La bordure sud-ouest du Mont-Blanc : les plis couchés du Mont-Joly et de ses attaches.

Etienne Ritter

▶ **To cite this version:**

Etienne Ritter. La bordure sud-ouest du Mont-Blanc : les plis couchés du Mont-Joly et de ses attaches.. 1897. insu-00923234

HAL Id: insu-00923234
https://insu.hal.science/insu-00923234

Submitted on 2 Jan 2014

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

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

Prof. W. KILIAN

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

FACULTÉ des SCIENCES
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
GRENOBLE

BULLETIN DES SERVICES

DE LA

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

ET DES

TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES

N° 60. — Tome IX, 1897-1898.

LA BORDURE SUD-OUEST DU MONT-BLANC

LES PLIS COUCHÉS DU MONT-JOLY ET DE SES ATTACHES

PAR

ÉTIENNE RITTER

Docteur ès-sciences.

Avec 38 figures dans le texte et 6 planches.

PARIS

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Cie, ÉDITEURS

15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

MÊME MAISON A LIÈGE, 21, RUE DE LA RÉGENCE

1897

Tous droits réservés.

Le Bulletin de la Carte Géologique de la France paraît par fascicules contenant chacun un mémoire complet, dont la réunion forme chaque année un beau volume grand in-8° accompagné d'un grand nombre de planches, avec de nombreuses figures intercalées dans le texte.

Prix de l'abonnement ou de l'année parue. . . . . 20 fr.

(Les huit premières années sont en vente.)

Il a été tiré à part un certain nombre d'exemplaires de chacun des bulletins destinés à être vendus séparément aux prix suivants :

N° 1. Étude sur le massif cristallin du Mont-Pilat, sur la bordure orientale du Plateau Central, entre Vienne et Saint-Vallier, et sur la prolongation des plis synclinaux houillers de Saint-Étienne et Vienne, par Termier, avec 28 figures dans le texte et 2 planches. . . . . 3 fr. 75

N° 2. Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon, par Delafond, avec 1 planche . . . . . 1 fr. 25

N° 3. Note sur l'existence des phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude, par L. Carez, avec 1 planche . . . . . 1 fr. 25

N° 4. Note sur les roches primitives de la feuille de Brive, par L. De Launay, avec 6 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

N° 5. Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille, par Ch. Depéret, professeur à la Faculté des sciences de Lyon. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 6. Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville, et de la région comprise entre Le Buet et Sallanches (Haute-Savoie), par Gustave Maillard. 1 brochure grand in-8°, avec 9 planches. . . . . 5 fr. 25

N° 7. Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom (Finistère), par Charles Barrois, avec 23 figures dans le texte et 1 planche. . . . . 4 fr. »

N° 8. Relations entre les sables de l'Eocène inférieur dans le Nord de la France et dans le bassin de Paris, par J. Gosselet, avec 7 figures dans le texte . . . 0 fr. 75

N° 9. Étude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc, par Michel Lévy, avec 4 planches en photogravure, une planche de coupe et des figures dans le texte . . . . . 2 fr. 50

N° 10. Note sur la stratigraphie du Plateau Central entre Tulle et Saint-Céré, par Mouret, grand in-8°, avec une planche de coupes et une carte géologique. 2 fr. 75

N° 11. I. Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège (feuille de Foix). — II. Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne, par A. Lacroix, avec 12 figures dans le texte . . . . . 3 fr. »

N° 12. I. Nouvelle subdivision dans les terrains Bressans. — II. Bassin de Blanzy et du Creusot, par Delafond, avec 16 figures dans le texte . . . . . 1 fr. 50

N° 13. Les éruptions du Velay. I. Roches éruptives de Meygal. — II. Argiles métamorphosées par le phonolithe, à Saint-Pierre-Eynac, par P. Termier, avec 11 figures dans le texte . . . . . 1 fr. 50

N° 14. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris, par Gustave-F. Dollfus, avec 16 figures dans le texte et 1 carte. 4 fr. 75

N° 15. Note sur la formation géologique du Forez et du Roannais par Le Verrier, avec 41 figures dans le texte et 4 planches . . . . . 4 fr. 75

LA BORDURE SUD-OUEST DU MONT-BLANC

(LES PLIS COUCHÉS DU MONT-JOLY ET DE SES ATTACHES)

PAR

Étienne RITTER

Docteur ès sciences.

FACULTÉ des SCIENCES
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
de GRENOBLE

INTRODUCTION

Les montagnes qui font l'objet de cette étude courent parallèlement du sud-ouest au nord-est entre les vallées de l'Isère et de l'Arve. Elles appartiennent à la zone des chaînes cristallines et à celle des Hautes-Alpes calcaires. Sur la carte, elles occupent une partie des feuilles géologiques au 1/80.000e Albertville (169 *bis*) et Annecy (160 *bis*) de la Carte géologique détaillée de la France.

Quoique le Mont-Joly n'en soit ni le sommet culminant, ni le nœud central, au point de vue topographique, c'est lui qui donne la clef de la géologie de toute la région.

Celle-ci a fait l'objet de nombreux travaux dus à Charles Lory, à Alphonse Favre et à Gabriel de Mortillet, il y a quelque dix ans. En 1889, M. Hollande a publié un volume sur les dislocations des montagnes calcaires de Savoie. Un peu plus tard, M. Michel-Lévy publiait sur une chaîne voisine, sur les Aiguilles-Rouges et le Prarion, un mémoire qui m'a été un guide précieux, surtout dans l'étude des faciès du cristallin, du houiller et du trias. L'année suivante, j'ai donné une étude sur les massifs de Beaufort et du Grand-Mont ; de nouvelles courses m'ont amené

à interpréter différemment quelques faits et surtout à reconnaître les relations de ces massifs avec les régions voisines. Je reprendrai donc les grands traits de cette étude dans le présent mémoire. A une époque un peu antérieure, Maillard débrouillait la structure géologique des montagnes calcaires situées sur les deux rives de l'Arve; une mort prématurée l'empêcha malheureusement de terminer ses recherches. Celles-ci furent reprises par M. Haug; mais ce dernier, achevant un travail qu'il n'avait pas commencé, n'est arrivé qu'à des résultats imparfaits.

Outre ces ouvrages principaux, il a été publié plusieurs notes de moindre importance. Aussi semblait-il qu'il y eût difficilement place pour une nouvelle description générale.

Cependant tous ces travaux n'avaient pas abouti à une vue d'ensemble sur la géologie de cette partie de la Savoie. C'est que dans des régions aussi difficiles, où les fossiles font presque toujours défaut et où la tectonique est très compliquée, il n'est guère possible d'arriver à la vérité autrement que par une série d'approximations successives.

Enfin, l'année dernière, M. Marcel Bertrand et moi, nous avons trouvé que le Mont-Joly était formé par cinq plis couchés empilés les uns sur les autres. Les courses de la fin de l'an dernier et celles de cette année m'ont permis de raccorder ces plis avec ceux des montagnes voisines, de relier tous les faits épars, de faire une série de découvertes nouvelles et d'arriver à une solution d'ensemble sur la géologie de la contrée.

Aussi le moment me semble-t-il venu de coordonner et de publier le résultat de mes recherches. Celles-ci portent, d'une part, sur l'extrémité méridionale du Mont-Blanc et les chaînes cristallines qui s'étendent depuis là à l'Isère, et, d'autre part, sur le Mont-Joly et les hautes chaînes calcaires qui dominent les deux rives de l'Arve, en amont de Cluses.

Un problème reste à résoudre. C'est le raccord des plis couchés des deux rives de l'Arve avec ceux de la Dent du Midi. De nombreuses données nouvelles me permettent déjà d'en entrevoir la solution, à la recherche de laquelle je compte consacrer une nouvelle campagne de courses. Mais je crois préférable de séparer cette étude du présent mémoire et d'en faire l'objet d'un autre bulletin.

Ce volume est le résultat de mes courses des cinq étés de 1892 à 1896 et des études faites pendant l'hiver sur les matériaux recueillis.

Durant ces recherches, j'ai contracté de nombreuses dettes de reconnaissance qu'il m'est agréable de rappeler ici. Tout d'abord, je tiens à remercier vivement M. A. Michel-Lévy, notre directeur de la Carte géologique, pour les excellents conseils qu'il m'a donnés et la bienveillance avec laquelle il m'a aidé dans mes études pétrographiques. Je dois également une grande reconnaissance à M. Marcel Bertrand qui, à plusieurs

reprises, m'a accompagné dans des courses et m'a fait largement bénéficier de sa grande connaissance de la géologie alpine.

Enfin, je suis heureux de remercier tout particulièrement mon premier maître, M. le professeur L. Duparc, et mon ami M. A. Delebecque qui m'ont toujours encouragé de leurs conseils et de leur sympathie, ainsi que les personnes qui m'ont aidé dans mes travaux, et spécialement MM. Fouqué, Zeiller, de Lapparent, Termier, Lacroix, de Margerie, Louis Mrazec et Ét. Joukowsky.

LISTE

DES OUVRAGES RELATIFS A LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

1. — 1779-96. — **H.-B. de Saussure.** Voyage dans les Alpes.
2. — 1798. — **Dolomieu**. Rapport fait à l'Institut national sur ses voyages de l'an V et de l'an VI (*Journal des Mines*, t. VII).
3. — 1808. — **Brochant de Villers**. Observations géologiques sur les terrains de transition qui se rencontrent dans la Tarentaise et autres parties de la chaîne des Alpes (*Journal des Mines*, t. XXIII).
4. — 1823. — **Bakewell**. Travels comprising observations made during a residence in the Tarentaise and various parts of the Greacian and Permine Alps in the Schwizerland and Auvergne 1823.
5. — 1828. — **Adolphe Brogniart.** Observations sur les végétaux fossiles des terrains d'anthracite des Alpes (*Annales des Sciences naturelles*, t. XIV).
6. — 1838. — **Mgr Rendu.** Traits principaux de la géologie de la Savoie (*Mémoires de l'Académie de Savoie*).
7. — 1840. — **Dufrenoy**. Age géologique des anthracites des Alpes (*Bull. Soc. Géol. de France*, 1re série, t. XI).
8. — 1855. — **Scipion Gras**. Introduction à un essai sur la constitution géologique des Alpes centrales de la France et de la Savoie (*Bull. Soc. Géol. de France*, 2e série, t. VII).
9. — 1855. — **A. Gaudry**. Résumé des travaux qui ont été entrepris sur les terrains antraxifères des Alpes de la France et de la Savoie (*Bull. Soc. Géol. de France*, 2e série, t. XII).
10. — 1858. — **A. de Mortillet**. Géologie et minéralogie de la Savoie (*Annales de la Chambre Royale d'agriculture et de commerce de Chambéry*. Chambéry, Imprim. Nation., 1858).
11. — 1859. — **A. Favre**. Mémoire sur les terrains liasiques et keupériens de la Savoie (*Mémoires de la Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève*, t. XV).
12. — 1861. — **A. Favre**. Notice sur la réunion de la Société géologique de France en Maurienne, en septembre 1861 (*Arch. des Sciences Phys. et Nat. de Genève*).
13. — 1861. — **Charles Lory.** Procès-verbaux de la réunion extraordinaire et des excursions de la Société géologique de France dans la Maurienne et le Briançonnais (*Bull. Soc. Géol. de France*, 2e série, t. XVIII).
14. — 1862. — **Alph. Favre**. Carte géologique des parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse, voisines du Mont-Blanc, au 1/150.000e.

