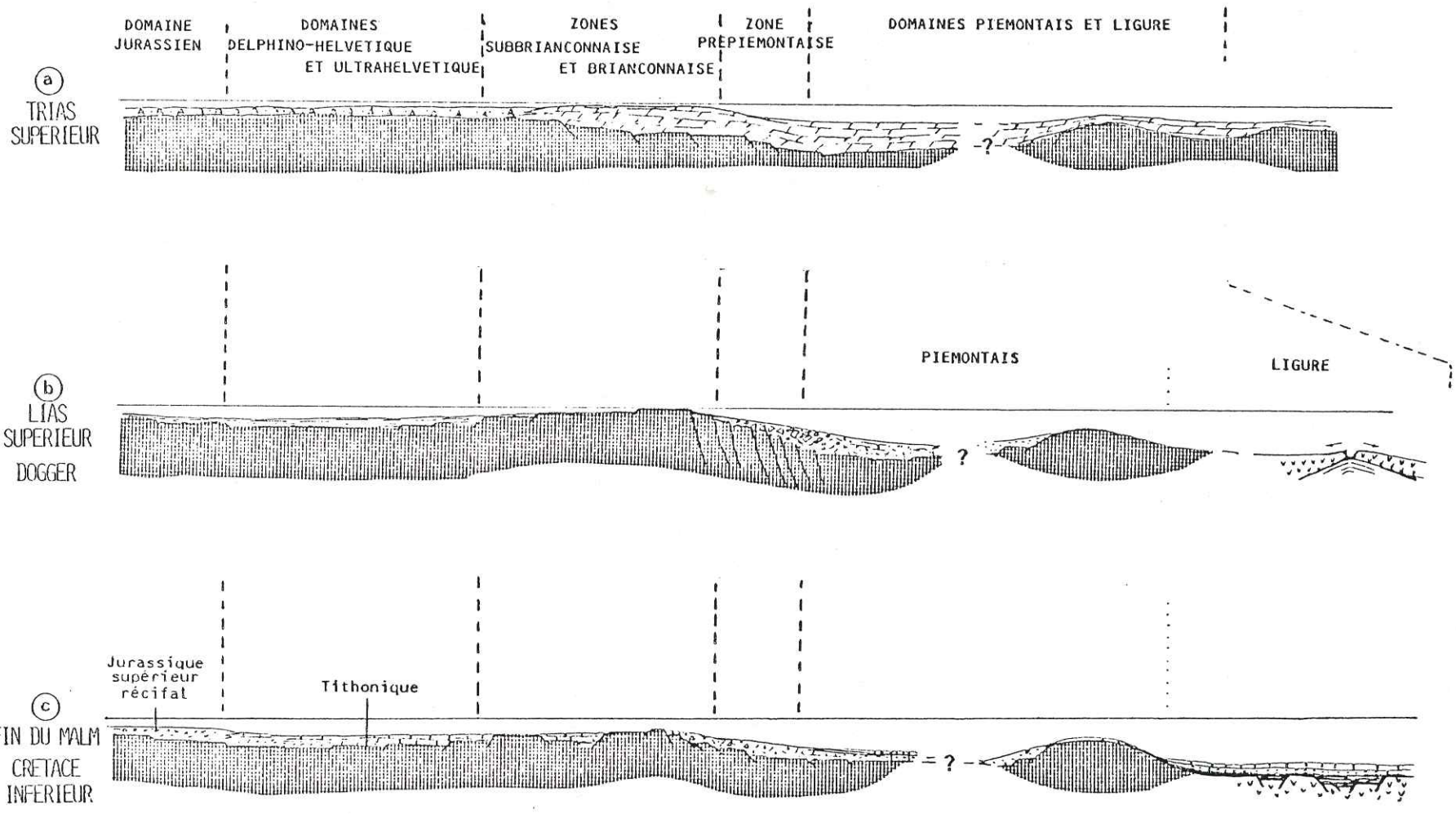
2°/- A la fin du Priabonien - début de l'Oligocène inférieur (?), l'unité supérieure (Olistostrome des Gêts) se met en place au-dessus de l'unité de la Brèche encore en position prépiémontaise. Elle a alors pratiquement terminé son histoire tectonique propre et va se comporter comme une couverture passive de l'unité de la Brèche.

3°/- A l'Oligocène moyen - supérieur (figures 78e et 79) se déroule le deuxième évènement essentiel : mise en place des nappes internes ; structuration du domaine helvétique :

. Les zones subbriançonnaise et briançonnaise (Préalpes médianes), plissées et cisaillées, s'avancent au-dessus du domaine delphino-helvétique externe (à grès du Val d'Illiez, schématiquement : Morcles/Dents du Midi), engendrant à l'avant et à leur base un olistostrome au-dessus de ce dernier.

. L'unité prépiémontaise s'avance elle aussi dans les mêmes conditions au-dessus du domaine delphino-helvétique interne (à grès de Taveyannaz,

Fig. 77 : RECONSTITUTION PALINSPASTIQUE DE LA SEDIMENTATION SUR LA TRANSVERSALE DES PREALPES DU CHABLAIS.



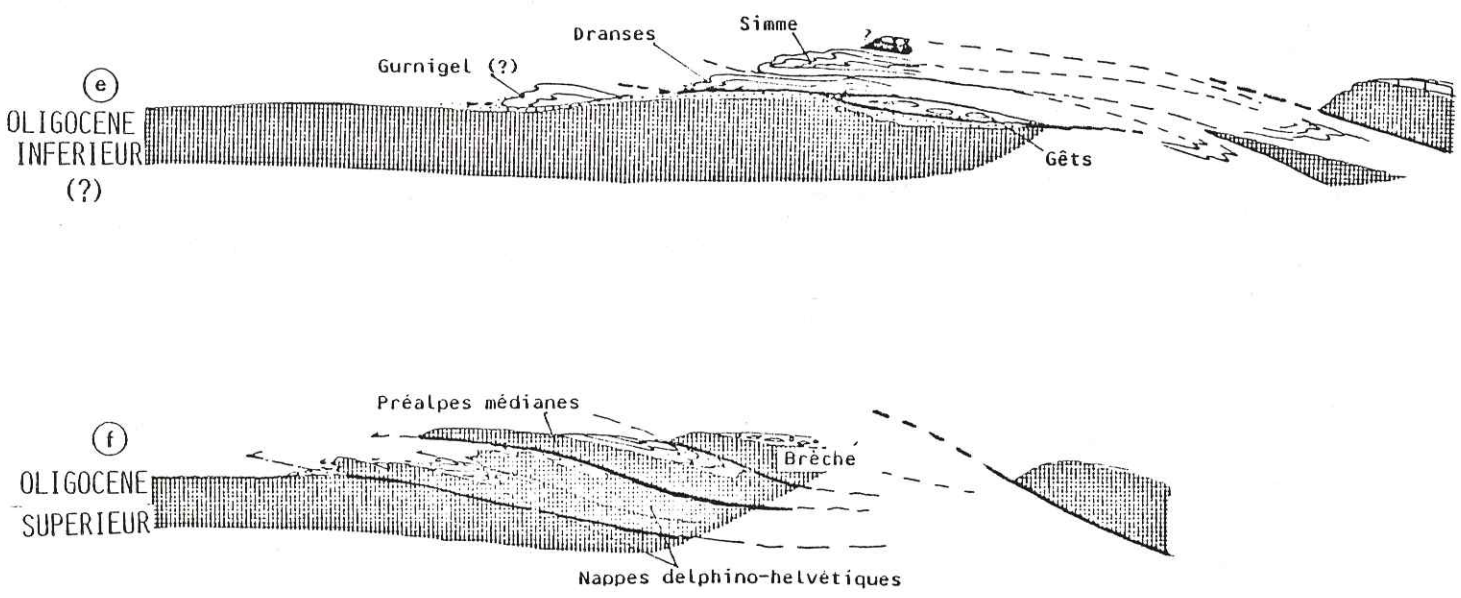


Fig. 78 : RECONSTITUTION PALINSPASTIQUE DE LA TECTOGENESE DES PREALPES DU CHABLAIS.

