Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz
herausgegeben von der
Geologischen Kommission
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft
auf Kosten der Eidgenossenschaft

Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse
publiés par la
Commission Géologique
de la Société Helvétique des Sciences Naturelles
aux frais de la Confédération

Materiali per la Carta Geologica della Svizzera
pubblicati dalla
Commissione Geologica della Società Elvetica di Scienze Naturali
a spese della Confederazione

Nouvelle série, 79e livraison
109e livraison de la collection entière

La Nappe de Morcles
entre Arve et Rhône

Avec 57 figures dans le texte et 5 planches en couleur

Par

Léon W. Collet
Professeur à l'Université de Genève

KÜMMERLY & FREY A.G.
GEOGRAPHISCHER VERLAG BERN

BERNE
En commission chez A. Francke S. A.
1943
Imprimé par Stæmpfli & Cie.

Préface de la Commission Géologique.

La publication dans les «Matériaux pour la carte géologique de la Suisse» du mémoire de M. Léon W. Collet, intitulé «La Nappe de Morcles entre Arve et Rhône» a été décidée par la Commission Géologique le 7 décembre 1940, dans la séance à laquelle ce travail lui avait été présenté.

Comme le titre l'indique, la région décrite dans cette monographie s'étend bien au-delà du territoire suisse. Mais elle forme une unité géologique et géographique qu'on ne saurait diviser dans une telle étude.

Le mémoire se base sur un long travail de levés que M. Collet, professeur de Géologie à l'Université de Genève, a entrepris en sa qualité de collaborateur à la Commission. Ces levés constitueront une partie importante de la feuille 525 Finhaut de l'Atlas géologique de la Suisse au 1 : 25 000e qui sera publiée dans quelques années.

Les planches et les figures dans le texte sont dus à l'auteur; les dessins orographiques des deux panoramas géologiques qui y figurent ont été faits l'un par Ch. Jacot-Guillarmod, l'autre par M. Augustin Lombard.

Les fossiles récoltés, les spécimens de roches et les coupes minces, se rapportant à ce travail, sont déposés au laboratoire de Géologie de l'Université de Genève.

La Commission déclare que l'auteur seul est responsable du contenu du texte et des planches.

Bâle, le 18 mai 1942.

Pour la Commission Géologique
de la Société Helvétique des Sciences Naturelles:

Le président, A. Buxtorf, prof.

Le secrétaire, O. P. Schwarz.

Préface de l'auteur.

La Commission Géologique me chargea dès 1926 de lever le sédimentaire de la Feuille Finhaut de l'Atlas géologique de la Suisse au 1 : 25 000e. Dernièrement, des révisions s'étant révélées nécessaires dans les Dents Blanches de Champéry et leur soubassement parautochtone, la Commission Géologique me confia ce travail.

En 1906—1910 j'avais levé pour la deuxième édition de la Feuille Annecy, de la Carte géologique de la France, les Alpes de Sixt et de Samoëns. Mes contours furent incorporés à la Feuille Annecy publiée en 1930. M'étant rendu compte que ma stratigraphie du Jurassique ne concordait plus à celle que je venais d'établir sur la carte suisse, je conseillais à M. Augustin Lombard, un de mes élèves, d'étudier à nouveau la région frontière du Fer à Cheval de Sixt pour sa thèse de Doctorat (1928—1932).

Nous possédions ainsi une bonne partie des documents nécessaires pour publier la Feuille Finhaut avec les contours géologiques du territoire français inclus dans cette feuille suisse. Avec l'agrément de M. de Launay, alors Directeur du Service de la Carte géologique de France (1935), M. Ed. Paréjas fut chargé de raccorder les levés suisses et les levés français dans la région du Buet. MM. Léon W. Collet et Augustin Lombard procédaient de même dans la région frontière, du Col du Vieux (Emosson) au Col de Bossetan.

Si la guerre mondiale fit remettre à des temps meilleurs la publication de la Feuille Finhaut au 1 : 25 000e, la Commission Géologique accepta de publier ce mémoire.

Pour en faciliter la lecture, j'ai établi une illustration aussi complète que possible. La feuille Finhaut au 1 : 25 000e levée géologiquement en partie au 1 : 10 000e, en partie au 1 : 20 000e, sur la topographie établie par photogrammétrie, portera de nouvelles cotes d'altitude et l'orthographe de plusieurs noms sera modifiée. J'ai tenu compte de ces modifications dans mon mémoire, car elles m'ont été aimablement communiquées par le Service topographique suisse.

Pour la vallée de Sales et le cirque des Fonts, sur France, j'ai adopté les noms et les cotes de la carte géologique de Robert Perret. En dehors de cette région j'ai suivi la toponymie de la Feuille Annecy.

Durant ce long travail j'ai contracté des dettes de reconnaissance qu'il me plaît de rappeler ici:

Ma gratitude va tout d'abord à ceux de mes anciens élèves qui ont œuvré localement et temporairement avec moi. Leur nom est à côté du mien dans mes notes préliminaires, à l'exception de M. Alfred Falconnier qui avait dessiné les contours de l'Autochtone à Barberine sur le premier fond topographique mis à ma disposition, contours que j'ai dû redessiner moi-même sur le terrain, la nouvelle topographie étant levée par photogrammétrie.

M. Augustin Lombard, alors Chef de Travaux dans mon Laboratoire, mit à mon service son beau talent de dessinateur. Il prépara pour la publication bon nombre de mes originaux de terrain. Quelques figures du texte furent dessinées par un de mes anciens assistants, M. Pierre Vaugelas. La plus petite partie est directement de ma main. Tous ces dessins ont été vérifiés sur le terrain par moi-même en y reportant la géologie.

Les figures 1 à 4 de la planche V ont été dessinées d'après des photographies du Service topographique fédéral.

Mes collègues de la Commission Géologique ont décidé de publier ce mémoire selon mes désirs. Je les en remercie tout spécialement, car cette région des Alpes m'est chère. En effet, c'est là que j'ai fait ma thèse de Doctorat, il y a près de quarante ans. C'est dans cette région que je suis toujours revenu en étudiant et en chercheur, avec cette délicieuse impression de «refaire ma thèse» avec plus d'expérience et de savoir.

Si une partie de ce mémoire traite des Alpes de Sixt et de Samoëns, c'est qu'il est de tradition au Laboratoire de Géologie de Grenoble que les géologues de Genève travaillent aussi en Haute-Savoie, entre l'Arve et la frontière suisse. J'ai beaucoup profité avec mes élèves de cette admirable hospitalité scientifique et j'en exprime ma reconnaissance au Directeur du Laboratoire de Grenoble, M. Maurice Gignoux, et à M. Léon Moret, collaborateur principal du Service de la Carte géologique de France pour la Feuille Annecy.

M. Auguste Buxtorf, Président de la Commission Géologique, s'est intéressé très spécialement à mes études et je garde un souvenir vivant des beaux jours passés avec lui à Salanfe et de notre traversée de Salanfe à Barberine, en juillet 1930.

L'adjoint de notre Commission, M. Peter Christ, a veillé avec compétence à la bonne impression des dessins du texte et des planches hors-texte. Je l'en remercie.

Laboratoire de Géologie.
Université de Genève.

Léon W. Collet.

Table des matières.

Page

Préface de la Commission Géologique III
Préface de l'auteur IV
Table des matières VI
Table des figures dans le texte IX
Table des planches hors-texte X
Bibliographie XI
Cartes géologiques XVI

Première Partie.

Stratigraphie.

Chapitre premier.

L'Autochtone et le Parautochtone.

1. Carbonifère 1
   a) Les roches 1
   b) L'âge 2
2. Permien 2
3. Trias 3
   a) Généralités 3
   b) Répartition et rôle orographique 3
   c) Les arkoses situées à la base des quartzites 4
   d) Les quartzites 4
   e) Cas de minéralisation des quartzites 4
   f) Les argilites rouges et vertes 5
   g) Les calcaires dolomitiques et les corgneules 5
   h) Alternances de calcaires dolomitiques et de schistes argileux noirs 5
4. L'émersion liasique 6
5. Bajocien 6
6. Bathonien-Callovien 7
   a) Emersion bathonienne 7
   b) Les oolithes ferrugineuses du Col du Jorat . 7
   c) Un curieux faciès du Callovien à Salanfe . 7
7. Oxfordien 7
8. Argovien 8
   a) L'émersion du Lias à l'Oxfordien 8
   b) L'émersion du Bathonien à l'Oxfordien . . . 8
9. Malm 8
10. La limite Jurassique-Crétacé 8
11. Berriasien 9
12. Valanginien 9
13. Hauterivien 9
14. Urgonien 9
15. La transgression nummulitique 9
16. Le Flysch 10
   a) Généralités 10
   b) Composition des débris de roches volcaniques 11

Chapitre II.

La nappe de Morcles.

1. Trias 13
   a) Les quartzites 13
   b) Les argilites 13
   c) Les corgneules, gypses, calcaires dolomitiques 13

Page

2. Lias inférieur 13
   a) Rhétien 13
   b) Hettangien 13
   c) Sinémurien 14
3. Lias moyen 14
   a) Charmouthien 14
   b) Domérien 14
4. Lias supérieur 14
   a) Toarcien 14
   b) Aalénien 15
5. Bajocien 16
   a) Généralités 16
   b) Bajocien inférieur 16
   c) Bajocien supérieur 17
6. Bathonien-Callovien-Oxfordien 18
   a) Généralités 18
   b) Bathonien 18
   c) Callovien 18
   d) Oxfordien 19
   e) Le minerai de fer oolithique 19
   f) Répartition et rôle orographique 20
7. Argovien 20
8. Malm 21
   a) Généralités 21
   b) La faune 22
   c) Caractères micrographiques 23
   d) Composition chimique 23
9. La limite Jurassique-Crétacé 24
   a) La coupe du sommet du Mont Ruan . . . 24
   b) Comparaison avec d'autres régions et conclusions 24
10. Berriasien 26
   a) Généralités 26
   b) Les gisements 26
   c) Caractères micrographiques 27
   d) Composition chimique 27
   e) Conclusions 27
11. Valanginien 27
   a) Subdivisions 27
   b) Caractères micrographiques et chimiques . . 28
   c) Comparaisons avec d'autres régions 29
12. Hauterivien 29
   a) Généralités 29
   b) Caractères micrographiques 29
13. Barrémien inférieur 29
14. Urgonien (Barrémien supérieur — Aptien inférieur) 30
15. Aptien supérieur (Gargasien) 31
16. Albien (Gault) 32
17. Cénomanien 33
   a) Historique de sa découverte 33
   b) Les faciès 34
   c) La faune 34

Page

18. Crétacé supérieur (Turonien-Sénonien) 35
 a) Généralités 35
 b) Epaisseur 35
 c) Composition chimique 35
 d) Faune microscopique 36
19. Sidérolithique 37
 a) Historique 37
 b) Les roches 37
 c) Age 38
 d) Répartition 38
20. Nummulitique 38
 a) Le Lutétien inférieur marin 38
 b) Le Lutétien supérieur lacustre 39
 c) Le Priabonien marin 42

Deuxième partie.

Description géologique.

Chapitre premier.

La rive droite de l'Arve.

1. Historique 46
2. Les Préalpes internes en contact avec la nappe de Morcles 48
3. Le chevauchement de la Colonnaz 49
4. L'Aiguille de Varens 49

Chapitre II.

Les Alpes de Sixt.

1. Introduction 51
2. Le Pic de Tanneverge 52
3. De Sixt au Plan du Lac 53
4. La Fenêtre du Fer à Cheval 53
5. La montée aux chalets de Borée et le profil du Fond de la Combe 54
6. La chaîne du Pic de Tanneverge au Mont Ruan, vue du sommet de la Pointe des Avaudrues . 55
7. La coupe du vallon de Vogealle 57
8. Le cirque des Fonts et le Col d'Anterne . . . 58
9. Le Grenier de Commune et le Cheval Blanc . . 62
10. La vallée de Sales et la faille du vallon de Gers 65

Chapitre III.

Le Col de Bossetan et les Dents Blanches occidentales.

1. De Barme au Col de Bossetan 69
2. Le Col de Bossetan 70
3. Les Dents Blanches occidentales et le vallon de Bossetan 74
4. La Tête de Bossetan 75

Chapitre IV.

Les Dents Blanches orientales.

1. Introduction 75
2. Le Col de Corna Mornay 76
3. Les relations entre les Dents du Midi et les Dents Blanches 78

Page

Chapitre V.

Le Vallon de Barme.

1. Introduction 80
2. Le Champ de Barme 80
3. Sous la Dent 82
4. La Barme 86
5. Le Flysch 86

Chapitre VI.

Barberine.

1. Le vallon de Barberine et le Mont Ruan . . . 88
2. Le cirque du Vieux Emosson 92

Chapitre VII.

Le chapeau de sédimentaire du Belvédère des Aiguilles Rouges 96

Chapitre VIII.

De Barberine à Salanfe par les Cols de Barberine et d'Emaney.

1. Généralités 99
2. De Barberine au Col de Barberine 99
3. Du Col de Barberine au sommet 2780,6 des Pointes d'Aboillon 100
4. Le Col de Barberine 102
5. La Pointe de la Finive 102
6. Du Col de Barberine au Col d'Emaney 103
7. Le Col d'Emaney 104
8. La descente du Col d'Emaney à Salanfe . . . 107

Chapitre IX.

La Tour Sallière.

1. Historique 107
2. Généralités 108
3. Le Grand Revers 109
4. L'arête et la face d'Emaney 110

Chapitre X.

Les environs de Salanfe.

1. Introduction 112
2. L'autochtone et le parautochtone 112
3. La base de la nappe 113
4. Les éboulements sur le versant Sud des Dents du Midi et les formations glaciaires 114
5. Le Col de Susanfe 114

Chapitre XI.

La lame de granite de Salanfe.

1. Généralités 116
2. La falaise au-dessus de la plaine 116
3. La bordure Sud-Est 118
4. La bordure Sud-Ouest 118
5. Conclusions 118

Chapitre XII.

Le front de la nappe de Morcles entre Samoëns et le Col de Cou. Page

1. Généralités 119
2. De Samoëns au Col de Golèze 119
3. Du Col de Golèze au Col de Cou. 120

Troisième Partie.

Tectonique.

Chapitre premier.

La nappe de Morcles entre Arve et Rhône.

1. La racine de la nappe. 121
2. La nappe sur la rive droite de l'Arve. 122
3. La nappe dans la vallée du Giffre 124
4. La nappe sur la rive gauche du Rhône 126

Chapitre II.

Les plis de coude du Giffre et du Clévieux.

1. La direction du front de la nappe 127
2. Le synclinal de coude du Giffre 127
3. Le chevauchement de Sambet 128
4. L'anticlinal de coude Pointe Rousse-Chantemerle 128

Chapitre III.

Le déferlement de la nappe.

1. Introduction 128
2. Les lames et les lentilles de cristallin. 130
3. Les lames de Carbonifère et de Trias, sous la nappe de Morcles 134
4. Lentilles parautochtones sous la nappe, sur le versant Nord des Dents du Midi 135
5. Le charriage du Flysch autochtone 135
6. Résumé 137

Chapitre IV.

Plissement de la couverture sédimentaire des Aiguilles Rouges, sur le versant Nord des Dents Blanches et des Dents du Midi.

1. Introduction 137
2. L'anticlinal de Champéry 137
3. Le pli de la Saufle et ceux de Barme 137

Chapitre V. Page

La passivité des nappes ultrahelvétiques 139

Chapitre VI.

L'amorce d'un élément tectonique supérieur 141

Quatrième Partie.

Paléogéographie.

Chapitre premier.

Introduction 142

Chapitre II.

La transgression triasique 142

Chapitre III.

Apparition de la zone de Chamonix 142

Chapitre IV.

La mer du Lias 142

Chapitre V.

La transgression bajocienne. 143

Chapitre VI.

La mer du Bathonien à l'Oxfordien 143

Chapitre VII.

La transgression argovienne. 143

Chapitre VIII.

La mer du Malm. 144

Chapitre IX.

Le cycle sédimentaire du Crétacé 144

Chapitre X.

La transgression nummulitique 145

Chapitre XI.

La grande émersion des Aiguilles Rouges 146

Table des figures dans le texte.

Page

Fig. 1. *Couche de carbonates*, dépôt lagunaire sur le cristallin des Aiguilles Rouges, supportant les quartzites transgressifs de la base du Trias. Vieux Emosson 2
Fig. 2. *Sommet de la plus haute des Aiguilles Rouges*, d'après le dessin original d'Alph. Favre, montrant la discordance angulaire du Trias sur le cristallin des Aiguilles Rouges 3
Fig. 3. *Ripplemarks dans les quartzites du Trias.* Col d'Emaney 4
Fig. 4. *Grès et conglomérats de Taveyannaz.* La Berthe, entre le Col de Cou et le Col de Bretolet . . . 12
Fig. 5. *Le Bajocien du point 2712, sur l'arête Cheval Blanc-Finive*, versant du Vieux Emosson 16
Fig. 6. *L'Urgonien de la Première Dent des Dents Blanches* 30
Fig. 7. *Conglomérat de l'Aptien.* Dents Blanches orientales 31
Fig. 8. *Nummulitique.* Coupe d'Arâches. 40
Fig. 9. *Les stades de la transgression priabonienne*, au pied Sud-Ouest de la Pointe Pelouse 43
Fig. 10. *Le versant droit de la vallée de l'Arve*, avec le célèbre pli de Malm décrit par H. B. de Saussure en 1779. 47
Fig. 11. *La dissymétrie de plissement* dans la vallée de l'Arve, entre le Malm et le Bajocien supérieur . . 47
Fig. 12. *L'Aiguille de Varens*, vue de Sallanches 50
Fig. 13. *Le synclinal de Bajocien du Torrent de St-Martin* (Aiguille de Varens) 50
Fig. 14. *Le profil du Fond de la Combe de Sixt* 55
Fig. 15. *La chaîne du Pic de Tanneverge au Mont Ruan*, vue du sommet des Avaudrues 56
Fig. 16. *Vallon de Vogealle* 56
Fig. 17. *Les Rochers des Fis et les Faucilles du Chantet.* Croquis pris aux environs de la Cantine du Grenier (1944 m) 59
Fig. 18. *Le plissement du Bajocien*, sur le versant Nord-Ouest du Cheval Blanc 64
Fig. 19. *Versant Nord du Cheval Blanc*, avec la ravine de Tzenau Naire 65
Fig. 20. *Les failles de Gers*, d'après Senn 68
Fig. 21. *Le front de la Nappe de Morcles*, vu de la Croix de l'Increnaz 70
Fig. 22. *Les Dents Blanches occidentales, le Vallon et le Col de Bossetan* (profils) 71
Fig. 23. *Les Dents Blanches*, vues de la Tête de Bossetan. 73
Fig. 24. *Le synclinal des Dents Blanches*, dans la Première Dent 74
Fig. 25. *La Dent de Barme*, vue de Corna Mornay 77
Fig. 26. *Profils à travers les Dents Blanches orientales* 79
Fig. 27. *Les plis des Dents Blanches et des Dents du Midi*, vus du Col de Bossetan 81
Fig. 28. *Les Dents Blanches orientales*, vues du vallon de Vogealle 81
Fig. 29. *Le cirque de Barme*, vu de Sous la Dent 83
Fig. 30. *Les éléments parautochtones de Barme* 83
Fig. 31. *Les environs des chalets de Barme* 85
Fig. 32. *Profil des Pointes d'Aboillon au Vallon de Susanfe*, par le Mont Ruan 89
Fig. 33. *Le Mur des Rosses*, vu du Glacier des Fonds (Barberine). 91
Fig. 34. *Le fond du cirque du Vieux Emosson* (profils) 93
Fig. 35. *Vue de la Pointe de la Finive*, vers le Sud-Ouest 93
Fig. 36. *Faille longitudinale*, formant le lac sans nom, au Nord du point 2661 de l'arête Pointe à Corbeaux-Pointe du Sasset (Vieux Emosson) 95

Page

Fig. 37. *Le chapeau de sédimentaire du Belvédère des Aiguilles Rouges,* vu du sommet de l'Aiguille de la Floriaz 97
Fig. 38. *Le Belvédère des Aiguilles Rouges* (profil) 97
Fig. 39. *Les écailles du Col de Barberine* 101
Fig. 40. *Duplicature de l'Autochtone,* au-dessus de la cascade d'Emaney 104
Fig. 41. *Autochtone du Col d'Emaney* 105
Fig. 42. *Le chevauchement de la Nappe de Morcles sur l'Autochtone au Col d'Emaney,* versant de Salanfe 105
Fig. 43. *Les plis au-dessus du Col de Susanfe* (versant de Salanfe) 115
Fig. 44. *Le Vallon de Susanfe,* vu du pied du Col de Susanfe 115
Fig. 45. *Les brèches nummulitiques emballant la lame de granite de Salanfe* 117
Fig. 46. *La lame de granite,* bordant la plaine de Salanfe au Sud 117
Fig. 47. *Schéma des écailles du Col de Golèze,* d'après W. Schroeder 120
Fig. 48. *Profil schématique à travers les Préalpes internes au Col de Cou,* d'après W. Schroeder 120
Fig. 49. *La zone de Chamonix,* d'après Ed. Paréjas 121
Fig. 50. *L'anticlinal parautochtone de la Pointe de Chevran devant la Nappe de Morcles,* dans la vallée de l'Arve, d'après une photo d'avion d'Augustin Lombard 123
Fig. 51. *L'inflexion synclinale transverse entre Vernant et Gers,* d'après Senn 125
Fig. 52. *Le synclinal de coude de la vallée du Giffre,* vu de Brezon 129
Fig. 53. *Plis de coude de la vallée du Giffre* 131
Fig. 54. *Paquet de Trias et de cristallin mylonitisé,* sous la Nappe de Morcles, dans le fond du cirque d'Emaney. 133
Fig. 55. *Paquet de Trias et de cristallin mylonitisé,* sous la Nappe de Morcles, dans le fond du cirque d'Emaney. Détail de la figure précédente 133
Fig. 56. *Schéma de troncatures par le Flysch sur les charnières de plis parautochtones* 139
Fig. 57. *Schéma des relations entre les Préalpes internes et la Nappe de Morcles,* sur la rive droite de l'Arve, d'après A. Lillie 140

Table des planches hors-texte.

Planche I. Profils géologiques à travers les Hautes Alpes Calcaires, entre Giffre et Rhône.

Planche II. Profils géologiques à travers les Hautes Alpes Calcaires entre Arve et Giffre.

Planche III. Le Grand Revers de la Tour Sallière.

Planche IV. Panorama de la Pointe des Avaudrues.

Planche V. Fig. 1. Le Vieux Emosson.
Fig. 2. Fond du Vallon d'Emaney.
Fig. 3. Le Col d'Emaney, versant Salanfe.
Fig. 4. Vallon de Barberine.
Fig. 5. La lame de granite de Salanfe, sur le plan de chevauchement de la nappe, vue des Ottans.
Fig. 6. Les Fis et le vallon de Sales.
Fig. 7. Contact de la nappe sur l'autochtone, au Col du Lac Vert.
Fig. 8. La Pointe de la Finive, versant de Barberine.

Bibliographie.

1. 1821 **Alexandre Brongniart,** Sur les caractères zoologiques des formations, avec l'application de ces caractères à la détermination de quelques terrains de Craie. Annales des Mines, 1821.

2. 1829 **L. A. Necker,** Mémoire sur la vallée de Vallorcine. Mém. Soc. de phys. Genève 1829.

3. 1867 **Alphonse Favre,** Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse, voisines du Mont-Blanc. Paris, Masson, 1867.

4. 1887 **Ernest Favre** et **Hans Schardt,** Description géologique des Préalpes du Canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse et de la Chaîne des Dents du Midi. Matériaux Carte géol. Suisse, livr. 22, Berne 1887.

5. 1890 **G. Maillard,** Alpes de Sixt, de Samoëns et de la vallée de l'Arve. Bull. Serv. Carte géol. de la France, nº 22, 1890. — Note sur les diverses régions de la feuille d'Annecy, Alpes de Sixt, de Samoëns et de la vallée de l'Arve. Idem. nº 27, 1890.

6. 1890 **E. Renevier,** Monographie géologique des Hautes-Alpes vaudoises et parties avoisinantes du Valais. Matériaux Carte géol. de la Suisse, 16e livr., 563 p., 7 pl., 1 carte 1 : 50 000e, 1890.

7. 1891 **G. Maillard,** Salève, Région molassique, Alpes de Sixt, de Samoëns, vallée de l'Arve. Bull. Serv. Carte géologique de la France, nº 22, 1891.

8. 1894 **L. Duparc** et **E. Ritter,** Les formations carbonifères et les quartzites du Trias, etc. Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. de Genève, t. XXXII, 1894.

9. 1895 **Maurice Lugeon,** La région de la Brèche du Chablais. Bull. Serv. Carte géol. de la France, t. VII, nº 49, 1895.

10. 1895 **L. Duparc** et **Et. Ritter,** Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec les formations du Flysch. Archiv. Sc. phys. et nat. Genève, t. XXXIII, 48 p., 5 fig., et C. R. Ac. Sc. Paris, 8 avril 1895.

11. 1896 **M. Bertrand** et **Et. Ritter,** Sur la structure du Mont-Joly (Haute-Savoie). C. R. Ac. Sc. Paris, 10 février 1896.

12. 1896 **H. Douxami,** Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale (Thèse Sciences, Lyon). Annales Univ. Lyon, 1896.

13. 1897 **Et. Ritter,** Etude sur le raccord des plis couchés de la vallée de l'Arve avec ceux de la Tour Sallière et de la Dent du Midi. Bull. Serv. Carte géol. de la France, nº 61, 1897.

14. 1897 **Et. Ritter,** La bordure sud-ouest du Mont-Blanc, les plis couchés du Mont-Joly et de ses attaches. Bull. Serv. Carte géol. de la France, t. IX, nº 60, 232 p., 38 fig., VI pl., 1897.

15. 1898 **Et. Ritter,** Le massif du Haut-Giffre. Bull. Serv. Carte géol. de la France, nº 61, 1898—1899.

16. 1904 **L. W. Collet,** Géologie de la Tour Sallière-Mont Ruan. Mat. Carte géol. Suisse, livr. XIX, N. S., 1904.

17. 1905 **Ch. Jacob,** Note sur la tectonique du massif crétacé situé au Nord du Giffre (Haute-Savoie). Bull. Serv. Carte géol. de la France, nº 108, 1905.

18. 1908 **Ch. Jacob,** Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les Régions voisines (Thèse, Paris 1908). Bull. Soc. Statistique Isère, 4e s., t. X, p. 201—514, 14 fig., 6 pl. hors-texte, Grenoble 1908.

19. 1909 **A. Buxtorf** und **E. Truninger,** Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs. Verhandl. d. Naturforsch. Ges. in Basel, Bd. XX, Heft 2, p. 135—179, 1909.

20. 1909 **L. W. Collet,** Sur la présence de l'Infravalanginien à Hoplites Boissieri dans le massif des Dents du Midi, Pic de Tenneverge. Arch. Sc. phys. Genève, 1909.

21. 1909 **L. W. Collet,** Géologie de la Pointe de Sambet. Arch. Sc. phys. Genève, 1909.

22. 1910 **Léon W. Collet,** Les Hautes Alpes Calcaires entre Arve et Rhône. Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. de Genève, vol. 36, fasc. 4, 1910.

23. 1910 **L. W. Collet,** Sur la présence du Cénomanien fossilifère dans les Alpes calcaires de la Haute-Savoie. C. R. Acad. Sciences, 24 janvier 1910, Paris.

24. 1911 **R. Perret,** Les crêtes du Fer à Cheval. Paris, «La Montagne», 1911.

25. 1912 **Maurice Lugeon,** Sur la tectonique de la nappe de Morcles et ses conséquences. Eclogae geol. Helvet., vol. XII, p. 180, 1912.

26. 1912 **J. Boussac,** Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Mém. Serv. Carte géol. France, 1912.

27. 1914 **M. Lugeon,** Sur l'ampleur de la nappe de Morcles. C. R. Acad. Sciences, t. 158, p. 2029, séance du 29 juin 1914.

28. 1914 **M. Lugeon,** Sur l'entraînement des terrains autochtones en dessous de la nappe de Morcles. Ibid., t. 159, p. 192, séance du 13 juillet 1914.

29. 1914 **Maurice Lugeon,** Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Matériaux Carte géol. de la Suisse, N. S., XXXe livr., 1914.

29bis. 1915 **F. de Loys,** Sur la présence de la Mylonite dans le massif de la Dent du Midi. Eclogae geol. Helvet., vol. XIV, p. 36, 1915.

30. 1916 **H. Douvillé,** Le Crétacé et le Tertiaire aux environs de Thônes (Haute-Savoie). C. R. Ac. Sc. Paris, t. 163, p. 324, 2 octobre 1916.

31. 1916 **M. Lugeon,** Sur la coloration en rose de certaines roches du massif des Aiguilles Rouges. C. R. Acad. des Sciences, Paris, t. 162, p. 426, séance du 20 mars 1916.

32. 1917 **Léon W. Collet,** Sur la présence d'une lame de mylonite dans la Tour Salière (versant d'Emaney). C. R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève, 7 juin 1917.

33. 1918 **F. de Loys,** Les affleurements de Mylonite dans le massif de la Dent du Midi. Bull. Soc. Vaudoise Sc. nat., vol. 52, 1918, p. 183—190.

34. 1918 **F. de Loys,** Le décollement des terrains autochtones au Col d'Emaney et au Col du Jorat. Eclogae geol. Helvet., vol. XV, n° 2, p. 303, 1918.

35. 1919 **P. Arbenz,** Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Heim, Festschrift d. Naturf. Gesellsch. Zürich, Bd. 64, p. 246—275, 1919.

36. 1919 **B. Swiderski,** La partie occidentale du Massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa. Matériaux Carte géol. de la Suisse, N. S., 47e livr., Berne (1919), avec 1 carte au 50 000e.

37. 1920 **Léon W. Collet** et **Ed. Paréjas,** Le chapeau de sédimentaire des Aiguilles Rouges de Chamonix et le Trias du Massif Aiguilles Rouges-Gastern. C. R. Soc. phys. et hist. nat., Genève, vol. 37, n° 2, p. 60—62, 1920.

38. 1920 **M. Lugeon** et **N. Oulianoff,** Sur la géologie du massif de la Croix de Fer. C. R. Ac. des Sc., t. 171, p. 563, 27 septembre 1920.

39. 1920 **R. Perret,** Topographie et physiographie du Fer à Cheval (Alpes calcaires du Faucigny). Barrère, Paris 1913.

40. 1920 **L. Moret,** Sur la constitution lithologique du Nummulitique et du Crétacé supérieur du Plateau d'Arâche. C. R. Acad. Sc., 13 décembre 1920.

41. 1921 **A. Buxtorf** et **L. W. Collet,** Les relations entre le massif Gastern-Aiguilles Rouges et celui de l'Aar-Mont-Blanc. Eclogae geol. Helvet., vol. XVI, n° 4, pp. 367—373, Bâle 1921.

42. 1922 **Ed. Paréjas,** Géologie de la zone de Chamonix, comprise entre le Mont-Blanc et les Aiguilles Rouges. Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. de Genève, vol. 39, fasc. 7, 1922, p. 381.

43. 1922 **Ed. Paréjas,** La structure de l'extrémité SW du Mont-Blanc. C. R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 39, n° 1, p. 37, 1922.

44. 1922 **Robert Perret,** Carte de la Vallée de Sales et du Cirque des Fonts. 1 : 20 000e. Paris, Henri Barrère (1922).

45. 1922 **Robert Perret,** Notice sur la carte au 20 000e de la Vallée de Sales et du Cirque des Fonts (Alpes calcaires du Faucigny). Paris, Henri Barrère, 1922.

46. 1922 **L. Moret,** Sur la présence de calcaires à Alvéolines d'âge probablement auversien à la base du Nummulitique du plateau d'Arâche (Massif de Platé, Haute-Savoie). C. R. Ac. Sc. Paris, 3 janvier, 1922.

47. 1922 **Léon Moret,** Observations nouvelles sur la région des klippes du plateau de Châtillon. C. R. som. Soc. géol. de la France, nº 12, pp. 152—144, séance du 12 juin 1922.

48. 1923 **H. Bütler,** Le pli-faille des rochers de Leschaux (vallée du Borne, Haute-Savoie). C. R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 40, nº 3, p. 137—139.

49. 1923 **A. Chaix,** Gisements sidérolithiques des Dents du Midi. Les minerais de fer et de manganèse de la Suisse. Matériaux géol. Suisse, série géotechnique, livr. XIII, p. 141—150, Berne 1923.

50. 1923 **L. W. Collet,** Le Bajocien du col de Tenneverge (Nappe de Morcles). C. R. Soc. de phys. Genève, 1923, p. 134.

51. 1923 **L. W. Collet,** L'Argovien des Hautes-Alpes Calcaires entre Rhône et Arve et les Aiguilles Rouges. C. R. Soc. de phys., 1923, p. 135.

52. 1923 **Ed. Paréjas** et **H. Lagotala,** Relations tectoniques entre le Jura méridional et les plis du Genevois. C. R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 40, nº 3, p. 129—132, 1 fig., 1923.

53. 1923 **Maurice Lugeon,** Sur l'âge du grès de Taveyannaz. Eclogae geol. Helvet., vol. XVIII, nº 2, p. 220, 1923.

54. 1924 **L. Moret,** Sur la découverte d'Orthophragmines dans les «grès de Taveyannaz» du Massif de Platé (Haute-Savoie) et sur ses conséquences. C. R. Ac. Sc. Paris, 21 janvier 1924.

55. 1924 **L. Moret,** Sur l'existence d'un niveau lacustre à *Limnea longiscata* dans la série Nummulitique du Massif du Haut-Giffre (Haute-Savoie) et sur sa signification. C. R. Acad. des Sciences, séance du 25 février 1924, p. 790—792.

56. 1924 **N. Oulianoff,** Le massif de l'Arpille et ses abords. Matériaux Carte géologique Suisse, N. S., 54e livr., IIe partie, Berne 1924.

57. 1925 **E. Haug,** Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. Bull. Soc. géol. France, 4e s., t. XXV, nº 3, p. 97—244, 1925.

58. 1925 **L. Moret,** Sur la classification du Nummulitique autochtone des chaînes subalpines de Savoie. C. R. som. Soc. géol. France, 16 février 1925.

59. 1925 **J. Krebs,** Geologische Beschreibung der Blümlisalp-Gruppe. Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F., 54. Lief., Bern (1925) und Spezialkarte Nr. 98, 1 : 25 000.

60. 1925 **Elie Gagnebin,** Une lame de Gneiss parautochtone à la base de la Dent du Midi (Ecaille du Jorat). Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., vol. 56, nº 216, 1925.

61. 1925 **Ed. Paréjas,** La tectonique du Mont-Joly (Haute-Savoie). Eclogae geol. Helvet., vol. XIX, nº 2, 420—503, 11 fig., 1 pl. (carte), 1925.

62. 1926 **Léon W. Collet,** Geology of the Swiss Alps, with special reference to the excursion of the Geologists' Association. Proceedings Geol. Ass., vol. XXXVII, London 1926, p. 346—391.

63. 1926 **L. W. Collet** et **R. Perret,** Compléments sur la géologie du Cirque de Sales (Chaîne des Fiz, Haute-Savoie). C. R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 43, nº 3, p. 158—160.

64. 1926 **L. W. Collet** et **Ed. Paréjas,** Le Nummulitique de Platé et de Sales. C. R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 43, p. 161—163, 1926.

65. 1926 **L. W. Collet, H. Bütler** et **Ad. Jayet,** Sur la présence du Cénomanien dans les Alpes calcaires du Genevois. C. R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 43, nº 3, p. 163—165.

66. 1926 **Ed. Paréjas,** Nouvelles observations sur le soubassement du Mont-Joly (Haute-Savoie). C. R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 43, nº 3, p. 179—183. 1926.

67. 1926 **Ad. Jayet,** Sur les mélanges de faunes de l'Albien du Genevois (Haute-Savoie, France). C. R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 43, nº 3, p. 155—158, 1926.

68. 1926 **Ad. Jayet** et **H. Bütler,** Sur la stratigraphie du Crétacé moyen du Genevois (Haute-Savoie). C. R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 43, nº 3, p. 152—155, 1926.

69. 1927 **Paul Corbin** et **Nicolas Oulianoff,** Notice explicative. Feuille Servoz-Les Houches. Carte géologique du massif du Mont-Blanc. Paris, Barrère, 1927.

70. 1927 **Léon W. Collet** et **R. Perret,** Compléments sur la géologie du Col d'Anterne et du cirque des Fonts. C. R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 43, p. 173—175, 1926, et C. R. Acad. Sciences, t. 184, p. 217, 1927.

71. 1927 **L. Moret,** Carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes, au 1 : 200 000e, en 13 couleurs, 75 × 100, Dardel, Chambéry, et notice explicative, extr. Ann. Université Grenoble, 42 p., 1 fig., 2 pl., 1927.

72. 1928 **Fr. de Quervain,** Petrographie und Geologie der Taveyannaz-Gesteine. Schweiz. miner. u. petr. Mitt., vol. VIII, 1928.

73. 1928 **Léon W. Collet** et **Augustin Lombard,** Sur la présence du plan de chevauchement de la Nappe de Morcles dans le Fer à Cheval (Alpes de Sixt, Haute-Savoie). C. R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 45, p. 117/118, 1928.

74. 1928 **Léon W. Collet** et **Edouard Paréjas,** Le coin cristallin de Fontanabran, massif des Aiguilles Rouges. C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 45, p. 118/119, 1928.

75. 1928 **L. W. Collet, M. Billings** et **R. Dogget,** Sur la présence du cristallin du Massif des Aiguilles Rouges dans le cirque du Fer à Cheval (Hautes-Alpes Calcaires de Sixt). Eclogae geol. Helvet. 21, 2, 1928.

76. 1928 **E. Gagnebin,** Les Préalpes internes dans la région de Champéry (Valais). Eclogae geol. Helvet., vol. 21, nº 2, 1928.

77. 1928 **Ad. Jayet,** Sur l'âge de la partie inférieure des calcaires sublithographiques des Alpes calcaires de la Haute-Savoie. C. R. séances Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 45, nº 3, p. 149—151, 1928.

78. 1928 **F. de Loys** et **E. Gagnebin,** Monographie géologique de la Dent du Midi. Matériaux carte géol. suisse, N. S. 58, Berne 1928.

79. 1929 **L. W. Collet** et **Ed. Paréjas,** La géologie du Hockenhorn. Eclogae geol. Helvet., vol. 22, 1929, p. 61/62.

80. 1929 **Robert Perret,** Carte géologique au 20 000e de la vallée de Sales et du Cirque des Fonts (en couleur), et Notice explicative de 33 p. avec 3 pl., Paris, Barrère.

81. 1929 **R. Perret** et **L. Moret,** Sur les limites du Bathonien dans les Alpes de Sixt (Haute-Savoie). C. R. Acad. d. Sc., t. 188, 1929.

82. 1930 **Maurice Lugeon,** Trois tempêtes orogéniques. La Dent de Morcles. Livre jubilaire, Soc. Géol. France, p. 499—512, II, 1930.

83. 1930 **L. Moret,** Carte Géologique détaillée de la France au 1 : 80000e, Feuille d'Annecy (2e édition) et notice explicative (160bis), 1930.

84. 1930 **L. Moret,** A propos de la signification stratigraphique des Rosalines. C. R. som. Soc. géol. France, 5 mai, p. 91, 1930.

85. 1930 **M. Gerber,** Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreidegrenze in der Zentralschweiz. Eclogae geol. Helvet. 23, Nr. 2, 1930.

86. 1931 **Léon W. Collet** et **Edouard Paréjas,** Géologie de la Chaîne de la Jungfrau. Matériaux Carte géol. Suisse, N. S., livr. 63. Berne, A. Francke, 1931.

87. 1931 **Robert Perret,** L'évolution morphologique du Faucigny (vallées du Giffre et de l'Arve: vallées du Trient et de la Viège en Bas-Valais). Paris, Barrère, 1931.

88. 1931 **L. Moret,** Découverte du Purbeckien dans la chaîne de Semnoz près d'Annecy (Haute-Savoie). C. R. Ac. Sc., 16 février, Paris 1931.

89. 1932 **Aug. Lombard,** Géologie de la région du Fer à Cheval (Sixt, Haute-Savoie). Eclogae geol. Helvet., vol. 25, nº 2, 1932.

90. 1932 **A. Lombard** et **A. Coaz,** La limite entre le Jurassique et le Crétacé du Col des Aravis au Col de Sageroux (Haute-Savoie). C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève, 49 (p. 110—114), 1932.

91. 1932 **Elie Gagnebin,** Observations nouvelles sur la Dent du Midi. Actes Soc. Helv. Sc. Nat. 113e sess., p. 344, Thun 1932. Eclogae geol. Helvet., vol. 25, p. 252—255, 1932.

92. 1932 **Alb. Coaz,** Sur le Néocomien de la Nappe Morcles-Aravis. Eclogae geol. Helvet., vol. 25, nº 2, 1932.

93. 1932 **L. Moret,** La géologie des environs de Saint-Gervais-les-Bains (Haute-Savoie) et ses relations avec la nature et l'origine des sources thermo-minérales. Trav. Laborat. Géolog. Univ. Grenoble, t. XVI, 2e fasc., p. 191—226, 7 fig., 1932.

94. 1933 **M. Gignoux** et **L. Moret,** Sur le prolongement en Haute-Savoie et en Suisse des unités structurales des Alpes dauphinoises. C. R. Ac. Sc., t. 196, p. 1153, 1933, Paris.

95. 1933 **L. Moret,** Observations à propos de la nappe inférieure (ultrahelvétique) de Sulens (Haute-Savoie). C. R. som. Soc. géol. France, 6 novembre 1933.

96. 1933 **L. W. Collet** et **E. Gagnebin,** Lentilles de mylonite cristalline à la base de l'écaille parautochtone du Col du Jorat près Salanfe (Valais). Eclogae geol. Helvet., vol. 26, 2, 1933.

97. 1933 **Léon W. Collet,** Les mylonites gneissiques du versant Sud de la Tour Sallière. C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 50, p. 212—216, 1933.

98. 1934 **P. Arbenz,** Die Helvetische Region. Guide géologique de la Suisse, Fasc. II (p. 96). B. Wepf & Cie., Basel 1934.

99. 1934 **Léon Moret,** Géologie du Massif des Bornes et des Klippes préalpines des Annes et de Sulens. Mém. Soc. géol. France, nouv. série, t. X, mém. nº 22, 1934.

100. 1934 **Elie Gagnebin,** Excursion nº 15, Champéry-Sézanfe-Salanfe-Salvan. Guide Géologique de la Suisse, fasc. VI, p. 408, 1934.

101. 1934 **Elie Gagnebin,** Notice explicative de la feuille 483, Saint-Maurice. Atlas géol. Suisse, 1 : 25 000e, 1934.

102. 1934 **E. Gagnebin,** Atlas géologique de la Suisse au 1 : 25 000e, feuille 483, «St-Maurice», 1934.

102bis. 1934 **E. Gagnebin,** Monthey-Champéry-Morgins. Guide géologique Suisse, Excursion nº 14, fasc. VI, 1934.

103. 1934 **N. Oulianoff,** Châtelard-Col de Balme-Trient-La Forclaz-Martigny, Excursion nº 17. Guide géologique de la Suisse, fasc. VI, p. 419, 1934.

104. 1935 **W. Schroeder** et **A. Lillie,** Le Nummulitique de Chantemerle (Samoëns, Haute-Savoie). C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 52, nº 3, août-décembre 1935.

105. 1935 **L. Vonderschmitt,** Neue Fossilfunde im Flysch des Val d'Illiez. Eclogae geol. Helvet., vol. 28, p. 550—553, 1935.

106. 1935 **L. W. Collet,** La limite Jurassique-Crétacé au Mont Ruan. C. R. Soc. phys. et d'hist. nat., Genève, 52 (230) 1935.

107. 1935 **Léon W. Collet** et **Arnold Lillie,** Les Préalpes internes entre Arve et Giffre. C. R. Soc. de physique et hist. nat. de Genève, vol. 52, nº 1, séance du 7 mars 1935, pp. 44—46.

108. 1935 **Léon W. Collet** et **A. Lillie,** Sur la présence de calcaires lacustres dans la série nummulitique du col de Bostan. C. R. Soc. phys. et hist. nat. de Genève, vol. 52, p. 42—44, 1935.

109. 1935 **L. W. Collet** et **P. Vaugelas,** Le profil géologique du Col de Bossetan (Alpes de Samoëns, Haute-Savoie). C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 52, p. 233 et 236, 1935.

110. 1935 **L. W. Collet** et **Augustin Lombard,** Profil géologique du vallon de Vogealle (Alpes de Sixt, Haute-Savoie). C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 52, p. 236—239, 1935.

111. 1936 **Léon W. Collet,** Les brèches du Jurassique supérieur et la limite Jurassique-Crétacé. Eclogae geol. Helvet., vol. 29, p. 283—290, 1936.

112. 1936 **A. Lombard,** Les formations quaternaires de la vallée du Giffre Bas (Haute-Savoie). Revue de Géographie physique, vol. IX, 1936, p. 209—220, Paris.

113. 1936 **Ed. Paréjas** et **A. Lillie,** Données micrographiques sur le Crétacé supérieur de Vormy. C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 53, 2, 1936.

114. 1937 **Léon W. Collet,** Nouveaux profils de la vallée de l'Arve, entre le Col de Châtillon et Passy, et de la Tour Sallière. Eclogae geol. Helvet., vol. 30, 1937, p. 293—300.

115. 1937 **E. Gagnebin,** Les Relations des nappes préalpines au nord du Val de Morgins (Valais). Eclogae geol. Helvet., vol. 30, nº 2, 1937.

116. 1937 **A. Lillie,** La Nappe du Laubhorn entre le Col de Coux et Morgins. Eclogae geol. Helvet., vol. 30, nº 2, 1937.

117. 1937 **A. Lillie** et **W. J. Schroeder,** Le Nummulitique du vallon des Chambres. C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 54, p. 124—127, 1937.

117bis. 1937 **Arnold Lillie,** Les Préalpes internes, entre Arve et Giffre. Revue de Géographie physique, vol. IX, fasc. 3, Paris 1937.

118. 1938 **Léon W. Collet** et **Arnold Lillie.** Le Nummulitique de la Nappe de Morcles entre Arve et Rhône Eclogae geol. Helvet., vol. 31, p. 105—123, 1938.

119. 1938 **Ed. Paréjas,** Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève. Revue Faculté Sc. Université Istanbul, t. III, fasc. 2, 1938.

120. 1939 **Léon W. Collet** et **Augustin Lombard,** 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, 1939.

121. 1939 **Aug. Lombard,** Nummulites dans le Flysch autochtone des environs de Monthey (Val d'Illiez, Valais). Eclogae geol. Helvet., vol. 32, p. 220/221, 1939.

122. 1939 **Willy J. Schroeder,** La Brèche du Chablais entre Giffre et Drance et les roches éruptives des Gets. Archives Sc. phys. et nat., vol. 21, 1939. Thèse Genève nº 1004.

123. 1939 **Arnold Lillie,** Sur la Nappe du Laubhorn et le Flysch entre le Col de Coux et Morgins. Eclogae geol. Helvet., vol. 32, 1939, p. 25—30.

124. 1939 **Elie Gagnebin,** Interprétation nouvelle des unités préalpines entre Champéry et Morgins (Valais). Eclogae geol. Helvet., vol. 32, 1939, p. 227—229.

125. 1940 **Léon W. Collet** et **Charles Ducloz,** Sur la présence de Malm autochtone à la base du Nummulitique du Pas d'Encel (cascade de la Saufle, en Rossetan). C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 57, p. 261/262, 1940.

126. 1940 **Léon W. Collet,** Compléments sur la géologie de la région de Barme (Champéry). C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 57, p. 259—261, 1940.

127. 1940 **Charles Ducloz,** Découverte d'écailles de terrains autochtones dans le Flysch du versant nord des Dents du Midi (Rossetan-Bonavau). C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 57, p. 257 à 259, 1940.

128. 1941 **Léon W. Collet** et **Marcel Gysin.** Les grès de Taveyannaz dans les Dents du Midi. C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève 1941, p. 47—51.

129. 1941 **Maurice Lugeon** et **Elie Gagnebin.** Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. Bull. Laboratoires de Géologie, Université de Lausanne, nº 72, 1941.

Cartes géologiques.

I. **Maurice Lugeon,** Carte géologique du Val d'Illiez, 1 : 50 000e. La Région de la Brèche du Chablais. Bull. Carte géol. France, nº 49, 1895—1896.

II. **Léon W. Collet,** Carte géologique de la chaîne Tour Sallière-Pic de Tanneverge, 1 : 50 000e. Matériaux Carte géol. Suisse, N. S., livr. 19, 1904.

III. **Léon W. Collet,** Carte géologique du Massif du Haut Giffre, 1 : 80 000e. Mem. Soc. phys. et hist. nat. Genève, vol. 36, 1910.

IV. **Léon Moret,** Carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes, 1 : 200 000e. Dardel, Chambéry, 1927.

V. **Robert Perret,** Carte géologique de la vallée de Sales et du Cirque des Fonts, 1 : 20 000e. Paris, Barrère, 1929.

VI. **Feuille Annecy**, 2e édition. Carte géologique de la France, 1 : 80 000e, 1930.

VII. **Augustin Lombard,** Carte géologique de la région du Fer à Cheval. Haute-Savoie, 1 : 25 000e. Eclogae geol. Helvet., vol. 25, 2, 1932.

VIII. **Feuille 483 St-Maurice,** Atlas géologique de la Suisse, 1 : 25 000e, 1934.

Première Partie.

Stratigraphie.

Chapitre premier.

L'Autochtone et le Parautochtone.

1. Carbonifère.

a) Les roches. *b)* L'âge.

a) Les roches.

Le Carbonifère est représenté dans les Aiguilles Rouges par:

1° des conglomérats;
2° des grès;
3° des schistes argileux.

Ces sédiments ont été déposés dans des lacs ou des lagunes lors de la démolition d'une partie de la chaîne hercynienne.

Les conglomérats.

Pour Duparc et Ritter (8), les différents éléments qui forment les conglomérats appartiennent à trois types de roches:

1° des roches éruptives;
2° des roches cristallophylliennes;
3° des roches détritiques.

Parmi les roches éruptives, Duparc et Ritter citent:

1° des granites variés, à deux micas, à tendance parfois porphyroïde;
2° des granites à biotite du type de Vallorcine et Beaufort;
3° des granites à tendance pegmatoïde et enfin
4° des granulites, très abondantes, analogues au type filonien ou de contact des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges.

La protogine manque dans les nombreux échantillons examinés, tandis que les granites de Vallorcine sont assez fréquents. Duparc et Ritter en tirent la conclusion «que la ceinture granitique de Gasteren, Vallorcine, Beaufort formait alors la ligne de faîte. En tous cas, l'émersion et la dénudation de ces granites aux temps carbonifères est indiscutable.» Les roches cristallophylliennes sont représentées par:

1° des micaschistes à mica noir;
2° des micaschistes froissés passant aux gneiss;
3° des micaschistes granulitiques;
4° des micaschistes à mica blanc;
5° des micaschistes granulitiques passant aux gneiss;
6° des micaschistes très compacts;
7° des schistes à séricite.

Les grès.

D'après Duparc et Ritter, il faut distinguer deux types de grès:

1° ceux dont les éléments sont des individus minéralogiques et

2° ceux dont les galets sont des fragments très petits de roches encore déterminables.

Les éléments sont avant tout fournis par des roches acides. Ils sont plus ou moins roulés.

Le ciment des grès est entièrement cristallin. Il est formé par la réunion de quartz et de paillettes de séricite.

Les schistes argileux.

Un des signes distinctifs des schistes du Carbonifère est l'absence ou la rareté des carbonates.

L'élément détritique le plus important est le quartz. La matière amorphe forme presque à elle seule la roche. Duparc et Ritter ont montré qu'à une grande teneur en matière argileuse correspond généralement un fort pourcentage en charbon pulvérulent.

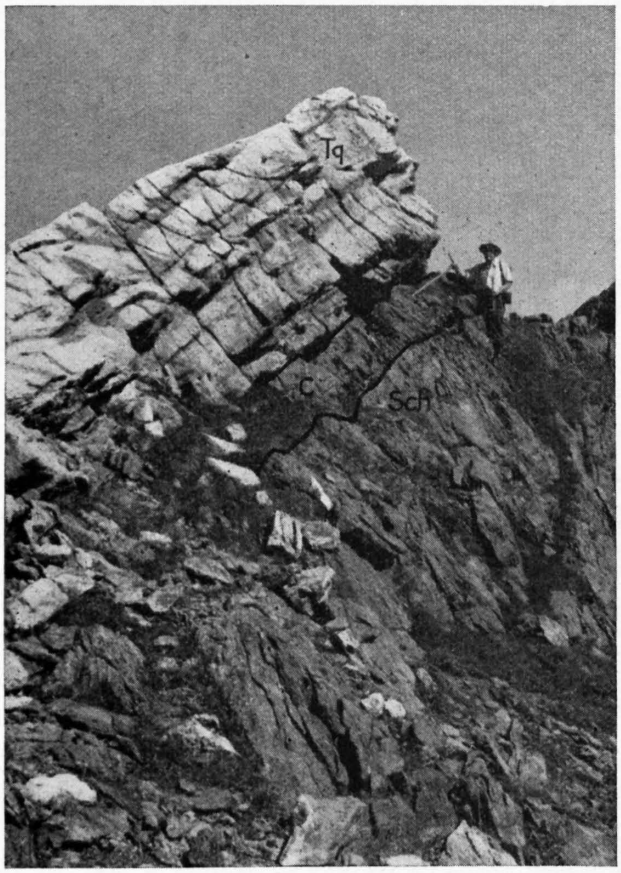


Fig. 1. **Couche de carbonates,** dépôt lagunaire sur le cristallin des Aiguilles Rouges, supportant les quartzites transgressifs de la base du Trias. Vieux Emosson.

Sch = Schistes cristallins des Aiguilles Rouges.
C = Carbonates.
Tq = Quartzites du Trias.

Photo Léon W. Collet.

b) L'âge.

Au-dessus du sentier conduisant aux chalets de Villy, à quelques centaines de mètres en aval des chalets de Moëde, se trouve le célèbre gisement de flore houillère.

Zeiller, se basant sur les échantillons rapportés par Michel-Lévy, avait attribué cette flore à un niveau assez bas du Stéphanien.

Après avoir révisé la détermination de la flore récoltée par Douxami et Pruvost dans le gisement d'Orcin-les-Granges, près Saint-Gervais, et après avoir exploité les gisements du Coupoz (ou les Coupeaux) et des chalets de Moëde (gorges de la Diosaz), Paul Bertrand[1]) a trouvé dans des schistes carbonifères, en abondance: *Mixoneura ovata*, var. *alpina*, P. Bertr., qui donne à ces gisements un âge Westphalien supérieur.

2. Permien.

Dans son mémoire sur le massif d'Arpille, N. Oulianoff (56) divise en deux parties le complexe de conglomérats, grès et schistes ardoisiers qui se trouve entre le cristallin et le Trias.

Cet auteur attribue au Carbonifère les roches de la base du complexe, de couleur noire, gris foncé ou gris, rarement gris-vert et place, après Lugeon, dans le Permien les roches rouge violacé, lie de vin, vert-gris ou vert-bleuâtres.

Walchia piniformis étant le seul fossile trouvé dans les roches lie de vin, l'âge permien de ces formations n'est pas certain.

---

[1]) Paul Bertrand: Les gisements à Mixoneura de la région de Saint Gervais-Chamonix. Bull. Soc. géol. France 26, 1926, p. 381.

Entre le cristallin des Aiguilles Rouges et les quartzites du Trias, j'ai trouvé au Vieux Emosson une couche irrégulière de carbonates, à patine brune dont l'épaisseur atteint un mètre (fig. 1). Le cristallin est coloré en rose par des oxydes de fer provenant de la décomposition de la vieille surface continentale, d'âge permien (Lugeon). La couche de carbonates représente pour moi un dépôt d'origine chimique effectué à la fin du Permien dans des lagunes continentales.

Au Belvédère des Aiguilles Rouges on trouve à la surface du cristallin, de couleur rose, ou entre les feuillets des schistes cristallins de petites poches de carbonates de la grosseur du poing qui ont la même provenance que les carbonates du Vieux Emosson.

Swiderski (36, p. 5) a trouvé sur le cristallin du massif du Bietschhorn à la Schiltfurgge, et à la base du Trias un calcaire gris foncé, d'aspect spathique, constitué par des sphérolithes de calcite. Je pense qu'il s'agit d'une formation du même genre que celle du Vieux Emosson.

3. Trias.

a) Généralités. *b)* Répartition et rôle orographique. *c)* Les arkoses situées à la base des quartzites. *d)* Les quartzites. *e)* Cas de minéralisation des quartzites. *f)* Les argilites rouges et vertes. *g)* Les calcaires dolomitiques et les corgneules. *h)* Alternances de calcaires dolomitiques et de schistes argileux noirs.

a) Généralités.

La base de la couverture sédimentaire du cristallin des Aiguilles Rouges est formée par le Trias, dont l'élément le plus inférieur, les quartzites, repose en discordance angulaire sur les schistes cristallins, à défaut de Carbonifère (fig. 2).

Sommet

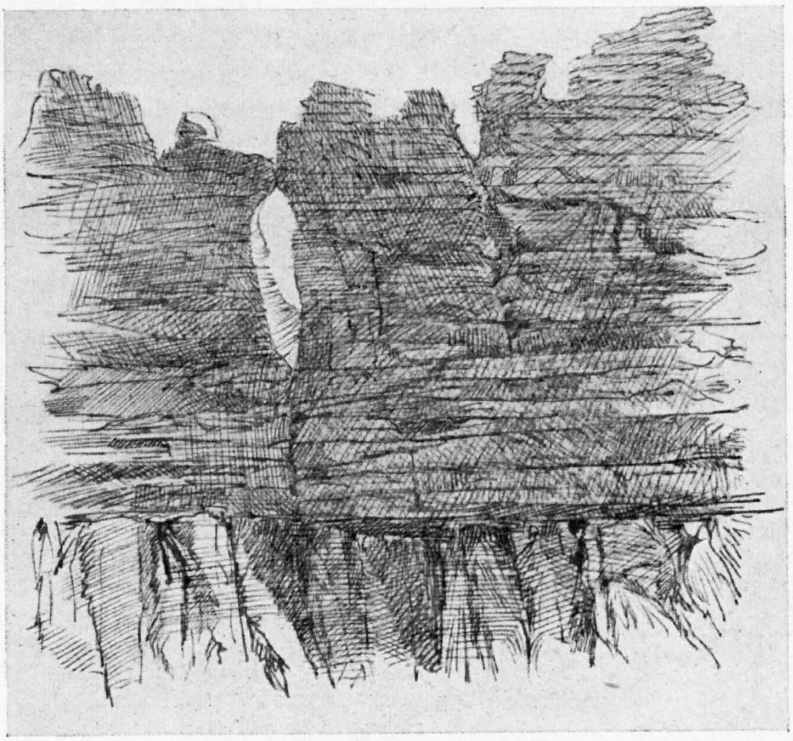


Fig. 2. **Sommet de la plus haute des Aiguilles Rouges,** d'après le dessin original d'Alph. Favre, montrant la discordance angulaire du Trias sur le cristallin des Aiguilles Rouges.

Le Trias comprend généralement les trois termes suivants: de bas en haut:

1° les quartzites;

2° les argilites rouges et vertes;

3° les calcaires dolomitiques et les corgneules.

En certains endroits nous noterons la présence d'arkoses entre les schistes cristallins et les quartzites, à d'autres nous verrons des intercalations de schistes argileux noirs dans les calcaires dolomitiques.

b) Répartition et rôle orographique.

Sur l'arête faîtière des Aiguilles Rouges nous ne trouvons du Trias que sur le sommet le plus élevé, celui du Belvédère, où il forme la base d'un chapeau de sédimentaire autochtone.

Sur le versant Nord-Ouest de la chaîne des Aiguilles Rouges, le Trias indique les affleurements de sédimentaire autochtone, sous la nappe de Morcles. On le suit sans interruption des chalets d'Ayère, au pied de la paroi des Fis (vallée de l'Arve) jusqu'à la vallée du Rhône, par les cols du Salenton, du lac Vert, de Barberine, d'Emaney et du Jorat.

Le Trias apparaît en fenêtre dans la nappe de Morcles en deux localités: le Fer à Cheval de Sixt (près du village des Pellys) et le Cirque des Fonts (au S de Sixt).

c) Arkoses situées à la base des quartzites.

A l'œil nu, roche gréseuse gris-verdâtre, d'apparence satinée, renfermant de gros grains de quartz blanc-rosé et de fines paillettes de mica blanc.

Sous le microscope [1]), la roche est formée essentiellement de débris plus ou moins bréchiformes de quartz et de feldspath, enrobés dans une masse phylliteuse. Le quartz constitué soit de gros grains cataclastiques, subdivisés eux-mêmes en petites plages engrenées les unes dans les autres, soit de multiples petits grains; le feldspath est surtout représenté par le microcline, parfois à peine treillissé, associé quelquefois à des bourgeons de plagioclase séricitisé. Parmi les gros éléments, on observe aussi des débris de roches chloritisées (quartz et chlorite en rosette).

La masse phylliteuse est formée principalement de fibres de séricite, accompagnées de paillettes de muscovite, de fines écailles de biotite brun clair et de chlorite verte; cette masse contient en outre quelques grains de tourmaline brun-bleu, de zircon et de rutile, ainsi que de minuscules granules opaques brun-rouge (pyrite limonitisée ?).

Fig. 3. **Ripplemarks dans les quartzites du Trias.**
Col d'Emaney. 26. VII. 1930.
Photo Aug. Buxtorf.

d) Les quartzites.

Ce terrain débute généralement par un conglomérat de base dont les schistes cristallins ont fourni les éléments. Ce conglomérat est surtout visible sur le versant méridional du Buet, au-dessus de Pierre à Bérard. Il supporte un quartzite-grès phylliteux passant graduellement à un quartzite compact de couleur blanche, rosâtre ou verdâtre. Cette roche a été exploitée autrefois dans le Fer à Cheval pour la verrerie de Sixt.

Quartzite-grès phylliteux. Diagnose microscopique [2]). Une foule de grains d'apparence clastique ont subi un nourrissage superficiel et sont finement dentelés sur les bords. Beaucoup d'éléments composés sont constitués par du quartz de filon. Rares feldspaths détritiques et quelques lamelles de muscovite, une phyllite que je crois être la séricite, est très développée sous forme de gangue; son origine secondaire est indiscutable.

Quartzite. Diagnose microscopique [2]). Cette roche est le plus souvent pourvue d'un ciment réduit à une sorte de pellicule de phyllite enrobant les grains et appartenant probablement à la séricite; cette matière est, par exception, remplacée par de la calcite. L'accroissement secondaire est démontré par le fait que les éléments de quartz se moulent, pour ainsi dire, tous, les uns sur les autres. Zircon fréquent. Tourmaline clairsemée. Muscovite rare. Calcite et pyrite secondaires.

e) Cas de minéralisation des quartzites.

Les quartzites qui se trouvent au-dessus du lac de la mine d'Arsenic [3]) ont une patine rougeâtre. Sur une cassure fraîche on voit qu'ils contiennent de la pyrite. La question qui se pose immé-

[1]) Cette diagnose est du Professeur M. Gysin.
[2]) Ces deux diagnoses sont de M. Lucien Cayeux.
[3]) Au-dessus de Salanfe.

diatement est la suivante: cette pyrite est-elle d'origine sédimentaire ou aurions-nous affaire à des sulfures d'origine hydrothermale?

L'étude du cristallin qui supporte les quartzites va nous permettre de répondre. En effet, nous y voyons des filonnets verticaux de pyrite, localisés le long d'une grande fissure qui atteint la base des quartzites. Il s'agit donc bien d'une venue hydrothermale d'âge alpin. La chose n'est pas faite pour nous étonner, car le Trias autochtone, au début de la montée à Mex, contient également des sulfures (galène et pyrite). Max Reinhard nous a montré dans le torrent du St-Barthélemy des restes d'anciennes exploitations de ces sulfures qui paraissent avoir été oubliées par les géologues qui ont étudié cette région.

f) Les argilites rouges et vertes.

Les quartzites supportent des argilites rouges et vertes à ripple marks. Cette formation ne dépasse généralement pas 10 mètres d'épaisseur. Ce sédiment argileux et ferrugineux, effectué à une faible profondeur, souligne la transgression sur la vieille surface continentale d'âge permien, dont le début est marqué par les quartzites. En effet, les oxydes de fer indiquent le délavage de dépôts continentaux.

g) Les calcaires dolomitiques et les corgneules.

Les calcaires dolomitiques.

Les calcaires dolomitiques, reposant stratigraphiquement sur les argilites rouges et vertes d'origine terrigène, indiquent une sédimentation organique.

En 1910, j'avais envisagé cette formation comme d'origine récifale, car une stratification y fait le plus souvent défaut ou est mal marquée. Plus récemment, la découverte d'*algues calcaires*, souvent présentes en grande quantité, dans les calcaires dolomitiques de la rive gauche du lac de Barberine et du Col des Eves confirme cette manière de voir. Malgré de patientes recherches, je n'ai pas trouvé d'algues qui permettent une détermination.

La présence de dolines dans les calcaires dolomitiques du Trias de Salanfe, versant du Luisin, m'avait fait supposer que ce terrain contenait du gypse. Ayant revu cette question, je suis arrivé à la conclusion qu'il n'y a pas de gypse dans les calcaires dolomitiques de la région de Barberine et de Salanfe, et que les dolines sont dues simplement à des phénomènes de dissolution dans les calcaires dolomitiques.

Les corgneules.

Les corgneules ou cargneules qui accompagnent souvent les calcaires dolomitiques ont donné lieu à diverses interprétations. D'après ce que j'avais vu dans la région, j'étais arrivé en 1910 à la conclusion que ces roches représentent des brèches d'origine détritique, formées en grande majorité d'éléments dolomitiques. La dissolution partielle du ciment dolomitique donne à la roche son caractère spongieux.

Ed. Paréjas, dans sa «Géologie de la Zone de Chamonix», a confirmé d'une manière générale mes observations, tout en élargissant le problème. Il est ainsi arrivé à distinguer divers types de corgneules. Ses résultats basés sur l'étude des roches de la zone de Chamonix, sont très intéressants et je renvoie le lecteur, que ce sujet de sédimentation pourrait intéresser, au mémoire de Ed. Paréjas (42).

h) Alternances de calcaires dolomitiques et d'argiles schisteuses noires.

Au Belvédère des Aiguilles Rouges on trouve sur les argilites rouges et vertes des alternances de calcaires dolomitiques et d'argiles noires, schisteuses. Avec Ed. Paréjas, nous avons levé la coupe suivante sur l'arête Nord du Belvédère, au N de la grande fissure qui coupe cette arête, de bas en haut:

1° cristallin presque vertical;
2° quartzites en discordance angulaire sur le cristallin, env. 2 m;
3° argilites rouges et vertes, env. 7 m;
4° calcaires dolomitiques, 0,25 m;
5° argiles schisteuses noires, avec de minces intercalations de grès quartzeux et de calcaires dolomitiques, 0,90 m;
6° calcaires dolomitiques, 0,30 m;
7° alternance d'argiles schisteuses foncées et de calcaires dolomitiques, 2,30 m;
8° calcaires dolomitiques avec intercalations de minces lits argileux noirs, 1,80 m;
9° calcaires dolomitiques sans intercalations, 1 m env.

Le Trias du Belvédère ressemble beaucoup au Trias autochtone de la base de la Jungfrau (Stufensteinalp) que nous avons étudié avec Ed. Paréjas (86).

Au Col du Jorat (Dents du Midi), de Loys a également trouvé dans le Trias supérieur des grès quartzeux et des argiles noires qu'il a assimilés, avec raison, aux grès et argiles à *Equisetum* signalés par Gerber dans le Trias du Sefinental et d'Obersteinberg (haute vallée de Lauterbrunnen).

4. L'émersion liasique.

Les Aiguilles Rouges étaient émergées au Lias. En effet, les terrains de cet âge manquent stratigraphiquement dans la couverture autochtone aux Dents du Midi, à Emaney, à Barberine, au Vieux Emosson, au Belvédère et comme l'a montré Paréjas dans la région de la Croix de Fer et à Montroc.

De Loys a signalé la présence de quartzites entre les chalets de la Confrérie et Seillère (Salanfe), différant par un grain plus fin des quartzites du Trias. Cet affleurement est marqué «Lias?» sur la feuille St-Maurice.

De Loys, dans son mémoire sur la Dent du Midi (78), estime que ces quartzites rappellent ceux d'âge sinémurien et domérien de la région de Morcles et du Torrenthorn. C'est exact, cependant un affleurement de quartzites du Trias se trouvant non loin à l'E, je me demande si les quartzites supposés liasiques ne seraient pas simplement un faciès local du Trias? Il est étonnant que si du Lias a été déposé sur cette partie des Aiguilles Rouges on n'en retrouve pas dans la montée au Col du Jorat.

Cet affleurement a fait l'objet de bien des discussions sur le terrain et je ne crois pas qu'il soit suffisant pour en déduire que du Lias ait été déposé sur les Aiguilles Rouges au SW du Rhône.

5. Bajocien.

Paréjas a trouvé des calcaires échinodermiques surmontés de couches à Ammonites du Bajocien dans l'autochtone de la Croix de Fer (Col de Balme), sur les Aiguilles Rouges. Ensemble, nous avons signalé des calcaires échinodermiques, que nous avons attribué au Bajocien, sur le Trias du Belvédère des Aiguilles Rouges. En un point, au-dessus de la vire de Trias qui traverse la face Ouest, nous avons trouvé que le passage entre les calcaires dolomitiques du Trias et les calcaires échinodermiques du Bajocien se faisait par des brèches à petits éléments dolomitiques reliés par un ciment échinodermique.

De Loys a signalé au Col du Jorat la présence de calcaires échinodermiques contenant souvent des «chailles» qu'il place avec raison dans le Bajocien.

Avec Hotz, nous avons découvert deux affleurements du même faciès à Salanfe, près des chalets de la Confrérie, sous une petite paroi de Malm.

Les fossiles trouvés par Paréjas ne laissent aucun doute sur l'attribution des calcaires échinodermiques au Bajocien. Cet auteur a trouvé, en effet (42):

Stephanoceras Humphriesi, Sow., 5 exemplaires. Zone à *Emileia Sauzei*.
Garantia, sp., 1 exemplaire.
Parkinsonia acris, Wetzel, 1 exemplaire.
Parkinsonia Parkinsoni, auct., 2 exemplaires.
Oppelia subradiata, Sow., 1 exemplaire.
Lytoceras tripartitum, Rasp., 1 exemplaire.
Phylloceras, sp., 1 exemplaire.
Traces de Bélemnites et de *Cancellophycus*.

6. Bathonien-Callovien.

a) Emersion bathonienne. *b)* Les oolithes ferrugineuses du Col du Jorat. *c)* Un curieux faciès du Callovien à Salanfe.

a) Emersion bathonienne.

Paréjas n'ayant pas trouvé de Bathonien dans l'autochtone de la Croix de Fer (Col de Balme) et de la Vallée de Chamonix pense que cette lacune est due à une émersion.

Au Col du Jorat (Dents du Midi), de Loys a signalé des oolithes ferrugineuses au-dessus du Bajocien. Voyons ce que l'on peut en dire du point de vue stratigraphique:

b) Les oolithes ferrugineuses du Col du Jorat.

Pour de Loys, les oolithes ferrugineuses sont caractéristiques du Callovien (78 p. 62). Je ne partage pas cette assertion qui a eu cours trop longtemps.

En effet, comme nous l'avons montré, avec Paréjas, dans notre mémoire sur la Jungfrau (86), les oolithes ferrugineuses peuvent débuter avec le Bajocien, et traverser le Bathonien et le Callovien. Il s'agit d'un faciès et non d'un fossile caractéristique.

Il n'est pas exclu qu'au Col du Jorat les oolithes ferrugineuses soient bathoniennes, mais sans fossiles il est impossible de se prononcer d'une manière certaine.

L'émersion que nous avons notée au Lias s'est continuée dans la région de Barberine et du Vieux Emosson jusqu'au sommet de l'Oxfordien, car l'Argovien à ankérite repose directement sur les calcaires dolomitiques, rubéfiés, du Trias.

c) Un curieux faciès du Callovien à Salanfe.

A la base de la première paroi d'Argovien, à l'E des chalets de la Confrérie, entre la route du Col du Jorat et le point 1965, la Feuille St-Maurice indique du Bajocien supérieur.

Il ne s'agit pas en réalité de calcaires échinodermiques typiques, mais bien de calcaires charbonneux, écrasés, contenant du jais. J'y ai trouvé, avec mes étudiants:

Une *Grossouvreia* du groupe *curvicosta-Recuperoi* et un fragment de *Epimorphoceras decorum* (Waagen).

Ces ammonites déterminent le Callovien.

Léon Moret signale de la matière carburée noire qui saupoudre les marnes schistoïdes callovo-oxfordiennes de l'autochtone au SW de l'Arve. J'ajoute que notre calcaire charbonneux contient des fragments d'Echinodermes et des Foraminifères. Ces derniers ressemblent beaucoup à ceux que contient un nodule pyriteux de l'Oxfordien de la nappe, récolté à Borée (Alpes de Sixt) par Augustin Lombard.

7. Oxfordien.

L'Oxfordien n'a été rencontré, avec certitude, qu'au Col du Jorat où de Loys signale *Belemnites hastatus* dans les schistes argileux, luisants, passant insensiblement à l'Argovien.

8. Argovien.

a) L'émersion du Lias à l'Oxfordien. *b)* L'émersion du Bathonien à l'Oxfordien.

a) L'émersion du Lias à l'Oxfordien.

Dans la région d'Emaney, de Barberine et du Vieux Emosson, l'Argovien transgresse directement sur la surface ravinée et rubéfiée des calcaires dolomitiques du Trias.

Il se présente sous forme de brèches à ciment calcaire noir, à grain fin, rappelant le Malm. Les éléments sont formés par des débris de calcaires dolomitiques rubéfiés, d'un jaune-rouge.

b) L'émersion du Bathonien à l'Oxfordien.

Dans le soubassement autochtone de la Croix de Fer (Col de Balme) et dans la vallée de Chamonix jusqu'à Montroc, Paréjas a trouvé l'Argovien transgressant directement sur le Bajocien ou peut-être le Bathonien inférieur.

L'Argovien est formé:

1° par des calcaires grossiers, grumeleux, subconglomératiques, tachetés de jaune par des inclusions d'ankérite. Il mesure de 0,50 m à 1 m;

2° par des calcaires schisteux, légèrement grumeleux, de 0,30 m d'épaisseur, farineux au toucher.

9. Malm.

Le Malm autochtone, d'une manière générale, a le même caractère que celui de la nappe.

Il est plus difficile à étudier dans le détail, du fait du dynamométamorphisme qu'il a subi.

Du Col du Lac Vert à Barberine, aux Cols de Barberine et d'Emaney, au Col du Jorat le Malm est réduit en plaquettes porcelainées, sonnant sous le marteau. Parfois même il est difficile de le distinguer des calcaires dolomitiques, écrasés, du Trias. Cependant, à distance, la patine des derniers est d'un gris légèrement jaunâtre, alors que celle du Malm est d'un gris bleuâtre.

Il est des cas, comme au Col de Barberine, où l'analyse chimique seule permet de séparer le Malm des calcaires dolomitiques du Trias.

Le Malm du Champ de Barme (versant Nord des Dents Blanches de Champéry) n'est pas ou peu écrasé. Il joue, sporadiquement, dans le paysage le même rôle que celui de la nappe, formant des parois d'un gris-bleu. Cependant il n'est pas complet, sa base étant recouverte par des éboulis.

10. La limite Jurassique-Crétacé.

Au Col d'Emaney, le Malm autochtone contient dans sa partie supérieure deux bandes de calcaires dolomitiques blancs.

Comme il n'est pas possible de dire que ce terrain est ici complet, je ne saurais affirmer que ce faciès dolomitique corresponde à celui du sommet du Malm de la nappe (voir p. 24).

En effet, le Flysch recouvre tectoniquement le Malm au Col d'Emaney, car j'ai observé des échardes de Malm dans la base du Flysch.

De plus, ce qui me fait penser que le Malm n'est pas complet au Col d'Emaney, tout comme à l'Arevassey (Barberine), c'est que je n'ai pas retrouvé les couches dolomitiques dans la partie supérieure du Malm qui affleure au Champ de Barme (Champéry), où on le voit en contact stratigraphique avec le Berriasien.

D'une série de coupes microscopiques à travers les derniers bancs du Malm du Champ de Barme, je retiens seulement que les débris d'organismes du sommet de la paroi calcaire (Lamellibranches et Brachiopodes) témoignent d'une diminution de la profondeur de la mer, ce qui correspond à ce que nous trouverons dans la nappe (voir p. 24). Des oxydes de fer et de la pyrite indiquent la proximité d'une terre émergée.

Cependant, le phénomène est beaucoup plus accentué dans la nappe, où nous trouvons des calcaires dolomitiques et des brèches.

11. Berriasien.

Le contact stratigraphique Malm-Berriasien se voit au Champ de Barme, au-dessus de Champéry.

Le dernier banc de la paroi de Malm contient, en effet, encore quelques *Perisphinctidés*.

Le Berriasien débute par des alternances de bancs calcaires à faciès de Malm et de marnes schisteuses, riches en *Calpionelles*.

Le faciès de l'autochtone serait plus profond que celui de la nappe, dans lequel les quartz clastiques sont plus nombreux.

12. Valanginien.

De Loys a montré que le Valanginien était caractérisé par des «calcaires organogènes, où l'on distingue des algues, des foraminifères, des bryozoaires, des rudistes, des fragments d'échinodermes. La pâte est bleu foncé dans le haut et le bas de la série, claire au milieu; elle est par places oolithique» (78 p. 4).

J'ajouterai que sur la cassure fraîche on voit, à la loupe, des points rouges d'oxydes de fer. Ce faciès est très net dans le Valanginien qui forme les deux parois de la Barme, sur le versant Nord des Dents Blanches de Champéry, ainsi que dans les parois qui dominent le Champ de Barme.

Le faciès du Valanginien de l'autochtone se rapproche de celui des calcaires inférieurs du Valanginien de la nappe.