15. — 1866. — **C. Lory et Vallet.** Carte géologique de la Maurienne et de la Tarentaise (*Bull. Soc. Géol. de France*, 2e série, t. XXIII).
16. — 1867. — **Alph. Favre.** Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse, voisines du Mont-Blanc. 3 vol., 1 atl. (Paris, Victor Masson et fils, 1867).
17. — 1869. — **Ch. Lory.** Note sur la Carte géologique de la Savoie de MM. Lory, Pillet et Vallet (*Mémoires de l'Académie de Savoie*, 1869).
18. — 1869. — **Lory, Pillet et Vallet.** Carte géologique du département de la Savoie au 1/150.000e.
19. — 1874. — **Ch. Lory.** Essai sur l'orographie des Alpes du Dauphiné et de la Savoie, considérée dans ses rapports avec la structure géologique de ces montagnes (*Annuaire du C. A. F.*, 1re année, 1874).
20. — 1876. — **Osw. Heer.** Flora fossilis Helvetiæ. Die Steinkohlenflora.
21. — 1877. — **Ch. Lory.** Caractères distinctifs du permien et du trias dans les Alpes et dans les autres régions (*Bull. Soc. Géol. de France*, 3e série, t. V).
22. — 1883. — **J. Pillet.** Étude sur la géologie de l'arrondissement d'Albertville (*Congrès des Sociétés savantes savoisiennes ; compte rendu de la 6e session.* Albertville, imp. Hodoyer, 1883).
23. — 1883. — **J. Révil.** Études géologiques sur la vallée de Beaufort (*Congrès des Sociétés savantes savoisiennes*, 6e session).
24. — 1884. — **W. Gershom Collingwood.** The limestone Alps of Savoy; a study in physical geology. 1 vol. in-8°, XXIII, 206 p. (Orpington).
25. — 1889. — **D. Hollande.** Étude sur les dislocations des montagnes calcaires de la Savoie (*Bull. Soc. d'Hist. nat. de la Savoie*, 1889).
26. — 1889. — **G. Maillard.** Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville, et de la région comprise entre le Buet et Sallanches (Haute-Savoie) (*Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 6, 64 p., 9 pl.).
27. — 1890. — **A. Michel-Lévy.** Étude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc (*Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 9).
28. — 1891. — **G. Maillard.** Note sur diverses régions de la feuille Annecy. Précédée d'une note de M. Michel-Lévy sur les derniers travaux de G. Maillard (*Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 22).
29. — 1891. — **C. Diener.** Der Gebirgsbau der Westalpen (Wien, F. Tempsky).
30. — 1891. — **P. Termier.** Étude sur la constitution géologique du massif de la Vanoise (*Bull. Serv. Carte Geol. de France*, n° 20).
31. — 1892. — **A. Michel-Lévy.** Note sur la prolongation vers le sud de la chaîne des Aiguilles-Rouges. Montagnes de Pormenaz et du Prarion (*Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 27).
32. — 1892. — **L. Duparc et L. Mrazec.** Recherches sur la protogine du Mont-Blanc et sur quelques granulites filoniennes qui la traversent (*Arch. des Sciences Phys. et Nat. de Genève*, 3e pér., t. XXVII).
33. — 1892. — **L. Mrazec.** La protogine du Mont-Blanc et les roches éruptives qui l'accompagnent (Genève, thèse de doctorat, 1892).
34. — 1892. — **E. Haug.** Sur la formation de la vallée de l'Arve (*C. R. Acad. des Sciences*, Paris, 21 novembre).
35. — 1892. — **E. Haug.** Continuation vers le sud des plis de la Dent du Midi (*C. R. des séances Soc. Géol. de France*, p. CLXXIV).

36. — 1893. — **A. Delebecque.** Les lacs des Sept-Saux et de la Girotte (*C. R. Acad. des Sciences*, Paris, 27 mars).
37. — 1893. — **A. Delebecque.** Carte du lac de la Girotte (Atlas des lacs français, publié par le Ministère des Travaux publics).
38. — 1893. — **L. Duparc et Étienne Ritter.** Les massifs cristallins de Beaufort et de Cevins (*Arch. des Sciences Phys. et Nat. de Genève*, 3e pér., t. XXX).
39. — 1894. — **E. Haug.** Les zones tectoniques des Alpes de Suisse et de Savoie (*C. R. Acad. des Sciences*, Paris, 19 mars).
40. — 1894. — **E. Haug.** L'origine des Préalpes Romandes et les zones de sédimentation des Alpes de Suisse et de Savoie (*Arch. des Sciences Phys. et Nat.*, 15 août).
41. — 1894. — **L. Duparc et Étienne Ritter.** Les formations du carbonifère et les quartzites du trias dans la partie nord-ouest de la première zone alpine (*Mémoires de la Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève*, t. XXXII, 1re partie, n° 4).
42. — 1894. — **L. Duparc et Étienne Ritter.** Les éclogites et les amphibolites du massif du Grand-Mont (*Arch. des Sciences Phys. et Nat. de Genève*, 3e pér., t. XXXI).
43. — 1894. — **P. Termier.** Le massif des Grandes-Rousses (*Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 40).
44. — 1894. — **Étienne Ritter.** Les massifs de Beaufort et du Grand-Mont (Genève, thèse. Georg et Cie, 1894).
45. — 1894. — **Carte géologique de France.** Feuille au 1/80.000e Annecy (160 *bis*).
46. — 1894. — **L. Duparc.** Prolongement supposé de la chaîne de Belledonne vers le nord (*Arch. des Sciences Phys. et Nat.*, 3e pér., t. XXXI).
47. — 1894. — **Étienne Ritter.** Note sur la première zone alpine dans la partie nord-ouest de la feuille Albertville (dans le *Compte rendu des Collaborateurs* du *Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 38).
48. — 1895. — **A. Offret.** Prolongement de la chaîne des Aiguilles-Rouges et de la chaîne de Belledonne (dans le *Compte rendu des Collaborateurs* du *Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 44, p. 135).
49. — 1895. — **J. Révil.** Note sur le vallon de Naves et sa prolongation vers le nord (dans le *Compte rendu des Collaborateurs* du *Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 44, p. 140).
50. — 1895. — **L. Duparc et Étienne Ritter.** Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec le flysch (*C. R. Acad. des Sciences*, Paris, avril 1895, et *Arch. des Sciences Phys. et Nat. de Genève*, 3e pér., t. XXXIII).
51. — 1895. — **Étienne Ritter.** Note sur la terminaison de la chaîne du Mont-Blanc au sud et de la chaîne de Belledonne au nord (*Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 44, p. 144).
52. — 1895. — **E. Haug.** Étude sur la tectonique des hautes chaînes calcaires de Savoie (*Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 47).
53. — 1896. — **Marcel Bertrand et Étienne Ritter.** Sur la structure du Mont-Joly, près Saint-Gervais (Haute-Savoie) (*C. R. Acad. des Sciences*, Paris, 10 février).
54. — 1896. — **Étienne Ritter.** Extrémité méridionale du Mont-Blanc et massif du Mont-Joly (*Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 53, p. 190).
55. — 1896. — **J. Révil.** Note sur le vallon de Roselend et le col du Bonhomme (*Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 53, p. 188).

56. — 1896. — **M. Bertrand**. La Tarentaise au nord de l'Isère (*Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 53, p. 145).

57. — 1896. — **Sir John Lubbock**. The scenery of Swizerland and the causes of which it is due (London, Macmillan and C°, Ldt.).

58. — 1896. — **L. Duparc**. Note sur les roches éruptives basiques et sur les amphibolites de la chaîne de Belledonne (*Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 55).

PREMIÈRE PARTIE

HISTORIQUE

La vallée de l'Arve est la grande voie qui conduit les alpinistes au pied du Mont-Blanc. Aussi, en allant à Chamounix, de Saussure l'a-t-il parcourue avec soin. Il y consacre deux chapitres du premier volume de ses voyages. Et déjà il y décrit tout au long le pli en S de la cascade d'Arpenaz et donne de sa partie inférieure une vue fort jolie et très fidèle pour l'époque (vol. I, ch. IV, *De Cluses à Sallanches*). Dans le chapitre suivant, il s'occupe longuement de l'éboulement qui domine Servoz et reproduit une lettre du naturaliste Vitaliano Donati datée de 1751. Ce dernier avait été envoyé sur les lieux par le roi du Piémont à la nouvelle de la catastrophe et avait pu observer de nombreux éboulements secondaires qui avaient succédé au plus important. La fin du volume est consacrée à la vallée de Chamounix.

Mais dans le tome suivant, de Saussure, se rendant à Courmayeur, décrit tout au long la travervée des cols du Bonhomme et des Fours, avec un charme naïf et pittoresque qui donne une grande saveur à son récit. C'est là, § 763, qu'il décrit les grès singuliers du col des Fours, en les séparant d'avec les roches cristallines et en les comparant au grès des Vosges. Plus tard, Ch. Lory et l'abbé Vallet trouveront dans ces grès des fossiles de l'infralias.

De Saussure indique en passant que le Mont-Blanc se continue par des roches cristallines sous les grands rochers calcaires de la chaîne des Bancs. Nous verrons dans le cours de cet ouvrage que cette opinion, combattue par A. Favre, est la juste et que de Saussure, guidé par sa merveilleuse compréhension de la montagne et de la nature, avait trouvé d'emblée la vérité.

Chose curieuse, quoique passant tout près, de Saussure n'a pas remonté la vallée de l'Isère en amont d'Albertville.

Ce n'est qu'au commencement de ce siècle que deux naturalistes, envoyés par l'École des mines, Dolomieu (2)[1] et Brochant de Villers (3), y firent les premières recherches. Ce dernier surtout, dans une course d'Albertville à Mou-

[1] Les chiffres entre parenthèses indiquent les numéros de la liste bibliographique.

tiers, reconnut les divers faciès du cristallin et notamment le pointement de protogine de Cevins, dont il fit un gneiss ancien.

Mais la vallée de l'Arve, large et riante, attirait plus encore les touristes et les savants, et, en 1821, Alexandre Brogniart, faisant une ascension aux Fiz, y retrouvait les mêmes fossiles qu'à la perte du Rhône à Bellegarde. Dans son *Études sur les caractères zoologiques des formations* publiée dans les *Annales des Mines,* il fondait la stratigraphie et la basait sur des données paléontologiques.

C'est sept ans plus tard qu'Élie de Beaumont signalait l'anomalie de Petit-Cœur, et, depuis ce moment jusqu'à la réunion de la Société Géologique de France en Maurienne en 1861, une quantité de mémoires furent publiés sur ce sujet. Cette discussion, célèbre dans les annales de la géologie, amena dans la région qui nous occupe une foule de savants et fut très profitable à l'établissement de l'échelle chronologique des terrains et à l'étude lithologique des divers étages.

Mais à cette époque les recherches tectoniques n'existaient pour ainsi dire pas, et c'est seulement il y a trois ans que M. J. Révil et moi avons étudié le prolongement au nord de l'accident pli-faille de Petit-Cœur.

En 1858, parut l'ouvrage de M. Gabriel de Mortillet sur la géologie et la minéralogie de la Savoie (10). L'auteur parle longuement du massif de Beaufort qui, d'après lui, consiste en talcschistes, micaschistes passant à des gneiss et parfois protogines occupant le centre des massifs.

Toutefois, il n'apporte pas de renseignements bien précis et bien nouveaux. Le dernier chapitre contient une liste intéressante et tout à fait complète des gisements de minéraux et de matériaux utiles de cette partie de la Savoie. Il en est plusieurs d'entre eux que je n'ai pas pu retrouver et qui prennent ainsi un intérêt historique.

L'année suivante, Alph. Favre (11) donnait l'explication de l'anomalie de Petit-Cœur, et, ses recherches ayant convaincu tous les géologues présents à la réunion de la Société Géologique de France, qui eut lieu en Maurienne deux ans plus tard, en 1861, le débat fut clos.

Puis bientôt parurent la Carte d'Alphonse Favre (14) et son bel ouvrage sur la Savoie (16) où il avait rassemblé et coordonné ses études sur ce pays, faites durant trente années de travail.

Je ne saurais résumer toutes les données, si nombreuses, qui ont trait de près ou de loin à la région qui fait l'objet de ce mémoire. Deux chapitres cependant (ch. XXIV et ch. XXV) sont exclusivement consacrés aux massifs de Mégève et du Grand-Mont, et dans le premier d'entre eux Alph. Favre avance une explication qui prouve qu'il a failli se rendre compte de la structure du Mont-Joly, car il dit : *Peut-être y a-t-il dans cette épaisseur de terrain jurassique que j'ai estimée à 1370 mètres un de ces grands contournements dont les couches de la cascade d'Arpenaz peuvent donner l'idée; mais on n'en voit aucune trace au Mont-Joly; les couches y paraissent à peu près horizontales.* Il est vrai que plus loin il indique une couche d'anthracite que Delaharpe

place au dessus de la cargneule, et il ajoute : « J'ai déjà dit que je ne croyais pas à la présence du terrain antraxifère au dessus de la cargneule. » Cette superposition anormale provient tout simplement d'un renversement des couches, qui marque la trace d'un des anticlinaux couchés, comme je le démontrerai dans cet ouvrage.

L'ouvrage d'Alphonse Favre contient un assez grand nombre de coupes intéressantes, et j'aurai à en reparler souvent.