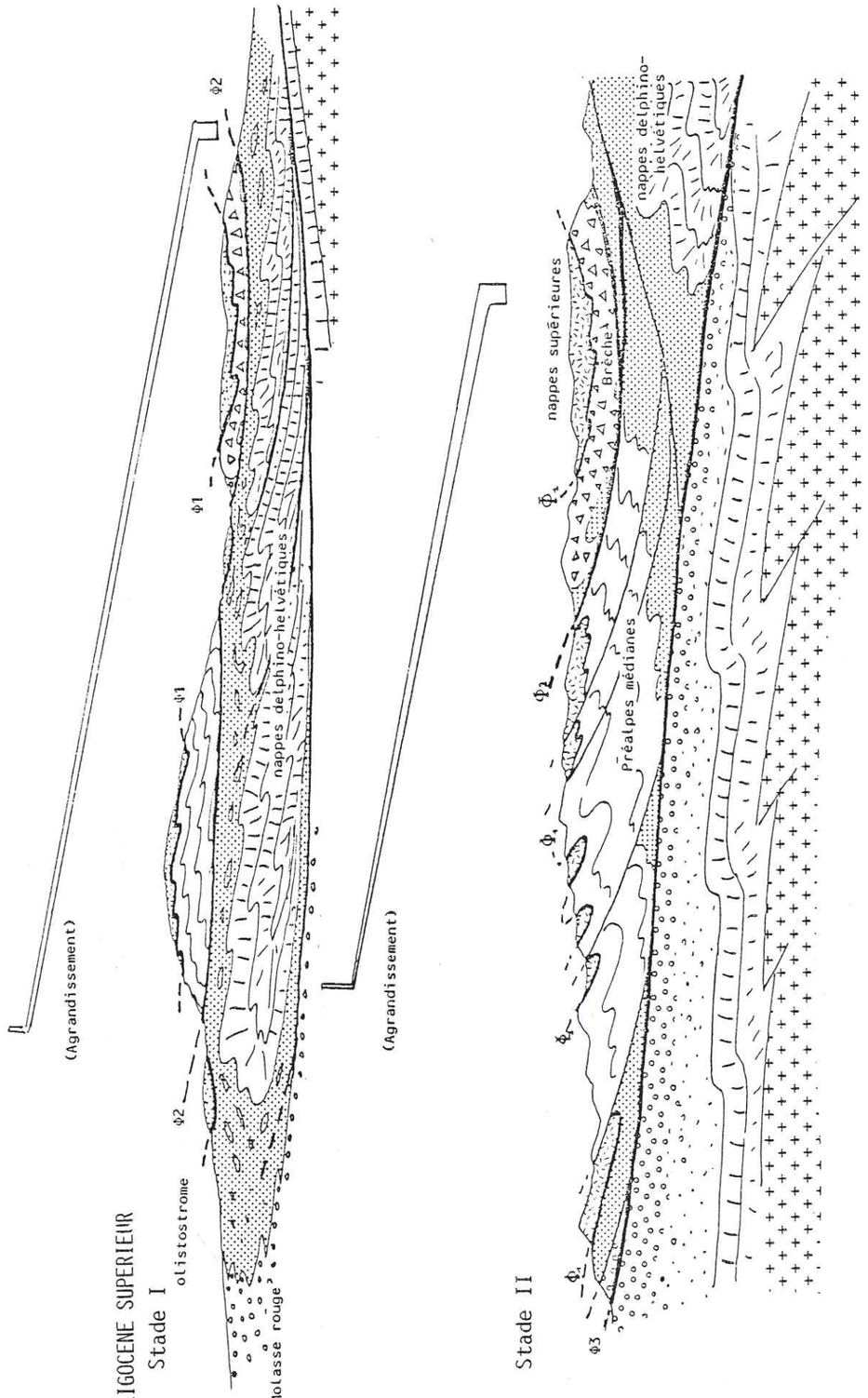


Fig. 79 : COUPES SCHEMATIQUES DE LA FIN DE LA TECTOGENESE TERTIAIRE.

schématiquement : Diablerets/Wildhorn/Sixt - Haut-Giffre) en donnant naissance à la nappe de la Brèche et à un olistostrome à sa base (lié au delphino-helvétique).

C'est juste avant, ou *simultanément*, qu'à lieu la structuration du domaine delphino-helvétique : plissement en grands rouleaux déversés vers le NW, dissociation en au moins deux grandes unités tectoniques superposées (Morcles/Dents du Midi et Diablerets-Wildhorn/Sixt - Haut-Giffre), charriage au-dessus des terrains de l'autochtone représenté par le massif des Aiguilles Rouges et sa couverture réduite (à grès des Carrières en Valais ou à grès de Bonneville en Faucigny).

En avant, en position distale par rapport à l'olistostrome sommital, se déposent les "molasses rouges" chattiennes ; elles seront finalement reprises dans la structuration générale.

A la fin de cette phase de mise en place par voie humide, la nappe de la Brèche (et sans doute également celle des Préalpes médianes) est remobilisée et entraînée en avant *à sec*, avec un coussinet de l'olistostrome helvétique sous-jacent, qui constitue l'unité de "l'olistostrome décollé".

La phase Oligocène moyen - supérieur est donc essentiellement la phase de tectonique tangentielle, en grande partie "gravitaire".

4°/- Au Mio-Pliocène, après le dépôt des molasses marines périalpines du plateau suisse, se produit un serrage final important selon un état de contrainte NS (figure 80).

Ce serrage s'accompagne d'accidents décrochants NS sénestres (wrench faults), groupés en "couloirs" séparant des compartiments tectoniquement indépendants (tel que le couloir des Gorges du Foron de Taninges). Ces accidents se relaient par un système de petits chevauchements, selon le mécanisme de "wrenching" mis en évidence dans les Préalpes médianes plastiques en Suisse par R. Plancherel (1979) et interprété comme l'expression du sous-charriage du socle de la zone externe.

D'autre part, ces accidents sont répercutés dans la molasse externe (jusqu'à la molasse helvétienne), ce qui permet d'argumenter sur l'âge de la phase.

Selon R. Plancherel (1979), cette phase serait responsable de l'essentiel des déformations. Il est certain qu'elle a profondément écaillé l'édifice préalpin (c'est surtout visible à l'avant du massif). Toutefois il me semble qu'une grande partie des déformations était déjà acquise antérieurement (plis dans le domaine delphino-helvétique, dans la nappe de la Brèche : voir plus haut).

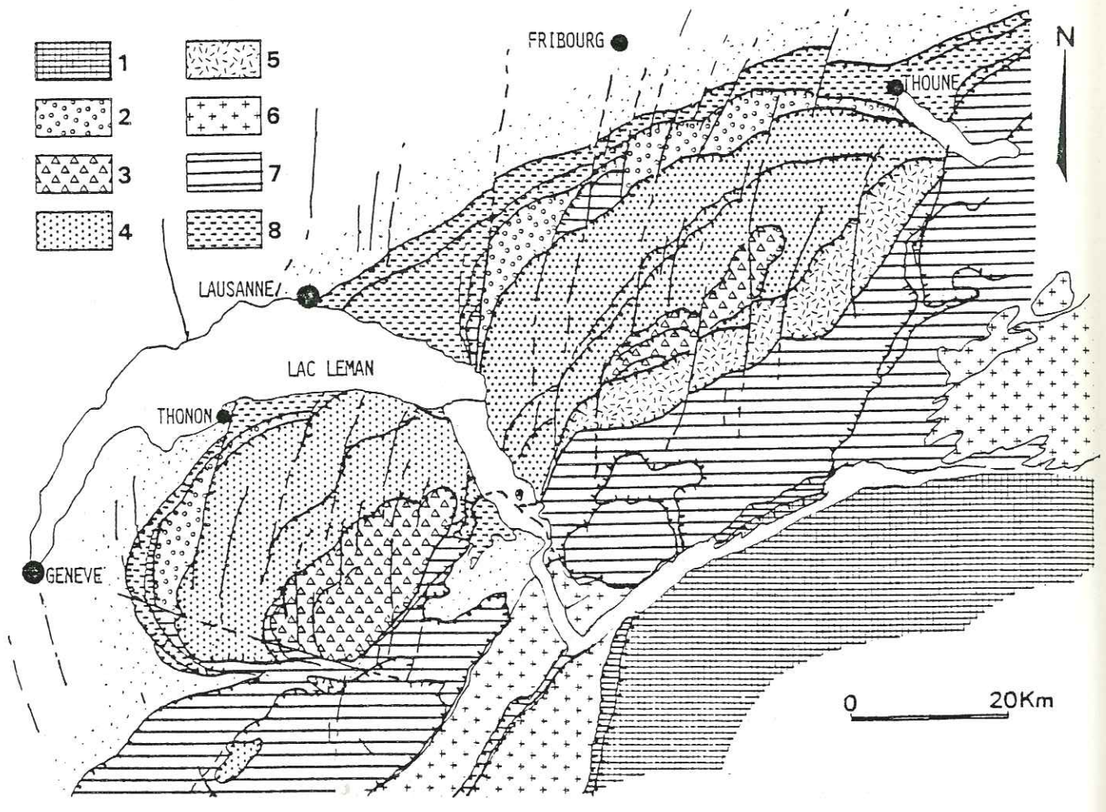


Fig. 80 : SCHEMA STRUCTURAL DES PREALPES : LA FRACTURATION MIO-PLIOCENE.

1: Zones internes indifférenciées ; 2: Nappe du Gurnigel ; 3: Nappe de la Brèche (et sa couverture tectonique de Préalpes supérieures) ; 4: Nappes des Préalpes médianes (et leur couverture tectonique) ; 5: Nappe du Niesen ; 6: Massifs cristallins externes ; 7: Nappes delphino-helvétiques ; 8: Molasse externe charriée.

5°/- Enfin, très tardivement (voire actuellement), des bombements transversaux NNW-SSE reprennent tout cet édifice.

L'érosion attaquera alors le massif selon les culminations récentes et creusera en particulier la fenêtre du Rhône valaisan qui permet aujourd'hui d'observer tout l'édifice préalpin sous la "couverture" de nappes internes.

BILAN DE L'ETUDE

Cette étude, menée sur un secteur-clef de la partie externe des Alpes nord-occidentales, a tenté une synthèse des données recueillies sur des terrains issus de trois domaines paléogéographiques distincts.