13. Hauterivien.

De Loys indique que le Valanginien est immédiatement recouvert par le Flysch, «sans interposition de calcaire à entroques, ni des autres formations néocomiennes» (78 p. 5).

Le chemin muletier qui conduit du Champ de Barme aux chalets de Barme ayant été élargi et amélioré au «mauvais pas», j'ai constaté qu'un horizon marneux séparait les calcaires valanginiens des brèches de base de la transgression nummulitique.

Cet horizon marneux, épais d'environ 30 m, dans lequel j'ai trouvé *Toxaster neocomiensis*, d'Orb. [1]), appartient à l'Hauterivien. Ce niveau est bien marqué dans la région de Barme, où il dessine toujours un replat entre la paroi de Valanginien et celle de Nummulitique.

Le passage entre les calcaires valanginiens et l'Hauterivien se fait par des bancs de calcaires siliceux, de 5 m environ d'épaisseur.

14. Urgonien.

Le Nummulitique dans la région de Barme transgresse généralement sur l'Hauterivien.

En un seul point, sur le sentier qui, du Champ du Mas, conduit aux chalets de Barme, j'ai trouvé sur l'Hauterivien marneux de l'Urgonien calcaire, zoogène, de même faciès que celui de la nappe. Il n'a pas plus de 4 m d'épaisseur et supporte les brèches de base du Nummulitique.

L'Urgonien a donc existé dans la région de Barme, car les restes de sa désintégration se retrouvent à l'état d'éléments des brèches de base du Nummulitique.

15. La transgression nummulitique.

Le Nummulitique transgresse dans la région de Barme (sur Champéry), sur les marnes hauteriviennes plus ou moins érodées, sauf dans le cas cité plus haut, où ce phénomène a eu lieu sur un reste d'Urgonien.

---

[1]) M. Jules Favre a bien voulu déterminer le fossile trouvé, je l'en remercie.

Le Nummulitique autochtone se divise comme suit, sur la Barme, de bas en haut:

Sortant de l'herbe qui recouvre l'Hauterivien marneux:

a) des brèches de base, à éléments d'Urgonien souvent très rapprochés les uns des autres;

b) des brèches à éléments calcaires gris, clairsemés dans un ciment gréseux siliceux qui donne à la roche une patine brune. Aspect vacuolaire du fait de la dissolution partielle des éléments. Ensemble un peu schisteux; 4—5 m;

c) calcaires à Nummulites, débutant par des brèches à éléments calcaires dans un ciment gréseux contenant des Nummulites.

La surface de contact entre les différents niveaux est très irrégulière.

La même succession se retrouve à l'E et à l'W des chalets de Barme, mais moins bien marquée.

16. Le Flysch.

a) Généralités. *b)* Composition des débris de roches volcaniques.

a) Généralités.

Le Flysch autochtone et parautochtone est représenté par:

Un complexe d'argiles schisteuses avec intercalations de bancs de grès de Taveyannaz, fins ou grossiers.

Dans les grès fins quartzeux, les éléments volcaniques sont souvent peu nombreux et ne se voient que sous le microscope.

En 1930, Léon Moret a indiqué sur la deuxième édition de la Feuille Annecy, sur territoire suisse, des grès de Taveyannaz entre le Col de Cou et le Col de Bretolet.

Lillie précisa l'affleurement cartographié par Moret en décrivant les grès de la Berthe. Puis cet auteur signala des grès de Taveyannaz sur l'arête qui, de la Croix de l'Aiguille, s'étend jusqu'au N du village de Val d'Illiez, par les points 1684, 1543 et 1405. En ce faisant, Lillie (123 p. 28) plaçait dans le Flysch helvétique une formation figurée comme ultrahelvétique sur la Feuille St-Maurice de l'Atlas géologique de la Suisse.

Ces découvertes engagèrent Collet et Gysin (128) à étudier les grès du Flysch argilo-schisteux du Col d'Emaney, de l'arête de Berroix et de la crête de Bonavau (versant Nord des Dents du Midi et des Dents Blanches). Ces auteurs montrèrent que ces grès contenaient des éléments volcaniques et appartenaient ainsi au type microscopique des grès de Taveyannaz décrit par Duparc.

Ayant revu l'affleurement de la Berthe, ces auteurs trouvèrent le faciès conglomératique des grès de Taveyannaz qui a échappé à Lillie. Ils y trouvèrent des galets de roches volcaniques de plusieurs centimètres de diamètre.

Sous le Col de Barberine, versant Ouest, au Col d'Emaney et près du sentier qui, de ce col, conduit à Salanfe, le Flysch formé par des argiles schisteuses, micacées, avec intercalations de bancs de grès de Taveyannaz, plus ou moins épais, repose sur le Malm.

On peut se demander s'il s'agit d'un contact stratigraphique? Je ne le pense pas, car au Col d'Emaney, sur le versant du même nom, j'ai noté un traînage manifeste du Flysch sur le Malm, avec lentilles de Malm lardant, par places, la base du Flysch.

A la Scierie, à l'aval des chalets de Barme, sur rive droite du torrent, des schistes argileux du Flysch forment paroi. Le contact avec le Nummulitique est caché. Ce Flysch forme le cœur du synclinal de Barme.

Nous avons trouvé les couches à *Meletta* à l'E de la Berthe, puis au S de l'Encrène[1]), au-dessus du Nummulitique de Barme soit à la base Sud-Ouest de l'arête du Décomailleux. Cette dernière localité nous a fourni, en outre, de petits *Lamellibranches*, quelques *petites Nummulites* insuffisantes pour une détermination spécifique, de grands *Bryozoaires*, puis: *Globigérines, Miliolidés*, tiges de *Crinoïdes, Lithophyllum*, débris de *Végétaux*.

---

[1]) Ou Croix d'Increnaz.

Sur la crête du Décomailleux, les schistes sont marneux et fins, plutôt tendres. Le long de l'arête de Berroix et jusqu'à 50 m du sommet de la Berthe, la roche devient plus gréseuse et micacée, donnant de loin à cette formation une apparence de résistance à l'érosion. Sur le versant Nord du Décomailleux, le long du chemin qui, de Barme, conduit aux Creuses, on retrouve les mêmes couches passant à de gros bancs de grès dur plongeant vers la Vièze. Nous avons noté des intercalations de micropoudingues.

Sur le versant Nord des Dents Blanches, le Flysch argilo-schisteux s'étend du torrent de Barme, jusqu'à la Vièze, au N, et jusqu'aux Cols de Cou et de Bretolet, à l'W. Des bancs de grès de Taveyannaz, souvent grossiers, y sont intercalés. Le complexe plonge fortement au N.

La position tectonique du Flysch de Barme a été envisagée jusqu'ici de deux manières différentes. Sur la Feuille St-Maurice il a été cartographié en ultrahelvétique, tandis que Vonderschmitt, puis Collet et Lombard le placent dans la nappe. Une révision de cette question, effectuée sur le terrain en 1941 avec Ch. Ducloz, nous a conduit à placer ce Flysch dans le parautochtone. Le lecteur trouvera dans la description des environs de Barme (p. 86) les raisons qui nous conduisent à cette classification.

Mon collègue et ami, le professeur Gysin, a déterminé comme suit les types de roches volcaniques que nous avons rencontrés en galets ou en débris dans les conglomérats de la Berthe ou dans les grès de l'autochtone du Col d'Emaney ou dans les grès intercalés dans le Flysch parautochtone de la région de Barme.

Des **porphyrites arborescentes,** signalées pour la première fois dans les grès de Taveyannaz, **prouvent que les éléments volcaniques proviennent de la démolition de coulées volcaniques sous-marines.**

b) Composition des débris de roches volcaniques du Flysch parautochtone et autochtone des Dents Blanches et Dents du Midi.

Ces débris présentent des formes très variables, tantôt arrondies, tantôt anguleuses; les dimensions varient depuis 0,5 mm jusqu'à une dizaine de centimètres de diamètre dans les faciès conglomératiques, où les roches volcaniques constituent de gros galets ovoïdes. A côté des roches volcaniques, les grès renferment des grains et débris de quartz, de quartzite, de grès chloriteux, de plagioclases acides, de gneiss sériciteux et chloriteux, et de schistes argileux.

Les roches volcaniques étudiées présentent le plus souvent une structure porphyrique, avec une large prédominance de phénocristaux de plagioclases, de dimensions variables entre 0,08 et 0,60 mm; on observe aussi des roches à structure microlitique arborescente, les microlites formant des prismes très allongés, souvent tordus et fissurés, entremêlés les uns dans les autres ou constituant des palmes et des arborescences. Sur 26 fragments de roches volcaniques, nous avons constaté les types suivants:

1° Porphyrite arborescente, essentiellement feldspathique, analogue aux porphyrites des Gets et de Jouplane. Les microlites feldspathiques sont parsemés de granules opaques et cimentés par une matière intersticielle jaunâtre, sensiblement isotrope. Les indices des plagioclases semblent légèrement supérieurs à l'indice du baume.

Cette roche a été observée au Col d'Emaney (coupe 150 *a*), à Bonavau (coupe 6 *a*—1) et sur l'arête du Décomailleux (coupe 7 *a*).

2° Porphyrite palmée, formée de gros microlites de plagioclases, fréquemment tordus et fissurés transversalement, enchevêtrés les uns dans les autres ou groupés en palmes, cimentés parfois par une rare pâte felsitique. Cette roche ressemble à certaines parties de la variolite de la Rosière et des laves de Jouplane (région des Gets).

Nous l'avons observée au Col d'Emaney (coupe 149 *a*), à Bonavau (coupe 6 *f*—2) et sur l'arête de Décomailleux (coupe 7 *c*).

3° Roche porphyrique, formée de petits phénocristaux rectangulaires de plagioclases maclés et d'une pâte pilotaxique renfermant des microlites de plagioclases, des granules opaques et

une matière intersticielle jaunâtre, sensiblement isotrope, plus réfringente que les feldspaths. Cette roche s'apparente aux andésites du type 2 *b* décrites par DE QUERVAIN. Quelquefois, les microlites deviennent moins abondants et la pâte prend une structure hyalopilitique.

Nous avons rencontré ce type de roche au Col d'Emaney (coupe 149 *b*), à Bonavau (coupes 6 *a*—2, 6 *a*—3, 6 *b*—2, 6 *c*—1, 6 *d*—1) et sur l'arête du Décomailleux (coupes 8 et 9 *c*).

4° Roche porphyrique, formée essentiellement de plagioclases maclés, en sections rectangulaires ou prismatiques, constituant des nombreux phénocristaux passant progressivement à des microlites entremêlés, cimentés par une rare matière intersticielle jaunâtre, isotrope. Cette roche s'apparente aux andésites du type 2 *c* décrites par DE QUERVAIN. Nous l'avons observée à Bonavau (coupe 6 *c*—2) et sur l'arête de Décomailleux (coupe 9 *b*).

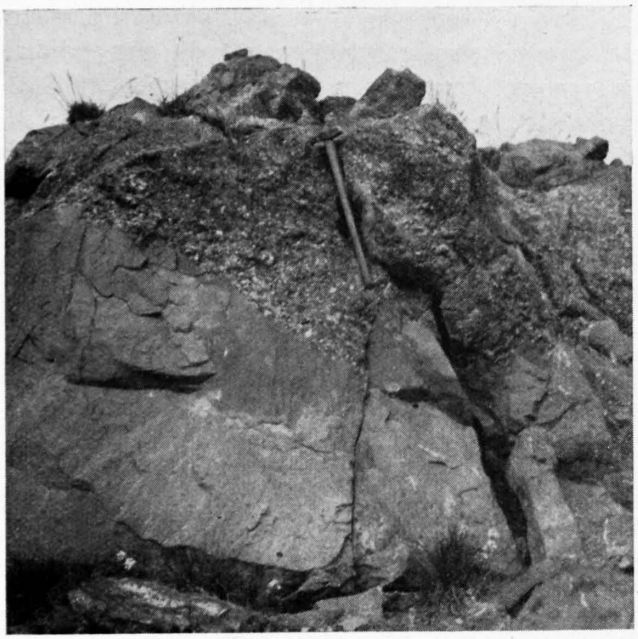


Fig. 4. **Grès et conglomérats de Taveyannaz.**
La Berthe, entre le Col de Cou et le Col de Bretolet.
Photo Léon W. Collet.

5° Roche porphyrique, formée de petits phénocristaux rectangulaires de plagioclases maclés, parfois accompagnés d'une amphibole entièrement chloritisée, ces éléments étant enrobés dans une pâte felsitique, essentiellement feldspathique.

Cette roche s'apparente aux andésites du type 5 *a* décrites par DE QUERVAIN. Nous l'avons observée au Col d'Emaney (coupe 150 *b*), à Bonavau (coupe 6 *b*—1 et 6 *c*—1).

6° Roche porphyrique, formée de nombreux phénocristaux de plagioclases, originellement zonés et affectant l'habitus «andésitique», actuellement de composition homogène et fortement altérés, accompagnés de sections d'amphibole entièrement chloritisée et enrobés dans une pâte felsitique, partiellement chloritisée et souvent imprégnée de pyrite.

Cette roche s'apparente également aux andésites du type 5 *a* décrites par DE QUERVAIN; nous l'avons observée sur l'arête de Décomailleux et surtout à La Berthe, où elle forme les gros galets du conglomérat.

En ce qui concerne la composition des plagioclases des roches décrites ci-dessus, elle semble très acide, voisine de l'albite, bien qu'un certain doute subsiste encore quant à l'interprétation des déterminations faites sur la platine de FÉODOROFF; cette acidité est secondaire, en liaison avec l'homogénéisation des cristaux zonés et la chloritisation de la pâte des andésites. Quant aux plagioclases basiques et aux andésites fraîches décrits par DE QUERVAIN, nous ne les avons pas encore observés dans les échantillons recueillis au Col d'Emaney, à Bonavau, à Décomailleux et à La Berthe.

Il n'y a aucun doute à assimiler les formations gréseuses du Flysch des régions ci-dessus aux grès de Taveyannaz; les roches volcaniques qu'elles renferment, bien que peu nombreuses, sont en partie identiques aux andésites décrites dans ces grès. D'autre part, il y a une analogie remarquable entre les porphyrites arborescentes du Col des Gets et de Jouplane et certaines laves formant des débris dans le Flysch de la région Emaney-Bonavau.

Ces porphyrites arborescentes sont liées aux Gets et à Jouplane à des coulées sous-marines, découvertes par W. SCHROEDER.

COLLET et GYSIN **estiment que les porphyrites arborescentes de notre région proviennent de la démolition de coulées sous-marines** dans le Flysch[1]).

[1]) Voir note marginale p. 45, les résultats de l'étude récente d'un de mes élèves, Marc Vuagnat, sur l'*origine* du matériel volcanique des grès de Taveyannaz du Val d'Illiez.

Chapitre II.

La nappe de Morcles.

1. Trias.

Le Trias repose partout en concordance apparente sur les schistes cristallins du Mont Blanc. Paréjas y a reconnu les trois termes suivants, de bas en haut (42):

a) les quartzites;
b) les argilites;
c) les corgneules, les gypses et les calcaires dolomitiques.

a) **Les quartzites.** Ce niveau est limité à la seule région du Col de Tricot-Miage. Leur puissance est relativement faible, 1 à 3 m, alors que des épaisseurs de 10 à 15 m sont fréquentes sur les Aiguilles Rouges.

b) **Les argilites.** Ce niveau est constitué par des schistes argileux, verts ou noirs, qui contiennent parfois des lits gréseux ou alternent avec des quartzites.

Leur épaisseur varie de 4 m, dans le ravin de la Griaz, à 10 m environ sur le versant Sud-Ouest du Col de Tricot.

c) **Les corgneules, gypses, calcaires dolomitiques.** Les calcaires dolomitiques sont, avec les corgneules, le niveau le plus fréquemment représenté. Ils alternent irrégulièrement avec les corgneules et les gypses, mais c'est généralement par un banc de calcaire dolomitique que se termine le Trias.

2. Lias inférieur.

a) Rhétien. *b)* Hettangien. *c)* Sinémurien.

a) Rhétien.

Le complexe de sédiments grossiers qui, dans le ravin de la Griaz, se trouve entre le Trias supérieur et l'Hettangien a été placé par Paréjas dans le Rhétien, par analogie avec les dépôts de cet âge au Col des Fours et au Col Joly.

Au Col des Fours, le Rhétien épais comporte des conglomérats surmontés par des formations sidérolithiques. Paréjas voit dans la présence du Rhétien le premier indice de l'individualisation de la zone de Chamonix qui jouera pendant le Lias le rôle d'un sillon marin. C'est la première fois également que le Mont Blanc s'affirme comme unité tectonique.

b) Hettangien.

L'Hettangien est représenté par des marnes schisteuses noires, pyriteuses ou, plus rarement, par des calcaires marneux ou des argiles noires. Paréjas y a recueilli une faune assez restreinte, mais caractéristique, dans les localités suivantes:

Ravin de la Griaz:	*Schlotheimia angulata,* Schl., 3 exemplaires.
	» *Charmassei,* d'Orb., 1 exemplaire.
Mont Lachat:	» *angulata,* Schl., 4 exemplaires.
Col de Tricot:	*Caloceras,* sp., 1 exemplaire.
	Schlotheimia angulata, Schl., 4 exemplaires.
	» *Charmassei,* d'Orb., 3 exemplaires.
	Rhynchonella Deffneri, Opp., 1 exemplaire.

La zone à *Alsatites laqueus* est probablement indiquée par l'exemplaire de *Caloceras,* mais la plus grande partie de la faune se range dans la zone à *Schlotheimia angulata.*

c) Sinémurien.

Cet étage est représenté par des marnes schisteuses, des marnocalcaires ou des calcaires échinodermiques.

L'Hettangien et le Sinémurien ne sont pas séparables dans la partie Nord-Est de la zone de Chamonix où le Lias inférieur est uniformément vaseux. A partir des Houches, vers le SW, le Sinémurien devient plus calcaire.

Paréjas (42) signale les Ammonites suivantes:

Ravin de la Griaz: *Arietites (Coroniceras)* cf. *rotiformis*, d'Orb., 1 exemplaire.
Pecten, sp., 1 exemplaire.

Mont Lachat: *Arietites (Coroniceras)* cf. *rotiformis*, d'Orb., 1 exemplaire.
Arietites (Coroniceras) cf. *Bucklandi*, Sow., 5 exemplaires.
Waldheimia cor., Lam., 1 exemplaire.

Chalets de Miage: *Arietites (Arnioceras) ceras*, Giebel, 1 exemplaire.

Ces fossiles caractérisent la zone à *Arietites Bucklandi*. Les *Chondrites* sont fréquents dans la partie supérieure de l'étage.

3. Lias moyen.

a) Charmouthien. *b)* Domérien.

a) Charmouthien.

Dans la zone de Chamonix, le Sinémurien est toujours surmonté par une puissante assise de calcaires finement échinodermiques plus ou moins quartzeux, gris-bleuâtres, contenant des Bélemnites et des sections de tiges de *Pentacrinus*. La surface corrodée des têtes de couches est souvent zonée de bandes claires et de bandes foncées, les premières étant en relief, car elles contiennent une plus forte proportion de grains de quartz, tandis que la calcite est plus abondante dans les zones foncées.

b) Domérien.

Dans la partie supérieure des calcaires zonés, les Bélemnites sont plus nombreuses et ont permis à Paréjas de déterminer le Domérien.

Au-dessus se placent les calcaires siliceux gris ou bleus passant à des quartzites à grain fin de mêmes couleurs. Ces niveaux durs se marquent par des abrupts dans le paysage.

Au-dessus des quartzites, le faciès des calcaires échinodermiques reprend sur quelques mètres, puis viennent des calcaires noirs à grain fin que l'on pourrait facilement prendre pour du Malm.

Le Domérien est néritique et montre une diversité de faciès qui s'oppose franchement au caractère bathyal des formations adjacentes.

L'épaisseur du Lias moyen de la zone de Chamonix paraît atteindre de 100 à 120 m.

4. Lias supérieur.

a) Toarcien. *b)* Aalénien.

Sur la bordure Nord du Mont Blanc, le Lias supérieur est représenté par une série très épaisse d'argiles schisteuses, rarement marneuses, et de schistes argilogréseux localisés surtout dans le synclinal de Voza, entre les éléments A et B de la zone de Chamonix.

a) Toarcien.

Des intercalations de bancs de calcaires marneux dans les argiles marquent le passage du Domérien au Toarcien.

Des argiles schisteuses noires représentent le Toarcien. Altérées et oxydées, ces argiles prennent une patine brun clair.

Le seul organisme rencontré par Paréjas dans ce complexe est *Posidonomya Bronni*, Voltz. L'épaisseur du Toarcien dépasse 100 m.

Le plus ancien terrain de la nappe de Morcles est, à Barberine, le Toarcien. Il est représenté par des argiles schisteuses auxquelles des oxydes de fer donnent souvent une teinte mordorée. Des intercalations gréseuses s'y rencontrent, contenant des nodules ferrugineux.

C'est à Augustin Lombard que nous devons la découverte de ce terrain et la détermination de son âge. Il a, en effet, trouvé à la base de l'arête Sud de la Pointe de la Finive une *Dumortieria* du groupe *radians*, voisine de:

Dumortieria explanata, Buck.

La détermination de cette Ammonite, faite par M. Spath, le spécialiste du British Museum, ne laisse aucun doute quant à l'attribution de ce terrain au Toarcien (89 p. 171).

J'ai trouvé au Col des Corbeaux (Vieux Emosson), dans des argiles schisteuses mordorées, un fragment d'Ammonite se rapportant aussi au genre *Dumortieria* et des fragments qui indiquent vraisemblablement le genre *Hammatoceras*.

b) Aalénien.

Les argiles schisteuses du Toarcien passent à des grès calcaires micacés, souvent sableux, contenant des concrétions siliceuses ou ferrugineuses. C'est l'Aalénien, déterminé paléontologiquement par deux *Ludwigia Murchisonae*, trouvées par Necker sur l'arête qui relie le Mont Oreb au Buet. Ces Ammonites se trouvent au Musée de Genève, où j'ai revu leur détermination.

Sur le versant Ouest de la Pointe de la Finive j'ai récolté:

une *Sonninia (Poecilomorphus) infernis*, Roman, et au même endroit
une variété de *Ludwigia concava* (Sow.) décrite par Buckmann.

Cette dernière Ammonite appartenant, sans aucun doute, à l'Aalénien, on ne saurait avoir le moindre doute ici sur la présence de *Poecilomorphus infernis* dans l'Aalénien. Si je fais cette remarque c'est que Roman [1]) se demandait si son type ne provenait pas d'une zone supérieure, celle à *Witchellia laeviuscula* du Bajocien inférieur.

Sur l'arête du *Grenier de Villy* (arête Sud-Ouest du Buet) j'ai trouvé à l'altitude de 2720 m des couches rouges massives, siliceuses et ferrugineuses, rappelant l'Aalénien du Col de Balme décrit par Ed. Paréjas.

Dans la région de la Croix de Fer, les argiles toarciennes supportent un complexe épais de schistes grumeleux, argilogréseux, à nodules pyriteux.

Fortement replissé, l'Aalénien contient des bancs ou des lentilles alignées de quartz blanc qui jalonnent les zones de dislocation. Ils résultent de la recristallisation, après dissolution, du quartz des grès aaléniens.

Paréjas n'a pas rencontré cet étage entre le Col de Balme et les Contamines.

Haug et Ritter ont trouvé dans la région du Mont Joly des argiles schisteuses à nodules pyriteux, contenant des Ammonites aaléniennes. Ce faciès fait suite aux argiles toarciennes du synclinal de Voza.

Le Toarcien et l'Aalénien forment le noyau étiré des anticlinaux de Bajocien dans la chaîne Buet-Cheval Blanc-Pointe de la Finive. Ces formations tendres déterminent des cols, comme le Col du Vieux, celui des Corbeaux et des replats.

---

[1]) F. Roman. — Etude sur la faune de céphalopodes de l'Aalénien supérieur de la vallée du Rhône (zone à *Ludwigia concava*) *Annales Soc. Linnéenne de Lyon*. T. LX. 1913, p. 45—70.

5. Bajocien.

a) Généralités. *b)* Bajocien inférieur. *c)* Bajocien supérieur.

a) Généralités.

Le Bajocien forme l'ossature de la chaîne Buet-Cheval Blanc-Pointe de la Finive et le noyau de la nappe de Morcles dans la chaîne Pic de Tanneverge-Mont Ruan-Tour Sallière.

Lithologiquement, le Bajocien se divise en deux parties nettement marquées (fig. 5):

1° le **Bajocien inférieur** formé par des alternances de calcaires et de marnes schisteuses, à patine d'un gris noirâtre;

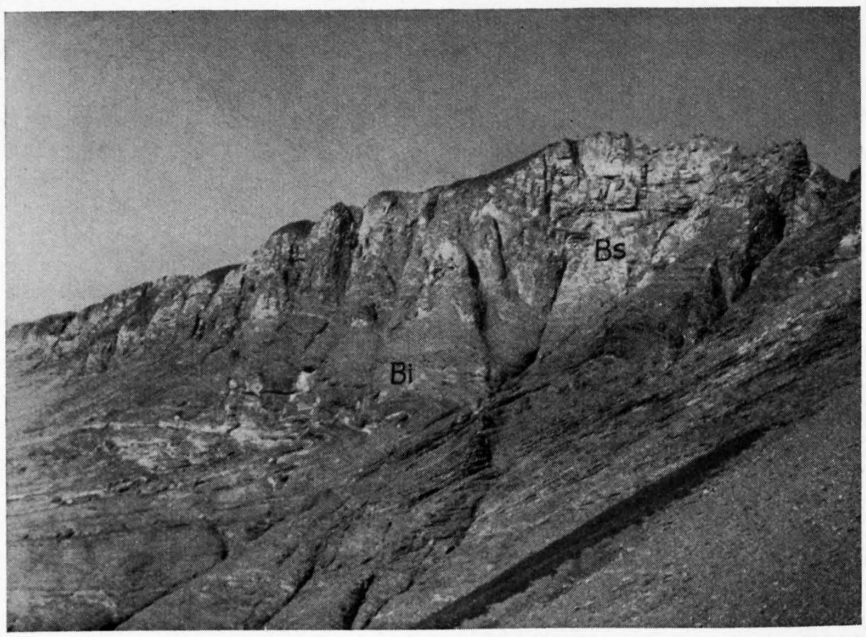


Fig. 5. **Le Bajocien du point 2712, sur l'arête Cheval Blanc-Finive,** versant du Vieux Emosson.

Bi = Bajocien inférieur.
Bs = Bajocien supérieur à *Strenoceras niortense* et *Garantia baculata*.

Photo Léon W. Collet.

2° le **Bajocien supérieur,** représenté par des calcaires spathiques ou gréseux, formant un mur d'un jaune brunâtre entre le Bajocien inférieur et les argiles jaunes du complexe Bathonien-Callovien-Oxfordien.

Seul le Bajocien supérieur nous a fourni des Ammonites montrant la présence des zones à *Teloceras Blagdeni* et *Garantia Garanti*. Notre Bajocien inférieur se trouve donc limité entre l'Aalénien déterminé, comme nous l'avons vu, par des Ammonites et la zone à *Teloceras Blagdeni*. Malgré de patientes recherches, je n'y ai pas trouvé de fossiles sauf quelques Bélemnites indéterminables.

b) Bajocien inférieur.

Augustin Lombard a montré qu'à la Pointe de la Finive l'Aalénien passe au Bajocien inférieur par des calcaires schisteux.

Le Bajocien inférieur est caractérisé par des alternances de calcaires et de marnes schisteuses, dans lesquels je n'ai trouvé que de mauvaises Bélemnites indéterminables.

La détermination de l'âge de ces alternances est basée sur la détermination paléontologique de l'Aalénien et du Bajocien supérieur calcaire.

Il est souvent difficile de séparer au marteau le Bajocien supérieur du Bajocien inférieur, car ce dernier contient ici et là des bancs calcaires assez épais pour qu'on soit tenté de les attribuer au terme supérieur. La séparation de ces deux terrains est plus facile à faire à distance que de près.

c) Bajocien supérieur.

Le passage du Bajocien inférieur, schisteux, au Bajocien supérieur, calcaire, se fait par des calcaires gréseux, schisteux, parfois micacés.

Le Bajocien calcaire contient divers faciès; passant des uns aux autres soit latéralement soit verticalement, comme: calcaires durs à chailles, calcaires spathiques, calcaires zonés, calcaires bréchoïdes à éléments dolomitiques. Le sommet du Bajocien est représenté par des calcaires spathiques et siliceux qui renferment des Ammonites.

Parmi ces faciès calcaires, deux d'entre eux étaient bien faits pour nous induire en erreur, au début de nos recherches. Tout d'abord, les calcaires bréchoïdes à éléments dolomitiques furent classés par nous dans le Lias. La présence de calcaires zonés, du type de ceux du Sinémurien de la zone de Chamonix, décrits par Paréjas, paraissaient un argument de plus en faveur de l'âge liasique de ces calcaires. Des considérations d'ordre tectonique nous amenèrent en 1926 à modifier notre profil de la Tour Sallière de 1910, en ce sens que le Lias calcaire est remplacé par du Dogger.

Des recherches stratigraphiques effectuées par Augustin Lombard sur le versant Nord du Pic de Tanneverge et par nous-mêmes sur le versant Sud de la même montagne nous montrèrent qu'il n'y a pas qu'un seul niveau bréchoïde à éléments dolomitiques dans le Bajocien, mais plusieurs. Enfin, les calcaires zonés apparurent comme des épisodes d'importance tout à fait secondaire, dans les calcaires du Bajocien supérieur.

D'où proviennent les éléments dolomitiques de certains calcaires du Bajocien supérieur, dont il vient d'être question? La réponse est aisée, si l'on se reporte à la paléogéographie de l'autochtone. Nous avons vu, en effet, que les calcaires dolomitiques du Trias furent exondés et désintégrés à partir du début du Lias jusqu'à l'Argovien. Des courants côtiers transportèrent des éléments dolomitiques dans la mer du Bajocien supérieur de la nappe de Morcles.

La faune du Bajocien supérieur.

Une seule Ammonite provient d'un niveau de calcaires échinodermiques, c'est:

Stephanoceras pyritosum (Quenst.)

de la zone à *Teloceras Blagdeni*, récolté sous les Taureaux (Col de Tanneverge). Les autres Ammonites que nous avons trouvées «vers l'Homme» près du Col de Tanneverge, appartiennent à l'horizon tout à fait supérieur du Bajocien: la zone à *Garantia Garanti*.

Ces fossiles sont généralement silicifiés et dans un assez mauvais état de conservation. Cette faune a une grande analogie avec celle du Ciret (Mont d'Or Lyonnais), décrite par Roman et Pétouraud[1]), en 1927. En effet, j'ai trouvé:

Nautilus, sp. ind., 1 exemplaire.
Belemnites canaliculatus, Schl., 1 exemplaire.
Lytoceras, sp. ind., géants, 2 exemplaires.
Bigotites, sp. ind., jeunes au stade coronatiforme, 5 exemplaires.
Garantia baculata (Quenst.), 1 exemplaire.
Spiroceras Orbignyi (Baugier et Sauzé), 2 fragments.

[1]) F. Roman et Ch. Pétouraud. Etude sur la faune du Bajocien supérieur du Mont d'Or lyonnais (Ciret). I. Céphalopodes. *Travaux du Laboratoire de Géologie*, Faculté des Sciences de Lyon, fasc. XI, Mémoire 9, 1927.

Strenoceras niortense (D'ORB.), 2 exemplaires.
Strenoceras subfurcatum (ZIETEN), 5 exemplaires.
Lissoceras oolithicum (D'ORB.), 2 exemplaires.
Sphaeroceras, sp. ind., 1 exemplaire.
Parkinsonia du groupe de *P. radiata*, RENZ, emend WETZEL, 1 exemplaire.
Parkinsonia radiata, RENZ, trouvée par AUGUSTIN LOMBARD, 1 exemplaire.
Trochus Sauvagei, COSS.

6. Bathonien-Callovien-Oxfordien.

a) Généralités. *b)* Bathonien. *c)* Callovien. *d)* Oxfordien. *e)* Le minerai de fer oolithique. *f)* Répartition et rôle orographique.

a) Généralités.

Entre la paroi des calcaires du Bajocien supérieur et la paroi d'Argovien-Malm se trouvent des argiles schisteuses, à patine jaunâtre, grises sur la cassure fraîche. Des bancs calcaires peuvent y être intercalés ici et là. Ce faciès argileux, comme nous allons le voir d'une manière détaillée, représente le Bathonien, le Callovien et l'Oxfordien.

Dans une note de 1923, dans laquelle je signalais la découverte du Bajocien supérieur fossilifère, je posais la question de l'existence du Bathonien et j'écrivais: «Il faudra examiner très attentivement la partie inférieure des schistes susjacents dont j'avais fait du Callovien (50).»

Une stratigraphie détaillée est malheureusement impossible dans ce complexe schisteux qui a donné lieu à du plissement disharmonique entre le Bajocien supérieur calcaire et l'Argovien-Malm. Il en est résulté une accumulation des argiles dans les charnières d'Argovien, où elles sont très plissées, et un étirement irrégulier dans les flancs normaux et les flancs renversés. Seuls les fossiles permettent la détermination de la présence de trois étages dans ce complexe.

b) Bathonien.

PERRET et MORET (81) signalèrent, en 1929, la trouvaille d'un:

Cadomites aff. *linguiferus* (D'ORB.)

du Bathonien à la base du complexe argileux, dans la Combe du Buet. AUG. LOMBARD, en 1932, trouva dans la même localité un:

Phylloceras voisin de *Phyl. nov., sp.* aff. *tortisulcatum*, NEUM.

de même âge.

c) Callovien.

MAILLARD, en 1890, avait signalé des Ammonites du Callovien, dont *Reineckeia anceps*, dans les argiles du Col d'Anterne. RENEVIER, dans la même année, annonçait le même fossile caractéristique du Callovien dans la nappe de Morcles, mais sur rive droite du Rhône.

Ce n'est qu'en 1931 que j'ai trouvé, avec AUG. LOMBARD, un *Macrocephalites*, sp. ind., au Col de Tanneverge. De plus, une révision des *Hecticoceras* que j'ai récoltés sur l'épaule de la Tour Sallière, au Col de Tanneverge, dans la Combe du Buet, à Tita Naire (versant Nord du Grenairon) et sur la première vire du Pic de Tanneverge (versant Nord) m'a montré, sur la base du mémoire d'EUGÈNE LEMOINE sur «l'évolution du genre *Hecticoceras* dans le Callovien de la chaîne du Mont du Chat» qu'une grande partie de mes espèces appartiennent au Callovien et à l'Oxfordien inférieur. Une seule espèce, *H. nodosum*, BONAR., appartiendrait exclusivement au Callovien, tout comme *H. Laubei*, NEUM., trouvé au Col de Tanneverge par AUG. LOMBARD.

Ces constatations, en l'absence d'espèces plus caractéristiques, me paraissent suffisantes pour admettre la présence du Callovien entre le Col d'Anterne et la Frête de Sailles (Muveran).

d) Oxfordien.

Des listes d'Ammonites que j'ai publiées en 1910, j'avais tiré la conclusion que les zones à *Quenstedticeras Mariae* et *Cardioceras cordatum* étaient représentées dans notre région.

De nouvelles recherches m'ont prouvé que les *Cardioceras cordatum*, déterminés d'après certains travaux de Loriol, étaient en réalité des *Quenstedticeras* du groupe de *Q. Henrici* var. *Brasili*, Douv., appartenant à la zone à *Q. Mariae*.

De plus, la zone à *Peltoceras athleta* que je croyais absente est représentée par cette dernière espèce.

En résumé: L'Oxfordien comprend les zones à *Peltoceras athleta* et à *Quenstedticeras Mariae*. La zone à *Cardioceras cordatum* manque. Cette révision avait son importance, car l'absence de cette dernière zone permet de mieux comprendre le faciès de l'Argovien.

Voici la liste des Ammonites trouvées dans les argiles callovo-oxfordiennes, entre le Col d'Anterne et l'épaule de la Tour Sallière, par Augustin Lombard et par moi-même:

Macrocephalites, sp. ind.
Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orb.), 35 exemplaires.
Sowerbyceras antecedens (Pomp.), 3 exemplaires.
Holcophylloceras Zignoi (d'Orb.), 5 exemplaires.
Holcophylloceras mediterraneum (Neum.), 1 exemplaire.
Hecticoceras Bonarellii, de Lor., 1 exemplaire.
Hecticoceras punctatum (Stahl.), 6 exemplaires.
Hecticoceras rauracum (de Lor.), 2 exemplaires.
Hecticoceras svevum, Bonar., 7 exemplaires.
Hecticoceras aff. *Bonarellii*, de Lor., 1 exemplaire.
Hecticoceras Chatillonnense, de Lor., 1 exemplaire.
Hecticoceras Delemontanum var. (Oppel), 2 exemplaires.
Hecticoceras rossiense (Teis.), 3 exemplaires.
Hecticoceras aff. *Delemontanum* (Oppel), 4 exemplaires.
Hecticoceras nodosum, Bonar., 1 exemplaire.
Hecticoceras aff. *nodosum*, Bonar., 1 exemplaire.
Hecticoceras Cracoviense (Neum.), 1 exemplaire.
Hecticoceras Laubei (Neum.), 1 exemplaire.
Vinalesphinctes bernensis (de Lor.), 28 exemplaires.
Peltoceratoides Eugenii (Raspail), 5 exemplaires.
Peltoceras athleta (Phil.), 1 exemplaire.
Peltoceras annulare (Rein.), 15 exemplaires.
Quenstedticeras Henrici var. *Brasili*, Douv., 5 exemplaires.
Quenstedticeras praecordatum, Douv., 1 exemplaire.
Lissoceras aff. *Erato* (d'Orb.), 1 exemplaire.
Taramelliceras aff. *Holbeini* (Oppel), 2 exemplaires.
Eochetoceras aff. *Hersilia* (d'Orb.), 1 exemplaire.

e) Le minerai de fer oolithique (chamosite).

On rencontre à la Joux et au-dessus des chalets de Borée (haute vallée de Sixt) un minerai de fer oolithique qui a été exploité anciennement. Il m'a été impossible de déterminer la position stratigraphique exacte de ce minerai. Renevier trouva dans le même minerai, à Chamosentze, sur la rive droite du Rhône:

Belemnites calloviensis et *Reineckeia anceps*.

Il serait téméraire d'en conclure que le minerai de fer de notre région soit également callovien. Nous pouvons seulement dire qu'il appartient au complexe argileux d'âge bathonien-callovien-oxfordien.

On trouve les oolithes dans les argiles ou dans de petits bancs calcaires. La concentration en oolithes devient parfois si grande que la roche devient une chamosite oolithique.

Sous le microscope, la roche est essentiellement composée d'oolithes en chamosite, tellement nombreuses qu'elles sont souvent contiguës et même moulées les unes contre les autres ou étirées. Les formes composées sont fréquentes. De rares individus ont un nucléus calcaire. La pyrite pulvérulente est représentée dans presque tous les éléments. Des plaques d'Echinodermes sont rarement envahies par la chamosite. Le ciment est formé de sidérose cristallisée en menus grains et en rhomboèdres, les uns et les autres plus ou moins transformés en limonite, la sidérose grenue ou rhomboédrique du ciment empiète souvent sur les oolithes.

Importance paléogéographique des oolithes ferrugineuses.

D'où vient le fer des oolithes ferrugineuses? Sans aucun doute d'une surface continentale d'où il a été délavé et entraîné à la mer sous forme colloïdale. Par diagenèse il a pénétré dans les sédiments. Cette surface continentale se trouvait dans les Aiguilles Rouges, sur leur versant Sud-Est, où Paréjas a noté une lacune stratigraphique entre le Bajocien et l'Argovien et dans la région de Barberine et du Col du lac Vert (Vieux Emosson) où j'ai montré que l'Argovien autochtone transgresse directement sur des calcaires dolomitiques du Trias, rubéfiés.

f) Répartition et rôle orographique.

Les relations entre le complexe argileux bathonien-callovien-oxfordien et les charnières de Bajocien supérieur, au S, et les charnières de l'Argovien-Malm, au N, se voient bien dans le profil naturel de la vallée de l'Arve, rive droite, entre Sallanches et Oex (feuille Annecy, 2e éd.). Les formidables érosions du torrent de Luzier sont facilitées par l'accumulation des argiles dans les charnières d'Argovien-Malm.

La forte montée d'axe de la nappe, vers le NE, fait affleurer les argiles précitées au Col et dans la Combe d'Anterne.

Dans la combe entre le Grenier de Commune et le Buet, puis au Col de Tanneverge, les argiles bathoniennes-calloviennes et oxfordiennes forment le col séparant la chaîne de Bajocien, qui du Buet s'étend à la Pointe de la Finive par le Cheval Blanc, de celle de Malm qui porte le Grenier de Commune, le Pic de Tanneverge, les Rosses et le Mont Ruan.

Les pâturages de Commune, Tanneverge et Borée qui dominent la haute vallée de Sixt se trouvent dans les mêmes formations imperméables où l'eau ne manque pas.

Enfin, dans la belle paroi de la Tour Sallière, à Salanfe, les argiles bathoniennes-calloviennes-oxfordiennes soulignent le plissement disharmonique entre le Bajocien supérieur et l'Argovien-Malm.

7. Argovien.

L'Oxfordien supporte des calcaires noirs, à taches ocreuses, qui, en surface corrodée, ont un aspect conglomératique. Ils passent généralement à des calcaires grumeleux schisteux. Quelquefois, comme au-dessus du Col de Tanneverge, on retrouve sur ces derniers des calcaires à taches ocreuses.

Cette série qui peut atteindre une épaisseur de 60 m appartient à l'Argovien, comme le prouvent les *Perisphinctes*, à fortes côtes, du groupe de *P. Tiziani*, Oppel.

J'ai trouvé moi-même dans les calcaires schisteux, au-dessus de l'épaule de la Tour Sallière: *Ataxioceras effrenatum*, Font., et un *Perisphinctes* voisin de *Ammonites*, sp. ind., E. Favre (zone à *Am. acanthicus*, p. 41), et de *Perisphinctes subdolus*, Font.

Au Col de Tanneverge, au-dessus de l'Oxfordien, j'ai récolté un *Perisphinctes* voisin de *A. effrenatum*, Font.

Ces Ammonites appartiennent à la zone à *Peltoceras transversarium*.

Ce faciès de l'Argovien n'est autre que le Schiltkalk et les Schiltschiefer des géologues de la Suisse alémanique. Je l'ai retrouvé à la Cascade du Nant d'Arpenaz et sous les chalets de Véron. Il se continue même sur la rive gauche de l'Arve où je l'ai rencontré au-dessus des chalets de Cœur.

Dans la série sédimentaire autochtone, c'est-à-dire sur le massif des Aiguilles Rouges de Chamonix, on retrouve l'Argovien avec les mêmes caractères. Mais ce n'est qu'exceptionnellement qu'il repose sur l'Oxfordien. Paréjas a montré que sur le versant Sud-Est, ce sont les calcaires échinodermiques du Bajocien qui supportent l'Argovien. Près de Barberine, à l'Arevassey, sur le versant Nord-Ouest, l'Argovien repose sur une roche décomposée, jaune-rougeâtre, riche en oxydes de fer et contenant des grains de quartz. Il s'agit de calcaires dolomitiques du Trias qui ont été fortement décomposés durant une phase d'émersion. Au sommet du Belvédère des Aiguilles Rouges, on trouve entre l'Argovien, qui affleure au sommet même, et les calcaires échinodermiques du Bajocien, des calcaires schisteux qui représentent probablement le Callovien et l'Oxfordien. Un même faciès a été constaté par de Loys au Col du Jorat, sur le versant Nord-Ouest, il est vrai. Ces schistes étant très écrasés et ne contenant pas de fossiles, il est impossible de dire si l'Oxfordien est complet.

Des faits d'observation qui précèdent nous pouvons tirer quelques conclusions:

Le fer des oolithes ferrugineuses du Callovien de la nappe indique une surface continentale proche; or, comme nous venons de le voir, la partie Sud-Est des Aiguilles Rouges était exondée entre le Bajocien et l'Argovien, tandis que plus au N (Barberine et Col du lac Vert), l'émersion s'est produite entre le Trias et l'Argovien. C'est donc des Aiguilles Rouges que vient le fer du Callovien de la nappe, exploité autrefois dans la région de Borée (haute vallée de Sixt).

Le faciès ferrugineux et conglomératique de la base de l'Argovien indique le début d'une transgression. En effet, les nombreux fossiles de l'Oxfordien que j'ai étudiés montrent que la zone supérieure de cet étage n'est pas représentée.

L'Argovien forme paroi avec le Malm, mais sa patine est légèrement brunâtre, ce qui explique qu'à distance il ait été pris, par plusieurs auteurs, pour du Bajocien supérieur.

L'analyse d'un calcaire argovien, peu caractéristique, m'a donné les résultats suivants:

H_2O	0,15
$Fe_2O_3+Al_2O_3$	2,10
MgO	0,68
CO_3Ca	92,80
Insoluble	4,35
	100,08

La teneur en fer et en magnésie provient probablement de la présence d'un peu d'ankérite.

8. Malm

(Séquanien, Kiméridgien, Portlandien.)

a) Généralités. *b)* La faune. *c)* Caractères micrographiques. *d)* Composition chimique.

a) Généralités.

Le Malm forme de belles parois calcaires, en bancs bien marqués, ce qui permet de le distinguer à distance de l'Urgonien très massif. De plus, la patine du Malm est d'un gris-bleu, alors que celle de l'Urgonien est d'un gris-blanc ou jaunâtre.

Au sommet du Malm apparaissent des calcaires dolomitiques et des brèches indiquant une diminution de profondeur de la mer.

Le Malm sonne sous le marteau. Sur la cassure, conchoïdale ou esquilleuse, le Malm est noir, d'un grain fin. A l'analyse chimique il m'a donné 97,90 et 98,00 % de carbonate de chaux. Son épaisseur est de 100 à 150 m.

b) La faune.

La faune macroscopique. Augustin Lombard a trouvé dans les calcaires de la base du Malm, au-dessus de Sixt, les Ammonites suivantes qui appartiennent au Séquanien (89):

1° Alpe de Commune:

Perisphinctes aff. *metamorphus*, Neum., 2 ex.
Oppelia flexuosa cf. *lithographica*, Opp., 6 ex.
Oppelia flexuosa costata, Quenst., 2 ex., et quelques fragments.
Oppelia cf. *flexuosa*, Quenst.
Oppelia aff. *canaliculata*, d'Orb.
Ammonites aff. *complanatus*, Quenst.
Lissoceras, Bayle, 3 ex.

Sauf *Perisphinctes metamorphus*, toutes ces Ammonites appartiennent à la zone à *Peltoceras bimammatum*, Séquanien inférieur.

2° Parois dominant Nantbride:

Oppelia cf. *flexuosa*, Quenst., 4 fragments.
Oppelia flexuosa Schmidlini, Moesch, 2 ex.
Phylloceras tortisulcatum, Quenst.
Perisphinctes aff. *colubrinus*, Rein., 2 ex.

Fossiles de la zone à *Peltoceras bimammatum*.

Perisphinctes aff. *Lothari*, Oppel, 3 ex.

Des couches à *Perisphinctes Achilles* (Séquanien supérieur).

Malgré de patientes recherches dans la partie supérieure du Malm, je n'ai trouvé que les Ammonites suivantes:

Au sommet de la Tour Sallière:

Haploceras elimatum, Oppel.

H. Schardt m'a communiqué une Ammonite trouvée dans la même sommité à l'altitude de 3125 m, que j'ai déterminée comme:

Perisphinctes unicomptus, Font.

Au Pic de Tanneverge, à 15 m du sommet, j'ai récolté des empreintes d'*Haploceras* et de *Perisphinctes* malheureusement indéterminables.

G. Mazenot a reconnu dans les fossiles de l'Alpe de Commune (Nant Sec), au-dessus de Sixt, récoltés par Augustin Lombard, des Ammonites prouvant la présence du niveau le plus supérieur du Tithonique.

Mazenot a fait la même découverte dans les Ammonites récoltées par Coaz et Augustin Lombard à la Giettaz, sur le versant Sud du Col des Aravis. Ces auteurs ont trouvé, en effet, entre autres un bon exemplaire de *Perisphinctes Lorioli*.

Une trouvaille du même genre ayant été faite par les mêmes auteurs au bas de la cascade du Nant d'Arpenaz, dans la vallée de l'Arve, nous voyons donc que du Col des Aravis jusqu'aux Alpes de Sixt, le Tithonique tout à fait supérieur existe au sommet du Malm.

En résumé: Les Ammonites trouvées par Augustin Lombard dans la base du Malm à l'Alpe de Commune, sur Sixt, indiquent la présence de Séquanien. Celles trouvées conjointement par le même auteur et par Coaz à la Giettaz (Aravis), Arpenaz (vallée de l'Arve) et Alpe de Commune, sur Sixt, sous le Berriasien, prouvent la présence du Tithonique supérieur.

Faune microscopique. D'après Augustin Lombard, la faune microscopique est caractérisée par la prédominance des *Calpionelles*. Les *Globigérines*, *Textulaires* et *Miliolides* ne sont que de peu d'importance. Les *Radiolaires* sont assez nombreux à certains niveaux, tout comme les spicules de Spongiaires.

c) Caractères micrographiques.

Sous le microscope, le Malm apparaît généralement comme une mosaïque de calcite réalisant la forme cristalline (rhomboèdres). Les coquilles de Foraminifères sont en totalité ou partie remplacées par de la calcite secondaire en rhomboèdres. Le Malm apparaît donc comme une vase à Foraminifères recristallisée. Ce sédiment ressemble beaucoup à une craie du Bassin de Paris, figurée par Lucien Cayeux (pl. IX, fig. 8) dans son volume «Contributions à l'étude micrographique des terrains sédimentaires». Dans les deux cas il s'agit de la fragmentation de coquilles de Foraminifères, par l'action dissolvante de l'eau de mer à l'intérieur du sédiment, et du dépôt de calcite secondaire cristallisée.

Entre le Col des Aravis et le Col du Sagerou, Augustin Lombard a montré qu'un certain nombre de coupes stratigraphiques du Malm contiennent des niveaux remaniés ou bréchoïdes. Ces niveaux augmentent de nombre et d'importance de la vallée de l'Arve à la frontière franco-suisse (Alpes de Sixt); ils sont plus fréquents vers le sommet du Malm, qu'en son milieu, et n'existent pas à la base. Ils sont constitués d'éléments roulés ou anguleux empruntés à la roche sous-jacente, de grains de quartz, de restes d'organismes tels que Foraminifères, Echinodermes, Bryozoaires et Algues calcaires. Certains de ces dépôts témoignent de faibles courants de fond, d'autres d'une sédimentation effectuée en milieu agité et peu profond.

J'aurai l'occasion, au chapitre suivant, de revenir sur ce dernier type de Malm, à l'occasion de l'étude de la limite Jurassique-Crétacé dans ma région.

d) Composition chimique.

Comme le montrent les analyses suivantes, le Malm est un calcaire assez pur. Cependant, sa teneur en magnésie augmente dans la partie supérieure, comme le montre l'analyse du Malm du Mont Ruan:

	Tour Sallière	Pic de Tanneverge	Mont Ruan
Insoluble	1,55	1,06	0,10
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	0,41	0,36	traces
$CaCO_3$	98,00	97,90	98,50
$MgCO_3$	0,29	0,66	1,10
	100,25	99,98	99,70

Une analyse du niveau dolomitique à 30 m à l'E du signal 3044 du Mont Ruan a donné, au Dr R. Grosclaude, le résultat suivant:

Insoluble	1,27
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	0,90
$CaCO_3$	72,80
$MgCO_3$	24,20
	99,17

Le même analyste a trouvé que le ciment des brèches du steinmann du Mont Ruan avait la composition suivante:

Insoluble	1,30
$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	0,90
$CaCO_3$	83,30
$MgCO_3$	14,60
	100,10

9. La limite Jurassique-Crétacé.

a) La coupe du sommet du Mont Ruan. *b)* Comparaison avec d'autres régions et conclusions.

a) La coupe du sommet du Mont Ruan (3055,5 m).

En arrivant du NE sur l'arête sommitale du Mont Ruan, on est frappé de voir que les derniers bancs de la paroi de Malm sont formés par des calcaires dolomitiques et des brèches. En partant du sommet 3055,5 souvent couvert de neige, pour atteindre le signal trigonométrique 3044, en suivant l'arête, on rencontre:

1° des calcaires dolomitiques gris-blancs, à rares granules de quartz (max. 0,015 mm), contenant 24,2 % de $MgCO_3$;

2° des calcaires gris-noirs, à grain fin, recristallisés, renfermant de nombreuses *Calpionelles* et des fragments de carapaces d'*Ostracodes*. La teneur en $MgCO_3$ n'est que de 1,1 %. Le signal 3044 repose sur la partie supérieure de ces calcaires. Pas de silice.

Du sommet 3044 en suivant l'arête vers le SW jusqu'au Steinmann, on trouve:

3° des brèches calcaires, à galets de calcaires à grain fin et *Calpionelles* (type bathyal du Malm) dans un ciment calcaire, largement cristallisé, renfermant des débris de *Crinoïdes*, de *Coraux*, de *Bryozoaires cyclostomes* et des *Foraminifères;* pas de silice;

4° des petits conglomérats calcaires, à galets de calcaire à grain fin et *Calpionelles*, dans un ciment largement cristallisé montrant des sections de tiges de *Crinoïdes* et de piquants d'*Oursins;* pas de silice;

5° des calcaires à grain fin, recristallisés. *Calpionella alpina* abondantes ainsi que des fragments de carapaces d'Ostracodes. Noté un verticille fertile de *Clypeina;* minuscules plages de quartz secondaire; $MgCO_3 = 1{,}14$ %;

6° brèches du Steinmann, à éléments de calcaire à grain fin dans un ciment à grain fin contenant des *Calpionelles*, des fragments de carapaces d'*Ostracodes*, des fragments d'articles de *Crinoïdes* et de coquilles de *Brachiopodes*. Très rares granules de quartz. Sommet du Jurassique.

7° Base du Crétacé: Alternances de bancs calcaires et marnes schisteuses, formant une partie de l'arête, à l'W du Steinmann, renfermant des Ammonites qui, pour la plupart, appartiennent au groupe de *Berriasella pontica*, Retow.

Cette coupe me paraît montrer clairement où passe la limite entre le Jurassique et le Crétacé. En effet, les brèches n° 6 représentent le sommet du Jurassique et le Crétacé débute avec le changement de faciès marqué par les alternances de bancs calcaires et marnes schisteuses (n° 7).

En d'autres termes: la limite supérieure du Jurassique au Mont Ruan correspond à une diminution très marquée de la profondeur de la mer, et le Crétacé débute par un approfondissement.

Les faits d'ordre paléontologique sont les suivants: Les derniers calcaires du faciès Malm, supportant les dernières brèches jurassiques, contiennent une *Clypeina jurassica*, tandis que le Crétacé débute avec les Ammonites du groupe *Berriasella pontica*. Ici la limite paléontologique correspond absolument à la vraie limite basée sur un argument d'ordre paléogéographique, pour ne pas dire bathymétrique.

b) Comparaison avec d'autres régions et conclusions.

Marthe Gerber, dans son étude sur la limite Jurassique-Crétacé dans les nappes de l'Axen et de Drusberg (digitations de la nappe du Wildhorn), a noté une diminution de la profondeur de la mer pendant le Tithonique. Elle signale, en effet, des sables calcaires, des bancs de calcaires coralligènes, des brèches échinodermiques, intercalés dans la masse des calcaires gris du Malm, à *Calpionella alpina* (85).

Dans son étude du Jurassique de la nappe de Morcles, entre le Col des Aravis et le Col du Sagerou, Augustin Lombard a montré que le Malm contient des niveaux remaniés ou bréchoïdes. Ces niveaux sont plus fréquents vers le sommet du Malm, qu'en son milieu et n'existent pas à la base.

Arbenz, dans le Guide géologique de la Suisse, a étendu aux Hautes-Alpes calcaires de la Suisse (Helvétides) la notion d'une diminution de la profondeur de la mer durant le Tithonique (98).

Comme on peut le voir facilement dans les exemples que je viens de citer, il y a deux faits à retenir:

1° Des variations dans la profondeur de la mer du Tithonique de l'avant-pays alpin, avec diminution de profondeur marquée par des brèches ou des calcaires dolomitiques et même simplement par des calcaires échinodermiques.

2° La présence de brèches au sommet du Tithonique, indiquant une diminution très marquée de la profondeur de la mer, entre le Jurassique et le Crétacé. Nous aurions ainsi une limite d'ordre paléogéographique entre le Jurassique et le Crétacé.

Le premier de ces faits d'observation conduit à la conclusion, tirée par Marthe Gerber, pour les nappes de l'Axen et de Drusberg des Hautes-Alpes calcaires de la Suisse centrale, que ces phénomènes sont en relation avec les mouvements continentaux qui ont produit l'émersion du Purbeckien. Les recherches de Lombard dans la nappe de Morcles, en Haute-Savoie, et les observations que j'ai pu faire dans le Jurassique supérieur de la même nappe et de l'Autochtone confirment absolument cette manière de voir.

Voyons en terminant les coupes de Noyarey et du Chevallon, dans la vallée de l'Isère en aval de Grenoble qui m'ont été aimablement communiquées par leur auteur M. George Mazenot:

Coupe de Noyarey.

Le Jurassique supérieur se termine de la manière suivante:

1° Tithonique supérieur, presque terminal: Calcaire blanc sublithographique, massif, à faune d'Aizy.

2° Dernière partie observable du Tithonique: Surface rognonneuse, pseudo-bréchique, contenant encore les Ammonites du Tithonique supérieur. Cette couche témoigne d'un balayage sous-marin de sédiments encore frais.

3° Berriasien inférieur: Marno-calcaires reposant sans aucune transition sur la surface de la couche précédente. Très riche en Ammonites écrasées: *Berriasella pontica*, Retow., et formes voisines.

Coupe du Chevallon, à 2—3 km en ligne droite de la précédente:

1° Tithonique supérieur, presque terminal: Calcaire dur, sublithographique, de teinte café au lait clair. Equivalent du calcaire d'Aizy.

2° Dernière partie observable du Tithonique: Couche mince de calcaire blanc, parfois oolithique, avec Bryozoaires, Serpules et Ammonites du Tithonique supérieur.

3° Berriasien inférieur: Marno-calcaires. Le banc qui repose sur la couche 2 est riche en Ammonites écrasées du groupe de *Berriasella pontica*.

En comparant ces deux coupes nous arrivons à la conclusion qu'ici, comme au Mont Ruan, la limite Jurassique-Crétacé correspond bien à une diminution certaine de profondeur de la mer. Ici comme dans le cas du Mont Ruan, il ne saurait être question de couches de passage.

Conclusions.

La distance entre Grenoble et le Mont Ruan (frontière franco-suisse, Haute-Savoie) est grande et l'on se demandera sans doute si ces mêmes effets sont dus à une même cause. Je le crois. En effet, ce sont les mêmes mouvements orogéniques qui ont produit l'émersion du Purbeckien et les diminutions de profondeur de la mer que nous notons dans les Hautes-Alpes calcaires de la Suisse et de la Haute-Savoie, dans les Chaînes subalpines de la Savoie et jusque dans le SE de la France. Ainsi nous arriverions facilement à admettre que des mouvements orogéniques aient affecté tout l'avant-pays alpin au Portlandien, et faisant un pas de plus en avant, avec Argand, nous admettrons la solidarité entre le sous-cycle andin et les mouvements orogéniques d'Europe dont il vient d'être question.

10. Berriasien.

a) Généralités. *b)* Les gisements. *c)* Caractères micrographiques. *d)* Composition chimique. *e)* Conclusions.

a) Généralités.

Le Berriasien découvert par Collet en 1909 au Col du Sagerou a été étudié à nouveau par Coaz. Il est représenté par un complexe de calcaires marneux, schisteux, de couleur noire, et de bancs calcaires, que l'on distingue facilement à distance entre le Jurassique supérieur (Malm) à patine d'un gris bleuâtre et les calcaires gris de la base du Valanginien. Au Col du Sagerou, l'épaisseur du Berriasien est de 80 mètres. Rappelons que G. Mazenot a subdivisé comme suit le Berriasien en trois horizons:

Horizons du Berriasien d'après G. Mazenot [1]:

3° Horizon supérieur à *Kilianella* aff. *pexiptycha* (Uhl.) et *Thurmannites* aff. *pertransiens*, Sayn.

2° Horizon principal à *Berriasella Boissieri* (Pict.), *Dalmasiceras Dalmasi* (Pict.), *Neocomites occitannicus* (Pict.), etc.

1° Horizon inférieur à *Berriasella paramacilenta*, Mazenot, et *B. grandis*, Mazenot.

Limite jurassico-crétacée.

Horizon supérieur du Tithonique à *Berriasella Chaperi* (Pict.), *B. aizyensis*, Mazenot, *Dalmasiceras Djanelidzei*, Mazenot, *Neocomites suprajurensis*, Mazenot.

[1]) Georges Mazenot. Les Palaehoplitidae tithoniques et berriasiens du Sud-Est de la France. Mem. Soc. géol. France. N° 41. 1939.

Les gisements découverts par Coaz (92) et Lombard (89) dans la nappe de Morcles, entre le Col des Aravis et la frontière franco-suisse me paraissent appartenir dans tous les cas, d'après les espèces signalées par ces auteurs, à l'horizon inférieur et à l'horizon principal du Berriasien, et dans certains cas aussi à l'horizon supérieur du Tithonique.

L'horizon supérieur du Berriasien n'a pas été signalé dans la nappe de Morcles, mais cela ne veut pas dire qu'il n'y existe pas. En effet, les calcaires marneux du Berriasien sont très écrasés et les Ammonites très déformées qu'ils contiennent ne permettent souvent pas une détermination précise.

b) Les gisements.

1° Gisement de l'Alpe de Commune sur Sixt. (Dalles du Nant Sec.)

D'après les espèces citées par Augustin Lombard et examinées à nouveau par G. Mazenot, ce gisement renferme l'horizon supérieur du Tithonique et les horizons 1 et 2 du Berriasien.

2° Col du Sagerou (frontière franco-suisse), Alpes de Sixt.

Les fossiles cités par Coaz, et rapportés à une coupe détaillée, indiquent la présence de l'horizon 1 du Berriasien.

Collet ayant récolté en 1909: *Berriasella Boissieri*, au-dessus du gisement Coaz, les deux premiers horizons du Berriasien sont donc représentés au Col du Sagerou.

3° Mont Ruan. Collet a signalé près du sommet, au-dessus des brèches du Portlandien supérieur, l'horizon 1 du Berriasien. Il est probable que l'horizon principal (2) se trouve sur l'arête du Mont Ruan, au S du sommet, où j'ai trouvé en 1922 *B. Malbosi*. J'aurais voulu vérifier la chose, mais la guerre m'en a empêché.

4° **La Giettaz.** Les fossiles de ce gisement ont été examinés par M. G. Mazenot dans mon Laboratoire où se trouvent les collections de A. Coaz et Augustin Lombard. Ils indiquent l'horizon supérieur du Tithonique et l'horizon inférieur du Berriasien.

5° **Arpenaz.** D'après les fossiles cités par Lombard et par Coaz, on trouve ici les horizons 1 et 2 du Berriasien et d'après Mazenot aussi l'horizon supérieur du Tithonique.

6° **Pied de l'Aiguille de Varens.** D'après Mazenot (p. 17) qui a revu les fossiles de Coaz, ce gisement serait uniquement Berriasien.

c) Les caractères micrographiques.

Coaz, qui a fait une étude détaillée du Berriasien, fait remarquer que la faune microscopique est la même, dans les bancs calcaires et les calcaires marneux, avec cette différence peut-être que les *Textulaires* sont plus fréquentes dans les derniers.

Cette faune microscopique comprend des *Calpionelles, Miliolidés, Textulaires, Rotalidés, Chilostomélidés,* c'est-à-dire la faune microscopique du Malm.

Quant aux minéraux, Coaz signale dans un calcaire marneux, légèrement schisteux, de la Giettaz (coupe 304) du quartz clastique abondant (0,11 mm de diamètre max.) et quelques petits grains de limonite.

Dans les bancs calcaires, le quartz clastique est rare.

La coupe 301 (Giettaz) renferme des fragments arrondis d'un calcaire limonitisé (diamètre max. 1,1 mm).

d) Composition chimique.

Le dosage de l'argile insoluble suffit pour marquer les variations dans la composition chimique des marno-calcaires schisteux du Berriasien.

Au Col du Sagerou le pourcentage de l'insoluble varie de 12,6 % à 25,5 %. Sur l'arête du Mont Ruan les teneurs en insoluble varient de 17,8 % à 25,8 %.

e) Conclusions.

Coaz arrive ainsi à la conclusion que le Berriasien «est un sédiment d'origine assez profonde, formé à une certaine distance de la côte» (92 p. 338).

Dans cette conclusion, son auteur me paraît oublier qu'il a signalé des fragments microscopiques d'*Echinodermes, Bivalves* et *Brachiopodes* et un banc calcaire riche en microorganismes et en fer dans la partie supérieure, schisteuse, au Col du Sagerou. Coaz a retrouvé ce même banc au Col de Susanfe, où je l'ai également observé et où j'ai récolté de mauvais *Brachiopodes.*

Ces importantes constatations me font croire que le Berriasien n'est pas une formation profonde, mais qu'il indique une sédimentation instable, fonction de mouvements tectoniques qui sont la suite de ceux, plus importants, qui caractérisent la fin de la période jurassique. Ces mouvements, affaiblis comme nous le verrons prochainement, se continuent dans le Valanginien.

11. Valanginien.

a) Subdivisions. *b)* Caractères micrographiques et chimiques. *c)* Comparaisons avec d'autres régions.

a) Subdivisions.

Dans son mémoire sur la Dent du Midi, de Loys a subdivisé le Valanginien uniquement d'après ses caractères lithologiques, comme suit, de bas en haut:

1° Calcaires inférieurs, 40—50 m d'épaisseur, compacts, bleu foncé, avec délits schisteux, débris d'Echinodermes et Brachiopodes.

2° Schistes moyens, 40—50 m d'épaisseur, assez grossiers, coupés de quelques bancs calcaires.

3° Calcaires supérieurs, 20—25 m d'épaisseur, gréseux et spathiques, bien lités, à patine roussâtre, *Pygurus rostratus*.

Si ces subdivisions sont nettement distinctes dans les Dents du Midi et les Dents Blanches de Champéry, il n'en est plus de même dans les Alpes de Sixt. En effet, au SW du Col du Sagerou, Coaz a remarqué que le calcaire inférieur diminuait considérablement d'épaisseur. Ayant trouvé *Neocomites occitanicus* dans ce calcaire, c'est dire qu'il appartient au Berriasien.

Dans les Alpes de Sixt, Coaz ne reconnaît que deux termes dans le Valanginien: de bas en haut:

1° Valanginien schisteux; 100—150 m d'épaisseur.

2° Valanginien calcaire; de 0 à 60 m d'épaisseur.

La base du Valanginien schisteux de Coaz contient des Ammonites. Cet auteur cite, en effet, *Thurmannites lucensis*, Sayn, et plusieurs *Thurmannites Thurmanni* (Pictet) qui appartiennent à la zone à *Thurmannites Roubaudi*.

La limite entre le Berriasien et le Valanginien de Coaz est déterminée paléontologiquement, ce qui n'est pas le cas chez de Loys. Irons-nous jusqu'à dire, sur la base des résultats de Coaz, que le calcaire inférieur de Loys appartienne au Berriasien? Je ne le pense pas. En effet, la localité du Miche d'où proviennent les Ammonites de Coaz est située dans une digitation de la nappe de Morcles plus élevée que celle qui forme les Dents Blanches et les Dents du Midi. Des modifications de faciès ont pu se produire sur cette distance et jusqu'à preuve du contraire nous admettrons les subdivisions de Loys, mais seulement pour les Dents Blanches et les Dents du Midi.

Le **Valanginien calcaire** de Coaz est constitué par des calcaires plus ou moins compacts, gréseux et spathiques, à fausses oolithes, riches en oxydes de fer. Il contient des intercalations schisteuses. Coaz a trouvé près de Sixt:

Echinopygus rostratus, Ag.

Au Pas de Sales il cite:

Trigonia longa, Ag.

b) Caractères micrographiques et chimiques.

Valanginien schisteux. *a)* Petits bancs calcaires. Pâte finement grenue, plus ou moins recristallisée. Quelques taches ou traînées d'argile. Quartz clastique en quantité variable (0,09—0,23 mm), ce diamètre étant nettement supérieur à celui du quartz du Berriasien. Quartz secondaire, mica, tourmaline et zircon. Fragments arrondis d'organismes et d'un calcaire limonitisé (0,7 mm). Fausses oolithes. *Foraminifères* en partie dissouts. Souvent restes de *Bryozoaires* et d'*Echinodermes*. Quelques *Calpionelles* à la base de la formation.

b) Marnes. Quartz clastique peu abondant (0,16—0,20 mm). Quelques grains de phosphate. *Calpionelles* à la base de la formation, rares *Textulaires* et *Globigérines*.

Valanginien calcaire. Ciment plus ou moins recristallisé sous forme de calcite grenue. Fausses oolithes abondantes (max. 3,12 mm). Quartz clastique plus ou moins abondant (0,13—0,44 mm), zircon, rutile, tourmaline. Grains et pigment de phosphate. *Echinodermes, Bryozoaires cyclostomes, Textulaires, Rotalidés, Miliolidés.* Fragments de *Brachiopodes* et *Bivalves*.

Carbonate de Chaux: Dans le Valanginien schisteux: de 45—47 %. Dans le Valanginien calcaire: de 61—76 %.

Oxyde de Fer: Dans la partie supérieure du Valanginien calcaire, on trouve au Pas de Sales un banc contenant 10,95 % de Fe_2O_3. Au Col d'Anterne, un banc de calcaire limonitisé renferme 66,34 % de Fe_2O_3. Ces oxydes de fer proviennent probablement d'une surface continentale proche (Mont Blanc ou Aiguilles Rouges) dont la désintégration a fourni les minéraux du Valanginien.

c) Comparaisons avec d'autres régions.

Le Valanginien calcaire à *Pygurus rostratus* est l'équivalent de la Gemsmättli-Pygurusschicht des Churfirsten et du Saentis.

Lugeon a signalé la couche à *Pygurus*, représentée par des calcaires ocrés, échinodermiques, entre Pont de Nant et la Varraz, sur la rive droite du Rhône, dans la nappe de Morcles.

A la Pointe d'Areu, sur la rive gauche de l'Arve, Coaz a noté la disparition du Valanginien calcaire. Ainsi à la Giettaz, dans les Aravis, l'Hauterivien repose directement sur un complexe de marnes schisteuses représentant tout le Valanginien.

Dans les Bauges, Lugeon a décrit les marnes à *Thurmannia Roubaudi*. La partie supérieure, d'après Moret, contient des bancs calcaires roux à entroques et oolithes ferrugineuses dans les plis externes des Bornes.

12. Hauterivien.

a) Généralités. *b)* Caractères micrographiques.

a) Généralités.

Coaz a distingué dans l'Hauterivien (92 p. 347):

a) **une partie inférieure,** plus ou moins schisteuse, formant paroi ou pente raide, contient des alternances de calcaires et de marnes gréseuses. Les bancs calcaires atteignent jusqu'à 30 cm., les bancs schisteux jusqu'à 10 cm. A 20 m de la base, on trouve dans toutes les coupes un complexe nettement schisteux. Généralement, l'Hauterivien commence par une zone schisteuse, sauf au Pas de Sales où la base est représentée par des calcaires durs, riches en silice;

b) **une partie moyenne** formant presque toujours paroi. Au sommet, les bancs calcaires gréseux dominent généralement et passent vers le bas aux alternances de calcaires et marnes gréseuses en bancs de 30 cm au maximum;

c) **une partie supérieure** formant souvent des pentes ou vires couvertes d'herbe. On y distingue des calcaires en plaques et des zones schisteuses. Les alternances sont peu visibles et plutôt irrégulières. Dans ce complexe, le quartz est abondant. C'est surtout dans cette partie que se trouvent des *Toxaster retusus*. De Loys indique le même fait pour la région des Dents du Midi.

b) Caractères micrographiques.

Ciment de calcite grenue ou recristallisée.

Le quartz clastique donne à l'Hauterivien son caractère gréseux. C'est dans la partie supérieure que sa teneur est la plus forte. Son diamètre varie de 0,1 à 0,38 mm. Le diamètre du quartz diminue et la quantité des grains augmente du Pas de Sales à la Pointe de l'Avaudrue. Si l'on déroule les plis, auxquels appartiennent ces deux localités, on voit que le Pas de Sales se trouvait beaucoup plus près des massifs cristallins Mont Blanc-Aiguilles Rouges que la Pointe de l'Avaudrue.

La glauconie en grains a été observée au sommet de l'étage à la Pointe des Avaudrues. Mica, rutile et zircon rares.

La faune est pauvre: Fragments d'*Echinodermes* abondants seulement dans les bancs calcaires. Quelques rares *Textulaires*. Près de la partie supérieure, Coaz signale une faune plus riche. On voit, en effet, apparaître les *Bryozoaires* et *Miliolidés* qui vont caractériser la faune microscopique du Barrémien inférieur et de l'Urgonien.

13. Barrémien inférieur.

Dans la notice explicative de la feuille St-Maurice, de l'Atlas géologique de la Suisse, E. Gagnebin, sur la base du mémoire de Loys, a placé dans le Barrémien inférieur des alternances de couches marneuses et de calcaires sombres échinodermiques, parfois oolithiques, qui forment une vire entre la paroi d'Hauterivien et celle d'Urgonien.

Ces auteurs n'ayant pas apporté de preuves paléontologiques à la détermination de l'âge de ces couches, j'ai conseillé à A. Coaz de reprendre cette question dans sa thèse. Bien que cet auteur ne soit pas arrivé à des résultats précis, il envisage cependant que les alternances précitées sont l'équivalent des couches de Drusberg des géologues suisses. En effet, les grains de quartz sont beaucoup moins nombreux que dans les calcaires siliceux de l'Hauterivien et surtout plus petits. Les bancs calcaires contiennent des fragments roulés d'organismes et d'un calcaire à grain très fin. Les *Bryozoaires* et les *Miliolidés*, apparus au sommet des calcaires siliceux de l'Hauterivien, se développent considérablement.

De Loys a signalé dans l'Autochtone, à l'E de Champéry, un Barrémien à Miliolidés, plus néritique, qui transgresse sur l'Hauterivien raviné. Cet auteur en déduit l'existence de «légers mouvements de bascule du massif des Aiguilles Rouges pendant les temps néocomiens». Les fragments roulés de calcaire fin, signalés par A. Coaz au Pas de Sales (à l'W de Sixt) semblent montrer que des mouvements se sont également produits à la fin de l'Hauterivien dans la nappe de Morcles.

Fig. 6. **L'Urgonien de la Première Dent des Dents Blanches.**
Le large couloir central marque l'Urgonien moyen (marno-sableux).
A sa droite l'Urgonien inférieur récifal et à sa gauche l'Urgo-Aptien à Orbitolines.
Photo Léon W. Collet.

14. Urgonien.

(Barrémien supérieur — Aptien inférieur.)

Dans les Dents Blanches de Champéry et plus particulièrement au S du Col de Bossetan, l'Urgonien forme une paroi calcaire d'une centaine de mètres d'épaisseur, divisée très nettement en deux parties par une couche tendre, marneuse, d'un brun noirâtre, avec de petits bancs calcaires (fig. 6).

Par bon éclairage, on note que la patine de la paroi inférieure est grise, alors que celle de la paroi supérieure est légèrement jaunâtre. Les caractéristiques des différentes parties de l'Urgonien sont les suivantes:

1° **Calcaires inférieurs,** organogènes, massifs, superposés au Barrémien inférieur marno-calcaire.

2° **Couche marneuse,** d'une épaisseur d'une quinzaine de mètres, contenant de minces bancs calcaires entièrement formés par une lumachelle de petites *Rhynchonelles*. Une couche à *Alectryonia* termine cet horizon.

3° **Calcaires supérieurs,** jaunâtres, organogènes, à *Orbitolines* souvent en grande quantité dans la partie inférieure. Ces *Orbitolines* sont souvent siliceuses, comme on peut le voir sur l'arête qui relie le sommet 2730 au point 2719 de l'arête des Dents Blanches de Champéry.

Sur les calcaires supérieurs reposent des couches organogènes beaucoup plus grossières, colorées en jaune brunâtre par des oxydes de fer. Des couches contenant de la glauconie y sont intercalées. Ce dépôt d'oxydes de fer et de glauconie annonce la sédimentation des grès verts du Gault.

Sur ma carte, j'ai réuni ces couches à celles de l'Aptien supérieur et de l'Albien.

15. Aptien supérieur.

(Gargasien.)

Comme nous venons de le voir, l'Aptien inférieur appartient au sommet des calcaires gris à faciès urgonien, dont il ne se distingue que par la présence d'*Orbitolines*.

Fig. 7. **Conglomérat de l'Aptien.** Dents Blanches orientales.

Photo Léon W. Collet.

Dans la chaîne des Dents Blanches de Champéry, l'Aptien supérieur est représenté par des calcaires gréseux d'un jaune-brun, riches en débris d'organismes, parmi lesquels les *Stromatopores* et les *Bryozoaires* prédominent. Par endroits, ce faciès est remplacé par des conglomérats à galets d'Urgonien, dont le ciment est gréseux (fig. 7).

Ce dernier faciès se rencontre aussi dans les Alpes de Sixt et dans la région de Platé. A l'E des Chavannes, au-dessus de la Colonnaz, ces conglomérats contiennent:

Terebratula Dutemplei, D'ORB.

CH. JACOB a attiré l'attention sur le fait que bien que l'Aptien supérieur existe dans le vallon de Bossetan, il manque totalement aux chalets de Criou. Là sur l'Urgonien, cet auteur a trouvé un véritable poudingue de blocs urgoniens cimentés par du grès vert glauconieux. Ce faciès serait d'âge albien inférieur. La lacune entre l'Urgonien et l'Albien témoigne de mouvements orogéniques et d'une érosion ayant précédé la zone à *Leymeriella tardefurcata* dont les dépôts sont transgressifs sur l'Urgonien (18).