Deux ans plus tard, en 1869, Lory, Pillet et Vallet publiaient une carte géologique (18) comprenant exclusivement la Tarentaise et la Maurienne, c'est-à-dire les montagnes situées au sud des chaînes marquées sur la Carte d'Alphonse Favre. Cette nouvelle carte mettait en relief les relations des chaînes sur les deux rives de l'Isère. Malheureusement il n'a pas été publié de texte pour l'accompagner, si ce n'est une courte notice de Charles Lory (17) et l'œuvre est ainsi restée inachevée.

Cependant, en 1883, l'un des auteurs, Pillet, donnait au Congrès des Sociétés savantes de Savoie à Albertville une petite note géologique sur l'arrondissement de ce nom (22). Cette notice et une autre due à M. J. Révil (23) et publiée à la même occasion n'apprennent pas grand'chose de nouveau.

Six ans plus tard, en 1889, M. Hollande publiait son étude sur les dislocations calcaires de la Savoie (25), dont quelques paragraphes seulement ont trait à la vallée de l'Arly.

A cette époque, et depuis quelques années déjà, Maillard travaillait à la Carte géologique de la France pour relever les contours de la feuille Annecy (160 *bis*), et en cette même année 1889, il donnait un premier mémoire (26) où il a consacré une page à l'étude du Buet et a donné une coupe intéressante du soubassement du massif de Platé.

Puis il continuait ses courses et ses recherches que la mort devait interrompre, hélas! prématurément. Cependant le Service de la Carte géologique a publié en 1892 un second bulletin (28) qui contient ses dernières observations. Je ne saurais trop rendre hommage ici à Maillard, car mes courses m'ont amené à reconnaître l'exactitude de plusieurs de ses coupes, que mon ami M. E. Haug a déclarées inexactes dans un récent travail, et à admirer avec quelle sagacité et quelle énergie Maillard avait poursuivi ses recherches jusqu'à la dernière heure. Dans cet ouvrage posthume, il donne une série d'observations précieuses sur les montagnes du Fer à Cheval, de Sixt, du col d'Anterne et de la chaîne des Fiz.

La même année, M. Termier, dans un mémoire sur le massif de la Vanoise (30), page 55, compare des schistes rouges lie de vin qu'il a recueillis dans la vallée de l'Arly, près de Flumet, aux roches de la Vanoise, d'âge permien, dont il venait de donner dans les pages précédentes une superbe monographie pétrographique.

Il y a dans l'analogie de composition et de structure microscopique de ces roches un grand intérêt, car j'ai été amené à faire de ces schistes de Flumet, qui sont en discordance sous le houiller, un niveau supérieur des schistes X

(précambrien?) de la Carte géologique de France, à cause de leur caractère plus ou moins détritique qui avait déjà frappé M. Termier.

En 1892, M. Michel-Lévy a donné, sur une région limitrophe de celle qui fait l'objet de cette étude, un mémoire très important qui montre que le Prarion est la suite des Aiguilles-Rouges et qu'il doit à un décrochement sa position topographique actuelle. Nous verrons l'influence de ce décrochement quand nous étudierons le massif de Platé.

Durant les années suivantes j'ai publié avec M. L. Duparc une ou deux notes; j'ai donné une étude des massifs de Beaufort et du Grand-Mont et surtout une étude pétrographique des roches éruptives et cristallines qu'on y rencontre.

D'autres auteurs ont également fait paraître une série de notes qui portent sur des points de détail. Aussi n'en parlerais-je qu'au cours de ce volume, sans les résumer ici. D'ailleurs on les trouve indiquées à la bibliographie.

J'ai cependant encore à signaler un mémoire qui a paru l'année dernière et qui est dû à la plume de M. Haug. J'aurai souvent à revenir sur cet ouvrage où l'auteur fait preuve d'une érudition tout à fait remarquable. Celle-ci l'a conduit parfois à faire des généralisations un peu hâtives et à négliger des observations de détail qui, dans des régions aussi compliquées que celle qui nous occupe, permettent seules d'arriver à la vérité. J'aurai trop souvent à revenir sur cet ouvrage dans le courant de ce bulletin, pour qu'il soit utile de le résumer ici.

En février 1896, M. Marcel Bertrand et moi nous avons publié, dans les Comptes rendus de l'Académie des sciences de Paris, une note sur la structure géologique du Mont-Joly.

Enfin le Service de la Carte géologique a publié, en 1894, les feuilles Annecy (160 *bis*) et Valorcine (160 *ter*); en 1895, la feuille Saint-Jean-de-Maurienne (179), et va publier incessamment celle d'Albertville (169 *bis*).

APERÇU GÉOGRAPHIQUE

Les deux grandes coupures transversales de l'Arve au nord et de l'Isère au sud délimitent le tronçon des chaînes alpines à l'étude desquelles je me suis attaché.

Comme je l'ai déjà dit, le nœud géologique de tout cet ensemble est le Mont-Joly. L'ascension de ce sommet est à recommander, car on y jouit d'une vue merveilleuse, et c'est le meilleur observatoire des montagnes que nous allons décrire.

L'on se trouve alors au sommet d'une pyramide, qui de tous côtés domine d'immenses pâturages verdoyants, aux croupes arrondies et aux pentes douces; ces pâturages sont coupés de forêts de sapins noirs et de clairs ruisseaux les découpent en mille petits bassins.

Plus loin, dans l'encadrement, apparaissent, au sud comme au nord, des chaînes arides qui contrastent étrangement avec ces verts et paisibles alpages. Les chaînes du sud et celles du nord ne se ressemblent d'aucune manière; les premières, cristallines, profilent des crêtes aiguës, aux escarpements de roches fauves, groupés sans ordre et qui dominent de grands pierriers désolés. Au nord, au contraire, la chaîne des Aravis présente de longs rubans de terrains sédimentaires à pentes diversement inclinées et prend l'aspect d'un mur uniforme et veiné. Le mur des Aravis et les crêtes cristallines semblent se rejoindre au sud-ouest dans le lointain.

Si alors l'on se tourne du côté de l'est, on aperçoit droit devant soi le gigantesque massif du Mont-Blanc, éblouissant sous sa blanche parure de neige et si écrasant par l'ampleur de ses proportions que les pâturages du col Joly et du col de Voza situés au pied, au premier plan, disparaissent, anéantis par la comparaison.

Sur la carte, la région que j'ai étudiée et qui se voit presque tout entière de la pyramide surbaissée à trois arêtes qu'est le Mont-Joly, cette région, dis-je, a la forme d'un vaste quadrilatère dont les deux grands côtés sont allongés dans le sens de la direction générale des chaînes, c'est-à-dire du sud-ouest au nord-est, et dont les deux petits côtés sont formés approximativement par la vallée de l'Arve avec celle de son affluent le Bon-Nant et la vallée de l'Isère entre Albertville et Notre-Dame-de-Briançon.

Chacun des grands côtés de ce quadrilatère a environ 50 kilomètres de long; chacun des petits, 30 kilomètres; la surface comprise entre eux est d'environ 450 kilomètres carrés. Ses limites comprennent, au sud de Cluses, la chaîne

des Aravis jusqu'à Ugines, la vallée de l'Arly depuis là et celle de l'Isère entre l'embouchure de l'Arly et le village de Notre-Dame-de-Briançon. Puis, au sud-est, cette étude comprend le versant nord du vallon de Naves, jusqu'au col de la Louze, la chaîne de Roche-Parstire, le vallon de Roselend et l'extrémité méridionale du Mont-Blanc en longeant les cols des Fours et de la Seigne. A l'est, elle confine à la chaîne du Prarion décrite par M. Michel-Lévy; enfin j'ai étudié les montagnes qui dominent la rive droite de l'Arve, entre Servoz et Cluses.

A part les sommets de l'extrémité sud du massif du Mont-Blanc, il n'est pas de cime qui atteigne 2800 mètres; mais il y a toute une série de pics dont les altitudes s'échelonnent de 2000 à 2800 mètres et qui se couvrent d'un manteau de neige des mois d'octobre à juin; plusieurs d'entre eux en gardent quelques témoins durant tout l'été.

Quoique le Mont-Joly (2547 m.) soit le nœud central au point de vue géologique, il n'en est pas le sommet le plus élevé, et le mont Roselette (2690 m.) et le Grand-Mont (2693 m.) dans les chaînes cristallines, la Tête de Colonney (2692 m.) et Pointe-Percée (2752 m.) dans les chaînes calcaires, profilent dans le ciel des aiguilles plus élevées et, pour les deux dernières, plus hardies.

Les deux grands cours d'eau de l'Arve et de l'Isère sont les deux collecteurs naturels des torrents de la région.

Mais la ligne de partage de leurs bassins est mal marquée. Très sinueuse, elle descend de la crête des Aravis sur Croisse-Beaulet, longe la croupe du col Jaillet, traverse le seuil de Mégève où elle est mal définie, pour remonter et escalader la crête qui s'étend du Mont-Joly au mont des Aiguilles; de là elle redescend au col Joly et prend une forme encore plus sinueuse au travers des montagnes cristallines situées au sud. Si la ligne de partage entre ces deux cours d'eau est peu nette, il n'en est pas de même de l'allure de leurs affluents. La vallée de l'Arve entre Saint-Gervais et Cluses a un cachet tout particulier. Sa rive droite est dominée par les montagnes abruptes des Fiz, de l'Aiguille de Varens, et par l'arête qui prolonge celle-ci au nord. Ces montagnes escarpées supportent l'immense plateau calcaire du désert de Platé, recouvert au nord par le flysch dans tout le massif des Grands-Vents. Sur ce versant il n'y a pas de cours d'eau, à l'exception de torrents dévastateurs comme ceux de Reninge et de Luzier, où l'administration des eaux et forêts a dû construire d'importants barrages, ou d'autres, comme le Nant-d'Arpenaz, qui ne sont qu'une suite de cascades étagées. Cette même hydrographie se retrouve sur la rive gauche, en aval du point où la chaîne des Aravis rejoint la grande vallée, près de Blancheville.

Mais, en amont de ce hameau, la rive gauche, constituée principalement par les assises délitables du lias, offre une suite de mamelons ondulés, séparés par des cours d'eau dont le tronc principal se ramifie en mille ruisseaux, étalés dans de vastes bassins de réception.

Seul l'affluent situé le plus en amont, le Bon-Nant, qui se jette dans l'Arve

au Fayet, a un caractère différent, parce qu'il coule en grande partie à travers des gorges cristallines.

Le drainage sur le versant de l'Isère est absolument autre, parce qu'il se fait presque exclusivement aux dépens des chaînes cristallines. D'une manière générale l'on peut dire que dans la région que nous étudions le drainage se fait, au nord pour les montagnes calcaires, au sud pour les montagnes cristallines.

La vallée de l'Isère récolte les eaux des quelques torrents sans grande importance qui s'échelonnent depuis celui de la vallée de Naves jusqu'à celui de Tours.

Quelques-uns, comme le torrent de Bâmont et celui de la Grande-Maison, sont très encaissés et se sont creusé dans les schistes cristallins redressés des gorges sauvages, analogues aux gorges célèbres du Trient.

D'autres, comme le torrent de la Gravax et celui des Martinettes, poursuivent avec rapidité leur œuvre de destruction; ils ont accumulé de gigantesques cônes de déjection à leur débouché dans la vallée de l'Isère et menacent même les villages construits sur ceux-ci.

Mais le véritable drainage de toute la région est l'œuvre de l'Arly et surtout de son affluent, le Doron de Beaufort qui s'y jette à moins de deux kilomètres en amont d'Albertville.

De Flumet à Ugines, l'Arly suit une gorge encaissée, des plus pittoresques, et reçoit sur sa rive droite les torrents de l'Argentière, du Flon et de La Chaise, qui lui apportent les eaux tombées sur le versant méridional des Aravis. Ses affluents de la rive gauche sont presque nuls. Le Doron de Beaufort, lui, pénètre jusqu'au cœur des chaînes cristallines par une vallée étroite qui s'élargit en amont de Quiège.

A Beaufort, il est formé par la réunion de trois branches principales, fortement encaissées. L'une, sous le nom de Dorinet, descend de la vallée d'Hauteluce et a sa source dans le merveilleux lac alpin de la Girotte.