* Dans le domaine delphino-helvétique :

Du point de vue stratigraphique, quelques précisions ont été apportées à propos du sommet de la série : au-dessus des "flysch marno-micacés" (à grès du Val d'Illiez ou de Taveyannaz), que l'on a pu dater, grâce à une association de Coccolithophoridés, de l'Oligocène inférieur (zone NP 21 de E. Martini, 1970), s'étend, *en continuité stratigraphique,* un olistostrome qui a fourni une nannoflore de la base de l'Oligocène moyen (zone NP 22).

Cet olistostrome constitue les *Préalpes internes* en Chablais. Bien qu'englobant des éléments variés d'origine ultra (helvétique interne, ultra-helvétique, subbriançonnais, briançonnais, prépiémontais, liguro-piémontais, ...) il doit être replacé au sommet de la série delphino-helvétique.

D'autre part, des différences relevées dans la série tertiaire, portant essentiellement sur les niveaux gréseux de l'Oligocène inférieur, permettent de distinguer stratigraphiquement deux unités :

- l'unité des Dents du Midi, plus externe, à grès du Val d'Illiez (matériel volcanique diabasique) ;
- l'unité de Sixt - Haut-Giffre, plus interne, à grès de Taveyannaz (matériel volcanique andésitique).

Du point de vue tectonique, il a été donc proposé le découpage du domaine en ces deux unités qui semblent correspondre respectivement aux nappes helvétiques de Morcles et des Diablerets.

Aussi, les domaines dauphinois et helvétique auraient la même signifiation (le domaine dauphinois étant lui aussi largement allochtone).

A ces deux unités vient s'ajouter l'Olistostrome décollé, partie sommitale de la série delphino-helvétique interne entraînée en lambeau de poussée à la base des masses préalpines.

* Dans le domaine de la nappe de la Brèche :

D'un point de vue stratigraphique, une synthèse a été réalisée, permettant une comparaison terme à terme avec des séries prépiémontaises plus méridionales.

Un préflysch albo-cénomanien existe au sommet de la série qui est couronnée par un *complexe chaotique actuellement attribué au Priabonien.*

D'un point de vue tectonique, on a insisté ici sur l'existence de plis décamétriques serrés interprétés comme précoces. Le "pli frontal" est

lui aussi interprété comme une structure précoce transportée, avec un coussinet tectonique d'olistostrome helvétique.

* Dans le domaine de la nappe des Gêts :

Du point de vue stratigraphique, une association de nannoflores crétacées a été trouvée, permettant d'établir la présence de *Campanien* au sein de la série des Gêts par ailleurs identifiée comme étant un *olistostrome transporté*.

A la lumière de cette datation et de la nature des olistolites (ligures de type "Apennin", etc...), plusieurs hypothèses sont formulées quant à la formation de ces séries :

- une structuration crétacée ;
- une structuration plus tardive (priabonienne ?) ; cette dernière hypothèse a été préférée.

Du point de vue tectonique, la mise en place des unités supérieures est présumée post-priabonienne mais anté-Oligocène moyen, la nappe des Gêts se comportant ensuite comme une couverture passive de la nappe de la Brèche.

ESQUISSE DE L'EVOLUTION TECTONIQUE DE LA REGION.

A l'aide de toutes ces données on a pu proposer un calendrier pour les évènements tectoniques dans la région :

- Oligocène inférieur : mise en place des unités supérieures (Gurnigel/Dranses/Simme/Gêts).

- Oligocène supérieur :
  1. Structuration du domaine delphino-helvétique.
  2. Charriage des zones internes (subbriançonnaise, briançonnaise, prépiémontaise) sur les séries delphino-helvétiques en cours de structuration.

- Mio-Pliocène : serrage final, par un mécanisme de "wrench-faulting" occasionnant un important écaillage et une fracturation subméridienne de l'ensemble du massif.

- Plio-Quaternaire : bombement transverse à large rayon de courbure et rejeu de failles profondes.

BIBLIOGRAPHIE

ANATRA S., ACKERMANN T. et HOMEWOOD P. (1980) - Les faciès de l'Ultrahelvétique du Montsalvens (Préalpes externes) et de la région d'Anzeinde (Préalpes Internes). *Eclogae Geol. Helv., vol. 73/1, p. 283-292.*

ARGAND E. (1910) - Sur la racine de la nappe rhétique. *Mat. Carte Géol. Suisse, NS 24, 2ème partie.*

AUBOUIN J., BLANCHET R., LABESSE B. et WOZNIAK J. (1977) - Alpes Occidentales et Alpes Orientales, la zone du Canavese existe-t-elle ? *C.R. Somm. B.S.G.F., n° 3, p. 155-158.*

AUBOUIN J., BLANCHET R., STEPHAN J.F. et TARDY M. (1977) - Téthys (Mésogée) et Atlantique : données de la géologie. *C.R. Acad. Sc. Paris, (D), t. 285, p. 1025-1028.*

AYRTON S. (1972) - Sur la prolongation de la nappe de Morcles en France. *Eclogae Geol. Helv., vol. 65/2, p. 321-326.*

AMSTUTZ A. (1976) - Genèse des nappes préalpines et helvétiques durant l'Eocène et l'Oligocène. *C.R. Acad. Sci. Paris, t. 283, série D, p. 1575-1578.*

BADOUX H. (1945) - La géologie de la zone des cols entre la Sarine et le Hahnenmoos. *Mat. Carte Géol. Suisse, NS, 84.*

BADOUX H. (1946) - L'Ultrahelvétique au Nord du Rhône Valaisan. *Mat. Carte Géol. Suisse, NS, 85.*

BADOUX H. (1962) - Géologie des Préalpes Valaisannes. *Mat. Carte Géol. Suisse, NS, 113.*

BADOUX H. (1960-1963) - A propos des Préalpes du Chablais. *Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, t. 2, Mém. Soc. Géol. Fr., 2.*

BADOUX H. (1963) - Les Unités Ultrahelvétiques de la zone des cols. *Eclogae Geol. Helv., vol. 56/1, p. 1-13.*

BADOUX H. (1967) - De quelques phénomènes sédimentaires et gravifiques liés aux orogenèses. *Eclogae Geol. Helv. vol. 60/2, p. 399-406.*

BADOUX H. (1972) - Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. *Mat. Carte Géol. Suisse, NS, 143.*

BADOUX H. et WEIDMANN M. (1963) - Sur l'âge du flysch à Helminthoïdes des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Eclogae Geol. Helv., vol. 56/2, p. 513-528.*

BENEO E. (1956) - Accumuli terziari da risedimentazione (olisthostroma) nell'Appennino centrale e frane sotto-marine. *Boll. Serv. Geol. Ital., 78, 12, p. 291-319.*

BERNHEIM P. (1962) - Contribution à l'étude géologique de la région des Gêts (Haute-Savoie). *Thèse 3ème cycle, Fac. Sci. Paris.*

BERNHEIM P. et HAAS J. (1961) - Données stratigraphiques nouvelles sur les flyschs du Plateau des Gêts. *C.R. Acad. Sci. Paris.*

BERTRAND J. (1970) - Etude pétrographique des ophiolites et des granites du flysch des Gêts (Haute-Savoie, France). *Arch. Sc. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, vol. 23, fasc. 2, p. 279-543.*

BERTRAND J. et DELALOYE M. (1976) - Datation par la méthode K-Ar de diverses ophiolites du flysch des Gêts (Haute-Savoie, France). *Eclogae Geol. Helv., vol. 69/2, p. 335-341.*

BOURBON M., CARON J.M., GRACIANSKY de P.C., LEMOINE M., MEGARD-GALLI J. et MERCIER D. (1976) - The mesozoïc evolution of the Western Alps: birth and developpement of a part of the spreading oceanic Tethys and of its european continental margin. *Symposium "Histoire Structurale des bassins méditerranéen", Technip 1977 (Split 1976) p.19-34*

BOUSSAC J. (1912) - Etudes stratigraphiques sur le nummulitique alpin. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr. 662 p.*

CAMPANA B. (1943) - Géologie des nappes préalpines au Nord-Est de Chateau d'Oex. *Mat. Carte Géol. Suisse, NS, 82ème Livr.*

CARON C. (1963) - Etude géologique des flysch préalpins entre les Dranses du Chablais. *Thèse 3ème cycle, Univ. Paris.*

CARON C. (1965) - L'appartenance tectonique des flysch du Kalberhöni (Préalpes Romandes, Suisse) ; considération sur la nappe de la Simme. *Bull. Soc. Géol. Fr., (7), 7. p. 921-928*

CARON C. (1966) - Sédimentation et tectonique dans les Préalpes : "flysch à lentilles" et autres complexes chaotiques. *Eclogae Geol. Helv., vol. 59/2, p. 950-957.*

CARON C. (1972) - La nappe supérieure de Préalpes ; subdivision et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. *Eclogae Geol. Helv., 65/1, p. 57-73.*

CARON C. (1976) - La nappe du Gurnigel dans les Préalpes. *Eclogae Geol. Helv., vol. 69/2, p. 297-308.*

CARON C., CHAROLLAIS J. et ROSSET J. (1967) - Eléments autochtones et éléments allochtones du soubassement des klippes des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 43, p. 47-62.*

CARON C., HESSE R., KERCKHOVE C1., (1979) - 4 th Workshop on alpine helminthoïd flysch sequences. *IGCP project n° 105, livret guide de l'excursion.*

CARON C. et WEIDMANN M. (1967) - Sur les flysch de la région des Gêts (Haute-Savoie). *Eclogae Geol. Helv., vol. 60/2, p. 357-394.*