16. Albien (Gault).

Aux chalets de Bossetan, l'Albien comprend les termes suivants, au-dessus des calcaires gréseux du Gargasien:

1° Albien inférieur:

a) Niveau de Clansayes, calcaire gréseux à veines gréseuses;

b) Calcaire marneux noir.

2° Albien moyen. Grès glauconieux, schisteux, noir, à *Parahoplites* et *Terebratula Dutemplei.*

3° Albien supérieur. Pseudobrèche calcaro-glauconieuse à *Hysteroceras varicosum.*

Ces trois termes correspondent à ceux qui ont été décrits par Bütler et Jayet dans l'autochtone du massif des Bornes.

Dans le niveau supérieur nous avons trouvé:

Hysteroceras varicosum (J. de S.).
Mortoniceras (Deiradoceras) Balmati (Pictet).
Mortoniceras (Pervinquieria) inflatum (J. Sow.).
Prohysteroceras (Goodhallites) Candollei (Pictet et Roux).
Neophlicticeras Brotti (d'Orb.).
Hoplites dentatus (J. Sow.).
Anisoceras Saussurei, Pictet et Roux.
Scaphites Hugardi, d'Orb.
Inoceramus concentricus, Park.
Inoceramus sulcatus, Park.

Le gisement classique du Col de Bossetan, aujourd'hui épuisé par les touristes qui se rendent aux Dents Blanches, a fourni au Musée de Lausanne, du temps de Renevier, une grande collection d'Ammonites souvent déformées dont j'ai revu les déterminations d'après les plus récents travaux de Spath. J'ai noté:

Beudanticeras Beudanti (Brong.).
Beudanticeras ligatum (Newton et Jukes-Brown).
Puzosia Mayori (d'Orb.).
Puzosia Sharpei (Spath).
Puzosia communis (Spath).
Desmoceras latidorsatum (Mich.).
Desmoceras Jurinei (Pict.).
Tetragonites Timothei (Pict.).
Gaudriceras aeolus (d'Orb.).
Prohysteroceras (Goodhallites) Goodhalli (Sow.).
Prohysteroceras (Goodhallites) Candollei (Pictet).
Prohysteroceras (Neoharpoceras) irregulare, Spath.
Prohysteroceras (Neoharpoceras) Hugardi (d'Orb.).
Hysteroceras Bucklandi (Spath).
Hysteroceras Orbignyi (Spath).
Hysteroceras carinatum, Spath.
Neophlycticeras Brotti (d'Orb.).
Hypacanthoplites Milleti (d'Orb.).
Mortoniceras (Deiradoceras) devonense, Spath.
Mortoniceras (Deiradoceras) Cunningtoni, Spath.
Mortoniceras (Deiradoceras) albense, Spath.
Mortoniceras (Deiradoceras) bipunctatum (Spath).
Mortoniceras (Cantabrigites) subsimplex, Spath.
Mortoniceras (Pervinquieria) inflatum (Sow.) var. *Picteti* (Spath).

Mortoniceras (Pervinquieria) inflatum (Sow.) var. *gibbosa*, Spath.
Mortoniceras (Pervinquieria) Pricei (Spath).
Mortoniceras (Durnovarites) subquadratum, Spath, var. à côtes fortes.
Hoplites dentatus (Sow.).
Epihoplites denarius (Sow.).
Epihoplites aff. *denarius* (Sow.).
Epihoplites Deluci (Brong.).
Dimorphoplites aff. *tethydis* (Bayle).
Dimorphoplites tethydis (Bayle).
Anahoplites splendens (Sow.).
Leymeriella tardefurcata (Leym.).
Leymeriella regularis (Brug.).
Hamites arrogans (Giebel).
Hamites attenuatus (Sow.).
Hamites Desori, Pict.
Hamites duplicatus, Pict. et Camp.
Hamites Favrei, Pict.
Hamites flexuosus, d'Orb.
Hamites maximus, Sow.
Hamites virgulatus, d'Orb.
Anisoceras armatus, Sow.
Anisoceras Saussurei, Pict.
Baculites Gaudini, Pict. et Camp.
Helicoceras Roberti, d'Orb.
Ptychoceras gaultinus, Pict.
Scaphites Hugardi, d'Orb.
Scaphites Meriani, Pict. et Camp.
Nautilus Clementi, d'Orb.
Nautilus Montmollini, Pict. et Camp.
Phylloceras subalpinum, d'Orb.
Phylloceras seresitense, Pervinq.

17. Cénomanien.

a) Historique de sa découverte. *b)* Les faciès. *c)* La faune.

a) Historique de sa découverte.

Nous avons cru signaler pour la première fois, en 1910, la présence du Cénomanien à *Schloenbachia varians* et *Mantelliceras Mantelli* dans les Alpes de Sixt (Avaudrues, Chalets de Sales) et dans les Dents Blanches de Champéry (vallon de Bossetan). Or, en 1926 nous remarquions, avec Robert Perret, que Brongniart (1) avait découvert, en 1818 déjà, *Ammonites varians* et *Scaphites obliquus* dans des fossiles récoltés par Beudant, la même année, dans les grès verts de la partie élevée du cirque de Sales. Brongniart considéra alors qu'une partie des grès verts des Fis étaient l'équivalent de la craie chloritée de Rouen, soit du Cénomanien. Cette découverte, remarquable pour l'époque, fut critiquée parce qu'incomprise, puis négligée et finalement oubliée. A. Favre, puis E. Favre et Schardt en arrivèrent même à citer dans le Gault des Hautes-Alpes calcaires entre Arve et Rhone: *Schloenbachia varians* et *Acanthoceras Mantelli*.

Nous avons été heureux avec R. Perret de retrouver le gisement découvert par Beudant et décrit par Brongniart, sur le versant Ouest de la Pointe d'Anterne et de la Pointe d'Ayère, à environ 2500 m d'altitude.

b) Les faciès.

Le calcaire glauconieux qui est le principal faciès du Cénomanien est un terme de passage entre les grès noirs terrigènes de l'Albien, uniquement constitués par de la glauconie et du quartz, cimentés par de la calcite et du phosphate, et les calcaires à faciès pélagique du Sénonien qui ne contiennent que des Foraminifères.

Le calcaire sublithographique. En 1926, nous remarquions avec R. Perret, au gisement de Beudant, ce qui suit:

«Par disparition de la glauconie, le Cénomanien passe sans limite tranchée aux calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur. Il n'est pas exclu que la base de ces calcaires sublithographiques puisse encore, dans certain cas, appartenir au Cénomanien, comme paraît le prouver un exemplaire de *Turrilites costatus* que nous avons trouvé dans ces calcaires.»

Cette probabilité fut transformée en une certitude par les études de Jayet effectuées sur la rive droite de l'Arve, à la Croix de Fer. Cet auteur a relevé, en effet, en 1928, les coupes suivantes (77):

1° Grès noirs à patine jaune de l'Albien moyen.

2° Pseudobrèche calcaro-gréseuse à riche faune. *Inflaticeras varicosum*, Sow., *Inflaticeras inflatum*, Sow., *Desmoceras Beudanti*, Brong. Albien supérieur. 0,6 m.

3° Calcaire sublithographique gris riche en glauconie, *Schloenbachia varians*, Sow., *Mantelliceras Mantelli*, Sow., *Anisoceras perarmatum*, Pict. et Camp. *Turrilites tuberculatus*, Bosc. Cénomanien. 0,6 m.

4° Calcaire sublithographique gris sans glauconie.

Si l'on s'écarte vers le NE ou, au contraire, vers le SW en suivant latéralement le banc 3, on voit la glauconie se faire de plus en plus rare, en même temps que les fossiles disparaissent. On passe ainsi graduellement du Cénomanien glauconieux fossilifère au calcaire sublithographique pur, sans fossiles. Le passage se fait de part et d'autre sur une distance de quelques centaines de mètres. La coupe est alors la suivante:

1° Grès de l'Albien moyen.

2° Pseudobrèche de l'Albien supérieur. 0,5 m.

3° Calcaire sublithographique gris à patine jaune. Cénomanien. 0,7 m.

4° Calcaire sublithographique gris en minces dalles ou en rognons.

Ces observations ainsi que d'autres effectuées aussi bien dans la nappe que dans l'autochtone conduisirent Ad. Jayet à formuler la conclusion importante que voici: la base des calcaires sublithographiques des chaînes calcaires de la Haute-Savoie est en réalité d'âge cénomanien.

c) La faune.

Les gisements d'Ammonites du Cénomanien sont tous situés sur territoire français, depuis que le gisement du versant suisse du Col de Bossetan a été épuisé par les touristes qui se rendent aux Dents Blanches. Cependant, le Musée géologique de l'Université de Lausanne possède quelques beaux spécimens de ce gisement.

Les principaux gisements sont: celui de Beudant, sur le versant Ouest de la Pointe d'Anterne et d'Ayère, à environ 2500 m (cirque de Sales), celui des chalets de Criou (au-dessus de Samoëns) et celui de la nouvelle route qui relie la station S. N. C. F. de Balme au village d'Arâches.

Avec R. Perret nous avons récolté sur le gisement de Beudant les fossiles suivants:

Schloenbachia varians (Sow.), 27 exemplaires.
Mantelliceras Mantelli (Sow.), 40 exemplaires.
Mantelliceras laxicosta (Lamk.), 8 exemplaires.
Turrilites costatus, Lamk., 2 exemplaires.
Turrilites tuberculatus, Bosc., 2 exemplaires.
Turrilites gravesianus, d'Orb., 3 exemplaires.
Turrilites Bergeri, Brong., 20 exemplaires.

18. Crétacé supérieur.

(Turonien-Sénonien.)

a) Généralités. *b)* Epaisseur. *c)* Composition chimique. *d)* Faune microscopique.

a) Généralités.

Entre Arve et Giffre, soit en dehors de la culmination axiale des Aiguilles Rouges, le Crétacé supérieur de la nappe est représenté par des calcaires sublithographiques, en petits bancs, d'un gris souvent verdâtre sur la cassure fraîche, d'une patine jaunâtre.

Par contre, le Crétacé supérieur, là où la nappe chevauche la culmination axiale des Aiguilles Rouges, indique qu'une région émergée, voisine produisait des oxydes de fer qui étaient déposés dans la mer du Crétacé supérieur. C'est ainsi que les calcaires sublithographiques des Dents Blanches et du Col de Bossetan sont colorés en rose par ces oxydes.

Dans la région de Gagnerie (Dents du Midi), le Crétacé supérieur a été plus ou moins complètement sidérolithisé lors de l'émersion éocène.

Les fossiles macroscopiques sont d'une grande rareté. En quarante années, je n'ai vu que deux *Ananchystes*, sp. ind. Nous aurons donc à étudier tout spécialement la faune microscopique. Mais voyons auparavant l'épaisseur de ce terrain.

b) Epaisseur.

L'épaisseur du Crétacé supérieur est particulièrement variable, comme le prouvent les chiffres suivants:

Epaisseurs du Crétacé supérieur de la nappe de Morcles entre Arve et Rhône:

Localités	Epaisseur	Observateurs	Terrains superposés stratigraphiquement
Escaliers de Platé, rive droite de l'Arve	220 m	Collet et Paréjas	Transgression priabonienne
Vallon de Sales, versant gauche .	150 m	Id.	Id.
Vallon de Sales, Pointe d'Ayère .	5 à 6 m	Id.	Id.
Col de Bretolet, Dents Blanches .	0,80 m	Collet et Lillie	Transgression lutétienne
Signal de Bossetan	20 m	Id.	Id.
Vallon de Bossetan	60 à 80 m	Collet	Id.
Anticlinal de Bossetan, au SW . .	0 m	Id.	Transgression priabonienne
Chalets de Vormy rive gauche de l'Arve	104 m	Paréjas et Lillie	Id.

Ces chiffres et la présence, plus ou moins grande, de galets de Crétacé supérieur dans les conglomérats de base des transgressions lutétienne ou priabonienne indiquent des phénomènes de dénudation, produits par suite de mouvements orogéniques, sur l'importance desquels nous reviendrons au chapitre sur le Nummulitique.

c) Composition chimique.

Les analyses suivantes, effectuées par le Dr Romieux, montrent de grandes variations dans la composition chimique des calcaires du Crétacé supérieur:

	Col Bossetan	Vormy	Vormy	Vormy	Vormy
Insoluble.	6,30	3,80	3,80	11,30	18,20
$Fe_2O_3 + Al_3O_3$	1,00	1,40	2,00	2,10	2,40
$CaCO_3$	91,30	93,90	93,90	85,40	77,80
$MgCO_3$.	0,90	—	—	—	—
	99,50	99,10	99,70	98,80	98,80

Les fortes teneurs en insoluble indiquent des intercalations marneuses. L'examen microscopique des calcaires analysés a montré la présence de phosphate de chaux qui n'a pas été dosé, d'où les totaux faibles des deux dernières analyses de Vormy.

d) La faune microscopique.

Sous le microscope, les calcaires du Crétacé supérieur représentent une vase à Foraminifères avec de rares grains de quartz. M. Lucien Cayeux, avec qui j'ai autrefois étudié une coupe de Sénonien de la colline de Chantemerle, au-dessus de Samoëns, rapprochait ce sédiment de certaines craies turoniennes du Bassin de Paris.

En 1910, j'ai attiré l'attention sur le fait que «les espèces de Foraminifères qui prédominent dans la partie inférieure ne sont pas les mêmes que celles qui abondent dans la partie supérieure». Les uniloculaires me paraissaient cantonnés dans le Cénomanien et la partie inférieure des calcaires sublithographiques, tandis que les Globigérines caractérisaient la partie la plus élevée de ce Crétacé supérieur.

L'étude d'une cinquantaine de coupes minces faites dans les divers niveaux du Crétacé supérieur de Vormy (rive gauche de l'Arve, Aravis) et d'autant du Crétacé supérieur du Châtelard-en-Bauges (Savoie) permit à Paréjas et Lillie de confirmer, en 1935, ma manière de voir. Ces auteurs rappellent, de plus, que des observations du même genre ont été faites sur le Turonien et le Sénonien du Bassin de Paris par Cayeux, sur la Craie des environs de Londres par W. Hill, dans le Crétacé supérieur de Lublinen (Pologne) par Sujkowsky ainsi qu'au Mexique, à Tampico, par White.

Moret, par contre, est arrivé à des résultats contradictoires dans le Crétacé supérieur des chaînes subalpines de Savoie (99 p. 32).

Des Foraminifères caractéristiques nous permettent de subdiviser notre Crétacé supérieur.

En effet, Paréjas et Lillie ont trouvé à Vormy (rive gauche de l'Arve) *Rosalina Linnei* dans la partie inférieure (de 0 à 26 mètres) des calcaires sublithographiques, ce qui indiquerait le Turonien et le Sénonien inférieur (113).

Rosalina Stuarti débute à Vormy au niveau de 26 m. D'après J. de Lapparent, ce Foraminifère serait caractéristique du Maestrichtien.

Collet a montré qu'il y avait passage des grès verts du Gault aux calcaires glauconieux du Cénomanien et de ces derniers aux calcaires sublithographiques.

Conclusions. Jayet a montré que la base des calcaires sublithographiques des chaînes calcaires de la Haute-Savoie est souvent d'âge cénomanien. Paréjas et Lillie, de plus, ont récolté à la base des calcaires de Vormy: *Rosalina Linnei* et au-dessus *Rosalina Stuarti*.

Ces faits prouvent que le Crétacé supérieur de la nappe de Morcles, entre Arve et Rhône, représenté par des calcaires sublithographiques, peut comprendre la partie supérieure du Cénomanien, et en tous cas le Turonien et le Sénonien.

Une transgression sénonienne n'existe donc pas dans la nappe de Morcles, entre Arve et Rhône.

19. Sidérolithique.

a) Historique. *b)* Les roches. *c)* Age. *d)* Répartition.

a) Historique.

Le Sidérolithique fut découvert dans les Dents du Midi, en 1854, par Ph. de la Harpe qui le considéra d'âge crétacé.

Schardt, en 1887, attribua avec raison cette formation à l'Eocène.

Stauffer, en 1917, par suite d'une erreur de stratigraphie, plaça le Sidérolithique dans le Crétacé.

A. Chaix fit, en 1923, l'étude géologique des gisements de Sidérolithique du lac d'Anthémoz (2260 m) et de la Chaux d'Anthémoz, sur le versant Nord des Dents du Midi (49).

b) Les roches.

Les roches appartenant au Sidérolithique de notre région sont:

1° des fausses brèches;
2° des grès ferrugineux;
3° du minerai de fer.

1° Les fausses brèches. Nous avons rencontré ce type de Sidérolithique à Combarosse, au S de Gagnerie, non loin de Salanfe.

Ces brèches recouvrent l'Urgonien massif qui a aussi subi, en partie, certains phénomènes de sidérolification sous forme d'une pigmentation du calcaire gris par des oxydes de fer. Ce dernier passe ainsi à une couleur rose ou rouge. Par places, le calcaire urgonien contient des nids de marne rouge ou des grès ferrugineux. Ce faciès se rencontre dans des fentes du calcaire.

Les fausses brèches ne sont autres que des calcaires en plaquettes, plus ou moins marmorisés, ayant subi une action dissolvante par infiltration le long des plans de stratification ou le long de cassures, avec remplacement par un ciment gréseux, ferrugineux, rouge ou vert.

Quand le phénomène de dissolution s'est fait sentir fortement, les plaquettes de calcaire sont réduites à des fragments cimentés par le grès ferrugineux. Dans certains cas, il ne reste que de petits fragments du calcaire, noyés dans une masse de grès ferrugineux de couleur rouge ou jaune-verdâtre.

2° Les grès ferrugineux. Ce faciès représente un stade plus évolué dans le processus de désintégration des calcaires.

La décomposition chimique des calcaires, rarement complète, est limitée à des zones fissurées dans lesquelles les grès ferrugineux sont en nids, en poches, ou en amas. Ce faciès est généralement limité à des espaces restreints.

Les grès ferrugineux représentent les résidus insolubles des calcaires comme le prouvent des grains de quartz et des oxydes de fer.

3° Le minerai de fer. A. Chaix distingue les trois types suivants:
grès sableux violacés, schisteux;
minerai riche en pisolithes;
minerai massif.

Les grès sableux violacés, schisteux sont très siliceux et le fer qu'ils contiennent est dû à des pisolithes de chamosite, avec des bandes de magnétite et d'hématite. La teneur en fer varie de 5 à 20 %.

Le minerai de fer en pisolithes ressemble au Bohnerz du Jura. Le ciment brun-rougeâtre qui lie les pisolithes est constitué par de la magnétite, de l'hématite et des grains de quartz en grande quantité.

Ce minerai, très siliceux (de 29 à 42 % SiO_2) a une teneur en fer de 28 à 31 %.

Le minerai massif, rouge, avec quelques pisolithes, est formé par de l'hématite avec des inclusions de chamosite veinée de spath calcaire. Très siliceux, ce minerai renferme de 34 à 61 % de fer. Ce minerai se présente en «poches» de peu d'importance.

c) Age.

La limite inférieure atteinte par la sidérolification varie selon la fissuration des roches.

A Gagnerie (Combarosse), la sidérolification s'est fait sentir surtout dans les roches du Crétacé supérieur, du Gault, de l'Aptien, et descend même jusqu'à l'Urgonien supérieur.

Dans les deux gisements d'Anthémoz non seulement le Gault n'a pas été atteint, mais d'après A. Chaix, la partie inférieure du Sénonien subsiste encore.

La limite supérieure du Sidérolithique est donnée presque toujours par des calcaires lacustres qui, comme nous le verrons d'une manière détaillée au chapitre sur le Nummulitique, peuvent être d'âge lutétien supérieur ou priabonien.

Détermination de l'âge du Sidérolithique. Les roches les plus jeunes qui ont été affectées par la sidérolification et que l'on retrouve à l'état de fragments dans le Sidérolithique appartiennent au Crétacé supérieur.

Les sédiments les plus anciens qui recouvrent le Sidérolithique sont les calcaires lacustres du Lutétien supérieur.

De ces faits d'observation, nous tirons la conclusion que d'une manière générale, l'émersion qui a permis la formation du Sidérolithique est plus jeune que le Crétacé supérieur et antérieure au Lutétien supérieur.

Une exception doit cependant être notée. Il s'agit des calcaires rosés du Crétacé supérieur du Col de Bossetan, dus à l'arrivée dans la mer d'oxydes de fer à l'état très fin. Une région devait donc être émergée à ce moment.

d) Répartition.

Le Sidérolithique de la nappe de Morcles, entre Arve et Rhône, est limité à la région des Dents du Midi et des Dents Blanches de Champéry, soit à la partie de la nappe qui repose aujourd'hui sur la culmination des Aiguilles Rouges.

En déroulant la nappe, nous arrivons à la conclusion qu'une culmination d'axe devait affecter également la zone de Chamonix et peut-être aussi la bordure Nord du massif du Mont Blanc.

Nous aurons l'occasion de reparler de ce phénomène dans la partie traitant de la paléogéographie.

20. Nummulitique.

a) Le Lutétien inférieur marin. *b)* Le Lutétien supérieur lacustre. *c)* Le Priabonien marin.

a) Le Lutétien inférieur marin.

Le Lutétien marin à grandes Nummulites a été découvert par Moret (99) dans la falaise d'Arâches, rive droite de l'Arve, puis par Lillie et Schroeder (117) dans le Vallon des Chambres au pied Nord de l'Avaudrue, sur la rive droite du Giffre. Ces deux gisements ne nous permettraient pas de nous faire une idée sur l'étendue de la transgression lutétienne si l'on n'avait pas trouvé dans différentes localités des galets de Lutétien marin dans les conglomérats sous-jacents aux couches à Cérithes du Priabonien.

Ainsi Schroeder et Lillie (104) ont signalé la présence de ces galets de Lutétien marin dans des conglomérats associés aux couches lacustres du Lutétien supérieur de la colline de Chantemerle, près de Samoëns. Collet et Lillie ont rencontré ces mêmes galets sous les couches à Cérithes du Priabonien à Pernant, sur la rive droite de l'Arve, et dans des conglomérats, à la base du Priabonien du Désert de Platé, au pied de la Pointe Pelouze, entre l'Arve et le Giffre (118).

Moret (99 p. 64), sur la base d'une note de Maillard, a fixé au Signal de Bossetan la limite Nord-Est atteinte par le Lutétien marin. Nous n'avons pas retrouvé les couches à grandes Nummulites signalées par Maillard, et nous ajoutons que Boussac (26), qui avait revu aussi le Signal de Bossetan, ne les avait pas rencontrées. Nous modifierons donc la limite de Moret plus loin.

A. Lillie a revisé les coupes du Nummulitique de Loys (78), sur le versant Nord des Dents du Midi. Il confirme les vues de cet auteur, à savoir que la transgression lutétienne marine ne s'est pas étendue jusqu'à la vallée du Rhône.

Au S du Désert de Platé, les renseignements que nous possédons sur le Nummulitique proviennent des études de Collet et Paréjas (64).

Ces auteurs ont montré qu'aux Escaliers de Platé et dans la région de Sales, la transgression priabonienne se fait directement sur le Crétacé supérieur, car les galets des conglomérats de base appartiennent à ce terrain. Entre Sixt et le lac de Gers, les conglomérats de base du Priabonien reposent directement sur un Crétacé supérieur très réduit.

Collet et Lillie sont ainsi arrivés aux conclusions suivantes:

La transgression lutétienne, étudiée avec beaucoup de soin par Moret (99), du lac d'Annecy à la vallée de l'Arve, se continue au-delà de la vallée du Giffre sous forme de golfe dont l'extrémité Nord-Est se trouve au pied Nord de l'Avaudrue. Les limites latérales de ce golfe étaient marquées par des rides anticlinales. La première de ces rides comprenait le versant Nord de l'anticlinal de Bossetan, où le Priabonien transgresse directement sur le Crétacé supérieur, réduit à moins d'un mètre d'épaisseur, ou même sur l'Urgonien.

Dans la digitation inférieure de la nappe sur la nouvelle route de Balme à Arâches, nous retrouvons la transgression priabonienne directement sur le Crétacé supérieur, débordant ainsi au NW par-dessus le Lutétien de la falaise d'Arâches. Une ride anticlinale anté-lutétienne se trouvait donc sur l'emplacement qui devait donner plus tard le flanc renversé de la digitation tout à fait inférieure de la nappe de Morcles.

La seconde ride anticlinale bordait le golfe lutétien au SE, dans la région qui devait devenir une des digitations supérieures de la nappe. Un axe ancien a donc rejoué, car au Criou les dépôts phosphatés à *Leymeriella tardefurcata* sont transgressifs sur les calcaires urgoniens corrodés, comme l'a montré Jacob, en 1907, dans son mémoire sur le Crétacé moyen.

b) Le Lutétien supérieur lacustre.

1° Les affleurements.

Moret (55) a signalé pour la première fois le Lutétien supérieur lacustre dans la nappe de Morcles entre Arve et Rhône; il a décrit ces couches dans la falaise d'Arâches où elles reposent sur le Lutétien marin, et à Sougey, au bord du Giffre, où elles recouvrent le Crétacé supérieur.

Nous avons trouvé le Lutétien supérieur lacustre au Col et au Signal de Bossetan, puis Schroeder et Lillie (104) l'ont signalé dans la colline de Chantemerle à Samoëns, sur le Crétacé supérieur. Puis Lillie et Schroeder (117) l'ont trouvé sur le Lutétien marin du Vallon des Chambres. Enfin, A. Lillie l'a reconnu au Col du Dardeu sur le versant Nord de la Cime de l'Est des Dents du Midi.

Ce terrain a dû être beaucoup plus étendu, comme le prouvent d'abondants galets dans les conglomérats de base de la transgression priabonienne. Nous les avons en effet trouvés aux localités suivantes: sur la rive droite de l'Arve à Pernant, au Désert de Platé sous la Pointe Pelouse, et entre Sixt et le lac de Gers, sur la rive gauche du Giffre.

Les couches lacustres reposent en plusieurs localités sur des sédiments rouges qui présentent un certain intérêt, comme nous allons le voir.

2° Les couches rouges.

Le meilleur affleurement pour l'étude des relations entre les calcaires lacustres et les couches rouges sous-jacentes est le Vallon des Chambres.

Les couches rouges présentent un faciès assez curieux qui rappelle le Sidérolithique par l'abondance des grains de quartz généralement roulés et la pigmentation par des oxydes de fer. Nous pensons qu'il s'agit d'un sédiment dont les grains de quartz et les oxydes de fer proviennent du délavage d'une surface exondée. Ces sédiments rouges sont-ils continentaux ou marins? Il est difficile de répondre avec satisfaction à cette question, car ces sédiments ne nous ont pas fourni de restes d'organismes. La présence, au-dessus, de conglomérats avec intercalations de couches lacustres nous fait pencher vers une origine continentale, faciès d'émersion dans la régression qui fait suite à la transgression lutétienne.

3° Les couches lacustres au-dessus du Lutétien marin.

Reprenons ici la coupe de la falaise d'Arâches, dans laquelle Moret (99) a signalé pour la première fois la présence de couches lacustres dans le Nummulitique de la nappe de Morcles entre Arve et Giffre.

Coupe d'Arâches (Léon Moret) (fig. 8).

Au-dessus du Sénonien qui recouvre la barre d'Urgonien, dans laquelle sont forées les grottes de Balme, on voit:

1° Calcaire noir gréseux, quelques centimètres.

2° Conglomérat, quelques décimètres.

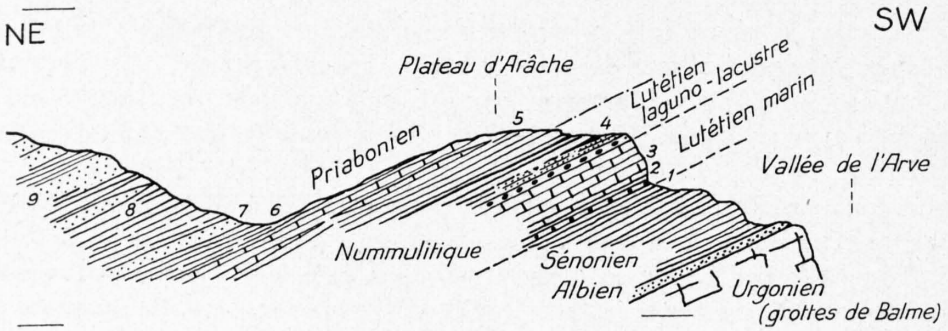


Fig. 8. Explication dans le texte.

3° Calcaire gris compact, très dur, à grandes Nummulites *(Nummulites perforatus aturicus, N. millecaput)*, Alvéolines *(Alveolina elongata)*, Assilines, etc. Lutétien.

4° Complexe de couches laguno-lacustres (calcaires siliceux gris à nombreuses zones siliceuses contenant de petits gastéropodes, Bythinies et Limnées, et des traces de Characées; calcaires à *Cypris* et très petites Globigérines; schistes à patine fauve sans fossiles, alternant avec des bandes conglomératiques calcaires, monogéniques). Lutétien supérieur.

5° Calcschistes bleuâtres à Globigérines et faune marine; très épais, renfermant à leur partie moyenne quelques bancs de calcaires à petites Nummulites et Orthophragmines. Priabonien.

6° Schistes gris micacés.

7° Grès de Taveyannaz de type moucheté.

8° Schistes micacés gris-bleu.

9° Grès de Taveyannaz du type quartzeux verdâtre, avec bancs conglomératiques et petits cristaux de quartz bipyramidés.

C'est dans ces grès verts que Moret a trouvé de petites Nummulites striées et des Orthophragmines qui lui permettent de considérer les grès de Taveyannaz comme d'âge priabonien.

Cette coupe importante montre la succession suivante:

a) Lutétien marin;

b) couches lacustres;

c) Priabonien marin.

Notons que cette coupe est située approximativement sur le même axe tectonique que la coupe du Vallon des Chambres et qu'on trouve le Lutétien marin en place seulement en ces deux endroits.

Quelques centaines de mètres au N de la coupe de la falaise d'Arâches, sur la route de Balme à Arâches, le Priabonien marin repose directement sur le Crétacé supérieur, comme on le voit aussi sur tout l'Autochtone du Rocher de Cluses.

Moret arriva à la conclusion importante que les couches lacustres sont d'âge lutétien supérieur.

La coupe du Vallon des Chambres donnée par Lillie et Schroeder (117) confirme les conclusions de Moret. La seule différence que nous relèverons entre ces deux coupes provient de l'absence de vraies couches rouges dans la falaise d'Arâches.

4° Les couches lacustres dans les régions où manque le Lutétien marin.

Dans certaines localités, le Lutétien lacustre repose directement sur le Crétacé supérieur, sans interposition de Lutétien marin, comme à Sougey sur la route de Samoëns à Sixt, et dans la colline de Chantemerle (Samoëns).

Le meilleur exemple de variation latérale du faciès lacustre peut être vu en traversant le Signal de Bossetan, du Col de Bossetan au Col de Bretolet, comme on peut s'en rendre compte dans la coupe suivante.

Coupe du Signal de Bossetan (Collet et Lillie):

Crétacé supérieur, gris verdâtre. Au moins 20 m.

1° Conglomérat à éléments (grandeur maximum 30 cm) d'Urgonien, d'Aptien et de Crétacé supérieur. La roche est formée en égales proportions d'éléments et de ciment. Ce dernier est calcaire, gréseux, gris, mais vers la partie supérieure, où les éléments prennent une teinte verdâtre, le ciment est de couleur pourpre. On constate dans la coupe mince de cette partie supérieure de la couche, des gros grains de quartz, des oxydes de fer, des grains d'apatite, d'orthoclases et de glauconie, et une faune remaniée de Foraminifères du Crétacé supérieur. 1,80 m.

2° Une couche rouge, dont la partie inférieure est un grès fin, bariolé de vert; dans la partie moyenne s'intercale un conglomérat, tandis que dans la partie supérieure on voit soit un grès schisteux de couleur pourpre, soit un grès siliceux de couleur verdâtre. Epaisseur: 1,10 m.

3° Un conglomérat semblable à 1. Grandeur maximum des éléments: 20 cm. La proportion du ciment prédomine sur celle des éléments. 3 m.

4° Grès siliceux verdâtre. 20 cm.

5° Calcaire fin, à *Bythinia*. En coupe mince: des Ostracodes et *Chara*. C'est donc un calcaire laguno-lacustre. 7—8 m.

Le calcaire 5 forme le sommet où se trouve le Steinmann. Un peu à l'W du Steinmann, on remarque que 5 est couvert par:

6° Calcaire grumeleux, à fragments de Coraux, Pectinidés et autres Lamellibranches, nombreuses Discocyclines et *Nummulites striatus*. Priabonien. Environ 5 m.

Sur le Signal de Bossetan nous trouvons, d'une manière générale, la même série qu'au Col de Bossetan, avec cette différence qu'elle est de beaucoup moins épaisse que dans cette dernière localité. Nous nous empressons de faire remarquer que cette diminution d'épaisseur du Nummulitique sur le Signal de Bossetan est en partie d'origine tectonique et en partie stratigraphique. En effet, Collet et Vaugelas ont attiré l'attention dans leur note (109) sur le profil de Bossetan, sur le fait que la série normale de l'anticlinal de Bossetan est considérablement réduite par rapport à la série renversée qui, elle, possède des épaisseurs normales. Il s'agirait, d'après les auteurs précités, d'une résistance des Préalpes au déferlement de la nappe de Morcles. Les synclinaux frontaux de cette dernière nappe auraient ainsi joué le rôle de «faux anticlinaux» à charnière dirigée au S, avec étirement des «faux flancs renversés».

Au Col de Bretolet, le Nummulitique, situé stratigraphiquement entre le Crétacé supérieur (réduit à 80 cm) et le Priabonien, a un tout autre faciès qu'au Col et au Signal de Bossetan. En effet,

les couches rouges et les calcaires lacustres manquent totalement et sont remplacés par des grès et des conglomérats. Nous pensons qu'il s'agit d'un faciès d'érosion continentale, car nous avons trouvé à la base de ces conglomérats des galets d'Aptien, de Crétacé supérieur, de Gault et d'Urgonien atteignant 24 cm de diamètre. L'épaisseur de ces grès et conglomérats atteint environ 23 m et les seuls organismes que nous ayons trouvés dans le ciment sont des Foraminifères du Crétacé qui proviennent du délavage de ce terrain.

Le Priabonien débute par des calcaires marneux à Cérithes et *Natica vapincana* (1,80 m).

En résumé, la coupe du Col de Bretolet montre:

1. Conglomérats et grès, 22,55 m. Lutétien?
2. Calcaires, 5,20 m, avec intercalation de marnes à *Natica vapincana*.
3. Grès et marnes, 14,80 m, *Nummulites striatus*.
4. Calcaires, 22,80 m.
5. Grès, 11,00 m.
6. Calcaires schisteux, 30,70 m. *Nummulites Fabianii* à la base, *Globigérines* au sommet. Flysch argilo-schisteux à *Meletta*.

Priabonien

A lire de Loys, on pourrait croire que les couches lacustres aux Dents du Midi ne se rencontrent que dans le Priabonien, où elles marquent de petites régressions dans les couches à Cérithes, d'après sa coupe de l'arête d'Antême.

Ayant revu la coupe du Col du Dardeu (78) de cet auteur, Collet et Lillie ont reconnu que les calcaires compacts noirs du nº 8 de cette coupe ont le même faciès que les calcaires lacustres du Col de Bossetan. En effet, sous le microscope on retrouve des *Bythinies*, de nombreux Ostracodes et de rares fragments de *Chara*. Les couches à Cérithes du Priabonien se trouvant à 4 mètres au-dessus, le Lutétien lacustre existe donc au Col du Dardeu.

5º Conclusions.

Des couches lacustres, vraisemblablement d'âge lutétien supérieur, forment une partie du substratum du Priabonien marin. Ainsi on peut suivre le Lutétien supérieur lacustre du Roc du Cher, au bord du lac d'Annecy, à la vallée du Rhône, en passant de l'autochtone dans la nappe de Morcles.

c) Le Priabonien marin.

Subdivisions.

Nous avons reconnu, comme la plupart des auteurs qui se sont occupés de cette question, les terrains suivants dans le Priabonien:

1º Les conglomérats de base.
2º Les couches à Cérithes.
3º Les calcaires et grès à Nummulites et à Discocyclines.
4º Les couches à Globigérines.
5º Le Flysch argilo-schisteux à *Meletta*.
6º Les grès de Taveyannaz.

1º Les conglomérats de base.

Les premières couches qui, au-dessus du Lutétien supérieur lacustre, renferment des fossiles marins sont celles à *Cérithes*.

Dans plusieurs cas on trouve sous ces dernières couches des formations conglomératiques dans le ciment desquelles nous avons parfois remarqué des *Nummulites priaboniennes*.

Comme nous l'avons déjà vu, certains de ces conglomérats contiennent des galets de Lutétien marin et de calcaires lacustres prouvant qu'en ces points, ou dans leurs environs, ces terrains ont été déposés, puis démolis complètement. C'est le cas à Pernant, où Collet et Lillie ont complété la coupe classique de Boussac (26) de la manière suivante:

Coupe de Pernant (Collet et Lillie).

Sur le Crétacé supérieur:

1° Conglomérat dont les éléments (grandeur maximum 25 cm) sont composés des roches suivantes:

a) Calcaire de Crétacé supérieur.

b) Calcaire fin, gris clair, à faune de *Bythinia, Ostracodes* et *Chara.*

c) Calcaires siliceux dont une riche faune, visible seulement en coupe mince, consiste en fragments d'Echinides, de Lamellibranches, de Miliolidés, de Rotalidés et de petites Nummulites indéterminables. Une seule Nummulite atteint 2 cm de diamètre. Il est probable que les galets de cette roche représentent du Lutétien remanié. L'épaisseur du conglomérat est de *80 cm* seulement et passe, dans la partie supérieure,

2° à une petite brèche calcaire. Abondants fragments de calcaire du Crétacé supérieur, calcaire à *Chara* et Inocérames, Foraminifères corrodés qui proviennent du Crétacé supérieur. Il y a passage dans la partie moyenne à un calcaire gréseux, dans la partie supérieure au calcaire marneux charbonneux. 7,20 m. Passage à 3.

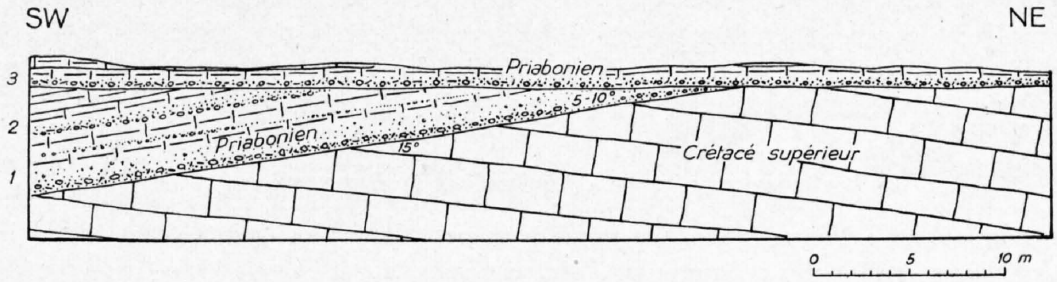


Fig. 9. **Les stades de la transgression priabonienne,** au pied SW de la Pointe Pelouse.

1. Conglomérat à galets de Crétacé supérieur.
2. Conglomérat. Petites Nummulites dans le ciment. Galets de calcaires lacustres et de calcaires à grandes *Nummulites* et *Assilines.*
3. Conglomérat grossier à galets de Crétacé supérieur (max. 14 cm.).

3° Calcaire marneux et schisteux avec intercalations irrégulières de lignite. C'est dans ces couches que se trouvent les anciennes mines de Pernant. Douxami y a trouvé (12) la faune suivante: *Natica vapincana, Cerithium plicatum, C. vivarii* mut. *alpinum, C. trochleare, Meretrix Villanovae, M. incrassata, Cyrena convexa, Cardium Rouyanum, Ostrea cyathula.* 5 m.

Au-dessus apparaissent les *calcaires à Nummulites* décrits par Boussac.

Au Désert de Platé, au pied Sud-Ouest de la Pointe Pelouse, nous avons trouvé en discordance (15°) sur le Crétacé supérieur deux lits de conglomérats séparés par 1,50 à 2 mètres de couches gréseuses et calcaires (fig. 9). Le conglomérat inférieur (1) ne renferme que des galets de Crétacé supérieur, tandis que le conglomérat supérieur (2) contient des galets de *calcaires lacustres* et des galets à *grandes Nummulites* et *Assilines,* dont le plus grand a 9 cm de diamètre. Le ciment de ce conglomérat contient de petites Nummulites priaboniennes.

Comme le montre la figure 9, les deux premières couches de conglomérat sont coupées en biseau par un troisième lit de conglomérat. Ce dernier repose alors directement sur le Crétacé supérieur, au NE. Cette coupe est intéressante, car elle montre que la transgression priabonienne ne s'est pas développée graduellement, mais par à-coups, par suite de mouvements tectoniques.

Entre Sixt et le lac de Gers, les conglomérats de base (2 m) ne contiennent pas de galets de Lutétien marin, mais seulement des galets de Lutétien lacustre. Dans la partie Sud du Désert de Platé et à Sales, ces galets ne consistent qu'en éléments du Crétacé supérieur.

Nous nous sommes basés sur les différences précitées pour établir la paléogéographie de la nappe de Morcles pendant le Lutétien.

La coupe du Désert de Platé, sous la Pointe Pelouse, est la seule dans laquelle nous ayons trouvé des organismes marins (Nummulites) dans le ciment des conglomérats, à si faible distance (2,70 m) de la base du Priabonien.

On peut évidemment se demander si, en l'absence d'organismes marins dans le ciment, on est en droit de considérer ces conglomérats comme représentant bien le début de la transgression priabonienne? Il y aurait certainement là des précisions à apporter, car il n'est pas exclu que certains des conglomérats qui se trouvent entre les couches lacustres du Lutétien supérieur et les couches à Cérithes soient d'origine continentale.

2° Les couches à Cérithes.

Les couches à Cérithes représentent, dans la nappe de Morcles, entre Arve et Rhône, le niveau le plus constant du Priabonien. Ces couches ayant été étudiées en détail par Douxami (12), puis par Boussac (26), dans la localité classique de Pernant, nous renvoyons le lecteur aux descriptions de ces auteurs. Cependant nous tenons à signaler la présence dans ces couches d'une zone très constante à Miliolidés que nous avons suivie du Col du Dardeu (Dents du Midi) jusqu'à Chantemerle (Samoëns) par les Cols de Bossetan, de Bretolet, et le vallon de Bossetan, c'est-à-dire du Rhône au Giffre.

Le faciès des couches à Cérithes caractérisé à Pernant, sur la rive droite de l'Arve, par des marnes noirâtres ou brunes associées à du lignite devient plus gréseux vers le S tout en contenant des intercalations charbonneuses, comme l'ont remarqué Collet et Paréjas (64).

3° Les calcaires et grès à Nummulites et Discocyclines.

Les Nummulites qui caractérisent ces formations sont *Nummulites striatus* dans la moitié inférieure, tandis que *N. Fabianii* se trouve plus souvent dans la partie supérieure. Nous confirmons ainsi les vues de Boussac.

4° Les couches à Globigérines.

Sur les calcaires et grès à Nummulites et Discocyclines on trouve des argiles calcaires, schisteuses, à Globigérines, d'un gris vert ou gris bleu à la cassure, à patine blanche. Ces argiles contiennent des intercalations irrégulières de bancs de calcaire gréseux, de grès et même de conglomérats souvent riches en Nummulites, Discocyclines, Melobesiées et Polypiers. La présence de *N. Fabianii* dans ces bancs indique un âge priabonien pour tous les schistes à Globigérines.

Sur le versant Nord des Dents du Midi les couches à Globigérines, renversées, forment le terme stratigraphique le plus élevé de la Nappe de Morcles. Il en est de même dans la coupure de la Saufle (Bonavau) ainsi qu'au pied des Dents Blanches.

Il n'y a donc pas de Flysch s. str. dans le flanc renversé de la nappe. En effet, entre les couches à Globigérines et le Flysch parautochtone on trouve, au Col du Dardeu, les lentilles de granite découvertes par de Loys. De plus, Ducloz a trouvé dans les couches à Globigérines, plus à l'W, de petites lentilles de terrains autochtones. Gagnebin (91) a aussi montré que sur le versant NE de Gagnerie le Nummulitique est le terme stratigraphique le plus élevé de la nappe. Le Flysch argilo-marneux et les grès de Taveyannaz n'y existent pas et, comme au Col du Dardeu, des lentilles de granite soulignent le plan de chevauchement du Nummulitique renversé de la nappe sur le Flysch parautochtone.

Le même phénomène se rencontre aux Dents de Morcles, comme le montre la Feuille Saxon-Morcles et les profils de Lugeon.

Nous connaissons le Flysch normal de la nappe, car il affleure sur le versant droit de la vallée de l'Arve et dans les hauts du vallon de Sales. Une lacune stratigraphique paraît donc peu probable dans le flanc renversé et le front de la nappe. Seul un phénomène tectonique expliquerait l'absence de ce Flysch. Puissent les études de deux de mes élèves, MM. Ducloz et Vuagnat, nous renseigner bientôt sur la signification des amas de Flysch du Val d'Illiez!

5° Le Flysch argilo-schisteux à Meletta.

Les schistes à Globigérines supportent un Flysch argilo-schisteux, dans lequel COLLET et PARÉJAS ont trouvé des restes de *Meletta* à Sales et à Platé. Cette formation est l'équivalent du Flysch marno-micacé de MORET, sur la deuxième édition de la feuille Annecy de la Carte géologique de la France.

6° Les grès de Taveyannaz.

Dans la partie supérieure du Flysch argilo-schisteux des bancs de grès d'origine volcanique s'intercalent et, ces grès devenant l'élément prédominant, forment la véritable formation connue sous le nom de «Grès de Taveyannaz». Dans certaines parties de ces grès, on voit un retour de marnes schisteuses d'épaisseur souvent assez considérable.

Nous n'avons rien d'autre à ajouter aux excellentes observations et définitions de MORET (99) sur les grès de Taveyannaz. Sa découverte de Nummulites du groupe de *N. striatus*, associées à des Discocyclines, nous obligent à accepter pour ces grès un âge priabonien.

Les grès de Taveyannaz sont très importants (au moins 200 m?) dans les Alpes de Sixt (Sales et Platé), cependant, il faut éviter d'exagérer leur épaisseur, car nous avons noté de très nombreuses répétitions produites par des plissotements.

Répartition. Entre l'Arve et le Rhône, les grès de Taveyannaz se trouvent dans la nappe de Morcles et dans l'Autochtone.

Sur la rive droite du Rhône, par contre, les grès de Taveyannaz manquent dans la nappe de Morcles et deviennent caractéristiques de la nappe des Diablerets, comme le montre la feuille des Diablerets de M. LUGEON, récemment parue.

Ainsi les grès de Taveyannaz passent de la nappe de Morcles dans les Dents du Midi, à celle des Diablerets sur la rive droite du Rhône.

Au chapitre sur le Flysch autochtone (p. 11), on trouvera les nouvelles idées de COLLET et GYSIN sur l'origine sous-marine des éléments volcaniques des grès de Taveyannaz [1]).

---

[1]) Au moment de donner le bon à tirer, un de mes élèves, MARC VUAGNAT, que j'avais chargé d'étudier l'origine du matériel volcanique des grès de Taveyannaz du Val d'Illiez, arrive aux conclusions suivantes (C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève. Séance du 2 juillet 1942):

«A un certain moment les nappes Brèche-Simme étaient recouvertes de puissantes coulées andésitiques. Ces coulées au cours d'un premier stade d'érosion, dû à l'émersion des nappes en marche vers l'Avant-Pays, ont été complètement démolies; ce sont leurs débris que l'on retrouve dans les grès de Taveyannaz ordinaires. L'érosion pénétrant plus profondément, atteignit les coulées sous-marines plus anciennes, plus basiques. Ces coulées n'étaient qu'un signe précurseur des violentes éruptions andésitiques, comme ces dernières n'étaient que le prodrome des intrusions post-alpines granodioritiques. Le Crétacé, peut-être même le Jurassique, de ces nappes était attaqué. A ce deuxième stade d'érosion correspondent les grès de Taveyannaz du Val d'Illiez.»

Deuxième Partie.

Description géologique.

Chapitre premier.

La rive droite de l'Arve. (Pl. II, profil 1.)

1. Historique. 2. Les Préalpes internes en contact avec la nappe de Morcles. 3. Le chevauchement de la Colonnaz. 4. L'Aiguille de Varens.

1. Historique.

C'est Etienne Ritter qui publia en 1897 le premier profil de la rive droite de l'Arve entre Cluses et Sallanches.

Ce profil fut reproduit par Collet en 1910 dans ses «Hautes-Alpes calcaires entre Arve et Rhône». Si le dessin était le même, les conclusions des deux auteurs étaient différentes.

Ritter écrivait en effet: «les deux anticlinaux couchés qui forment le soubassement du massif de Platé et qui donnent les deux boucles anticlinales jurassiques d'Arpenaz, se continuent dans les couches crétacées et tertiaires.»

Collet voit, au contraire, une «différence de style» entre les plis de Malm et ceux du Crétacé et du Tertiaire et il arrive à la conclusion que le profil de la vallée de l'Arve montre une «discordance de plissement», ce qu'aujourd'hui nous appelons un plissement disharmonique.

C'est en 1926 que Collet, après quelques améliorations de dessin, introduisit dans le profil de Ritter la notion de la nappe de Morcles et de l'autochtone. Il plaçait le contact entre ces deux éléments tectoniques dans le vallon, situé entre les localités de Balme et de Balancy, séparant l'anticlinal autochtone de Cluses de celui de Balme, représentant le front de la nappe.

En 1934, L. Moret reproduisit le profil de Ritter, avec les modifications de Collet. Sur la base de l'importante découverte faite par Léon Moret, en 1922, de Flysch ultrahelvétique au Nant d'Ant, sur la rive gauche du Giffre, en face de Samoëns, Collet et Lillie se demandèrent si peut-être une étude détaillée de l'arête qui domine les villages de Serveray et d'Arâches ne ferait pas découvrir de petites klippes de ce Flysch sur les grès de Taveyannaz de la nappe de Morcles.

Cette hypothèse de travail était bonne, car ces auteurs montrèrent en 1935, que les pentes qui dominent la Lanche, les villages de la Chat et d'Arâches sont formées par le Flysch ultrahelvétique avec lames de Crétacé supérieur. Cette formation se raccordait à celle indiquée par Moret sur la deuxième édition de la feuille Annecy, entre la Turche et le Col de Châtillon. Ce Flysch ultrahelvétique supportait des formations mesozoïques des Préalpes internes dans la région comprise entre les chalets de Bellegarde et de la Mouille (107).

Enfin Collet et Lillie découvrirent deux petites klippes de Flysch ultrahelvétique sur les grès de Taveyannaz de la région de la Tête de Pré des Saix et des Grands Vans à l'altitude d'environ 2000 m.

Ces faits nouveaux engagèrent A. Lillie à entreprendre une étude détaillée de toute la région située entre les Grands Vans et le Col de Châtillon.

Le profil de la rive droite de l'Arve allait être étendu jusqu'à cette dernière localité et Collet, tout en dirigeant cette étude, révisa certains points de l'ancien profil, comme la base de l'Aiguille de Varens et les environs de la Colonnaz.

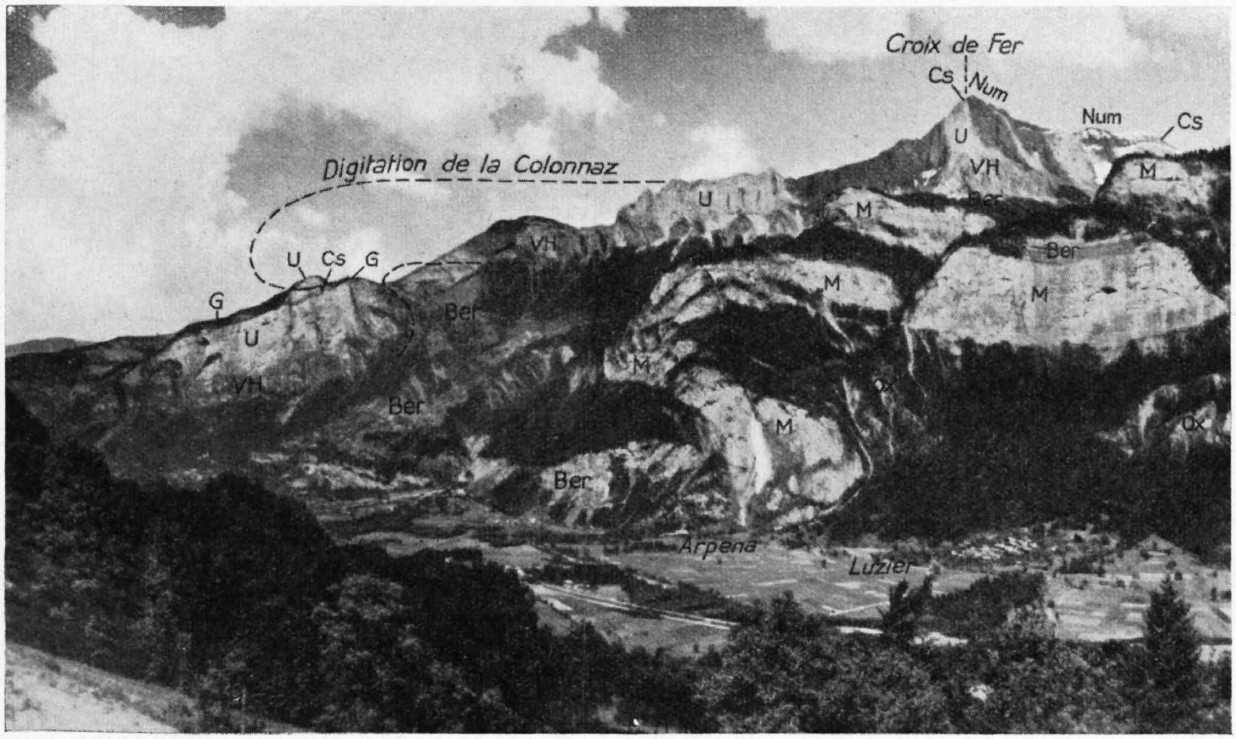


Fig. 10. **Le versant droit de la vallée de l'Arve,** avec le célèbre pli de Malm décrit par H. B. de Saussure en 1779.

Ox = Bathonien-Callovien-Oxfordien. U = Urgonien.
M = Malm. G = Gault.
Ber = Berriasien. Cs = Crétacé supérieur.
VH = Valanginien-Hauterivien. Num = Nummulitique.

Photo Gee.

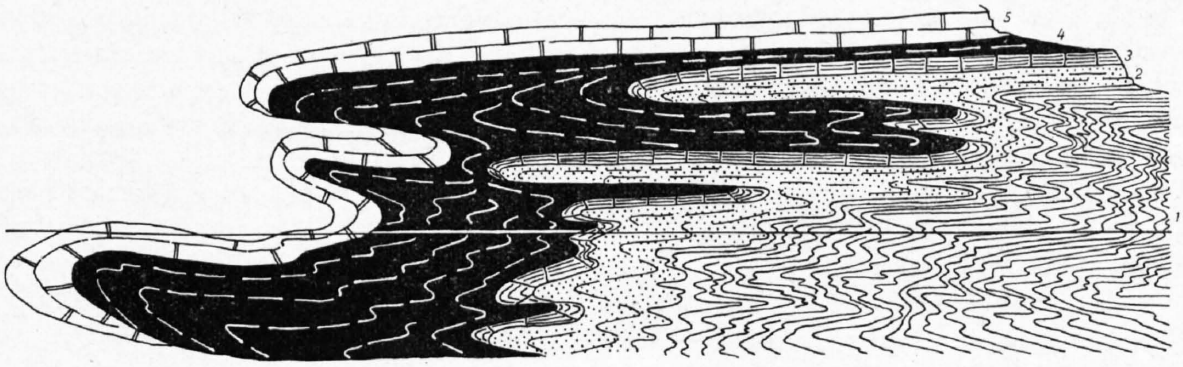


Fig. 11. **La dissymétrie de plissement** dans la vallée de l'Arve, entre le Malm et le Bajocien supérieur.

1. Toarcien-Aalénien. 2. Bajocien inférieur. 3. Bajocien supérieur. 4. Bathonien-Callovien-Oxfordien. 5. Malm.

Echelle: 1 : 50 000.

En 1937, Collet et Lillie, à l'occasion de la réunion à Genève et de l'excursion de la Société géologique suisse, publièrent un nouveau profil de la rive droite de la vallée de l'Arve, du Col de Châtillon à Passy, près Sallanches (114).

Je décrirai dans ce chapitre les observations sur lesquelles repose le nouveau profil. Cela nous sera d'une grande utilité pour suivre la nappe jusqu'à la vallée du Rhône.

2. Les Préalpes internes en contact avec la nappe de Morcles.

A. Lillie a reconnu les éléments tectoniques suivants dans les Préalpes internes entre Arve et Giffre (117bis) :

1° Une masse basale de Flysch, composée en majeure partie de Wildflysch à lames tectoniques de Crétacé supérieur et de Maestrichtien, de grès de Samoëns qui sont l'équivalent des grès du Gurnigel.

2° La nappe de la Tour d'Anzeinde, formée d'écailles de Malm et de Néocomien.

3° La nappe du Laubhorn, représentée par du Trias, de l'Aalénien et du Bajocien.

4° Une masse supérieure de Flysch.

Les Flysch en contact.

La recherche du contact de la nappe de Morcles, dans sa région frontale, avec l'autochtone et les nappes ultrahelvétiques (Préalpes internes) repose sur la notion de la présence de 3 Flysch:

1° Le Flysch de la nappe de Morcles, généralement caractérisé dans notre région par les «grès de Taveyannaz».

2° Le Flysch de l'autochtone (Anticlinal de Cluses), formé par des marnes-micacées schisteuses.

3° Le Flysch ultrahelvétique (Préalpes internes) défini par le «Wildflysch» et les «grès de Samoëns».

Signalons cependant au S de Balancy une exception. Là, en effet, le contact du Flysch-nappe et du Flysch-autochtone se fait par des marnes micacées schisteuses. Les grès de Taveyannaz manquent donc ici au front même de la nappe et c'est le terme inférieur de même faciès que le Flysch autochtone qui forme le front de la nappe, comme on le voit dans la montée de Balme à Arâches.

Le village d'Arâches est situé sur les grès de Taveyannaz qui, à peu de distance à l'E, supportent le Wildflysch.

Suivons la route jusqu'à la Frasse. Le Wildflysch écrasé mérite d'être surtout examiné au deuxième pont que l'on traverse d'Arâches à la Frasse. On y voit, en effet, sur rive droite du torrent des calcaires clairs à *Globotruncana* que Lillie assimile, à juste titre, à des lames tectoniques, puis des calcaires sombres à microfaune maestrichtienne ainsi que des bancs disloqués de brèches et de grès. Sous ces roches apparaît le vrai faciès Wildflysch à l'état de marnes et grès bien stratifiés. Près de la Frasse, de la route on voit, au S, le Nummulitique normal de la nappe, formant le replat d'Arâches et du Caroz, buter contre l'anticlinal parautochtone du Rocher de Cluses. Un vallon profond, que suit la nouvelle route de Balme à Arâches, sépare ces deux éléments tectoniques.

Phénomènes d'involution.

A l'W, au NE et à l'E de la Tête de Pré des Saix on voit trois klippes de Wildflysch sur les grès de Taveyannaz.

Si, par contre, nous suivons la bordure des grès de Taveyannaz entre le Tranchet et Notre Dame des Grâces, sur le versant Giffre, nous voyons que le Wildflysch s'enfonce sous les grès de Taveyannaz, entourant ainsi un repli frontal de la couverture de la nappe.

Le profil schématique (fig. 57) rend compte d'une autre involution dont il va être question. De plus, on voit la nappe du Laubhorn pincée dans la nappe de la Tour d'Anzeinde. Une

klippe de la nappe de la Brèche, apparaît sur la masse supérieure du Flysch ultrahelvétique sur la crête de St-Sigismond.

Au-dessous d'Arâches et de Balancy, le Wildflysch pénètre en involution entre la nappe et l'anticlinal du Rocher de Cluses.

3. Le chevauchement de la Colonnaz.

La montée, du village de Bellegarde sur la rive droite de l'Arve, à la Colonnaz, permet de traverser la paroi inférieure de la nappe, entaillée dans le Néocomien, l'Urgonien, le Gault et le Sénonien.

La belle paroi de Crétacé inférieur et moyen de la nappe qui domine la route de Chamonix, entre Balme et Bellegarde, se termine brusquement peu après ce dernier village au N de Luth.

Elle est chevauchée par la paroi de la Croix de Fer débutant avec le Berriasien et se terminant à ce dernier sommet par un Nummulitique formé de grès siliceux avec *Ostreidés* et *Cerithes*, faciès rappelant celui des couches qui surmontent les calcaires lacustres à la Tête de Bossetan. Les grès de Taveyannaz indiqués sur la feuille Annecy n'existent pas.

On peut monter de deux manières au village de la Colonnaz. Soit en partant du village de Bellegarde, ce qui permet de recouper la paroi du Néocomien au Sénonien sur lequel est bâti la Colonnaz, soit en partant de Luth et en traversant le «Col de la Crète» (sans nom sur la carte) et en descendant sur la Colonnaz. Ce dernier itinéraire a l'avantage de permettre de toucher au marteau, à l'W du Col, le contact tectonique du Berriasien, de la paroi chevauchante, sur le Gault de la paroi inférieure.

A la Colonnaz on est tout de suite frappé par l'énorme épaisseur du Sénonien normal. Au-dessus des maisons du village c'est l'Hauterivien de l'élément supérieur qui chevauche le Sénonien. Sur la route de Pernant, au sortir de la Colonnaz, nous voyons l'Urgonien de l'élément supérieur recouvrir le Sénonien normal. Enfin, à une centaine de mètres du pont-route de Pernant, ce sont les conglomérats de base du Nummulitique de l'élément supérieur qui reposent sur le Sénonien normal. C'est dans ces conglomérats que Collet et Lillie ont trouvé un galet contenant une grande *Nummulite* indéterminable, de 2 cm de diamètre, indiquant du Lutétien remanié. Des galets de calcaire lacustre à *Chara* (voir Stratigraphie p. 43) furent également rencontrés.

La feuille Annecy, 2e édition, figure à l'W du Col, entre la Colonnaz et Luth, du Nummulitique normal reposant sur le Sénonien de la série inférieure de la Colonnaz. Or, si de la vallée de l'Arve, ou mieux, de sa rive gauche, on examine à la jumelle le sommet de la paroi inférieure qui domine le Col précité, on remarque au-dessus du Sénonien normal un contact mécanique. Une excursion là-haut montre que tel est le cas, et que le Sénonien normal est coiffé d'un chapeau d'Urgonien. En fouillant dans la forêt qui couvre la pente vers la Colonnaz on trouve des klippes d'Urgonien et d'Hauterivien sur le Sénonien normal (fig. 10).

Ces observations montrent donc que le Sénonien normal de la Colonnaz est chevauché, sur environ 2 km, par la digitation supérieure de la nappe.

4. L'Aiguille de Varens. (Fig. 12.)

J'avais étudié en 1910 les hauts de l'Aiguille de Varens, mais je n'avais jamais disposé du temps nécessaire pour fouiller les bas, couverts de forêts, en dessous de la paroi de Malm.

En 1936, j'ai profité d'un enneigement très faible pour examiner durant les vacances de Pâques, avec mes étudiants avancés, d'une manière un peu détaillée, cette région entaillée dans le Bajocien et l'Aalénien, dont à distance il était impossible de déterminer la structure et par là-même de fixer les relations tectoniques avec les plis du Malm. Depuis Sallanches, l'Aiguille de Varens apparaît formée par quatre ressauts:

1° **Un ressaut basal,** se terminant au S par une charnière bien visible de Bajocien, emboîtée dans le Toarcien-Aalénien au-dessus du village de Crey. Morphologiquement, ce ressaut se continue par l'épaule, d'origine glaciaire, passant aux Julliards (968 m) et à Charousse

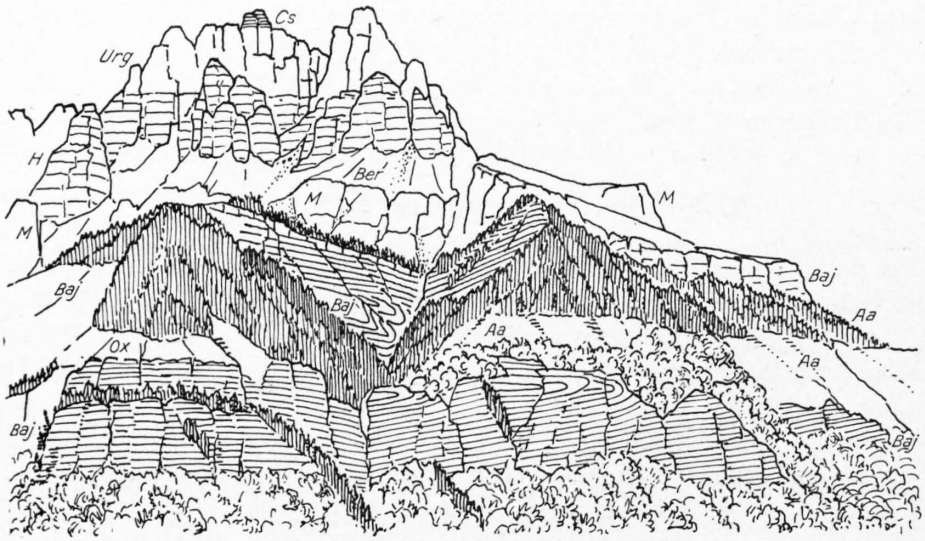


Fig. 12. **L'Aiguille de Varens,** vue de Sallanches.

Aa = Aalénien.
Baj = Bajocien.
Ox = Bathonien-Callovien-Oxfordien.
M = Malm.
Ber = Berriasien.
H = Valanginien et Hauterivien.
Urg = Urgonien.
Cs = Crétacé supérieur.

(1009 m). Cette épaule est fortement entaillée dans les terrains schisteux du Toarcien-Aalénien par deux grands ravins sur le versant de Sallanches.

Ainsi s'explique que sur le versant de Passy on ne rencontre, sortant du glaciaire, que du Toarcien-Aalénien.

Sur ce premier ressaut on trouve un replat nettement marqué dans la topographie par une zone de prés. Il est dû à la présence d'un synclinal s'ouvrant dans l'Oxfordien et se fermant dans l'Aalénien.

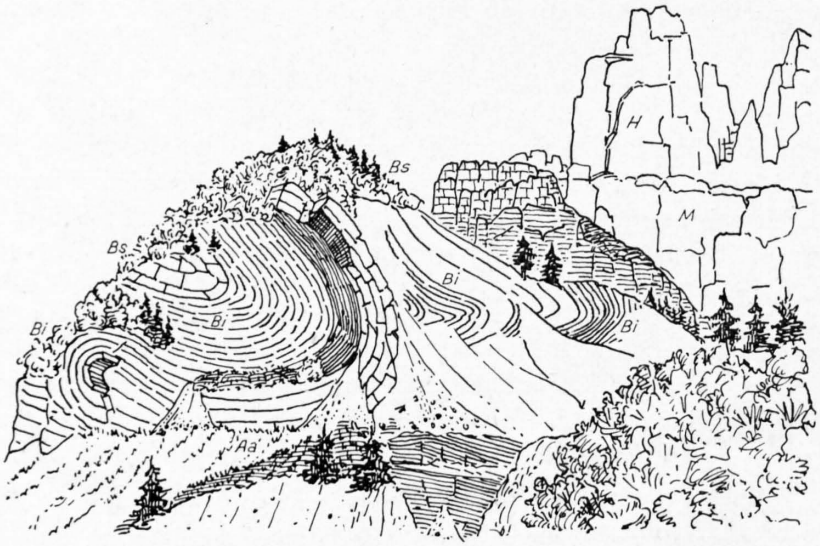


Fig. 13. **Le synclinal de Bajocien du Torrent de St-Martin** (Aiguille de Varens).

Aa = Aalénien.
Bi = Bajocien inférieur.
Bs = Bajocien supérieur.
M = Malm.
H = Valanginien-Hauterivien.

Le deuxième ressaut, entre 1000 et 1700 m, est fortement entaillé par le principal torrent, celui de St-Martin, qui fait face à la gare de Sallanches. L'étude des versants de ce torrent montre que le deuxième ressaut est entièrement formé par le Bajocien sur rive droite et en partie par l'Aalénien et le Bajocien sur rive gauche (fig. 13).

Il y a ainsi 700 m de Bajocien sur rive droite du torrent de St-Martin. D'où vient cette formidable épaisseur? Une traversée du torrent à l'altitude d'environ 1000 m, grâce à un nouveau chemin forestier, nous montre dans le versant droit deux énormes charnières synclinales de marno-calcaires schisteux, avec intercalations de bancs calcaires (Bajocien inférieur) et un cœur de calcaires échinodermiques siliceux (Bajocien supérieur).

Le replat qui raccorde le deuxième ressaut au troisième est marqué par des pâturages recouvrant les argiles oxfordiennes.

Le troisième ressaut est dû à la paroi d'Argovien et de Malm, supportant le palier de Berriasien.

Le quatrième ressaut est la paroi terminale, débutant avec le Valanginien et se terminant au sommet Sud avec l'Urgonien, au sommet Nord avec le Sénonien.

Si l'on suit l'arête qui du point 1655 conduit dans le Nant de Luzier, on chemine constamment dans le Bajocien.

La queue du deuxième synclinal de Malm, à partir de la vallée, ne traverse pas, comme cela est indiqué sur la feuille Annecy, le Nant de Luzier vers le S, mais s'arrête déjà au-dessus du r de Luzier, ce mot étant pris comme celui du village et non du Nant. Ainsi les plis supérieurs de Malm ont une allure bien différente de celle que l'on déduit de la carte.

En résumé: l'exploration de la face SW de l'Aiguille de Varens montre un plissement disharmonique intense entre les plis de Malm et de Bajocien. La grande épaisseur de ce dernier terrain le long de la rive droite du torrent de St-Martin est due à deux synclinaux séparés par un petit anticlinal pointu.

Le Toarcien-Aalénien s'est empilé derrière les charnières de Bajocien. Ainsi s'explique la formidable épaisseur du Toarcien-Aalénien qui au-dessus de Passy forme le cœur de la nappe de Morcles.

Chapitre II.

Les Alpes de Sixt. (Pl. IV.)

1. Introduction. 2. Le Pic de Tanneverge. 3. De Sixt au Plan du Lac. 4. La Fenêtre du Fer à Cheval. 5. La montée aux chalets de Borée et le profil du Fond de la Combe. 6. La chaîne du Pic de Tanneverge au Mont Ruan, vue du sommet de la Pointe des Avaudrues. 7. La coupe du vallon de Vogealle. 8. Le cirque des Fonts et le Col d'Anterne. 9. Le Grenier de Commune et le Cheval Blanc. 10. La vallée de Sales et la faille du vallon de Gers.

1. Introduction.

En 1929, dans sa Notice explicative sur la carte géologique au 20 000e de la Vallée de Sales et du Cirque des Fonts, Robert Perret signale (p. 5) que «la présente carte géologique avait été entreprise, à l'origine, en collaboration par Léon-W. Collet et par R. Perret, et devait porter leurs deux signatures; plusieurs excursions ont été effectuées en commun. Nommé professeur d'échange à l'Université Harvard, aux Etats-Unis, tout en continuant à enseigner une partie de l'année à Genève, Léon W. Collet n'a pu disposer du temps nécessaire pour l'achèvement de la carte, qui porte la seule signature de son collaborateur. Il est cependant de stricte justice de mentionner la part prise par chacun.»

En 1932, parut l'étude détaillée d'un de mes élèves, Augustin Lombard, sur «la géologie de la région du Fer à Cheval». Dans mon esprit, ce travail était destiné à réviser et compléter dans cette région ma publication de 1910 et de permettre de raccorder un jour la feuille Finhaut de l'Atlas géologique de la Suisse au 1 : 25 000e à laquelle je travaillais et celle de Robert Perret.

En 1935, Edouard Paréjas revisa la partie du Buet qui figure sur la feuille Finhaut, en tenant compte de la stratigraphie que j'avais établie pour la région limitrophe du Vieux Emosson.

Chargé par la Commission géologique suisse, avec l'agrément du Directeur du Service de la Carte géologique de France, d'unifier et de raccorder ces divers documents en vue de la publication de la feuille Finhaut, je n'ai pu arriver à un accord avec Augustin Lombard, sur le profil du Fond de la Combe de Sixt.

Dans mes descriptions, j'indiquerai les deux solutions en présence; par contre, dans mes profils généraux, je donnerai mon interprétation. Pour arriver à un accord, il eut fallu revoir ces points sur le terrain avec Augustin Lombard, ce qui n'a pu être fait à cause de la guerre.

2. Le Pic de Tanneverge. (Pl. I, profil 4.)

Vu de Sixt, le Pic de Tanneverge paraît fermer la vallée du Giffre-Bas. Cette belle pyramide offre au géologue une coupe de 2000 mètres de hauteur, qu'on étudie en montant au sommet par le Col de Tanneverge. Nombreux sont les géologues qui se sont occupés de cette montagne. Citons parmi eux Elie de Beaumont, Alphonse Favre, Maillard, Ritter, Haug et Collet.

S'il est facile d'atteindre le Pic de Tanneverge de Sixt ou de Barberine, par le Col de Tanneverge, il est plus difficile d'en étudier la géologie d'une manière détaillée. M'étant aperçu que mon profil de 1910 demandait à être révisé, j'en chargeai Augustin Lombard en 1928. Le profil que nous étudions est donc de lui (89 Pl. V).

Vu de Sixt, le Pic de Tanneverge se divise en trois parties:

a) La paroi de base, terminaison au N du Fer à Cheval. Elle se continue jusqu'au Fond de la Combe par des pentes gazonnées très raides, coupées de petits abrupts, entaillées par des ravins. Ce sont les Pas Nais (Pas Noirs). Cette paroi est formée par le Bajocien, très plissé. Elle supporte:

b) Un palier étroit, dû aux argiles oxfordiennes, qui se poursuit à travers la montagne, du pâturage de Tanneverge au Fond de la Combe. Il permet de traverser horizontalement les «guries» ou gorges de Tanneverge et marque le passage qui de Sixt permet de gagner le pâturage et le Col de Tanneverge, après avoir escaladé les pentes herbeuses des Pas Nais.

c) La paroi supérieure formée par un empilement de plis de Malm.

La paroi de base.

Un examen attentif de cette paroi, à la jumelle, révèle trois anticlinaux de marno-calcaires schisteux du Bajocien inférieur, séparés par deux synclinaux, de patine plus claire, indiquant des calcaires siliceux du Bajocien supérieur.

Cette détermination faite à distance a été, bien entendu, contrôlée au marteau à la cascade de la Méridienne et dans les Pas Nais.

Le palier d'Oxfordien.

Le palier d'Oxfordien est interrompu à la Croix Moccand où l'Argovien écrasé est en contact mécanique sur le Bajocien supérieur. L'Oxfordien forme tout le pâturage de Tanneverge jusqu'au col. Cette énorme épaisseur est due à une accumulation entre les charnières de Bajocien de la Pointe de la Finive et celles du Malm du Pic de Tanneverge.

Au Fond de la Combe, sous le Point 2424, les argiles oxfordiennes se sont aussi accumulées entre les charnières frontales des plis de base du Bajocien et celles du Malm du Col du Sagerou. Il y a là un plissement disharmonique typique du même genre qu'au pâturage de Tanneverge.

La partie supérieure de Malm.

A distance on observe trois parois de Malm dans la partie supérieure du Pic de Tanneverge. Une étude détaillée de ces parois a permis à Augustin Lombard de déceler des charnières qui prouvent un empilement de 4 anticlinaux.

Si l'on monte au Col de Tanneverge en suivant le contact de l'Oxfordien et de l'Argovien, on voit que le Malm de la première paroi, moins plissé que l'Argovien, ne forme qu'un synclinal et un anticlinal.

Un synclinal peu épais et peu profond de Berriasien sépare la deuxième paroi de Malm de la première. Ce synclinal se raccorde à un anticlinal de Malm chevauché par une série normale de Malm et de Berriasien.

La pyramide sommitale ou troisième paroi de Malm est une série normale de Malm et de Berriasien plissé en anticlinal et synclinal.

Les détails de la pyramide sommitale se voient surtout du glacier de Prazon d'où je les ai observés avec Augustin Lombard.

De la Pointe des Avaudrues, en face de la chaîne Pic de Tanneverge-Mont Ruan, nous réaliserons dans un prochain chapitre l'importante montée d'axe vers le NE.

3. De Sixt au Plan du Lac.

Le profil en long de la vallée du Giffre-Bas est caractérisé par une succession de gradins. Cette morphologie a été étudiée dernièrement par Augustin Lombard qui a montré qu'elle est fonction des phases de retrait du glacier du Fer à Cheval. Voyons donc chemin faisant, avec cet auteur, les divers stationnements du glacier et les paliers ainsi formés (112):

Le bassin de Sixt, qui s'étend de cette localité au verrou rocheux (Urgonien) des Tines, a été surcreusé par le glacier du Fer à Cheval et celui d'Anterne dans les marno-calcaires schisteux du Berriasien. L'alluvionnement fut considérable dans le lac ainsi formé. En effet, Douxami a observé dans les buttes des Faix des sédiments sableux, stratifiés et horizontaux.

Au Crot, une moraine frontale a barré la vallée pendant un stationnement. Le palier de Nantbride, qui lui fait suite, indique un lac de barrage rempli par des alluvions, entre le Crot et le Pont de l'Eau Rouge. D'autres stationnements sont encore marqués par des moraines.

Ainsi deux moraines frontales s'observent de part et d'autre de la Cantine du Fer à Cheval. Elles sortent des alluvions grossières du cône du torrent W de Tête Noire (Tita Naire).

Le Plan du Lac est soutenu par une moraine frontale, entaillée par le torrent de Frenalay. Sur rive gauche, cette moraine s'étend jusqu'au village de Frenalay et sur rive droite jusqu'à Giffrenant.

La moraine des Pas Nais, en barrant l'entrée du Fond de la Combe, est cause du palier qui se termine 2 km à l'amont, au Bout du Monde.