La seconde, qui suit le fond de la vallée d'Arêches, est due à la réunion de deux torrents, dont l'un descend de la vallée de la Dray et l'autre de la vallée de Poncellamont; celui-ci est également le collecteur de deux autres torrents descendus du col de la Louze et du col du Cormet d'Arêches. Une même subdivision à l'infini dans des vallées différentes aboutissant à une série de cols se montre aussi l'apanage de la troisième branche du Doron de Beaufort. C'est la rivière maîtresse qui garde le nom du cours d'eau principal le plus en amont, près de sa source, jusqu'au hameau du Fontanu. Là elle subit à son tour une triple subdivision dans le torrent du Célestet, celui de la Gitte et celui de Treycol qui drainent les trois vallées des mêmes noms.

Il y a un contraste frappant entre les affluents de l'Arve, de Saint-Gervais à Magland, affluents qui sont tous alignés parallèlement, et cette ramification à l'infini du Doron de Beaufort dans tant de vallées orientées chacune dans une direction différente.

Les cols sont naturellement le résultat de l'allure des cours d'eau; sur la

rive droite de l'Arve, il n'y en a pas, et seuls quelques sentiers, qui grimpent à flanc de montagne, conduisent aux pâturages de Platé ou de Flaine.

Sur l'autre versant de la vallée, le col Jaillet, de plusieurs kilomètres d'étendue, est plutôt une longue crête qui sépare deux bassins qu'une dépression bien marquée. Le seuil de Mégève est à peine un col, et le col Joly, s'il est mieux marqué que son congénère et parallèle, le col Jaillet, parce que les cimes de Roselette et du mont des Aiguilles le dominent de 500 à 600 mètres, est également formé par une crête, qui garde une altitude moyenne de 1980 à 2080 mètres sur près de quatre kilomètres de longueur.

La région au sud, au contraire, présente une multitude de vallées, qui communiquent entre elles par une série de dépressions profondes, qu'il serait oiseux d'énumérer ici, et dont les deux plus importantes, le col de Bâmont et celui de la Louze, conduisent de la vallée du Doron de Beaufort dans celle de l'Isère.

DEUXIÈME PARTIE

STRATIGRAPHIE

Comme la région étudiée s'étend depuis les massifs cristallins centraux jusque près de Cluses, on y rencontre des roches éruptives et cristallines ainsi qu'un très grand nombre des étages de la série sédimentaire; ce sont :

Roches éruptives. — Des granits, des protogines, des microgranulites, des porphyres pétrosiliceux, des porphyrites, des orthophyres.

Roches cristallines. — Une série très complète de schistes cristallins qu'on peut grouper en plusieurs horizons, des églogites et des amphibolites.

Terrains sédimentaires. — Le houiller, le trias, le lias, le jurassique le crétacé; le tertiaire est représenté par le calcaire nummulitique et le flysch,

CHAPITRE PREMIER

Les granits.

§ 1er. — Introduction.

Le granit se montre dans quatre pointements principaux, à la *montagne d'Outray* et *Beaufort*, au *Mont-Bersend*, dans le *torrent du Planay* au dessus de Belleville et dans celui *de la Motte* près de Mégève. En outre, on le retrouve à *Beaubois* et à *Saint-Guérin*, quoique, en ces deux derniers endroits, ce soient plutôt des bancs complètement granitisés qui affleurent. Mais comme l'on ne peut plus reconnaître de trace du schiste primitif dans les coupes minces, j'ai préféré étudier ces roches en même temps que les granits. Ces granits sont en général de couleur claire et à grain moyen; exceptionnellement, les feldspaths y sont légèrement rosés; souvent la roche devient porphyroïde et montre de gros cristaux de feldspath qui peuvent atteindre jusqu'à 3 et 4 centimètres de longueur; le mica noir y est distribué d'une manière très régulière. Ces granits ressemblent beaucoup à ceux de Valorcine.

Ils appartiennent à la catégorie des granits en bosses[1], c'est-à-dire qu'ils sont montés au cœur d'anticlinaux anciens, en injectant plus ou moins profondément les schistes cristallins encaissants. A l'époque houillère ils étaient déjà très fortement dénudés, comme le prouvent les nombreux galets roulés de granit et de schistes injectés qu'on trouve dans les poudingues houillers de la vallée d'Hauteluce.

En outre, l'orientation générale des pointements allongés de roche éruptive concorde absolument avec celle des plis anticlinaux et synclinaux de la région, et il est probable que l'on a cinq traînées parallèles orientées nord-est-sud-ouest, celle de Mégève, celle du Planay, celle d'Outray, celle du Bersend, et enfin une traînée qui réunit les pointements de Beaubois et de Saint-Guérin.

Les dykes granitiques se rattachent au nord à celui de Valorcine dans la chaine des Aiguilles-Rouges, au sud à celui de Pussy, sur la rive gauche de l'Isère.

§ 2. — Caractères microscopiques et chimiques.

Ces granits correspondent à la formule suivante :

[1] A. Michel-Lévy. *Étude sur le granit de Flamanville et les granits français en général* (*Bull. Serv. Carte Géol.*, n° 36).

$$\Gamma\alpha\, \overline{F^{(1.5.6.7)}\, Mt\, a_1\, \underline{a'_1 q}}$$

Ils montrent donc les divers minéraux suivants :

Biotite, polychroïque, avec inclusions d'apatite et de zircon, quelques grains de sphène et de magnétite.

Apatite, souvent en cristaux libres dans la roche, inclus parfois dans la biotite et parfois dans les feldspaths.

Microcline, rare.

Oligoclase, fréquemment kaolinisé, avec les mâcles de carlsbad, de l'albite et du péricline.

Orthose, mâclé selon les lois de l'albite et de carlsbad ; contient parfois de nombreux filonnets d'albite.

Quartz, abondant, granitique, parfois granulitique ; prend aussi des formes pegmatoïdes.

Comme produits secondaires, on trouve la chlorite qui épigénise généralement la biotite, la damourite, la magnétite et la calcite.

Au point de vue chimique, leur composition moyenne est la suivante : silice (SiO^2) = 64,81, alumine (Al^2O^3) = 17,98, oxyde ferreux (FeO) = 3,05, chaux (CaO) = 2,25, magnésie (MgO) = 1,62, soude (Na^2O) = 5,70, potasse (K^2O) = 2,98, perte au feu = 1,60, et le total de l'analyse arrive à 99,99 pour 100.

Deux traits principaux caractérisent ces granits. Le premier est *la constance parfaite de leur acidité* ; en effet, la teneur en silice d'une série de types s'échelonnant des variétés à grain fin aux variétés porphyroïdes ne présente qu'un écart de 2,20 pour 100. Le second trait est *leur richesse en oligoclase* ; l'étude microscopique aussi bien que l'analyse chimique le prouvent, et l'on peut dire que ce sont des granits plagioclasiques. En effet, dans tous les échantillons étudiés, la soude prédomine sur la potasse et cette prédominance peut atteindre jusqu'à 3,02 pour 100.

Ces granits ont enfin une composition chimique voisine de celle que possèdent ceux de Valorcine dans la chaine des Aiguilles-Rouges et ceux de Gasteren sur le versant nord des Alpes Bernoises, comme le montrent les deux analyses suivantes publiées par M. L. Duparc, que je place en parallèle de l'analyse qui donne la composition moyenne des granits de Beaufort.

	Beaufort.	Valorcine.	Gasteren.
Silice (SiO^2) =	64,81	66,22	67,89
Alumine (Al^2O^3) =	17,98	18,59	15,96
Sesquioxyde de fer (Fe^2O^3) =			1,65
Oxyde ferreux (FeO) =	3,05	2,78	3,02
Protoxyde de manganèse (MnO) =	traces	traces	
Chaux (CaO) =	2,25	2,28	1,73
Magnésie (MgO) =	1,62	0,95	1,40
Potasse (K^2O) =	2,98	5,21	4,26
Soude (Na^2O) =	5,70	3,65	3,72
Perte au feu =	1,60		1,68

Si les granits de Beaufort sont *très uniformes au point de vue chimique*, il n'en est plus de même quant à leur structure microscopique. En effet, tout en gardant en général le type granitoïde, le quartz peut tendre vers les formes pegmatoïdes ou granulitiques, comme c'est le cas pour les pointements du Bersend, de Beaubois et de Saint-Guérin, où le quartz a une tendance très nette à s'individualiser.

Le granit de Valorcine a été étudié par M. A. Michel-Lévy qui en a donné la diagnose suivante : « Le granit de la Poya rappelle les variétés de granit gris, porphyroïdes, à grain moyen, du Plateau Central, ou encore les types de granit cambrien de Bretagne ; il est beaucoup plus riche en mica noir que la protogine.

« Au microscope, le mica noir a conservé intactes ses auréoles polychroïques autour des zircons ; il existe un peu de sphène. L'oligoclase abondant, l'orthose et quelques grains rares de quartz ancien se montrent englobés en débris dans de grandes plages d'anorthose à filonnets siliceux, jouant avec le quartz le rôle d'éléments de seconde consolidation. Les actions dynamiques ont eu pour résultat comme toujours de courber les lamelles hémitropes de certains feldspaths, de froisser les grandes plages de quartz qui présentent des mosaïques multiples à sutures compliquées ; on peut, en outre, leur rapporter le remplissage en quartz et séricite de certaines fissures. »

Cette diagnose correspond d'une manière frappante avec celle que j'ai donnée pour les granits de Beaufort.

Je vais passer maintenant à la description détaillée de chaque pointement éruptif, en donnant, pour chacun d'eux, la monographie des échantillons étudiés.

§ 3. — Pointement granitique d'Outray.

Le pointement le plus considérable est celui d'Outray : il forme une ellipse peu régulière longue de 5 à 6 kilomètres sur 1 de largeur. Sur le pourtour de cette ellipse, le granit a injecté profondément les schistes cristallins encaissants. En plusieurs endroits, et particulièrement sur l'arête d'Outray, le houiller recouvre ces schistes cristallins et masque ainsi la limite de l'ellipse d'injection.

On peut étudier le granit dans la partie supérieure des pâturages d'Outray ; sur le flanc de l'arête de ce nom, l'érosion a décapé la couverture formée par le houiller et les schistes cristallins, et le dernier escarpement, d'accès difficile, montre un granit blanc, très riche en biotite, peu porphyroïde ; au pied de l'escarpement, de nombreux blocs éboulés de ce granit permettent d'en étudier tous les caractères pétrographiques.

Le granit affleure également sur le chemin muletier qui conduit des Curtillets aux chalets d'Outray.

On rencontre la roche éruptive un peu avant d'arriver au sommet du col ; le col est sur les schistes cristallins très faiblement injectés. Si de ce point l'on monte sur l'arête d'Outray, dont la crête s'étend au nord-est, on atteint presque immédiatement le houiller, représenté par des schistes gréseux et couverts de paillettes miroitantes de muscovite.

Des couloirs très rapides descendent du bord sud du col sur le village de Ville-dessus et sont remplis de blocs de granit éboulés. A Ville-dessus, l'on retrouve en place la roche éruptive, qu'on suit sur le sentier qui relie cette localité et le village du Cernix, bâti sur les schistes cristallins. Mais le meilleur endroit pour étudier le granit et le plus facile d'accès consiste à suivre la gorge du Doron entre Beaufort et le Fontanu.

En plusieurs endroits, on a taillé dans le roc vif le chemin de grande communication qui est actuellement continu jusqu'à Roselend. On atteint par cette coupure le cœur du dyke granitique, tandis qu'en s'élevant en altitude ou en avançant sur les bords l'on peut étudier tous les passages entre le schiste franc et le granit typique. On peut retrouver le bord sud du culot éruptif, en montant de la Chappe au village du Bersend.

Les études microscopiques et les analyses chimiques ont porté sur une série d'échantillons pris à tous les points du massif granitique, de manière à avoir une idée exacte de sa manière d'être générale. Souvent les granits sont disposés en bancs. Sur les joints de ces derniers, ils sont chargés de séricite verdâtre et se délitent beaucoup plus facilement.

J'ai analysé trois échantillons pris : le n° 16, à l'extrémité nord-est du pointement, un peu au dessous du col d'Outray (à la cote 2000 mètres et en place) ; le n° 24, pris en place à Beaufort. Ces deux échantillons qui sont à grain fin sont donc pris sur les bords du massif granitique, l'un près de la couverture supérieure, l'autre au voisinage de la salbande occidentale. Le n° 23 a été pris à peu près au centre du massif, à 600 mètres de Beaufort, sur la route entre cette localité et le Cernix ; il a été pris en place à la cote 698 mètres. Cette roche montre des cristaux porphyroïdes d'orthose.