CARON J.M. (1977) - Lithostratigraphie et Tectonique des Schistes Lustrés dans les Alpes Cottiennes septentrionales et en Corse Orientale. *Thèse Doct. d'Etat, Univ. Strasbourg.*

CHAROLLAIS J., CHATEAUNEUF J.J., MANIVIT H., ROSSET J., STENN D. et TOUMARKINE M. (1978) - Sur un flysch "ultrahelvétique" de la klippe de Sulens (Haute-Savoie). *Bull. B.R.G.M. (2ème série), sect. I, n° 4, p. 289-304.*

CHAROLLAIS J., HOCHULI P., OERTLI H., PERCH-NIELSEN K., TOUMARKINE M., ROGL F. et PAIRIS J.L. (1980) - Les Marnes à Foraminifères et les Schistes à Meletta des chaînes subalpines septentrionales (Haute-Savoie, France). *Eclogae Geol. Helv., vol. 73/1, p. 9-69.*

CHAROLLAIS J., MANIVIT H., MOULLADE M., ROSSET J. et TOUMARKINE M. (1975) - Sur les transgressions éocènes dans la nappe inférieure de la klippe de Sulens (Haute-Savoie, France). *Géol. Alpine, t. 51, p. 35-40.*

CHESSEX R. (1959) - La géologie de la haute vallée d'Abondance, Haute-Savoie (France). *Eclogae Geol. Helv., vol. 52/1, p. 295-400.*

CHESSEX R., DELALOYE M. et VUAGNAT . (1968) - Sur l'âge de quelques zircons des Alpes du Sud et de l'Apennin. *Rend. Soc. Ital., Min. Petr., 24.*

COLLET L.W. (1910) - Les Hautes-Alpes calcaires entre Arve et Rhône. *Mém. Soc. Phys. et Hist. Nat. de Genève, vol. 36/4.*

COLLET L.W. et LILLIE A. (1938) - Le Nummulitique de la nappe de Morcles entre Arve et Rhône. *Eclogae Geol. Helv., vol. 31/1, p. 105-123.*

COLLET L.W. et LOMBARD A. (1939) - Le Flysch de l'arête de Berroy entre le col de Cou et les Dents Blanches de Champéry. *C.R. Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève, vol. 56, p. 87-88.*

DAL PIAZ G.V. (1974a) - Le métamorphisme de haute pression et haute température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. 1ère partie : considérations paléogéographiques. *Boll. Soc. Géol. Ital., 93, p. 437-468.*

DAL PIAZ G.V. (1974b) - Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. 2ème partie. *Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54, p. 399-424.*

DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. et MARTINOTTI G. (1972) - La zona Sesia-Lanzo e l'évoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi Nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. It., XI, p. 433-466.*

DEBELMAS J. et USELLE J.P. (1966) - La fin de la nappe de Morcles dans le massif du Haut-Giffre. *Bull. Soc. Géol. Fr., 7, VIII, p. 337-343.*

DERCOURT J., CELET P., COTTIN J.Y., WEVER de P., FERRIERE J., GRANDJACQUET C., HACCARD D., TERRY J. et WIGNIOLLE E. (1977) - Importance d'une tectonique jurassique supérieur sur les marges de la plaque d'Apulie (Hellenides et Apennins ligures). *Bull. Soc. Géol. Fr., 7ème série, t. XIX, p. 917-926.*

ELTCHANINOFF C. (1980) - Etude géologique entre Belledonne et Mont-Blanc : La terminaison méridionale du massif du Mont-Blanc et les terrains de son enveloppe. *Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie, Paris (Paris VI) et Univ. de Savoie.*

ELTER G., ELTER P., STURANI C. et WEIDMANN M. (1966) - Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s.l. des Préalpes Romandes et Chablaisiennes. *Arch. Sci. Genève, 19, 3.*

FAVRE A. (1859) - Terrains liasiques et keupériens de la Savoie. *Mém. Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève, t. XV, p. 327-340.*

FAVRE A. (1867) - Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piedmont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc. *Masson, Paris.*

FEUGUEUR L. (1951) - Le Nummulitique de la nappe de Morcles entre Arve et Suisse. *Bull. Soc. Géol. France, s. 6, n° 1, p. 671-692.*

FEUGUEUR L. (1954) - Observations géologiques entre Arve et Giffre. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 241, t. LII, p. 225-229.*

FEUGUEUR L. et GOGUEL J. (1955) - Présence du Wildflysch sous une digitation supérieure de la nappe de Morcles au Dérochoir (Haute-Savoie). *C. R. Somm. de la Soc. Géol. Fr., 1955, p. 96-99.*

FLORES G. (1955) - Discussion *In E. BENEO* : Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicile. *Proc. 4th Wordl Petroleum Congr. I, A/2, p. 121-122.*

GABUS J.H. (1958) - L'Ultrahelvétique entre Derborence et Bex". *Mat. Carte Géol. Suisse, NS, 106.*

GAGNEBIN E. (1928) - Les Préalpes internes dans la région de Champéry (Valais). *Eclogae Géol. Helv., vol. 21, p. 351-356.*

GAGNEBIN E. (1932) - Sur la présence du Gault dans la nappe de la Brèche du Chablais (Haute-Savoie). *C.R. Acad. Sci. Paris, 194.*

GAGNEBIN E. (1939) - La géologie du Chablais. *Bull. Soc. Géol. Fr., (5), 9, p. 673-690.*

GIGNOUX M. (1948) - Méditations sur la tectonique d'écoulement par gravité. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, 27, p. 1-34.*

GIGNOUX M. et MORET L. (1933) - La zone briançonnaise et les racines des nappes préalpines. *C.R. Acad. Sci., 196.*

GODEL M. (1965) - Géologie des environs de la Croix de Culet, Val d'Illiez, Valais. *Mat. Carte Géol. Suisse, NS, 123.*

GOGUEL J. (1951) - Le passage de la nappe de Morcles aux plis subalpins. *Bull. Soc. Géol. Fr., série 6, t. 1, p. 439-451.*

GOGUEL J. (1954) - La zone radicale de la nappe de Morcles. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 241, p. 207-211.*

GRANDJACQUET C. et HACCARD D. (1977) - Position structurale de l'Unité du Bracco au sein du contexte ophiolitique liguro-piémontais (Apennin Italie). *Bull. Soc. Géol. Fr., 7ème série, t. XIX, p. 901-908.*

GRANDJACQUET C., HACCARD D. et LORENZ C. (1972) - Essai de tableau synthétique des principaux évènements affectant les domaines alpin et apennin à partir du Trias. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 4, p. 158-163.*

GUILLAUME H. (1955) - Observations sur le flysch de la nappe de la Simme. *Eclogae Geol. Helv., 48, p. 323-328.*

GUILLAUME H. (1957) - Géologie du Montsalvens. *Mat. Carte Géol. Suisse, NS, 104.*

GUILLAUME A. BERNHEIM P. et HAAS J. (1962) - Le pays de flysch du secteur des Gêts (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr. C.R. Collaborateurs 1962.*

HAAS J. (1964) - Contribution à l'étude géologique des régions des Gêts et de Morzine (Haute-Savoie). *Thèse 3ème cycle, Fac. Sci, Paris.*

HACCARD D. (1965) - Nouvelles données sur les spilites de la série de Moglio ; nappe du flysch à Helminthoïdes des Alpes Maritimes franco-italiennes. *Bull. Soc. Géol. Fr., (7),7*

HENDRY H.E. (1969) - Sedimentary studies in the nappe de la Brèche,French Prealps. *Thèse (Ph. D) Univ. Edinburgh (dactylographiée).*

HOMEWOOD P. (1974) - Le Flysch du Meilleret (Préalpes Romandes) et ses relations avec les unités tectoniques l'encadrant. *(Thèse). Eclogae Geol. Helv., 67/2, p. 349-401.*

HOMEWOOD P. (1976) - Sur les faciès des flyschs ultrahelvétiques dans les Préalpes internes romandes. *Eclogae Geol. Helv., vol. 69/2.*

HOMEWOOD P. (1977) - Ultrahelvetic and North-Penninic Flysch of the Prealps A general account. *Eclogae Geol. Helv., vol. 70/3, p. 627-641.*

HSÜ K. et SCHLANGER S.O. (1971) - Ultrahelvetic flysch sedimentation and deformation related to Plate Tectonics. *Geol. Soc. Amer. Bull., 82/5, p. 1207-1218.*

JACCARD A. (1892) - Etude sur les massifs du Chablais compris entre l'Arve et la Dranse. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 26.*

JAFFE F. (1955) - Les ophiolites et les roches connexes de la région des Gets (Chablais, Haute-Savoie). *Bull. Suisse Min. et Pétr., 35/1.*

JAN DU CHENE R., GORIN G. et VAN STUIJVENBERG J. (1975) - Etude géologique et stratigraphique (polynologie et nannoflore calcaire) des Grès des Voirons (Paléogène de Haute-Savoie, France). *Géol. Alp. Grenoble, t. 51, p. 51-78.*

JAN DU CHENE R., VAN STUIJVENBERG J., CHAROLLAIS J. et ROSSET J. (1975) - Sur l'âge du flysch de la nappe inférieure de la klippe de Sulens (Haute-Savoie, France). *Géol. Alp. Grenoble, t. 51, p. 79-81.*