4. La fenêtre du Fer à Cheval. (Pl. I, profil 3.)

Les montagnes qui entourent Sixt sont entaillées dans la nappe de Morcles. Deux fenêtres, celle du Fer à Cheval et celle des Fonts, font apparaître le substratum de la nappe. Au Fer à Cheval, affleure le cristallin des Aiguilles Rouges et sa couverture sédimentaire de Trias et de Malm. Aux Fonts, on ne voit que du Trias et du Malm. Nous ne nous occuperons ici que de la fenêtre du Fer à Cheval qui se trouve très près de notre chemin, nous réservant de parler de celle des Fonts au sujet d'une autre excursion.

A l'E de la Cantine du Fer à Cheval se trouve le village des Pellys, à la base d'un promontoire qui sépare les deux torrents qui descendent de Tita Naire.

Avec Augustin Lombard, nous avions découvert, au début de l'été 1928, le Trias et le Malm autochtones dans le torrent Ouest de Tita Naire. A ce moment (juin), une grosse avalanche recouvrait le fond du lit du torrent.

Pensant que, la neige disparue, on pourrait trouver des formations plus profondes, j'y suis retourné en septembre avec R. Perret, M. Billings et R. Doggett. Ayant trouvé les quartzites de base du Trias, nous les avons suivis en direction et au-dessus des chalets des Pellys, à la bordure de la forêt. Nous avons trouvé le cristallin au-dessous, à environ 1020 m sous forme de micaschistes très laminés. Ce cristallin appartient donc au massif hercynien des Aiguilles Rouges.

Le contact entre les quartzites et le cristallin est mécanique. De plus, le cristallin est horizontal, alors qu'en gisement primaire il est toujours très redressé, presque vertical. Je pense que nous avons affaire à une lentille ou à un coin de cristallin, arraché avec sa couverture sédimentaire et traîné lors du déferlement de la nappe.

La région la plus proche où se trouve du cristallin est le Vieux Emosson à environ 5 km à vol d'oiseau sur le versant Sud-Est du Cheval Blanc, à l'altitude de 2200 m environ.

Au Vieux Emosson, Augustin Lombard a mesuré une pente de 25° sur la surface du cristallin. Si cette pente était régulière, le cristallin devrait passer à 730 m aux Pellys.

Augustin Lombard a déterminé comme suit, d'une manière générale, la composition du sédimentaire de couverture, de bas en haut:

1° des quartzites;
2° des argilites rouges et vertes;

3° des corgneules;
4° une brèche de friction de corgneules et d'Oxfordien-Argovien;
5° de l'Oxfordien-Argovien, sous forme de marnes schisteuses;
6° un calcaire rosé ou blanc, marmorisé par pression, annonçant:
7° les calcaires du Malm, écrasés. La série autochtone se termine par:
8° des calcaires schisteux sur lesquels repose:
9° la nappe débutant par des marno-calcaires schisteux du Bajocien inférieur et
10° les calcaires zonés du Bajocien supérieur.

Epaisseur totale: environ 45 m.

L'affleurement montrant la série autochtone se trouve dans le torrent Ouest de Tita Naire. Dans les autres affleurements, plus à l'E, n'apparaissent que certains termes du Trias ou le contact du Bajocien de la nappe sur le Malm autochtone, comme au confluent du torrent de la Lyre et de celui de Tré-la-Chaume.

5. La montée aux chalets de Borée.

Au Plan du Lac s'ouvre, vers le NE, la Combe, superbe auge glaciaire aux parois verticales, coupant très obliquement l'axe des plis.

Sur rive gauche du Giffre s'élève une paroi de près de 2000 m de hauteur, divisée en deux parties par un replat légèrement gazonné, d'argiles oxfordiennes qui, débutant au Fond de la Combe, sous le petit Ruan, se raccorde au pâturage de Tanneverge.

Ce replat est supporté par une muraille, presque verticale, coupée par de nombreux ravins, formée par les divers termes du Bajocien très plissé. La paroi supérieure, qui s'élève au-dessus du replat, est coupée par des vires de Berriasien noir, schisteux, séparant des parois calcaires d'Argovien et de Malm.

Si, sur rive droite du Giffre, le versant est moins raide que sur rive gauche, c'est que l'érosion glaciaire l'a surcreusé dans les argiles tendres oxfordiennes accumulées ici dans une charnière frontale. Un glacier affluent qui occupait le cirque de Vogealle a ajouté son action érosive à celui de la vallée principale. Ainsi l'Alpe de Borée est un pâturage séparé du Giffre par une paroi plissée de Bajocien. Un sentier par places taillé dans le rocher, le Pas du Coq, permet de traverser directement la paroi. Le gros bétail doit remonter jusqu'au Fond de la Combe pour trouver le replat d'argiles oxfordiennes qu'il peut suivre jusqu'à l'alpage.

Les chalets de Borée sont construits sur une superbe moraine latérale du glacier de Vogealle, qui a déposé ici d'énormes blocs d'Hauterivien. Le glaciaire recouvre la plus grande partie du replat sur lequel se trouve le pâturage et ce n'est qu'en dessus des chalets qu'on peut toucher l'Oxfordien dans lequel j'ai trouvé un *Quenstedticeras praecordatum*.

A l'W des chalets, une tête anticlinale de Bajocien supérieur s'enfonce dans les argiles oxfordiennes. Tout près de là se trouvait dans ces argiles la mine dont on a extrait autrefois du fer sous forme de chamosite.

Le profil du Fond de la Combe.

Chargé par la Commission géologique suisse de raccorder ma carte et celle d'Augustin Lombard pour la publication de la feuille Finhaut de l'Atlas géologique de la Suisse, ce travail n'a généralement pas présenté de difficulté, sauf pour la région du Fond de la Combe.

Sur le terrain, deux auteurs s'entendent toujours plus facilement pour raccorder deux cartes que dans une région où tout doit se faire à distance, à la jumelle. Dans ce dernier cas, le facteur personnel joue évidemment un rôle prédominant.

Il s'agit du profil transversal, naturel, que représente la paroi du Fond de la Combe.

J'ai toujours eu de la malchance quand je suis parti pour étudier au marteau cette paroi qui, si elle ne paraît pas présenter des difficultés techniques spéciales, n'en exige pas moins un sérieux effort du point de vue géologique.

Augustin Lombard l'avait étudiée à la jumelle et j'ai dû me résigner à cette solution. Ne voulant pas imposer ma manière de voir à mon élève et collaborateur — car nous ne sommes pas tombés d'accord —, je donnerai ici mon profil et celui d'Augustin Lombard (fig. 14).

Le lecteur choisira et un jeune aura quelque jour la joie, après une étude au marteau, de dire qui de nous deux avait raison ou probablement de proposer une nouvelle solution en accord avec les faits d'observation.

Le problème à résoudre à la jumelle est très difficile et exige une connaissance parfaite des patines du Bajocien supérieur, de l'Oxfordien, de l'Argovien et du Malm. De plus, un plissement disharmonique complique l'affaire.

La différence essentielle entre ma manière de voir et celle d'Augustin Lombard consiste en ce que je donne beaucoup d'importance à l'Argovien et que dans un plissement disharmonique comprenant les terrains de la nappe de Morcles, du Bajocien supérieur au Malm, j'ai la conviction que les argiles oxfordiennes sont accumulées dans les charnières anticlinales et que c'est cette accumulation qui est cause du plissement disharmonique.

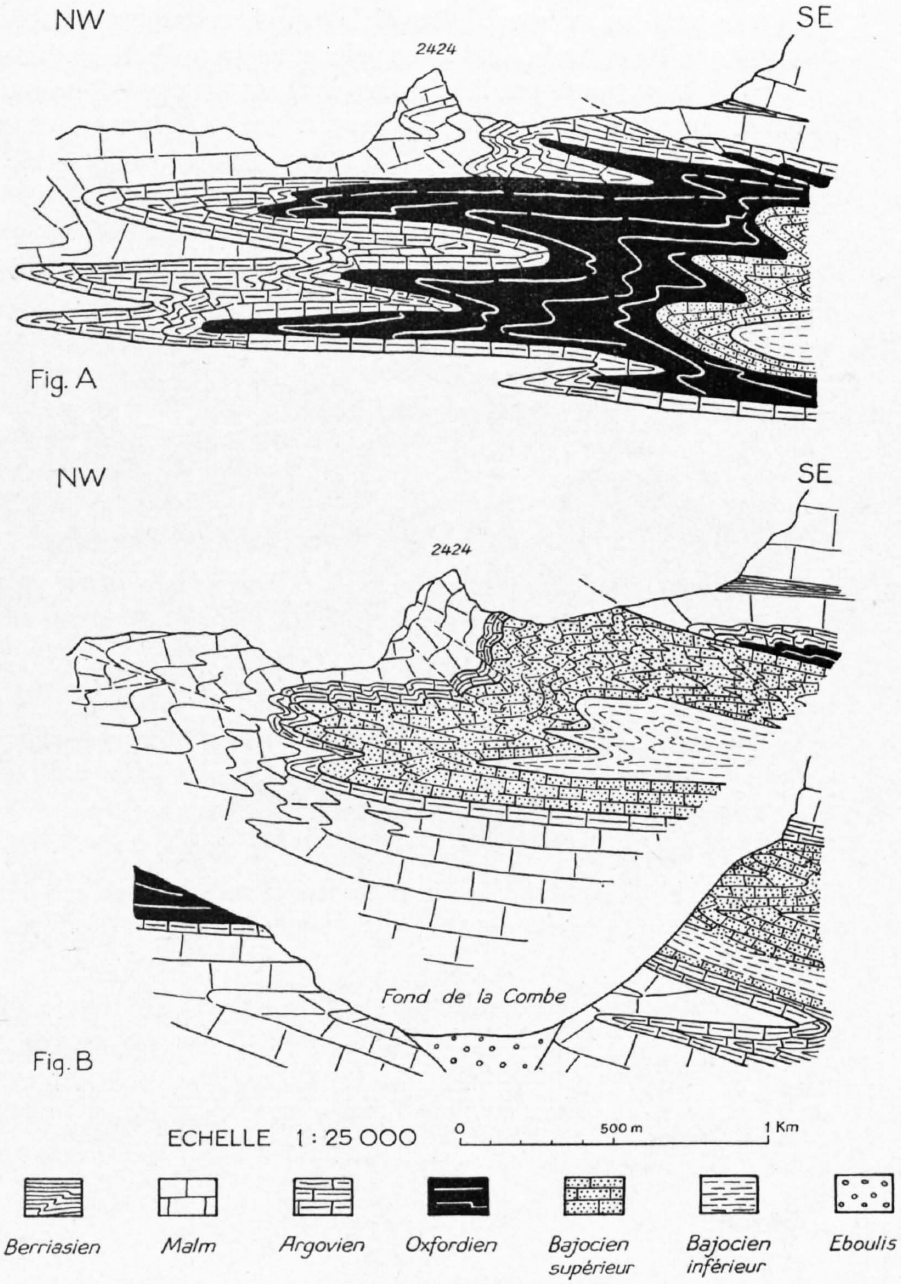


Fig. 14. **Le profil du Fond de la Combe de Sixt.**
A. par Léon W. Collet. B. par Augustin Lombard.
Echelle: 1 : 25 000.

6. La chaîne du Pic de Tanneverge au Mont Ruan, vue du sommet de la Pointe des Avaudrues. (Fig. 15.)

Du sommet de la Pointe des Avaudrues on suit tous les détails de la structure de la grande paroi, haute de près de 2000 m qui du Pic de Tanneverge s'étend jusqu'au Mont Ruan.

D'emblée on est frappé par la forte montée d'axe vers le NNE. Ayant examiné précédemment les plis du Bajocien, ceux de l'Oxfordien et du Malm, suivons vers le Mont Ruan les plis du Malm que nous avons reconnus (p. 52) dans le Pic de Tanneverge. La première paroi de Malm du Pic de Tanneverge que nous avons vue au-dessus du palier d'Oxfordien, dessinait un synclinal et un anticlinal couchés.

Cette paroi grise ne tarde pas à être divisée en deux parois par un synclinal couché de Berriasien noir qui passe sous le glacier du Mont Ruan pour ressortir sur l'arête entre le Petit Ruan et le Mont Ruan.

Le Malm supporté par l'Oxfordien, après avoir formé de nombreux replis sous le Berriasien du Col des Ottans et du Col du Sagerou se couche en formant une charnière frontale, bien marquée

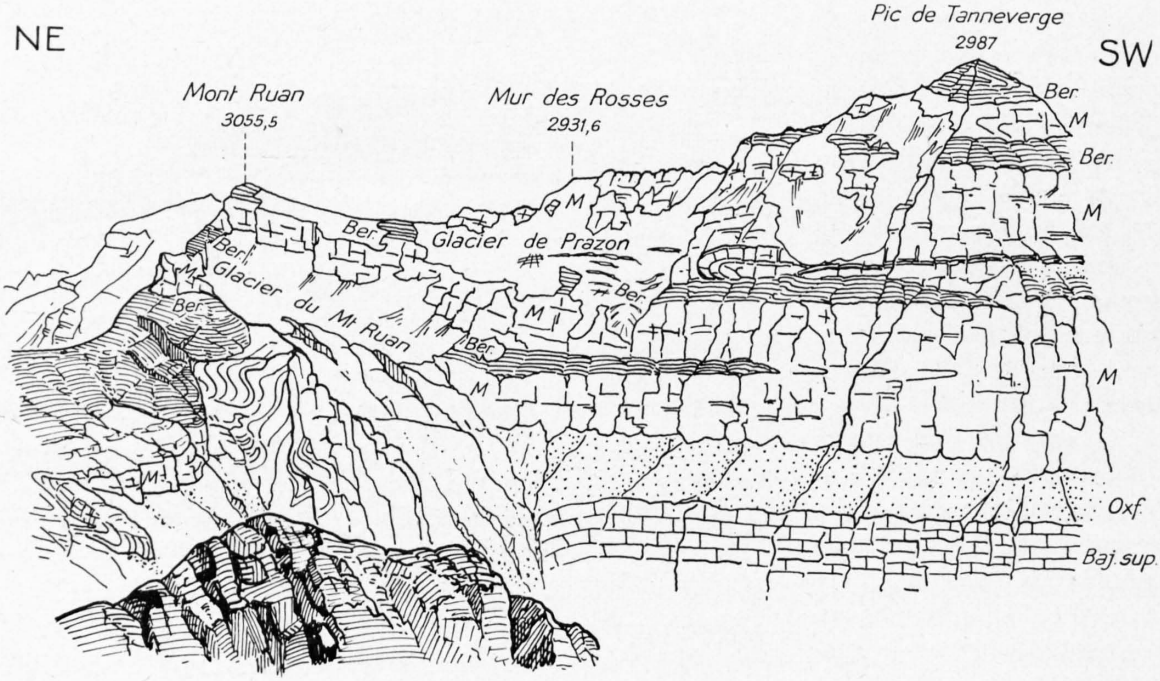


Fig. 15. **La chaîne du Pic de Tanneverge au Mont Ruan,** vue du sommet des Avaudrues.

Baj. sup. = Bajocien supérieur. Oxf. = Bathonien-Callovien-Oxfordien. M = Malm. Ber. = Berriasien.

sur le versant suisse de ce dernier col. Au Fond de la Combe, ce Malm entoure les charnières d'Argovien, d'Oxfordien et de Bajocien et, renversé, affleure à la base de la paroi terminale du Fond de la Combe, qui supporte le point 2424, où Augustin Lombard l'a découvert. La paroi de Malm, supportée par le Berriasien du glacier du Mont Ruan, sépare ce dernier glacier de celui de Prazon et forme la paroi terminale du Mont Ruan.

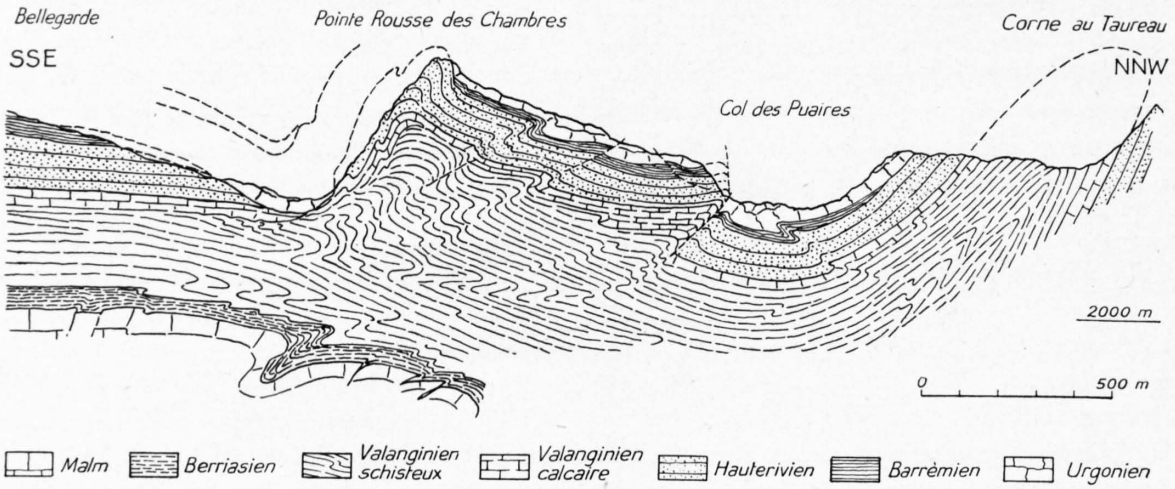


Fig. 16. **Vallon de Vogealle.**

Echelle: 1 : 2000.

Sur ce Malm repose en synclinal un deuxième Berriasien. Ce dernier, après avoir formé un étroit replat sous l'extrémité Sud du glacier de Prazon, disparaît plus loin sous ce glacier et affleure de nouveau au Col du Ruan (2799 m). De ce col on le suit presque jusqu'au sommet du Mont Ruan, plaquant l'arête de Malm.

Deux belles charnières anticlinales dans le Malm prouvent que ce Berriasien est bien un synclinal de raccord. L'une de ces charnières est visible dans l'éperon qui sépare le glacier de Prazon en deux parties, l'autre sur le versant suisse dans le Mur des Rosses.

Le Malm que supporte le deuxième Berriasien est double, d'où son épaisseur. Nous venons de voir que sa partie inférieure se raccorde au deuxième Berriasien. Sa partie supérieure, par contre, supporte un troisième Berriasien sur lequel repose la pyramide terminale du Pic de Tanneverge. L'élévation d'axe fait que le troisième Berriasien est en l'air directement au N de la Pointe des Rosses.

L'élément tectonique du sommet du Pic de Tanneverge (chevauchement de Malm et de Berriasien) est encore marqué dans le Malm de la Pointe des Rosses, puis il est en l'air.

7. La coupe du vallon de Vogealle. (Fig. 16.)

Cette description de la coupe du Vallon de Vogealle est empruntée à une étude entreprise avec la collaboration d'Augustin Lombard pour combler une lacune à la limite de nos deux cartes (110).

Les terrains.

Le Berriasien et le Valanginien inférieur sont des complexes de marnes schisteuses et de marno-calcaires affectés de plissements disharmoniques. Il est très difficile de retrouver les zones stratigraphiques de Coaz (92), les formations étant ici très comprimées. Le faciès calcaire du Valanginien inférieur, très développé au NE de la frontière, sur Suisse, manque dans notre région où le faciès de l'Infravalanginien s'étend jusqu'au sommet du Valanginien moyen.

Le Valanginien supérieur calcaire, typique et non laminé, est réduit à sa partie supérieure, voisine de l'Hauterivien.

L'Hauterivien n'atteint pas partout l'épaisseur que donne Coaz dans ses coupes-types. Il est ici dans le flanc normal de la nappe, non loin de sa partie frontale. La diminution de son épaisseur est vraisemblablement due aux mêmes effets que dans les séries normales des plis frontaux à Bossetan.

Le Barrémien est également très réduit; il est même entièrement laminé entre l'Hauterivien et l'Urgonien à la Pointe Rousse des Chambres (2665 m) et à la Combe aux Puaires, flanc Nord. L'Urgonien n'est représenté que par sa partie inférieure, formée de calcaires massifs, parfois récifaux.

La coupe.

Le tracé de la coupe suit la ligne de partage des eaux séparant le bassin de Vogealle de celui des Chambres et de la Combe aux Puaires.

Entre les synclinaux de la Combe aux Puaires et du Vallon des Chambres se trouve le grand anticlinal de la Pointe Rousse des Chambres, avec tendance au déjettement vers le NW.

Il y a plissement disharmonique très marqué entre le Valanginien et l'Hauterivien. En effet, le synclinal d'Urgonien du Vallon des Chambres n'est plus marqué dans le Valanginien. De plus, on remarquera le laminage complet de l'Hauterivien et du Barrémien du flanc Sud-Ouest de l'anticlinal de la Pointe Rousse des Chambres.

Ces faits, ajoutés à ceux que l'on observe en dehors du profil (Vallon des Chambres, par exemple: laminage de l'Aptien, forme du synclinal d'Urgonien) portent à croire qu'une poussée venant du SE a agi sur ce flanc de l'anticlinal. Son effet a été local et intense.

Cette action est due à l'avance de la masse de terrains crétacés et tertiaires des Avaudrues au moment où la nappe a buté contre l'obstacle préalpin.

On verra sur le profil (fig. 16) les conséquences de cette poussée: structure faillée, plis en retour et laminages.

Il est intéressant de noter que, grâce à l'élévation axiale de la nappe de Morcles vers le NE, on retrouve un synclinal d'Urgonien près de la frontière franco-suisse, à l'W du Mont Sagerou. Il correspond à celui de la Combe aux Puaires et, comme celui-ci, est ouvert vers le SE; il repose sur du Barrémien et de l'Hauterivien.

8. Le cirque des Fonts et le Col d'Anterne.

Le cirque des Fonts.

La géologie du cirque des Fonts, sur le versant Ouest du Buet est d'une importance capitale pour raccorder les éléments structuraux de la rive droite de la vallée de l'Arve et ceux des Alpes de Sixt.

Nous possédons maintenant une carte géologique au 1 : 20 000e, publiée par Robert Perret en 1929.

Parler du cirque des Fonts c'est dire la géologie du Buet. Or, cette dernière fut résumée graphiquement en 1910 par Collet dans un profil du Mont Oreb aux Fonts. Ce profil montrait le Buet formé par:

1° une série normale de base, allant du Trias, en discordance sur le cristallin, jusqu'à l'Oxfordien. Cette série supportant:

2° une masse chevauchante de Lias et de Dogger.

Sur le versant des Fonts, Collet voyait:

1° une série normale, basale, allant du Lias à l'Oxfordien qui forme la Vire du Buet;

2° la série du sommet, formée par du Lias et du Dogger, chevauchant l'Oxfordien de la Vire du Buet.

Les résultats des travaux récents de Robert Perret et d'Edouard Paréjas, s'ils apportent des précisions intéressantes et des faits nouveaux sur plusieurs points, n'ont pas modifié les grandes lignes de la structure du Buet, donnée par Collet en 1910.

Quand nous raccorderons les Faucilles du Chantet (anticlinal couché de Malm), qu'on voit sur la rive gauche du Giffre-Haut en montant de Sixt aux Fonts, et les plis du Grenier et du Buet, nous verrons que la carte de Perret facilitera grandement notre tâche. En effet, nous arriverons, avec cet auteur, à une solution qui paraît satisfaisante.

Nous recommanderons à ceux qui désirent faire une excursion géologique dans la région des Fonts et du Col d'Anterne d'y consacrer deux jours, de Sixt à Servoz, en passant par la cascade du Rouget, les chalets de Fardelet et les Pellys de Soret. De cette manière on pourra consacrer le premier jour à l'étude du Malm dans la Pointe de Sales. Si l'on suit le chemin muletier de Salvagny aux Fonts, qui passe dans la forêt, on ne voit que le pli des Faucilles de Chantet, et encore de trop près, et l'on a beaucoup de peine à raccorder ce pli et ceux du Grenairon que l'on a au-dessus de soi.

De plus, dans cette première journée, on examinera l'autochtone qui sort en fenêtre de dessous la nappe, dans le torrent de la Guivre.

Le lendemain on montera au Col d'Anterne par le Pas au Mulet et on descendra sur Servoz.

La cascade du Rouget.

Partons de Salvagny. La cascade du Rouget est sur le Berriasien qui, d'après Coaz, mesure environ 85 m. On y distingue deux niveaux schisteux, séparés par une paroi calcaire et le tout est surmonté d'une deuxième paroi calcaire. Il est intéressant de noter que Coaz a trouvé, dans le niveau schisteux le plus bas, un banc marno-calcaire oolithique et spathique, ce qui n'est pas en faveur d'un faciès profond du Berriasien. Le contact avec le Malm est en dessous de la cascade et ce qui est important, c'est que le Malm dessine une charnière anticlinale qui, grâce à une très forte élévation d'axe vers le NE, se prolonge dans la partie supérieure du Malm, en dessous de la Cantine du Grenier.

La gorge profonde du torrent des Fonts est entaillée dans le Malm recouvert de moraine, qu'on suit jusqu'au moment où, sur rive gauche, vis-à-vis de Soret, on le voit dessiner une charnière synclinale, entourant du Berriasien, qui raccorde la charnière du Malm du Rouget et celles des Faucilles de Chantet que l'on voit admirablement des chalets de Fardelet (fig. 17).

Du Berriasien entoure la charnière de Malm des Faucilles de Chantet. Il est chevauché par une paroi de Malm qui s'étend jusqu'au Torrent de Sales. Cette paroi supporte une grande vire de Berriasien qui permet de se rendre du vallon de Sales au pâturage d'Anterne par le Collet d'Anterne. De cette vire s'élève la paroi de la Pointe de Sales, en série normale, du Valanginien au Nummulitique.

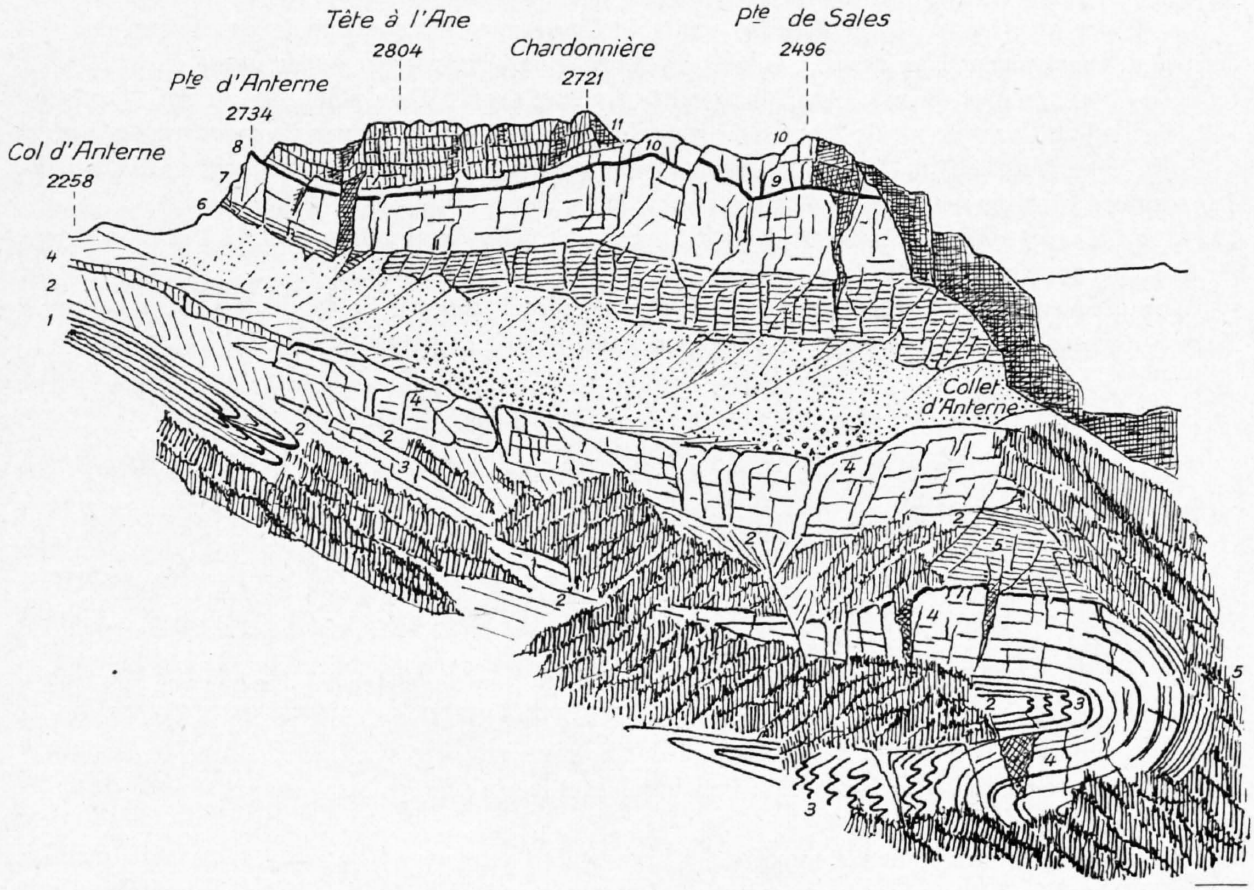


Fig. 17. **Les Rochers des Fis et les Faucilles du Chantet.**
Croquis pris aux environs de la Cantine du Grenier (1944 m.).

1. Bajocien.
2. Bathonien-Callovien-Oxfordien.
3. Argovien.
4. Malm.
5. Berriasien.
6. Valanginien-Hauterivien.
7. Urgonien.
8. Gault.
9. Crétacé supérieur.
10. Nummulitique.
11. Flysch (grès de Taveyannaz).

La Pointe de Sales. (Pl. II, profil 2.)

Nous venons ainsi de saisir les grandes lignes de la géologie de la Pointe de Sales qui se résument comme suit:

1° la base formée par deux anticlinaux couchés de Malm raccordés par un synclinal de Berriasien;

2° la partie supérieure chevauchant la base, débutant par une paroi de Malm et se terminant au sommet de la Pointe de Sales par les calcaires du Nummulitique.

Cette coupe reproduit à 12 km au NE celle que nous avons relevée dans la paroi de la rive droite de la vallée de l'Arve au Nant d'Arpenaz.

La coupe de la Pointe de Sales fut donnée en 1910 par Collet. Robert Perret y ajouta, en 1922, la charnière de Malm de la base de la cascade du Rouget.

La fenêtre des Fonts. (Pl. I, profil 1.)

Des chalets de Fardelet gagnons les Fonts en traversant le torrent sur le pont, en face des Pellys de Soret.

Des Frassettes aux Fonts, la route traverse le Bajocien inférieur qui s'élève vers le NE en deux anticlinaux dont on voit les charnières près des chalets de Soret. Ce Bajocien repose sur du Lias moyen qui forme la base du cirque au N des chalets des Fonts. D'après R. Perret, ce Lias moyen se poursuit dans le torrent des Chaux qui descend du col du même nom (carte Perret). Nous reviendrons sur ce Lias moyen dans le prochain chapitre.

Le cirque des Fonts, dans sa partie basale, est entaillé au NW dans les plis de Bajocien dont il vient d'être question et au SE dans les cœurs de Lias moyen et supérieur de ces mêmes plis. Ces éléments appartiennent à la nappe. Voyons les terrains autochtones qui apparaissent en fenêtre.

La fenêtre des Fonts. Au N des chalets des Fonts, au SW du point 1317 (carte Perret), on voit, sur les bords du torrent, du Malm qui bien qu'intensément laminé est parfaitement reconnaissable.

En remontant le lit du torrent, on voit apparaître dans ce dernier, entre les points 1317 et 1363, des corgneules et des calcaires dolomitiques du Trias.

Ce Trias et ce Malm, découverts par Collet et Perret, appartiennent à l'Autochtone. Ils se trouvent dans la partie la plus basse du cirque.

Le plan de chevauchement de la nappe est visible sur rive droite du torrent, séparant le Malm autochtone du Lias moyen, très étiré, par lequel débute la nappe.

Le Lias du cirque des Fonts.

Dans sa carte au 1 : 20 000e du cirque des Fonts, Robert Perret indique que le terrain le plus ancien de la nappe appartient au Lias inférieur représenté par des schistes marneux noirs. Ce terrain n'affleure qu'en un seul point: le lit du torrent des Chaux, en contre-bas du Nid d'Aigle.

Ce Lias inférieur supporte des calcaires zonés du Charmouthien sur lesquels on trouve, dans le torrent des Chaux, des calcaires gris très siliceux passant à des quartzites. Perret rapporte cette assise au Domérien.

J'ai discuté, en traitant de la stratigraphie (p. 17), de l'âge des calcaires zonés que l'on trouve fréquemment dans la partie inférieure de la nappe, à la Tour Sallière, au Pic de Tanneverge et dans la chaîne qui s'étend de la Pointe de la Finive au Cheval Blanc. Après de longues et patientes recherches je suis arrivé à la conclusion que ce faciès se présentait aussi dans le Bajocien supérieur.

Cependant, Robert Perret apporte des arguments tectoniques à sa manière de voir quand il dit (p. 7) dans la notice explicative de sa carte: «En amont, sous la Tête de Villy, les calcaires zonés apparaissent au cœur des anticlinaux de Lias; on les aperçoit dans la même position, en bas des ravines de la Guivre et de la Fausse Guivre, et à diverses altitudes dans le Grand Couloir du Buet, dans la Combe de l'Ours et sous les Tours de Saint Hubert.»

Robert Perret connaît beaucoup mieux que moi ce monde qu'est le Buet, et les faciès du Lias du torrent des Chaux rappellent ceux décrits par Paréjas dans la région radicale de la nappe.

Le Col d'Anterne.

Des Fonts à Grasse Chèvre. Des Fonts montons au pâturage de Grasse Chèvre en suivant le chemin du Col d'Anterne.

Un peu avant le pont sur le torrent des Chaux, le chemin traverse l'Aalénien puis, d'après Perret, les calcaires zonés du Lias moyen. La Joux-Haute est dans le Bajocien, où Perret dessine deux anticlinaux couchés. Le pâturage de Grasse Chèvre étant sur l'Oxfordien, nous avons dans cette coupe la replique de celle de la rive droite du Torrent des Fonts. L'Oxfordien de Grasse Chèvre se ferme en synclinal au SE près du Bas du Col, nous avons donc ici l'équivalent de la Grand Vire du Buet dont l'Oxfordien est chevauché par une masse bajocienne comprenant 8 plis à noyau d'Aalénien.

L'abrupt qui domine l'Oxfordien de Grasse Chèvre, et qui supporte le Bas du Col, est formé par deux digitations d'un anticlinal couché de Bajocien qui s'emboîte dans la charnière de Malm des Faucilles du Chantet (fig. 17).

Comme l'a montré PERRET, cet anticlinal couché, chevauchant l'Oxfordien de Grasse Chèvre, est la base de la partie supérieure du Buet.

La zone synclinale écrasée, Grasse Chèvre-Beaux Prés-Genèvrier, reconnue en 1910 déjà par COLLET, précisée par PERRET en 1929, sépare donc les deux unités structurales du Buet.

Le Collet d'Anterne (1788 m) est l'épaule de la Pointe de Sales qui permet de passer des chalets d'Anterne dans le Vallon de Sales, en suivant le replat de Berriasien (fig. 17).

La paroi de Malm qui supporte ce replat chevauche l'anticlinal des Faucilles du Chantet. Jusqu'au Col d'Anterne, ce Malm forme une énorme dalle lapiazée au pied des Rochers des Fis. La pente du Plateau d'Anterne vers le Buet étant moins forte que le plongement axial, l'Oxfordien et le Bajocien ne tardent pas à sortir de dessous cette plaque pour former l'élément structural supérieur du Buet.

Du Bas du Col, soit de l'anticlinal couché de Bajocien, jusqu'à la Tête de Moëde, PERRET a dénombré quatre anticlinaux dans le Bajocien. Ces plis, à peine marqués dans la dalle de Malm par de faibles inflexions, montrent la dissymetrie de plissement du Bajocien et du Malm. Sauf de très rares exceptions, c'est donc en vain que nous chercherions à raccorder les charnières de Bajocien et celles du Malm.

Les Rochers des Fis permettent de suivre l'allure des terrains crétacés et tertiaires de l'Hauterivien aux grès de Taveyannaz dans une paroi d'environ 500 m de hauteur.

On y voit, entre la Pointe de Chardonnière et celle de Sales, un anticlinal qui passera au SW à un pli-faille visible dans le vallon de Sales et dans la paroi de la Pointe de Platé.

Le Sénonien très épais sous la Pointe de Sales ne mesure plus que 5 à 6 m entre la Pointe de Chardonnière et la Tête à l'Ane. Les calcaires nummulitiques du Priabonien diminuent également d'épaisseur dans la même direction.

PERRET a signalé une charnière synclinale dans la Tête à l'Ane, ce qui n'est pas pour nous étonner, car les grès de Taveyannaz sont très plissés au N du Désert de Platé entre le Col de Platé et les Grands Vans. Ajoutons que l'Oxfordien du Col d'Anterne est fossilifère. AUG. LOMBARD y a trouvé:

Peltoceras Eugenii, RASP.
Oppelia inconspicua, DE LOR.
Oppelia aff. *Bruckneri*, OPP.
Peltoceras annulare, REIN., 2 ex.
Phylloceras tortisulcatum, D'ORB., 8 ex.
Hecticoceras svevum, BONAR., 3 ex.
Perisphinctes bernensis, DE LOR., 4 ex.
Quenstedticeras, sp.
Quenstedticeras Henrici var. *Brasili*, DOUV.

Le Valanginien spathique, au-dessus du Col d'Anterne, contient un banc ferrugineux de 5 m d'épaisseur, à patine jaune, que l'on remarque de loin. Il contient jusqu'à 66 % d'oxyde ferrique.

Toute la série stratigraphique au-dessus du Col d'Anterne est réduite par laminage.

Voyons maintenant le versant Sud du col d'après COLLET et PERRET.

Contact de l'autochtone et de la nappe au S et au NE du Col d'Anterne. Dans le torrent de Suet, au NE des chalets d'Ayère dessous, le Trias est le seul représentant des sédiments mésozoïques autochtones des Aiguilles Rouges. Il repose sur du Permien et supporte la nappe de Morcles, débutant par de l'Aalénien.

Au commencement de la gorge, le Trias supporte quelques centimètres d'argiles noires, recouvertes par du Permien mylonitisé (0—2 m); la nappe débute au-dessus de ce dernier par des schistes du Lias, très replissés. Plus en amont, au milieu de la gorge, l'autochtone se compose d'une série normale de

Trias, Argovien et Malm, supportant une écaille de Trias et de Malm autochtones. Cette dernière est recouverte par la nappe, qui débute ici par de l'Aalénien très laminé. Plus loin, on voit apparaître sporadiquement, sur la rive droite du torrent, du Trias et du Malm autochtones.

Au droit des «bassins» du chemin du Col d'Anterne, la nappe débute par de l'Aalénien reposant sur le Malm autochtone. Enfin, toujours sur rive droite, à 400 m au S de la Cantine de Moëde (carte Perret), la nappe débute par du Toarcien et une faible épaisseur de calcaires zonés du Lias moyen (l'épaisseur de ce dernier ne dépasse pas 5 mètres), qui supportent l'Aalénien.

Dans le premier ravin, à l'E de la Cantine de Moëde, l'autochtone est formé par du Trias et du Malm, supportant des calcaires zonés du Lias moyen de la nappe. Plus loin, de l'Aalénien s'intercale entre le Lias moyen de la nappe et le Malm autochtone; ce contact se poursuit jusqu'au-dessus des chalets de l'Ecuelle. Au-dessus des chalets de Villy, le Lias moyen forme le contact de la nappe avec les calcaires dolomitiques du Trias autochtone.

Au Col de Salenton, la nappe débute par du Lias supérieur qui repose sur une série autochtone comprenant, de bas en haut, du Trias, de l'Argovien calcaire, de l'Argovien schisteux et du Malm.

9. Le Grenier de Commune et le Cheval Blanc.

La montée de Sixt à la Cantine du Grenier.

Cette excursion permet de réaliser ce qu'est la montée axiale des plis du Malm que nous avons notés durant notre course à Salvagny et aux Faucilles de Chantet. Puis la vue dont on jouit des environs de la Cantine sur la Pointe de Sales et la muraille des Fis facilite beaucoup le raccord des plis du cirque des Fonts à ceux de la chaîne Cheval Blanc-Pointe de la Finive qui domine le cirque du Vieux Emosson, sur Suisse.

Chemin faisant, le regard est uniquement attiré par l'imposant pli couché de Malm et de Berriasien des Faucilles de Chantet que domine la Pointe de Sales. Cette montagne est constituée par une série normale, allant de l'Oxfordien au Nummulitique, qui chevauche l'anticlinal des Faucilles de Chantet. Ainsi l'Oxfordien et le Malm qui supportent le Berriasien du Collet d'Anterne recouvrent le Berriasien des Faucilles de Chantet (fig. 17).

Le panorama de la Cantine du Grenier comprend la grande paroi des Fis, le plateau d'Anterne et les hauts du Buet. Avec Perret nous remarquons que «la partie supérieure du Buet est l'homologue des assises du plateau d'Anterne et de Villy». En effet, ce sont les replis anticlinaux du Bajocien, entre le «Bas du Col d'Anterne» et la crête, qui, s'élevant axialement, après avoir formé le cœur des Faucilles de Chantet, constituent les hauts du Buet.

Le chevauchement du Buet. (Pl. I, profil 1.)

C'est en montant de la Cantine du Grenier aux Frêtes du même nom, par un excellent sentier, que l'on voit le mieux le chevauchement du Bajocien du sommet du Buet sur l'Oxfordien de la Combe, où ce terrain fossilifère, après avoir formé la Grand Vire du Buet, prend un grand développement. De la Pointe du Genèvrier, ou du col qui sépare cette montagne de l'arête E du Buet, on remarque que le chevauchement du Buet est «en l'air» vers le NE par suite de la montée d'axe.

Ce sont donc les plis de Bajocien de la base du cirque des Fonts qui, se développant et se relayant vers le NE, vont former la chaîne Cheval Blanc-Pointe de la Finive.

Le Grenier de Commune. (Pl. I, profil 1.)

La partie supérieure de cette montagne est formée par un synclinal de Malm à coeur de Berriasien. Plus au S, ce synclinal, à charnière entourée d'Argovien, pénètre dans l'Oxfordien de la Combe du Buet.

Du Cheval Blanc, ou du Col du Grenairon, on voit que le synclinal du Grenier est subdivisé en deux synclinaux de Berriasien, par l'apparition d'un anticlinal de Malm.

Au Cheval Blanc, ce synclinal de Malm du Grenier est «en l'air», du fait de la rapide montée d'axe vers le NE.

On foule le Berriasien du synclinal du Grenier le long des Frêtes du Grenier puis on le voit s'enfoncer sous les dalles de Malm de ce sommet dans la traversée pour gagner la Combe du Buet.

Dans sa carte géologique, Robert Perret indique de l'Argovien aux Frêtes du Grenier. Cette erreur fut corrigée par Aug. Lombard en 1932.

Le Cheval Blanc. (Fig. 18 et 19.)

Le Bajocien supérieur qui forme l'arête sommitale de cette montagne sort de dessous l'Oxfordien de la Combe du Buet.

Vu du Vieux Emosson, le Cheval Blanc apparaît comme une pyramide à base très large. Au Col du Vieux affleurent les argiles sableuses, à rognons ferrugineux de l'Aalénien. Ce terrain forme la terrasse qui s'élève en diagonale sous les pentes sommitales du Col et de la Tête du Grenairon, puis passe sous le Bas des Cavalles pour atteindre le pied de la dernière pente de la Pointe de la Finive (fig. 35).

Sur cet Aalénien des alternances de bancs calcaires et de lits marno-schisteux marquent le Bajocien inférieur, que surplombe le mur de calcaires roussâtres du Bajocien supérieur fossilifère de la crête.

Du Vieux Emosson on voit dans une coupe très oblique de ces terrains les charnières d'un anticlinal couché digité: l'anticlinal du Col du Vieux.

De la Combe du Buet, l'Oxfordien s'élève au NE formant terrasse inclinée, bordée au NW par une petite crête d'Argovien jusqu'à l'arête qui relie le Cheval Blanc au Grenier de Commune.

Tzenau Naire et le versant Nord du Cheval Blanc et du Grenier de Commune.

La traversée, longue et pénible que l'on n'effectuera pas sans guide, du sommet du Cheval Blanc aux chalets de Commune (au-dessus de Sixt) par Tzenau Naire est intéressante, car il est difficile d'examiner cette région à distance.

Du sommet du Cheval Blanc il faut gagner un entonnoir torrentiel, «Tzenau Naire», entaillé dans le Bajocien inférieur. Passage délicat qui seul permet de gagner les chalets de Commune. Cette descente fait traverser le front des digitations de l'anticlinal du Col du Vieux, dans les calcaires échinodermiques du Bajocien supérieur (fig. 19).

Chemin faisant, on voit, dans la paroi qui domine, l'Oxfordien et l'Argovien fermant le synclinal de Malm et de Berriasien du Grenier de Commune.

L'Oxfordien, descendant en écharpe, atteint «Tita Naire», puis la Croix de Commune. Il est couvert en partie par des éboulis de Malm. Dans la première localité j'ai trouvé les Ammonites suivantes:

Phylloceras tortisulcatum (d'Orb.), 7 exemplaires.
Peltoceras annulare (Rein.), 7 exemplaires.
Quenstedticeras Henrici var. *Brasili*, Douv., 2 exemplaires.
Hecticoceras svevum, Bonar., 2 exemplaires.
Perisphinctes (Vinalesphinctes) bernensis, de Lor., 1 exemplaire.
Hecticoceras aff. *nodosum*, Bonar., 1 exemplaire.
Hecticoceras punctatum (Ziet.), 1 exemplaire.
Hecticoceras rossiense, Teys., 1 exemplaire.
Hecticoceras cracoviense, Neum., 1 exemplaire.
Hecticoceras aff. *delemontanum* (Oppel), 1 exemplaire.
Taramelliceras aff. *Holbeini* (Oppel), 2 exemplaires.
Belemnites hastatus, Blain., 1 exemplaire.

A l'W de l'Alpe de Commune, l'Argovien et le Malm normal forment carapace compliquée par un anticlinal et un synclinal, se raccordant au Malm normal du synclinal du Grenier de Com-

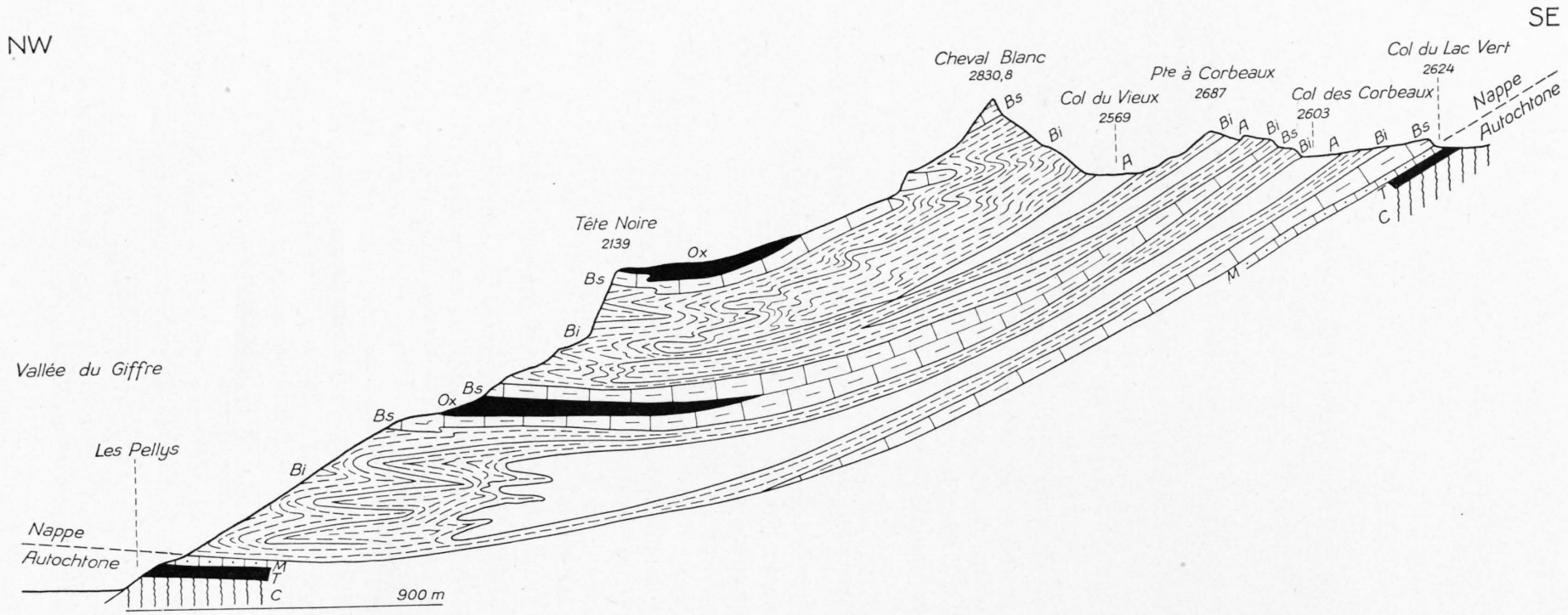


Fig. 18. **Le plissement du Bajocien,** sur le versant NW du Cheval Blanc

Autochtone: C = Cristallin.
T = Trias.
M = Malm.

Nappe de Morcles: A = Aalénien.
Bi = Bajocien inférieur.
Bs = Bajocien supérieur.
Ox = Bathonien-Callovien-Oxfordien.

Echelle: 1 : 25 000.

mune. Augustin Lombard a trouvé dans ce Malm des Ammonites (voir stratigraphie, p. 22) qui déterminent le Séquanien inférieur.

L'alpage de Commune est sur l'Oxfordien recouvert en grande partie par des éboulis de Malm.

Sous Tita Naire[1]), Collet a trouvé la continuation du synclinal d'Oxfordien du pâturage de Tanneverge que Lombard a suivi jusqu'au SE de Nantbride.

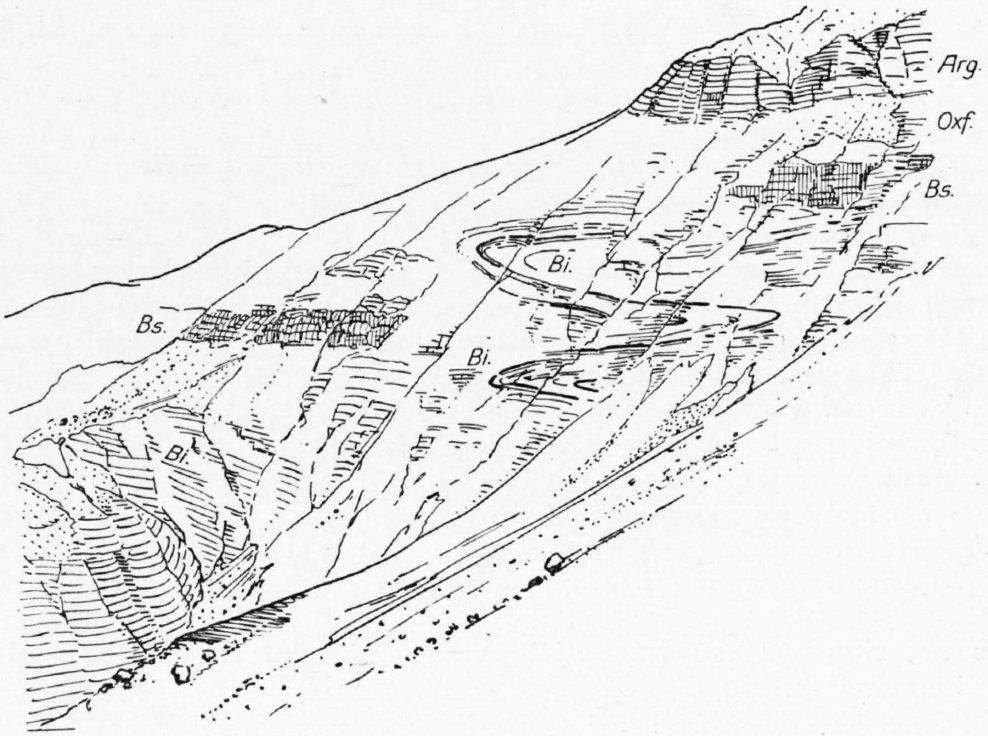


Fig. 19. **Versant N du Cheval Blanc,** avec la ravine de Tzenau Naire.

Bi. = Bajocien inférieur. Oxf. = Bathonien-Callovien-Oxfordien.
Bs. = Bajocien supérieur. Arg. = Argovien.

La descente des chalets de Commune à la Cantine du Fer à Cheval se fait dans le Bajocien inférieur replissé en trois anticlinaux. Ces derniers, par descente axiale au SW, disparaissent sous le Malm entre l'Alpe de Commune et Nantbride.

10. La vallée de Sales et la faille du vallon de Gers.

La vallée de Sales. (Pl. V, fig. 6.)

Une sous-imposition tectonique. Robert Perret a attiré l'attention sur le fait que la vallée de Sales occupe une partie de l'inflexion synclinale importante qui va des Houches à Thonon, au travers de la nappe de Morcles et des Préalpes. Cette inflexion est formée par des segments SN et d'autres SE-NE.

Le phénomène dans son ensemble est alpin mais, comme le fait justement remarquer Perret, «il a revivifié et raccordé entre eux d'anciens accidents hercyniens».

La vallée de Sales détermine un de ces accidents hercyniens, elle est donc bien due au phénomène que Perret qualifie de sous-imposition tectonique.

[1]) Tita Naire = Tête Noire dans la figure 18.

La montée à Sales. De la Croix de Fardelet raccordons avec Perret les accidents tectoniques de la Pointe de Sales et ceux des Rochers du Déchargeoir. Le pli supérieur de Malm du Collet d'Anterne, qu'on suit jusqu'à la cascade de la Pleureuse, forme le cœur du pli d'Hauterivien du Rocher de Brion. L'anticlinal couché de Malm et de Berriasien des Faucilles de Chantet s'emboîte dans le pli d'Hauterivien de la Pointe des Places.

Des chalets du Fardelet à la cascade de la Pleureuse, la vallée de Sales est entaillée dans les marno-calcaires schisteux du Berriasien et son fond est recouvert par des matériaux morainiques déposés par le glacier de Sales.

Au Pas de Sales la vallée se rétrécit, car elle traverse les formations dures du Valanginien, de l'Hauterivien et de l'Urgonien.

Coaz a étudié en ce point, d'une manière détaillée, le Valanginien supérieur et l'Hauterivien, dont on ne savait que peu de choses.

Le Valanginien supérieur, calcaire, riche en oxyde de fer, d'une épaisseur de 55 m, affleure à l'endroit où le sentier est taillé dans le rocher.

Coaz y a noté la coupe suivante, de bas en haut:

1° un banc calcaire, de 15 m de haut, à 65,5 % de $CaCO_3$, contenant de nombreuses fausses oolithes. Quartz peu abondant de 0,4 mm de diam. Tourmaline (diam. max. 0,15 mm), pyrite et limonite, rares. Organismes: fragments d'Echinodermes, Bryozoaires, Bivalves, Rotalidés et Miliolidés;

2° un calcaire marneux, schisteux, de 5 m de haut, dont la schistosité est marquée par des traînées argileuses limonitisées. Quartz clastique abondant (diam. 0,27 mm). Pyrite, zircon et limonite, rares. Organismes: Textulaires prédominantes, Rotalidés;

3° un banc calcaire, de 15 m de haut, semblable au n° 1, contenant, de plus, des fragments roulés d'un calcaire finement grenu;

4° un complexe plus ou moins calcaire, très ferrugineux, de 20 m de haut (teneur max. en $CaCO_3$ 76 %). Quartz peu abondant, zircon rare. Organismes: fragments d'Echinodermes et de Bryozoaires.

Un banc, riche en fausses oolithes, contient des fragments roulés d'un calcaire finement grenu.

Coaz a trouvé les fossiles suivants:

Trigonia longa, Ag.
Trigonia Sanctae Crucis, Pict.

La limite entre le Valanginien supérieur et l'Hauterivien est très nette, la patine du premier étant rougeâtre alors que celle du dernier est brune. Au Pas de Sales on voit sur le dernier banc calcaire du Valanginien une couche argileuse de 0,30 m, riche en concrétions siliceuses, et un calcaire gréseux, dur, qui déterminent la base de l'Hauterivien.

L'Hauterivien est représenté par des calcaires et des marnes gréseux, d'une épaisseur d'env. 130 m.

Alors que les grains de quartz étaient peu fréquents dans le Valanginien supérieur, ils deviennent abondants (diam. de 0,12 à 0,20 mm) dans les sédiments de l'Hauterivien. Coaz note que la teneur en quartz est la plus forte dans la partie supérieure. La teneur en $CaCO_3$ varie de 33 % à 70 %. Le quartz clastique diminue quand la teneur en $CaCO_3$ augmente.

Organismes: fragments d'*Echinodermes* et *Textulaires*.

Vers le sommet de la formation, la faune devient plus riche. On note l'apparition des *Bryozoaires* et des *Miliolidés* qui caractérisent le Barrémien inférieur et l'Urgonien. Un banc de calcaire spathique de 3,5 m d'épaisseur, rompt la monotonie apparente de la formation, à 78 m de la base.

Le calcaire, à fausses oolithes, qui repose sur le sommet de l'Hauterivien et forme la base du Barrémien inférieur contient des fragments roulés d'un calcaire à grain très fin, de 0,9 mm de diamètre.

Les chalets de Sales sont construits sur l'Urgonien pseudoolithique, plongeant faiblement au S. A l'W et à l'E des chalets on voit des calcaires grenus de l'Aptien supérieur supportant les grès noirs glauconieux de l'Albien, très fossilifères. Entre ces derniers et les calcaires sublithographiques du Sénonien, Collet a déterminé en 1910, une couche de Cénomanien fossilifère (voir p. 33).

Les trois couches de Gault. (Pl. V, fig. 6.)

La plupart des auteurs qui ont traité de la géologie du vallon de Sales, NECKER, MAILLARD, DOUXAMI, COLLET, MORET, ont reconnu l'existence de deux couches de Gault qui s'expliquent par la présence d'un pli-faille. Les levés détaillés de COLLET et PERRET montrent une troisième couche de Gault et de Cénomanien sur le versant Ouest de la Pointe d'Anterne-Pointe d'Ayère, sous le Crétacé supérieur. Cette troisième couche se raccorde à la seconde par un synclinal peu prononcé. Le plongement des couches, qui est à peu de chose près parallèle à la surface du terrain, explique la présence de lambeaux de Gault au sommet de la Pointe d'Ayère.

Le seul auteur qui ait signalé cette couche de Gault et de Cénomanien est BRONGNIART. Abstration faite des hauteurs exagérées, les dessins de la Planche VIII de cet auteur sont exacts, en ce qui concerne la partie élevée du cirque de Sales. La neige n'avait pas permis à BRONGNIART de toucher des mains ce qu'il avait vu de loin et les fossiles qu'il cite furent recueillis par BEUDANT en 1818. Parmi ceux-ci *Scaphites obliquus* et *Ammonites varians* conduisirent BRONGNIART à considérer qu'une partie des Grès verts des Fis étaient l'équivalent de la craie chloritée de Rouen, c'est-à-dire du Cénomanien.

Cette conclusion fut considérée comme inexacte par les auteurs qui s'occupèrent dans la suite de cette question. Nous avons vu plus haut que COLLET avait reconnu l'existence du Cénomanien à Sales, prouvée par la présence de *Schloenbachia varians*, *Acanthoceras Mantelli*, etc. Avec PERRET nous avons trouvé au-dessus de la troisième couche de Gault, dans des calcaires à glauconie, les fossiles suivants qui prouvent également l'existence du Cénomanien:

Schloenbachia varians (SOW.), 27 exemplaires.
Mantelliceras Mantelli (SOW.), 40 exemplaires.
Mantelliceras laxicostum (LAMK.), 8 exemplaires.
Turrilites costatus, LAMK., 2 exemplaires.
Turrilites tuberculatus, BOSC., 2 exemplaires.
Turrilites Gravesianus, D'ORB., 3 exemplaires.
Turrilites Bergeri, BRONG., 20 exemplaires.

Les conclusions de BRONGNIART (1) étaient donc exactes, comme le prouvent les fossiles ci-dessus qui proviennent du gisement trouvé par BEUDANT.

Par disparition de la glauconie, le Cénomanien passe sans limite tranchée aux calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur.

Le pli-faille de Sales. (Pl. V, fig. 6.)

L'anticlinal de la Pointe de Sales, que nous avons vu dans notre montée au Col d'Anterne (p. 61), se suit vers le SW dans le Sénonien et l'Urgonien, tout d'abord en anticlinal pointu, puis déjeté.

Cet accident traverse obliquement le vallon de Sales, en amont des chalets. A la Barme Froide, cet anticlinal passe à un pli-faille, le Sénonien de la série normale de la vallée de Sales étant chevauché par l'Urgonien d'une nouvelle série normale dans laquelle est entaillé le cirque qui domine le Plan de Sales.

Plus au SW, la trace du pli-faille est bien marquée dans la topographie, car les couches à *Meletta* du Désert de Platé, d'un gris-noir, sont chevauchées, au Laouchet, par un mur de calcaires priaboniens d'un gris clair. Cet accident tectonique se raccorde au pli-faille découvert par HITZEL dans la paroi des Fis, sous la Pointe de Platé.

Un élément tectonique supérieur à la nappe de Morcles.

Les restes d'un immense éboulement jonchent la partie Sud-Ouest du cirque de Sales, sous la Pointe de Platé.

COLLET, en 1910, reconnaissant qu'il s'agissait de blocs de calcaires priaboniens en déduisit qu'ils provenaient de l'éboulement d'une sommité de l'arête située entre le Col du Dérochoir et la Pointe

de Platé. Or, cette arête étant actuellement formée de grès de Taveyannaz, la présence, au-dessus, de calcaires nummulitiques indiquait pour Collet un repli anticlinal. En 1926, Collet et Paréjas découvrirent au-dessus des grès de Taveyannaz de la Pointe du Dérochoir du Flysch schisteux supportant au sommet (2412 m) un chapeau de calcaires nummulitiques.

Robert Perret ayant trouvé une charnière synclinale dans les grès de Taveyannaz à la Tête à l'Ane, l'existence d'un élément tectonique supérieur à la nappe de Morcles est ainsi démontrée.

La faille de Gers.

Lors de l'étude des conditions géologiques de la région de Gers, en vue de l'utilisation du lac pour la production de force hydraulique, Buxtorf et Senn ont découvert un accident géologique important à l'endroit où l'Urgonien est traversé par le torrent de Gers (fig. 20).

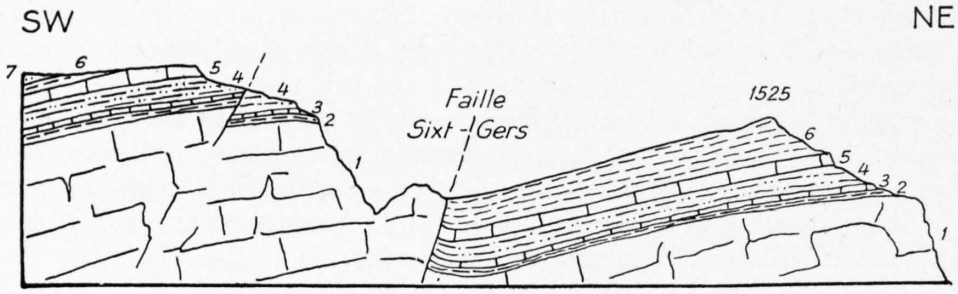


Fig. 20. **Les failles de Gers,** d'après Senn.

1. Urgonien.
2. Gault.
3. Crétacé supérieur.
4. Grès nummulitiques.
5. Calcaires nummulitiques.
6. Flysch argilo-marneux.
7. Eboulis.

Echelle: 1 : 12 500.

Il s'agit d'une faille, à direction NW-SE, qui coupe le torrent, au NE de la scierie, et fait buter l'Urgonien contre les schistes marno-micacés du Flysch, comme le montre la figure 20.

Une deuxième faille, à peu de distance au S de la précédente, a une direction N 10° W et se poursuit dans la dépression suivie par le chemin Gers-Sixt.

Le Sénonien et le Nummulitique.

Le Sénonien, comme l'ont montré Collet et Perret, n'a que 5 à 6 m d'épaisseur sur le versant Ouest de la Pointe d'Anterne-Pointe d'Ayère, à l'altitude d'environ 2500 m. Par contre, sur l'autre versant du cirque de Sales, le même terrain atteint 150 m environ.

L'explication de cette énorme différence nous est donnée par l'étude du Nummulitique de la région qu'ont faite Collet et Paréjas.

Le Nummulitique du versant Ouest de la Pointe d'Anterne-Pointe d'Ayère débute par un niveau de conglomérats dont l'épaisseur n'est que de 0,10 m à 0,20 m. Il supporte: 1° des calcaires gréseux à Nummulites; 2° des calcaires gris-blancs à Lithothamnium; 3° un Flysch argilo-schisteux à *Meletta*. L'épaisseur du Nummulitique entre le Sénonien et les couches à *Meletta* est de 10 m seulement.

La coupe détaillée du Nummulitique du versant gauche du cirque de Sales, sous le Désert de Platé est la suivante:

Au-dessus des calcaires du Crétacé supérieur d'une épaisseur de 150 m, formant une pente plus ou moins douce, on trouve au droit de la Pointe de Chardonnière:

1° Une première falaise à pic formée par des conglomérats de base du Nummulitique à éléments de Crétacé supérieur. Env. 15 m.

2° Un replat couvert d'éboulements où par places, affleurent des calcaires gréseux, schisteux, à Cérithes et à Bivalves. Env. 35 m.

3° Une deuxième falaise noire supportant les calcaires gris-blancs à Nummulites et Orthophragmines du Désert de Platé. Cette falaise débute par des grès siliceux supportant trois bancs de conglomérat, séparés par des grès. 10 m.

4° Calcaire gris-blanc à Nummulites et Orthophragmines du Désert de Platé.

5° Flysch calcaro-argileux à *Meletta*.

6° Grès du Flysch, à intercalations schisteuses.

Ces faits d'observation nous conduisent aux conclusions suivantes:

1° Le Crétacé supérieur est considérablement réduit sur le versant Ouest de la Pointe d'Ayère, parce qu'il était émergé, tandis que la transgression priabonienne recouvrait déjà ce qui allait devenir les régions de Platé et de Sales.

2° Les matériaux enlevés au Crétacé supérieur émergé se retrouvent, à l'état de galets roulés, dans les conglomérats de base du Priabonien du versant gauche du cirque de Sales et des escaliers de Platé.

3° Le développement de la transgression priabonienne est marqué par la diminution de l'épaisseur du Crétacé supérieur de Platé à la Pointe d'Ayère (200 m à Platé, 150 m sur le versant gauche de Sales, 5—6 m à la Pointe d'Ayère).

Chapitre III.

Le Col de Bossetan et les Dents Blanches occidentales.

1. De Barme au Col de Bossetan. 2. Le Col de Bossetan. 3. Les Dents Blanches occidentales et le vallon de Bossetan. 4. La Tête de Bossetan.

1. De Barme au Col de Bossetan.

De Barme gagnons le pâturage de Berroix, qui est sur le Flysch parautochtone. D'ici la charnière d'Urgonien, Gault, Sénonien et Nummulitique de l'anticlinal frontal de Bossetan paraît la fin des Dents Blanches vers l'W. Vers l'E, cette voûte a été ouverte par l'érosion qui s'est surtout localisée le long de failles transversales. Il en est résulté les Combes des Colombes, celle de droite entaillée dans l'Urgonien, celle de gauche atteignant l'Hauterivien. Plus à gauche et en face de nous: la Combe de Filipindet que suit le sentier qui monte au Col de Bossetan. La traversée de la paroi inférieure se fait dans le flanc renversé de la nappe; du pâturage de Berroix nous montons tout d'abord dans le Nummulitique, le Crétacé supérieur et le Gault. Puis le Pas de la Béda permet de traverser la paroi d'Urgonien entre deux gros bancs décollés. Le sentier monte dans le pâturage à moutons établi sur l'Hauterivien. Une charnière de calcaire gris du Valanginien supérieur ne tarde pas, à notre gauche, à mettre une petite tache claire à la base de la paroi d'Hauterivien gréseux et brunâtre. Un mur d'Urgonien normal semble interdire l'accès des régions élevées. Par le plan d'une faille nous le franchissons aisément et arrivons sur le Sénonien pour découvrir une région admirable, formidable jardin géologique, qui de prime abord fait l'effet d'un chaos de roches de toutes couleurs, mais dans lequel on reconnaît bientôt le gris-blanc de l'Urgonien, le jaune-brun de l'Aptien, le noir du Gault, le jaune-vert du Sénonien passant au rosé, le rouge sang du Sidérolithique, le gris-noir du Nummulitique qui forment le synclinal de Bossetan, large ravin couvert de blocs. C'est là que se trouve le célèbre gisement de Gault, aujourd'hui épuisé, dont nous avons parlé au chapitre sur la stratigraphie.

Tel nous apparaît le versant suisse du Col de Bossetan, dominé par la grande muraille urgonienne des Dents Blanches qui, à distance déjà, montre des plissements. L'érosion de la Combe de Filipindet a été facilitée par une faille qui fait buter le Sidérolithique contre le Gault et l'Urgonien, à l'endroit où nous sommes.

Gagnons le Col de Bossetan. Le sentier qui y conduit zigzague dans les contacts Urgonien-Gault-Sénonien. Sous la cabane du berger, un petit chevauchement local pousse un paquet de Nummulitique, Sénonien et Gault sur l'Urgonien.

En arrivant au col on entre dans le Nummulitique, alors que le Sénonien, le Gault et l'Aptien flanquent la voûte urgonienne de l'anticlinal de Bossetan dans la montée à la Tête des Verdets (2391 m).

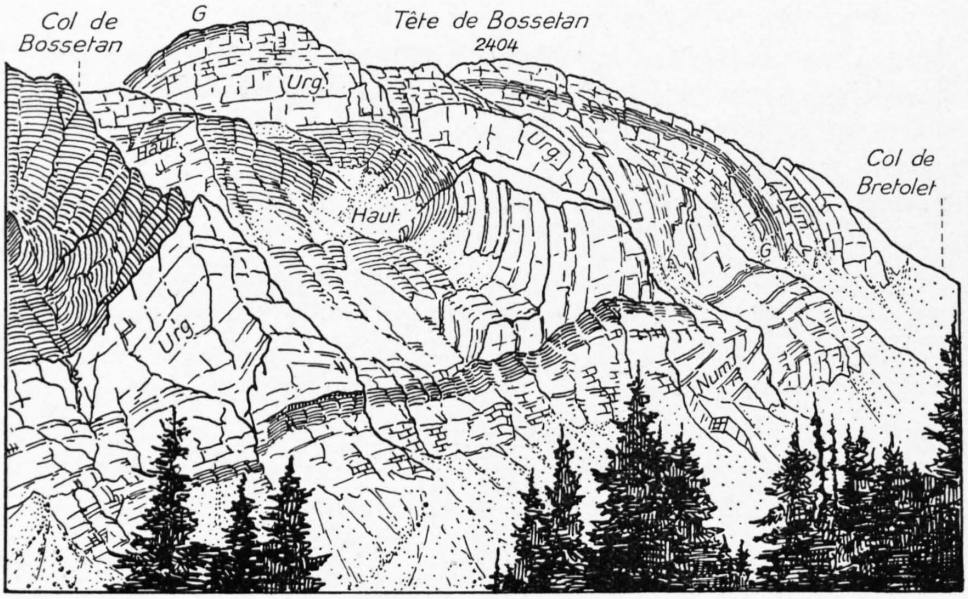


Fig. 21. **Le front de la Nappe de Morcles,** vu de la Croix de l'Increnaz.
Haut. = Hauterivien. Urg. = Urgonien. G. = Gault. Num. = Nummulitique.

La région du Col de Bossetan, sur la Feuille St-Maurice de l'Atlas géologique de la Suisse au 1 : 25 000e, est cartographiée en 1934 par F. de Loys en Urgonien, alors que depuis Alphonse Favre (1867) on sait qu'il y a là un synclinal important de Gault, Crétacé supérieur et Nummulitique. De plus, Collet a montré en 1910 qu'il y avait un deuxième synclinal, de Gault et de Crétacé supérieur, entre le Col de Bossetan et le sommet 2706 des Dents Blanches (fig. 24).

2. Le Col de Bossetan.

Le détail de la coupe du Col de Bossetan se voit plus clairement sur le versant français où il y a moins d'éboulis que sur le versant suisse. Avec Arnold Lillie nous avons relevé la coupe suivante:

Coupe du Col de Bossetan (versant Ouest).

Crétacé supérieur: calcaires blancs sublithographiques. Près du contact avec le Nummulitique des teintes verdâtres et rougeâtres.

1° Pseudo-brèche de Crétacé supérieur. Epaisseur 50 cm.

2° Brèche calcaire, à éléments de calcaire bleu sombre et de calcaire du Crétacé supérieur. Le ciment calcaire est bleuâtre. 3 m.

3° Conglomérat à éléments d'Urgonien, d'Aptien, du Crétacé supérieur et de la brèche 2. Le ciment est un calcaire sableux, verdâtre. Au sommet de la couche, la roche est pigmentée par des oxydes de fer. Grandeur maximum des galets: 24 cm. Epaisseur: 3 m.

4° Conglomérat, éléments semblables à ceux de 3, mais plus petits. Ciment rougeâtre comme au sommet de 3. Des pisolithes se trouvent par endroits. 1,40 m.

5° Comme 4, mais éléments plus grands. 1,60 m.

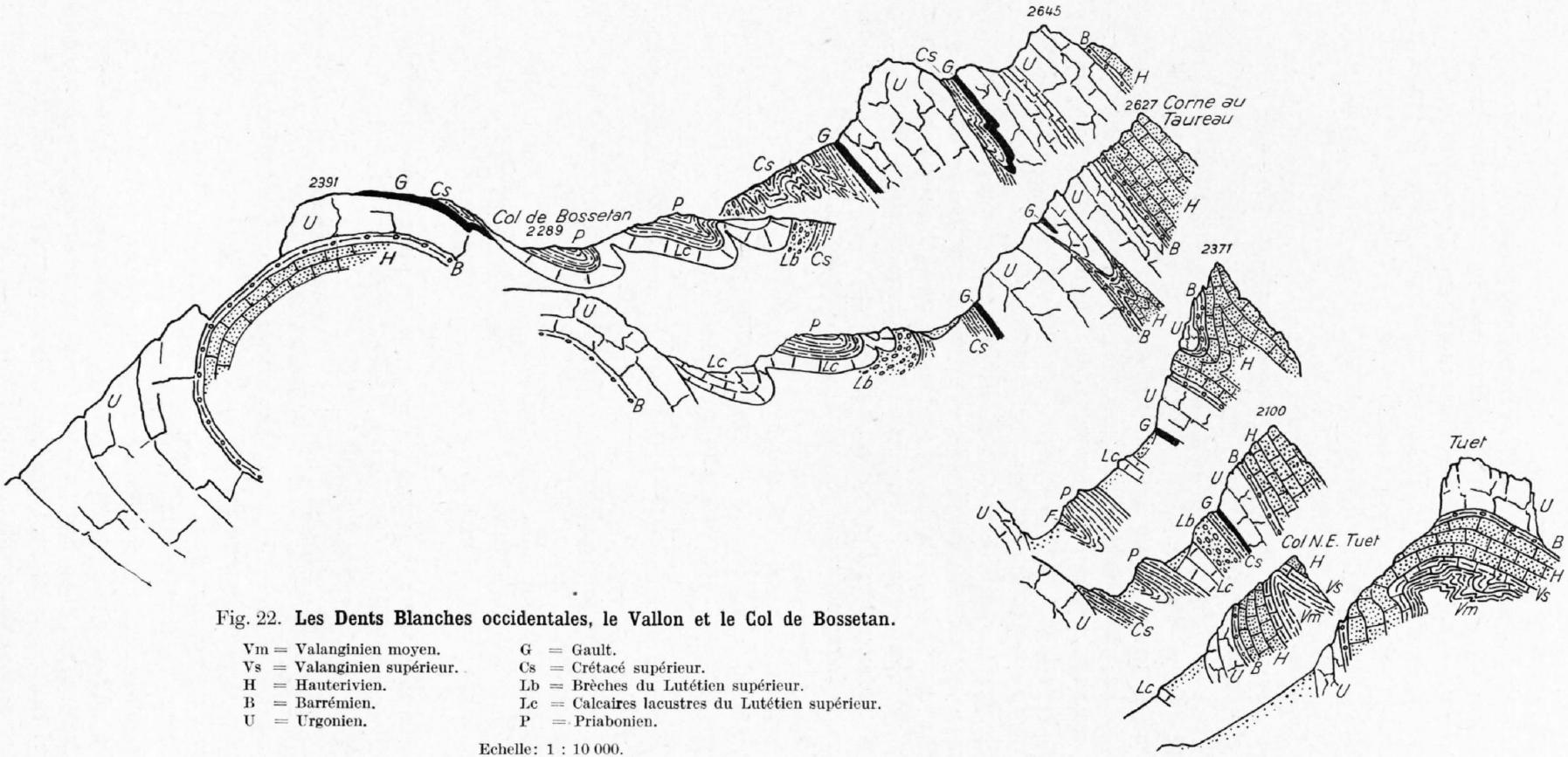


Fig. 22. **Les Dents Blanches occidentales, le Vallon et le Col de Bossetan.**

Vm	= Valanginien moyen.	G	= Gault.
Vs	= Valanginien supérieur.	Cs	= Crétacé supérieur.
H	= Hauterivien.	Lb	= Brèches du Lutétien supérieur.
B	= Barrémien.	Lc	= Calcaires lacustres du Lutétien supérieur.
U	= Urgonien.	P	= Priabonien.

Echelle: 1 : 10 000.

6° Couche rouge comme 4. 45 cm.

7° Comme 5, mais éléments plus fins. Vers le sommet, passage à 8. 4 m.

8° Petite brèche, diamètre maximum des éléments: 1 cm. Eléments de calcaire bleu sombre et de Crétacé supérieur. Ciment de calcaire bleu sombre. 3 m.

9° Brèche grossière comme 3 et 5. Diamètre des éléments jusqu'à 20 cm. Ciment très variable, ou calcaire, ou grès très grossier. 3 m.

10° Calcaire très siliceux, couleur bleuâtre. 2 m.

11° Grès calcaire, patine rousse. 8 cm.

12° Calcaire dur gréseux. Cassure bleu sombre. 18 cm.