Analyses des granits du Pointement d'Outray.

	Analyse n° 16.	Analyse n° 24.	Analyse n° 23.
Silice (SiO^2)	65,65	64,45	65,30
Alumine (Al^2O^3)	19,42	16,92	18,15
Oxyde ferreux (FeO)	2,10	3,77	2,22
Protoxyde de manganèse (MnO)	traces	traces	traces
Chaux (CaO)	2,15	1,35	2,55
Magnésie (MgO)	1,55	2,81	1,15
Potasse (K^2O)	3,28	2,95	2,76
Soude (Na^2O)	6,30	5,54	5,30
Acide phosphorique (P^2O^5)		traces	traces
Perte au feu (H^2O)	0,70	2,08	2,44
	101,15	99,87	99,86

Nous allons donner une monographie des échantillons étudiés; ce qui permet de présenter les faits indépendamment de toute explication théorique.

BEAUFORT, n° 16[1]. — *Granit pris au dessous du col d'Outray à la cote 2000 mètres.*

A l'œil nu :

Roche à grain moyen, riche en biotite hexagonale, avec développement porphyroïde de quelques grands cristaux d'orthose. C'est l'un des types analysés.

Au microscope :

Biotite présentant un polychroïsme intense, sphène; oligoclase et orthose plus rare, kaolinisés; quartz granitoïde abondant. La roche accuse des phénomènes dynamiques intenses. Les quartz à extinctions onduleuses sont frangés d'esquilles.

BEAUFORT, n° 20. — *Granit pris sur la route de Beaufort au Cernix.*

A l'œil nu :

La roche est à grain fin; le feldspath légèrement rosé; la biotite rare paraît altérée; quelques grands cristaux d'orthose mesurent plusieurs centimètres de longueur.

Au microscope :

La biotite est presque complètement épigénisée en chlorite, selon p (001); cette dernière, polarisant dans le gris bleu, doit probablement être rattachée à la ripidolite; elle garde un léger polychroïsme dans les teintes vertes; l'oligoclase, dont quelques rares individus montrent encore les mâcles de l'albite et du péricline; l'orthose, en grandes plages, de consolidation postérieure, montre dans son intérieur du quartz secondaire; quartz granitoïde.

BEAUFORT, n° 23. — *Granit pris à 600 mètres de Beaufort sur la route de Beaufort au Cernix.*

A l'œil nu :

Roche à grain moyen, avec cristaux porphyroïdes d'orthose aplatis selon g^1 (010). C'est un des types analysés.

Au microscope :

Biotite, avec inclusions de zircons à auréoles polychroïques; apatite abondante en cristaux inclus dans les micas ou libres dans la roche; sphène. L'oligoclase, en nombreux cristaux, fortement décomposé, présente les mâcles de l'albite et de carlsbad.

L'orthose montre certains grands cristaux, coupés de veines d'albite et de quartz à structure microperthitique, et renferme à l'état d'inclusions les éléments du granit à l'exception du quartz; quartz granitoïde.

[1] Les numéros des échantillons étudiés renvoient à la *Collection micrographique de l'Institut minéralogique et géologique de l'Université de Genève.*

BEAUFORT, n° 24. — *Granit pris à Beaufort.*

A l'œil nu :

C'est un granit à grain fin dont le feldspath est rose; il a été analysé.

Au microscope :

Le mica, chloritisé, contient des inclusions d'apatite et de magnétite; la chlorite est remarquablement polychroïque; les feldspaths oligoclase et orthose présentent, le premier les mâcles de carlsbad, de l'albite et du péricline, le second celle de carlsbad. Des cristaux d'oligoclase empâtés dans l'orthose ont été transformés partiellement en grains de calcite; dans l'orthose on trouve aussi des lamelles de biotite chloritisée et du quartz secondaire.

Le quartz granitoïde, peu abondant, prend parfois des formes pegmatoïdes.

BEAUFORT, n° 27. — *Granit pris entre le Cernix et Beaufort à 200 mètres de Beaufort.*

A l'œil nu :

Granit à grain moyen; il montre des joints dus aux pressions dynamiques supportées; ces joints sont recouverts de chlorite.

Au microscope :

Biotite rare; l'oligoclase est en cristaux cassés, déplacés et ressoudés par d'abondantes traînées de séricite; grandes plages d'orthose, englobant souvent les plagioclases et montrant une structure microperthitique fine; quartz granitoïde souvent brisé, à extinctions onduleuses.

BEAUFORT, n° 28. — *Granit pris à 600 mètres de Beaufort entre Beaufort et le Cernix.*

Au microscope :

Un grand échantillon d'orthose microperthitique, contenant tous les éléments du granit avec leurs dimensions ordinaires. Cela prouve la formation postérieure des grands cristaux d'orthose, qui a immédiatement précédé la cristallisation du quartz granitoïde en grandes plages.

BEAUFORT, n° 39. — *Granit pris au village de Ville.*

A l'œil nu :

Granit à grain moyen; les feldspaths roses donnent cette couleur à la roche; presque pas de biotite visible à l'œil nu.

Au microscope :

Biotite; magnétite à formes géométriques et cristaux d'apatite libres dans la roche; orthose, oligoclase et quartz granitoïde qui tend vers les formes pegmatoïdes.

BEAUFORT, n° 93. — *Granit pris en haut du pâturage d'Outray au pied du point coté 2332 mètres.*

A l'œil nu :

Roche à grain moyen très riche en mica noir.

Au microscope :

Biotite avec inclusions d'apatite, de zircon, de magnétite; rutile dans les plages de quartz; orthose, oligoclase. Le quartz exclusivement granitique montre peu de plages écrasées, ce qui est naturel puisque c'est la partie supérieure du massif, d'où provient cet échantillon, qui a subi le moins de compression.

§ 4. — GRANIT A AMPHIBOLE.

Le dyke granitique que je viens de décrire montre un affleurement de granit à amphibole près du pont des Iles, en amont de Beaufort; une carrière a été récemment ouverte pour l'exploiter. On peut le suivre sur la droite du sentier qui monte de ce point au village du Bersend, jusque tout près de cette dernière localité.

A l'œil nu :

Roche verte, à grain fin, à feldspath rose, pauvre en quartz. Exceptionnellement, l'amphibole y atteint 4 ou 5 millimètres de longueur; on y trouve aussi de grandes paillettes hexagonales de biotite.

Au microscope :

Les éléments constituants, dans l'ordre de consolidation sont les suivants : magnétite, sphène, hornblende avec les faces h^1 (110) et g^1 (010); les clivages m (110) sont marqués, extinction maximum à 20° de h^1g^1. Mâcles h^1 rares et sans répétition; polychroïsme sensible; $n_g - n_p$ légèrement au dessous de 0,024.

Biotite, oligoclase, orthose; le quartz granitoïde tend à devenir pegmatoïde. La roche montre des froissements dynamiques.

L'analyse de cet échantillon m'a donné :

Silice (SiO^2)	=	58,00
Alumine (Al^2O^3)	=	18,47
Oxyde ferreux (FeO)	=	3,45
Sesquioxyde de fer (Fe^2O^3)	=	3,26
Protoxyde de manganèse (MnO)	=	traces
Sesquioxyde de chrome (Cr^2O^3)	=	traces
Chaux (CaO)	=	3,85
Magnésie (MgO)	=	2,93
Potasse (K^2O)	=	2,17
Soude (Na^2O)	=	4,85
Perte au feu	=	3,32
		100,19

§ 5. — LE POINTEMENT DU BERSEND.

Le pointement granitique du mont Bersend forme un dyke elliptique moins long et moins large que celui d'Outray. Il est situé à l'est de ce dernier et, en venant de Beaufort, l'on rencontre successivement le granit de Beaufort, des schistes cristallins à la hauteur du Cernix, formant les restes d'un synclinal ancien entre les deux anticlinaux cristallins au cœur desquels sont montés les granits d'Outray et du Bersend, le pointement granitique du Bersend, un synclinal où affleurent le trias et le lias et qui est la suite du synclinal du Célestet, un pointement de schistes granitisés au Fontanu et à Beaubois. Le long de la route de Beaufort au Fontanu, le granit forme des parois taillées à coups de mine dans le premier pointement; mais le dyke du mont Bersend montre peu d'affleurements au bord du chemin, et il faut monter plus ou moins haut dans le bois pour rencontrer le granit.

On retrouve la roche éruptive en montant depuis l'oratoire vers le sommet du mont Bersend et en suivant le sentier, a peine marqué par places, qui descend de là au village de Chavonne.

Échantillons étudiés.

BEAUFORT, n° 33. — *Granit pris entre le Cernix et le Fontanu.*

A l'œil nu :

Roche à grain fin, à feldspath porphyroïde, avec mica abondant.

Au microscope :

Biotite avec zircons inclus; apatite, muscovite rare, orthose et oligoclase. Le quartz granitique est rare; ce minéral prend la forme granulitique. Les actions dynamiques internes ont brisé la plupart des cristaux.

BEAUFORT, n° 34. — *Granit pris entre le Cernix et le Fontanu.*

A l'œil nu :

Type identique au précédent.

Au microscope :

Biotite avec inclusions de zircon et d'apatite; apatite en prismes disséminés dans la roche, oligoclase, orthose.

Le quartz de cette roche est presque exclusivement granulitique, parfois hexagonal, de dimensions sensiblement inférieures à celles des autres éléments. Actions dynamiques manifestes.

§ 6. — Le pointement granitique du Fontanu et de Beaubois.

Si l'on continue la route qui mène à Roselend, après avoir quitté le pointement granitique du Bersend, l'on traverse le synclinal mézozoïque du Célestet, puis l'on rencontre des schistes cristallins à mica blanc. Ceux-ci, sur le flanc de la Pointe de Méraillet, sont coupés par des bancs très nets de schistes injectés à fond et passant au type du granit.

Échantillons étudiés.

Beaufort, nos 29, 29', 30. — *Schistes granitisés à fond et granit pris sur le flanc de la Pointe de Méraillet en face de Beaubois.*

A l'œil nu :
Ce sont des granits schisteux où le mica noir est plus ou moins orienté en traînées ; les feldspaths de faibles dimensions se voient mal à l'œil nu.

Au microscope :
Ces trois échantillons sont de types très voisins les uns des autres et montrent une biotite chloritisée en pennine, de la muscovite, de l'orthose, de l'oligoclase, du quartz ; en outre, de la calcite et de l'épidote secondaires. La roche accuse des phénomènes dynamiques marqués ; les cristaux sont brisés et transformés par endroits en une véritable brèche dans laquelle gisent pêle-mêle les éléments constituants.

§ 7. — Le pointement granitique de Saint-Guérin.

En remontant le val de Poncellamont, un peu avant l'oratoire de Sainte-Barbe, l'on rencontre des bancs très fortement granitisés, qui prennent à l'œil nu l'aspect d'un granit à grain fin, paraissant percer en filons, comme l'avait déjà remarqué A. Favre. Ces filons granitiques ne sont que des bancs de schistes granitisés à fond qui, comme à Beaubois, tranchent nettement avec les schistes cristallins du voisinage.

Plus loin, l'on rencontre des bancs d'un granit très riche en paillettes de biotite, vaguement alignées.

Échantillons étudiés.

Beaufort, no 26. — *Granit pris à Sainte-Barbe.*

A l'œil nu :
C'est une roche granitique légèrement schisteuse, à grain fin, avec biotite noire.

Au microscope :
Apatite abondante en grands cristaux inclus dans les feldspaths, biotite souvent chloritisée, oligoclase, orthose avec filonnets d'albite ; microcline rare ; le quartz granitique abondant forme dans certaines régions des agrégats pegmatoïdes, épidote secondaire.

Beaufort, no 50. — *Granit pris entre Sainte-Barbe et Saint-Guérin.*

A l'œil nu :
Même type que l'échantillon précédent.

Au microscope :
Schiste complètement granitisé, à masse séricitique, avec magnétite en gros grains renfermant des inclusions d'apatite. Ce minéral très abondant dans la roche forme de nombreux prismes hexagonaux, incolores, de 0 mm. 14 de longueur ; biotite, sphène en cristaux isolés, oligoclase, quartz granulitique à formes hexagonales imprégnant toute la roche.

Alphonse Favre considère les bancs granitiques de Saint-Guérin comme le prolongement au nord du pointement de Cevins. Je les rattacherai plus volontiers aux schistes granitisés de Beaubois. Les gneiss qui accompagnent le granit de Saint-Guérin ne sont que des faciès d'injection.