KERCKHOVE C. (1969) - La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes Occidentales). *Géol. Alp. Grenoble, t. 45.*

KERCKHOVE C. (1975) - Sédimentation chaotique et tectogenèse : les olistostromes des nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes Occidentales françaises). *IXème Congrès Inter. Sédiment., Nice.*

LABESSE B. (1962) - Sur les ophiolites et brèches associées dans l'Apennin septentrional. *Bull. Soc. Géol. Fr., 7ème série, 4.*

LANDRY P. (1976) - Contribution à l'étude géologique de la région de Roselend. *Thèse 3ème cycle, Grenoble, 131 p.*

LANTEAUME M., HACCARD D., LABESSE B. et LORENZ C. (1963) - L'origine de la nappe du flysch à helminthoïdes et la liaison des Alpes Apennins. *Livre à la mémoire du Professeur Paul FALLOT.*

LEMOINE M. (1961) - La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes Occidentales. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., (2), 4, 3.*

LEMOINE M. (1967) - Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Apes Occidentales. *Géol. Rundschau, 56.*

LEMOINE M. (1971) - Données nouvelles sur la série du Gondran. *Géol. Alp. Grenoble, 47/2.*

LEMOINE M., BOURBON M. et TRICART P. (1978) - Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys : données nouvelles et conséquences. *C.R. Acad. Sc. Paris , t.286, p.1237-1240*

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL "SUISSE" 551-7 - "Flysch". *p. 386 et suivantes (en allemand)*

LILLIE A. (1936) - Les Préalpes internes entre Arve et Giffre. *Rev. de Géogr. Phys. et Géol. Dyn., vol. IX, fasc. 3, (233 p.).*

LILLIE A. (1939) - Sur la nappe du Laubhorn et le flysch entre le col de Coux et Morgins. *Eclogae Geol. Helv., vol. 32/1, p. 25-30.*

LOMBARD A. (1940) - Les Préalpes Médianes entre le Risse et Somman (Vallée du Giffre, Haute-Savoie). *Eclogae Geol. Helv., vol. 33/2, p. 53-179.*

LOMBARD A. (1967) - Paléosédimentation de bassins de type miogéosynclinal helvétique-dauphinois. *Rev. de Géogr. Phys. et Géol. Dyn., 2ème série, vol. IX, fasc. 3, p. 199-217.*

LUGEON M. (1895) - La région de la Brèche du Chablais. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 49, tome VII.*

LUGEON M. (1901) - Sur la découverte d'une racine des Préalpes suisses. *C.R. Acad. Sci., Paris, 132, p. 45-47.*

LUGEON M. (1909) - Sur les relations tectoniques des Préalpes internes avec les nappes helvétiques de Morcles et des Diablerets. *C.R. Acad. Sci., Paris, 26 juillet 1909.*

LUGEON M. (1914) - Sur l'ampleur de la nappe de Morcles. *C.R. Acad. Sci., Paris, 1914, 1er semestre, t. 158, n° 26, p. 2029-2031.*

LUGEON M. (1914) - Sur l'entraînement des terrains autochtones en dessous de la nappe de Morcles. *C.R. Acad. Sci., Paris, t. 159, n° 2, p. 192-195.*

LUGEON M. (1918) - Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. *Maté. Carte Géol. Suisse, NS, 30, fasc. 1, 1914, fasc. 2, 1916, fasc. 3, 1918.*

LUGEON M. (1920) - La géologie des Préalpes internes du Simmenthal. *Eclogae Geol. Helv., vol. 16/1.*

LUGEON M. (1943) - Une nouvelle hypothèse tectonique : la diverticulation. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat., vol. 62, n° 260.*

LUGEON M. et GAGNEBIN E. (1941) - Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. *Bull. Lab. Géol. Minéral. Géophys. Mus. Géol. Univ. Lausanne (72).*

LUGEON M. et HENNY G. (1915) - Sur la zone du Canavese et la limite méridionale des Alpes. *C.R. Acad. Sci. Paris, t. 160, p. 321.*

MARCHETTI M.F. (1956) - The occurence of slide and flowage materials (olisthostromes) in the Tertiary series of Sicily. *Congr. Géol. Inter. XXème session, Mexico, Sec. V, t. 1, p. 209-225, 1957.*

MARTINEZ-REYES Juventino (1980) - Contribution à l'étude géologique des Alpes occidentales entre Arc et Isère - Région du Mont Niélard et du Cheval Noir, Savoie. Le problème des Unités à flysch. *Thèse 3ème cycle, Paris VI - Univ. de Savoie.*

MARTINI E. (1971) - Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. *Proc. 2nd Plankt. Conf. Roma (1970), p. 749-785.*

MARTINI J. (1968) - Etude pétrographique des Grès de Taveyanne entre Arve et Giffre, Haute-Savoie, France. *Bull. Suisse Minér. et Pétr., vol. 48/2, p. 539-654.*

MARTINI J. (1970) - Contribution à l'étude de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène subalpin de la Savoie. *Arch. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, vol. 23, fasc. 1, p. 197-277.*

MASSON H. (1972) - Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. *Eclogae Geol. Helv., vol. 65/1, p. 27-41.*

MASSON H. (1976) - Sur le Wildflysch et l'Ultrahelvétique liés à la nappe de Morcles (résumé). *Eclogae Geol. Helv., vol. 69/2, p. 279.*

MASSON H. (1976) - Un siècle de géologie des Préalpes : de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. *Eclogae Geol. Helv., vol. 69/2, p. 527-575.*

MATHEZ G. (1962) - La géologie de la région des Gets. *Dipl. inédit. Lausanne.*

MERCANTON C. (1963) - La bordure ultrahelvétique du massif des Diablerets. *Mate. Carte Géol. Suisse, NS, 116.*

MEVEL C. (1975) - Les "pillow-lavas" spilitiques des massifs ophiolitiques du Chenaillet et des Gêts (Alpes françaises). *Thèse 3ème cycle, Paris VI, Pétrographie.*

MICHEL-LEVY A. (1892) - Etude sur les pointements de roches cristallines qui apparaissent au milieu des flyschs du Chablais, des Gêts aux Fenils. *Bull. Carte Géol. Fr., 27, II, p. 39.*

MORET L. (1934) - Géologie du massif des Bornes et des klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie). *Mém. Soc. Géol. Fr., n° 22, 162 p.*

PAIRIS B. (1975) - Contribution à l'étude stratigraphique, tectonique et métamorphique du massif de Platé (Haute-Savoie). *Thèse 3ème cycle, Grenoble, 151 p.*

PAIRIS B. et PAIRIS J.L. (1975) - Précisions nouvelles sur le Tertiaire du massif de Platé (Haute-Savoie). *Géol. Alp. Grenoble, 51, p. 83-127.*

PIERRE X et USELLE J.P. (1966) - Le massif de Sixt (Haute-Savoie). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 42, p. 203-235.*

PLANCHEREL R. (1979) - Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes Médianes plastiques entre Rhône et Aar. Implications cinématiques et dynamiques (thèse). *Eclogae Geol. Helv., vol. 72/1, p. 145-214.*

PREISWERK H. (1901) - Note sur le Rhétien et le Lias du col de Coux (Val d'Illiez). *Bull. Soc. Géol. France, (4), p.721*

RABOWSKI F. (1920) - Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal. *Mat. Carte Géol. Suisse, NS, 35ème livre.*

RENEVIER E. (1890) - Monographie géologique des Hautes Alpes Vaudoises et des parties avoisinantes du Valais. *Mat . Carte Géol. Suisse, liv. 16,*

RICOUR J. (1950) - Le pseudocarbonifère des Munes (Haute-Savoie). Présence du grès à Roseaux (Keuper moyen) dans le Chablais. *C.R. Acad. Sci. Paris, n° 230, p. 851-852.*

RICOUR J. (1950) - Précisions sur certaines couches tertiaires du Chablais voisines du front de la nappe de la Brèche. *C.R. Acad. Sci. Paris, n° 231, p. 1526-1528.*

RICOUR J. et LIENHARDT G. (1954) - Les zones ultrahelvétiques du pourtour de la nappe de la Brèche. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 241, t. LII, p. 213-223.*

RIGASSI D. (1966) - A propos de l'origine de l'"Ultrahelvétique inférieur". *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat., 69/322, p. 293-307.*

RITTER E. (1898) - Le massif du Haut-Giffre. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., n° 61, t. X (1898-1899).*

RIVANO-GARCIA S. (1978) - 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). *Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI*

ROSSET J., CHAROLLAIS J., TOUMARKINE M., CHATEAUNEUF J.J. et SCHAUB H. (1976) Présentation des différentes unités du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). *Eclogae Geol. Helv., 69/2, p. 359-402.*

SARASIN C. et COLLET L.W. (1907) - Zone des cols et géologie du Chamossaire. *Arch. Sci. Phys. et Nat., 4, p. 24.*

SAWATZKI G.G. (1972) - Etude pétrographique du flysch du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). *C.R. Séances Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève vol. 7, n° 2/3, mai-déc. 1972 (03-1973).*

SAWATZKI G.G. (1975) - Etude géologique et minéralogique des flyschs à grauwackes volcaniques du synclinal de Thônes (Haute-Savoie). Grès de Taveyanne et grès du Val d'Illiez. *Arch. Sci. Genève, vol. 28/3, (Thèse).*