13° Calcaire marneux, cassure bleu sombre, patine blanchâtre. En bancs de 50 cm à 1 m. Bancs de silex abondants. De petits Gastéropodes: *Bythinia* et *Hydrobia* sont abondants. En coupe mince on voit des Ostracodes et *Chara* abondants, témoignant l'origine laguno-lacustre de cette roche. 4 m 30.

14° Calcaire massif en gros bancs de 3 m d'épaisseur. Des bancs de silex noir, suivant les plans de stratification, sont abondants. La patine du calcaire est blanchâtre. Dans la partie inférieure de ces calcaires la cassure est bleu sombre, dans la partie supérieure elle est de couleur brun clair, ressemblant au Crétacé supérieur. Les contours de petits Gastéropodes, déjà cités, se trouvent aussi dans ce calcaire, mais plus rarement.

Les coupes minces de la base de ce calcaire montrent une roche formée de grains de quartz ou de fragments roulés de calcaire dans un ciment calcaire très fin. Le ciment renferme une riche faune de Miliolidés et fragments d'Echinides, rarement des Rotalidés. Les coupes minces des parties supérieures du calcaire montrent une faune assez pauvre consistant en Gastéropodes: *Bythinia* et *Hydrobia*, en Ostracodes et *Chara*. 20 m.

15° Grès grossiers ferrugineux, à fragments de Lamellibranches. 1 m.

16° Grès calcaire, à fragments d'Ostreidés. 1 m.

17° Calcaire sableux, à fragments de coquilles. 2 m.

18° Grès très grossier à la base, plus fin vers le sommet, passant à 19. 4 m.

19° Grès calcaire passant à un calcaire fin, sableux; galets de calcaire gris dans la partie supérieure. 4 m.

20° Grès très grossier, ferrugineux et charbonneux, à fragments de Lamellibranches et de Gastéropodes: *Cerithium*. 25 cm.

21° Calcaire fin bleuâtre, à Lamellibranches, Gastéropodes et coraux. 1 m.

22° Calcaire très sableux. 2 m.

23° Marnes sableuses, à Miliolidés très abondants. Pectinidés et fragments de Lamellibranches. *Nummulites striatus* abondantes, concentrées dans des poches plus sableuses. 4 m.

24° Calcaire très sableux, à foraminifères abondants: *Nummulites striatus et Discocyclina (Pratti?)*. 6 m.

25° Calcaire schisto-marneux, à cassure bleu clair, patine grise. En coupe mince, des Globigérines. Intercalées dans ce calaire schisteux des bandes de calcaire très gréseux à *Nummulites Fabianii* et Discocyclines. Au moins 20 m.

Cette coupe peut être subdivisée de la manière suivante:

a) Conglomérats et grès de base, comprenant des couches rouges. Epaisseur très variable. Près du Col de Bossetan, environ 17 m.

b) Calcaire laguno-lacustre, avec une intercalation marine. 24 m.

c) Faciès franchement marin, d'âge Priabonien. 45 m.

Dans une coupe mince des couches rouges du n° 4, nous avons trouvé une coupe équatoriale d'une petite Nummulite qui pourrait être *N. Lucasi*. Cette Nummulite, qui ne peut être que lutétienne (le Priabonien ne paraissant que beaucoup plus haut), ne nous permet malheureusement pas de dire avec certitude si elle est en gisement primaire ou si elle provient du délavage du Lutétien que nous avons vu arriver jusqu'au vallon des Chambres (p. 39).

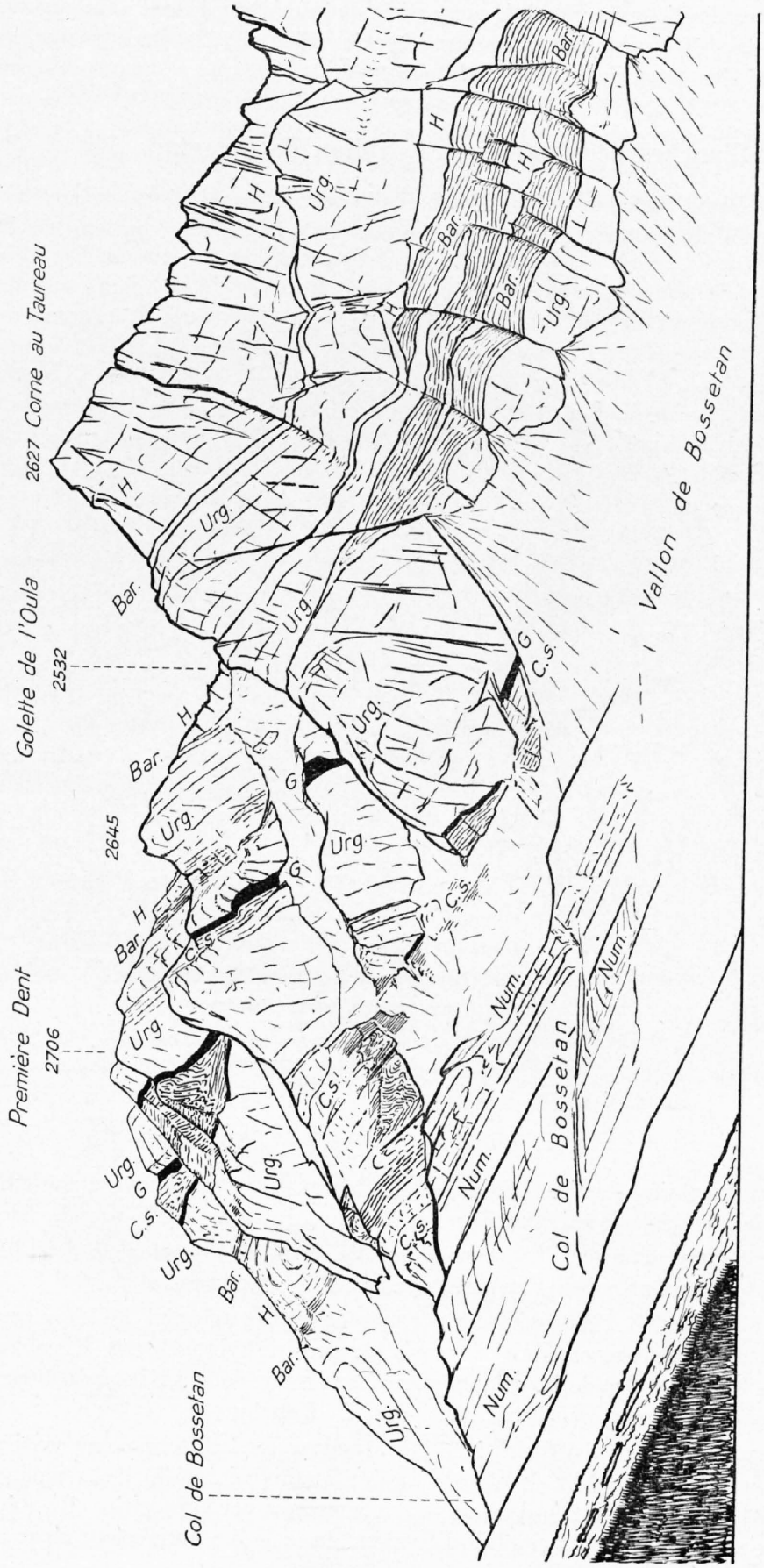


Fig. 23. **Les Dents Blanches,** vues de la Tête de Bossetan.

H = Hauterivien. Bar. = Barrémien. Urg. = Urgonien. G = Gault. C.s. = Crétacé supérieur. Num. = Nummulitique.

Cette dernière explication nous paraît la plus satisfaisante à défaut de tout autre organisme marin. Ainsi les couches rouges de Bossetan, tout comme celles du vallon des Chambres, malgré leur stratification, représentent bien un faciès continental.

3. Les Dents Blanches occidentales et le vallon de Bossetan. (Fig. 22, 23 et 24.)

La chaîne des Dents Blanches occidentales borde le vallon français de Bossetan, au S, à partir du Tuet, jusqu'au Col de Bossetan et à la Golette de l'Oula. Elle se continue sur Suisse, dans

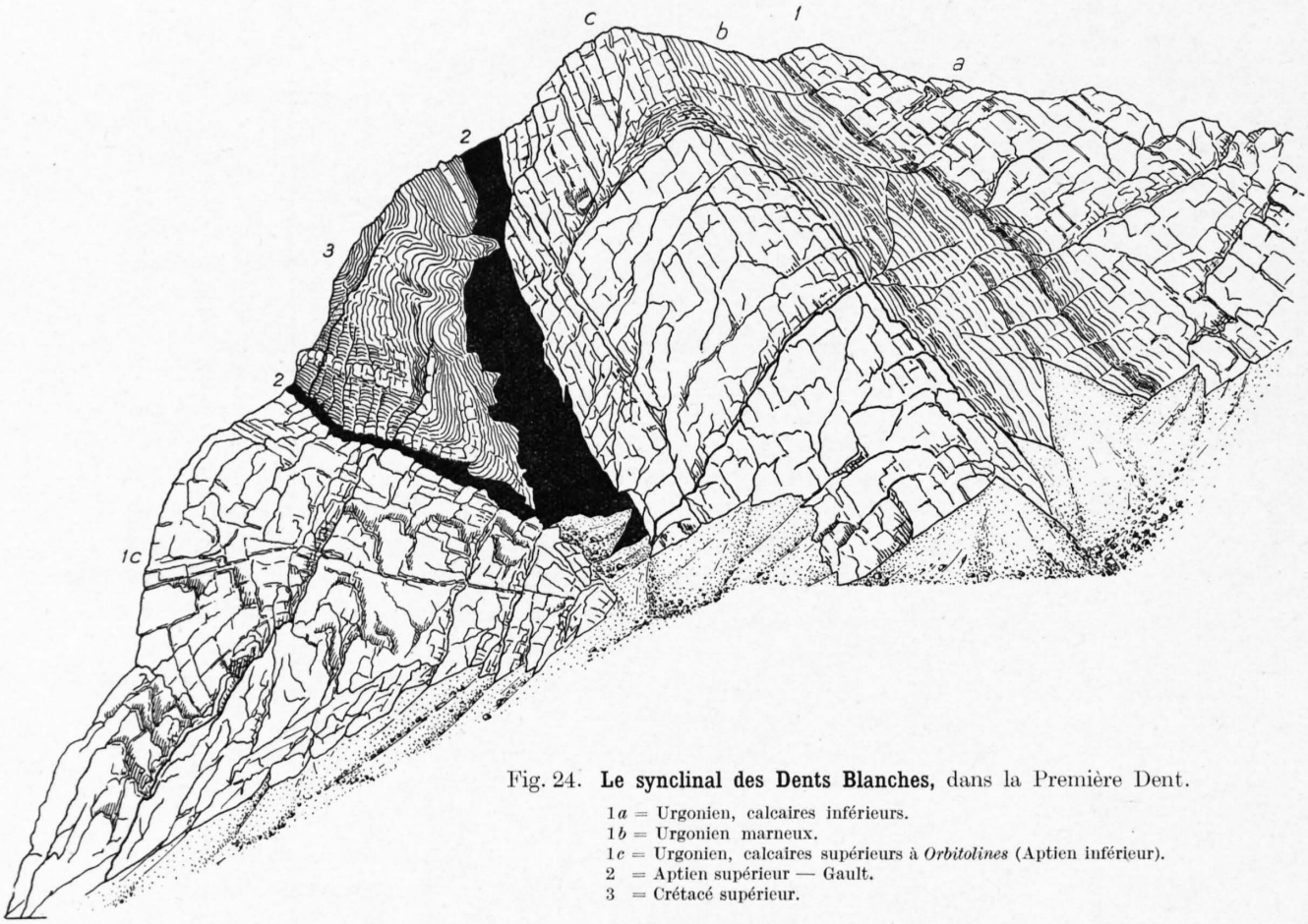


Fig. 24. **Le synclinal des Dents Blanches,** dans la Première Dent.

1*a* = Urgonien, calcaires inférieurs.
1*b* = Urgonien marneux.
1*c* = Urgonien, calcaires supérieurs à *Orbitolines* (Aptien inférieur).
2 = Aptien supérieur — Gault.
3 = Crétacé supérieur.

les Dents Blanches orientales, dominant le vallon de Barme. Il ne s'agit que d'une seule et même chaîne, du point de vue géologique. Examinons la partie qui débute à l'W avec le Tuet (fig. 22).

Ce sommet est formé d'un anticlinal couché dont la charnière est complète dans l'Hauterivien, alors que l'Urgonien normal ne subsiste qu'au sommet et l'Urgonien renversé au pied de la montagne.

Par montée d'axe au NE, l'Hauterivien s'élève rapidement et au point 2371 il se complique d'un synclinal d'Urgonien que nous nommerons désormais le synclinal des Dents Blanches. Au pied des points 2100 et 2371, le vallon de Bossetan apparaît sous forme de synclinal de Nummulitique qui raccorde les plis des Dents Blanches à l'anticlinal de Bossetan.

Dans la Corne au Taureau (point 2627), le synclinal des Dents Blanches contient du Gault, puis à la Pointe des Chamois, à l'E de la Golette de l'Oula (point 2645), il se remplit de Sénonien. En même temps le synclinal du vallon de Bossetan se complique par l'apparition d'anticlinaux de Lutétien supérieur lacustre. Au Col de Bossetan, deux de ces anticlinaux séparent trois syn-

clinaux secondaires de Priabonien marin. En montant au sommet 2706 (ou Première Dent), on voit le synclinal de Sénonien des Dents Blanches qui, fortement plissé, s'épaissit et se couche. L'Urgonien est subdivisé en deux parties par l'apparition de couches marneuses à intercalations calcaires renfermant, à la base, un horizon à Alectryonia et plus haut une lumachelle de petites Rhynchonelles qui forme le couloir et le col qui sépare le point 2730 du point 2706. L'arête assez vertigineuse qui relie le sommet 2730 au sommet 2719 est entaillée dans les calcaires à Orbitolines silicifiées.

Le vallon de Bossetan débute aux chalets de Bossetan, construits sur une belle moraine frontale. Ce vallon, dont les flancs et le fond sont souvent recouverts d'éboulis ou d'éboulements, ne se prête pas bien à des études de stratigraphie détaillée. Il est préférable d'étudier, comme nous l'avons fait, le détail de la série nummulitique au Col de Bossetan. Cependant, en remontant le vallon, nous traversons des calcaires riches en Nummulites du Priabonien, qui appartiennent à la série normale de l'anticlinal de Bossetan qui domine le vallon à notre gauche. Près de chalets ruinés, un peu plus haut, on voit, sur le même versant, sous le Nummulitique, sortir du Sénonien très réduit, reposant sur du Cénomanien. Ce dernier est supporté par les grès noirs, fossilifères, du Gault, et les brèches brunes de l'Aptien supérieur. Cette série, coupée par de nombreuses failles, plaque les dalles d'Urgonien sur une certaine distance. Sur le versant opposé, au pied des Dents Blanches, les couches noires du Lutétien lacustre sortent souvent des éboulis et supportent du Sidérolithique rouge sur lequel repose une mince épaisseur de Sénonien de la série renversée.

En nous rapprochant du Col de Bossetan, un anticlinal de Nummulitique surgit à notre droite, divisant le vallon en deux parties. Pour compléter cette excursion montons du Col de Bossetan à:

4. La Tête de Bossetan (2404,6 m).

Suivons l'arête qui du col va former au N la Tête des Verdets (2391 m). Nous montons d'abord dans le Nummulitique et les couches plongeant plus fortement que la pente du terrain, nous recoupons les calcaires sublithographiques du Sénonien, puis nous trouvons au sommet le Cénomanien fossilifère, le Gault et l'Aptien. Deux petites selles dues à des failles font apparaître l'Urgonien sur l'arête qui conduit à la Tête de Bossetan.

L'arête sommitale de la Tête de Bossetan est un chapeau, coupé de failles, en série normale sur l'Urgonien et formé d'Aptien supérieur, Gault, Cénomanien, Sénonien et Nummulitique. La voûte de l'anticlinal de Bossetan, près du sommet, n'est complète jusqu'au Nummulitique que sur une faible largeur, cependant suffisante pour qu'une faille transversale s'y voie, faisant buter le Gault contre le Nummulitique.

L'anticlinal de Bossetan descend axialement en pente douce vers les chalets de Labérieux au SW. Là il est formé en majeure partie par l'Urgonien sur lequel, au-dessus des chalets, on voit des placages de Sénonien, peu épais, de brèches et de calcaires nummulitiques.

Chapitre IV.

Les Dents Blanches orientales. (Fig. 26.)

1. Introduction. 2. Le Col de Corna Mornay. 3. Les relations entre les Dents du Midi et les Dents Blanches.

1. Introduction.

Des chalets de Barme montons à la Croix d'Increnaz, sommet de 1838,6 m, sur l'arête de Berroix, d'où nous pourrons à loisir étudier la majestueuse paroi des Dents Blanches orientales, entre la Dent de Bonavau et la Tête et le Col de Bossetan.

Partons de la coupe des Dents Blanches qui passe par le Col de Bossetan et que nous résumons comme suit:

Le front de la nappe est ici formé, de bas en haut, par les éléments tectoniques suivants:

1° L'anticlinal couché de Bossetan, dont nous voyons d'ici la charnière d'Urgonien de Gault et de Nummulitique.

2° Le synclinal de Nummulitique de Bossetan, que nous apercevons imparfaitement de notre Belvédère. Dans le vallon de Bossetan, il est subdivisé en trois synclinaux par deux anticlinaux.

3° L'anticlinal inférieur des Dents Blanches, dans l'Urgonien, au-dessus du Col.

4° Le synclinal des Dents Blanches, formé par le Crétacé supérieur, est souligné par le Gault.

5° L'anticlinal supérieur des Dents Blanches qui ne montre que son flanc renversé à la Première Dent 2730.

2. Le Col de Corna Mornay.

Si l'on veut étudier la paroi des Dents Blanches à son extrémité Nord-Est, il faut monter au Col de Corna Mornay, entre la Tête à Vincent et la Dent de Barme. On jouit de ce col d'une belle vue sur le vallon de Susanfe, le Mont Ruan et la Tour Sallière.

On peut en une forte journée traverser ce col et rentrer à Barme ou à Champéry par le vallon de Susanfe et le Pas d'Encel.

La différence est grande entre la coupe de Corna Mornay et celle de la région de Bossetan. En effet, ici les plis ont été entaillés jusqu'au Valanginien inférieur et même localement jusqu'au Berriasien. Ainsi nous réalisons le plissement disharmonique entre le Valanginien inférieur calcaire et le Valanginien supérieur également calcaire. Les couches marneuses, schisteuses, du Valanginien moyen en sont la cause.

Des chalets de Barme nous avons le choix entre deux itinéraires pour gravir le Col de Corna Mornay. Ou suivre le grand couloir et, par une marche malaisée dans les éboulis, nous élever jusqu'au col; ou gagner la Tête à Vincent par la cheminée Cook Smith ou la cabane du berger.

Le premier itinéraire est préférable pour une coupe au marteau, le second est de beaucoup plus spectaculaire comme le montre la figure 25.

Quelle que soit la voie choisie, on traverse la série renversée de l'anticlinal couché de Bossetan, où l'Urgonien accuse 100 m d'épaisseur et l'Hauterivien 70 m. Au milieu de l'Urgonien, nous rencontrons les couches marno-sableuses, trouvées dans la montée à la Première Dent (p. 75), contenant également des Ostréidés.

Les calcaires du Valanginien supérieur dessinent deux belles charnières, l'une anticlinale, l'autre synclinale.

Du Col de Bossetan, on raccorde facilement cette charnière anticlinale et celle, marquée par le Valanginien moyen, qui forme le cœur de l'anticlinal de Bossetan (fig. 26).

Entre le synclinal des Dents Blanches, dans l'Hauterivien duquel est taillée la Dent de Barme, et l'anticlinal de Bossetan se développent trois anticlinaux séparés par des synclinaux peu profonds.

L'anticlinal supérieur (n° 3, fig. 27) dans le Valanginien moyen fait suite, vers le bas, au synclinal de la Dent de Barme; c'est ce que nous avons appelé au Col de Bossetan l'anticlinal inférieur des Dents Blanches. Il n'est marqué qu'au-dessus du Col de Corna Mornay et disparaît vers le SW sous les éboulis de la paroi d'Hauterivien. Un petit synclinal de même terrain le raccorde au deuxième anticlinal couché (n° 2) dont le cœur est de Berriasien et la charnière de Valanginien inférieur calcaire. Cet anticlinal apparaît bien dans la fig. 27.

Entre ce dernier anticlinal (n° 2) et le synclinal de Valanginien supérieur qui borde l'anticlinal de Bossetan, une forte accumulation de Valanginien moyen indique un synclinal et un anticlinal dont les charnières ne sont pas visibles ici.

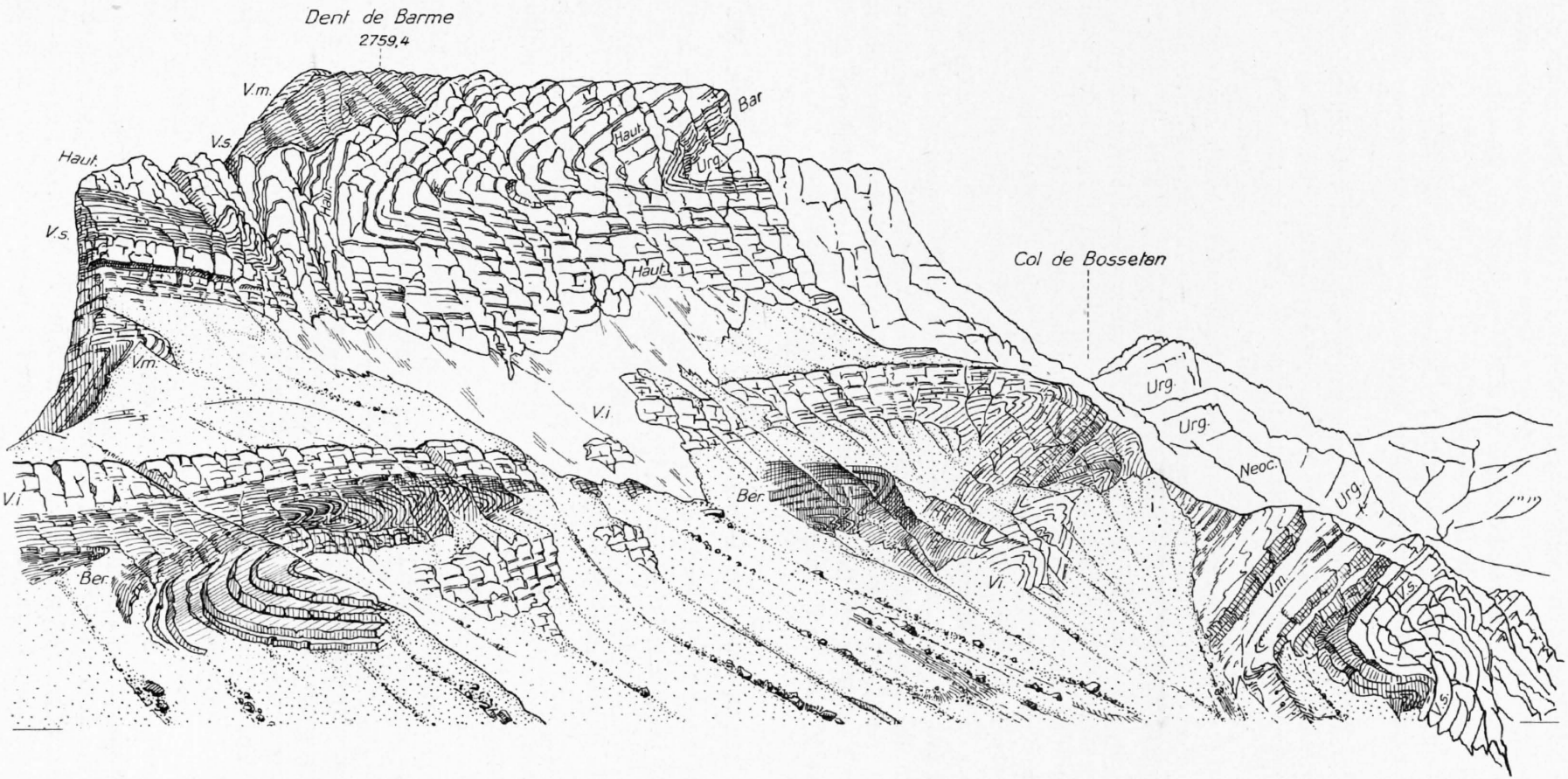


Fig. 25. **La Dent de Barme,** vue de Corna Mornay.

Ber. = Berriasien.
V. i. = Valanginien inférieur.
V. m. = Valanginien moyen.
V. s. = Valanginien supérieur.
Haut. = Hauterivien.
Bar. = Barrémien.
Néoc. = Néocomien.
Urg. = Urgonien.

Le synclinal de Bossetan semble donc être remplacé ici par deux anticlinaux et trois petits synclinaux. Nous disons semble, car ces éléments tectoniques sont fonction d'un plissement disharmonique qui ne permet pas un raccord certain avec le synclinal de Bossetan. Ce dernier se rétrécit, en effet, fortement du Col de Bossetan jusqu'ici.

Le Col de Corna Mornay est entaillé dans le Berriasien et la Tête à Vincent dans les calcaires gris du Valanginien inférieur, renversé, dans lesquels nous avons trouvé une Ammonite indéterminable.

L'arête Sud de la Tête à Vincent est formée par les calcaires du Valanginien inférieur, tandis que l'arête qui descend au SE du Col de Corna Mornay est dans le Berriasien. De ce dernier passage, on voit bien les relations tectoniques entre les Dents Blanches et les deux plis inférieurs de Malm de la nappe.

Le Col du Sagerou se trouve dans le Berriasien fossilifère. Ce terrain enveloppe, en dessous du col, un anticlinal couché de Malm. Ce pli passe au pied du Petit Ruan et du Mont Ruan pour réapparaître au-dessous de l'Eglise (Tour Sallière, point 3077).

Dans le fond du vallon, au pied des Ottans, le dos gris d'un anticlinal inférieur de Malm sort des marno-calcaires schisteux, noirs, du Berriasien. C'est le plus inférieur des plis de Malm du vallon de Susanfe. Bordé de Berriasien, il se traîne jusqu'au-dessus du Col de Susanfe, où il forme la digitation inférieure du pli couché de Malm de la Tour Sallière. Son Berriasien passe, du Gitro-Darray, sous les éboulis pour réapparaître au Col de Corna Mornay (fig. 44).

A ces deux plis de Malm correspondent, entre le Mont Sagerou et le Col de Corna Mornay, quatre anticlinaux et trois synclinaux dans les divers termes du Néocomien. Ces plis sont: le synclinal d'Hauterivien du Mont Sagerou, l'anticlinal de Berriasien de la Dent de Barme ou anticlinal supérieur des Dents Blanches, le synclinal des Dents Blanches et l'anticlinal inférieur du même nom. Ces plis sont l'effet d'un plissement disharmonique très fort que nous avons déjà noté dans le vallon de Vogealle entre le Malm et l'Urgonien (fig. 16).

3. Les relations entre les Dents du Midi et les Dents Blanches. (Pl. I.)

Les différents sommets des Dents du Midi ont été très bien étudiés par de Loys.

Du point 2236, au NE du Col de Bossetan, on saisit les relations entre les Dents du Midi et les Dents Blanches. On voit l'Urgonien renversé de l'anticlinal de Bossetan, tel un grand ruban gris s'élever vers le NE jusqu'au pied de la Cime de l'Est (A fig. 27).

L'anticlinal couché de Bossetan est marqué par la superbe charnière anticlinale d'Hauterivien sous la Forteresse et la Dent Jaune, dans le couloir de laquelle le Valanginien supérieur répète le même mouvement.

Sur la Chaux d'Antème, l'Hauterivien se courbe en synclinal, dans lequel se loge l'Urgonien de la Haute Cime, comme je l'ai montré en 1910. Les Doigts, qu'un mauvais éclairage m'avait montrés en Hauterivien, sont en réalité en Urgonien, comme l'a bien vu de Loys. Ils appartiennent donc à ce synclinal tout comme la Dent Jaune (B fig. 27).

Le Valanginien moyen de l'anticlinal des Dents du Midi dessine deux anticlinaux sur la Chaux d'Antème, comme l'a bien dessiné de Loys.

Raccordons maintenant les Dents du Midi et les Dents Blanches.

Que devient dans les Dents du Midi le synclinal de Bossetan? En 1910, j'écrivais que les plis des Dents du Midi correspondent à l'anticlinal et au synclinal de Bossetan.

Le synclinal d'Urgonien de la Haute Cime, des Doigts et de la Dent Jaune est donc l'homologue du synclinal de Bossetan. Je n'ai pas changé d'idée.

Les deux anticlinaux de Valanginien moyen de la Chaux d'Antème correspondant aux deux anticlinaux de la base de la coupe du Col de Corna Mornay, l'anticlinal de Bossetan s'est donc compliqué en profondeur, ce qui n'est pas pour nous étonner, et le synclinal de Bossetan s'est rétréci. Ce dernier se placerait entre l'anticlinal 2 et l'anticlinal 3 de la coupe de Corna Mornay (fig. 27).

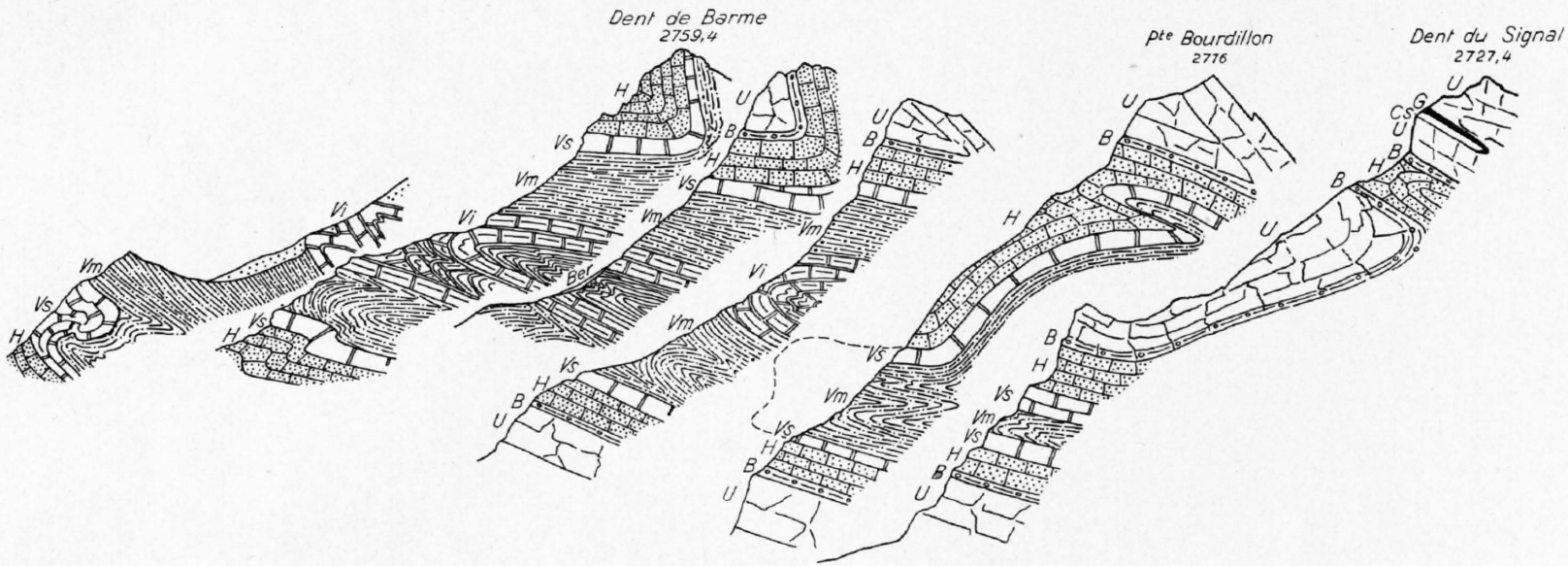


Fig. 26. **Profils à travers les Dents Blanches orientales.**

Vi = Valanginien inférieur.	B = Barrémien.
Vm = Valanginien moyen.	U = Urgonien.
Vs = Valanginien supérieur.	G = Gault.
H = Hauterivien.	Cs = Crétacé supérieur.

Echelle: 1 : 16 000.

Le plissement disharmonique entre le Malm du Col de Susanfe et le synclinal d'Urgonien de la Haute Cime est très fort, il semble même qu'il y ait eu décollement du Néocomien sur le Berriasien du Col de Susanfe et que les plis compliqués de la Haute Cime, décrits par de Loys, en soient l'effet, ce qui nous interdit tout raccord avec le Malm de la Tour Sallière.

De Loys pense, avec raison, que le splendide anticlinal d'Urgonien situé au-dessus du pâturage de Rossetan, sur rive gauche de la Saufle, est l'équivalent de l'anticlinal inférieur d'Urgonien de Gagnerie.

En résumé: L'anticlinal couché des Dents du Midi est le prolongement de l'anticlinal couché de Bossetan.

Le synclinal d'Urgonien de la Haute Cime et des Doigts est l'homologue du synclinal de Bossetan.

Chapitre V.

Le vallon de Barme.

Versant Nord des Dents Blanches orientales.

1. Introduction. 2. Le Champ de Barme. 3. Sous la Dent. 4. La Barme. 5. Le Flysch.

1. Introduction.

Le vallon de Barme est encadré par la paroi des Dents Blanches au S, l'arête de Flysch Col de Bretolet-La Berthe à l'W et au N par le Flysch de l'arête de Berroix qui se continue dans l'arête sommitale du Décomailleux (fig. 29).

Dans ce cadre apparaissent des formations parautochtones au nombre de 3 anticlinaux.

Les terrains affectés par ces plis appartiennent au Jurassique (Malm), au Crétacé (Berriasien, Valanginien, Hauterivien, Urgonien), au Tertiaire (Nummulitique et Flysch).

De Loys, en première approximation, avait considéré le Flysch qui forme l'arête de Berroix comme appartenant à l'helvétique, sans se prononcer sur son appartenance à la nappe ou à l'autochtone.

Pour Gagnebin, qui paracheva la carte de Loys, le Flysch de l'arête de Berroix est ultrahelvétique et c'est ainsi qu'il est figuré sur la feuille St-Maurice de l'Atlas géologique de la Suisse au 1 : 25 000e.

En troisième approximation, Collet et Lombard ont considéré que le Flysch de l'arête de Berroix et du sommet du Décomailleux appartenait à la nappe de Morcles. Ces auteurs pensent, en effet, avoir saisi le passage des schistes à Globigérines aux argiles à *Meletta*, puis de ces derniers aux grès (120).

Une chose est certaine, c'est que le Flysch de l'arête de Berroix n'est pas ultrahelvétique, ne possédant aucun caractère de ce dernier faciès. Lillie a du reste montré que l'on avait abusé du terme de Flysch ultrahelvétique dans la région située entre le Col de Cou et Morgins, sur la feuille St-Maurice.

2. Le Champ de Barme.

Montons du Grand Paradis à Barme. Un peu avant d'entrer dans **le Champ de Barme** on voit, à travers les arbres, les couches verticales de la terminaison Est de la paroi du Décomailleux qui flanque au N le Champ de Barme. Ces couches verticales appartiennent au jambage Nord de l'anticlinal du Champ de Barme dont nous ne tarderons pas à voir la charnière bien marquée dans le Berriasien (fig. 30).

De gauche à droite, on voit le Valanginien, puis l'Hauterivien marneux forme un couloir bordé par les couches un peu plissées et siliceuses de l'Hauterivien supérieur. Le Nummulitique fait suite bordant un ancien «chable» (couloir où l'on descend les troncs d'arbres), qui à droite est limité par les grès du Flysch, plissés.

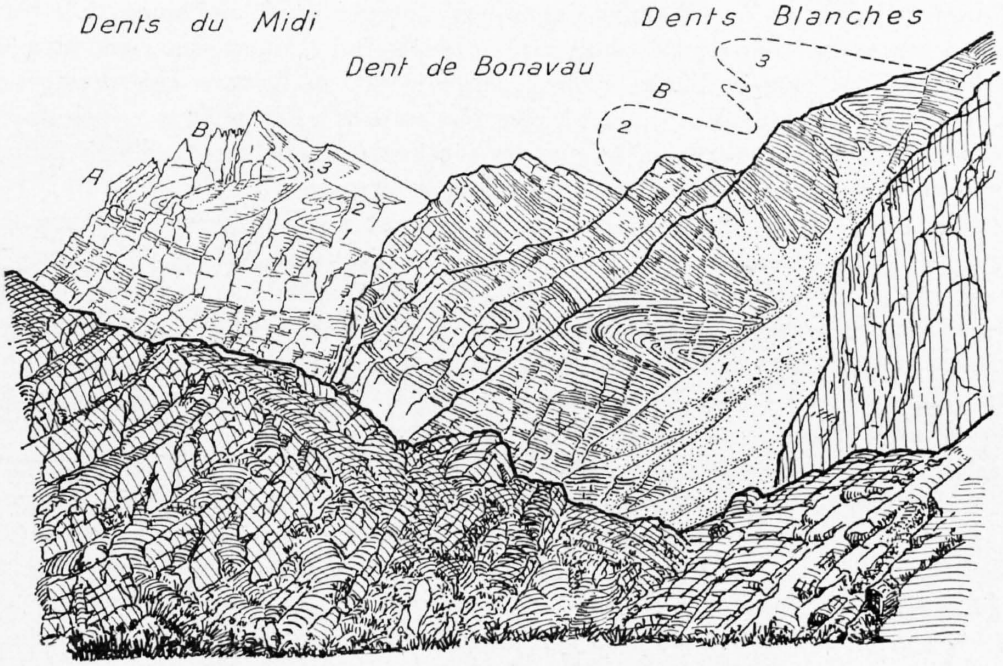


Fig. 27. **Les plis des Dents Blanches et des Dents du Midi,** vus du Col de Bossetan.

A. Anticlinal des Dents du Midi équivalent de l'anticlinal de Bossetan.
B. Synclinal des Dents du Midi homologue du synclinal de Bossetan.
1. et 2. Plissement disharmonique dans le Valanginien moyen.
3. Anticlinal de Valanginien moyen.

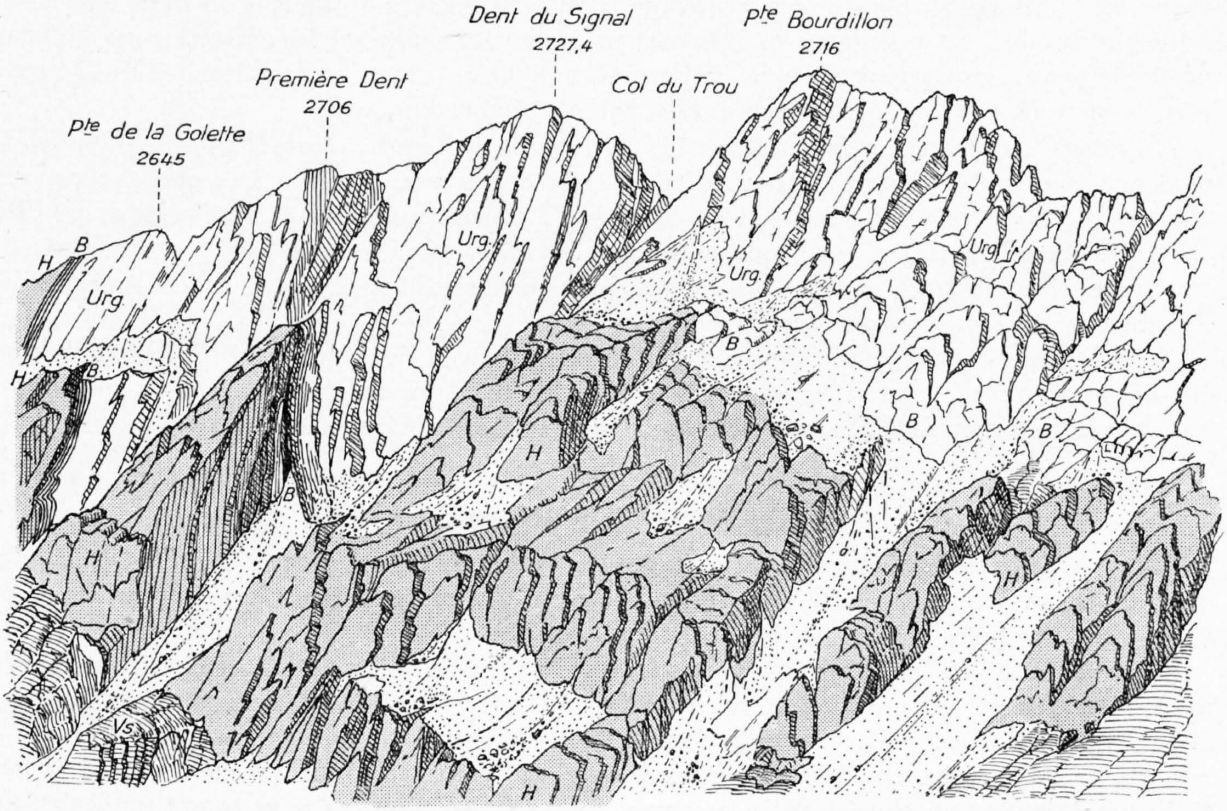


Fig. 28. **Les Dents Blanches orientales,** vues du vallon de Vogealle.

Vs = Valanginien supérieur. H = Hauterivien. B = Barrémien. Urg = Urgonien.

Le Champ de Barme est un grand cirque, dont la paroi Ouest, qui supporte le pâturage de Barme, montre une coupe transversale tandis que les parois Sud et Nord sont longitudinales.

La tectonique du Champ de Barme, comme l'a bien montré DE LOYS, se compose d'un anticlinal formant la butte dite Champ du Mas[1]), dont la charnière est dans le Berriasien et le cœur dans le Malm.

Dans la paroi du Décomailleux on voit les couches verticales des calcaires valanginiens du jambage Nord, alors que la rivière a creusé son lit dans le Berriasien.

L'anticlinal du Champ de Barme s'élève axialement vers l'E et son Berriasien, comme l'a montré DE LOYS, passe en tunnel sous la Frête de Bonaveau et réapparaît, avec le Valanginien, des deux côtés de la gorge de la Saufle où l'érosion l'a attaquée jusqu'au Malm.

DE LOYS qui a découvert l'anticlinal de Malm de la Gorge de la Saufle l'a très bien décrit: «sur la rive droite de la gorge c'est un anticlinal à peine déjeté, mais dont le Flysch a raboté le faîte, l'a tranché d'une ligne presque droite. Sur le versant gauche, le Valanginien entraîné par le Flysch, est décollé de son noyau jurassique et poussé vers l'avant.»

Les calcaires valanginiens du flanc normal de l'anticlinal du Champ de Barme forment la base de la paroi qui sépare le «Champ du Mas» du pâturage de Barme. Vers la gauche, dans une ravine qui aboutit près du chalet «Sous la Dent», le Valanginien dessine une charnière synclinale enfermant de l'Hauterivien marneux à Spatangidés, de l'Hauterivien siliceux, de l'Urgonien réduit à 4 m, du Nummulitique et du Flysch.

C'est le synclinal de Barme. Ce synclinal, de couché qu'il est à Barme, s'ouvre, se compliquant un peu, vers l'E et les grandes parois qui du Champ de Barme supportent le petit pâturage de Sous la Dent en forment l'enveloppe dans le Valanginien et le Berriasien.

Le sentier qui du Champ du Mas conduit aux chalets de Barme, traverse les parois et permet de faire au marteau la coupe du synclinal.

DE LOYS dans son mémoire, faisait transgresser le Flysch directement sur les calcaires valanginiens. Cette erreur a été corrigée dans la carte par GAGNEBIN qui a indiqué du Nummulitique dans le synclinal. En réalité, comme nous venons de le voir, la série stratigraphique doit être augmentée d'Hauterivien et il est intéressant de constater un reste d'Urgonien sur lequel transgresse le Nummulitique par un conglomérat de base. L'Urgonien a donc existé et si ailleurs on ne le trouve plus, il est reconnaissable dans les galets de la base du Nummulitique.

La route qui du Champ de Barme conduit aux chalets de Barme coupe le Berriasien au pied de la paroi du Champ du Mas et dans les premiers lacets, après avoir traversé la rivière. La paroi de Valanginien est masquée par des éboulis et la route est entaillée dans l'Hauterivien marneux de l'ancien Mauvais Pas.

A la scierie, les argiles du Flysch autochtone se voient sur la rive droite de la rivière alors que sur rive gauche, où passe la route, les conglomérats du Nummulitique, dont le ciment renferme des Nummulites, plongent sous le Flysch.

Des couches brunâtres, schisteuses et siliceuses, renfermant des galets gris, recouvrent les conglomérats et forment la partie moyenne du Nummulitique. Nous aurons l'occasion de revenir sur les différentes parties du Nummulitique en étudiant l'affleurement sur la Barme.

3. Sous la Dent.

La région Sous la Dent va nous permettre de déterminer trois nouveaux éléments tectoniques, deux anticlinaux et un synclinal, dans le parautochtone. Ils sont supérieurs à ceux que nous avons étudiés au Champ de Barme (fig. 30).

Du restaurant Defago nous voyons la butte qui domine la scierie. Cette butte est formée par le Flysch couvert de glaciaire. Le col qui sépare cette première butte d'une seconde, en Nummulitique, beaucoup plus élevée, est entaillé dans le Flysch du synclinal de Barme (fig. 31).

Suivons le sentier qui de Barme conduit au chalet Sous la Dent. Il passe entre la butte de Nummulitique et un grand monticule couvert de sapins, au pied duquel se trouve un chalet. Ce monticule cache une paroi de calcaires valanginiens, au pied de laquelle affleurent les couches de

[1]) Cote 1390 Feuille St. Maurice, Atlas géologique.

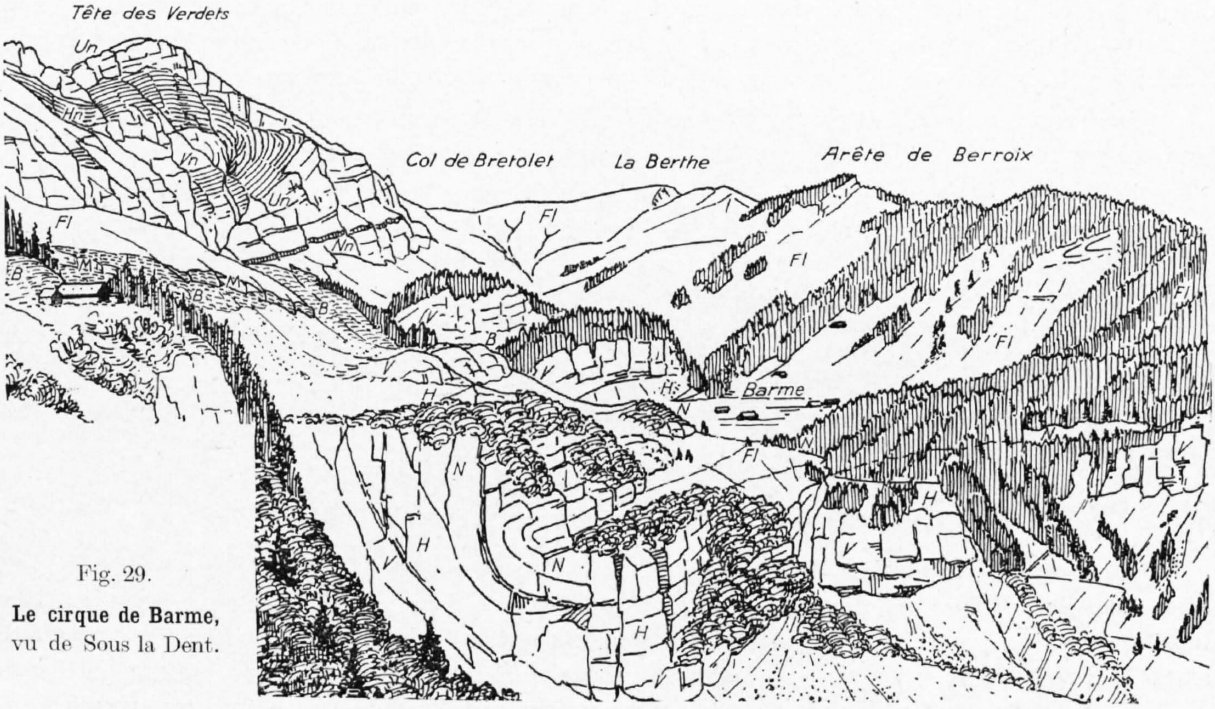


Fig. 29.

Le cirque de Barme,
vu de Sous la Dent.

Parautochtone: M = Malm.
B = Berriasien.
V = Valanginien.
H = Hauterivien.
N = Nummulitique.
Fl = Flysch.

Nappe de Morcles: Vn = Valanginien.
Hn = Hauterivien.
Un = Urgonien.
Nn = Nummulitique.

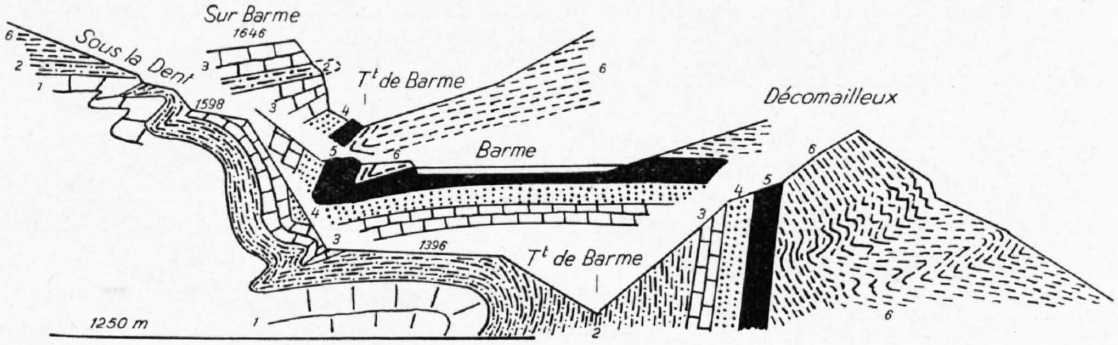


Fig. 30. **Les éléments parautochtones de Barme.**

1. Malm. 2. Berriasien. 3. Valanginien. 4. Hauterivien. 5. Nummulitique. 6. Flysch.

Echelle: 1 : 12 500.

l'Hauterivien, légèrement siliceux. Le sentier serpente un peu dans du glaciaire recouvrant l'Hauterivien marneux. Celui-ci ne tarde pas à affleurer entre le Nummulitique qui forme l'arête dominant le Champ de Barme, à notre gauche, et une crête de Valanginien à notre droite. Cette crête n'est que la continuation de la paroi que nous venons d'observer dans le monticule boisé au-dessus du chalet.

Ces terrains se courbent en charnière synclinale dans la paroi qui domine le Champ du Mas pour former le synclinal de Barme dont il a été question précédemment.

Derrière la crête de calcaires valanginiens nous trouvons un petit vallon, bordé au S par un ressaut rocheux étayant la base des pentes herbeuses du pied des Dents Blanches. Dans ce ressaut qui se continue à l'E Sous la Dent, nous reconnaissons d'emblée les calcaires marneux du Berriasien dessinant une charnière d'anticlinal couché.

Mais voici qu'apparaissent des complications du fait de la présence du Malm dans le ressaut, où la feuille St-Maurice n'indique que du Berriasien.

Etudions ces complications, car elles sont importantes du fait de la proximité du plan de chevauchement de la nappe:

Les deux anticlinaux et le synclinal «Sous la Dent».

Bien installés sur la crête de Valanginien, nous avons en face de nous le ressaut dont il vient d'être question. Nous y avons noté une charnière anticlinale dans le Berriasien marneux. Le Malm du cœur de ce pli apparaît en taches blanches dans les pentes herbeuses qui dominent le sentier peu avant le chalet «Sous la Dent». Ce Malm s'élève axialement vers l'E et forme le cœur de l'anticlinal de Berriasien qui domine le chalet. Il réapparaît dans le premier et le deuxième torrent à l'E du chalet. Le Flysch de la nappe le domine, mais le contact est caché par la végétation. C'est le premier anticlinal.

Le deuxième anticlinal, couché, passe au-dessus de la charnière de Berriasien du premier anticlinal, au moment où ce dernier disparaît dans les éboulis. C'est ce deuxième anticlinal qui seul se continue vers l'W.

Son Malm, à patine blanche, apparaît en boutonnière dans les calcaires marneux, schisteux, noirs, du Berriasien. Si l'on fait au marteau la coupe au travers de cet anticlinal, on remarque que le Berriasien normal est recouvert, à droite d'une petite arête verticale, par des calcaires valanginiens recouverts par du glaciaire. A l'W, ces calcaires ne tardent pas à être coupés en sifflet par le Flysch de la nappe qui repose sur le Berriasien.

Sur la gauche de la petite arête, nous notons sur le Berriasien normal deux taches blanches. Ce sont des gros blocs de Malm. Ils ne peuvent pas être tombés de plus haut et la direction du glacier qui sortait du cirque de Corna Mornay exclut, me semble-t-il, la possibilité d'en faire des blocs erratiques.

Contentons-nous de cette observation dont nous trouverons peut-être, plus loin, l'explication en traitant du Flysch.

Une autre observation intéressante peut être faite à la base de la langue de Flysch de la nappe qui traverse la moraine latérale droite de l'ancien glacier de Corna Mornay. Il s'agit d'un affleurement de calcaires valanginiens de 10 m de long sur 5 m de haut. Le Flysch repose sur ces calcaires sillonnés de veines de calcite, qui sortent du glaciaire. Nous reviendrons sur cet affleurement en parlant du Flysch de la région.

Nous avons retrouvé la trace du deuxième anticlinal assez haut dans le deuxième ravin à l'E du chalet Sous la Dent, où on le voit disparaître latéralement sous le Flysch qui a décapé le Malm de sa charnière de Berriasien.

En résumé: Nous avons reconnu l'existence de deux anticlinaux parautochtones dans le Malm et le Berriasien, aux alentours du chalet «Sous la Dent». Le synclinal de Malm qui les relie a été sectionné par le Flysch de la nappe au-dessus du chalet Sous la Dent.

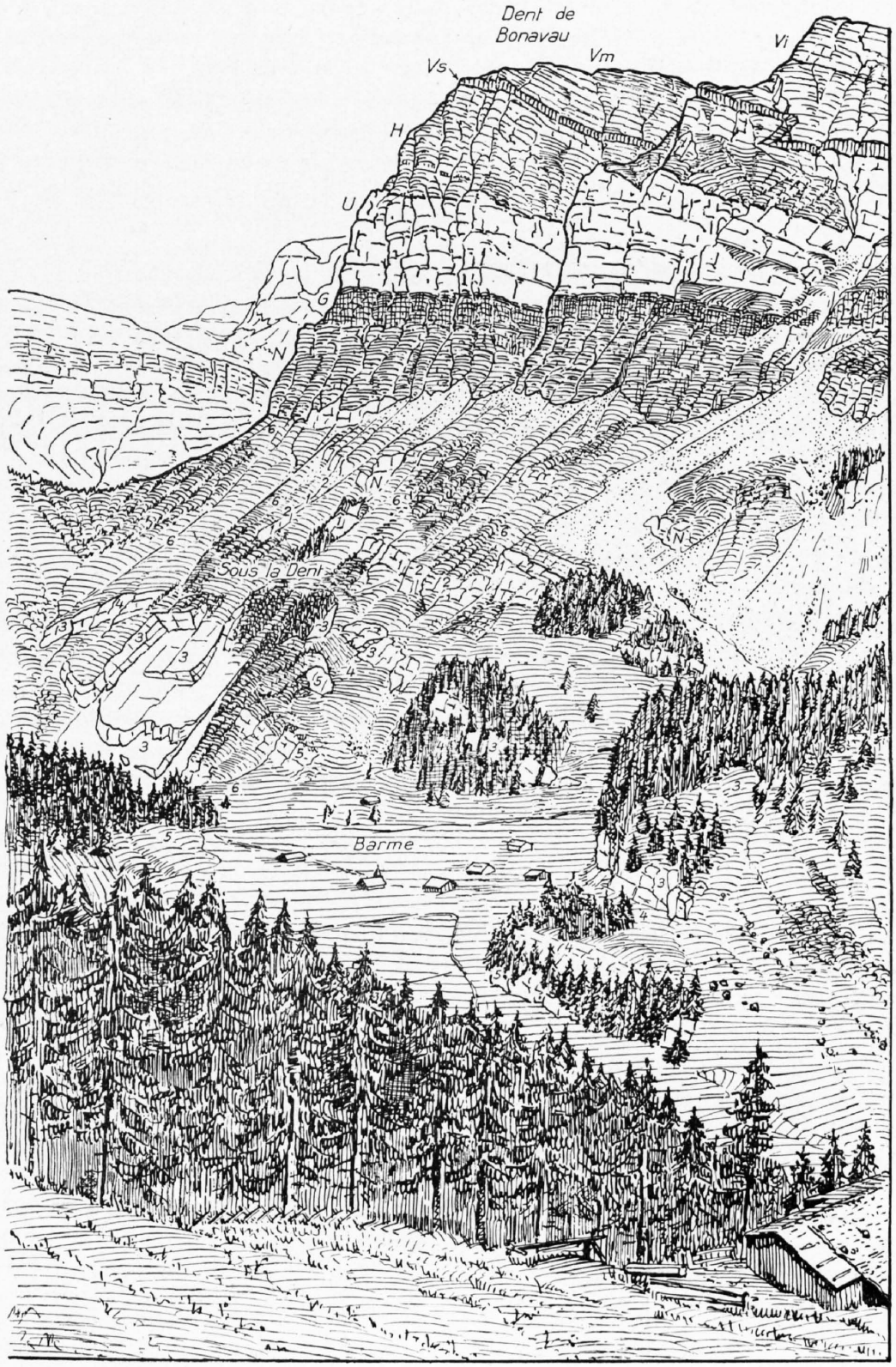


Fig. 31. **Les environs des chalets de Barme.**

Parautochtone: 1 = Malm. 2 = Berriasien. 3 = Valanginien. 4 = Hauterivien. 5 = Nummulitique. 6 = Flysch.

Nappe de Morcles: Vi = Valanginien inférieur. Vm = Valanginien moyen. Vs = Valanginien supérieur. H = Hauterivien. U = Urgonien. G = Aptien-Gault — Crétacé supérieur. N = Nummulitique.

4. La Barme.

On entend sous le nom de la Barme la colline rocheuse, couverte de sapins, qui ferme le pâturage de Barme au SW.

Jusqu'ici on a considéré la Barme comme formée par deux parois de calcaires valanginiens séparées par un replat de marno-calcaires schisteux du Berriasien. C'est juste dans les grandes lignes et mes observations ne feront que parachever les recherches de mes prédécesseurs.

Examinons de Barme tout d'abord la paroi basale de Valanginien renversé, par bon éclairage du matin.

On voit ses couches se relever vers la droite, ce qui indique l'amorce d'une charnière anticlinale.

Mais alors que représente la petite paroi qui borde la rivière au-delà des chalets et qui semble jouer le rôle de socle de la Barme? A la base, des Nummulites, bien visibles, nous indiquent les calcaires du Nummulitique supérieur qui supportent, en série renversée, les couches brunes, siliceuses et schisteuses, à galets gris, du Nummulitique moyen. Les conglomérats de base sont mal exposés. Sortant de la banquette, couverte d'éboulis, au pied de la paroi de Valanginien, voici l'Hauterivien.

L'anticlinal de la Barme se soude donc au synclinal de Barme et se continue à l'E dans le deuxième anticlinal de Sous la Dent (fig. 30).

Sur la Barme, une petite paroi de Nummulitique sort du glaciaire. Cette petite paroi est le meilleur affleurement de Nummulitique de la région. A son pied, on voit les brèches de base, puis les couches brunes, siliceuses et schisteuses, à galets blancs, que capent les calcaires pleins de Nummulites.

On suit ce terrain, dans les sapins, vers le NW jusqu'à la rivière.

L'Hauterivien, plus tendre, forme sans aucun doute le petit col herbeux qui nous sépare du Valanginien normal de la paroi sommitale de La Barme.

Près de la rivière, les calcaires valanginiens entourent le Berriasien du cœur de l'anticlinal de Barme.

5. Le Flysch.

Au Col de Bretolet, le Nummulitique de la nappe à *Nummulites Fabianii* et à Discocyclines passe, en montant dans la série, à des schistes à Globigérines et à bancs gréso-calcaires avec Nummulites. D'après Vonderschmitt (105), cette dernière formation passe à du Flysch argilo-schisteux dans lequel il a trouvé *Meletta Scheuchzeri*.

Collet et Lombard ayant trouvé des couches à *Meletta* à l'E de la Berthe, puis au S de l'Increnaz, et au-dessus du Nummulitique de Barme, sont arrivés à la conclusion que l'arête de Flysch qui s'étend de l'extrémité Est du Décomailleux jusqu'à la Berthe, au S du Col de Cou, et dont la plus grande partie porte le nom d'arête de Berroix, appartient à la partie frontale de la nappe de Morcles.

La découverte, faite par Ch. Ducloz (127), de trains d'écailles de terrains autochtones dans le Flysch du pied Nord de la Dent de Barme m'a conduit à revoir avec cet auteur, en 1941, le Flysch de Barme s'étendant jusqu'au Col de Cou et à la Vièze. De cette révision j'ai rapporté la conviction que ce Flysch attribué par Collet et Lombard, en 1939, à la nappe appartient en réalité à des éléments parautochtones.

Tout d'abord rappelons que le Flysch du synclinal de Barme, qui est sûrement parautochtone, est le même que celui du Décomailleux et de l'arête de Berroix (argiles marneuses, micacées, avec intercalations de bancs de grès de Taveyannaz). Ces bancs de grès deviennent plus grossiers vers le N et vers l'W. A la Berthe ils passent à des conglomérats de Taveyannaz dont il a été question au chapitre sur la Stratigraphie (p. 11). Ces grès de Taveyannaz, souvent grossiers, plongent fortement

vers le N ce qui fait que nous les recoupons sur le chemin du Col de Cou à Barme, avant d'atteindre la crête de Berroix. Plus bas ils affleurent dans le torrent sous le chalet de Désailleux, puis sous le chalet de La Poya à environ 1600 m d'altitude, au NE du Col de Cou.

Ce Flysch est fortement plissé et les bancs de grès de Taveyannaz ont été bousculés par suite de glissements sur les sédiments argilo-marneux.

Nous n'avons pas pu trouver de contact mécanique entre les couches à Globigérines de la nappe et le Flysch parautochtone, au Col de Bretolet. Le versant français de ce Col, plus profondément entaillé que le versant suisse, permettra peut-être de faire un jour d'intéressantes observations, mais, en 1941, il nous était d'accès interdit.

On m'objectera peut-être que Vonderschmitt, puis Collet et Lombard, ont envisagé un passage des schistes à Globigérines de la nappe au Flysch argilo-schisteux à *Meletta*. Ce passage existe à Sales (Alpes de Sixt), mais il a été décrit par Collet et Paréjas dans une série normale. Au Col de Bretolet, par contre, la série est renversée et le passage des schistes à Globigérines[1]) au Flysch à *Meletta* n'est pas clair, ce dernier étant très bousculé.

Le fait que le Flysch de Barme, à l'E du chalet «Sous la Dent», supporte la plus basse des écailles de terrains autochtones, d'âge mésozoïque, entraînée sur le plan de chevauchement de la nappe, m'engage à attribuer ce Flysch au parautochtone et non à la nappe.

En résumé, le Flysch de Barme, qui s'étend au N jusqu'à la Vièze et à l'W jusqu'aux Cols de Cou et de Bretolet, est parautochtone.

Du point de vue tectonique, voyons le rôle joué par le Flysch de la nappe dans la région de Barme.

De Loys, comme nous l'avons vu précédemment, a observé que dans la gorge de la Saufle, rive droite, le Flysch a raboté le faîte d'un anticlinal parautochtone, «l'a tranché d'une ligne presque droite». Sur rive gauche, il a décollé le Valanginien de son noyau de Malm.

Nous avons montré que le Flysch du Décomailleux avait également décollé les différents terrains, du Valanginien au Flysch, dans le jambage Nord de l'anticlinal de Barme.

Dans les environs du chalet Sous la Dent, le rabotage opéré par le Flysch de la nappe est aussi très marqué. En effet, on le voit chevaucher le Berriasien de l'anticlinal parautochtone supérieur, alors qu'il coupe le synclinal de Malm sous-jacent au-dessus du chalet. Dans le deuxième ravin, à l'E du chalet, on voit nettement que le Flysch a décapé les charnières des deux anticlinaux. Cette action de rabotage, par le Flysch, des éléments tectoniques parautochtones explique alors la découverte faite par mon élève Ch. Ducloz de: Zones de blocs et d'écailles de matériel autochtone dans le Flysch de la nappe.

Dans le troisième ravin, très raide, qui coupe le sentier conduisant de la Frête de Bonavau à «Sous la Dent», on voit le Flysch argilo-schisteux de la nappe. Si l'on descend une cinquantaine de mètres à travers les vernes du bord gauche du ravin, on voit un énorme bloc de calcaires valanginiens blancs qui forme surplomb dans le couloir. En passant en dessous de ce bloc, on peut entrer dans le couloir à l'endroit même où se trouvent dans le Flysch des lames d'autochtone de quelques centimètres à plusieurs mètres de long. Cette zone d'écailles mesure une dizaine de mètres de haut. Ducloz a reconnu sous le microscope des calcaires marneux du Berriasien, des calcaires pseudo-oolithiques du Valanginien et probablement de l'Urgonien.

Cette zone d'écailles de terrains autochtones passe assez rapidement à zéro vers l'E. On la retrouve dans la petite paroi de Flysch qui domine le chalet Clément, à l'W, puis plus bas sur le sentier du Pas d'Encel et plus bas encore dans un torrent en amont du pont de Rossetan.

Une deuxième zone d'écailles de terrains autochtones se voit dans le Flysch, un peu au-dessus de l'anticlinal de la Saufle (altitude 1460 m), rive droite, et sur rive gauche, à main droite, en montant de la Saufle à Bonavau.

---

[1]) Pour Ducloz (Octobre 1942), les schistes à Globigérines, sur 10 m environ, passent au Flysch à Meletta. Cette dernière formation de la nappe chevauche le Flysch à Meletta parautochtone.

Plus à l'E, Ducloz a retrouvé la zone supérieure au-dessus des chalets de Rossetan[1]). En effet, de fines écailles de Malm sont intercalées tectoniquement dans le Flysch. La partie terminale de cette zone se rapproche du Nummulitique de la nappe dont elle n'est plus séparée que par 6 à 7 mètres de Flysch marno-micacé.

Collet et Ducloz ont découvert, de plus, des lames de Malm dans la barre inférieure de Nummulitique, sous le Pas d'Encel, entre les points 1486 et 1380 (Feuille St-Maurice).

Conclusions. Nos études confirment cette découverte de Loys que des écailles de granite se trouvent entre le Nummulitique de la nappe et le Flysch de l'autochtone uniquement sur la culmination axiale du cristallin des Aiguilles Rouges. A la cascade de la Saufle, sur la retombée axiale, des écailles de Malm remplacent celles de cristallin.

Chapitre VI.

Barberine.

1. Le vallon de Barberine et le Mont Ruan. 2. Le cirque du Vieux Emosson.

1. Le vallon de Barberine et le Mont Ruan. (Pl. I, profil 6.)

Suivons, du restaurant du Lac de Barberine, l'itinéraire ordinaire pour l'ascension du Mont Ruan.

Dans le premier ravin que nous traversons après les chalets, voici les quartzites du Trias en discordance sur le cristallin des Aiguilles Rouges. A la base de ces quartzites, nous notons une roche gréseuse, gris-verdâtre, d'apparence satinée, renfermant de gros grains de quartz blanc-rosé et de fines paillettes de mica blanc. Sous le microscope (p. 4), on note qu'il s'agit d'arkoses.

Dans le second ravin nous voyons du glaciaire, tandis que dans le troisième apparaissent les argilites rouges et vertes et les calcaires dolomitiques du Trias. Cette dernière formation contient des algues calcaires, malheureusement indéterminables, dans l'affleurement sur rive droite du torrent qui descend du Col de Barberine.

Le sentier coupe, un peu plus loin, le Malm autochtone écrasé et plein de calcite.

On touche les calcaires échinodermiques du Bajocien supérieur de la nappe à la base du promontoire 2351,5, au moment où l'on entre dans le vallon de Barberine.

Du fait du plongement axial vers le SW, le vallon de Barberine est entaillé dans les plis de Bajocien dont on voit les charnières dans la coupe de la **Tour Sallière,** versant de Salanfe et Emaney.

Jusqu'à la Chaux-Derrière (point 2431), la rive droite est formée par une première paroi de Bajocien inférieur et de Bajocien supérieur jusqu'à l'altitude d'environ 2400 m (fig. 32). Cette paroi supporte une splendide vire d'Oxfordien où l'on trouve des Ammonites. Elle est en partie recouverte d'éboulis et on peut la suivre du Col de Tanneverge à la base du glacier des Fonds, au pied du Ruan, puis elle passe sous le glaciaire et le glacier jusqu'à l'épaule de la Tour Sallière.

Cette vire d'Oxfordien supporte les sommets de Malm du Pic de Tanneverge, des Rosses, du Mont Ruan et de la Tour Sallière.

Sur la rive gauche, tout le versant, jusqu'aux Pointes d'Aboillon et à l'Epaule de la Tour Sallière, est formé par le Bajocien.

---

[1]) Charles Ducloz, dans une note récente: *Nouvelles observations sur le Flysch du Val d'Illiez* (C. R. Séances Soc. phys. et hist. nat. Genève, 19 mars 1942) précise qu'il a suivi en direction la zone d'écailles de Rossetan, sur environ 7 km, soit de l'arête de Soy jusqu'au-dessous de la Dent de Bonavau. L'amplitude du phénomène est très variable. Dans la meilleure coupe, celle de la Saufle, il a noté la présence de six trains d'écailles dont les deux inférieurs forment le surplomb de la cascade de Bonavau. L'épaisseur d'un de ces trains atteint 10 à 15 mètres, tandis que sous la Dent de Bonavau le seul train existant est réduit à quelques décimètres. Les roches entrant dans la composition de ces zones de broyage sont par ordre de fréquence le Malm, le Berriasien, le Valanginien, l'Hauterivien, l'Urgonien et le Nummulitique. Nous avons affaire à une zone de laminage et de broyage d'éléments parautochtones intercalée entre le Nummulitique renversé de la Nappe et le Flysch parautochtone. De part et d'autre de ce contact des esquilles ont pénétré dans les roches encaissantes.

De Bonavau, jusqu'au Col de Bretolet, Ducloz note la disparition complète de ces écailles parautochtones.

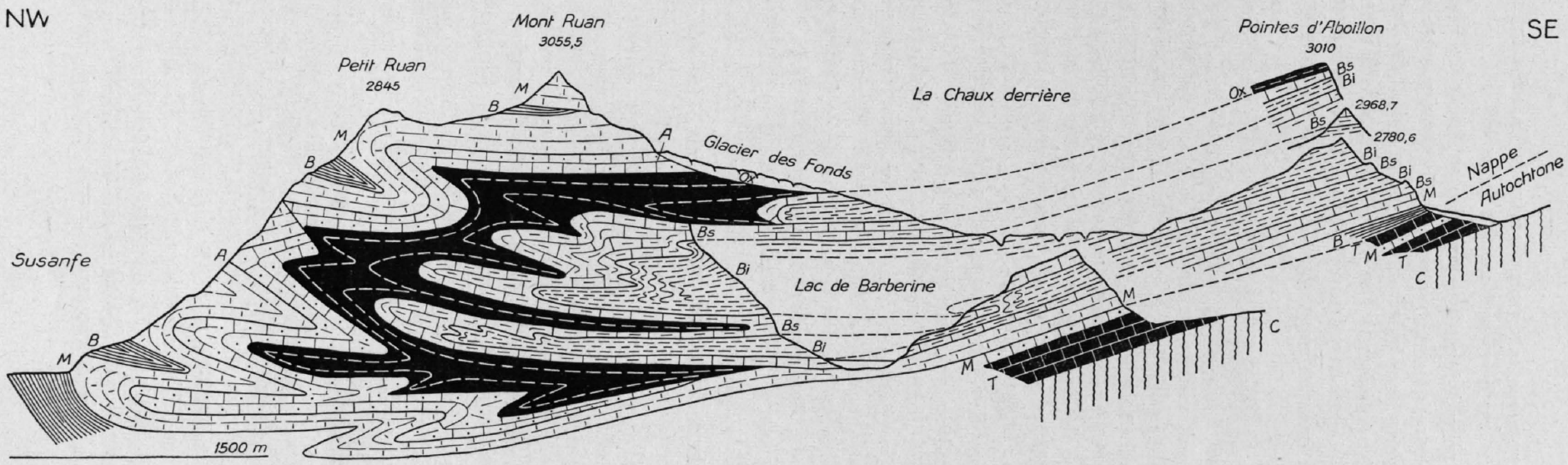


Fig. 32. **Profil des Pointes d'Aboillon au Vallon de Susanfe,** par le Mont Ruan.

Autochtone:
C = Cristallin des Aiguilles Rouges.
T = Trias.
M = Malm.

Nappe de Morcles: Bi = Bajocien inférieur.
Bs = Bajocien supérieur.
Ox = Bathonien-Callovien-Oxfordien.
A = Argovien.
M = Malm.
B = Berriasien.

On note un plissement disharmonique très marqué entre le Bajocien inférieur et le Bajocien supérieur sur le versant droit comme sur le versant gauche du vallon.

J'ai eu souvent beaucoup de peine à séparer le Bajocien supérieur du Bajocien inférieur. Un coup d'œil aux multiples replis de la paroi qui est entaillée dans ces terrains entre la Grande Fendue (ravin descendant du Col de Tanneverge dans le lac) et le fond du vallon de Barberine permettra de s'en convaincre. En effet, le Bajocien inférieur, à alternances généralement bien marquées de bancs marneux et calcaires peut contenir ici et là des niveaux calcaires assez épais pour que l'on soit tenté de les prendre pour les calcaires du Bajocien supérieur. La séparation de ces deux terrains est plus facile à faire à distance que de près.

En effet, le Bajocien supérieur forme un mur de 25 à 45 m de hauteur, d'une patine rousse qui tranche nettement avec le gris-jaunâtre des argiles oxfordiennes et avec le gris-noir du Bajocien inférieur. Ces différences sont nettement visibles en dessous de la vire qui réunit le Col de Tanneverge à la base du Mont Ruan. Ajoutons que si nous trouvons ici du plissement disharmonique entre le Bajocien inférieur et le Bajocien supérieur, ce phénomène est encore plus marqué entre le Bajocien supérieur et le Malm. Cependant, la région que nous traversons n'est pas vraiment démonstrative de ce phénomène. Le vallon de Barberine, que j'ai parcouru en tous sens, a surtout exercé ma sagacité dans la recherche des éléments tectoniques marqués dans le Bajocien pour les comparer aux plis accusés par le Malm sur le versant français.

Voyons un peu, à l'aide des profils ci-joints, les plis du noyau bajocien de la nappe (fig. 32).

Les calcaires du Bajocien supérieur que nous avons vus à la base de la paroi cotée 2351,5 se suivent vers le NE, au pied de l'arête, dans la direction du Col de Barberine. Ils sont renversés, car ils supportent du Bajocien inférieur jusqu'à la cote 2351,5. Là, nous retrouvons les calcaires échinodermiques et à chailles formant une formidable dalle recouvrant le replat qui s'étend jusqu'à la Chaux du Milieu. Nous y avons trouvé de nombreux fragments de fossiles, dont des Ammonites, malheureusement indéterminables. Ce Bajocien supérieur traverse l'arête et s'intercale dans le Bajocien inférieur pour atteindre l'altitude de 2670 m au-dessus du Col de Barberine et sous le sommet 2780,6 des Pointes d'Aboillon.

La succession observée est donc, de bas en haut:

1° Bajocien supérieur.

2° Bajocien inférieur.

3° Bajocien supérieur.

4° Bajocien inférieur.

Le Bajocien supérieur de base repose sur le Malm renversé de la nappe.

Suivons maintenant l'arête des Pointes d'Aboillon jusqu'à l'épaule de la Tour Sallière (3010 m). Nous marchons sur le Bajocien inférieur et à mi-chemin entre le point 2780,6 et le point 2968,7, le Bajocien supérieur forme l'arête. De ce dernier point nous voyons le ressaut qui nous sépare de l'épaule. Des interstratifications noires de marnes et de calcaires couronnées par des roches roussâtres indiquent une série normale de Bajocien inférieur et supérieur. Ce ressaut sépare le glacier inférieur du glacier supérieur de la Tour Sallière.

L'épaule est entaillée dans les argiles oxfordiennes où j'ai souvent récolté des Ammonites du Callovien et de l'Oxfordien, dont *Peltoceras athleta*. Le Bathonien est ici absent, car je n'ai trouvé que des Ammonites du Callovien dans les argiles directement en contact avec le Bajocien supérieur. La pyramide sommitale est formée par de l'Argovien et du Malm.

Les plis du Malm montrent une élévation axiale du SW au NE. Ainsi, au Mur des Rosses, nous trouvons trois plis. Au Mont Ruan, la belle charnière anticlinale du Mur des Rosses est déjà «en l'air», et c'est le deuxième pli du Mur des Rosses qui forme le sommet. A la Tour Sallière, le pli de Malm de base du Ruan forme la pyramide sommitale.