§ 8. — Le pointement du torrent du Planay.

Si l'on remonte le torrent du Planay, au dessus de Belleville, l'on marche sur le houiller jusqu'au passage du sentier du Planay par le torrent où l'on a un affleurement d'un granit franc que la compression intense a laminé en bancs grossiers. Il est à remarquer que ce pointement granitique est en contact direct avec le houiller dans le bas du ravin et le trias dans le haut de celui-ci, sans intercalation de schistes cristallins entre la roche éruptive et les grès houillers ou le trias.

A l'œil nu :
C'est une roche très cristalline, très compacte, à feldspaths rouges ou roses, à biotite abondante.

Au microscope :
Apatite abondante, en inclusions dans les micas et les feldspaths, ou libre dans la roche ; biotite avec zircons en inclusions, magnétite, orthose, oligoclase, quartz granitoïde à extinctions onduleuses. La roche accuse des phénomènes dynamiques intenses.

§ 9. — Le pointement granitique du torrent de la Motte.

Ce pointement granitique se trouve à la base de la chaîne des Aravis, dans la partie occidentale de la boutonnière de Mégève. Si, après avoir passé le pont de Mavarin, l'on se dirige vers le bas du torrent de la Motte, l'on rencontre, à la base du ravin que s'est creusé ce cours d'eau, des schistes cristallins redressés; au fond du lit du torrent l'on peut voir de nombreux blocs roulés d'une roche granitique mêlés à d'autres de protogine erratique. En remontant la gorge abrupte où descend le torrent, l'on passe à des schistes de plus en plus granitisés et l'on atteint enfin la roche éruptive elle-même.

Échantillons étudiés.

Beaufort, n° 500. — *Granit pris dans le torrent de la Motte.*

A l'œil nu :

Roche de couleur claire, à grain moyen, sans feldspaths porphyroïdes qui n'existent pas dans le granit de ce gisement. Ces minéraux sont colorés en rose ou en jaune, plus abondants que le quartz et que le mica verdi.

Au microscope :

Le mica est transformé en chlorite pennine; les feldspaths de grandes dimensions sont l'orthose parfois microperthitique et l'oligoclase, quartz granitoïde. La magnétite et l'apatite sont rares.

Beaufort, n° 501. — *Granit pris dans le torrent de la Motte.*

A l'œil nu :

Joints surchargés de chlorite; l'échantillon paraît plus riche en quartz que le numéro précédent.

Au microscope :

Type analogue au précédent; zircon, magnétite et apatite rares; orthose, oligoclase, biotite chloritisée, quartz granitique tendant vers les formes granulitiques.

Les deux échantillons suivants (Beaufort, n^{os} 502 et 503), qui à l'œil nu paraissent plus cristallins, présentent un type identique au microscope; la chlorite y est beaucoup plus riche en inclusions, surtout en inclusions de magnétite, et se charge d'une infinité d'aiguilles de rutile.

Beaufort, n° 504. — *Granit pris à Mégève, dans le torrent de la Motte.*

A l'œil nu :

Cet échantillon paraît à grain plus fin.

Au microscope :

La biotite, presque complètement épigénisée en chlorite pennine. La roche est abondante en zircons, apatite et magnétite. Elle est fortement disloquée. On trouve en outre de l'orthose, de l'oligoclase, du quartz granitoïde et de la calcite secondaire; la roche a été recoupée postérieurement par une venue filonnienne de quartz microgranulitique.

CHAPITRE II

Protogine. — Granulite. — Pegmatite. Microgranulite. — Porphyre pétrosiliceux. Orthophyre. — Porphyrite.

§ 1er. — Le pointement de protogine de Cevins.

Sur le versant droit de la vallée de l'Isère, on trouve, au dessus du village de Cevins, une roche éruptive qui est l'équivalent absolu de la protogine du Mont-Blanc. On y a ouvert une carrière à quelques cents mètres au sud du torrent de la Gravax. Si l'on suit le chemin qui monte aux chalets de Chaven, l'on coupe des bancs de schistes cristallins injectés à fond par la roche éruptive; si l'on étudie les pointements éruptifs latéralement, soit en avançant vers Cevins, soit en remontant en aval de la vallée vers Fessons, l'on rencontrera des gneiss glanduleux et des schistes plus ou moins granulitisés entre la protogine et les schistes cristallins du type normal. Quant à la roche éruptive, la composition chimique en corrobore l'analyse microscopique. On retrouve dans la protogine de Cevins une acidité supérieure à celle des granits et un ensemble de caractères identiques à ceux de la protogine du Mont-Blanc. Or il faut remarquer que nous sommes ici dans la prolongation au sud de l'anticlinal des Enclaves, c'est-à-dire d'un des plis qui correspondent à la chaîne des Aiguilles-Rouges, et que l'anticlinal de Petit-Cœur, suite tectonique du massif du Mont-Blanc, traverse l'Isère très en amont de Cevins.

Caractères chimiques et microscopiques. — J'ai analysé deux types de protogine, l'un gneissique et l'autre granitoïde, que je mets en parallèle avec une analyse type de la protogine du Mont-Blanc.

	Protogine de Cevins, type granitoïde.	Protogine de Cevins, type gneissique.	Protogine du Mont-Blanc.
Silice (SiO^2)	68,60	70,10	71,04
Alumine (Al^2O^3)	16,15	16,56	15,00
Oxyde ferreux (FeO)	2,93	1,66	2,93
Protoxyde de manganèse (MnO)	traces	traces	traces
Chaux (CaO)	2,35	1,85	1,90
Magnésie (MgO)	0,66	0,61	0,39
Potasse (K^2O)	3·31	3,69	4,59
Soude (Na^2O)	5,54	5,58	3,99
Perte au feu	1,04	0,97	0,48
	100,58	101,58	

M. Duparc estime que la protogine est simplement une venue un peu particulière d'un magma granitique. Il est curieux de remarquer que la richesse en soude, trait caractéristique des granits de Beaufort, est un des caractères essentiels du magma qui a donné la protogine de Cevins.

Cette roche, à l'œil nu, est de couleur claire, à mica toujours verdi, souvent coupée de filonnets d'épidote, avec quartz hexagonal visible à l'œil nu; les variétés gneissiques présentent des traînées vaguement alignées de mica vert.

Échantillons étudiés.

N° 14. — *Pris à la carrière de Cevins.*

Au microscope:

Cristaux abondants de sphène, à contours nets; apatite; biotite polychroïque n_g vert brunâtre foncé; n_p jaune très pâle, contient des inclusions d'apatite, de sphène et de zircons auréolés.

A côté de la biotite franche, on trouve un mica filamenteux fortement chloritisé, analogue à celui de certaines protogines du Mont-Blanc. Oligoclase en grands cristaux kaolinisés; plages d'orthose avec filonnets d'albite, quartz granitoïde, un peu de microcline accompagné d'un quartz granulitique s'injectant dans les cassures.

Comme produits secondaires, quelques grains isolés de calcite et d'épidote. La roche a subi d'énergiques phénomènes de compression. Le quartz y est écrasé, frangé d'esquilles sur les bords, et prend parfois une structure bréchiforme; c'est du quartz d'écrasement.

Nos 10 et 11. — *Protogines gneissiques prises dans la carrière de Cevins.*

Ces deux échantillons présentent une structure analogue à celle du type précédent; l'un d'eux passe même à un véritable schiste protoginisé; on observe dans la coupe des restes de micaschiste, imprégnés et disloqués par les éléments de la roche éruptive.

On sait qu'un des caractères typiques de la protogine et surtout de celle de rebrassement est la présence d'enclaves de dimensions variées et qu'on rapporte à des micaschistes; nous en avons trouvé de nombreux exemplaires dans la protogine de Cevins; ceux-ci y atteignent au maximum 0 m. 20 de diamètre; ils sont compacts ou encore schisteux. Cette schistosité reste toujours évidente sous le microscope. L'analyse d'une de ces enclaves montre combien elles se rapprochent de celles de la protogine du Mont-Blanc, dont je donne également une analyse comme terme de comparaison.

	Enclave dans la protogine de Cevins.	Enclave dans la protogine du Mont-Blanc.
	—	—
Silice (SiO^2) =	60,65	61,27
Alumine (Al^2O^3) =	18,57	16,35
Oxyde ferreux (FeO) =	4,25	6,00
Sesquioxyde de fer (Fe^2O^3) =	1,25	3,02
Protoxyde de manganèse (MnO) =	traces	0,48
Chaux (CaO) =	3,20	4,57
Magnésie (MgO) =	2,00	1,69
Potasse (K^2O) =	4,28	7,26
Soude (Na^2O) =	4,98	1,94
Perte au feu =	1,80	0,45
	100,99	102,03

Examinées au microscope, ces enclaves montrent (*Enclave prise dans la carrière de Cevins*, n° 15) les minéraux suivants : de la biotite, de la chlorite, de l'orthose en grands cristaux sans contours nets, de l'oligoclase, du quartz granitoïde et du quartz granulitique; le sphène en petits grains est répandu dans toute la coupe; ce sont là, à n'en pas douter, des micaschistes modifiés par granulitisation.

Enfin, comme je l'ai déjà dit, au voisinage de la protogine de Cevins, on trouve des schistes injectés d'une manière remarquable. Ces derniers, à faciès glanduleux, se trouvent particulièrement bien développés sur le sentier qui conduit de Cevins à Chauvet, à la cote 700 et 800 mètres.

Nos 36, 36', 54. — *Pris entre Cevins et Chauvet.*

Au microscope :

Le schiste cristallin est formé par un agrégat très fin de quartz et de mica en traînées filamenteuses. Entre les feuillets s'intercalent des lentilles exclusivement quartzeuses, visibles seulement sous le microscope et formées par de superbes cristaux de quartz granulitique à contour hexagonal; en outre, l'on trouve des glandules feldspathiques, de grandes dimensions, formées par plusieurs tronçons d'orthose, mâclés selon la loi de Carlsbad et séparés les uns des autres par de véritables filons de quartz secondaire et des lamelles serrées de mica.

Dans les grands cristaux d'orthose, on voit quelques lamelles de biotite chloritisée, des cristaux d'oligoclase et des grains de calcite.

Dans ces schistes, tantôt c'est l'injection lenticulaire et tantôt la modification par empâtement qu'on rencontre; un échantillon s'est montré très riche en microcline.

§ 2. — Microgranulite du Grand-Mont.

Les microgranulites du Grand-Mont ont déjà été signalées par Alphonse Favre; elles forment, près de la cime de la montagne, un culot éruptif qui ne se remarque absolument pas dans la topographie.

Pour le retrouver, le moyen le plus simple est de partir de la cime même du Grand-Mont, cotée 2693 mètres, et de descendre dans la direction de la Chapelle de Saint-Guérin ; à environ 300 ou 400 mètres en dessous du sommet, l'on rencontrera des schistes plus ou moins injectés qui permettront alors d'arriver plus facilement à la roche éruptive elle-même; celle-ci perce les schistes cristallins.

Une analyse faite sur cette roche m'a donné les résultats suivants : Silice (SiO^2) = 67,70, alumine (Al^2O^3) = 15,48, sesquioxyde de fer (Fe^2O^3) = 2,60, oxyde ferreux (FeO) = 2,94, traces de manganèse, chaux (CaO) = 2,20, magnésie (MgO) = 0,93, potasse (K^2O) = 1,77, soude (Na^2O) = 4,48, perte au feu = 1,96. Le total de l'analyse donne 100,07.

N° 224. — *Microgranulite prise 400 mètres au dessous du sommet du Grand-Mont.*

A l'œil nu :

La roche est gris jaunâtre avec quartz hexagonal; le mica y parait de faibles dimensions.

Au microscope :

La roche est à deux temps distincts. Les éléments du premier temps sont la biotite en lamelles déchiquetées, avec inclusions de zircons; la muscovite; la magnétite est rare; l'illménite et le sphène sont en plages quadrillées et en grains disséminés; l'oligoclase est en cristaux plus grands que ceux de l'orthose; ce dernier minéral contient fréquemment des filonnets d'albite; rares et petits cristaux de microcline. Le quartz en beaux grains est bipyramidé, brisé et sillonné de cassures par lesquelles le magma granulitique a pénétré, de sorte que ce dernier se trouve parfois emprisonné dans les grands cristaux.