SCHROEDER W.J. (1939) - La brèche du Chablais, entre Giffre et Dranse, et les roches éruptives des Gêts. *Arch. Sci. Phys. et Nat. Genève, vol. 21, (thèse) 1004.*

SCHROEDER W.J. et DUCLOZ C. (1955) - Géologie de la molasse du Val d'Illiez (Bas-Valais). *Mat. Carte Géol. Suisse, NS, 100.*

SCHROEDER W.J. et LILLIE A. (1935) - Le Nummulitique de Chantemerle. *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, vol. 52/3, août-décembre 1935.*

SEPTFONTAINE M. et WERNLI R. (1972) - Contribution à la géologie des environs de Taninges (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci. Genève, 25, 1.*

STAUB R. (1951) - Alpen und Apennin im alpinen System Europas. *Eclogae Geol. Helv., vol. 44, n° 1.*

STAUB R. (1958) - Klippendecke und Zentralalp-bau. Beziehungen und Probleme. *Mat. Carte Géol. Suisse, NS, 103.*

STUDER B. (1834) - Géologie der westlichen schweizer Alpen. *Karl Groos, Heiselberg & Leipzig.*

STUDER B. (1851) - Geologie der Schweiz. *Bern & Zürich.*

STURANI C. (1973) - Considerazioni sui rapporti tra Appennino settentrionale ed Alpi occidentali. *in Moderne Vedute Sulla Geologia Dell'Appennino. Roma : Accad. Naz. Lincei, p. 119-145.*

TERCIER J. (1952) - Problèmes de sédimentation et de Tectonique dans les Préalpes. *Rev. Quest. Scientif.*

TRIBOULET S. (1980) - Etude géologique entre Belledonne et Mont-Blanc : La terminaison septentrionale du massif de Belledonne et les terrains de son enveloppe. *Thèse 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie (Paris VI) et Univ. de Savoie.*

TRÜMPY R. (1951) - Sur les racines helvétiques et les "schistes lustrés" entre le Rhône et la vallée de Bagnes (région de la Pierre Avoi). *Eclogae Geol. Helv., 44/2 p.338-347*

TRÜMPY R. (1955) - Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. *Bull. Soc. Géol. Fr., (6), 5, p. 217-231.*

TRÜMPY R. (1957) - Quelques problèmes de paléogéographie alpine. *Bull. Soc. Géol. Fr., (6), 7, p. 443-461.*

TRÜMPY R. (1960) - Paleotectonic evolution of the central and western Alps. *Geol. Soc. Amer. Bull., 71, p. 843-908*

TRÜMPY R. (1963) - Sur les racines des nappes helvétiques. *Livre à la mémoire du Professeur Paul FALLOT. Mém. Soc. Géol. Fr., p. 419-428.*

TRÜMPY R. (1976) - Du Pèlerin aux Pyrénées. *Eclogae Geol. Helv., vol. 69/2, p. 249-264.*

TRÜMPY R. et BERSIER A. (1954) - Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin. *Eclogae Geol. Helv., 47/1, p. 119-166.*

VERNET J. (1977) - Sur la morphologie du soulèvement alpin actuel : Les grands plis transversaux. *C.R. Acad. Sci. Paris, série D, p. 1225-1229.*

VERNET J. (1980) - Mise en évidence d'une orogenèse et d'une tectonique alpines actuelles par les mesures de nivellement. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 6, p. 246-249.*

VITALLY G. (1980) - Etude géologique de deux manifestations du volcanisme paléogène des Alpes franco-italiennes : Les Grès de Taveyannaz et les Porphyres de Biella. *Thèse 3ème cycle, Univ. Brest, C.O.B.*

VUAGNAT M. (1952) - Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nord helvétique. *Mat. Carte Géol. Suisse, NS, n° 97.*

WEIDMANN M. (1972) - Le front de la Brèche du Chablais dans le secteur de Saint-Jean-d'Aulph (Haute-Savoie). *Géologie Alpine, t. 48/2, p. 229-246.*

WEIDMANN M. (1963) - Un nouveau lambeau de la nappe de la Simme dans les Préalpes du Chablais. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat., 311, 68.*

WEIDMANN M., HOMEWOOD P., CARON C. et BAUD A. (1976) - Réhabilitation de la "zone submédiane" des Préalpes. *Eclogae Geol. Helv., vol. 69/2, p. 265-278.*

WILCOX R.E., HARDING T.P. et SEELY D.R. (1973) - Basic wrench tectonics. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 57/1, p. 74-96.*

CARTES GEOLOGIQUES ET OUVRAGES GENERAUX

Cartes géologiques de la Suisse au 1/25.000

- Feuille Saint Maurice (E. Gagnebin et al., 1934).
- Feuille de Finhaut (L.W. Collet et al., 1951).

Cartes géologiques de la France au 1/80.000

- Feuille d'Annecy (2ème édition, 1930 ; 3ème édition, 1969).
- Feuille de Thonon (2ème édition, 1950).
- Feuille de Vallorcine-Mont-Blanc (2ème édition, 1966).

Carte géologique de la Suisse au 1/500.000 - Edition 1980.
(Commission géologique Suisse).

Carte tectonique de la Suisse au 1/500.000 - Edition 1980.
(Commission géologique Suisse).

Guide géologique régional : Alpes (Savoie et Dauphiné)
J. Debelmas et al., 1970 - Masson, Paris.

"Géologie des Préalpes" - Numéro spécial (Colloque en l'honneur du Professeur Héli Badoux), 1976.
Eclogae Géol. Helv., vol. 69/2.

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

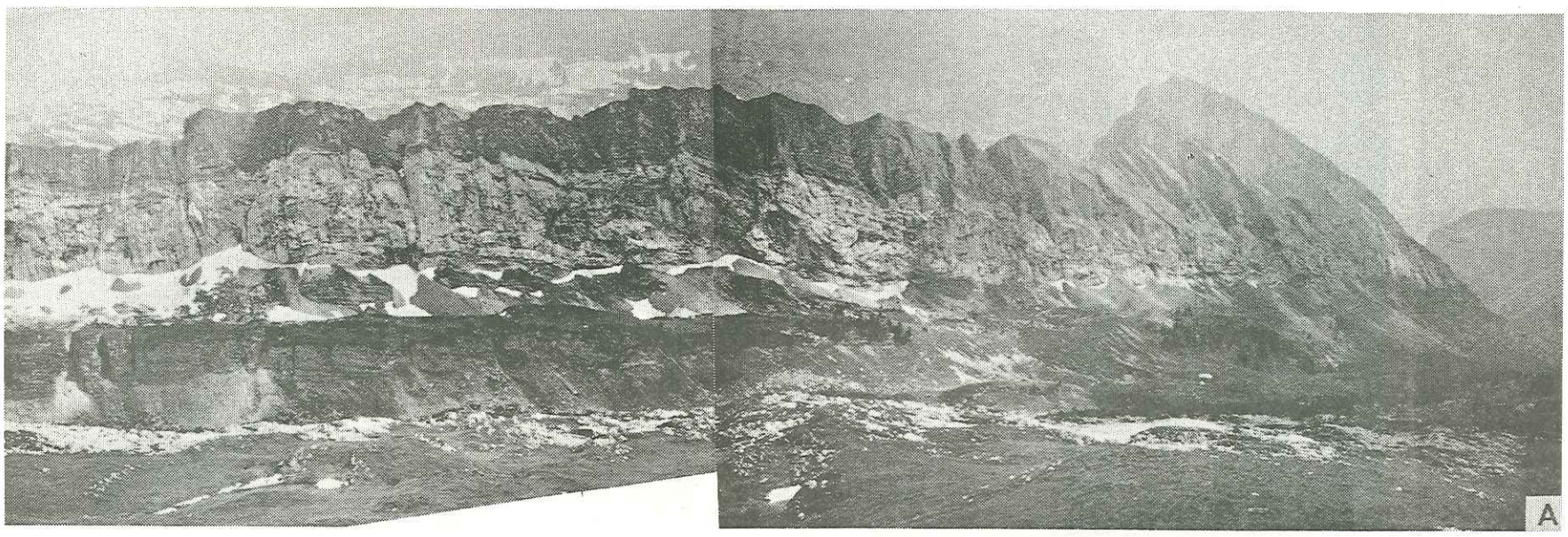
PLANCHES

PHOTOGRAPHIQUES

Photo A : LES DENTS D'ODDA.
Prises depuis la Bottière.

Photo B : LE ROULEAU DE BOSSETAN.
Vu de face, pris du chemin de Fréterolle au Col de Coux.

Photo C : BRECHE PRIABONIENNE DE BASE.
(l'Avouille).