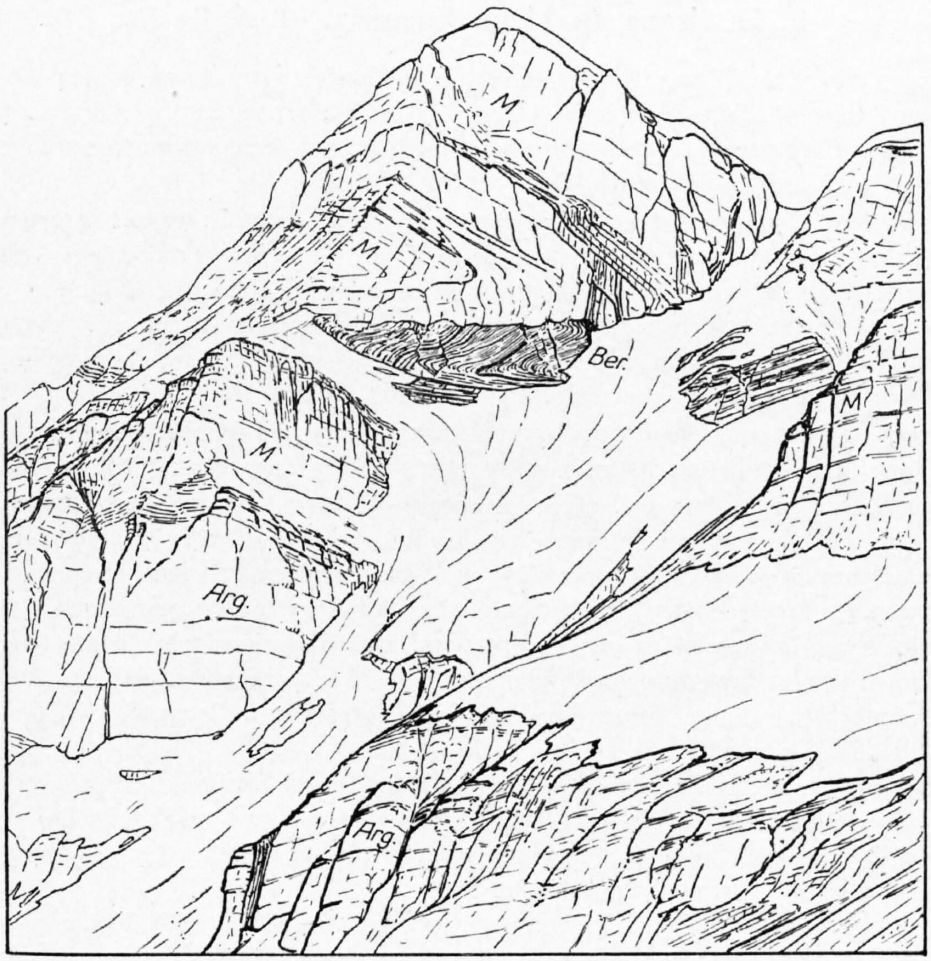


Fig. 33. **Le Mur des Rosses,** vu du Glacier des Fonds (Barberine).
Arg. = Argovien. M = Malm. Ber. = Berriasien.

Le Mont Ruan (3055,5 m).

Tout le versant Sud-Est du Mont Ruan est en Malm qui supporte du Berriasien sur l'arête Sud-Ouest. Le Malm est doublé, ce qui explique son épaisseur. En effet, sur le versant Nord-Ouest de cette montagne, on voit un synclinal écrasé de Berriasien chevauché par le Malm du sommet.

C'est le sommet même du Mont Ruan qui est intéressant pour nous, car on peut y étudier la limite Jurassique-Crétacé. Pour ce faire, il est nécessaire que l'arête sommitale soit complètement libre de neige, ce qui n'arrive qu'à la fin d'étés chauds.

A moins que l'on soit un alpiniste éprouvé, il sera bon de prendre un guide pour cette ascension. Non pas qu'elle soit difficile, mais on peut être surpris par du brouillard en automne, la meilleure saison pour y faire des observations, et la descente peut être dangereuse.

Du Ruan, on peut revenir à Barberine par le Col de Tanneverge, en passant derrière les sommets des Rosses, par le glacier de Prazon, sur France. La course est longue, mais splendide, et suivant l'état de la neige il faut tailler de nombreuses marches sous la Pointe des Rosses, à moins que toute la caravane ne soit en crampons. De la Pointe des Rosses, on gagne facilement le Col de Tanneverge, où l'on peut récolter des Ammonites dans les argiles oxfordiennes ainsi que dans le Bajocien supérieur «vers l'homme», cote 2488,7.

Un autre itinéraire consiste à descendre sur le glacier inférieur de Prazon, par le couloir de neige (la rimaye peut être mauvaise en fin de saison) qui coupe la paroi supérieure de Malm. De là, on gagne facilement le Col de Sagerou, où l'on trouve le Berriasien fossilifère, puis la cabane de Susanfe du Club alpin.

2. Le cirque du Vieux Emosson. (Pl. V, fig. 1.)

Le sauvage cirque du Vieux Emosson est dû à l'érosion glaciaire au contact de la nappe et de l'autochtone, entre la chaîne bajocienne Cheval Blanc-Pointe de la Finive et le cristallin Veudalle-Loria. Les restes d'un ancien lac en occupent le fond barré par un verrou dans le cristallin des Aiguilles Rouges, au-dessus des Gorges du Vieux.

De Barberine, il y a deux manières de gagner le Vieux Emosson: ou se faire passer sur l'autre rive du lac, en bateau, pour atteindre la base de la Pointe de la Finive au contact Trias-cristallin à la terminaison NNE de la grande vire d'éboulis, l'Arevassey; ou traverser le barrage de Barberine et suivre le sentier souvent mal marqué, qui monte au Vieux Emosson, en prenant garde de toujours se tenir sur la rive gauche du Nant de Drance. Du point de vue géologique, le premier itinéraire est de beaucoup le plus intéressant, c'est celui que nous suivrons.

Mais avant de nous embarquer, voyons rapidement les grandes lignes de la géologie de la Pointe de la Finive que nous étudierons d'une manière plus détaillée dans le chapitre suivant (p. 102).

Les roches moutonnées dans les gneiss des Aiguilles Rouges, sur rive droite du lac, supportent à l'Arevassey le Trias autochtone en grande partie couvert par les éboulis provenant d'une première paroi qui nous sépare du glacier. Cette paroi est en Malm autochtone et nous y voyons de Barberine, à la jumelle, une bande blanchâtre, dolomitique, qui y serpente dans sa partie supérieure. Le contact de la nappe se voit au sommet même de cette paroi, où le Bajocien supérieur gris-clair de la nappe tranche nettement sur le Malm autochtone plus foncé. Vers la terminaison SSW de la paroi, l'épaisseur de Malm autochtone diminue au profit du Bajocien supérieur de la nappe, qui décrit une charnière synclinale (Pl. V, fig. 8).

Au-dessus du glacier, la paroi terminale de la Pointe de la Finive est séparée en deux parties, chacune formée par une série normale de Bajocien inférieur marneux noir et de Bajocien supérieur calcaire d'un gris roussâtre. Ces deux séries sont séparées par un replat (vire) d'argiles bathoniennes-calloviennes-oxfordiennes souvent couvert de neige.

A peine avons-nous abordé sur la rive opposée que nous foulons le Trias dont nous reconnaissons les trois termes: 1° quartzites, 2° argilites, et 3° calcaires dolomitiques, sur les bords d'une moraine latérale de l'ancien glacier de Finive.

Pour éviter la marche pénible dans les éboulis, suivons le contact des quartzites et du cristallin. Voici des pointements de calcaires dolomitiques dans les éboulis, montrant que ces derniers ne recouvrent que du Trias. Puis deux petites arêtes, coupant les éboulis, font affleurer les trois termes du Trias.

Le cirque du Vieux Emosson ne tarde pas à apparaître à nos pieds. Il est fermé par la Pointe à Corbeaux, 2687 m, et le Cheval Blanc, 2830,8 m. Le Col du Vieux, 2569 m, passe entre ces deux sommités et le Col des Corbeaux, 2603 m, entre la Pointe du même nom et le point 2661 m. Le Col du lac Vert, 2624 m, sépare ce dernier point de l'Aiguille de Loria. Le Buet, bien que situé plus en arrière, domine le tout. Nous sommes d'emblée frappés par la dissymétrie des versants.

Une formidable dalle, de 200 à 300 m de largeur, plongeant au NW, plaque la pente du cristallin des Aiguilles Rouges, à notre gauche. Deux patines s'y voient, du gris-jaune, à la base, définissant les calcaires dolomitiques du Trias; du gris-bleu, dans le haut, marquant un revêtement calcaire de Malm. Il s'agit donc là de la couverture sédimentaire du cristallin des Aiguilles Rouges.

Le versant opposé, à notre droite, est la muraille de 500 m de hauteur, de couleur sombre, qui s'étend du Cheval Blanc à la Pointe de la Finive. Elle est entaillée dans les terrains de la base de la nappe, du Toarcien au Bajocien supérieur. Terrains en grande partie tendres comme le montrent les nombreux cônes de déjection qui terminent chaque couloir. Ces alluvions et éboulis recouvrent déjà une partie de la base de la paroi, donnant au cirque du Vieux Emosson un caractère nettement régressif. Ce versant absolument sec en été est sillonné de cascades à la fonte des neiges et par de fortes pluies.

En cheminant toujours sur le Trias, nous pourrions, d'où nous sommes (point 2350,6), suivre le sentier marqué dans les corgneules et calcaires dolomitiques et descendre en quelques minutes directe-

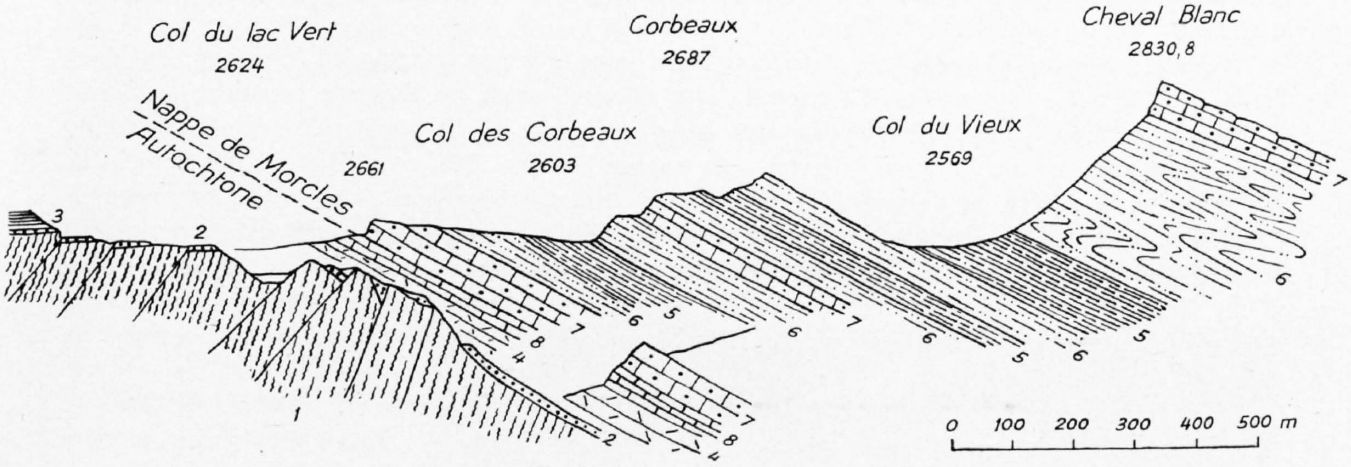


Fig. 34. **Le fond du cirque du Vieux Emosson.**

Autochtone: 1. Cristallin.
2. Quartzites du Trias.
3. Argilites du Trias.
4. Calcaires dolomitiques du Trias.
8. Malm.

Nappe de Morcles: 5. Aalénien.
6. Bajocien inférieur.
7. Bajocien supérieur.

Echelle: 1 : 12 500.

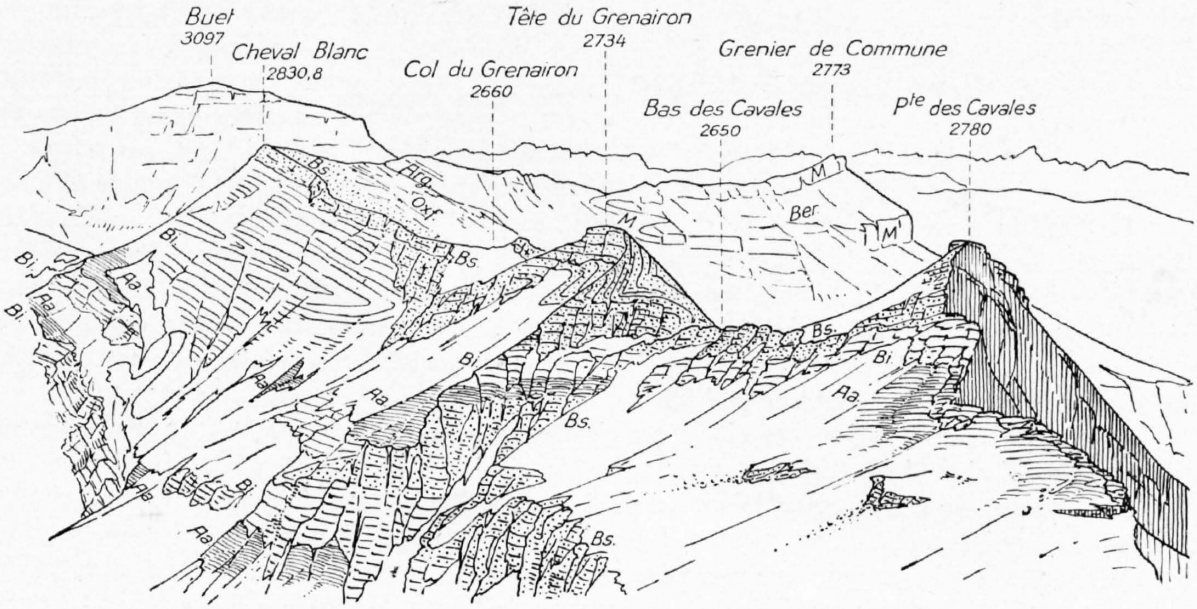


Fig. 35. **Vue de la Pointe de la Finive,** vers le SW.

Aa. = Aalénien.
Bi. = Bajocien inférieur.
Bs. = Bajocien supérieur.
Oxf. = Bathonien-Callovien-Oxfordien.
Arg. = Argovien.
M = Malm.
Ber. = Berriasien.

ment dans la plaine. Mais il est préférable de nous élever jusqu'au bord Sud du glacier de la Finive, car les observations que nous ferons faciliteront plus tard les raccords avec la région du Col des Corbeaux et du Col du lac Vert.

Sur les calcaires dolomitiques et les corgneules nous trouvons, comme à l'Arevassey, du Malm écrasé qui termine l'autochtone. Il supporte des calcaires zonés du Bajocien supérieur qui forme la base de la nappe. Puis, en série renversée, nous traversons les alternances de marnes schisteuses et de bancs calcaires du Bajocien inférieur pour gagner le point 2625, au pied de l'arête Sud-Est de la Pointe de la Finive où affleurent les grès calcaires, souvent sableux, à nodules ferrugineux de l'Aalénien et les argiles schisteuses noires ou mordorées du Toarcien, dans lesquelles Augustin Lombard a trouvé une *Dumortieria* du groupe *radians* voisine de *Dumortieria explanata*, Buck. Ce Lias plonge fortement au NW et forme un anticlinal supporté et surmonté par le Bajocien inférieur. J'ai retrouvé la même zone de Toarcien-Aalénien plus bas, un peu à droite de la cote 2383, au sommet du cône d'éboulis.

Une descente rapide nous amène dans la plaine du Vieux Emosson.

Pour jouir d'une bonne vue sur la chaîne Cheval Blanc-Pointe de la Finive, il nous faut prendre un peu de recul. Nous monterons donc au Col du lac Vert (point 2624), en suivant toujours le contact du Trias et du cristallin. Nous ne tardons pas à trouver, en certains points, entre les quartzites et le cristallin (fig. 1, p. 2), un banc entièrement formé de carbonates cristallisés. Il s'agit, sans aucun doute, d'un dépôt chimique qui s'est effectué par évaporation dans une lagune de la surface continentale, d'âge permien. Le même phénomène a été signalé par Swiderski, dans la même position, sur le massif de Gastern. Avec Paréjas, nous avons trouvé un dépôt assez semblable, bien que moins bien caractérisé, entre les quartzites et le cristallin au Belvédère des Aiguilles Rouges.

Examinons maintenant la grande muraille Cheval Blanc-Pointe de la Finive. Deux replats coupent en diagonale cette sauvage paroi qui était naguère traversée par des contrebandiers et qui n'est plus parcourue que par de rares chasseurs de chamois. Ces deux replats sont dûs à la présence d'anticlinaux de Toarcien-Aalénien. Le plus élevé de ces replats débute au Col du Vieux et se termine entre la Pointe des Cavalles et la Pointe de la Finive, où j'ai trouvé des Ammonites (voir p. 15). Le second, qui correspond à l'anticlinal des Corbeaux, ne tarde pas à être recouvert par des éboulis descendant du versant Nord-Est du Cheval Blanc. Il reprend au haut du cône descendant du ravin du Col du Grenairon, 2660 m, pour se terminer un peu au-dessus du sommet du cône du couloir descendant du Bas des Cavalles, 2650 m. Plus loin, il est seulement marqué par les alternances marneuses et calcaires du Bajocien inférieur jusque sous le sommet de la Pointe de la Finive.

La crête de la montagne, entre le Cheval Blanc et la Pointe des Cavalles, par places très déchiquetée, est formée par le Bajocien supérieur (fig. 5). C'est le même terrain qui forme la paroi dure qui supporte chacun des deux replats dont il vient d'être question. Le ressaut de Bajocien supérieur qui supporte le replat le plus élevé de Toarcien-Aalénien se termine au sommet de la Pointe de la Finive. Le ressaut inférieur se raccorde au Bajocien supérieur qui supporte la cravate de Bathonien-Callovien-Oxfordien de la Pointe de la Finive.

Quittons le contact Trias-cristallin et choisissons un point sur le cristallin d'où nous puissions voir la crête qui s'étend du Col des Corbeaux au Col du lac Vert (fig. 34).

Le Col des Corbeaux est entaillé dans des argiles noires du Toarcien et des grès sableux à rognons de l'Aalénien, qui forment ici l'anticlinal, le plus bas de la nappe. Ce dernier est entouré de Bajocien inférieur et supérieur qui, en flanc renversé, forment le sommet 2661. Les calcaires échinodermiques zonés du Bajocien supérieur représentent ici le terrain le plus bas de la nappe. En descendant du point 2661 au Col du lac Vert, nous trouvons la série suivante, de haut en bas:

1° calcaires échinodermiques du Bajocien supérieur; base de la nappe;

2° Malm marmorisé	6 m		
3° Argovien marmorisé			
4° Calcaires dolomitiques, env. 40 m		Trias	Autochtone
5° Argilites 20 m			
neige			

D'après une communication de M. Paréjas, qui a révisé la géologie du Buet, les éléments stratigraphiques et tectoniques trouvés entre le Col du Vieux et le Col du lac Vert se poursuivent vers le SW jusqu'à la bordure de la feuille Finhaut.

Gagnons de notre observatoire le Col du lac Vert, d'où nous observerons:

Le Trias de la région du Col du lac Vert. (Pl. V, fig. 7.)

Ce Trias permet de saisir des dislocations du cristallin dues au déferlement de la nappe de Morcles. En effet, notre itinéraire nous conduit au N du Lac Vert à un petit lac allongé, au pied Est du point 2661. Des dalles de quartzites, plongeant fortement au NW, couvrent une partie du cristallin de sa rive droite, tandis que sa rive gauche est dominée par une petite arête de cristallin (fig. 36).

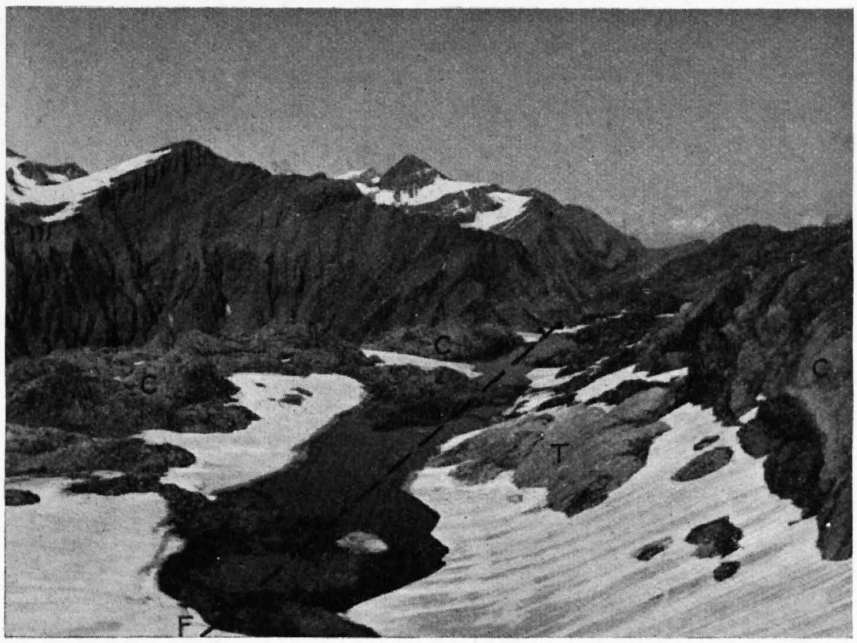


Fig. 36. **Faille longitudinale,** formant le lac sans nom, au Nord du point 2661 de l'arête Pte à Corbeaux-Pte du Sasset (Vieux Emosson).

F = Faille. C = Cristallin des Aiguilles Rouges. T = Quartzites du Trias.

Ce lac est dû à une faille longitudinale oblique dont les quartzites de la lèvre Sud-Est butent contre le cristallin de la lèvre Nord-Ouest, surélevée. En descendant un peu sur le cristallin de la lèvre Nord-Ouest, on voit des quartzites, plongeant d'environ 70° au NW, pincés entre deux cristallins. Une nouvelle faille longitudinale oblique explique ce phénomène. La lèvre Nord-Ouest est surélevée par rapport à la lèvre Sud-Est, affaissée.

En descendant plus loin, on rencontre un placage de quartzites sur le cristallin, plongeant d'environ 25° au NW, puis au pied de la pente de cristallin, des quartzites plongent fortement (environ 60°) vers le NW. Cette différence de plongement dans les quartzites, sur une faible distance me paraît également provenir d'une faille longitudinale.

Ce dernier cas n'est pas très clair et on peut aussi expliquer la différence de plongement des quartzites par une inégalité de la surface du cristallin.

Nous trouvons ici un phénomène que nous rencontrerons sur la bordure du cristallin, à la descente du Col de Barberine sur Emaney (p. 103), soit: la présence de failles à direction alpine dont la lèvre Sud-Est est affaissée par rapport à la lèvre Nord-Ouest. Ce sont des failles de tassement du cristallin.

Entre le Col du lac Vert et la Pointe du Sasset, les quartzites du Trias horizontaux dessinent dans la pente quatre marches d'escalier dont les trois plus basses butent contre le cristallin.

Nous sommes ici sur le faîte des Aiguilles Rouges, où, comme au Belvédère, le Trias est horizontal sur le cristallin presque vertical.

S'agit-il de failles longitudinales ou de coins de cristallin limités par des chevauchements? En posant cette question, je tiens compte du fait que la lèvre Sud-Est est toujours surélevée par rapport à la lèvre Nord-Ouest.

Les coins de cristallins nettement marqués que nous rencontrerons sur le versant Ouest du Col de Barberine et au Fontanabran (voir p. 100) indiquent que le cristallin des Aiguilles Rouges a été cassé en coins par l'avance de la nappe de Morcles.

S'il s'agissait de failles, nous aurions deux groupes, l'un à lèvre Nord-Ouest affaissée, l'autre à lèvre Nord-Ouest surélevée sur un espace de moins d'un kilomètre.

Je préfère la notion de coins cristallins, au stade de début, et de failles de tassement à lèvre Nord-Ouest surélevée, postérieures à la formation des coins. Cette explication me paraît mieux correspondre aux faits observés sur les deux versants du Col de Barberine.

Le contact de la nappe de Morcles sur l'autochtone.

Nous avons vu que sur la frontière franco-suisse (entre le point 2661 et le Col du lac Vert) le Bajocien supérieur, renversé, de la nappe recouvrait le Malm autochtone. Suivons ce contact en descendant vers la plaine du Vieux Emosson. La chose est aisée, car le Malm autochtone et les calcaires zonés du Bajocien supérieur de la nappe forment une petite arête qui, suivant l'enneigement, sort de la neige ou des éboulis dans l'entonnoir creusé par l'érosion sous le Col du lac Vert et celui des Corbeaux. Par places, on peut même cheminer un pied sur la nappe, l'autre sur l'autochtone. On gagne ainsi facilement un promontoire de la grande dalle d'autochtone, dont il a été question, dont la pointe est formée, par de la moraine recouvrant des calcaires zonés de la nappe plaqués sur le Malm.

Le retour à Barberine est plus rapide par le sentier des Gorges du Vieux. Le détour que nous avons fait à la montée, en suivant de la plaine du Vieux Emosson le contact du Trias avec le cristallin, peut être évité pour gagner du temps. On montera alors directement au Col du lac Vert en suivant la petite arête où nous avons trouvé le contact de la nappe sur l'autochtone.

Chapitre VII.

Le chapeau de sédimentaire du Belvédère des Aiguilles Rouges.

L'ascension du Belvédère des Aiguilles Rouges, que j'ai effectuée plusieurs fois avec Paréjas, est très intéressante du point de vue géologique. Elle permet, en effet, d'étudier le seul reste de sédimentaire de la crête des Aiguilles Rouges. Cette excursion doit être entreprise de la Flégère, car le versant Sud est plus intéressant que l'arête Nord. Je recommande donc, du lac Blanc, de gagner le col qui sépare l'Aiguille de Floria du Belvédère et de gravir de là par l'arête Ouest ce dernier sommet.

Il vaut la peine de compléter cette excursion, le même jour, en traversant de l'arête Ouest à l'arête Nord, en suivant la vire passant sur les quartzites du Trias. Cette petite course, assez vertigineuse, doit être entreprise sous la conduite d'un guide, à moins qu'elle ne soit effectuée par des géologues ayant l'expérience de la haute montagne. Cette voie est intéressante, car elle permet d'étudier les modifications que subissent les écailles vers le Nord.

Du col, entre l'Aiguille de la Floria et le Belvédère, une amusante grimpée d'arête dans le cristallin conduit au contact entre ce dernier et le chapeau de sédimentaire. Voyons un peu ce contact de plus près:

Le cristallin forme un peu corniche. Sur ses cinq derniers mètres il est pigmenté de rose par les oxydes de fer provenant de la désintégration de sa surface, alors continentale. Dans les fissures, on trouve des pénétrations de carbonates déposés probablement dans des lagunes et dont il reste des poches éparses à la surface du cristallin.

Les quartzites de la base du Trias transgressent donc sur la surface continentale d'âge permien.

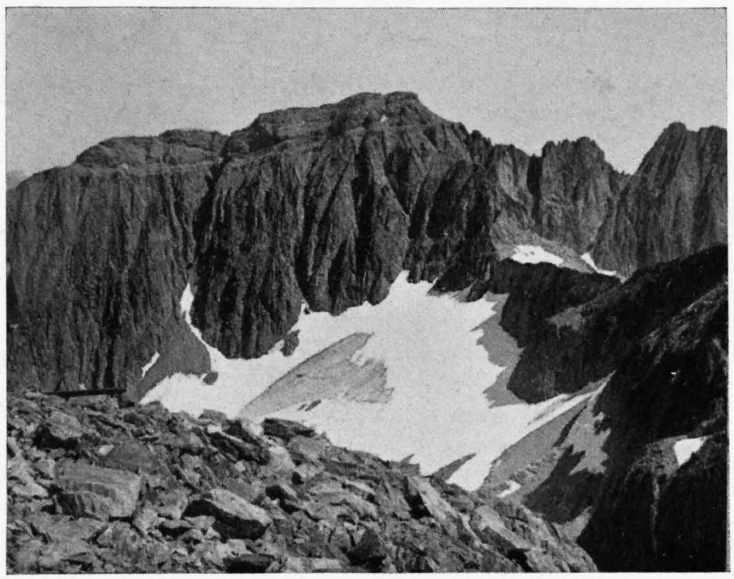


Fig. 37. **Le chapeau de sédimentaire du Belvédère des Aiguilles Rouges.**
Vu du sommet de l'Aiguille de la Floriaz.

Photo J. et L. Lecarme.

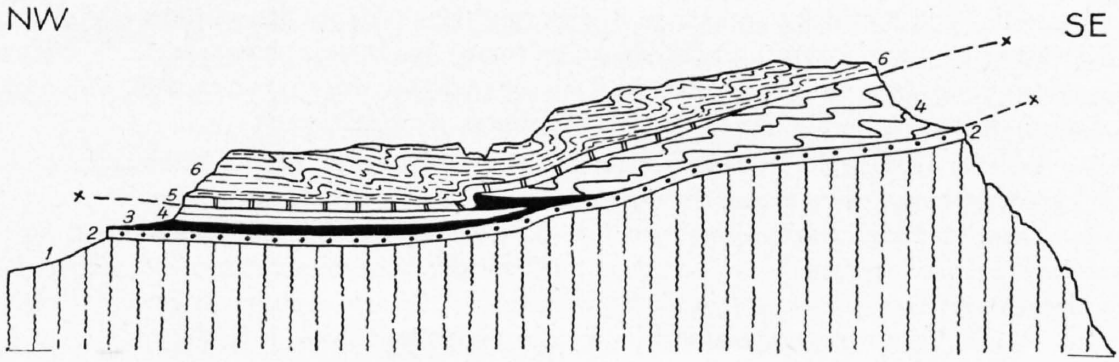


Fig. 38. **Le Belvédère des Aiguilles Rouges.**

1. Cristallin.
2. Quartzites du Trias.
3. Argilites du Trias.
4. Calcaires dolomitiques du Trias.
5. Bajocien.
6. Oxfordien et Argovien schisteux.

Echelle: env. 1 : 3000.

Le chapeau de sédimentaire du Belvédère comporte deux écailles reposant sur les quartzites de base. En effet, la coupe est la suivante:

1° Quartzites de la base du Trias qui ont été un peu bousculés par les écailles superposées. Ils sont chevauchés par:

2° une écaille de calcaires dolomitiques du Trias, avec intercalations d'argilites schisteuses noires. Cette écaille est fortement plissée. Elle est recouverte par:

3° une deuxième écaille formée d'Oxfordien, passant au sommet de la montagne à de l'Argovien schisteux contenant des fragments de Bélemnites. Cette écaille est moins plissée que la précédente.

Nous constatons donc qu'un décollement important a eu lieu sur les argilites du Trias qui manquent ici et qui ont été chassées vers l'avant comme nous l'indiquons dans la fig. 38.

Les calcaires échinodermiques du Bajocien font défaut. Cette lacune d'origine tectonique est d'extension très limitée, car en avant de la grande fissure de l'arête Nord nous les retrouvons.

En suivant la vire formée par les quartzites, gagnons l'arête Nord. Chemin faisant nous remarquons que la première écaille de calcaires dolomitiques du Trias se termine en pointe, à mi-chemin de l'arête Nord, chevauchant sur quelques mètres la série basale du Trias complet. Sur le plan de chevauchement on note des argilites rouges et vertes qui faisaient défaut plus au S (fig. 38).

Près de l'arête Nord, le Trias de base est complet. Il est formé de bas en haut, par:

1° des quartzites, environ 2 m, reposant sur le cristallin;

2° des argilites rouges et vertes, 7 m environ;

3° des calcaires dolomitiques, 0,25 m;

4° des argiles noires schisteuses avec de minces intercalations de grès quartzeux et de calcaires dolomitiques, 0,90 m;

5° des calcaires dolomitiques, 0,30 m;

6° des alternances de schistes foncés argileux et de calcaires dolomitiques, 2,30 m;

7° des calcaires dolomitiques avec de minces lits schisteux noirs, 1,80 m;

8° des calcaires dolomitiques, sans intercalations, 1 m environ.

Sur cette série chevauche l'écaille du sommet qui débute ici par les calcaires échinodermiques du Bajocien supportant l'Oxfordien. Par places, on trouve que la série chevauchante débute par une faible épaisseur de calcaires dolomitiques du Trias passant aux calcaires échinodermiques du Bajocien par une brèche à petits éléments dolomitiques.

Le Trias autochtone du Belvédère se rapproche de celui de la base de la Jungfrau, dans le terme supérieur duquel nous avons trouvé, au-dessus de la Stufensteinalp, des intercalations de grès quartzeux et d'argiles schisteuses. Au Col du Jorat (Dents du Midi) de Loys a également trouvé dans le Trias supérieur des grès argileux qu'il assimile, avec raison, aux grès et schistes à *Equisetum* signalés par Gerber dans le Trias du Sefinental et d'Obersteinberg (haute vallée de Lauterbrunnen) et par Collet et Paréjas dans la montée au Rottal (base de la Jungfrau).

L'écaille supérieure, jurassique, appartient également à l'autochtone des Aiguilles Rouges où, comme l'a montré de Loys au Col du Jorat (Dents du Midi), le Lias manque et où les calcaires échinodermiques représentent le Bajocien. Collet et Paréjas ont retrouvé ce faciès dans le soubassement de la Jungfrau.

Conclusions.

Ces observations nous conduisent donc à envisager le chapeau de sédimentaire du Belvédère des Aiguilles Rouges de Chamonix comme formé par des sédiments autochtones empilés en écailles, après avoir été décollés de leur substratum par le déferlement des nappes supérieures.

Chapitre VIII.

De Barberine à Salanfe par les Cols de Barberine et d'Emaney.

1. Généralités. 2. De Barberine au Col de Barberine. 3. Du Col de Barberine au point 2780,6 des Pointes d'Aboillon. 4. Le Col de Barberine. 5. La Pointe de la Finive. 6. Du Col de Barberine au Col d'Emaney. 7. Le Col d'Emaney. 8. La descente du Col d'Emaney à Salanfe.

1. Généralités.

L'excursion d'une journée de Barberine à Salanfe, sans la montée au point 2780,6 des Pointes d'Aboillon, se fait sur un bon sentier qui suit le Trias autochtone presque continuellement. Elle permet d'étudier au marteau les complications de l'autochtone dues à la pénétration de lames de cristallin. Aux Cols de Barberine et d'Emaney on peut toucher le contact nappe-autochtone et près de Salanfe étudier la lame de granite qui y est intercalée.

Du Col de Barberine, on peut à distance suivre les détails de la structure de la pointe de la Finive, qui domine le lac, jusqu'au Col de Tanneverge.

Du Col d'Emaney, c'est la vue sur la ruine qu'est la Dent du Midi et sur la plaine de Salanfe.

2. De Barberine au Col de Barberine. (Pl. V, Fig. 4.)

Le Restaurant du Lac est bâti sur les gneiss des Aiguilles Rouges, moutonnés, striés et cannelés. Si des chalets, à quelques minutes du restaurant, on prend le chemin qui conduit au bord du lac, on ne tarde pas à voir la discordance du Trias sur le cristallin. Le Trias débute ici, ce qui est rare, par une arkose, roche gréseuse d'un gris-verdâtre, d'apparence satinée, renfermant de gros grains de quartz blanc-rose et de fines paillettes de mica blanc. Elle supporte les quartzites qui plongent vers le NW.

Un peu plus loin, dans un ravin, voici les argilites rouges et vertes et les calcaires dolomitiques. Dans le torrent qui descend du col, ces derniers renferment des algues calcaires. Remontons ce torrent en suivant le sentier sur sa rive gauche. Nous cheminons d'abord sur les calcaires dolomitiques, puis sur les argilites. Chemin faisant, examinons les pentes qui dominent les calcaires dolomitiques, sur rive droite. Des pointements calcaires, d'un gris-bleu, sortent des gazons et démontrent la présence du Malm autochtone, en grande partie recouvert par des matériaux morainiques. Au-dessus des gazons s'élève une arête qui limite notre vue, à gauche, jusqu'au Col de Barberine. Elle appartient à la nappe. La base de cette arête est formée par des calcaires siliceux, ruiniformes, à patine jaunâtre, coupés de ravins, au-dessus des gazons. C'est le Bajocien supérieur, renversé, de la nappe qu'on suit jusqu'au col. Il supporte des marno-calcaires schisteux, noirs, à intercalations de bancs calcaires, souvent plus clairs, du Bajocien inférieur.

A droite d'une immense ravine, à peu près à mi-distance entre le lac et le col, toujours sur rive droite, des calcaires du Malm, à patine d'un gris-bleu, affleurent sous les calcaires siliceux, jaunes, du Bajocien supérieur. Ils appartiennent également à la nappe et on les suit jusqu'au Col de Barberine, au-dessus des gazons ou des éboulis.

Quand le sentier passe de rive gauche sur rive droite, le torrent que nous remontons a entaillé son lit dans les argilites rouges et vertes. Nous revenons sur rive droite au-dessus d'une petite cascade qui peut être couverte de neige au commencement de l'été. On y voit les quartzites sur le cristallin. Le sentier est maintenant sur le cristallin, puis serpente dans du glaciaire. Un ravin venant de la gauche entaille ce dernier jusqu'à la roche en place qu'on peut suivre jusqu'à une petite paroi de sédimentaire qui se termine à la base de la pente d'éboulis du col. Il vaut la peine de remonter ce ravin qui montre une lame de cristallin séparant deux séries normales d'autochtone (fig. 39).

On y voit, en effet, la coupe suivante, de bas en haut:

1° Cristallin des Aiguilles Rouges.
2° Quartzites, 2—3 m.
3° Argilites rouges et vertes, 8 m.
4° Calcaires dolomitiques et corgneules, 2,20 m.
} Trias autochtone
5° Lame de cristallin, 6,60 m.
6° Quartzites, 2—2,5 m.
7° Argilites rouges et vertes, 6,20 m.
8° Calcaires dolomitiques et corgneules, 18 m.
} Trias autochtone
9° Malm, marmorisé, 2—3 m. — Autochtone.
10° Flysch micacé, 4 m. — Autochtone.
Plan de chevauchement.
11° Malm, marmorisé.
12° Berriasien marneux.
13° Malm, marmorisé.
} Nappe.

Cette coupe remplace celle que j'ai publiée en 1934 dans le Guide géologique de la Suisse, fasc. VI, p. 415, après une révision.

Les quartzites de base (n° 2) se suivent vers l'E où on les voit recouvrir une grosse bosse de cristallin. Sur ces quartzites et des argilites rouges et vertes s'avance, en coin, la masse supérieure des gneiss du Fontanabran, que donne notre dessin (fig. 39). La lame de cristallin (n° 5) de la coupe précédente appartient à ce coin et les couches n°s 6 à 10 à la couverture normale de ce cristallin.

Plus haut, le sentier passe dans une petite gorge due à une faille de direction alpine qui fait buter les quartzites de la lèvre Nord-Ouest affaissée contre le cristallin du coin dont il a été question.

Les quartzites normaux de l'écaille supérieure d'autochtone partent du sommet du coin de cristallin pour s'élever rapidement dans la direction du sommet de Fontanabran, après avoir été affectés par une faille qui fait buter les quartzites de la lèvre Nord-Ouest surélevée contre les argilites de la lèvre Sud-Est affaissée.

La dépression du Col de Barberine coupe un synclinal de Berriasien qui forme ici la base de la nappe.

3. Du Col de Barberine au sommet 2780,6 des Pointes d'Aboillon.

Partons du Berriasien représenté par des calcaires argileux, fortement écrasés et traversés de veines de calcites, dans lesquels le col est entaillé. Nous rencontrons tout d'abord:

1° une paroi de Malm de 20 m d'épaisseur, qui supporte
2° de l'Argovien épais de 50 m. Directement sur ce dernier:
3° le Bajocien supérieur dont les calcaires siliceux débutent par des calcaires zonés, écrasés, sur 35 m et se terminent par des calcaires à éléments dolomitiques, durs, formant sur l'arête un ressaut bien marqué d'environ 10 m, sur lequel repose:
4° le Bajocien inférieur, en dalles rèches au toucher se débitant en feuillets. Environ 45 m;
5° une deuxième paroi de Bajocien supérieur, avec des calcaires à éléments dolomitiques à la base, puis des calcaires échinodermiques et au sommet des calcaires à chailles. Epaisseur totale environ 20 m. Par-dessus:
6° du Bajocien inférieur, schisteux, à intercalations de bancs calcaires. Il débute à 2665 m et forme la partie sommitale. Au N, ce Bajocien inférieur est recouvert normalement par le calcaire siliceux du Bajocien supérieur qui forme les sommets les plus élevés de l'arête des Pointes d'Aboillon.

En résumé, cette coupe montre la série renversée de la nappe du Berriasien à l'Argovien. Les argiles oxfordiennes ont été rabotées par deux anticlinaux de Bajocien, formant la plus grande partie du cœur de la nappe (voir Pl. V, fig. 2).

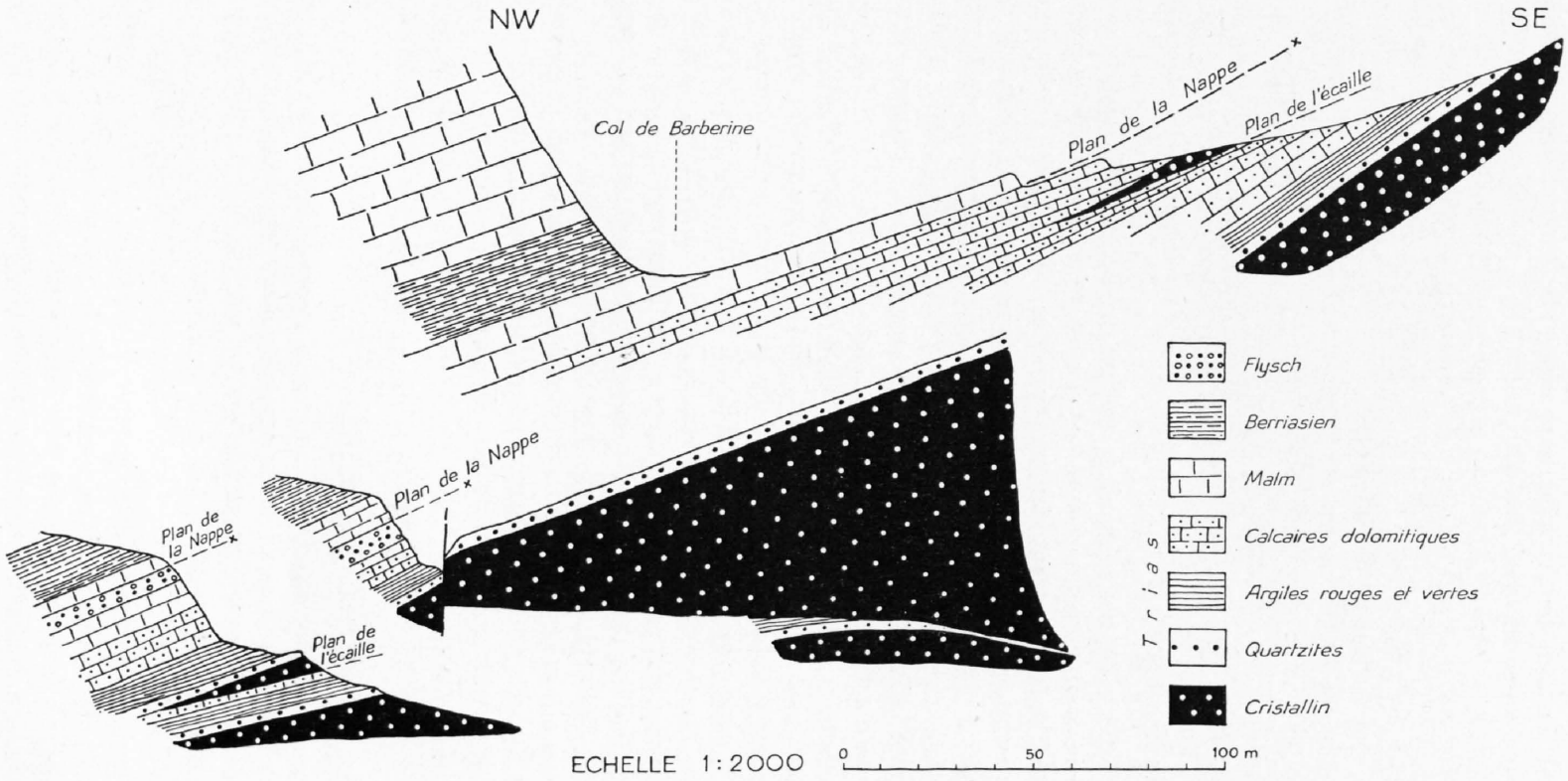


Fig. 39. **Les écailles du Col de Barberine.**

4. Le Col de Barberine (2481 m).

Le Col de Barberine est bordé au N par la nappe, au S par les gneiss du Fontanabran. Sur l'arête du col, on voit la couverture sédimentaire du cristallin des Aiguilles Rouges que chevauche la nappe.

Du bas de l'arête des Pointes d'Aboillon aux pentes du Fontanabran, soit de bas en haut de l'arête du col, on note la coupe suivante (fig. 39):

1° Malm renversé.	Nappe.
2° Berriasien, très écrasé et lardé de calcite	
3° Malm, marmorisé, en plaquettes	
Plan de chevauchement de la nappe.	
4° Calcaires dolomitiques et corgneules du Trias.	Autochtone.
5° Lame de gneiss, avec des schistes noirs.	
6° Calcaires dolomitiques et corgneules du Trias	Autochtone.
7° Argilites, rouges et vertes, du Trias	
8° Quartzites du Trias	
9° Cristallin de Fontanabran.	

Avec un peu d'expérience, on reconnaît la cassure du Malm sur la tranche des plaquettes du n° 3 qui ont été le moins dynamométamorphisées et il n'est guère possible de les prendre pour des calcaires dolomitiques du Trias. Cependant, durant l'excursion de la Société géologique suisse en 1934, quelques participants ayant émis des doutes sur ma détermination, j'ai fait faire une analyse chimique qui m'a donné raison. En effet, ces calcaires en plaquettes ne contiennent pas de magnésie.

Dans le Guide géologique de la Suisse (fasc. VI, p. 416), j'ai fait passer le plan de chevauchement de la nappe entre le Berriasien et le Malm n° 3, considérant ce dernier comme faisant partie de l'écaille sous-jacente d'autochtone.

Dans la coupe ci-dessus, le Malm n° 3 appartient à la nappe, comme je l'ai indiqué également sur la fig. 39 et dans mes profils. Cette solution tient mieux compte du synclinal de Berriasien que l'on voit dans la paroi de la Tour Sallière au-dessus d'Emaney, ainsi que du synclinal de Malm qui est à la base de la nappe, sur l'ancien sentier du Col de Tanneverge, un peu au-dessus du Lac de Barberine, rive droite. Nous verrons, de plus, qu'à la Pointe de la Finive, c'est le même synclinal, cette fois dans le Bajocien, qui surmonte l'autochtone. Enfin, on voit un contact mécanique très net entre le Malm n° 3 et le Trias sous-jacent. Cependant, je ne considère pas ce dernier point comme démonstratif, car dans l'autochtone, le Malm repose souvent sur le Trias.

La lame de gneiss appartient à un coin cristallin plus élevé que celui de Fontanabran que nous avons rencontré plus bas. En effet, cette lame s'intercale entre des calcaires dolomitiques qui appartiennent à la couverture sédimentaire du coin de Fontanabran.

5. La Pointe de la Finive.

Du Col de Barberine, la vue est excellente sur la Pointe de la Finive et le Col de Tanneverge qui dominent à l'W le Lac de Barberine. Avec l'aide de la fig. 8 de la planche V., nous pouvons d'ici déterminer les éléments structuraux de cette montagne, tout en attirant l'attention sur certains points de stratigraphie. Ces éléments structuraux sont au nombre de trois: 1° le cristallin des Aiguilles Rouges, 2° l'autochtone et 3° la nappe.

1° Le cristallin des Aiguilles Rouges forme la base de la Pointe de la Finive. On le reconnaît de loin à ses belles roches moutonnées dont le sommet supporte une zone d'éboulis: l'Arevassey.

2° L'autochtone se trouve en partie sous les éboulis de l'Arevassey (Trias) à l'exception de l'endroit où cette zone arrive près du lac. On voit là, sortant d'une moraine ou des éboulis, les quartzites, les argilites et les calcaires dolomitiques du Trias plongeant fortement au NW. Quelques dalles de quartzites coiffent, ici et là, le cristallin au contact de ce dernier avec les éboulis et des calcaires dolomitiques pointent souvent hors des éboulis.

A l'endroit où le Trias est traversé, au bas de l'Arevassey, par le sentier qui conduit au Col de Tanneverge, on voit le passage des calcaires dolomitiques du Trias à l'Argovien.

En effet, ce dernier terme transgresse sur des calcaires dolomitiques décomposés et rubéfiés dont l'attribution au Trias ne fait pas de doute.

Le Malm forme la plus grande partie de la paroi qui domine la zone d'éboulis de l'Arevassey et qui supporte le glacier de la Finive. Il n'y a pas de Flysch autochtone ici. Le contact de la nappe avec l'autochtone est nettement marqué par un plan qui coupe en biais la paroi dominant l'Arevassey. En effet, la patine gris-bleu du Malm autochtone se distingue fort bien, au-dessous de ce plan, de la patine jaune-brunâtre du Bajocien de la nappe. Dans la partie SSE de la paroi, le Malm disparait en grande partie sous les éboulis, tandis que le Bajocien supérieur de la nappe s'épaissit par suite d'une charnière synclinale.

La nappe débute donc, dans la paroi de l'Arevassey, par du Bajocien supérieur.

Au-dessus du glacier, la paroi terminale de la Pointe de la Finive est divisée en deux parties par un replat, souvent souligné par de la neige, qui aboutit au NNW à un col, le Bas de Balavaux. Ce replat formé par des argiles oxfordiennes sépare deux séries normales de Bajocien inférieur schisteux et de Bajocien supérieur calcaro-siliceux.

Les calcaires siliceux du Bajocien supérieur de la série inférieure soulignent le replat et se continuent dans les Taureaux. Ils chevauchent un synclinal d'argiles du Bathonien-Callovien-Oxfordien, terrains dans lesquels le Col de Tanneverge est entaillé.

La paroi terminale, au-dessus du replat, est faite de Bajocien inférieur et de Bajocien supérieur. Ce dernier plonge au SW où il ne tarde pas à être chevauché par une nouvelle série normale d'Aalénien, Bajocien inférieur et Bajocien supérieur qui forme la Pointe des Cavalles, dans la chaîne Finive-Cheval Blanc. Cette dernière série normale est en l'air à la Pointe de Finive.

Le Col de Tanneverge sépare la chaîne de Jurassique supérieur: Pic de Tanneverge-Rosses-Ruan-Tour Sallière de la chaîne de Bajocien: Finive-Cheval Blanc-Buet.

La zone argileuse de Bathonien-Callovien-Oxfordien, à patine jaunâtre forme le replat que l'on suit du Col de Tanneverge jusqu'à l'épaule de la Tour Sallière.

Elle est supportée par une corniche de calcaires siliceux, brunâtres, du Bajocien supérieur.

En dessous de ces derniers, les pentes jusqu'au lac sont entaillées dans les nombreux plissotements du Bajocien inférieur schisteux, à nombreuses intercalations calcaires qui soulignent les charnières.

A gauche du pied du grand couloir, La Fendue, qui descend du Col de Tanneverge, une paroi de Malm, d'un gris-bleu, sort du lac et s'élève quelque temps au-dessus des éboulis pour se terminer en synclinal dans le Bajocien supérieur de la base de la nappe. Nous avons déjà noté ce synclinal à l'extrémité SSE de la paroi de l'Arevassey.

Nous verrons, au chapitre sur la tectonique, que les charnières des plis du Bajocien de la Finive ne s'emboîtent pas dans celles des plis du Malm du Pic de Tanneverge, car il y a dissymétrie de plissement entre ces deux formations, de par la présence des argiles bathoniennes-calloviennes-oxfordiennes.

6. Du Col de Barberine au Col d'Emaney.

En quittant le Col de Barberine, on a à gauche, au pied du point 2780,6 des Pointes d'Aboillon, la paroi de Malm renversé de la nappe, sortant des éboulis. A droite, des dalles de Trias plaquent le cristallin du Fontanabran.

Plus bas, sur le même côté, les paragneiss sont coupés par deux failles, à direction alpine. Le cristallin de la lèvre NW surélevée, bute contre les quartzites du Trias et parfois contre les argilites de la lèvre affaissée.

Suivons le cristallin jusqu'au bord de la falaise qui domine le fond du vallon d'Emaney, pour jeter un coup d'œil sur l'arête de la Tour Sallière qui descend vers le Col d'Emaney.

A partir de ce dernier col, notons trois ressauts: le premier formé d'autochtone, comprend du Trias supportant de l'Argovien et du Malm, marmorisés, en plaquettes, puis du Flysch (grès de Taveyannaz), à patine noirâtre. Cet autochtone est chevauché par du Nummulitique, du Crétacé supérieur

et de l'Urgonien marmorisé qui forme le sommet du ressaut. Le contact mécanique entre la nappe et l'autochtone est très net. Ce replat est dominé par le deuxième ressaut dû au Malm-Argovien. Le troisième ressaut, en calcaires siliceux du Bajocien supérieur domine le replat d'argiles bathoniennes-calloviennes-oxfordiennes, subdivisé en deux parties par quelques dents de Bajocien supérieur qui forme anticlinal. Au-dessus de ce troisième ressaut, l'arête est en marnes schisteuses, à intercalations de bancs calcaires, du Bajocien inférieur.

Un repli est bien marqué dans le Berriasien et le Malm, au-dessus des éboulis qui recouvrent le fond du cirque d'Emaney (Pl. V, fig. 2).

Au moment où le sentier sort des éboulis ou de la neige, suivant la saison, on foule des placages de quartzites et d'argilites du Trias pour gagner le sentier qui passe sur rive gauche, au-dessus d'une cascade et au pied d'un promontoire très marqué. Ce promontoire est formé par une duplicature d'autochtone qui supporte la série renversée de la nappe.

J'ai noté la coupe suivante dans l'autochtone; de bas en haut (fig. 40):

1 Cristallin rubéfié.
2 Trias, quartzites, 3 m, sous le sentier.
3 Trias, argilites rouges et vertes, 14 m, coupées par le sentier.
4 Trias, calcaires dolomitiques, 4,60 m, contenant deux couches ferrugineuses.
5 Malm, 10 m, très marmorisé et en plaquettes, plus massif au sommet.
6 Berriasien, 24 m, marnes schisteuses à la base et calcaires marneux au sommet, patine d'un gris-vert.
7 Trias, 6 m, brèches dolomitiques jaunes.
8 Trias, 31 m, calcaires dolomitiques.
9 Malm, 3—4 m, supportant le Crétacé supérieur de la nappe, très écrasé.

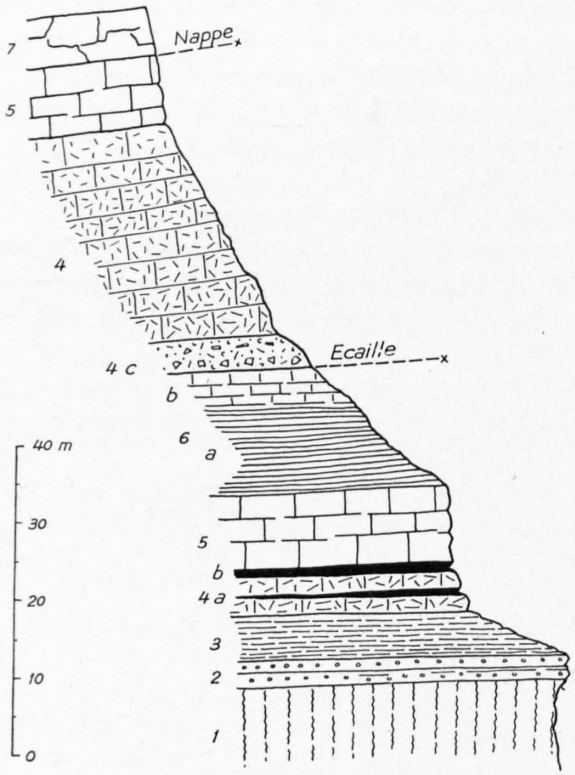


Fig. 40. **Duplicature de l'Autochtone**, au-dessus de la cascade d'Emaney.

1. Cristallin.
2. Quartzites du Trias.
3. Argilites du Trias.
4. Calcaires dolomitiques du Trias, *a* et *b* couches ferrugineuses.
4*c*. Brèches dolomitiques du Trias.
5. Malm.
6*a*. Berriasien schisteux.
6*b*. Berriasien calcaire.
7. Urgonien de la Nappe.

Dans le ravin, à gauche du promontoire, on trouve dans les calcaires dolomitiques (nº 7) une lentille de quartzites que j'ai prise antérieurement pour du cristallin (97).

La montée au Col d'Emaney se fait d'abord dans les quartzites et argilites du Trias, puis dans les calcaires dolomitiques.

Le soubassement cristallin est formé par des paragneiss, très redressés, plus ou moins injectés, avec des phénomènes d'altération latéritique visibles sur l'arête entre le Col d'Emaney et le Luisin, sous les placages de Trias.

7. Le Col d'Emaney (2463 m).

Le Col d'Emaney est entaillé dans l'autochtone, entre le cristallin du Luisin et la nappe.

Un peu au-dessous du col, versant d'Emaney, les quartzites marquent une belle discordance sur le cristallin. Sur le col, au pied de l'arête du Luisin, affleurent les argilites tandis qu'on foule les calcaires dolomitiques à la base de l'arête de la Tour Sallière.

Voyons l'autochtone le long de cette dernière arête:

1 Les calcaires dolomitiques du Trias, dont le sommet contient des oxydes de fer dus à une phase d'émersion, supportent en transgression:
2 des calcaires à taches ferrugineuses de l'Argovien, épais de 20 m.

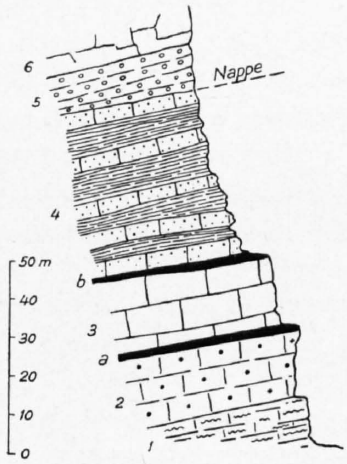


Fig. 41. **Autochtone du Col d'Emaney.**

Autochtone:
1. Calcaires dolomitiques du Trias.
2. Argovien, *a)* couche dolomitique.
3. Malm, *b)* couche dolomitique.
4. Flysch argilo-marneux avec bancs de grès de Taveyannaz.

Nappe:
5. Nummulitique, conglomératique à la base.
6. Urgonien.

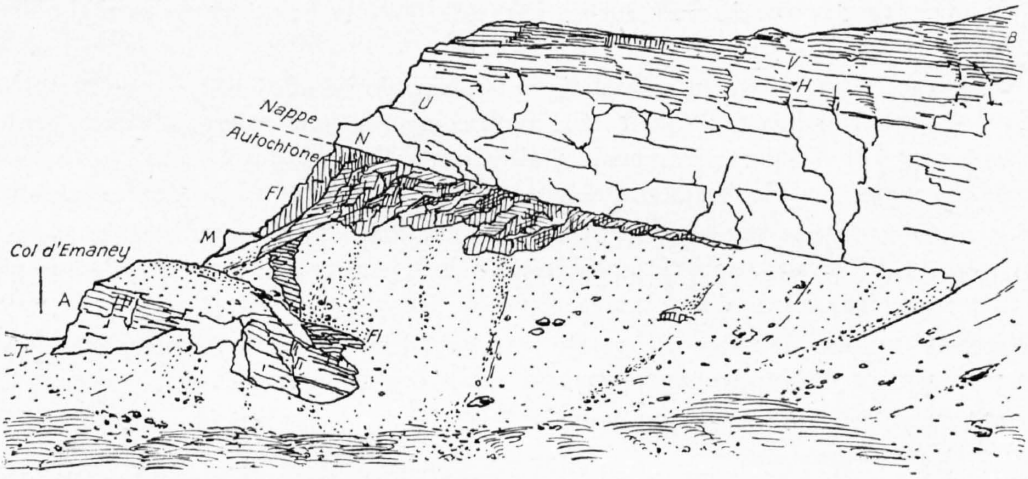


Fig. 42. **Le chevauchement de la Nappe de Morcles sur l'Autochtone au Col d'Emaney,** versant de Salanfe.

Autochtone: T = Trias.
A = Argovien.
M = Malm.
Fl = Flysch.

Nappe de Morcles: B = Berriasien.
V = Valanginien.
H = Hauterivien.
U = Urgonien.
N = Nummulitique.

Ils forment la première dent de l'arête. Le petit col qui sépare cette dent de la suivante se trouve dans un banc de calcaires dolomitiques de 0,50 m. Puis on traverse:

3 les calcaires du Malm formant la deuxième dent d'une hauteur de 21 m. Deux bancs de calcaires dolomitiques s'y voient de 0,20 m à 0,50 m d'épaisseur, l'un à 3 m sous le sommet, l'autre au sommet. Puis on entre dans:

4 les argiles du Flysch, à bancs de grès de Taveyannaz. Epaisseur 43 m.

5 Le plan de chevauchement de la nappe est très marqué au contact entre le Flysch autochtone et les brèches nummulitiques, à éléments étirés, de la nappe.

L'épaisseur du Flysch autochtone varie rapidement sur le versant d'Emaney, où j'ai noté une épaisseur de seulement 20 m le long d'une arête secondaire descendant vers le sentier du col. Le Malm, par contre, mesurait 40 m et l'Argovien 80 m. Ainsi sur une distance horizontale de 200 m environ l'épaisseur des terrains autochtones passait de 90 m à 140 m.

Les calcaires argoviens ainsi que ceux du Malm ont été réduits en plaquettes plus ou moins marmorisées par la pression, lors du déferlement de la nappe.

Les variations d'épaisseur des terrains de l'autochtone montrent que ces derniers ont patiné les uns sur les autres, ce qui a produit des réductions en certains points et ailleurs des accumulations.

A cet égard, il est intéressant de noter que le Flysch autochtone contient à sa base, en certains points du versant d'Emaney, des lames de Malm.

Des réductions d'épaisseur se voient également dans les calcaires dolomitiques du Trias. Un excellent exemple est visible sur le sentier du Col d'Emaney, au départ de l'arête secondaire dont il a été question plus haut. Là cet élément supérieur du Trias est presque réduit à zéro.

La paroi calcaire que l'on a à sa gauche en quittant le col pour descendre vers Salanfe est d'abord formée d'Argovien et de Malm, puis seul le Malm sort des éboulis, supportant un placage de Flysch.

La vue sur les Dents du Midi.

Du Col d'Emaney la vue est belle sur les Dents du Midi, la Pointe de Gagnerie et la plaine de Salanfe.

Le versant méridional des Dents du Midi, de la plaine de Salanfe au glacier de Plan Névé, n'est que ruines sortant de moraines et d'éboulis. Si tenant compte de la montée axiale on raccorde le flanc renversé de la nappe de Morcles, qui forme la Petite Tour à l'W de la plaine, à la Pointe de Gagnerie, on voit que ces ruines sont des masses affaissées, tassées, appartenant à la série crétacée.

Les levés de Gagnebin, sur la feuille St-Maurice, montrent encore qu'au bord du glacier de Plan Névé des paquets d'Urgonien, appartenant à des replis supérieurs, se sont écroulés sur place. Un reste de Malm témoigne même d'une longue pointe anticlinale.

De grandes traînées de blocs d'Urgonien gris ou d'Hauterivien brun jalonnant les anciennes moraines nous parlent d'éboulements transportés sur le dos de leurs glaciers.

Sortant du glacier de Plan Névé et dominant le chaos de pierres, voici les dents parmi lesquelles brille la Dent Jaune, reste du synclinal d'Urgonien qui, descendant vers l'W, passe sur le versant Nord de la Haute Cime.

Les replis que l'on voit dans la Pointe de Gagnerie, soulignés par le rouge du Sidérolithique, sont l'homologue de ceux des Dents de Morcles.

Et quand le géologue, las d'interroger la nature, se laisse aller aux joies de l'alpinisme, il réalise sur l'arête du Petit Eperon comme sur celle de la Dent Jaune et des Doigts, la fragilité de ces montagnes réduites à des feuillets ou à des piliers branlants. Alors considérant les débris que les siècles ont accumulés sur les pentes, sa pensée reconstruit l'édifice, son imagination voit déferler la vague de pierre, vision de grandeur et de beauté.

8. Du Col d'Emaney à Salanfe. (Pl. V, fig. 3 et 5.)

Le sentier suit, à peu près, la limite entre le cristallin et sa couverture sédimentaire jusqu'à l'altitude d'environ 2100 m. C'est ainsi que l'on chemine d'abord sur les quartzites et les argilites, puis dans les calcaires dolomitiques du Trias.

En quittant le col, les pierriers à notre gauche sont dominés par la paroi gris-bleu du Malm autochtone qui ne tarde pas à disparaître sous les éboulis. Ce Malm supporte le Flysch noir autochtone, chevauché par les conglomérats écrasés du Nummulitique renversé de la nappe. Le contact mécanique entre la nappe et l'autochtone est de toute beauté (fig. 42).

Au moment où la paroi de Malm disparaît dans les éboulis, les calcaires dolomitiques du Trias commencent de former une arête dominant le sentier, jusqu'à un petit lac. Des placages de Malm marmorisé dessinent des festons gris-bleu sur les calcaires dolomitiques jaunes. Du Flysch schisteux recouvre le bas des plaques de Malm.

Une puissante lame de cristallin (orthogneiss granitiques faiblement cataclasés), emballée dans des calcaires et brèches nummulitiques, à placages de calcaires dolomitiques du Trias, chevauche le Flysch autochtone jusqu'à la plaine de Salanfe.

Cette lame de cristallin, ondulée, forme la dalle de la terrasse qui domine la plaine de Salanfe. Elle dessine un triangle d'environ 750 m de base, sur 500 m de hauteur.

Au lieu de prendre le sentier jusqu'à Salanfe, il est préférable de suivre le lit d'un petit torrent qui débouche dans la plaine à la cote 1927. Nous voyons ainsi que la lame de cristallin repose ici sur des brèches, à gros éléments de quartzites et de cristallin.

Par endroits, ces brèches étant fortement écrasées, on pourrait être amené à les envisager comme étant d'origine tectonique. Cependant, si l'on prend la peine de chercher des parties qui ont échappé au dynamo-métamorphisme, on voit qu'il s'agit bien d'une formation d'origine sédimentaire.

A mi-hauteur, dans le ravin, les brèches reposent sur le Flysch autochtone, supporté par les calcaires dolomitiques du Trias.

Nous arrivons ainsi à la conclusion que la lame de cristallin et son emballage se trouvent sur le plan de chevauchement de la nappe de Morcles. La plaine de Salanfe est un ancien lac de cirque glaciaire comblé par les alluvions des affluents. Le verrou est dans le cristallin. Nous reviendrons, dans des chapitres spéciaux, sur la géologie de la Tour Sallière, sur la description de la lame de cristallin et sur le glaciaire de la plaine de Salanfe.

Chapitre IX.

La Tour Sallière. (Pl. III.)

1. Historique. 2. Généralités. 3. Le Grand Revers. 4. L'arête et la face d'Emaney.

1. Historique.

Le premier profil de la Tour Sallière est celui de E. Favre et Schardt, publié en 1887. Ces auteurs envisageaient que cette montagne était formée par un pli couché de Malm, à deux digitations, séparées par un synclinal de Berriasien, bien visible sur l'arête qui, du Dôme, descend au Col de Suzanfe. Ce pli couché se raccordait par synclinal au Trias discordant sur le cristallin du Luisin (4).

En 1904, dans ma thèse de Doctorat, j'ai reproduit le profil de Favre et Schardt, tout comme en 1910, dans mes «Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône». J'écrivais alors de ce profil: «celui que j'ai donné en 1904 ne diffère de celui de ces savants que par quelques points de détail» (16. 22).

De Loys, étudiant le massif de la Dent du Midi, fit avancer considérablement notre connaissance de la Tour Sallière en découvrant au Col des Dardeux (2570 m), en 1915, une lame de cristallin entre le Flysch de la base de la Dent du Midi et le Nummulitique renversé de la nappe de Morcles (29bis).

Il en tira la conclusion suivante: «La nappe entière flotte au-dessus des portions avancées du massif des Aiguilles Rouges, constituées par le Luisin, le Salantin, etc. et ne peut s'enraciner que dans le synclinal complexe de Chamonix...»

Ainsi, le grand pli couché de Malm de la Tour Sallière devenait le cœur de la nappe de Morcles chevauchant la couverture sédimentaire du Luisin.

En 1917, Collet observait sur le versant d'Emaney de la Tour Sallière, au contact de la nappe et du Flysch autochtone des lentilles de mylonite cristalline et de Trias qui prouvaient le bien-fondé de la conclusion tirée par de Loys (32).

De Loys, en 1918, exposa dans ses «affleurements de Mylonite dans le massif de la Dent du Midi» les résultats préliminaires de ses importantes découvertes de lames de cristallin entre la nappe de Morcles et le Flysch du soubassement autochtone. C'est ainsi qu'il nous révéla la présence d'une lentille de cristallin à la Dent Motte, sous la Cime de l'Est, surmontant une écaille de Trias et de calcaires nummulitiques, reposant sur le Flysch autochtone. Une deuxième lentille de cristallin se voit à quelques centaines de mètres de la précédente au point «Les Trois Merles», accompagnée de Trias et de brèches nummulitiques. Enfin, ce fut la découverte à Salanfe d'une imposante lame de granite, emballée dans du Trias et des brèches nummulitiques, intercalée entre le Flysch autochtone et le Nummulitique de la nappe (33).

Toutes ces lames de cristallin se trouvent entre le Flysch autochtone et le Nummulitique renversé de la nappe.

C'est en 1926 qu'eut lieu l'excursion dans les Alpes de la Geologists' Association de Londres, sous la conduite de Collet. A cette occasion, cet auteur publia un guide, dans lequel il révisa son profil de la Tour Sallière. En effet, le Lias qui, dans les précédents profils, formait le noyau du grand pli couché de Malm y était remplacé par du Dogger et la notion de la nappe de Morcles reposant sur l'autochtone par l'intermédiaire de la lame de cristallin de Salanfe y était dessinée, en tenant compte des descriptions de Loys (62).

En 1928 paraît le mémoire de Loys, «Monographie géologique de la Dent du Midi», mis au point par Elie Gagnebin qui y annexa un panorama géologique de la chaîne de la Dent du Midi aux Dents Blanches de Champéry (78).

En 1933, Collet et Gagnebin signalaient des lentilles de Mylonite cristalline à la base de l'écaille parautochtone du Col du Jorat (96).

La même année, Collet décrivait sur le versant Sud de la Tour Sallière quatre affleurements de Mylonites cristallines dont deux se trouvent sur le plan de la nappe et deux à la base d'écailles de parautochtone. Enfin, en 1937, le même auteur publia pour l'excursion de la Société géologique suisse, réunie à Genève, son nouveau profil de la Tour Sallière. Il corrige celui publié par de Loys, qui n'avait pas vu le plissement disharmonique. C'est ce dernier profil que nous allons étudier de Salanfe.

2. Généralités.

C'est la révision détaillée de la coupe naturelle de la vallée de l'Arve, rive droite, où la dissymétrie de plissement entre le Malm et le Bajocien supérieur est très marquée, qui m'a conduit à revoir très attentivement les relations entre ces deux terrains à la Tour Sallière.

Le choix des éléments stratigraphiques du profil de Loys (1928) n'était pas très heureux, en ce sens que cet auteur réunissait l'Oxfordien à l'Argovien. En effet, comme nous l'avons vu dans la partie sur la stratigraphie, l'Oxfordien appartient au complexe argileux bathonien et callovien, tandis que l'Argovien appartient au complexe calcaire du Malm, bien que dans certains cas la présence de l'Argovien schisteux puisse donner un peu de plissement disharmonique avec le Malm.

Par contre, de Loys avait nettement différencié le Bajocien inférieur marneux à intercalations calcaires, du Bathonien supérieur calcaro-siliceux. Cette séparation était excellente et je l'ai conservée.

Dans la paroi, à distance, il est facile de confondre les patines de l'Argovien et du Bajocien supérieur, d'autant plus que ces terrains peuvent venir en contact par suite de la suppression, d'ordre

tectonique, du complexe argileux bathonien-callovien-oxfordien. Les jumelles ne sont pas suffisantes pour trancher certaines hésitations, et il est nécessaire de déterminer la roche sur place, au marteau. C'est pénible, cela exige beaucoup de temps, mais c'est plus sûr.

3. Le Grand Revers.

Planche III.

On entend sous le nom de Grand Revers la grandiose paroi Nord-Est de la Tour Sallière, qui domine le pâturage de Salanfe. C'est de ce dernier point que nous travaillerons.

Pour débrouiller la géologie de cette coupe naturelle, le mieux est de déterminer tout d'abord le rôle qu'y joue la paroi d'Argovien-Malm, à patine grise dans le haut et légèrement jaunâtre dans le bas.

Partons de l'épaule entaillée dans les argiles oxfordiennes, et située à gauche de la pyramide terminale de la Tour Sallière. Cette dernière est en Argovien-Malm, ainsi que les deux autres sommets, le Dôme et l'Eglise.

Ces trois pyramides dessinent quatre synclinaux divisés par trois petits anticlinaux aigus d'Argovien. Ces anticlinaux qui ont tendance à s'étaler, procèdent de trois anticlinaux superposés, à peu de distance au SW, dans la région du Mont Ruan.

L'Argovien-Malm de l'Eglise se raccorde en anticlinal couché, avec charnière en l'air, au grand synclinal qui domine la Petite Tour et dont la queue d'Argovien sort à gauche du glacier. Son cœur est souligné par les marno-calcaires noirs du Berriasien, sur l'arête du Col de Susanfe à l'Eglise, sous lesquels l'Argovien-Malm forme charnière anticlinale pour rejoindre, renversé et étiré en un long ruban gris, le deuxième ressaut de l'arête qui monte du Col d'Emaney.

En résumé, le Malm dessine le pli couché à deux digitations que tous les auteurs ont reconnu.

La série renversée au-dessous du Malm débute par les marno-calcaires noirs du Berriasien qui, au Col de Susanfe, contiennent des débris d'Ammonites. Ils suivent le Malm en s'étirant et forment avec les autres termes du Néocomien le premier replat de l'arête qui monte du Col d'Emaney. Il est impossible d'y distinguer, par suite d'étirement, les divers termes du Valanginien qui sont encore reconnaissables dans la Petite Tour. L'Urgonien porcelainé, très réduit en épaisseur (20 m environ), ainsi que l'Aptien et le Gault (1,5 m), le Sénonien et le Nummulitique (20 m), renversés, forment la partie supérieure du premier ressaut de l'arête d'Emaney, de couleur grise.

La partie inférieure du premier ressaut est noirâtre et le contact entre les deux est comme tranché au couteau. C'est un contact mécanique, avec discordance, que l'on voit de loin, sur le versant de Salanfe comme sur celui d'Emaney. C'est le contact de la nappe sur le Flysch autochtone. Au contact, le Nummulitique de la nappe est représenté par 2 m de brèches très écrasées. Le Flysch autochtone par 45 m environ d'argiles, avec bancs de grès de Taveyannaz.

A mi-chemin entre le Col d'Emaney et la plaine de Salanfe, on voit une lame de granite et de Trias, emballée dans du Nummulitique, qui est intercalée entre la nappe et l'autochtone. Nous examinerons plus loin, d'une manière détaillée, les relations de cette lame de granite, découverte par de Loys, avec l'élément tectonique qui la supporte et la nappe qui la recouvre.

Revenons maintenant au cœur de la nappe.

De Loys emboîte assez régulièrement deux charnières de Bajocien supérieur dans les deux digitations du Malm, avec cette différence que son Callovien manque dans la digitation inférieure où le Bajocien supérieur est étiré en un chapelet de lentilles reposant sur l'Oxfordien-Argovien. L'existence de la digitation la plus basse de Bajocien supérieur me parut douteuse. En effet, si les patines du Bajocien supérieur et de l'Argovien se ressemblent à distance, il y a pourtant une différence entre ces deux roches pour un œil exercé: la première est toujours en petits bancs très bien marqués, tandis que la seconde a un aspect plus massif, bien qu'elle accuse souvent des plissotements.

Le contrôle était facile à faire au haut du plus grand des pierriers qui sort du couloir-cheminée situé sous l'Eglise et à gauche de la Petite Tour. En effet, d'après la carte St-Maurice, le Bajocien supérieur de Loys passe là. Or, tel n'est pas le cas. Il n'y a pas de Bajocien supérieur sur les parois du couloir, mais seulement de l'Argovien, puis plus haut du Malm.

De la Petite Tour, par bon éclairage, il est aisé d'examiner, cette fois à la jumelle, la digitation de Bajocien supérieur à cœur de Bajocien inférieur, qui est indiquée sur la carte (St-Maurice) et le profil, sous le glacier sans nom. Il n'y a là que de l'Argovien et un cœur d'Oxfordien. La digitation inférieure de Bajocien n'existe pas.

De Loys a dessiné une bande anticlinale de Bathonien-Callovien passant sous l'Eglise et aboutissant à la Grande-Pente. Je suis monté là et n'ai trouvé que de l'Argovien calcaire et schisteux.

Ces erreurs proviennent avant tout de ce que de Loys n'a pas vu le plissement disharmonique.

Comme le montre le beau dessin du Grand Revers que m'a fait feu mon ami le topographe Chs. Jacot-Guillarmod, le cœur de Bajocien de la nappe de Morcles, à la Tour Sallière, est bien loin de correspondre au beau pli couché, digité, dessiné par le Malm. En effet, le Bajocien supérieur dessine un anticlinal dans les argiles bathoniennes-calloviennes-oxfordiennes, compliqué de quelques petites digitations frontales, sous l'épaule et le sommet. Les marnes noires, à intercalations de bancs calcaires, du Bajocien inférieur y ont une épaisseur considérable par suite de plissottements du plus bel effet (Pl. III).

Ce sont les argiles de l'Oxfordien qui sont cause de cet intéressant exemple de plissement disharmonique entre le Bajocien et l'Argovien-Malm. Mais ce phénomène ne se limite pas à cette partie du Grand Revers. En effet, un anticlinal pointu de calcaires échinodermiques du Bajocien supérieur pénètre dans les argiles oxfordiennes qui forment le deuxième replat de l'arête d'Emaney. Cette petite paroi de Bajocien divise ainsi l'Oxfordien en deux replats bien marqués.

Dans le Malm et l'Argovien, aucune charnière ne correspond à ce dernier anticlinal de Bajocien. Il fait face à la queue du grand synclinal de Malm et d'Argovien qui, passant sous le glacier du Grand Revers, a son cœur de Berriasien tranché par l'arête de Susanfe.