On observe des cassures de deux natures : les unes sont originelles, les autres proviennent des actions dynamiques, car plusieurs cristaux ont des extinctions roulantes accusant de fortes compressions. Résorption magmatique évidente de la première consolidation.

Le deuxième temps montre une pâte microgranulitique essentiellement quartzeuse avec quelques grains de magnétite et des lamelles de biotite chloritisées et localisées; un peu de calcite provenant de la décomposition des plagioclases.

§ 3. — Les microgranulites du massif d'Outray.

Près du massif granitique d'Outray, l'on rencontre des microgranulites; celles-ci affleurent en deux points principaux : l'un est légèrement à l'est du col d'Outray, l'autre se rencontre dans les pâturages de la Commanderie. Les roches éruptives affleurent sous forme de filons qui ne paraissent pas avoir de relation avec les granits.

N° 84. — *Microgranulite prise près des Chalets de la Commanderie.*

A l'œil nu :
C'est une roche compacte, de couleur claire, rappelant certains quartzites du trias, mais toujours avec quelques cristaux distincts de quartz hexagonal.

Au microscope :
La roche est à deux temps : le premier temps, peu représenté, montre une muscovite rare, en lamelles déchiquetées. Sphène, orthose, oligoclase, quartz hexagonal; certains cristaux sont criblés de traînées d'inclusions de magnétite; le second temps présente une pâte extrêmement abondante de quartz microgranulitique; certaines plages présentent une structure micropegmatoïde parfaite.

N° 91. — *Microgranulite prise un peu en dessous et à l'est du col d'Outray.*

A l'œil nu :
Cette roche de couleur claire a l'aspect d'un schiste corné très compact.

Au microscope :
Des deux temps de la roche, le second existe presque seul. Le premier temps, très mal représenté, montre des cristaux d'orthose, d'oligoclase et de quartz. On y rencontre, en outre, des cristaux brisés de tourmaline, de l'apatite, de la muscovite, de la magnétite. Le second temps, particulièrement développé, montre du quartz à structure exclusivement microgranulitique.

§ 4. — Les microgranulites du mont Bersend.

Sur le flanc de la montagne du Bersend, en montant dans la forêt droit au dessus de Chavonne, l'on rencontre des filons de microgranulite qui percent au milieu de schistes cristallins.

Nos 35 et 36. — *Microgranulites prises au dessus de Chavonne.*

A l'œil nu :
Ce sont des roches d'aspect corné.

Au microscope :
Les deux échantillons présentent un type très uniforme, à deux temps bien marqués. Le premier temps montre de grands cristaux parfaitement développés et qui atteignent 2 ou 3 millimètres de diamètre. Ce sont des cristaux d'orthose, parfois avec filonnets d'albite, d'oligoclase et de quartz hexagonal. Ces minéraux et surtout le quartz ont été cassés et les cassures remplies par la pâte microgranulitique. Le mica blanc et le mica noir, avec inclusions de zircons à auréoles polychroïques, ont été plus ou moins complètement chloritisés. Certains micas ont été disloqués à fond par les minéraux du second temps : magnétite, apatite, sphène, tourmaline, en cristaux rares disséminés dans la roche.

Le second temps, très abondant, montre une pâte microgranulitique essentiellement quartzeuse avec des lamelles de biotite chloritisées. Cette pâte a disloqué les minéraux du premier temps et a pénétré au cœur de ceux-ci; elle forme parfois des îlots complètement détachés au milieu d'un cristal de quartz du premier temps. L'on voit la cassure qui a servi de voie de pénétration, mais qui s'est plus ou moins refermée et qui ne contient que par places des vestiges du second temps.

§ 5. — La pegmatite de Notre-Dame-de-Briançon.

En remontant la vallée de l'Isère entre Champs et Notre-Dame-de-Briançon, on rencontre à gauche de la route, près du passage à niveau du chemin de fer, de grands rochers à pic dans lesquels ont été ouvertes deux carrières de pierre de taille.

C'est là qu'on voit la roche éruptive sous forme de filons au nombre de six à huit et qui ont une épaisseur variant de 1 à 4 mètres. Dans les carrières, l'on peut facilement étudier le contact de la roche éruptive et des schistes cristallins, profondément injectés.

L'injection a surtout donné aux schistes cristallins un apport de feldspaths et de quartz; le mica blanc s'y montre en lamelles nombreuses, mais toujours mal développées, tandis qu'au milieu des filons ce minéral forme des nids considérables.

Souvent l'on voit partir du filon principal une série très nombreuse de filonnets qui divergent en tous sens en formant parfois un réseau en quadrillage plus ou moins serré. Ces filonnets sont constitués presque exclusivement de feldspath avec un pointillé noir dû à de petits cristaux de tourmaline vaguement alignés. Dans le filon mère, au contraire, le mica prend cet aspect palmé si connu, et la tourmaline s'isole en amas plus gros que le poing de cristaux enchevêtrés. Les paillettes hexagonales de mica atteignent de 1 à 2 centimètres de diamètre, la tourmaline atteint 8 à 10 centimètres de longueur. Parfois le filon principal lance une apophyse exclusivement quartzeuse avec cristaux d'amphibole verte, longs de 1 à 2 centimètres.

Sur les bords du filon, les feldspaths sont déchiquetés et montrent, au microscope, avec les plages de quartz, des traînées d'inclusions d'illménite. Souvent ces plages ont subi des cassures postérieures avec rejet le long de la lèvre de faille.

N^{os} 279, 279^{a}, 279^{b}, 279^{c}, 279^{d}. — *Pegmatite de Notre-Dame-de-Briançon.*

A l'œil nu :

C'est une roche de couleur claire, à feldspaths et micas blancs.

Au microscope :

Cette roche montre les minéraux suivants : illménite, un ou deux gros cristaux, sphène; la muscovite est en grandes lamelles, très fréquemment ployées, rarement chloritisées. Parfois des lamelles courtes et corrodées d'un mica blanc très fortement biréfringent sont inclues dans les grandes plages de quartz.

L'orthose prend souvent la structure microperthitique; elle englobe parfois des cristaux de tourmaline et de mica blanc; l'oligoclase et le microcline présentent les mâcles classiques de l'albite, de carlsbad et du péricline; tous ces éléments atteignent des dimensions de plusieurs millimètres.

La tourmaline forme des cristaux qui atteignent plusieurs centimètres; elle est polychroïque dans les tons bruns, avec n_g jaune, n_p brun foncé passant au violet. Cette tourmaline n'est pas altérée, mais elle a été brisée en mille morceaux, entre lesquels du quartz s'est intercalé souvent.

Le quartz est en gros cristaux plus ou moins bien formés ou en grandes plages qui moulent les autres éléments. Souvent aussi il prend la structure microgranulitique en mosaïque. Calcite et séricite d'altération.

§ 6. — Porphyrite du glacier de Trélatête.

En suivant le sentier qui conduit de l'auberge de Trélatête au glacier du même nom, on trouve, au dessous de l'escalier qui descend sur la rive droite du glacier, une roche d'aspect porphyrique avec développement de grands cristaux de feldspath.

MM. L. Duparc et L. Mrazec [1] en ont donné une diagnose (coupe n° 238) que je reproduis ici : « Les grands cristaux comprennent quelques zircons, une biotite chloritisée, riche en inclusions d'apatite, de sphène en fuseaux et de magnétite. L'orthose est rare. Le plagioclase, au contraire, est très abondant en grands cristaux présentant de belles mâcles de l'albite et du péricline. Les extinctions entre deux lamelles sont de 36° à 38°, valeur qui fait de ce feldspath de l'andésine. Les cristaux sont brisés et disloqués. Le quartz en

[1] L. Duparc et L. Mrazec. *Nouvelles recherches sur le massif du Mont-Blanc* (*Arch. des Sciences Phys. et Nat. de Genève*, 3^{e} pér., t. XXXIV, 1895).

grains et cristaux arrondis est rare : on trouve quelques lentilles de quartz granulitique et de calcite. La pâte est formée de séricite et de quartz. » Mes coupes (Beaufort, n^{os} 291 et 294) présentent des caractères identiques à ceux décrits par MM. L. Duparc et L. Mrazec. Cependant la coupe 291 est celle d'un schiste injecté et non de la roche éruptive elle-même; ce schiste présente certains caractères, peu nombreux il est vrai, communs avec ceux des schistes cristallins de Flumet que j'étudierai dans un chapitre suivant.

§ 7. — Porphyrite entre le col du Bonhomme et celui de la Croix du Bonhomme.

En suivant le chemin muletier qui conduit depuis le sommet du col du Bonhomme jusqu'à celui des Fours, on traverse deux grands affleurements de terrain cristallin que laissent apercevoir des déchirures de la couverture sédimentaire.

Dans le premier de ces affleurements, des filons de porphyrite percent au milieu des schistes cristallins. Ce sont des roches analogues à celles qu'on rencontre sur la rive droite du glacier de Trélatête.

A l'œil nu :

Ces rochers paraissent de couleur grise et ne se reconnaissent qu'à leur richesse en cristaux de feldspath visibles à l'œil nu.

Au microscope :

Ces roches sont à deux temps très distincts. Le premier temps montre de l'orthose rare et du plagioclase andésine; le quartz est rare, en cristaux vaguement arrondis. La biotite, toujours chloritisée en grandes lamelles, contient de la magnétite, de l'apatite et du zircon.

Le second temps montre un tissu feutré formé par de la séricite et du quartz.

On trouve des cassures postérieures remplies par de la calcite ou plus souvent par des lamelles de séricite.

Il est extrêmement probable qu'il existe un nombre plus ou moins grand de filons de porphyrite qui nous ont échappé, malgré nos recherches minutieuses.

Mais le point intéressant était surtout de signaler ces roches qui ont un caractère plus basique que celles dont nous allons dire deux mots seulement, que les granulites. Ces dernières sont, d'ailleurs, bien plus abondantes dans le massif du Mont-Blanc et beaucoup mieux connues que les porphyrites.

§ 8. — Granulites.

Dans toute l'extrémité du massif du Mont-Blanc, l'on voit les schistes cristallins percés de nombreux filons de granulite, très peu importants du reste. Ces filons présentent des caractères trop connus pour que je m'attarde à les décrire.

§ 9. — Orthophyre près du fort du Mont.

En suivant la route stratégique qui conduit d'Albertville au fort du Mont, l'on voit, aux deux tiers du chemin environ, les schistes cristallins percés par un ou deux filons d'une roche éruptive de couleur verte. Cette roche, examinée au microscope, a montré les caractères d'un orthophyre micacé.

Au microscope :

N° 276. C'est une roche à deux temps où le premier est excessivement réduit. On y distingue du mica noir abondant, partiellement chloritisé, de la magnétite abondante, de l'oligoclase rare, mâclée selon la loi de Carlsbad, de l'orthose plus fréquent, du quartz, un ou deux grands cristaux de calcite secondaire.

§ 10. — Porphyrites du torrent de la Motte, près de Mégève.

Au milieu des schistes cristallins de Mégève et au voisinage du granit, on trouve des roches à grain très fin, gris de fer ou gris verdâtre, rouillées sur les joints par l'oligiste. A la loupe l'on aperçoit des cristaux de feldspath, de quartz et de mica noir, peut-être un pyroxène ou une amphibole, de la pyrite.

Examinées au microscope, ces roches se sont montrées être des roches éruptives à deux temps de consolidation bien marqués. Le premier temps est en faible proportion; le second temps montre des microlithes feldspathiques aux formes arboritisées. Les grands cristaux, rares, paraissent être de l'orthose, qui contient des inclusions de biotite chloritisée, de magnétite et d'un peu de quartz, et une biotite complètement épigénisée en une chlorite à peine polychroïque dans les tons jaune verdâtre, jaune incolore; cette chlorite, à peine biréfringente appartient à la variété pennine.

Le second temps est formé par un tissu intime de cubes de pyrite, de lamelles de biotite chloritisée et de feldspaths à allongement toujours négatif. Les chiffres donnés, soit par la méthode Becke, soit par celle des extinctions symétriques, montrent que les microlithes feldspathiques sont compris entre l'oligoclase et l'andésine; le quartz est rare, sauf dans une coupe où il forme un filon de quartz granulitique.

Le trait caractéristique de ces roches est certainement leur richesse exceptionnelle en feldspaths microlithiques.

La description que je viens de donner des porphyrites de Mégève rappelle étonnamment celle des porphyrites que M. A. Michel-Lévy a marquées sur la carte du Prarion.