A

B

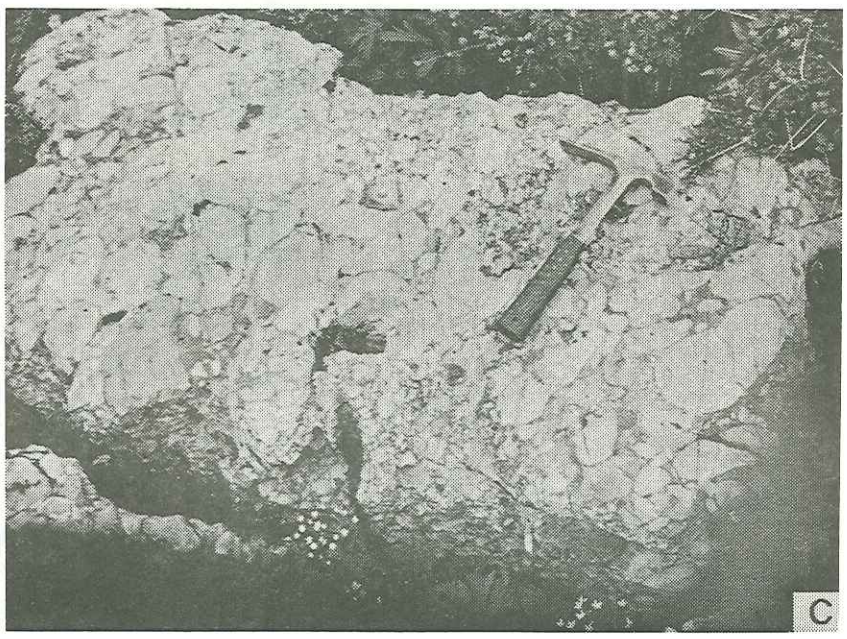
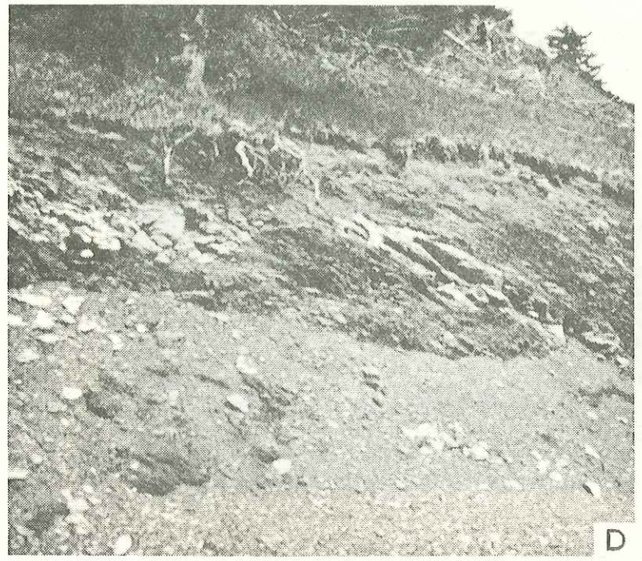
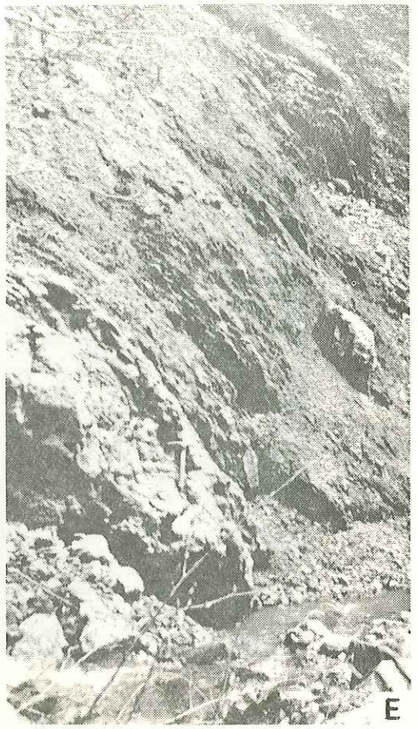

C

Photo D : L'OLISTOSTROME SOMMITAL HELVETIQUE.
Base de la Pointe de Cupoire.

Photo E : BLOCS DE GYPSE DANS L'OLISTOSTROME HELVETIQUE.
Gorges de Chamossière.

Photo F : BLOCS DE CRETACE SUPERIEUR ("COUCHES ROUGES")
DANS L'OLISTOSTROME HELVETIQUE.
Gorges de Chamossière.


D


E

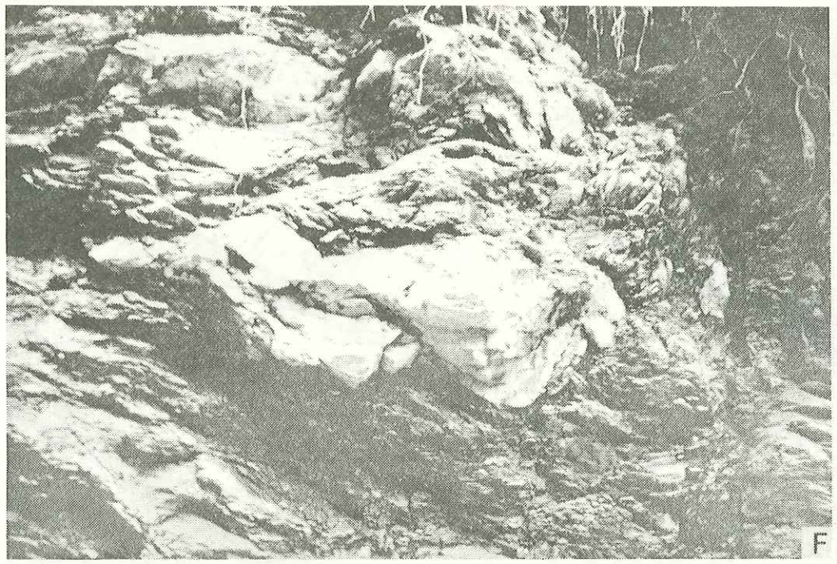

F

Photo G : LA MONTAGNE DE SERAUSSAIX-AVORIAZ, AU-DESSUS DE MORZINE, VUE DE LA CRETE DU PLENAY.

Photo H : LA BRECHE SUPERIEURE.
Flanc est du Pic de Marcelly.

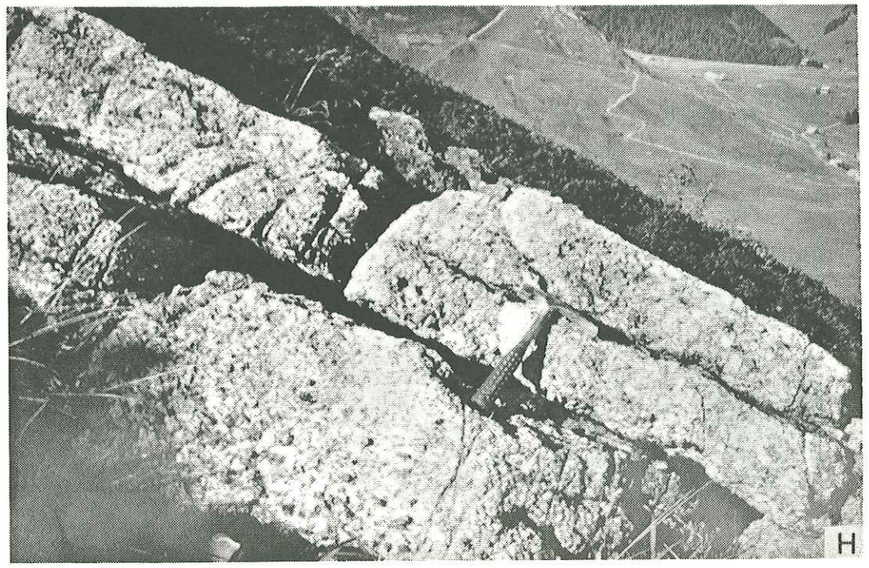


Photo I : LE VUARGNE : FLANC SUD.
Vu de la Bourgeoise.

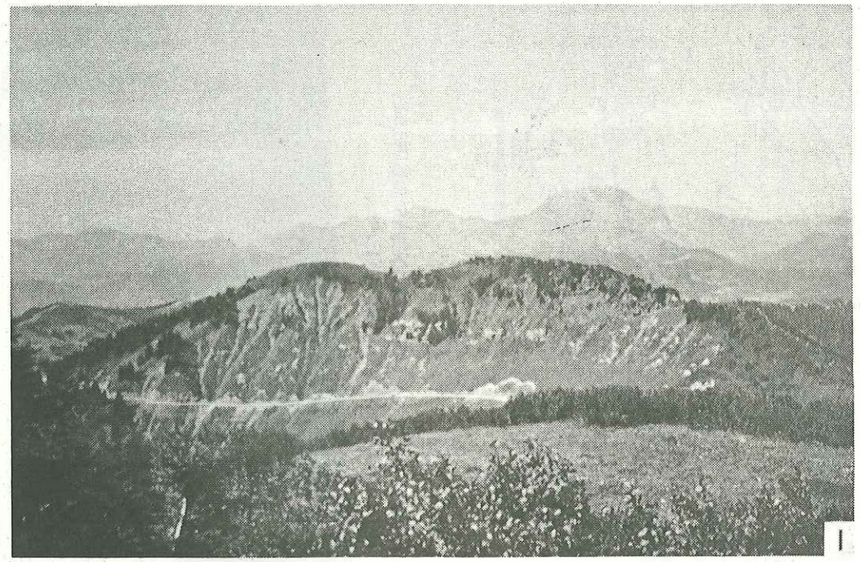


Photo J : PLIS DANS LES FLYSCH DES GETS.
Le Bouchet , flanc sud de la Pointe de Chéry.

Photo K : PANORAMA DU COL DE COUX MONTRANT LE FRONT DE L'UNITE DES DENTS DU MIDI (rouleau de Bossetan) ET L'ARRIERE DE LA NAPPE DE LA BRECHE. (Pris du Col de la Golèse).