Cet anticlinal de Bajocien supérieur est important. Il joue, en effet, un certain rôle dans la face d'Emaney.

En résumé, l'étude du Grand Revers de la Tour Sallière montre une parfaite disharmonie de plissement entre le Bajocien calcaire et les calcaires de l'Argovien et du Malm.

4. L'arête et la face d'Emaney.

En raccordant le Grand Revers et la face d'Emaney de la Tour Sallière (Pointes d'Aboillon), nous disposons ainsi d'un profil transversal qui atteint en ligne droite près de 5 km, du Col de Barberine au Col de Susanfe.

Pour établir ce raccord, étudions de plus près l'arête qui, du Col d'Emaney, s'élève vers le sommet de la Tour Sallière.

L'arête d'Emaney.

Planche III.

Entre le Col d'Emaney (2463 m) et le sommet de la Tour Sallière (3218,7 m), nous distinguons les ressauts suivants qui tous sont fonction de la composition géologique de la montagne:

Le premier ressaut s'appuie au Col d'Emaney sur le cristallin des Aiguilles Rouges (Luisin). Il comprend, de bas en haut, les terrains suivants de l'autochtone: 1° le Trias; 2° l'Argovien et le Malm; 3° le Flysch. Ce dernier supporte les terrains suivants de la série renversée de la nappe: Nummulitique, Sénonien et Gault, Urgonien.

Ce ressaut est séparé du deuxième par un replat formé par les différents termes du Néocomien.

Le deuxième ressaut s'élève au-dessus du Berriasien. C'est le Malm et l'Argovien qui s'y voient.

Le replat suivant est dû aux argiles bathoniennes-calloviennes et oxfordiennes, dans lesquelles nous voyons apparaître un nouvel élément tectonique sous forme d'un anticlinal de Bajocien calcaire. Ce dernier se voit fort bien de Salanfe, à la jumelle, car il dessine un petit ressaut sur le replat d'argiles et se termine en pointe dans la grande vire qui continue ce replat, sur le versant Salanfe.

Nous reprendrons plus tard l'étude de ce nouvel élément tectonique.

Le troisième ressaut est formé par une paroi de calcaires échinodermiques, siliceux, du Bajocien supérieur, haute de 60 m. Cette paroi, qui diminue d'épaisseur sur le versant Salanfe, est le flanc renversé de l'anticlinal couché de Bajocien. Le petit replat qui lui fait suite sur l'arête est dans la même roche que le ressaut.

Le quatrième ressaut nous conduit au sommet (2968,7 m) des pointes d'Aboillon, haut de près de 200 m, c'est le Bajocien inférieur, intensément plissoté et raviné sur le versant Salanfe, qui le forme.

Il est chapeauté par une dalle de calcaires siliceux du Bajocien supérieur dont la surface forme le replat qui supporte:

Le cinquième ressaut dû à un petit chevauchement de Bajocien inférieur et supérieur. Il supporte l'épaule de la Tour Sallière, marquée par une faible épaisseur d'argiles bathoniennes-calloviennes-oxfordiennes.

Le sixième ressaut est la paroi sommitale de la Tour Sallière, coupée de couloirs et de cheminées, dont la base est en Argovien et le sommet en Malm.

Suivons maintenant ces différents ressauts, avec leurs replats, dans la face d'Emaney, jusqu'à l'arête des Pointes d'Aboillon et au Col de Barberine.

La face d'Emaney.

Partons de la partie supérieure du premier ressaut de l'arête d'Emaney. La paroi d'Urgonien et de Nummulitique renversés de la nappe, tantôt recouvrant le Flysch autochtone, tantôt bordant les éboulis, domine la descente du Col d'Emaney. Au fond du cirque, la paroi surplombe des éboulis, mais ne tarde pas à recouvrir, au début de la montée du Col de Barberine, après la cascade, une duplicature de Trias et Malm autochtones. Elle se perd dans les éboulis plus loin (Pl. V, fig. 2).

La surface du replat de Néocomien, qui surmonte la paroi d'Urgonien, est augmentée du fait d'un repli anticlinal bien marqué dans le Berriasien. Cependant, cette zone ne tarde pas à s'étirer considérablement et disparaît sous les éboulis, à la montée du Col de Barberine, comme le fait la paroi d'Urgonien. Du Berriasien sort des éboulis sur le Col de Barberine, entre deux Malm.

Le Malm du deuxième ressaut se replie en anticlinal, comme ce fut le cas du Berriasien, et s'étirant en bordant les éboulis atteint le Col de Barberine, renversé sur le Berriasien.

L'anticlinal de Bajocien supérieur dans les argiles oxfordiennes.

Cet anticlinal dont nous avons signalé la présence plus haut est important, car il est la clé de la structure de la face d'Emaney. Il vaut la peine de s'y arrêter un peu.

L'ayant découvert à la jumelle, j'ai vérifié la chose au marteau en descendant, avec le guide Joseph Revaz, du glacier inférieur de la Tour Sallière dans la face d'Emaney, pour rejoindre le sommet du troisième ressaut (Bajocien supérieur), le descendre et arriver sur le replat en question. Bien que la roche soit très écrasée, on reconnaît aisément les calcaires siliceux du Bajocien supérieur. Mais le fait le plus intéressant est que l'on suit ce dernier terrain au travers de la face d'Emaney où il dessine une petite paroi et divise le grand replat d'argiles oxfordiennes en deux parties.

Ces deux zones d'argiles ne tardent pas, dans le milieu de la face, à se fermer chacune en synclinal, alors que l'anticlinal de Bajocien supérieur s'ouvre en charnière que remplit du Bajocien inférieur marneux et noir.

Cet anticlinal couché de Bajocien occupe maintenant la plus grande partie de la paroi des Pointes d'Aboillon, d'en deçà du point 2926 jusqu'au Col de Barberine.

Ainsi, sur l'arête qui, de ce dernier col, monte au sommet 2780,6, nous coupons les terrains suivants, de bas en haut:

1° Berriasien. Col de Barberine;
2° Malm;
3° Argovien;
4° Bajocien supérieur;

5° Bajocien inférieur;
6° Bajocien supérieur;
7° Bajocien inférieur, Pointe d'Aboillon, 2780,6 m.

Si nous suivons la paroi la plus élevée (n° 6) de Bajocien supérieur de la coupe précédente jusqu'à l'arête d'Emaney, nous arrivons au troisième ressaut. Le Bajocien inférieur (n° 7) correspond à celui du quatrième ressaut.

Nous avons précédemment recoupé dans le vallon de Barberine le Bajocien inférieur et supérieur du quatrième et du cinquième ressaut, grâce à l'abaissement d'axe vers le SW.

Chapitre X.

Les environs de Salanfe.

1. Introduction. 2. L'autochtone et le parautochtone. 3. La base de la nappe. 4. Les éboulements sur le versant Sud des Dents du Midi et les formations glaciaires. 5. Le Col de Susanfe.

1. Introduction.

La plaine de Salanfe est le fond d'un splendide cirque glaciaire, autrefois occupé par un lac, limité au N par les Dents du Midi et Gagnerie, à l'W par la Tour Sallière et le Col de Susanfe, au S par le Col d'Emaney et le Luisin.

Le cirque de Salanfe a été surcreusé dans le flanc renversé de la nappe de Morcles et dans les formations autochtones et parautochtones, le cristallin du Luisin-Salantin formant verrou.

L'éperon de la Petite Tour, taillé dans le flanc renversé de la nappe, séparait les glaciers descendant des Dents du Midi de ceux venant de la Tour Sallière et du Luisin.

Des éboulements provenant des Dents du Midi jonchèrent les glaciers et furent transportés sur leur dos. Lors de leur fonte, ces matériaux formés exclusivement de roches crétacées des Dents du Midi reposèrent en des lieux où leur présence étonne.

Il suffit, en effet, de citer les amas de blocs d'Hauterivien et d'Urgonien, en bordure du cristallin, dans les environs immédiats de l'Hôtel des Dents du Midi.

Ces amas de blocs d'Hauterivien brun ou d'Urgonien gris jalonnent l'écoulement des glaciers secondaires et donnent aux moraines frontales des dimensions extraordinaires.

Tout ceci contribue à donner au fond du cirque de Salanfe au pied des Dents du Midi un aspect chaotique.

2. L'autochtone et le parautochtone.

La plaine de Salanfe touche, par places, à l'autochtone près de la bordure du cristallin.

Ainsi, au débouché du torrent du Col d'Emaney dans la plaine, on voit, sortant du glaciaire, les calcaires dolomitiques du Trias, d'où sourd l'importante source Robert, résurgence certaine des pertes du lac situé au pied Ouest de la mine à environ 2070 m. Au début de la montée à la mine, des dalles de quartzites plaquent le cristallin, comme en de rares endroits sur rive gauche de la Salanfe.

Des formations autochtones sortent du glaciaire, un peu à l'E des chalets de la Confrérie. Il y a là trois buttes de calcaires dolomitiques du Trias, dominées par une paroi de Malm. Dans les éboulis, au pied de cette paroi, j'ai trouvé avec Hotz deux pointements de calcaires échinodermiques qui appartiennent au Bajocien.

Un peu au NE, une deuxième paroi de Malm sort du glaciaire et des éboulis.

Plus bas, au SSE, on voit une paroi d'Argovien, avec à la base des couches à charbon et à jais, dans laquelle j'ai trouvé les Ammonites suivantes:

Grossouvreia du groupe *curvicosta-Recuperoi*,
Epimorphoceras aff. *decorum* (Waagen)

qui indiquent le Callovien. Cette paroi se raccorde au NE à l'Argovien qui domine le sentier du Col du Jorat et qui repose sur des calcaires à oolithes ferrugineuses, au-dessus du col.

C'est au Col du Jorat que se voit la meilleure coupe d'autochtone de la région, coupe qui a été relevée par DE LOYS (34).

Une écaille parautochtone de Trias et de Malm, chevauchée par le Nummulitique de la Nappe, repose sur le Malm autochtone à la base de l'arête de Gagnerie, comme l'a montré DE LOYS.

COLLET et GAGNEBIN ont décrit une lentille de cristallin intercalée entre le Trias de cette écaille et le Malm autochtone.

Pour atteindre cet intéressant affleurement il faut, des chalets de la Confrérie, suivre le chemin du Col du Jorat, jusque sur la rive gauche du premier torrent (carte Siegfried), puis gravir la pente d'éboulis. Cette dernière s'appuye, à l'E, sur une paroi dont la crête conduit à un entonnoir torrentiel à sec, au-dessus du Malm autochtone. Sur ce dernier, dans l'entonnoir, repose le Trias de l'écaille dans lequel les mylonites gneissiques sont emballées. Cette zone supporte le Nummulitique normal, schisteux, de l'écaille. Ici le Malm normal fait défaut.

Si l'on suit vers l'E le Trias de base de l'écaille, on voit qu'il diminue d'épaisseur et forme une étroite vire vertigineuse qui permet de rejoindre l'arête qui, de Gagnerie, descend vers le Col du Jorat. On peut ainsi raccorder le Trias aux mylonites et celui de la base de l'écaille décrite par DE LOYS. A mi-chemin sur la vire on voit de l'Argovien et du Malm s'intercaler entre le Trias et le Nummulitique. Ici et là, sur la vire, quelques blocs de mylonites gneissiques sont intercalés dans ou sous le Trias.

L'écaille de parautochtone du Col du Jorat me paraît se continuer au SW et se raccorder aux deux parois de Malm qui se trouvent au NE de la Confrérie et aux buttes de calcaires dolomitiques directement à l'E des chalets.

Ainsi se comprendrait la présence de ce Trias qui, sans l'écaille parautochtone, aurait une épaisseur considérable, car il faudrait le raccorder aux calcaires dolomitiques au bord Sud de la plaine, en supposant que ces derniers aient été plissés.

Les moraines qui dominent les chalets de Barme, et au pied desquelles sourdent d'importantes sources, ont-elles réellement l'épaisseur qu'accuse la carte topographique? Je ne le pense pas! Ces moraines recouvrent certainement un dos de roche en place. Voici pourquoi: d'importantes pertes existent sur le bord Sud du lac soutenu par les moraines de Barme. Ces moraines étant formées par des blocs énormes d'Hauterivien, il semble naturel que les sources de Barme soient la résurgence de l'eau qui s'engouffre dans les pertes du lac. La distance à parcourir par l'eau entre les pertes et la source, étant d'environ 250 mètres, devrait être franchie rapidement.

Or, une coloration de l'eau de ces pertes à la fluorescéine, que j'ai effectuée en 1930 avec AUG. BUXTORF, a montré que la couleur mettait 15 heures pour apparaître aux sources de Barme. C'est énorme! La seule explication possible est que l'eau des pertes, après avoir coulé rapidement à travers les blocs de la moraine, s'infiltre lentement dans un dos de roche en place, qui me paraît être formé par des calcaires dolomitiques de l'écaille parautochtone. Cette circulation d'eau est possible, car nous avons remarqué que les calcaires dolomitiques du Trias, au débouché du torrent du Col d'Emaney dans la plaine, étaient perméables comme le démontre la présence de la source Robert. On me dira, peut-être, que ce dos rocheux pourrait être la continuation du Nummulitique de la base de la Petite Tour. J'ai pensé à cette solution, mais le plongement axial de la nappe semble exclure cette possibilité.

3. La base de la nappe.

Le contact de la nappe avec les formations parautochtones ne se voit que sur l'arête du Col du Jorat à Gagnerie et sur le flanc Sud de cette arête.

Le Nummulitique renversé de la nappe forme une paroi au bord de la plaine, à l'E de la Petite Tour. Les éboulis qui couvrent le bas des pentes cachent peut-être un contact.

Le Nummulitique renversé de la nappe ne réapparaît au NE qu'assez haut sous Combarosse. Ces affleurements se raccordent à ceux de l'arête de Gagnerie. Un synclinal de Flysch dans le Nummulitique, découvert par DE LOYS et GAGNEBIN, est bien marqué sur l'arête Sud-Est de Gagnerie et se continue entre les deux parois de Nummulitique de Combarosse.

Dans l'angle Sud-Ouest de la plaine, entre l'autochtone et la nappe, se trouve une grande écaille ou dalle de granite, faillée, emballée dans du Trias et des brèches nummulitiques. Nous décrirons cette intéressante formation dans un prochain chapitre.

Au-dessus du Col d'Emaney, à la base du premier ressaut de l'arête de la Tour Sallière, on voit le Nummulitique de la nappe en recouvrement sur le Flysch autochtone (p. 107).

4. Les éboulements sur le versant Sud des Dents du Midi et les formations glaciaires.

Les buttes qui entourent l'Hôtel des Dents du Midi représentent, sans aucun doute, des éboulements de la face Sud des Dents du Midi sur un glacier et véhiculés par lui.

Le monticule au SW de l'hôtel est composé en majeure partie d'énormes blocs d'Hauterivien et d'Urgonien plus ou moins sidérolifié.

Le monticule au NE de l'hôtel contient une majorité de blocs d'Urgonien et de formations sidérolithiques.

Si de la base de Combarosse on examine la formidable traînée grise de blocs d'Urgonien qui descend du bord Ouest de la Combe des Ourdières, on voit qu'elle ne s'arrête pas à la Confrérie, mais par des blocs épars dans la plaine on la voit jusqu'au monticule Nord-Est de l'Hôtel des Dents du Midi.

La moraine frontale qui soutient le lac à l'Ouest de la Confrérie est entièrement formée de blocs d'Hauterivien. Une crête morainique latérale sépare les blocs d'Hauterivien d'un amas de blocs gris d'Urgonien qui jalonne, entre Plan Tsâté et le lac, l'extension d'un glacier ou d'une langue de glace venant du versant Sud de la Haute Cime.

Une accumulation de blocs énormes d'Hauterivien recouvre la vire que supporte la paroi inférieure de Nummulitique, entre la Combe des Ourdières et Combarosse. Ici nous avons affaire à des éboulements provenant de l'Hauterivien de la partie Ouest de Gagnerie. C'est clair. Ils sont indiqués en glaciaire sur la feuille St-Maurice, ce qui me paraît juste.

Il est probable que ces éboulements aient été arrêtés par le bord du glacier de la Combe des Ourdières et ils appartiendraient ainsi à une moraine latérale.

Des monticules formés par une accumulation de blocs de Crétacé supérieur, d'Urgonien et d'Aptien, tous plus ou moins sidérolithisés, sortent des alluvions de la plaine au SW des chalets de Barme. Le plus grand de ces monticules est la moraine frontale de la langue de glace, couverte en majorité par des blocs gris d'Urgonien, qui descendait de la Haute Cime en passant par le Plan Tsâté.

Je ne fais qu'effleurer ce sujet lié à l'histoire de la démolition de la crête sommitale des Dents du Midi. Il y aurait là une jolie étude détaillée pour un jeune géographe.

En attirant l'attention sur ces éboulements, j'ai voulu simplement donner, en première approximation, l'explication qu'ils me suggèrent.

5. Le Col de Susanfe.

De Salanfe, il vaut la peine de monter au Col de Susanfe, entre la Haute Cime des Dents du Midi et la Tour Sallière, pour examiner le vallon du même nom, par bon éclairage du matin.

De la plaine de Salanfe, le sentier passe au pied de la Petite Tour, entaillée dans le flanc renversé, laminé, de la nappe, du Berriasien au Nummulitique.

La digitation inférieure du pli couché de la Tour Sallière, marquée par une belle charnière d'Argovien jaunâtre et de Malm gris-blanc, se détache dans le versant de l'arête qui du Col de Susanfe monte à l'Eglise. Un synclinal aigu de Berriasien noir sépare les deux digitations de Malm (fig. 43). Le Col de Susanfe est sur le Berriasien auquel de nombreux replis donnent une forte épaisseur. Un peu en dessous du col affleure dans les marnes schisteuses du Berriasien un banc gréseux, dur, ferrugi-

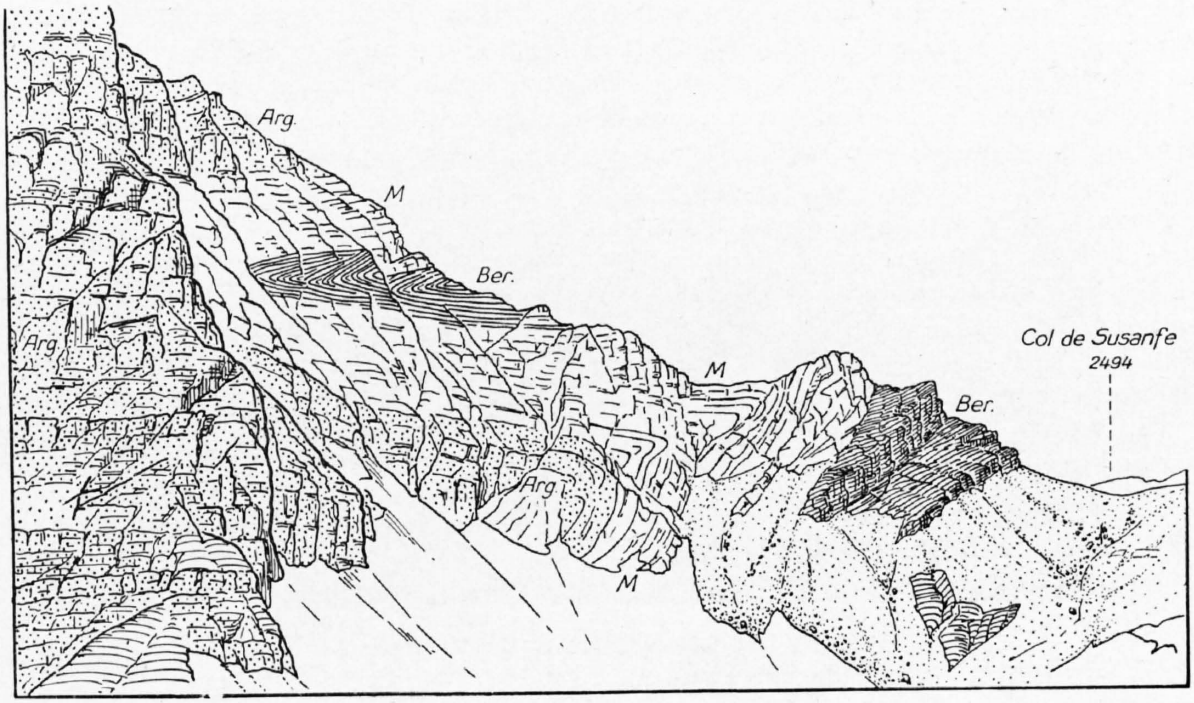


Fig. 43. **Les plis au-dessus du Col de Susanfe** (versant de Salanfe).

Arg. = Argovien. M = Malm. Ber. = Berriasien.

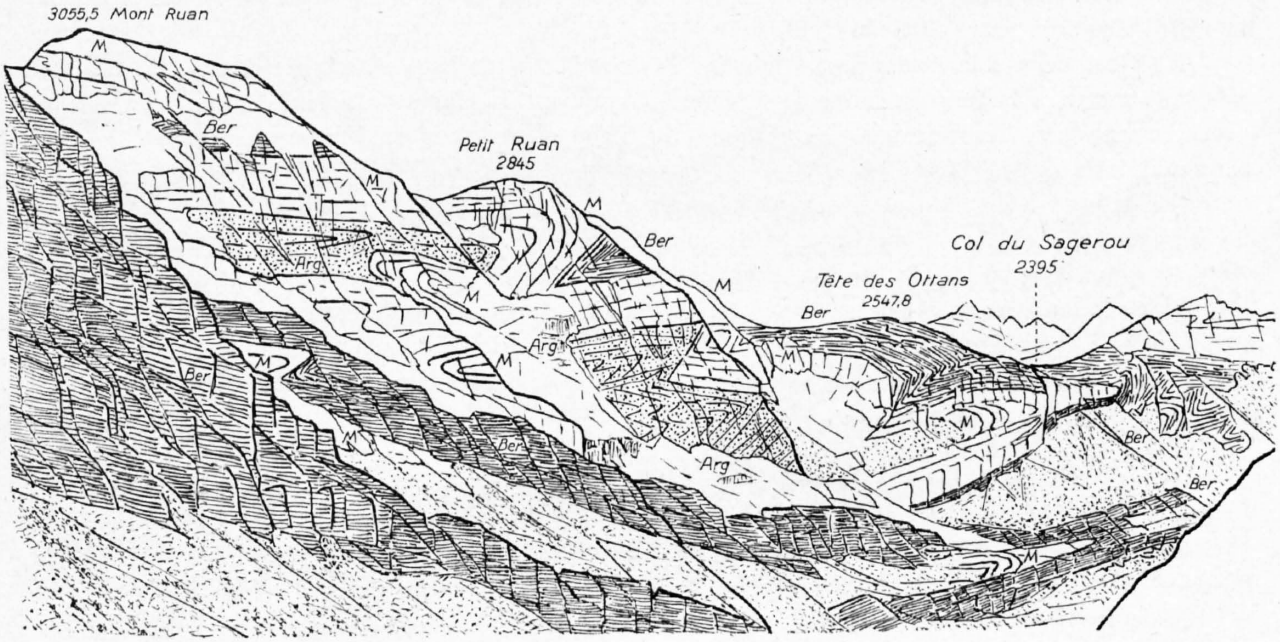


Fig. 44. **Le Vallon de Susanfe,** vu du pied du Col de Susanfe.

Arg = Argovien. M = Malm. Ber = Berriasien.

neux, dans lequel on trouve de mauvais *Brachiopodes*. Ce banc dessine, sur le versant de Susanfe, d'une manière très nette, les détails des plis du Berriasien. La présence de ce banc ferrugineux prouve une sédimentation instable, fonction de mouvements orogéniques, faisant suite à ceux plus importants de la fin de la période jurassique. Ces mouvements plus affaiblis se continuent dans le Valanginien où l'on trouve parfois une couche ferrugineuse (Alpes de Sixt) équivalente de celle du Gemsmättli.

Sur le Col, j'ai trouvé des fragments de *Berriasella*. Le Berriasien est cause de la dissymétrie de plissement entre la partie frontale de la nappe, représentée par le Crétacé et le Nummulitique des Dents du Midi, et le pli couché digité de la Tour Sallière indiqué par le Jurassique.

Du pied Ouest du Col on voit, en coulisses, les plis du Mont Ruan, du Petit Ruan et du Col de Sagerou dessinés par le Malm gris encadré par le Berriasien noir et l'Argovien jaunâtre (fig. 44). On réalise la plongée axiale vers le SW, car la charnière de Malm qui domine le Col de Susanfe à environ 2600 m descend jusqu'à près de 1900 m dans le fond du vallon.

Le versant droit du vallon est formé par des dalles de calcaires du Valanginien inférieur dans lesquels je n'ai trouvé que de rares *Ammonites* indéterminables.

Chapitre XI.

La lame de granite de Salanfe.

Planche V., fig. 5.

1. Généralités. 2. La falaise au-dessus de la plaine. 3. La bordure Sud-Est. 4. La bordure Sud-Ouest. 5. Conclusions.

1. Généralités.

Une lame de granite (orthogneiss granitiques faiblement cataclasés), emballée dans des calcaires et brèches nummulitiques, repose sur le Flysch autochtone à l'W du sentier qui, de Salanfe, conduit au Col d'Emaney, entre 2000 et 2100 m.

L'affleurement a la forme d'un triangle d'environ 700 m de base et 500 m de hauteur, qui telle une dalle recouvre la terrasse faiblement inclinée, dominant la plaine de Salanfe.

Par endroits, des calcaires dolomitiques du Trias plaquent la surface supérieure des brèches nummulitiques.

Ces brèches à ciment calcaire, d'un bleu-gris, contiennent des blocs pouvant atteindre 3 m et des éléments plus petits de quartzites et de calcaires dolomitiques du Trias, et de cristallin; ces derniers en quantité plus faible que les premiers.

Là où la lame de granite repose sur les brèches, elles sont fortement écrasées. En effet, le ciment est marmorisé et les éléments étirés à tel point qu'on se demande si l'on n'a pas affaire à une brèche tectonique. Cependant, là où des brèches recouvrent le granite, on voit nettement qu'il s'agit d'une roche sédimentaire (fig. 45).

2. La falaise qui borde la plaine.

Etudions tout d'abord la coupe de la falaise qui borde la plaine. Pour ce faire, il suffit de remonter le ravin qui, à l'E du point 1927, coupe la falaise et dont l'eau descend du Col d'Emaney.

Nous trouvons la succession suivante, de bas en haut:

1° Calcaires dolomitiques du Trias, appartenant à l'autochtone; une superbe source en sort. Ces calcaires supportent sur rive gauche:

2° du Flysch schisteux, bien visible sous une voûte formée par:

3° les brèches nummulitiques, très écrasées, formant paroi, que le torrent passe en cascade. Au-dessus de cette paroi nous trouvons:

4° la lame de granite.

Fig. 45. **Les brèches nummulitiques emballant la lame de granite de Salanfe.**
Les éléments blancs sont des quartzites du Trias. Les éléments gris, plus petits et peu nombreux, appartiennent au cristallin. Le ciment fortement dynamométamorphisé est calcaire. Le piolet mesure 0,95 m.
Photo V. P. Sondhi.

Suivons ces différents éléments le long de la falaise, vers l'W (fig. 46):

Les calcaires dolomitiques du Trias, plongeant fortement au NW, ne tardent pas à s'enfoncer sous les alluvions de la plaine.

Le Flysch schisteux forme une zone herbeuse et humide, au-dessus d'un placage morainique. Bien qu'il soit souvent en grande partie couvert d'éboulis, on le suit cependant facilement le long de la falaise.

Avec les brèches nummulitiques, la pente s'accentue. Cette formation se termine en biseau à peu près au milieu de la longueur de la falaise.

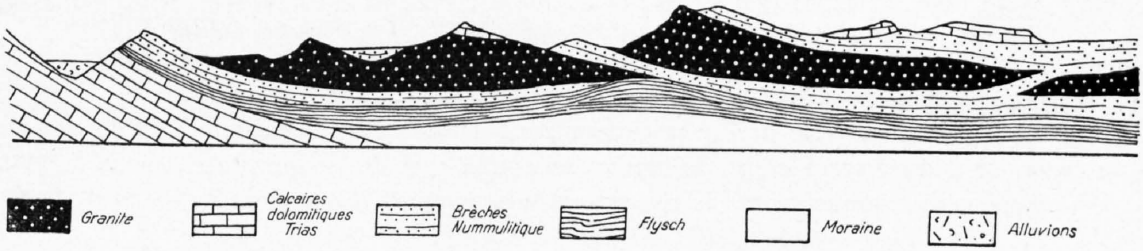


Fig. 46. **La lame de granite,** bordant la plaine de Salanfe au S.
Echelle: 1 : 5000

Le granite forme un premier mur se terminant en coin vers l'W, un peu plus loin que les brèches nummulitiques. Il supporte du Nummulitique dans une petite dépression, puis un peu de calcaires dolomitiques du Trias, sur un petit sommet, et enfin des brèches nummulitiques qui, plongeant axialement vers l'W, ne tardent pas à recouvrir le Flysch basal. Cette bande de brèches supporte un

Deuxième mur de granite, s'allongeant en coin vers l'W, où son extrémité s'est détachée et est emballée complètement dans le Nummulitique. Cette deuxième lame de granite supporte une plaque de brèches et calcaires nummulitiques avec deux placages de calcaires dolomitiques du Trias.

En résumé: La lame de granite est subdivisée dans la falaise qui borde la plaine de Salanfe en deux lames secondaires, dont celle de l'W complètement emballée dans le Nummulitique chevauche celle de l'E.

Hotz qui a dessiné les contours de cette région sur la feuille St-Maurice, au 1 : 25 000e, figure une seule lame de granite. Cependant sa solution n'est pas loin de la mienne, car il admet que sa lame

unique s'étire à tel point que le Nummulitique supérieur vienne en contact avec le Nummulitique inférieur. C'est en contrôlant les contours de mon ami Hotz que je suis arrivé à la notion de deux lames.

3. La bordure Sud-Est.

L'étude de la bordure Sud-Est de la lame de granite nous montre son contact avec le Flysch autochtone, à l'altitude d'environ 2100 m. Au seul point où le sentier du Col d'Emaney est dominé par la lame de granite, une lentille de brèches nummulitiques s'intercale entre le Flysch et le granite, comme l'avait déjà remarqué Gagnebin.

Le Flysch autochtone formant zone tendre, son recouvrement par la lame de granite, dont le bord présente deux promontoires, est très net. Le Flysch repose sur des dalles de Malm très marmorisé, en plaquettes, d'un gris-bleu tranchant sur la patine jaune foncé des calcaires dolomitiques qui s'élèvent vers le Col d'Emaney. Gagnebin, suivant en cela de Loys (78, fig. 32) a interprété les dalles d'un gris-bleu comme Nummulitique. Hotz, avec raison, en a fait du Malm en dessinant les contours de cette région pour la feuille St-Maurice 1 : 25 000e. En effet, la paroi gris-bleu qui repose sur le Trias du Col d'Emaney, et qui descend dans notre direction, est formée par des calcaires à grain fin possédant toutes les caractéristiques microscopiques du Malm.

Une modification dans la bordure de la dalle de granite apparaît au moment où l'on passe sur son versant Sud-Ouest:

4. La bordure Sud-Ouest.

En nous rapprochant des éboulis de la base de la Tour Sallière, la lame de granite diminue d'épaisseur et elle est recouverte par des brèches nummulitiques. Une duplicature y apparaît même en un point. En effet, on voit, de bas en haut:

1° le Flysch butant par faille contre:
2° la lame de granite, visible sur 2 m d'épaisseur seulement, supporte:
3° des brèches nummulitiques d'une épaisseur de 0,40—0,50 m, chevauchées par:
4° une lame de granite, épaisse d'environ 1 m, sur laquelle repose:
5° des brèches nummulitiques. Ces dernières épousant la surface ondulée du granite descendant vers le NW jusqu'à la falaise qui borde la plaine de Salanfe.

Dans le promontoire qui borde les pentes d'éboulis de la base de la Tour Sallière, les brèches nummulitiques reposent directement sur le Flysch autochtone. La lame de granite a disparu et les brèches nummulitiques bordent les éboulis et une crête morainique aiguë avant d'atteindre le bord de la falaise qui domine la plaine de Salanfe.

Le Nummulitique renversé de la nappe avec ses Nummulites priaboniennes sort des éboulis un peu au-dessus du dernier promontoire de brèches nummulitiques du complexe de la lame de granite.

Des éboulis nous masquent donc le contact entre la nappe et le complexe de la lame de granite.

5. Conclusions.

Les faits d'observation exposés ci-dessus montrent que:

a) la lame de granite de Salanfe, découverte par de Loys, est emballée dans des calcaires et brèches nummulitiques. Des dalles de calcaires dolomitiques du Trias plaquent sporadiquement la surface des brèches nummulitiques et plus rarement le granite en l'absence de la couverture de brèches nummulitiques;

b) de rares duplicatures se voient dans le complexe de la lame de granite;

c) la lame de granite est divisée en deux parties, dans la falaise qui borde la plaine de Salanfe, dont l'occidentale chevauche légèrement et axialement l'orientale;

d) le complexe de la lame de granite de Salanfe, comme l'a vu de Loys, est intercalé entre la nappe et l'autochtone.

Nous reviendrons, dans la partie traitant de la tectonique, sur la provenance et la mise en place de ce complexe.

Chapitre XII.

Le front de la nappe de Morcles entre Samoëns et le Col de Cou.

1. Généralités. 2. De Samoëns au Col de Golèze. 3. Du Col de Golèze au Col de Cou.

1. Généralités.

Une zone de roches tendres sépare les Hautes Alpes calcaires de la masse de la Brèche entre Samoëns et Champéry. Les Cols de Golèze et de Cou y sont entaillés.

Lugeon, en 1895, avait reconnu que dans la montée de Samoëns au Col de Golèze sur le versant Nord-Ouest de la colline de Chantemerle, il y avait entre le Flysch des Hautes Alpes calcaires et le Trias de la nappe de la Brèche des marno-calcaires schisteux du Lias supérieur.

Au Col de Golèze, le même auteur note une intercalation de Crétacé supérieur entre le Trias de la Brèche et le Flysch haut alpin.

Collet, en 1910, signale, sur le versant français du Col de Cou, une écaille de Crétacé supérieur dans la même position que celle du Col de Golèze, mais plus petite. Enfin au col même, il découvre «des schistes qui rappellent beaucoup ceux du Toarcien de la zone des cols des Préalpes» entre le Trias de la Brèche et le Flysch haut alpin du Col de Bretolet (22 p. 529).

En 1928, E. Gagnebin montre que les environs de la Croix de Culet, au-dessus de Champéry, appartiennent aux Préalpes internes (76).

Un de mes élèves, Arnold Lillie, en 1937, attribua aux Préalpes internes le Lias trouvé par Lugeon à Rosière, au-dessus de Samoëns, ainsi que le Dogger et le Wildflysch qui l'accompagnent. Cette zone qui pénètre sous la nappe de la Brèche, entre Samoëns et le Col de Golèze, se raccordait donc aux Préalpes internes découvertes par Moret sur la rive gauche du Giffre.

W. J. Schroeder, un de mes assistants, suivait, en 1939, la continuation de cette zone jusqu'au Col de Cou dans sa «Brèche du Chablais entre Giffre et Drance». Enfin, Arnold Lillie, la même année, complétait les travaux de E. Gagnebin entre le Col de Cou et Morgins (123).

Dernièrement Gagnebin (124), acceptant les vues de Lillie, nous donne une «interprétation nouvelle des unités préalpines entre Champéry et Morgins».

Ainsi les Préalpes internes qui reposent sur la nappe de Morcles et passent sous la nappe de la Brèche entre Arve et Giffre, jouent le même rôle du Giffre à la Drance et au Col de Cou. De ce dernier à Morgins, les relations entre les terrains des Préalpes internes et ceux de la nappe ne seront éclaircies que quand on aura nettement différencié dans cette région les trois Flysch (1° autochtone, 2° nappe, 3° ultrahelvétique).

2. De Samoëns au Col de Golèze.

De Samoëns au torrent des Chavonnes, par la Rosière, c'est la colline de Chantemerle qui forme à droite la partie frontale de la nappe de Morcles. Or, cette colline représente le front d'une digitation supérieure de la nappe de Morcles, soit comme l'a montré Collet en 1910 le front du chevauchement Pointe Rousse-Chantemerle. Le Clévieux, sur sa rive droite, entaille ce front du Néocomien au Flysch.

A partir du torrent des Chavonnes jusqu'au Col de Golèze, c'est l'anticlinal couché de Bossetan qui représente, à notre droite, la partie frontale de la nappe de Morcles. Cet élément haut alpin sort de dessous la colline de Chantemerle. Le Flysch de l'anticlinal de Bossetan est le même que celui de Chantemerle, et il est aussi couronné par les grès de Taveyannaz.

Schroeder a découvert sur la rive gauche du torrent méridional des Chavonnes, **au-dessus du Trias avec quartzites** — que Lillie avait pris pour le Trias de la Brèche —, une écaille de Malm et de Crétacé supérieur emballée dans des schistes gréseux, micacés, qu'il place dans le Bajocien de la nappe du Laubhorn.

Cette écaille supérieure appartient ainsi aux Préalpes internes pour SCHROEDER. Un peu plus loin, en continuation de cette lame, cet auteur signale dans le torrent du Crétacé supérieur **rose.** SCHROEDER me paraît avoir oublié ces affleurements, quand il tire des conclusions sur la présence de lames semblables qui s'égrènent sur le plan de chevauchement de la Brèche entre Morgins et le Col de Cou (E. GAGNEBIN), au Col de Cou (SCHROEDER), à la Turche et à Morillon (LILLIE). Il a, en effet, assimilé ces lames de Malm et de Crétacé supérieur, stratigraphiquement liées, aux Préalpes médianes. Il ne paraît pas y avoir de doute que la lame qu'il a découverte très haut dans le torrent des Chavonnes ne fasse partie du même train d'écailles de la nappe des Préalpes médianes, qui s'étend de Morgins, par le Col de Cou, à Morillon sur la rive droite du Giffre. En effet, le Crétacé rose, les quartzites du Trias et les schistes gréseux micacés qui n'appartiennent probablement pas au Bajocien de la nappe du Laubhorn, mais bien au Flysch des Médianes du type Col de la Rama, me paraissent être en faveur de cette manière de voir.

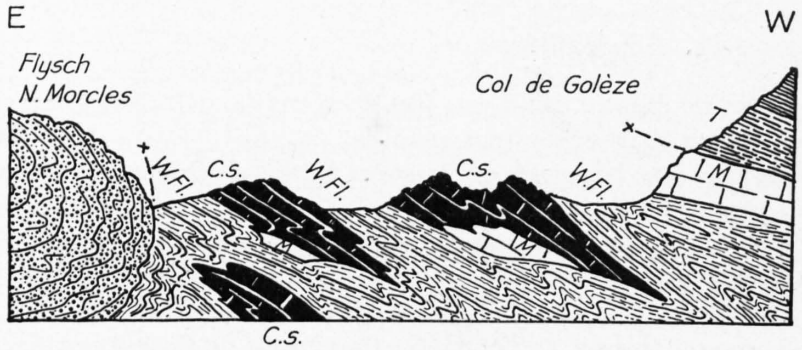


Fig. 47. **Schéma des écailles du Col de Golèze,** d'après W. Schroeder.
Nappe de la Brèche: T = Trias. *Préalpes internes:* M = Malm. C.s. = Crétacé supérieur. W.Fl. = Wildflysch.

3. Du Col de Golèze au Col de Cou.

SCHROEDER est le seul qui ait étudié (1939) le contact entre la nappe de Morcles et les Préalpes internes, d'une manière très détaillée. Je donne donc ici ses profils, n'ayant rien à y modifier ou à y ajouter.

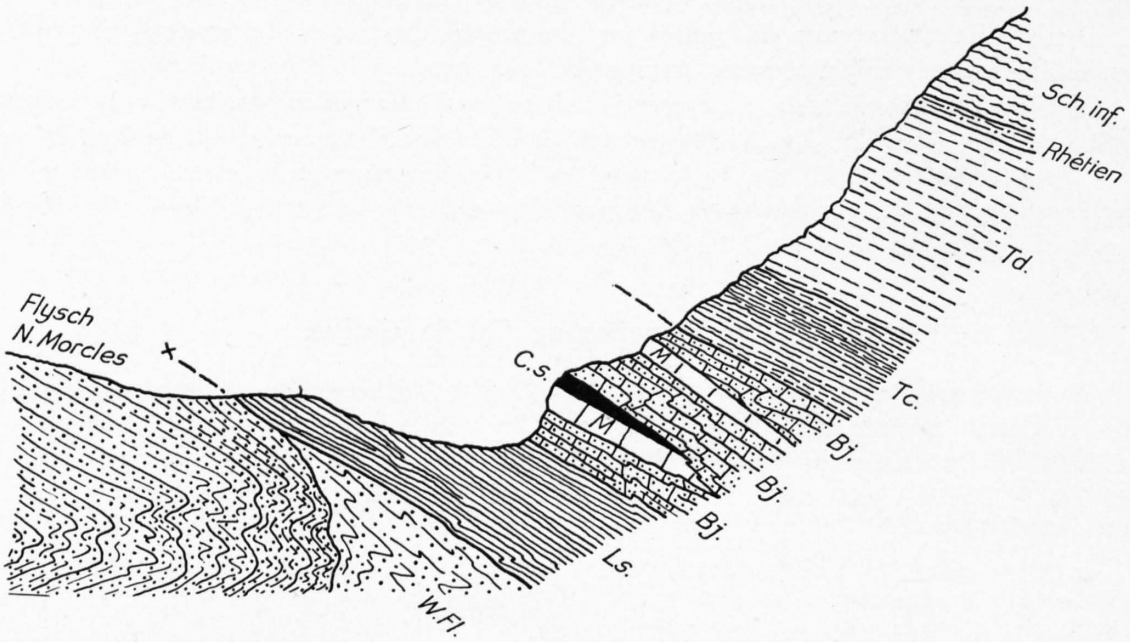


Fig. 48. **Profil schématique à travers les Préalpes internes au Col de Cou,** d'après W. Schroeder.

Préalpes internes: Ls. = Lias supérieur.
Bj. = Bajocien.
M = Malm.
C. s. = Crétacé supérieur.
W. Fl. = Wildflysch.

Nappe de la Brèche: Tc. = Corgneules du Trias.
Td. = Calcaires dolomitiques du Trias.
Sch. inf. = Schistes inférieurs.

Troisième Partie.

Tectonique.

Chapitre premier.

La nappe de Morcles entre Arve et Rhône.

1. La racine de la nappe. 2. La nappe sur la rive droite de l'Arve. 3. La nappe dans la vallée du Giffre. 4. La nappe sur la rive gauche du Rhône.

1. La racine de la nappe.

Paréjas a démontré que la zone sédimentaire de Chamonix n'est pas un simple synclinal de raccord entre la couverture mesozoïque des Aiguilles Rouges et celles du Mont Blanc, mais bien une zone complexe quoique très écrasée. En effet, il a découvert dans cette zone le plan

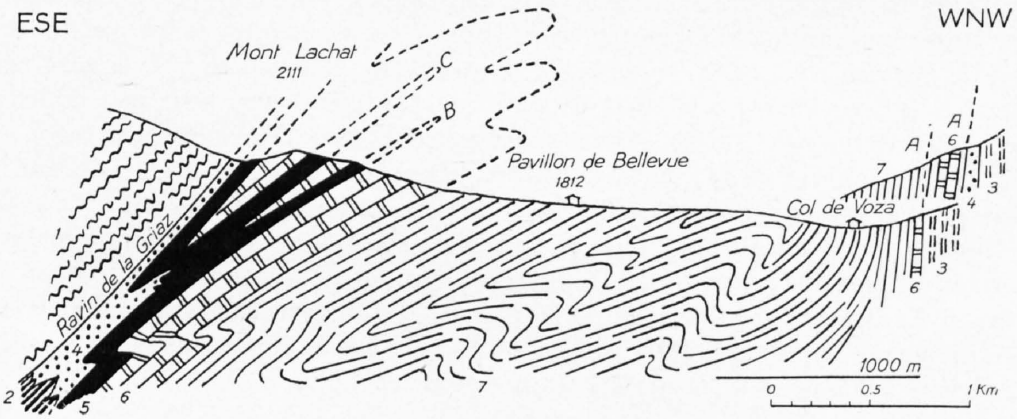


Fig. 49. **La zone de Chamonix,** d'après Ed. Paréjas.

1. Schistes cristallins du Mont Blanc.
2. Coins cristallins de la Zone de Chamonix.
3. Schistes cristallins et Paléozoïque des Aiguilles Rouges.
4. Trias.
5. Lias inférieur.
6. Lias moyen.
7. Toarcien.

A, B, C = plis de la zone de Chamonix charriés sur les Aiguilles Rouges.

de chevauchement de la nappe de Morcles et l'a suivi de Martigny par les cols de Balme et de Voza jusqu'à la vallée de Montjoie.

Dans le massif du Mont Joly et dans la zone de Chamonix la nappe est représentée par deux éléments:

1° vers l'extérieur, la série formée de Domérien, Toarcien, Aalénien charriée par-dessus les Aiguilles Rouges;

2° en arrière, deux ou même quatre anticlinaux internes, enracinés sur les coins cristallins de la zone de Chamonix découverts par Lugeon et Oulianoff (38), se rabattent par un synclinal vers le NW sur la série précédente.

Le Mont Joly n'est pas constitué par un empilement de six plis couchés, comme le proposait Ritter. Il appartient à la nappe de Morcles, dont il n'est qu'un repli, le pli digité du Mont Joly.

Le plan d'affrontement de la nappe s'enfonce sous la zone de Chamonix et le Mont Blanc à une profondeur considérable. Durant son avancée sur ce plan la nappe a perdu par laminage le Trias et le Lias inférieur.

Ayant franchi l'intumescence des Aiguilles Rouges, sur le versant gauche de la vallée de Montjoie, la série de Domérien, Toarcien, Aalénien de la nappe forme la base du Mont Joly et se couche vers le NW. Dans les Aravis on voit se superposer à l'Aalénien de la série liasique sortie de la zone de Chamonix, le Dogger, le Jurassique, le Crétacé et le Nummulitique.

La même succession se voit en longitudinale. En effet, l'Aalénien du Mont d'Arbois et du Col Jaillet descend axialement vers l'Arve, où nous le retrouvons sur rive droite entre Passy et Bay. En montant de ce dernier village à l'Aiguille de Varens, on franchit comme aux Aravis la série normale complète du Bajocien au Nummulitique.

Paréjas nous a fourni une preuve, de plus, de l'enracinement de la nappe de Morcles dans la zone de Chamonix par sa découverte d'une lame de Carbonifère, issue du Prarion, qui sépare la nappe de son substratum autochtone.

En effet, le Lias du Mont Joly et de Megève, et par conséquent la chaîne des Aravis et des Fis, sortent de la zone de Chamonix puisqu'ils sont portés par la lame de Carbonifère qui en sort visiblement.

J'ai étudié avec Buxtorf (41) les relations entre la zone de Chamonix et le Lœtschental. Nous sommes arrivés aux résultats suivants:

Les observations de Buxtorf et Truninger, confirmées par celles de Lugeon et Krebs, montrent que, pour le Doldenhorn, la racine de la même nappe est représentée par les schistes cristallins qui séparent les synclinaux sédimentaires dans la région du Faldum-, Resti- et Ferden-Rothorn. Tectoniquement cette dernière zone est donc l'équivalent de la partie Sud-Est de la zone mésozoïque de Chamonix. Il suffit, en effet, de supposer que, plus vers le SW, la zone radicale du Doldenhorn a été écrasée entre le Mont Blanc et les Aiguilles Rouges pour obtenir les plis avec coins de cristallin décrits par Paréjas. Ces coins cristallins seraient l'homologue des zones cristallines anticlinales des Laucherspitzen, du Niven et du Mannlihorn à l'W du Lœtschental.

Des arguments stratigraphiques confirment, du reste, cette manière de voir. La racine de la nappe de Morcles, dans la zone sédimentaire de Chamonix, possède un Lias bathyal (faciès dauphinois) qui témoigne d'un sillon marin profond. Or ce sillon, avec les mêmes termes du Lias, se continuait entre le massif du Bietschhorn et celui de Gastern. Il était cependant moins profond dans cette dernière région comme le prouvent des quartzites et des calcaires échinodermiques. Le massif Aiguilles Rouges-Gastern qui borde ce sillon au NW était émergé au Lias.

2. La nappe sur la rive droite de l'Arve, entre Sallanches et la Balme.

a) Le front de la nappe et les éléments ultrahelvétiques.

On ne voit pas le soubassement de la nappe sur la rive droite de l'Arve, mais bien ses digitations et son front.

Ce dernier bute contre l'anticlinal parautochtone du Rocher de Cluses. Cet anticlinal disparaît axialement sous les éléments ultrahelvétiques découverts par Collet et Lillie dans la région située entre St-Sigismond et Arâches.

Ces éléments ultrahelvétiques, grâce à la forte plongée d'axe vers le Giffre, furent raccordés par Lillie à ceux découverts par Moret près de Samoëns. Lillie a montré, de plus, que le Flysch ultrahelvétique était en involution sous les grès de Taveyannaz de la nappe.

b) Les plis parautochtones et le déferlement de la nappe.

Sur rive gauche de l'Arve les relations entre la nappe et les plis parautochtones sont beaucoup plus claires. Elles ont été décrites par Paréjas. Cet auteur a montré, en effet, que le plissement

de l'autochtone est dû à la poussée de la nappe. Cette dernière a décollé les sédiments autochtones et les a poussés sur son front en les plissant, durant son déferlement (119 p. 31 et 38, fig. 9).

Ce faisceau de plis parautochtones du Massif des Bornes dessine une virgation en se rapprochant de l'obstacle des Préalpes.

Paréjas avait donné comme limite inférieure de la nappe une lame de Carbonifère arrachée au bord résistant du socle Prarion-Aiguilles Rouges et traînée sur le Trias autochtone.

A la suite d'une excursion commune, au ravin du Tarchet et dans le vallon des Bains de Saint-Gervais, à laquelle je participais, avec M. Lugeon, N. Oulianoff, E. Gagnebin, Ed. Paréjas,

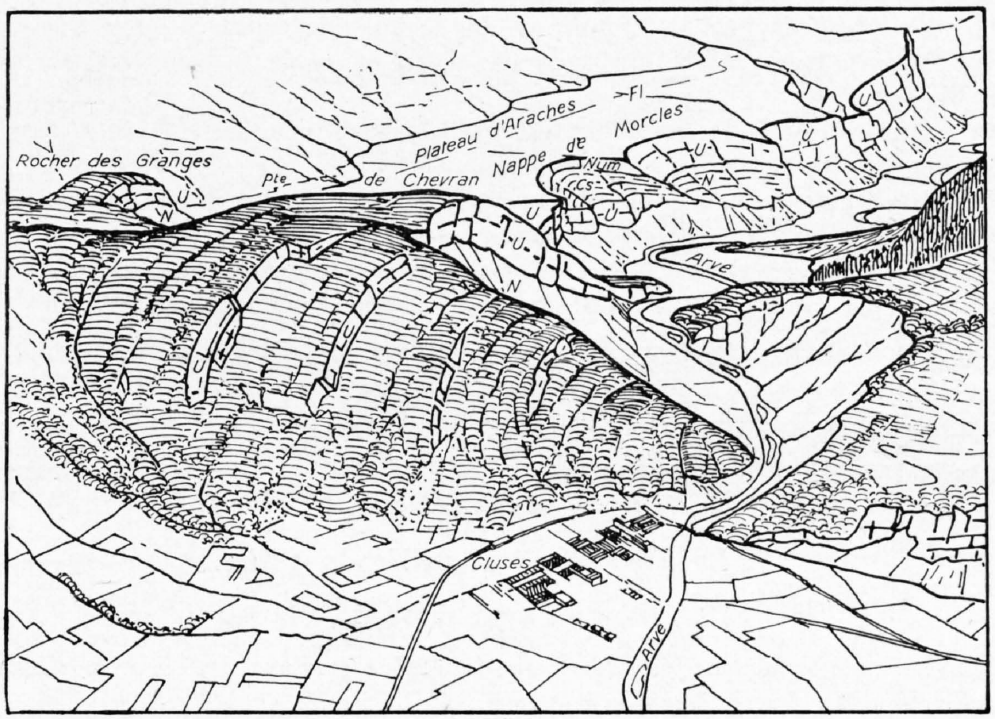


Fig. 50. **L'anticlinal parautochtone de la Pointe de Chevran devant la Nappe de Morcles,** dans la vallée de l'Arve, d'après une photo d'avion d'Augustin Lombard.

Parautochtone:
N = Néocomien.
U = Urgonien.

Nappe de Morcles: N = Néocomien.
U = Urgonien.
Cs = Crétacé supérieur.
Num = Lutétien.
Fl = Nummulitique priabonien et Flysch.

ce dernier abandonna la dite lame de Carbonifère dont il compare le faciès à anthracite au Trias schisteux psammitique et charbonneux, décrit par Lugeon au sommet du Trias de la Dent des Morcles. Ainsi, dans l'esprit de Paréjas, le Trias de la nappe était en contact mécanique sur le Trias autochtone.

Léon Moret a fait remarquer, en 1934, dans son Mémoire sur la Géologie du Massif des Bornes qu'il avait trouvé dans les schistes noirs du Vallon des Bains à St-Gervais, une belle empreinte de *Callipteridium* du Carbonifère, d'après une détermination simultanée de Jongmans et Paul Bertrand. Il maintient la première interprétation de Paréjas, d'une lame de Carbonifère, arrachée par le déferlement de la nappe et traînée sur le Trias autochtone.

Cette lame forme donc bien la limite inférieure de la nappe.

c) Le plissement disharmonique.

Un plissement disharmonique est très marqué dans la nappe sur la rive droite de l'Arve. En effet, les charnières des plis de Bajocien ne correspondent pas à celles du Malm, étant plus nombreuses. Ainsi s'explique la formidable épaisseur (700 m) de l'Aalénien au-dessus de la vallée de l'Arve.

Les plis du Malm ne correspondent pas à ceux de l'Urgonien (fig. 11).

Ce phénomène est dû à la présence des marno-calcaires schisteux du Berriasien qui, comme les argiles oxfordiennes, s'accumulent dans les charnières et sont étirés aussi bien dans les flancs normaux que dans les flancs renversés.

Le plissement disharmonique est le style caractéristique de la nappe de Morcles, entre Arve et Rhône et il est beaucoup plus développé qu'on ne l'avait admis jusqu'ici.

d) Les digitations de la nappe.

Raccordons les plis de la rive gauche de l'Arve et ceux de la rive droite.

Comme l'a montré Moret, le synclinal du Reposoir devient, sur rive droite de l'Arve, le synclinal nummulitique de Balancy qui sépare la nappe de l'anticlinal parauchtone du Rocher de Cluses.

L'anticlinal de la Plagne se retrouve dans l'anticlinal frontal de la Balme, dans l'Urgonien duquel sont creusées les grottes du même nom.

L'anticlinal des Aravis-Tête de la Salaz trouve son homologue sur la rive droite de l'Arve dans le pli-faille de Magland, à noyau néocomien.

Le synclinal des chalets de Chérente et l'anticlinal superposé de la Pointe d'Areu correspondent au pli couché de la Colonnaz qui chevauche le synclinal du même nom.

Les digitations de la nappe, sur rive droite de l'Arve, sont donc à partir du front:

1° l'anticlinal de Balme;

2° le pli-faille de Magland;

3° l'anticlinal couché de la Colonnaz.

3. La nappe dans la vallée du Giffre.

a) L'inflexion synclinale de Platé.

Nous avons noté au chapitre précédent une forte plongée d'axe des éléments ultrahelvétiques vers la vallée du Giffre, sur le front de la nappe.

En arrière, dans le massif de Platé, la nappe dessine une inflexion synclinale transverse visible surtout du Malm au Tertiaire dans la muraille des Fis qui domine l'Arve entre le Col d'Anterne et l'Aiguille de Varens. Cette inflexion est encore marquée vers le N, entre la Colonnaz et le lac de Gers (fig. 51).

En effet, entre le lac de Vernant et le lac de Gers des mesures effectuées par Senn, sur le Nummulitique, montrent que les couches plongent axialement du premier de ces lacs vers l'E, et qu'elles se relèvent un peu avant d'arriver à Gers. Une perte d'eau du lac de Gers vers celui de Vernant est donc exclue.

Quelle est la cause de l'inflexion synclinale transverse de Platé?

Corbin et Oulianoff (69) ont prouvé l'existence d'un synclinal important de Carbonifère entre le Pormenaz et le Prarion, des Houches à Servoz.

Cette dislocation de la chaîne hercynienne se continue certainement vers le N et l'inflexion synclinale de Platé lui est surimposée, à moins que cette dernière ne participe au système de plis de coude de la vallée du Giffre. Seule une carte géologique détaillée, basée sur une topographie levée par photogrammétrie, permettra d'apporter des précisions.

c) La montée axiale vers le NE sur la rive droite du Giffre.

Du Col d'Anterne à Samoëns, sur rive droite du Giffre, nous assistons à une formidable montée axiale de la nappe vers le NE.

Ce phénomène est visible dans le Bajocien du Col d'Anterne qui s'élève vers le NE et forme le chevauchement du Buet.

Les éléments bajociens de la base du cirque des Fonts montent rapidement au NE. Nous les retrouvons, en effet, dans les plis bajociens de la chaîne s'étendant du Cheval Blanc à la Pointe de Finive.

L'Urgonien des Tines et de Vallon forme le massif du Criou et de Ressachat, comme cela se voit de Samoëns et de Sixt et mieux encore des Frêtes du Grenier. Cette montée d'axe ne s'arrêtera qu'à la culmination axiale entaillée par la vallée du Rhône.

Ainsi le soubassement de la nappe, invisible sur la rive droite de l'Arve entre Sallanches et la Balme, apparaît d'une parfaite netteté jusqu'au cristallin, sur la rive gauche du Rhône, à Salanfe et au Col du Jorat; puis au Col d'Emaney, au Col de Barberine et au Vieux Emosson.

d) L'allure de la nappe.

Il y a une grande différence entre l'allure de la nappe dans la vallée de l'Arve et celle qu'elle a dans la vallée du Giffre.

Dans la première de ces vallées la nappe est d'allure plus régulière que dans celle du Giffre, où l'on est surpris par la tectonique compliquée du versant droit.

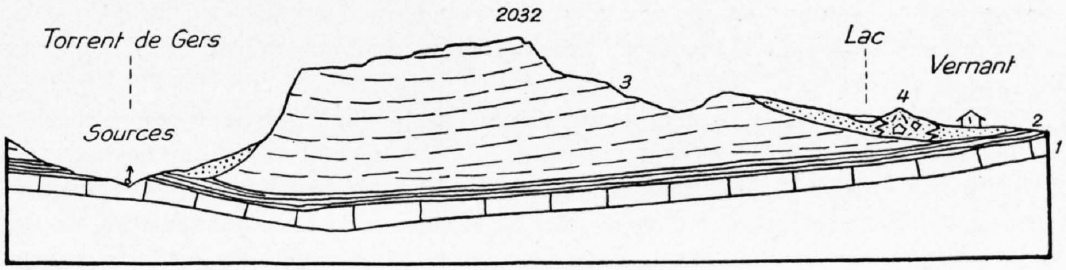


Fig. 51. **L'inflexion synclinale transverse entre Vernant et Gers,** d'après Senn.
1. Calcaires nummulitiques. 2. Flysch argilo-marneux. 3. Grès de Taveyannaz. 4. Eboulis.
Echelle: 1 : 25 000.

Cette différence est nettement marquée dans la morphologie. En effet, dans la vallée de l'Arve nous trouvons une coupe transversale naturelle, dans celle du Giffre, du Clévieux à Samoëns, par contre, le versant droit est formé par une immense dalle de Crétacé et de Nummulitique s'élevant fortement vers le NE.

Cette dalle est due à l'anticlinal de coude Chantemerle-Criou-Ressachat à direction transversale, la vallée du Giffre suivant un synclinal transverse.

Le Néocomien de l'anticlinal de coude chevauche en sifflet les plis empilés de la Pointe de l'Avaudrue, marqués dans le Cretacé moyen et supérieur de cette montagne. Ce chevauchement, observé pour la première fois par Collet en 1910, est bien visible des Frêtes du Grenier et du Cheval Blanc. Des chalets de Salvadon on peut monter à la Pointe de l'Avaudrue en suivant pas à pas cet intéressant accident figuré sur la deuxième édition de la Feuille Annecy de la Carte géologique de France.

Dans le vallon de Clévieux, on voit sortir de dessous l'anticlinal couché Chantemerle-Criou une carapace d'Urgonien normal qui s'élève fortement au NE pour former le Tuet, première sommité de la chaîne des Dents Blanches de Champéry.

Cet Urgonien normal du Tuet participe à l'anticlinal des Dents Blanches qui est relié par un synclinal à l'anticlinal couché de Bossetan.

L'anticlinal de Bossetan, comme celui du Tuet, sort de dessous le pli couché de Chantemerle-Criou, auquel il se relie par un synclinal de Flysch et de Nummulitique. Nous reviendrons, plus loin, sur le rôle que joue le chevauchement Chantemerle-Criou.

4. La nappe sur la rive gauche du Rhône.

Sur la rive gauche du Rhône, c'est dans les environs de Salanfe, au Col d'Emaney et au Col du Jorat que l'on voit les relations entre la nappe et son substratum, du fait de la culmination axiale des Aiguilles Rouges.

Au Col d'Emaney les faits sont simples. Le Col est entaillé dans le Trias autochtone.

Sur l'arête du Luisin on foule quelques dalles de quartzites et même d'argilites rouges, en discordance angulaire sur le cristallin.

Sur l'arête de la Tour Sallière, le Trias est recouvert par l'Argovien, le Malm et le Flysch autochtones. Le plan de chevauchement de la nappe est splendidement marqué par le Nummulitique de cette dernière qui coupe nettement le Flysch autochtone. On peut suivre le plan de chevauchement et constater que les roches en contact sont très écrasées (fig. 42).

En descendant du Col d'Emaney vers Salanfe, sur la gauche du sentier, une immense dalle de granite faillée et emballée dans des calcaires dolomitiques du Trias et des brèches nummulitiques repose visiblement sur le Flysch autochtone. Elle est recouverte par le Nummulitique de la nappe (Pl. V, fig. 5, et Pl. I, profil 7).

Cette dalle de granite se trouve donc sur le plan de chevauchement. On la suit jusqu'au bord de la plaine de Salanfe. Cette dernière cache sûrement des choses intéressantes, mais heureusement pour nous l'entaille du Col du Jorat, entre le cristallin du Salantin et la nappe, met à découvert non seulement l'autochtone jusqu'au Malm, mais encore une écaille parautochtone de Trias et de Malm.

Il n'y a pas de Flysch sur le Malm autochtone et le Trias de l'écaille parautochtone repose directement sur le Malm autochtone.

Une petite lame de cristallin se voit à la base de l'écaille parautochtone, sur le versant de Salanfe.

La Tour Sallière est entaillée dans le cœur de la nappe. La forte accumulation de Berriasien au Col de Susanfe et les plis de la Haute Cime démontrent le plissement disharmonique entre les Dents du Midi et la Tour Sallière.

Dans la Pointe de Gagnerie, un pli très marqué dans l'Urgonien est le prolongement du pli d'Urgonien qu'on voit de Bonavau à la base de la paroi de Rossetan.

Ceci dit, voyons la nappe sur le versant Nord des Dents du Midi.

La nappe, comme l'a montré de Loys, chevauche un synclinal complexe de Flysch autochtone[1]), très puissant sous la Cime de l'Est.

Presque à la limite de la nappe, de Loys a trouvé au Col des Dardeu une écaille de cristallin entre le Nummulitique renversé de la nappe et le Flysch autochtone. Il a décelé d'autres écailles aux Trois Merles, à la base de la Dent Mote, au Foillet et sous le pli inférieur de Nummulitique, au-dessus de la Fontaine Froide (33).

Ces écailles se trouvent donc dans la même position tectonique que la grande lame de granite de Salanfe et les petites écailles que j'ai trouvées dans le fond du cirque d'Emaney.

Gagnebin qui a parachevé l'étude de Loys du contact de la nappe avec l'autochtone, sur le versant Est de la Cime de l'Est et de Gagnerie, a montré une disharmonie entre les plis de Nummulitique et ceux des calcaires crétacés de la nappe. En effet, des anticlinaux nombreux de Nummulitique pénètrent dans le Flysch autochtone (91).

Gagnebin note que «dans les synclinaux qui séparent ces plis nummulitiques, on ne voit aucune lentille du complexe de mylonite cristalline. Ces lentilles sont localisées à la base de la paroi supérieure, en avant des replis, et sous l'anticlinal inférieur, avec les ondulations dessinées par de Loys».

Je crois que Gagnebin a raison quand il dit que «la masse de Flysch plastique au-dessous et en avant de la Cime de l'Est est si volumineuse que tous les remous imaginables y sont possibles».

De Loys a montré — et mes observations confirment les siennes —, que ces écailles de cristallin, sur le plan de chevauchement de la nappe, ne se rencontrent que sur la partie la plus élevée de la culmination du cristallin.

[1]) Dans le profil 7, Pl. I, j'ai corrigé cette notion. La nappe repose sur du Flysch parautochtone. Voir: Ch. Ducloz: *Nouvelles observations sur le Flysch du Val d'Illiez* (C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève, séance du 19 mars 1942).

Chapitre II.

Les plis de coude du Giffre et du Clévieux.

1. La direction du front de la nappe. 2. Le synclinal de coude du Giffre. 3° Le chevauchement de Sambet. 4. L'anticlinal de coude Pointe Rousse-Chantemerle.

1. La direction du front de la nappe.

Suivons la direction du front de la nappe de Morcles sur la Feuille Annecy (2e édition) de la Carte géologique de France, du Col des Aravis aux Dents Blanches de Champéry.

Entre le Col des Aravis et la vallée de l'Arve, l'avancée de la nappe de Morcles-Aravis, comme l'a montré Paréjas, est fonction d'un diamètre de poussée dirigé de l'ensellement Mont Blanc-Belledonne vers le NW.

Entre Arve et Giffre, les éléments ultrahelvétiques masquent le front de la nappe. C'est à partir de Samoëns, sur rive droite du Giffre, qu'on voit réapparaître cette dernière.

Nous laisserons de côté, pour le moment, la colline de Chantemerle qui est un accident anormal comme nous le verrons plus loin, pour constater un changement de direction du front de la nappe entre le Col de Golèze et Bonavau.

Cette dernière direction est fonction des deux principaux facteurs suivants:

a) L'obstacle des Préalpes à l'avancée de la nappe.

b) L'allure du substratum cristallin.

Un coude marque le changement entre la direction du front de la nappe derrière les Préalpes et celle à l'avant de l'ensellement Mont Blanc-Belledonne, dans les Aravis.

Nous devons donc nous attendre à ce qu'un plissement de coude se développe, avec une direction transverse sur celle de la nappe.

L'inflexion synclinale transverse, que suit le Giffre entre les Tines et Samoëns, est un synclinal de coude.

Un anticlinal de coude s'est développé sur le versant droit de la vallée du Giffre, de la colline de Chantemerle à la Pointe Rousse qui domine la vallée de Sixt. Il se raccorde aux plis dorsaux de la nappe par un deuxième synclinal de coude, visible dans le Flysch entre Chantemerle et le Tuet. Plus à l'E, sous le Criou, le Néocomien de l'anticlinal de coude chevauche le Nummulitique du synclinal de coude Chantemerle-Tuet.

2. Le synclinal de coude du Giffre.

La vallée du Giffre entre le défilé des Tines, à l'aval de Sixt, et Samoëns suit un synclinal oblique qui se développe dans la nappe au moment où l'inflexion synclinale de Platé disparaît.

Ce synclinal intéresse non seulement la nappe, mais encore les éléments ultrahelvétiques, comme le montre la figure 53 (voir page 131).

C'est dans le défilé des Tines, à l'aval de Sixt, que le synclinal de coude est le plus étroit. Sur le versant gauche du Giffre on note un fort plongement axial vers le torrent et sur le versant droit une remontée considérable. Le phénomène est si brutal que de prime abord on se demande si le cours du Giffre ne suit pas une faille.

Or, des deux côtés du cours d'eau, au défilé des Tines, on trouve l'Urgonien du pli couché de la Colonnaz qui chevauche celui de la Pointe Rousse; plus en aval, près de Sougey, on trouve sur les deux rives les mêmes couches du Nummulitique.

A partir du Nant d'Ant et jusqu'à Rivière-en-Verse, les éléments ultrahelvétiques, comme l'ont montré Collet et Lillie, puis d'une manière plus détaillée ce dernier auteur, tapissent le versant gauche de la vallée, plongeant axialement vers le Giffre.

A l'W de Samoëns, entre la colline de Chantemerle et la nappe de la Brèche, Lillie a découvert la remontée axiale d'éléments ultrahelvétiques, jusqu'au Col de Golèze.

3. Le chevauchement de Sambet.

La Pointe de Sambet (sans bout) est formée de bas en haut par:

1° une série normale allant du Bajocien au Berriasien que chevauche

2° une paroi de Malm dessinant une charnière anticlinale.

La Pointe de Sambet n'est qu'un contrefort de la Pointe de l'Avaudrue. Comme je l'ai montré en 1910, le Malm chevauchant du sommet de Sambet représente la base de la série normale de la Pointe Rousse qui se termine avec l'Urgonien.

Or, cette série normale coupe en sifflet les replis de la Pointe de l'Avaudrue.

La série normale de base de Sambet disparaît axialement au SW, près de Nantbride. Son Berriasien supporte la série normale de la Pointe Rousse qui débute avec le Malm et se termine avec l'Urgonien.

4. L'anticlinal de coude Pointe Rousse-Chantemerle.

La masse chevauchante de la Pointe Rousse forme une gigantesque dalle triangulaire qui descend jusqu'au Giffre. Cette dalle, dans sa partie supérieure, a été attaquée par l'érosion jusqu'à l'Urgonien. Des ondulations synclinales ont ménagé, dans sa partie basse, le Gault, le Crétacé supérieur et le Nummulitique (fig. 53, voir page 131).

Le vallon du Clévieux qui débouche à Samoëns, sur rive droite du Giffre, sépare l'imposante paroi de Criou de celle, plus modeste, de la colline de Chantemerle dont le pied est couvert d'éboulis.

Haug avait vu dans la colline de Chantemerle la charnière frontale de la série normale Pointe Rousse-Criou. Ce raccord est parfait.

En 1910, j'ai parachevé cette excellente observation de Haug, en montrant que le Néocomien de la série normale Pointe Rousse-Criou chevauchait sur rive gauche du Clévieux un synclinal de Crétacé supérieur et de Nummulitique.

Cependant, la direction de ce pli est transverse sur celle de la nappe, comme le montrent les deux synclinaux de raccord du Giffre et de Chantemerle-Tuet.

Le pli Pointe Rousse-Criou-Chantemerle est un anticlinal de coude.

Chapitre III.

Le déferlement de la Nappe.

1. Introduction. 2. La lame et les lentilles de cristallin. 3. Les lames de Carbonifère et de Trias, sous la nappe. 4. Lames et lentilles de Malm, sous la nappe, sur le versant Nord des Dents du Midi. 5. Le charriage du Flysch autochtone. 6. Résumé.

1. Introduction.

Les obstacles à l'avancée de la nappe, de deux genres différents, ont été:

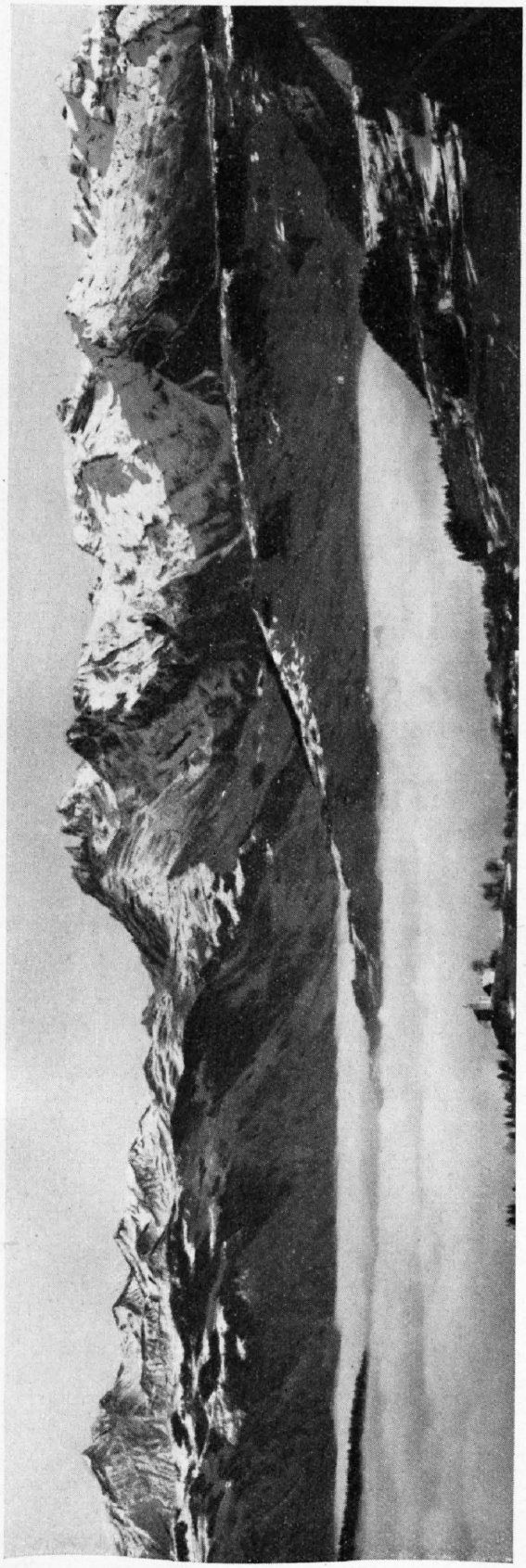
a) La culmination axiale des Aiguilles Rouges.

b) Les Préalpes.

a) La culmination axiale des Aiguilles Rouges.

Dans son déferlement la nappe de Morcles a affronté la culmination axiale des Aiguilles Rouges, l'a surmontée et l'a dépassée.

Les Préalpes, par contre, ont arrêté la nappe. L'affrontement de la culmination axiale des Aiguilles Rouges par la nappe a produit la formation de plis ou de coins de cristallin. Ces derniers souvent accompagnés de leur sédimentaire de couverture ont été arrachés, puis étirés par l'avance de la nappe et par son action de traînage.



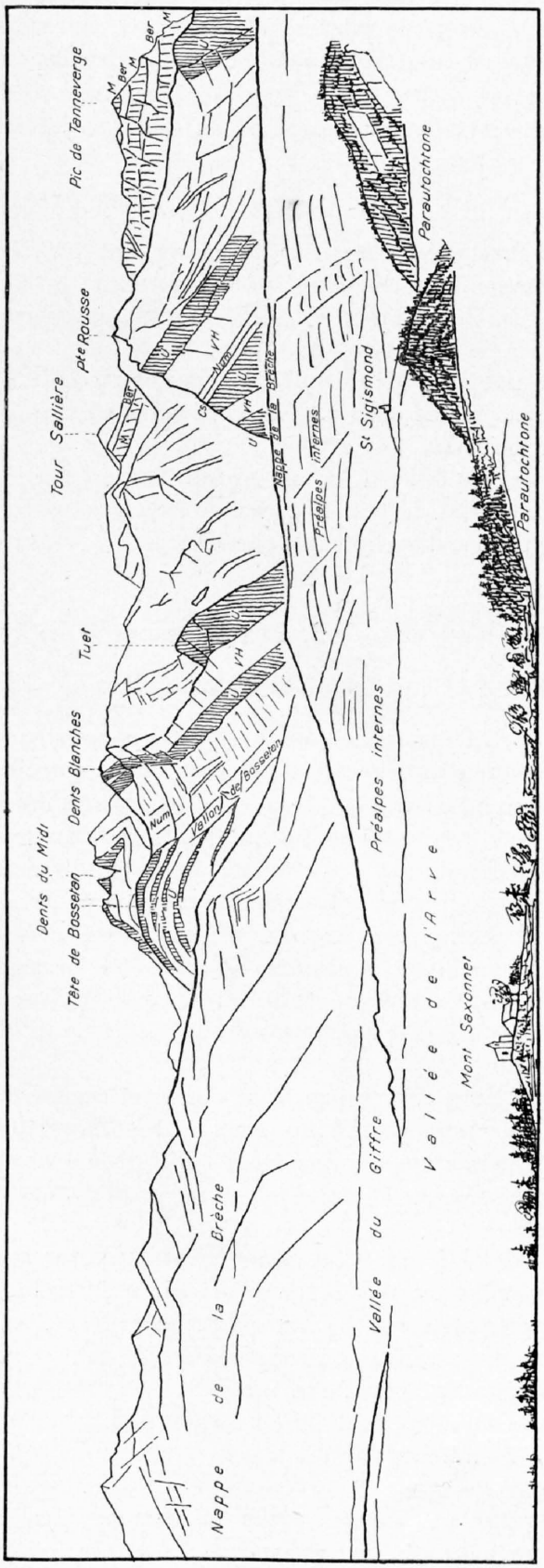


Fig. 52. **Le synclinal de coude de la vallée du Giffre,** vu de Brezon.

M = Malm. U = Urgonien.
Ber = Berriasien. Cs = Gault-Crétacé supérieur.
VH = Valanginien-Hauterivien. Num = Nummulitique.

Photo Boissonnas, Genève.

Ce cristallin forme ainsi des lames et des lentilles sur le plan de chevauchement de la nappe et sur celui des duplicatures de la couverture sédimentaire des Aiguilles Rouges.

Sur les bosses du substratum, la nappe a souvent donné des coups de rabot, qui ont enlevé des échardes au substratum sédimentaire et cristallin.

La nappe a glissé sur la pente Nord-Ouest des Aiguilles Rouges, décollant les sédiments de couverture du cristallin qui cascadent en éléments parautochtones.

b) Les Préalpes.

Les Préalpes, comme nous l'avons vu, ont dévié le front de la nappe. Un coude en est résulté avec formation de plis à direction transverse.

Des failles transversales découpent en compartiments l'anticlinal couché de Bossetan, dont la série normale est étirée.

L'anticlinal des Dents Blanches raccordé à celui de Bossetan par le synclinal digité du même nom, possède aussi un flanc normal étiré, alors que les flancs renversés ont conservé une épaisseur normale.