NNW SSE

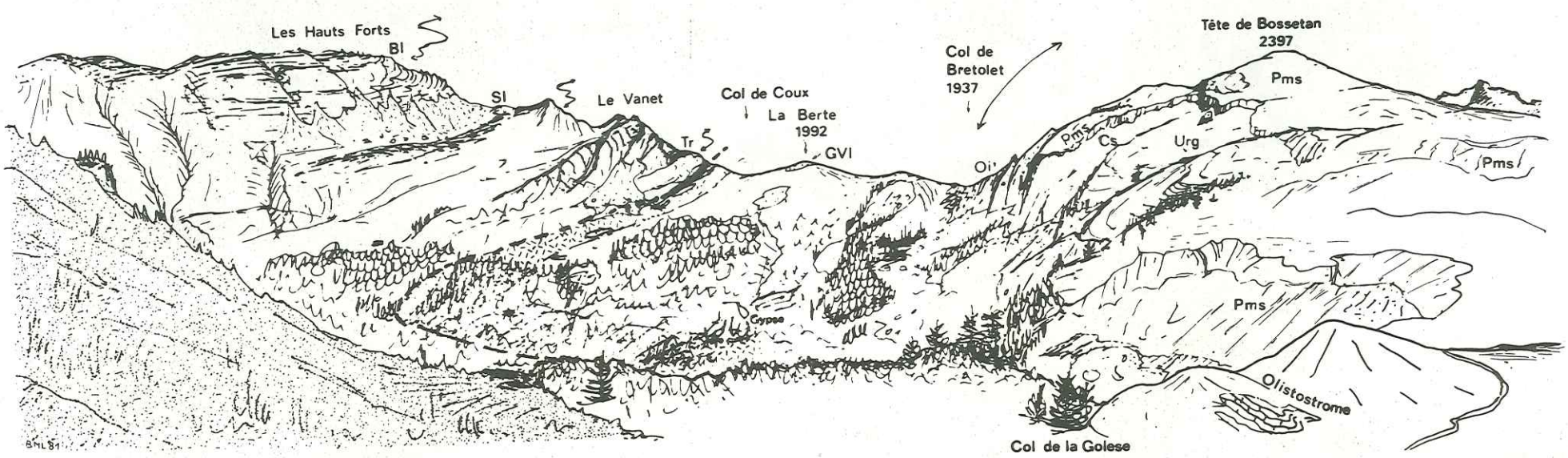
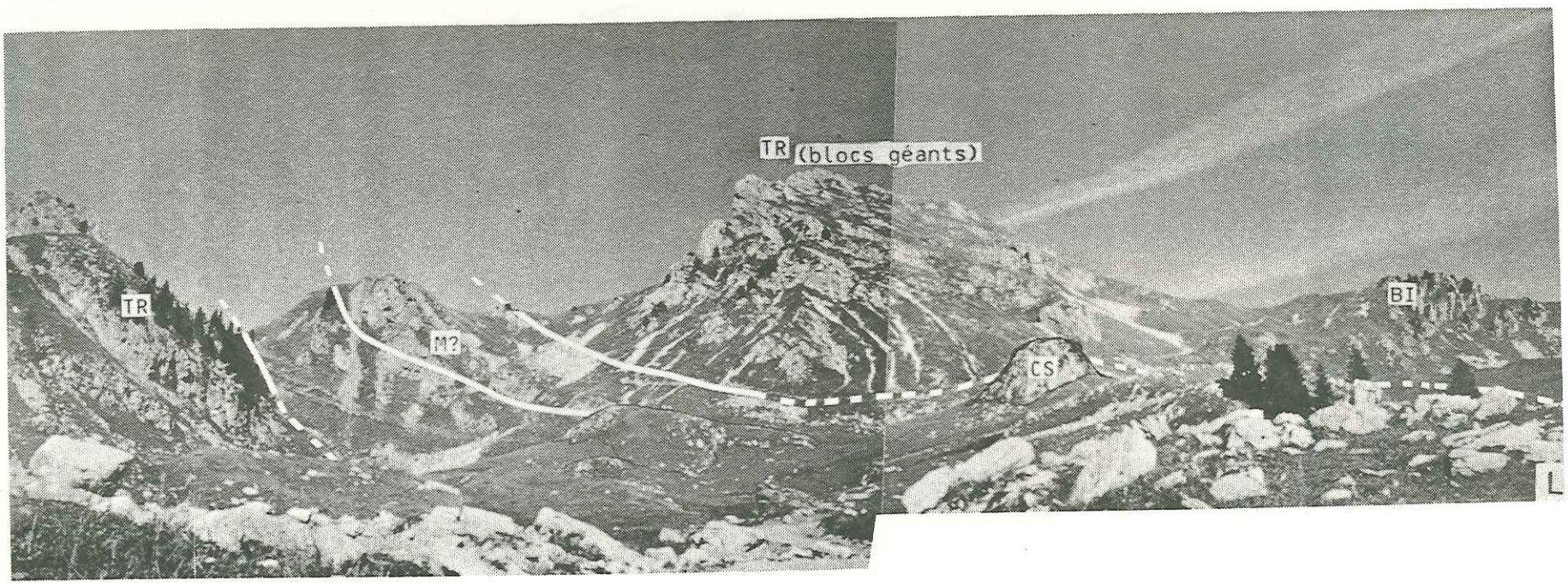


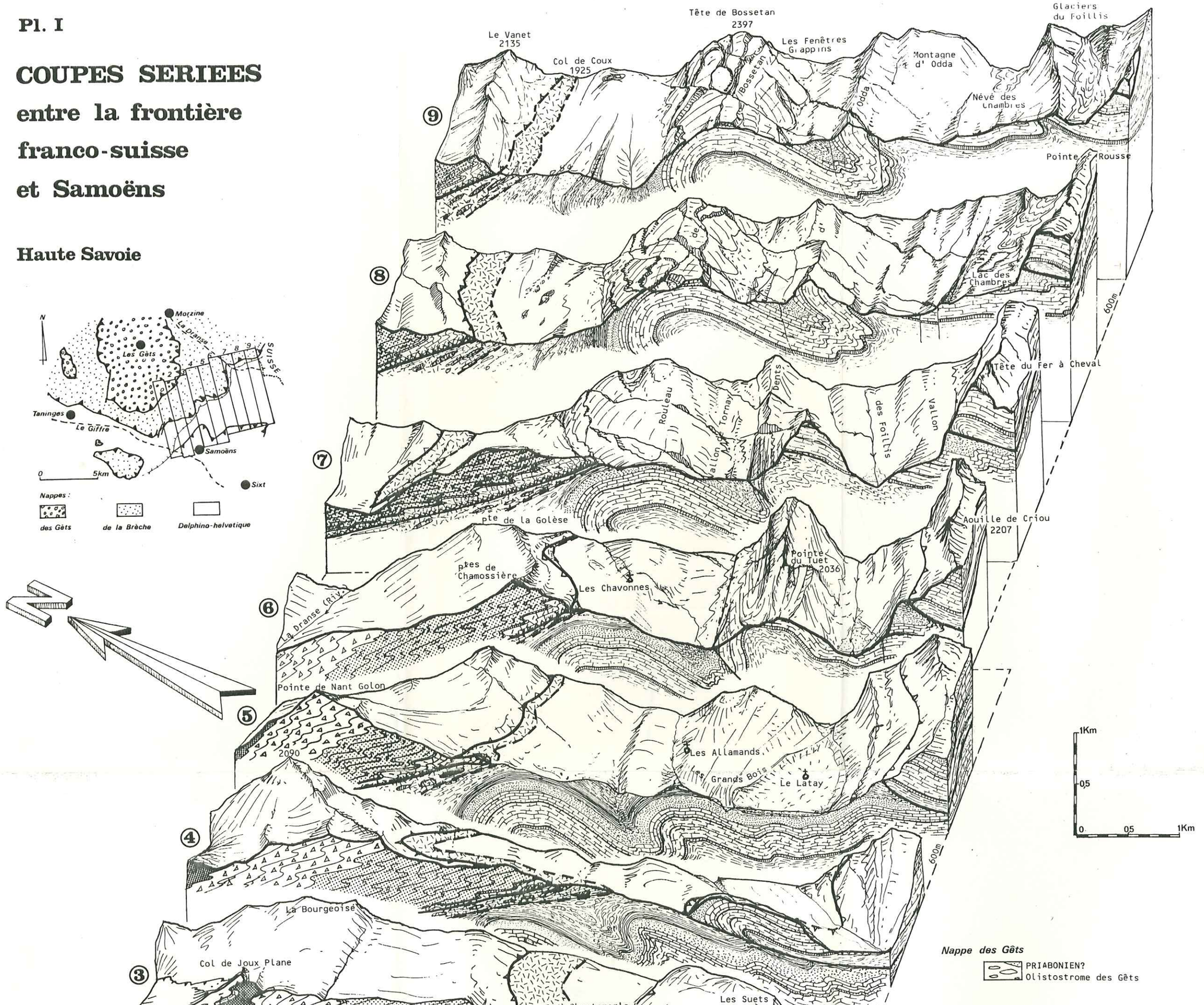
Photo L : LE FRONT DE LA NAPPE DE LA BRECHE (zone du Col de la Ramaz).
Le secteur du Chalet Blanc.



Pl. I

COUPES SERIEES entre la frontière franco-suisse et Samoëns

Haute Savoie



Bernard MERCIER de LEPINAY
1981