Toutes ces dislocations, enregistrées surtout par les calcaires massifs de l'Urgonien, témoignent d'un enfoncement des plis frontaux de la nappe, causé par l'obstacle des Préalpes.

Reprenons, d'une manière plus détaillée, les principaux d'entre les phénomènes que nous venons d'énumérer.

2. Les lames et lentilles de cristallin.

a) La lame et les lentilles de cristallin sur le plan de chevauchement de la nappe.

Il s'agit des écailles de cristallin découvertes par de Loys, puis par Gagnebin, entre le Nummulitique renversé de la nappe et le Flysch autochtone, sous la Cime de l'Est.

La grande lame de granite de Salanfe, découverte par de Loys, se trouve dans la même position, tout comme les petites lentilles de cristallin, trouvées par Collet, au pied de la muraille des Pointes d'Aboillon, dans le fond du cirque d'Emaney (fig. 54 et 55, voir page 133).

C'est l'examen de la lame de Salanfe (voir p. 116) qui nous permettra d'expliquer le phénomène, car elle est accompagnée de roches sédimentaires. Parmi ces dernières, la plus caractéristique est une brèche nummulitique, à éléments de cristallin, de quartzites et de calcaires dolomitiques du Trias. La lame est généralement emballée dans ces brèches.

Cette brèche marque une transgression du Nummulitique sur le cristallin de la lame.

Cette lame, chevauchant l'autochtone et chevauchée par la nappe ne peut provenir que du versant Sud de la culmination axiale des Aiguilles Rouges. Enveloppée qu'elle est dans les brèches nummulitiques, il semble qu'elle procède d'un pli couché aigu. Ce dernier se serait développé dans le cristallin par la poussée de la nappe affrontant l'obstacle représenté par la culmination axiale du cristallin.

Ce pli a été arraché, sectionné et véhiculé par l'avancée subséquente de la nappe. Le gros du pli de cristallin est représenté par la lame de Salanfe, alors que les lentilles de la Cime de l'Est représenteraient des tronçonnements de son extrémité frontale.

Nous aurions ici un phénomène assez semblable à ceux qui ont été décrits par Collet et Paréjas dans l'Inner Faflertal (soubassement de la Jungfrau) (86 p. 40).

On m'objectera, peut-être, que la lame de cristallin de Salanfe est, par endroits, plaquée directement par des calcaires dolomitiques du Trias, tandis qu'à d'autres ce Trias recouvre les brèches nummulitiques.

Je pense que la nappe a entraîné sous elle, par places, du Trias autochtone qu'elle a raboté et qui est cause des placages irrégulièrement distribués sur le cristallin de la lame et sur sa couverture nummulitique.

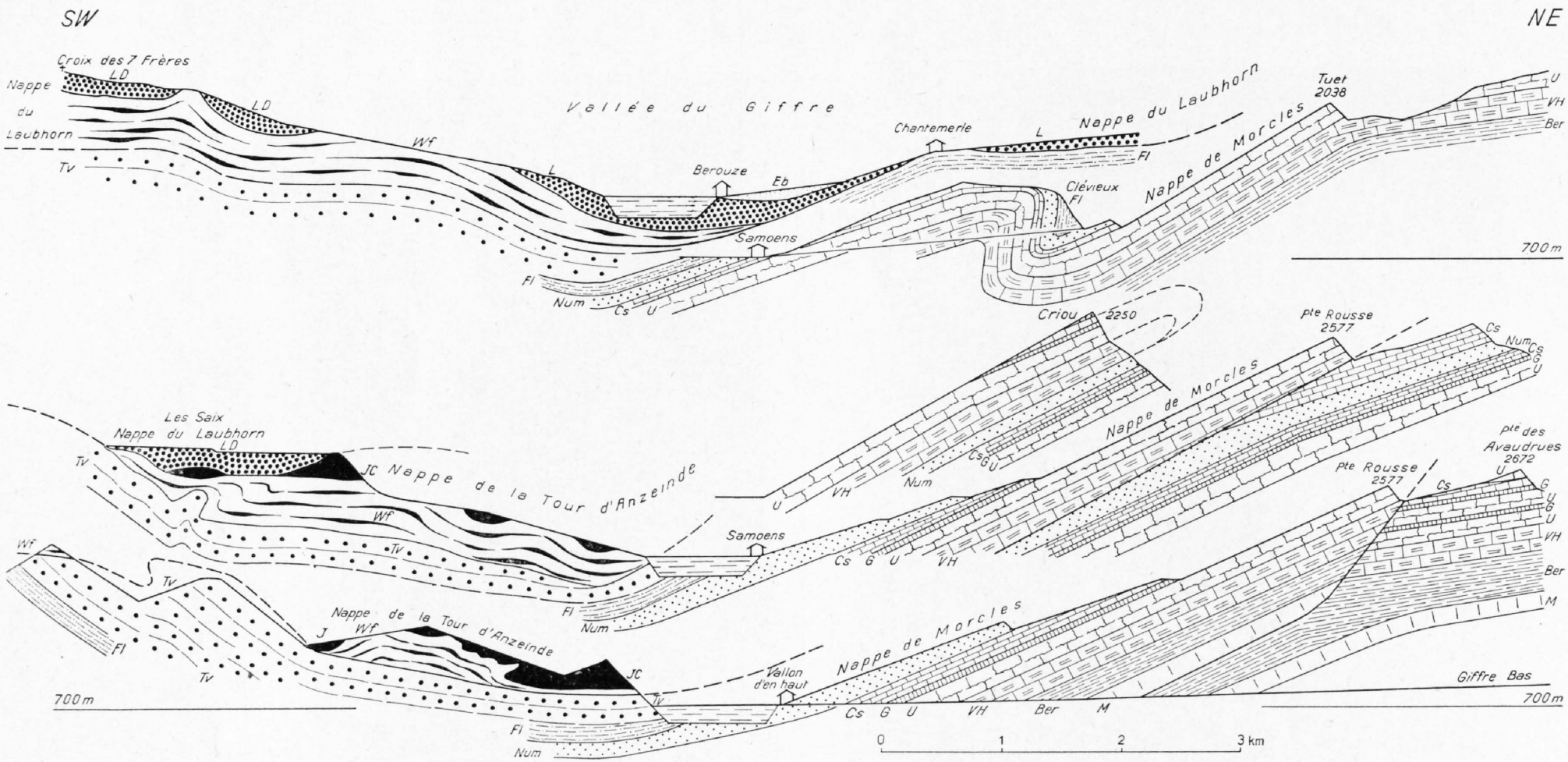


Fig. 53. **Plis de coude de la vallée du Giffre.**

Nappe de Morcles:
M = Malm.
Ber = Berriasien.
VH = Valanginien-Hauterivien.
U = Urgonien.
G = Gault.
Cs = Crétacé supérieur.
Num = Nummulitique.
Fl = Flysch, argilo-marneux.
Tv = Flysch, grès de Taveyannaz.

Préalpes internes (Nappes ultrahelvétiques):
Wf = Wildflysch.
JC = Jurassique-Crétacé de la Nappe de la Tour d'Anzeinde.
L = Lias de la Nappe du Laubhorn.
LD = Lias-Dogger de la Nappe du Laubhorn.

Sur la rive droite du Rhône, la lame de granite de la Rionde (Dent de Morcles) décrite par LUGEON[1]) se trouve dans la même position tectonique que la lame de granite de Salanfe. «Sur le cristallin repose le Nummulitique calcaire, plus ou moins chargé de cailloux de quartzites, gneiss, calcaire dolomitique (brèche de transgression).»

LUGEON fait remarquer qu'on trouve avec le cristallin du calcaire dolomitique du Trias, des schistes noirs, des brèches.

L'explication que j'ai donnée de la formation de la lame de Salanfe correspond, à peu de choses près, à celle que donne LUGEON de la mise en place de la lame de la Rionde.

b) Coin et lentilles de cristallin à la base d'écailles parautochtones sous-jacentes à la nappe.

Les affleurements sont au nombre de trois:

1° Col du Jorat, versant Salanfe. Lentille de cristallin emballée dans des calcaires dolomitiques du Trias, située entre le Malm autochtone et le Nummulitique de l'écaille parautochtone du Col du Jorat (voir p. 113).

2° Col de Barberine. Lentille de cristallin entre les calcaires dolomitiques du Trias autochtone et une écaille parautochtone de calcaires dolomitiques du Trias.

3° Base du Col de Barberine, versant Ouest. Lentille de cristallin intercalée entre les calcaires dolomitiques qui couronnent la série normale du Trias autochtone et une écaille parautochtone formée de bas en haut de:

1° Quartzites	Trias.
2° Argilites rouges et vertes	
3° Calcaires dolomitiques	
4° Malm.	
5° Flysch.	

Ce dernier cas est très intéressant, car une observation faite par COLLET et PARÉJAS, tout près de là, donne la solution du problème.

Si l'on monte du lac de Barberine au col de même nom, en suivant le contact des quartzites inférieurs du Trias sur le cristallin des Aiguilles Rouges, on voit la bande de ces quartzites s'infléchir décidément vers l'E sous la dernière paroi gneissique qui précède le col. Dès l'abord ils paraissent devoir se prolonger sous la masse cristalline de Fontanabran. En effet, au S du col, à une altitude d'environ 2300 m, on peut constater la superposition que voici.

De bas en haut:

1° Schistes cristallins altérés et rubéfiés, appartenant à un élément tectonique inférieur et supportant en discordance:

2° Les quartzites inférieurs du Trias, épais d'environ 2 m, lités à la partie supérieure et passant là, par intercalations aux:

3° Argilites triasiques épaisses de 1 m 80 au maximum.

4° En contact mécanique franc, la masse gneissique supérieure de Fontanabran a été poussée sur la couverture triasique de l'élément inférieur. Le plan de chevauchement, gauchi et onduleux, descend faiblement vers le NE et se perd bientôt sous les éboulis.

Pour retrouver le front du coin de Fontanabran, il faut reprendre, plus haut, le sentier du col. Pour éviter la paroi cristalline signalée précédemment, le sentier se maintient dans le Trias qui enrobe le coin. Les quartzites normaux de l'élément supérieur reprennent dès le sommet de l'abrupt et s'élèvent rapidement vers la cime de Fontanabran.

Une faille marquée par un profond sillon complique ici quelque peu les choses. De direction alpine (N 45° E), elle a été déterminée par un affaissement d'une quinzaine de mètres du bec frontal du coin relativement à la masse principale de celui-ci. Les quartzites de la lèvre affaissée Nord-Ouest viennent buter contre les gneiss de la lèvre Sud-Est.

[1]) Notice explicative, Feuille Saxon-Morcles p. 15.

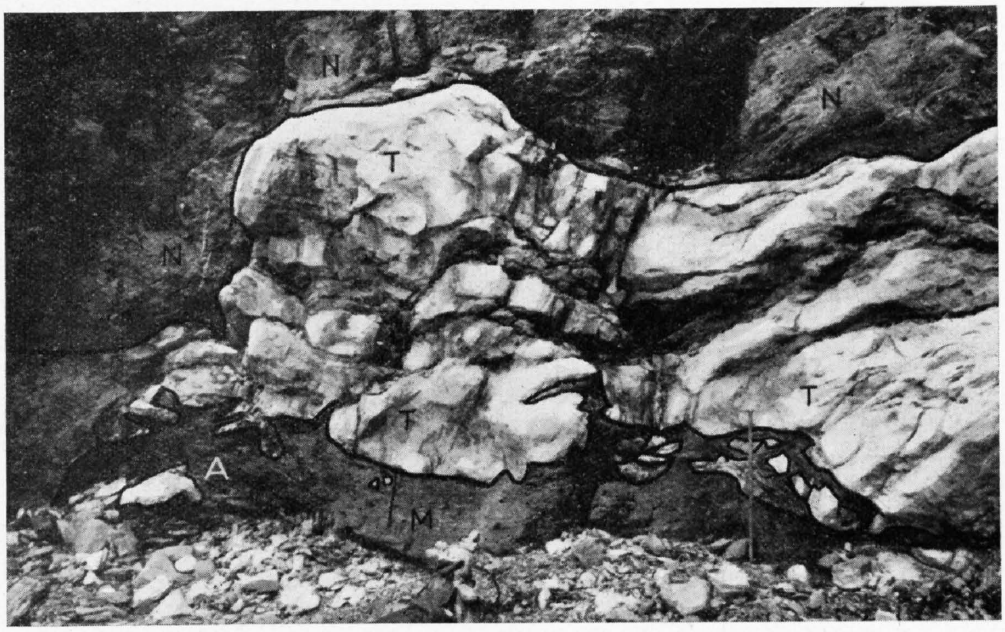


Fig. 54. **Paquet de Trias et de cristallin mylonitisé,** sous la Nappe de Morcles, dans le fond du cirque d'Emaney.

T = Trias calcaires dolomitiques.
M = Cristallin mylonitisé avec blocs de calcaires dolomitiques blancs.
N = Nummulitique renversé de la Nappe de Morcles.
A = Partie figurée en détail dans la photographie suivante.

Photo Léon W. Collet, 1920.

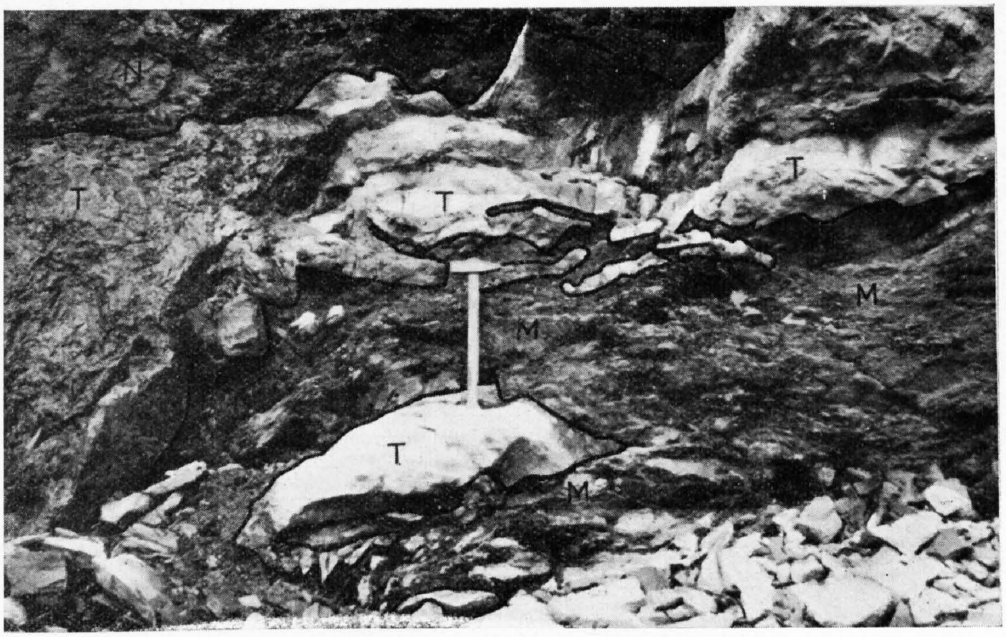


Fig. 55. **Paquet de Trias et de cristallin mylonitisé,** sous la Nappe de Morcles, dans le fond du cirque d'Emaney. Détail de A de la figure précédente.

T = Trias, calcaires dolomitiques.
M = Cristallin mylonitisé, avec des lentilles et des blocs de calcaires dolomitiques, figurés en blanc bordé de noir.
N = Nummulitique renversé de la Nappe de Morcles.

Photo Léon W. Collet, 1920.

La figure (39) montre la relation entre le coin de cristallin et la lentille qui en est l'extrémité, à peu de distance en direction.

La lentille du Col de Barberine, par sa position, appartient à un élément tectonique plus élevé que le coin dont il vient d'être question. Il est probable que la lentille du Col du Jorat procède aussi d'un coin cristallin.

Nous retrouvons aux cols du Jorat et de Barberine la tectonique du socle cristallin de Gastern, à la base de la Jungfrau, décrite par Collet et Paréjas (86 p. 59).

Ces auteurs ont signalé, de plus, un phénomène semblable dans la couverture sédimentaire du cristallin du Gastern, au Hockenhorn et au Stühlihorn, sous la nappe de Morcles.

Tous ces résultats généralisent un phénomène tectonique mis en évidence par Lugeon (29) dans ses profils de la région Loèche-Wildstrubel [1]).

3. Les lames de Carbonifère et de Trias sous la nappe de Morcles.

a) La lame de Carbonifère.

Il a déjà été question du rôle de cette lame à propos de la racine de la nappe (p. 122) et incidemment au sujet du déferlement de la nappe sur la rive gauche de l'Arve (p. 123).

Reprenons avec Paréjas l'examen de cette importante structure.

Une lame, épaisse de 10 à 50 m, formée de poudingues, grès et schistes carbonifériens, s'intercale entre la nappe et le Trias autochtone. Elle s'amorce entre la zone de Chamonix et le Prarion, sur le versant Sud-Est de cette montagne.

Cette lame arrachée par la nappe de Morcles n'est autre que l'extrémité laminée du coin houiller signalé pour la première fois par Michel-Lévy, entre le Col de Voza et le Prarion.

Paréjas a suivi cet élément tectonique sur tout le pourtour Nord du Mont Joly, entre le Col de Voza et la vallée de l'Arly, en passant par St-Nicolas de Véroce, Le Fayet, Vervex, Hauteville, Megève, Orcin, Les Varins, soit sur une distance de plus de 35 km.

D'abord en contact étroit avec le Trias autochtone, à son origine, elle ne tarde pas à pénétrer dans le milieu plastique des argiles toarciennes où elle flotte.

Cette lame de Carbonifère est l'équivalent tectonique de la lame de cristallin de Rionde, sous la Dent de Morcles et de celle de Salanfe. En effet, ces lames, placées entre des éléments structuraux homologues, ont la même signification. Elles prouvent l'existence d'une même nappe.

b) La lame de Trias.

Paréjas a découvert une lame de Trias (corgneules, calcaires dolomitiques, gypse), superposée à la lame houillère du Prarion par l'intermédiaire d'un coussinet de Toarcien, épais de 50 mètres dans le torrent de Darbon.

Cette lame s'amorce dans la couverture triasique normale du coin carbonifère du Prarion ou sur un coin plus interne.

c) Résumé.

Les deux lames, l'une de Carbonifère et l'autre de Trias, ont été arrachées par le déferlement de la nappe au substratum autochtone et charriées vers le NW sur 8,5 km au moins.

Le Mont Joly avec ses contreforts, le Mont d'Arbois et Rochebrunne, flottent donc sur deux lames charriées.

---

[1]) Pl. VI; Pl. VII; coupe 8.

4. Lentilles parautochtones sous la nappe, sur le versant Nord des Dents du Midi.

De Loys a cherché, en vain, des lentilles de cristallin sur le plan de chevauchement de la nappe «dans la grande entaille du Pas d'Encel qui s'enfonce d'un bon kilomètre sous la nappe».

Ayant étudié, avec Aug. Buxtorf, les sources de la région, j'avais admis comme hypothèse de travail que les deux sources qui sourdent sous la barre la plus inférieure de Nummulitique du Pas d'Encel pouvaient être des résurgences de l'eau qui se perd dans l'écaille parautochtone de Salanfe.

Des analyses chimiques établirent une relation vraisemblable entre ces eaux. Dès lors, il était indiqué de contrôler la carte géologique dans la paroi inférieure du Pas d'Encel, entre les points 1380 et 1486 de la Feuille St-Maurice.

C'est sans surprise que dans une reconnaissance avec Charles Ducloz, mon jeune assistant, nous avons trouvé des roches que de prime abord nous avons rapportées au Malm.

L'examen microscopique confirma la détermination faite sur le terrain.

Il y a probablement deux ou plusieurs lames de Malm enchevêtrées dans le Nummulitique renversé de la nappe, au contact avec le Flysch.

Charles Ducloz étudie d'une manière très détaillée cette localité. D'ores et déjà, on peut se demander si ces lames doivent être raccordées au pli supérieur de Malm que j'ai découvert sous le Flysch de la nappe près du chalet de «Sous la Dent», au-dessus de Barme (voir p. 84)?

D'autre part, Charles Ducloz ayant découvert, en Rossetan, entre le Nummulitique de la nappe et le Flysch parautochtone des fines lentilles de Malm qui sont dans la même situation que les lentilles de cristallin, on peut se demander si les lames intercalées dans le Nummulitique procèdent du même phénomène?

Une chose est certaine: de fines lentilles de Malm[1]), déterminées microscopiquement, remplacent les lentilles de cristallin entre le Nummulitique de la nappe et le Flysch parautochtone. Cette substitution n'a rien d'étonnant, car à Rossetan nous sommes déjà sur la retombée axiale de la nappe. Du Malm du substratum de la nappe aura été arraché et charrié sous la nappe, alors que sur la culmination axiale la nappe avait arraché, puis traîné, des lames et des lentilles de cristallin.

5. Le charriage du Flysch autochtone.

a) Les affleurements de Flysch autochtone.

1. Bordure Sud des Aiguilles Rouges.

Il n'y a pas de Flysch sur la bordure Sud des Aiguilles Rouges, comme l'a montré Paréjas.

2. Sous le bord radical de la nappe.

Les affleurements de Flysch s'étendent du Col du Jorat (arête Est de Gagnerie) au NE jusqu'au Col de Barberine (versant Ouest), au SW.

Je n'ai jamais rencontré de Flysch autochtone entre le Col de Barberine et le Col d'Anterne, bien que je l'aie cherché souvent. Le Malm est le terrain le plus jeune de l'autochtone que l'on rencontre entre ces deux cols.

3. Les Fenêtres.

Le Flysch autochtone n'apparaît pas dans les deux minuscules fenêtres des Fonts et des Pellys (Alpes de Sixt), où le terrain autochtone le plus jeune est de nouveau le Malm!

---

[1]) Voir compléments: note marginale p. 88.

4. Sur le front de la nappe.

De Loys, dans son chapitre sur la stratigraphie (78 p. 9), décrit le Flysch comme suit: «Formidable série schisteuse et gréseuse, augmentée encore par de nombreuses duplicatures tectoniques, le Flysch s'accumule sous le front de la nappe en masses énormes. Il est replié, entre la nappe et l'autochtone, en une sorte d'immense synclinal complexe.»

Cette citation pourrait faire croire que son auteur envisage le Flysch comme un élément tectonique séparé — ce qui pourrait se comprendre — puisqu'il le dit replié entre la nappe et l'autochtone. Cependant, page 74, on voit que pour de Loys ce Flysch est autochtone. En effet, au sujet d'une écaille de cristallin (mylonite), il écrit: «Là notre mylonite affleure, bien visible, entre le Flysch autochtone et le Nummulitique renversé de la nappe.»

Gagnebin (91), parachevant dans ses «Observations nouvelles sur la Dent du Midi» certaines observations de Loys, considère comme autochtone le Flysch de la Dent du Midi.

Comment expliquer cette formidable accumulation de Flysch autochtone sous les Dents du Midi?

Nous ne savons que fort peu de chose sur ce Flysch des Dents du Midi qui est actuellement étudié d'une manière détaillée par un de mes élèves, Charles Ducloz, pour sa thèse de doctorat [1]).

Je lui ai proposé l'hypothèse de travail suivante:

Une partie de ce Flysch a été arrachée au substratum par l'avancée de la nappe, puis poussée sur son front. Ce Flysch autochtone aurait été ainsi charrié en même temps que la lame de cristallin de Salanfe et que les lentilles de la Cime de l'Est. Ainsi la lame et les lentilles de cristallin auraient flotté sur le Flysch.

Le Flysch du Col d'Emaney, comme je l'ai indiqué (p. 106) a été traîné sur le Malm autochtone. Les lentilles de Malm, dont il est lardé à sa base, en sont une preuve.

De plus, le Flysch autochtone manque entre le fond du cirque d'Emaney et le Col de Barberine où, sur son versant Ouest, il est très réduit et très écrasé.

On m'objectera peut-être qu'il est étonnant que les lentilles de la Cime de l'Est ou la lame de Salanfe ne pénètrent jamais dans le Flysch sous-jacent mais flottent toujours dessus?

Les trains d'écailles découverts par Charles Ducloz montrent une pénétration de roches mésozoïques dans le Flysch, appartenant primitivement à l'autochtone.

b) Le Flysch autochtone sur la retombée axiale (SW) des Aiguilles Rouges.

Nous avons vu que le Flysch autochtone manquait sous le bord radical de la nappe entre le Col de Barberine et le Col d'Anterne. De plus, il manque dans les fenêtres des Fonts et des Pellys (Alpes de Sixt).

Où se trouve-t-il? Sous la nappe entre la vallée de Sixt et les Préalpes. Si l'érosion entaillait la nappe comme l'a fait la Vièze à Champéry, nous verrions que ce Flysch correspond à une partie, au moins, de celui des Dents du Midi.

La retombée axiale des Aiguilles Rouges permet à la nappe de déferler plus librement que ce n'était le cas sur la culmination. Le Flysch est arraché, poussé en avant et sa translation sous la nappe ne s'arrête qu'au moment où la poussée de cette dernière est freinée, puis bloquée par la nappe de la Brèche des Préalpes.

---

[1]) En cours d'impression, je reçois la note préliminaire suivante de Charles Ducloz: *Nouvelles observations sur le Flysch du Val d'Illiez* (Valais); C. R. Soc. phys. et hist. nat. Genève, séance du 19 mars 1942.

Cet auteur a constaté dans le Flysch des Dents du Midi, entre le Col de Cou et la Dent de Valayre, la présence de deux barres de grès de Taveyannaz, distantes d'environ 500 m en altitude.

Les grès de Taveyannaz étant le terme le plus jeune de la série du Flysch, on pourrait en déduire l'existence de deux synclinaux, mais l'observation sur le terrain montre à Ducloz qu'en réalité la tectonique du Flysch est beaucoup plus compliquée. Il existe une disharmonie entre le plissement des grès et des schistes marno-micacés. D'autre part, cet auteur a trouvé à Bonavau des plans de chevauchement au sein même des schistes du Flysch. Par endroits, ces chevauchements donnent lieu par entraînement d'éléments parautochtones aux zones de broyage déjà mentionnées. Ce phénomène se répète plus à l'E d'une façon moins marquée et complique encore la tectonique du Flysch.

6. Résumé.

a) Le déferlement de la nappe de Morcles, entre Arve et Rhône, est de deux types différents:

1° à écoulement libre;

2° à écoulement contrarié.

b) L'écoulement libre est fonction de l'ensellement Mont Blanc-Belledonne. Au Mont Joly, la nappe flotte sur deux lames de charriage arrachées au bord interne des Aiguilles Rouges.

La couverture sédimentaire des Aiguilles Rouges, du Lias au Tertiaire, a été arrachée, entraînée vers le NW et plissée devant le front de la nappe où elle forme le massif des Bornes.

c) L'écoulement contrarié est dû à la culmination axiale des Aiguilles Rouges et à la présence de la nappe de la Brèche des Préalpes.

Sur la culmination axiale, la nappe flotte probablement sur le Flysch parautochtone, décollé de son substratum, poussé vers l'avant, plaqué sporadiquement par une lame et des lentilles de cristallin.

Sur la retombée axiale, le Flysch autochtone charrié est plaqué par des lames et des lentilles de Malm. Plus bas, enfin, entre la vallée de Sixt et les Préalpes, le Flysch autochtone qui a été décollé au SE sur le Malm s'est accumulé sous la nappe bloquée par la nappe de la Brèche.

Chapitre IV.

Le plissement de la couverture sédimentaire des Aiguilles Rouges, sur le versant Nord des Dents Blanches et des Dents du Midi.

1. Introduction. 2. L'anticlinal de Champéry. 3. Le pli de la Saufle et ceux de Barme.

1. Introduction.

Avec de Loys voyons les plis de l'autochtone entre Mex et Muraz, sur le versant gauche du Rhône.

C'est d'abord l'anticlinal brusque de Mauvoisin, dont la charnière est marquée dans le Malm et le Berriasien. Au-delà de St-Maurice, de faibles bombements affectent le Valanginien, puis c'est le synclinal dessiné par les charnières de la molasse aux Ilettes, sans doute profond sous Massongex. Le Néocomien forme ensuite les plis de Colombey et de Muraz.

2. L'anticlinal de Champéry.

Ce pli, à direction NE, est entaillé longitudinalement par la Vièze qui y a découpé une belle boutonnière dont les bords, formés par la paroi grise d'Urgonien, s'ouvrent sur l'Hauterivien brunâtre. Bien que l'axe du pli plonge vers le NE cinq failles transversales abaissent la partie Sud-Ouest de la paroi d'Urgonien, en sorte que le Nummulitique s'abaisse de 1223 m à 1050 m.

3. Le pli de la Saufle et ceux de Barme.

a) L'anticlinal de la Saufle.

Le pli de la Saufle, découvert par de Loys, sort du Flysch à moins d'un kilomètre au S de l'anticlinal de Champéry.

Nous avons vu que, sur rive gauche de la Saufle, le Berriasien et le Valanginien avaient été décollés du cœur de Malm par l'avance du Flysch, alors que sur rive droite, ce dernier a raboté la charnière anticlinale.

L'anticlinal de la Saufle est extrêmement intéressant de par sa situation dans la grande entaille qui pénètre à plus d'un kilomètre sous la nappe, jusqu'au Pas d'Encel.

Mais dès que nous voulons sortir des généralités pour élargir le problème de la formation des plis parautochtones, nous nous heurtons au problème du Flysch.

Le cas de l'anticlinal de la Saufle fera comprendre ma pensée.

Quel est le Flysch qui a coupé net le faîte de l'anticlinal de la Saufle ou qui a décollé le Berriasien et le Valanginien de leur noyau de Malm? Est-ce le Flysch parautochtone ou celui de la nappe? De Loys ne précise pas.

J'essayerai, dans le prochain chapitre, d'aller plus avant, sur la base des faits nouveaux que j'ai observés. Cependant je n'arriverai qu'à une hypothèse de travail.

Il n'y a là rien d'étonnant, car Lugeon, qui est le grand spécialiste de la nappe de Morcles, ne sépare pas le Flysch autochtone de celui de la nappe sur la Feuille Saxon-Morcles de l'Atlas géologique au 1 : 25 000e, publiée en 1937.

b) Les plis de Barme.

Les anticlinaux sont au nombre de trois. Le plus important, à cœur de Malm, est celui du Champ de Barme dont la retombée Nord forme le Décomailleux.

Cet anticlinal passe en tunnel sous la crête de Flysch de Bonavau pour réapparaître dans la Saufle, où nous l'avons étudié avec de Loys. Il se raccorde par un synclinal de Nummulitique et de Flysch, le synclinal de Barme, à l'anticlinal inférieur de «Sous la Dent» à charnière de Berriasien.

Un anticlinal supérieur, à noyau de Malm, est raccordé au précédent par un synclinal de Berriasien.

La direction de ces plis, sur 5 km d'affleurement, est oblique sur celle de l'anticlinal de Champéry, en fait elle est E—W.

Nous allons voir que les plis de Barme, tout comme l'anticlinal de la Saufle, n'ont rien de commun avec l'anticlinal autochtone de Champéry, mais sont des éléments parautochtones.

c) Les troncatures sur les charnières des plis.

Le faîte de l'anticlinal de la Saufle (de Loys) est coupé net et décollé par le Flysch (fig. 56).

La charnière de l'anticlinal inférieur de Sous la Dent (Gagnebin) est décapitée par le Flysch.

L'anticlinal supérieur de «Sous la Dent» (Collet) a son flanc normal sectionné obliquement par le Flysch.

d) Le rôle de la nappe.

Charles Ducloz (127) a signalé deux zones de lames et de lentilles de terrains autochtones, dans le Flysch, entre le sommet de l'anticlinal de la Saufle et le Nummulitique de la nappe. Ce phénomène se retrouve au-dessus de l'anticlinal supérieur, «Sous la Dent».

Cette découverte est très intéressante, car le faîte de l'anticlinal de la Saufle aurait été tronqué par une lame de Flysch autochtone traînée sous la nappe. Ce Flysch serait donc parautochtone.

Mais que les complications du Flysch ne nous détournent pas de la formation des plis parautochtones.

De Loys, dans une admirable vision, nous a montré, sur la retombée axiale, «la nappe qui a chassé plus loin, écrasé sous elle, l'immense coussin du Flysch; les calcaires de son flanc renversé sont tout proches de ceux de l'autochtone, son action sur eux d'autant plus efficace. Les plis autochtones sont pressés par la nappe l'un contre l'autre, déjetés l'un sur l'autre, et c'est le plus voisin de la nappe qui s'effile le plus» (78 p. 79).

Pour de Loys, le Flysch de Barme était helvétique. Nous pouvons préciser et dire qu'il est parautochtone.

Le déferlement de la nappe a non seulement formé les plis de Barme et de la Saufle, mais elle les a arrachés et décapités. Il semble donc que nous puissions envisager deux temps dans le plissement de l'autochtone:

Au premier temps, la nappe a travaillé comme l'a dit DE LOYS et la cascade de plis autochtones est freinée par les Préalpes.

Au deuxième temps, la nappe chevauche et arrache les plis qu'elle vient de déclencher et les décapite directement ou par l'intermédiaire d'une lame de Flysch parautochtone.

Le Flysch parautochtone de Barme a été en partie accumulé contre l'obstacle représenté par les Préalpes.

e) Résumé.

Dans la région de Bonavau et de Barme, en avant de la retombée axiale des Aiguilles Rouges, la nappe a déferlé plus librement que sur la culmination.

La couverture sédimentaire autochtone a été décollée, poussée en avant par la nappe et plissée. Puis la nappe a chevauché et arraché les plis qu'elle venait de former.

Le Flysch parautochtone est accumulé derrière les Préalpes, formant le soubassement des nappes ultrahelvétiques.

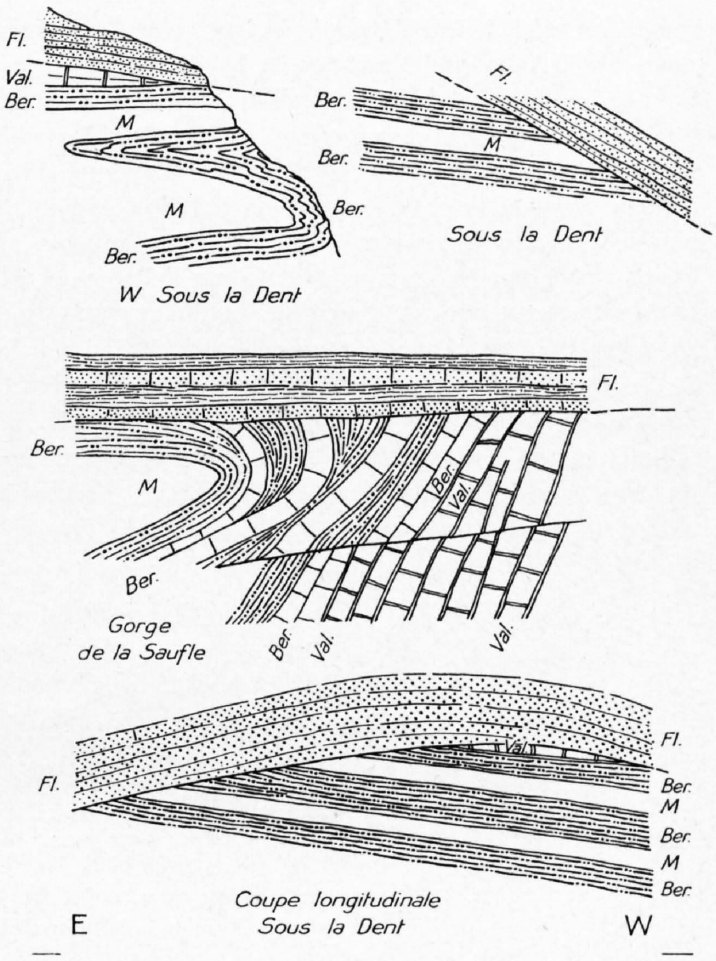


Fig. 56. **Schéma de troncatures, sur les charnières de plis parautochtones,** par le Flysch.

M = Malm. Ber. = Berriasien. Val. = Valanginien. Fl. = Flysch.

Chapitre V.

La passivité des nappes ultrahelvétiques.

La nappe de Morcles était, pour ARGAND, la plus jeune des nappes des Hautes Alpes Calcaires, alors que les éléments tectoniques les plus élevés, les nappes ultrahelvétiques, étaient les plus anciens.

En d'autres termes, la nappe de Morcles aurait dû forcer son passage entre la nappe des Diablerets et l'autochtone. Or LUGEON, dans le texte explicatif de la Feuille Diablerets de l'Atlas géologique de la Suisse, vient de montrer que tel n'est pas le cas. La preuve de la plus grande ancienneté des nappes ultrahelvétiques a été faite, il n'y a pas lieu d'y revenir.

Un excellent exemple de complications tectoniques, produites par l'avancée de la nappe de Morcles, se voit dans la région du Col de Chatillon qui relie Taninges, dans la vallée du Giffre, à Cluses dans celle de l'Arve.

La nappe de Morcles ayant décollé l'autochtone, forma devant elle l'anticlinal déjeté du Rocher de Cluses. La poussée de la nappe se continuant, ce pli parautochtone s'éleva et pénétra dans les éléments ultrahelvétiques. Décoiffé de son Nummulitique et de son Flysch, l'anticlinal sec-

tionna, en effet, le Wildflysch de base, entre St-Sigismond et La Frasse, et produisit des remous dans l'Aalénien de la nappe du Laubhorn. Ainsi sur le rocher des Granges l'Aalénien de la nappe du Laubhorn repose sur l'Urgonien parautochtone.

Il est intéressant de noter que la nappe de la Tour d'Anzeinde fait défaut sur la crête de St-Sigismond ainsi que de Samoëns au Col de Cou. La nappe du Laubhorn est seule représentée dans ces deux régions. Cette absence de la nappe de la Tour d'Anzeinde pourrait être due à un phénomène d'érosion antérieur à la mise en place de la nappe du Laubhorn. La possibilité d'un pareil phénomène a déjà été envisagée par Lugeon pour expliquer l'absence de la nappe de la Tour d'Anzeinde sur celle des Diablerets et sur une partie de celle du Wildhorn (texte explicatif de la Feuille Diablerets).

Les levés de Lillie entre Araches et St-Sigismond, sur la rive droite de l'Arve, indiquent que le Wildflysch de base est en involution entre le front de la nappe de Morcles et l'anticlinal de la Pointe de Chevran.

La nappe de base, celle de la Tour d'Anzeinde, n'atteint pas la crête de St-Sigismond qui sépare la vallée du Giffre de celle de l'Arve. En effet, elle est confinée à la partie Sud-Est du synclinal de coude du Giffre.

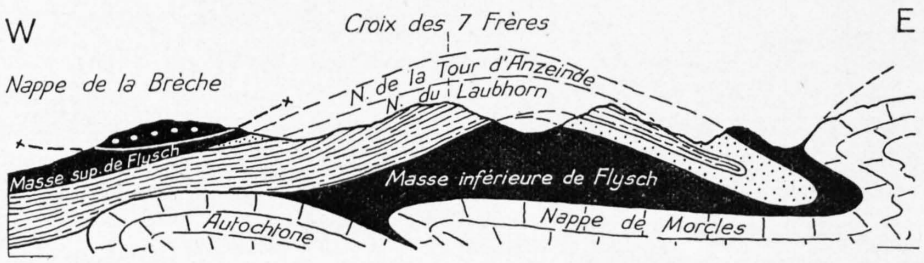


Fig. 57. **Schéma des relations entre les Préalpes internes et la Nappe de Morcles,** sur la rive droite de l'Arve, d'après A. Lillie.

Entre Samoëns et le Col de Cou, Lillie n'a trouvé que la nappe du Laubhorn reposant sur le Flysch marno-micacé ou sur les grès de Taveyannaz de la nappe.

Entre le Col de Cou et Morgins, une révision des éléments ultrahelvétiques de la Feuille St-Maurice, effectuée par Lillie, localise la nappe d'Anzeinde à l'W de Champéry entre les Crosets et le Nant de Chevalet, au N, et la Vièze au S.

La nappe d'Anzeinde, au N de la Vièze, repose sur le Flysch parautochtone et souligne le changement de direction entre l'anticlinal autochtone de Champéry et les éléments parautochtones de la région de Barme à direction presque E—W.

Lillie signale une ressemblance frappante entre la structure des éléments ultrahelvétiques de la région Col de Cou-Morgins et celle des mêmes éléments entre Arve et Giffre (123 p. 28).

Conclusion.

La structure des nappes ultrahelvétiques est fonction de l'avancée de la nappe de Morcles et des contrecoups qu'elle a produits dans l'autochtone.

Lugeon a attiré l'attention sur cette passivité des nappes ultrahelvétiques sur rive droite du Rhône.

Ma conclusion, basée sur les levés de mon élève A. Lillie et sur mes observations, confirme les vues de Lugeon.

Chapitre VI.

L'amorce d'un élément tectonique supérieur.

Grâce à l'inflexion synclinale transverse de Platé nous voyons l'amorce d'un élément tectonique supérieur à la nappe de Morcles.

Les grès de Taveyannaz du Flysch de la Tête à l'Ane (Fis) se retrouvent à l'W où ils forment le saillant qui sépare le vallon de Sales de celui, moins important, des chalets de Platé.

Sur notre indication, R. Perret a marqué sur sa carte géologique au sommet de la Pointe du Dérochoir un chapeau de calcaires nummulitiques qui coiffe les grès de Taveyannaz. Ces derniers formant, comme l'a montré R. Perret, un important synclinal couché à la Tête à l'Ane, le chapeau de calcaires nummulitiques de la Pointe du Dérochoir devient l'amorce d'un élément tectonique supérieur. Le synclinal de la Tête à l'Ane étant le synclinal de raccord avec la nappe de Morcles.

Il ne reste rien de cet élément supérieur sur les Aravis où Léon Moret a montré que l'anticlinal le plus supérieur, celui de Pointe d'Areu, correspond à l'anticlinal couché de la Colonnaz.

Quatrième Partie.

Paléogéographie.

Chapitre premier.

Introduction.

La nappe de Morcles s'enracine dans la zone de Chamonix, dans laquelle PARÉJAS a dénombré cinq plis, dont quatre plus internes sont moulés chacun sur un coin de cristallin.

Le déroulement de ces plis a conduit PARÉJAS à estimer à 20 km environ l'étendue qui séparait, au début du Mésozoïque, ce qui est devenu, après le plissement alpin, le massif des Aiguilles Rouges et le massif du Mont Blanc.

Nous résumerons, d'après PARÉJAS, la paléogéographie de la nappe au Lias. A partir du Bajocien, nous utiliserons les résultats de nos recherches.

Chapitre II.

La trangression triasique.

Au Trias, la zone de Chamonix n'existe pas encore.

Au Trias inférieur, la mer transgresse sur la zone d'altération permienne de la pénéplaine hercynienne. PARÉJAS a montré que cette mer venait du SW. Elle couvrait les Aiguilles Rouges, mais s'arrêtait dans la zone de Chamonix, entre Tricot et Montroc. Elle fut dépassée par celle des argilites, et surtout, au Trias supérieur, par la mer qui déposa les corgneules et les calcaires dolomitiques. Sur la bordure de ce qui deviendra le Mont Blanc, des épisodes de sédimentation chimique, avec dépôts de gypse, interrompent souvent la formation des calcaires dolomitiques.

Sur les Aiguilles Rouges, par contre, des algues forment des calcaires dolomitiques au Trias supérieur, alors que sur la côte Ouest de l'Ile de Balme, seul restant de terre émergée de la région, se déposaient des argiles schisteuses à *Equisetum*.

Chapitre III.

Apparition de la zone de Chamonix.

C'est au Rhétien, pour PARÉJAS, que se produit le premier bombement des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc. L'émersion qui en résulte cause la première apparition de la zone de Chamonix, dans laquelle se déposent des sédiments grossiers, et qui deviendra un bras de mer pendant le Lias.

Chapitre IV.

La mer du Lias.

Hettangien. Une forte subsidence affecte la zone de Chamonix. La mer dépose alors des sédiments vaseux à faciès bathyal, tandis que les Aiguilles Rouges sont émergées ainsi que le massif de Gastern qui leur fait suite au NE.

Sinémurien. Le caractère bathyal de la mer subsiste au NE de la zone de Chamonix, tandis qu'à partir des Houches la profondeur diminue comme le prouvent les calcaires échinodermiques.

Lias moyen. La mer charmouthienne accuse une diminution de profondeur par ses sédiments néritiques. Au Domérien, ce phénomène est encore plus marqué par le dépôt de quartzites.

Lias Supérieur. Nouvelle subsidence au Toarcien, la mer redevient profonde et des sédiments bathyaux s'y déposent.

A l'Aalénien, le caractère bathyal subsiste au SW, tandis qu'une diminution de profondeur se manifeste dans la région Nord-Est où les sédiments sont plus grossiers.

Chapitre V.

La transgression bajocienne.

Dès maintenant, la paléographie de la nappe de Morcles ne se lit plus dans la zone de Chamonix, mais bien dans la chaîne des Fis, des Alpes de Sixt et de Samoëns, de Barberine, des Dents Blanches de Champéry et des Dents du Midi.

Au Bajocien, une subsidence affecte la bordure méridionale et la bordure septentrionale des Aiguilles Rouges que la mer recouvre, tandis qu'une zone centrale allant de Salanfe au Buet reste émergée. Des calcaires échinodermiques, à éléments dolomitiques, marquent le début de cette transgression qui devient étale avec le dépôt des calcaires échinodermiques.

Dans la nappe, la mer bajocienne est peu profonde et accuse au début des variations périodiques de sédimentation (alternances de marno-calcaires et de calcaires), puis les dépôts deviennent plus réguliers (calcaires échinodermiques plus ou moins siliceux). Des petits éléments de calcaires dolomitiques indiquaient une communication avec des régions voisines émergées où les calcaires dolomitiques du Trias étaient soumis à l'érosion.

Chapitre VI.

La mer du Bathonien à l'Oxfordien.

La mer s'approfondit et des argiles, rarement marneuses, se déposent avec le même caractère durant les temps bathoniens, calloviens et oxfordiens.

Cependant une émersion de courte durée caractérise la fin de l'Oxfordien. Elle fut suffisante pour former des oxydes de fer.

Nous ne sommes qu'imparfaitement informés sur les limites de la mer sur les Aiguilles Rouges. D'une manière générale, nous pouvons dire que la mer occupait les territoires immergés au Bajocien. Cependant la bathymétrie en était différente, surtout sur la bordure Nord, où des oolithes ferrugineuses et des marno-calcaires charbonneux indiquent la proximité de la côte. Comme dans la nappe une légère émersion marque la fin des temps oxfordiens.

La région centrale, de Salanfe au Buet, est toujours émergée. Les calcaires dolomitiques du Trias qui forment la surface de cette bande de terre sont attaqués par l'érosion chimique et mécanique.

Chapitre VII.

La transgression argovienne.

La mer recouvre les régions des Aiguilles Rouges exondées auparavant tout comme celles de la nappe.

Sur les Aiguilles Rouges, la mer qui avance remanie les calcaires dolomitiques du Trias, rubéfiés et incorpore de l'ankérite et des oxydes de fer, en quantité plus ou moins grande, aux sédiments cal-

caires qu'elle dépose. Par places c'est une brèche de base qui a été formée. Dans la nappe où l'émersion a été de courte durée, des oxydes de fer tachent plus ou moins fortement les calcaires grumeleux, sans aller jusqu'aux sédiments grossiers et rougeâtres de l'Argovien des Aiguilles Rouges.

Chapitre VIII.

La mer du Malm.

La transgression argovienne devient étale, c'est la mer du Malm. Elle recouvre l'espace situé entre le versant Nord du Mont Blanc et le pied du versant Nord des Aiguilles Rouges. C'est la mer à *Calpionelles* et à *Foraminifères* planktoniques, dont les coquilles calcaires forment des sédiments qui titrent jusqu'à 98 % de carbonate de chaux. Des phénomènes de diagénèse à l'intérieur de la vase provoquent la dissolution des coquilles et le dépôt secondaire de rhomboèdres de calcite.

Des mouvements orogéniques se manifestent à la fin du Portlandien sur l'avant-pays alpin. Les sédiments de la partie supérieure du Malm de la nappe et à un moindre degré ceux des Aiguilles Rouges, en sont aussi les enregistreurs. Les dépôts marins perdent leur faciès nettement pélagique et accusent une sérieuse diminution de profondeur, allant jusqu'à la formation de calcaires dolomitiques et de niveaux de brèches. C'est à ce moment que se déposent au Salève et au Jura, par suite d'émersion, les calcaires et brèches d'eau douce du Purbeckien.

C'est la fin des temps jurassiques.

Chapitre IX.

Le cycle sédimentaire du Crétacé.

Berriasien. La mer occupe toujours les territoires conquis par la transgression argovienne. Cependant des terres émergées, suite des mouvements du Purbeckien, font sentir leur action sur la sédimentation par apport d'argile. Les sédiments du Berriasien, formés d'alternances de marnes schisteuses et de bancs calcaires, ne sont pas bathyaux. Des mouvements orogéniques se font encore sentir, comme le prouvent l'instabilité de la sédimentation et la présence d'un niveau de brèches ferrugineuses à *Brachiopodes*, dans la partie supérieure.

Nous remarquerons cependant que les renseignements dont nous disposons sur les Aiguilles Rouges sont bien loin de valoir ceux que nous possédons sur la nappe.

Paréjas pense que sur les Aiguilles Rouges, sous la Croix de Fer, le Crétacé est limité au Berriasien, alors que Lugeon et Oulianoff décrivent une série qui monterait jusqu'à l'Aptien sidérolithisé.

Comme nous le verrons, le versant Nord des Aiguilles Rouges a été plus longtemps immergé que cela ne paraît être le cas pour la bordure méridionale.

Valanginien-Barrémien inférieur. Les caractères de la mer berriasienne de la nappe à sédimentation instable se retrouvent au Valanginien et à l'Hauterivien, avec pourtant cette différence que le faciès néritique est plus franc. En effet, le quartz clastique et les minéraux lourds indiquent, déjà au Valanginien, plus nettement la proximité de côtes, que la présence de fausses oolithes et d'oxydes de fer confirme.

Où sont ces côtes ? Avec le Valanginien, la partie centrale et la bordure méridionale des Aiguilles Rouges sont émergées. La mer est limitée à la zone de Chamonix, qui communique cependant avec le versant Nord des Aiguilles Rouges, comme le prouve le Valanginien de St-Maurice et de Barme.

Avec l'Hauterivien, la mer occupe les mêmes limites, bien que ses sédiments deviennent plus gréseux et siliceux dans la zone de Chamonix, alors qu'à Barme, sur le versant Nord des Aiguilles Rouges, les sédiments de même âge soient marneux.

Il est possible que des phénomènes d'émersion se soient produits localement au Valanginien dans la zone de Chamonix et au sommet de l'Hauterivien dans la région de Champéry, où de Loys

a trouvé le Barrémien marneux transgressant sur l'Hauterivien raviné. Coaz a trouvé au Pas de Sales les restes roulés d'un calcaire à grain fin, encore inconnu dans la région.

Urgonien. La sédimentation se stabilise avec le Barrémien supérieur et l'Aptien inférieur. En effet, la mer ne tient plus d'argile en suspension, la température de l'eau s'égalise et la faible profondeur permet le développement de calcaires récifaux dans la nappe et sur la bordure Nord des Aiguilles Rouges, où on les rencontre de Collombey, dans la vallée du Rhône, jusqu'à Barme, au-dessus de Champéry.

Dans la nappe subitement, au milieu de l'Urgonien, nous notons une diminution de profondeur de la mer qui fait apparaître des sédiments marno-sableux à *Ostréidés* et ainsi que des lumachelles à petits *Brachiopodes*. Puis la sédimentation calcaire reprend, un peu siliceuse. Les nombreuses *Orbitolines* qui déterminent l'Aptien inférieur sont en effet silicifiées.

Sur la bordure Nord des Aiguilles Rouges, quelques niveaux marneux apparaissent dans l'Urgonien, surtout à Champéry, annonciateurs de mouvements orogéniques qui conduiront à une émersion de l'Urgonien.

Aptien supérieur. Les mouvements d'élévation du fond de la mer notés auparavant s'accentuent à l'Aptien supérieur pendant lequel, dans la nappe, se déposent des calcaires grossiers, organogènes, à *Stromatopores* ou des brèches et conglomérats à éléments d'Urgonien. Cette dernière formation indique que ce terrain est émergé en certains points.

Ces mouvements orogéniques ne nous étonnent pas, car Charles Jacob a montré que l'Aptien manque totalement aux chalets de Criou (vallée du Giffre). Là, le Gault transgresse directement sur les calcaires de l'Urgonien par une splendide brèche de base à éléments d'Urgonien dans un ciment de grès verts.

Les Aiguilles Rouges qui, depuis le Berriasien, n'étaient recouvertes par la mer que sur leur bordure Nord sont désormais totalement émergées.

Gault. Dans la nappe, la mer du Gault transgresse sur les régions émergées durant l'Aptien supérieur. La sédimentation tranquille permet la formation de la glauconie, dont le fer à l'état colloïdal provient des régions antérieurement émergées.

Crétacé supérieur. La mer du Gault s'approfondit, en effet, la sédimentation y devient nettement pélagique comme le montrent les calcaires à *Lagena*, *Gümbelina* et les *Rosalines*; les grains de quartz sont très petits (en moyenne 0,054 mm).

Les Rosalines indiqueraient que la mer s'est étendue, dans la région de la nappe, du Turonien *(Rosalina Linnei)* au Maestrichtien *(Rosalina Stuarti)*. Ainsi s'explique l'épaisseur de cette formation qui, en certains points, mesure jusqu'à 220 mètres.

Après le dépôt du Sénonien, un plissement produit son exondation.

Chapitre X.

La transgression nummulitique.

La mer de la nappe s'est retirée au Danien par suite de plissements. A l'Eocène inférieur, les calcaires du Crétacé supérieur ont été attaqués par l'érosion. En de certains points, comme dans le vallon de Sales, il n'en reste que 5 à 6 m, au Col de Bretolet 0,80 m, et sur l'anticlinal de Bossetan, le Crétacé supérieur a été complètement enlevé et avec lui le Cénomanien, le Gault et l'Aptien supérieur.

Pendant ce temps, les calcaires du Crétacé supérieur de la région des Dents du Midi sont le siège d'une importante érosion chimique qui fait même sentir ses effets jusque dans l'Urgonien. Les résidus des divers stades de cette dissolution des calcaires forment le Sidérolithique.

Le Crétacé supérieur rose du Col de Bossetan prouve que des oxydes de fer se sont déposés dans la mer sénonienne de la nappe. Ces oxydes de fer proviennent des Aiguilles Rouges qui étaient émergées depuis fort longtemps.

Les avancées et retraits de la mer nummulitique.

1° La transgression lutétienne, magistralement décrite par Moret du lac d'Annecy à la vallée de l'Arve, a atteint le Vallon des Chambres, sur la rive droite de la vallée du Giffre. La mer formait un golfe limité au S et au N par une ride anticlinale. La terminaison du golfe, au NE, était certainement due à un relief fonction de la culmination axiale du massif des Aiguilles Rouges.

2° Le Lutétien supérieur est marqué par une régression. Des sédiments continentaux recouvrent, en effet, non seulement le Lutétien marin, mais encore débordent au S sur le Crétacé supérieur et au N sur l'Urgonien. Cette sédimentation débute dans la région de la culmination axiale des Aiguilles Rouges par des couches rouges, bien stratifiées, dans lesquelles nous n'avons pas trouvé de restes d'organismes marins. Entre l'Arve et le Giffre ces couches rouges, à forte teneur en oxydes de fer et en grains de quartz, d'origine sidérolithique, manquent totalement.

Des sédiments à faune lacustre recouvrent les couches rouges, alors qu'entre l'Arve et le Giffre ils devaient recouvrir directement le Lutétien marin, comme le prouvent des galets de Lutétien marin et lacustre à la base du Priabonien marin.

Sur la rive droite du Giffre, à Sougey, les couches lacustres surmontent directement le Crétacé supérieur.

3° La transgression priabonienne recouvre non seulement les dépôts continentaux du Lutétien, mais encore au S le Crétacé supérieur et au N parfois l'Urgonien.

Le début de la transgression priabonienne est marqué parfois par des conglomérats de base très épais (Sales). Les couches à *Cérithes* et à lignites marqueraient encore le début de la transgression, tandis que les couches à *Nummulites* prouveraient un régime marin bien établi. Puis la sédimentation passe au faciès Flysch, débutant par des argiles schisteuses à *Globigérines* et *Meletta* et se terminant par les grès de Taveyannaz. Les éléments volcaniques de ces derniers ne sont plus à rechercher dans des volcans lointains, mais bien dans des coulées volcaniques sous-marines certainement assez proches.

Seule la mer priabonienne s'est avancée sur les Aiguilles Rouges. Aux calcaires succède le faciès Flysch, représenté par des marnes micacées, dans lesquelles s'intercalent des grès de Taveyannaz.

Chapitre XI.

La grande émersion des Aiguilles Rouges.

Des mouvements orogéniques ont affecté les Aiguilles Rouges d'une manière beaucoup plus puissante que ce ne fut le cas dans la nappe. En effet, de Loys nous montre la mer nummulitique, entre Vérossaz et Mex, recouvrant tout d'abord l'Urgonien, puis les divers termes du Néocomien, et enfin le Malm à Mex. Le déroulement des accidents parautochtones, entre Champéry et Barme, prouve que la transgression nummulitique s'y est fait sentir d'une manière analogue. A Champéry la mer nummulitique a déposé ses sédiments sur l'Urgonien, à Barme sur l'Hauterivien et en arrière de Rossetan sur le Malm.

Cette émersion, au Crétacé, affectait la partie centrale des Aiguilles Rouges, formant aujourd'hui le soubassement des Dents du Midi, des Dents Blanches, de la Tour Sallière et la région adjacente du Salantin et du Luisin.

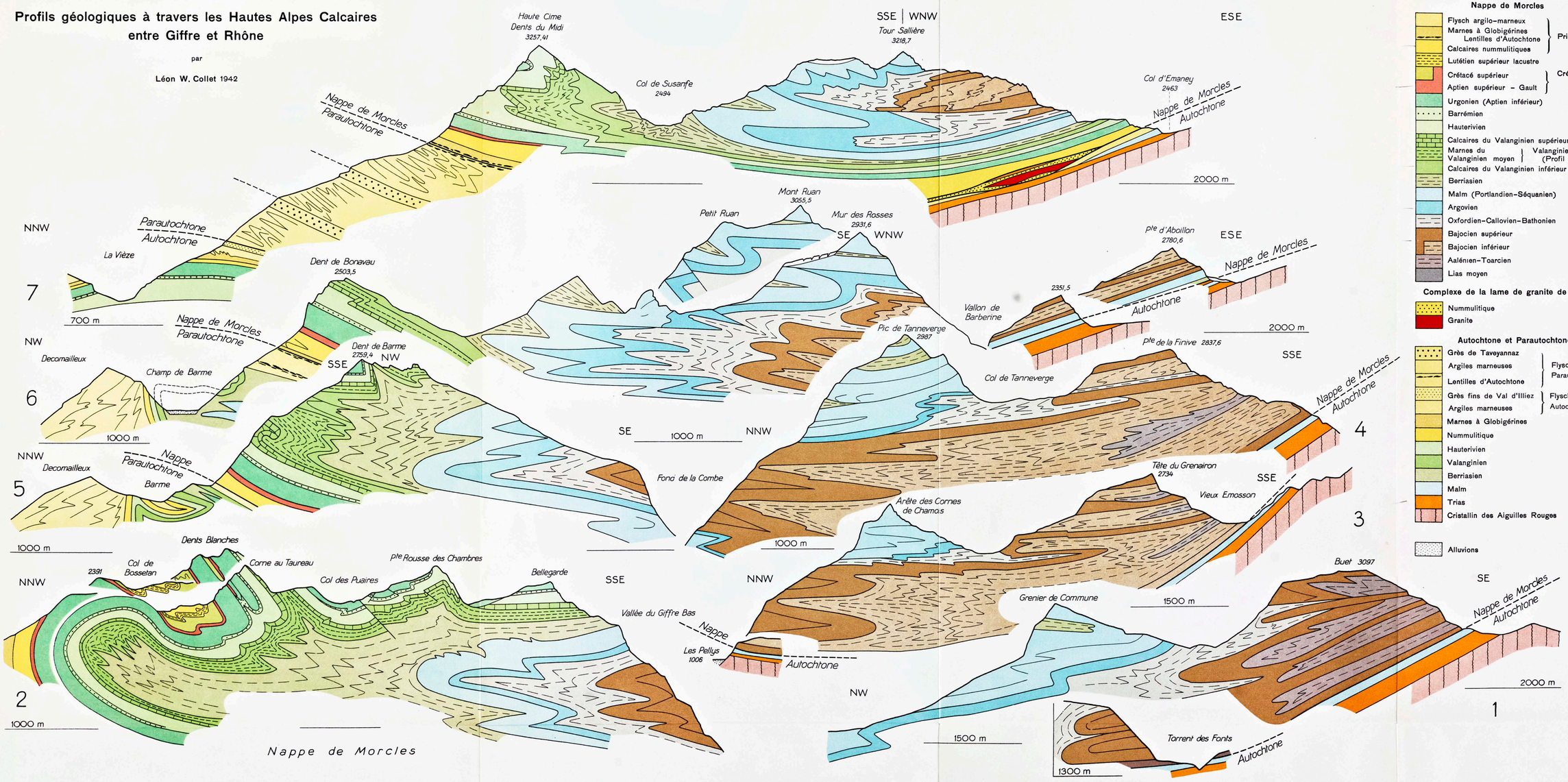
Un sillon marin séparait cette région centrale des Aiguilles Rouges, au Crétacé inférieur, d'une crête de roches cristallines probablement émergée depuis le Trias. Cette cordillère séparait les mers de la nappe de celles des Aiguilles Rouges.

C'est de cette cordillère granitique que devait sortir plus tard la lame de granite de Salanfe et les écailles de même roche de la Cime de l'Est.

Profils géologiques à travers les Hautes Alpes Calcaires entre Giffre et Rhône

par

Léon W. Collet 1942



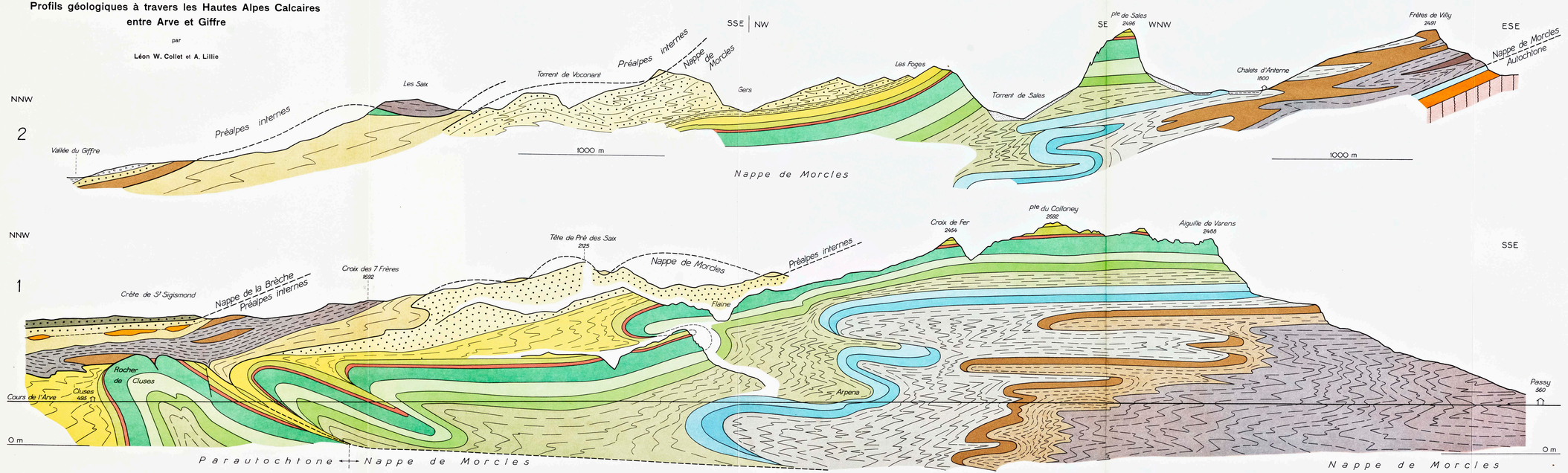
WASSERMANN S.A. BÂLE

Matériaux pour la Carte géologique de la Suisse, nouv. série, livr. 79 PLANCHE II

Profils géologiques à travers les Hautes Alpes Calcaires entre Arve et Giffre

par

Léon W. Collet et A. Lillie



Quaternaire
- Eboulis
- Alluvions
- Glaciaire

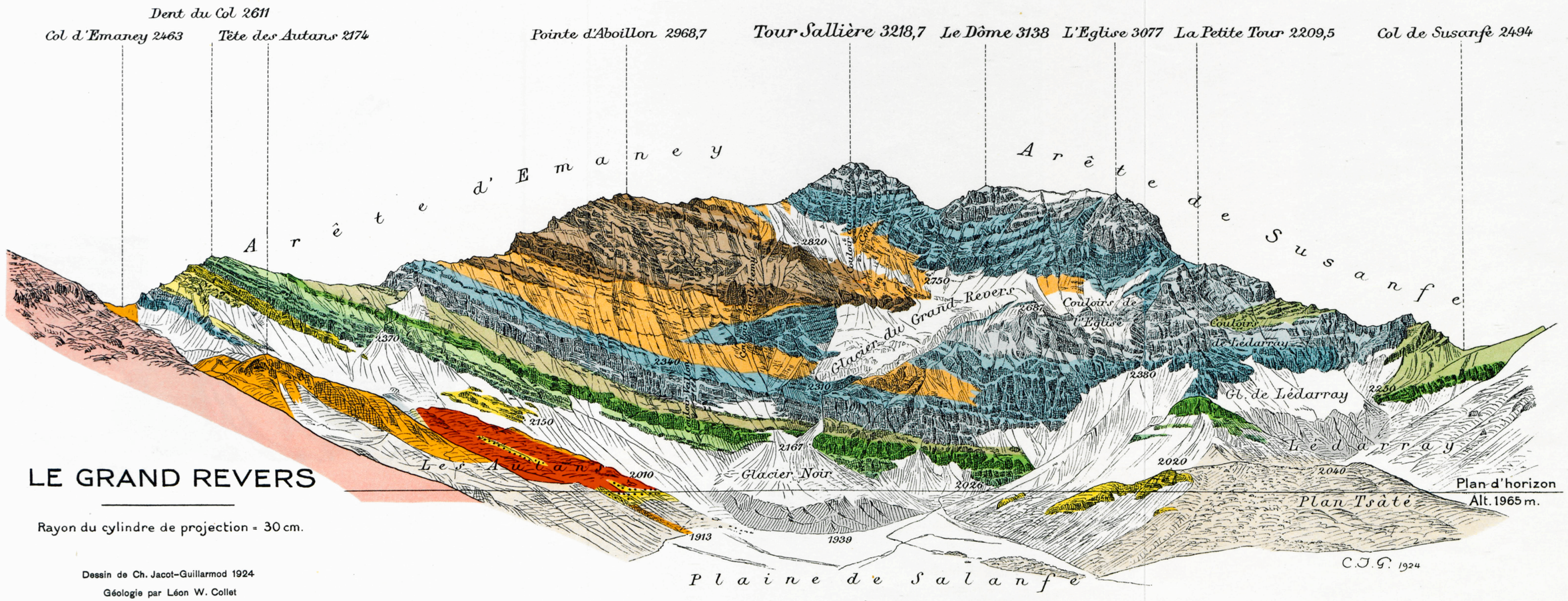
Nappe de la Brèche
- Schistes inférieurs et Trias

Préalpes internes
- Flysch. Grès de Samoens
- Wildflysch
- Crétacé–Jurassique supérieur (Nappe de la Tour d'Anzeinde)
- Dogger, Aalénien, Trias — Nappe du Laubhorn

Nappe de Morcles
- Grès de Taveyannaz, Flysch argilo-marneux, Calcaires nummulitiques — Priabonien
- Nummulitique (Vallée de l'Arve)
- Crétacé supérieur
- Gault–Aptien supérieur
- Urgonien (Aptien inf.–Barrémien)
- Hauterivien
- Valanginien
- Berriasien
- Malm (Portlandien–Séquanien)
- Argovien
- Oxfordien–Callovien–Bathonien
- Bajocien supérieur, Bajocien inférieur — Bajocien
- Aalénien–Toarcien
- Lias moyen

Parautochtone et Autochtone
- Nummulitique et Flysch
- Crétacé supérieur
- Gault–Aptien
- Urgonien (Aptien inf.–Barrémien)
- Hauterivien
- Valanginien
- Berriasien
- Malm
- Trias
- Cristallin des Aiguilles Rouges

WASSERMANN S.A. BÂLE



LE GRAND REVERS

Rayon du cylindre de projection = 30 cm.

Dessin de Ch. Jacot-Guillarmod 1924

Géologie par Léon W. Collet

Quaternaire

- Moraines récentes
- Glaciaire ancien

Nappe de Morcles

- Nummulitique
- Crétacé supérieur-Gault Aptien-Urgonien
- Hauterivien
- Valanginien
- Berriasien
- Malm (Portl.-Séquanien)
- Argovien
- Oxfordien-Callovien Bathonien
- Bajocien supérieur
- Bajocien inférieur

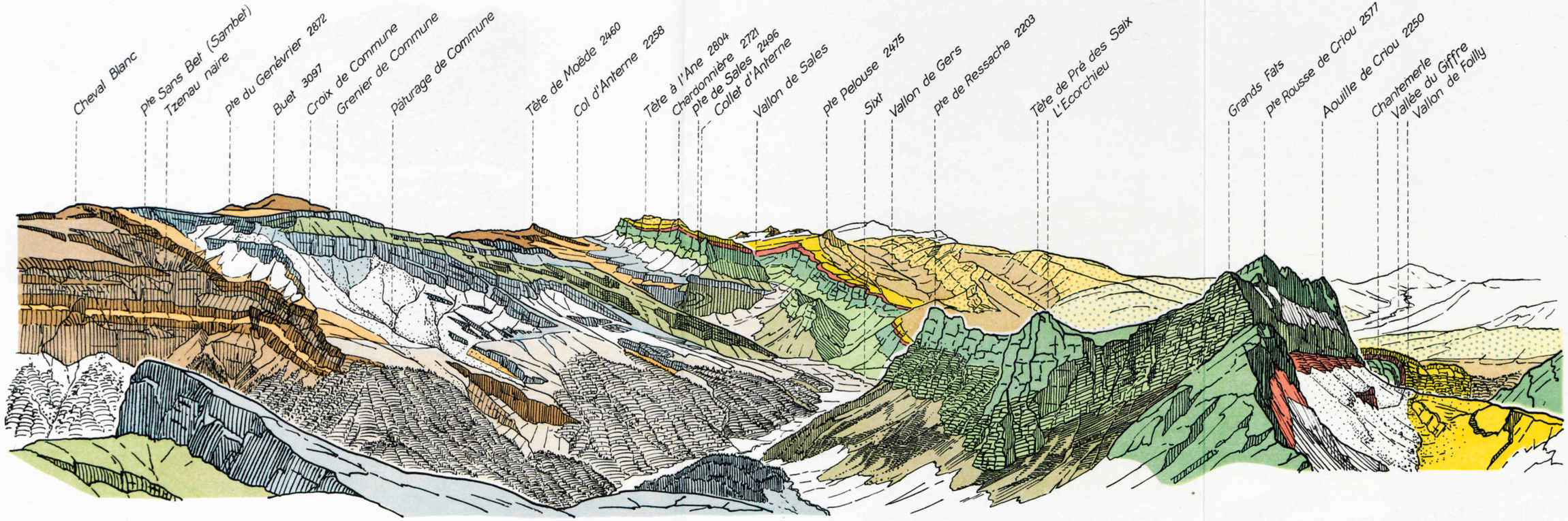
Complexe de la lame de granite de Salanfe

- Nummulitique
- Granite

Autochtone

- Flysch (Parautochtone)
- Malm Argovien
- Trias
- Cristallin des Aiguilles Rouges

WASSERMANN S.A. BÂLE



Panorama de la Pointe des Avaudrues

Dessin d'Augustin Lombard. Géologie par Léon W. Collet

Eboulis	Préalpes internes	Flysch argilo-marneux	Crétacé supérieur-Gault	Hauterivien-Valanginien	Malm	Bajocien supérieur
Glaciaire	Grès de Taveyannaz	Nummulitique	Aptien-Urgonien	Berriasien	Oxfordien-Callovien-Bathonien	Bajocien inférieur

WASSERMANN S.A. BÂLE

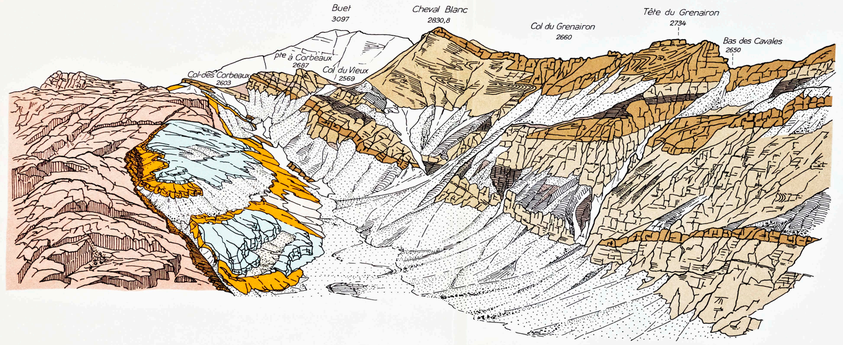


Fig. 1 Le Vieux Emosson

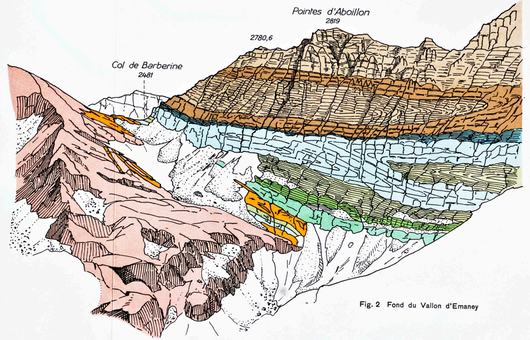


Fig. 2 Fond du Vallon d'Emaney

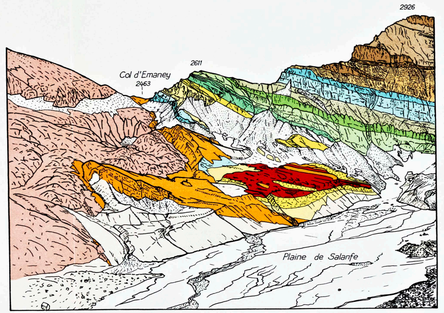


Fig. 3 Col d'Emaney, versant Salanfe

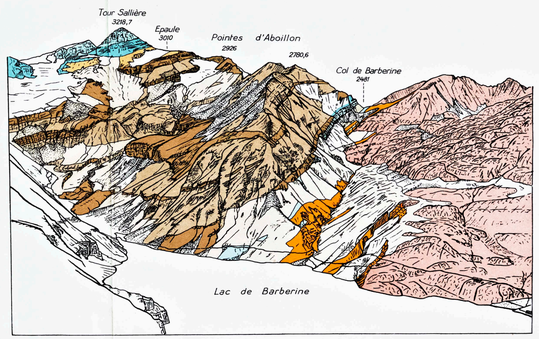


Fig. 4 Vallon de Barberine

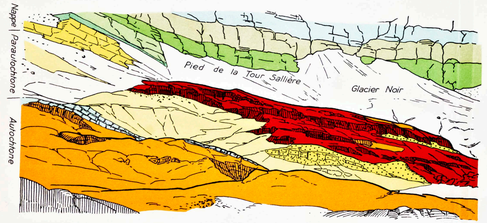


Fig. 5 La lame de granite de Salanfe, sur le plan de chevauchement de la Nappe, vue des Ottans

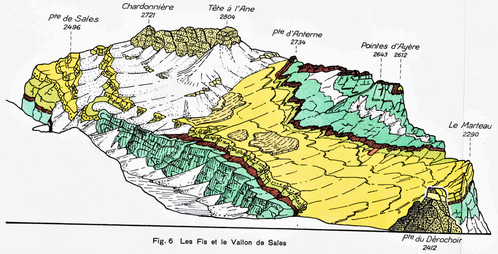


Fig. 6 Les Fis et le Vallon de Sales

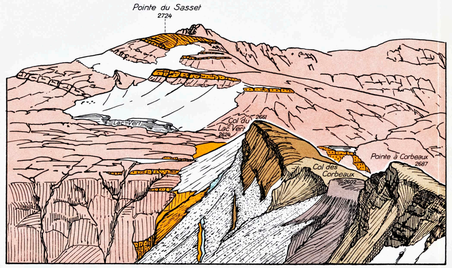


Fig. 7 Contact de la Nappe sur l'Autochtone, au Col du Lac Vert

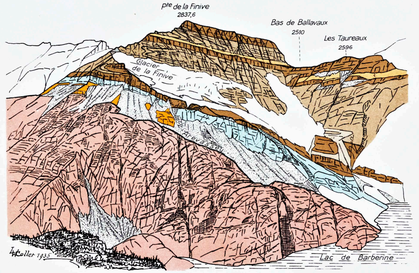


Fig. 8 La Pointe de la Finive, versant de Barberine

Quaternaire

- Névée, glaciers, éboulis, alluvions
- Glaciaire

Nappe de Morcles

- Grès de Taveyannaz
- Flysch argilo-marneux
- Marnes à Maletta
- Calcaires
- Nummulitique
- Conglomérats
- Crétacé supérieur
- Gault–Aptien

Nappe de Morcles (suite)

- Urgonien – Barrémien
- Hauterivien, Valanginien } Hauterivien–Valanginien
- Berriasien
- Malm (Portl.–Séquanien)
- Argovien
- Oxfordien–Callovien–Bathonien
- Bajocien supérieur
- Bajocien inférieur
- Aalénien–Toarcien

Complexe de la lame de granite de Salanfe

- Nummulitique
- Granite

Autochtone

- Flysch (Parautochtone)
- Malm
- Argovien
- Calcaires dolomitiques, Argilites, Quartzites } Trias
- Cristallin des Aiguilles Rouges

HASSERMANN & BALE