CHAPITRE III

Gneiss, amphibolites et éclogites.

§ 1er. — Gneiss et micaschistes.

Les micaschistes du type primitif, ici du type ζ^2 de la carte, sont peu développés dans la région qui nous occupe; d'ailleurs, ce mot *primitif* n'est employé que pour suivre une convention généralement admise. Pour nous, le terrain primitif est simplement un terrain très ancien et complètement métamorphisé. D'ailleurs, dans bien des cas, la limite est arbitraire entre les roches de cet étage et les schistes du complexe supérieur, les schistes dits *archéens*, soit X de la Carte géologique de France.

Dans certains cas, cependant, cette limite est bien tranchée, et ces bancs épais de micaschistes d'aspect particulièrement cristallin présentent un passage brusque avec le complexe supérieur disposé en bancs très minces et feuilletés. Ce passage brusque s'observe surtout dans les crêtes qui dominent l'Isère, notamment sur le flanc occidental de la Pointe de Chamborcier.

Les types francs, non modifiés par injection, sont excessivement rares. Dans la plupart des cas, on trouve au milieu de ces micaschistes du type ζ^2 des traînées d'amphibolites.

Le micaschiste franc, qui se rencontre sur le flanc de la Pointe de Méraillet, assez peu développé en étendue pour que je ne l'aie pas indiqué sur la carte, prend une assez grande extension entre le Grand-Mont et le Pic de Chamborcier. Il forme là deux bandes anticlinales parallèles; enfin il existe aussi près de Notre-Dame-de-Briançon.

Le micaschiste ζ^2 est presque toujours un schiste à mica noir, parfois à deux micas. Mais je rattache aux schistes cristallins X du type injecté presque tous les schistes cristallins à muscovite, dans lesquels ce dernier minéral est dû la plupart du temps à un apport de l'élément éruptif.

Ces roches du type ζ^2 montrent, outre le quartz en grands cristaux largement développés, une biotite à fort polychroïsme, parfois avec inclusions de zircons, de magnétite en grandes traînées, de l'apatite, de l'hématite rare et en cristaux très petits; le microcline montre des plages quadrillées et l'orthose forme de grandes plages souvent microperthitiques, de l'oligoclase. Parfois les feldspaths kaolinisés ont donné naissance à une matière sans biréfringence, grisâtre, plus réfringente que les feldspaths, qui affecte des formes plus ou moins arborescentes et forme un mélange intime avec de la

damourite. La muscovite se présente en lamelles déchiquetées. Dans les régions voisines, au Mont-Blanc, dans la chaîne de Belledonne et dans les Grandes-Rousses, les amphibolites se rencontrent à la partie supérieure de la formation primitive. C'est celle dont nous venons de constater la présence et d'étudier les caractères. Comme dans les chaînes voisines, elle contient de nombreuses traînées d'amphibolites et des églogites localisées aux environs des petits lacs Tempête, et c'est par leur étude que nous allons commencer.

§ 2. — Les églogites des lacs Tempête.

Celles-ci se trouvent presque exactement dans le prolongement orographique et tectonique des églogites du lac Cornu dans les Aiguilles-Rouges, dont elles rappellent la position topographique par leur situation au bord des pittoresques petits lacs Tempête. Ceux-ci dorment au fond d'une vallée transversale à la direction des chaînes et éloignée de tout lieu d'habitation. On y accède, soit par un sentier difficile qui part des carrières d'ardoises de Cevins, soit, plus facilement, en venant du col de la Louze.

Ces églogites présentent plusieurs types dans lesquels les éléments composants sont en général les mêmes, mais dont le mode d'agrégation peut varier presque tous montrent les minéraux suivants : *magnétite*, *sphène*, *rutile*, *apatite*, *amphibole*, *grenat*, *oligoclase*, *orthose*, *quartz*, ainsi que de la *chlorite*, de l'*épidote* et de la *séricite*.

Un premier type montre de la magnétite abondante, en grains à contours parfois géométriques; du rutile en cristaux bruns polychroïques avec n_g brun foncé et n_p brun jaune, plus pâle; du sphène en grains irréguliers, quelquefois formés par la réunion de plusieurs individus. L'apatite est parfois inclue dans le sphène. L'amphibole renferme en inclusions les minéraux déjà décrits; c'est l'élément qui prédomine; les cristaux sont larges, les clivages marqués, l'extinction maxima de 23°; la biréfringence $n_g - n_p = 0{,}024$; le polychroïsme donne n_g vert brun intense, n_m brun verdâtre, n_p jaune verdâtre. Le grenat incolore est craquelé dans son intérieur et présente les mêmes inclusions que l'amphibole. Les feldspaths sont l'orthose et l'oligoclase. Le quartz abondant est riche en inclusions alignées en files; il est calé entre les autres éléments. La chlorite, rare et polychroïque, provient très probablement d'un mica préexistant. L'épidote, en petits grains jaune pâle, non polychroïques, est localisée dans les régions feldspathiques.

Un second type assez différent de celui que je viens de décrire rappelle celu des églogites du glacier de Trient, décrit par MM. L. Duparc et L. Mrazec[1]. Les roches de ce type montrent des cristaux de rutile abondants et qui présentent les caractères déjà décrits; ce minéral est souvent entouré complète-

[1] L. Duparc et L. Mrazec. *Note sur les roches amphiboliques du Mont-Blanc* (*Arch. de la Soc. des Sciences Phys. et Nat. de Genève*, t. XXX, 1893).

ment par du sphène; de la magnétite. L'amphibole est de beaucoup plus petite taille; l'angle d'extinction également inférieur n'atteint que 16° à 17°; le polychroïsme moins intense donne n_g vert jaunâtre, n_p jaune verdâtre pâle. On trouve de nombreuses plages de micropegmatite, de diopside chromifère et de quartz; ces deux minéraux ont la même orientation optique. Le grenat, légèrement rosé, est riche en inclusions de rutile; il est craquelé et les craquelures sont remplies par une matière verdâtre. Les feldspaths sont encore ici l'orthose et l'oligoclase; le quartz montre des cristaux de quartz granitoïde et d'autres de quartz granulitique; on trouve de l'épidote dans le grenat. Enfin un troisième type, voisin du précédent, est caractérisé par l'abondance de la zoïzite. Le rutile est en beaux cristaux et le sphène si abondant qu'il devient presque un élément essentiel de la roche. L'amphibole est identique à celle du premier type; on y trouve aussi du grenat rosé et des plages de micropegmatite de diopside et de quartz; les feldspaths et le quartz ont leurs caractères ordinaires. La zoïzite est en grands cristaux avec allongement, tantôt positif et tantôt négatif; n_g est bissectrice aiguë; la biréfringence est faible, la dispersion forte. Cette zoïzite très abondante se mêle par place à des grains d'épidote jaunâtre, polarisant dans des teintes vives.

§ 3. — Amphibolites.

Tandis que les églogites sont localisées dans le seul affleurement des lacs Tempête, les amphibolites sont répandues en traînées nombreuses et allongées. Elles sont cependant beaucoup moins développées que dans les chaînes voisines au sud de l'Isère, où alors elles prennent un développement considérable.

Au nord de la région que j'ai étudiée, on trouve des amphibolites plus ou moins injectées vers l'extrémité sud du Mont-Blanc, dans les parois à pic qui dominent la rive gauche du glacier de Trélatête.

Mais, au sud de ce point, il faut aller jusque dans le massif du Grand-Mont pour retrouver des traînées de ces roches. Celles-ci forment trois bandes orientées à peu près parallèlement les unes aux autres. La première traînée affleure près des carrières d'ardoise de Cevins; la seconde est celle qui comprend les églogites des lacs Tempête et qui se continue sur le flanc occidental du Pic de Chamborcier pour atteindre l'Isère au bas du torrent de la Gravax, près de Cevins. Enfin la troisième bande traverse l'Isère en amont de Cevins, près de Fessons, et s'arrête en dessous des chalets de Chaven.

Ces roches présentent divers types; certains se rattachent aux églogites par des variétés pauvres en grenat.

D'autres, *premier type*, prises également près des églogites, sont formées par une amphibole dont les caractères sont foncièrement différents de ceux que possède l'amphibole des églogites de la même localité. Dans ces roches, les cristaux d'amphibole sont pressés les uns contre les autres et alignés

parallèlement. Cette amphibole est incolore en lumière naturelle ou très faiblement verdâtre ; les cristaux de grandes dimensions s'éteignent à 20° de l'allongement positif; le polychroïsme est nul et la biréfringence $n_g - n_p$ atteint 0,025.

Des amphibolites d'un *second type* rappellent au contraire les types feldspathisés, si communs au Mont-Blanc. L'amphibole dominante, la hornblende, a un polychroïsme intense et s'éteint à 18° de l'allongement; elle contient de l'apatite et du zircon. Cette amphibole est associée à un peu d'oligoclase et à beaucoup d'orthose; on trouve, en outre, de l'épidote, généralement au voisinage de la hornblende, du leucoxène, et beaucoup de quartz granulitique. Les roches de ce faciès sont surtout abondantes sur le flanc du mont Chamborcier.

Un *troisième type* est fourni par les amphibolites du Grand-Mont; dans cette roche, l'amphibole verte est altérée et les clivages s'effacent; l'extinction $\alpha = 15°$; le polychroïsme y est moins fort; on y trouve quelques rares mâcles h^1. La magnétite est plutôt rare. Le sphène affecte une disposition particulière; il forme de grandes régions à contours capricieux, bordés par une zone brunâtre, tandis que les parties centrales sont occupées par un sphène limpide. Dans cette zone limpide, on trouve quelques cristaux bruns, polychroïques, de rutile, complètement enveloppés par le sphène; le grenat très rare est en grains incolores. Cette roche présente quelques gros cristaux de tourmaline dont le polychroïsme est intense et variable par places; il donne n_g bleu violacé, n_p jaunâtre; la biréfringence $n_g - n_p$ est légèrement au dessous de 0,020. La zoïzite égale l'amphibole en quantité; l'orthose est calé entre les autres éléments.

Enfin un *quatrième et dernier type* est fourni par les amphiboles qui affleurent au bord de l'Isère, près de Fessons. Ce sont des roches très cristallines, tantôt à grain fin de couleur vert d'herbe, tantôt de couleur claire, feldspathiques, avec taches foncées dues aux cristaux d'amphibole.

BEAUFORT, n° 507. — *Amphibolite prise à Fessons, au bord de l'Isère.*

A l'œil nu :

C'est un gneiss amphibolique, très compact, avec cristaux d'amphibole mesurant près d'un centimètre de longueur.

Au microscope :

L'amphibole est polychroïque dans les tons vert gris et jaune très pâle; extinction de 18° à 20°. Les mâcles sont rares et sans répétition, les cristaux de toutes les grandeurs. Le sphène épigénisé en leucoxène, très abondant, forme des traînées granuleuses ; apatite. Les feldspaths, orthose et oligoclase, semblent des galets frangés. Tout le fond de la roche est formé par du quartz granulitique qui, mêlé à des paillettes de séricite, moule tous les autres éléments.

BEAUFORT, n^{os} 508, 509, 510.

Les *trois échantillons pris également à Fessons* appartiennent à une amphibolite à grain fin, grenue sur la tranche.

Au microscope :

Ces amphibolites qui percent au milieu des schistes X^c ont l'aspect de schistes cristallins supérieurs amphiboliques. On y voit une amphibole, polychroïque, dans les tons n_g vert gris, n_p jaune très pâle, extinctions à 16°-18° de l'allongement; de la magnétite, de l'apatite, du sphène très abondant en cristaux petits et parfois fusiformes. L'épidote remplit souvent des cassures ou est libre dans la roche, de la chlorite pennine, de la zoïzite. Le quartz granulitique ou microgranulitique est réduit à des plages spéciales.

Mais les minéraux intéressants et les plus répandus sont les feldspaths. Ceux-ci sont souvent accolés les uns aux autres et forment ensemble tout le fond de la roche.

Ils sont complètement criblés d'inclusions de sphène, de quartz, d'amphibole, etc.

Ces inclusions, orientées dans tous les sens, sont indifférentes aux mâcles et aux contours des galets feldspathiques qui paraissent presque se fondre les uns dans les autres. Les feldspaths ne sont pas kaolinisés; très frais, ils montrent les mâcles de carlsbad et de l'albite. Ils appartiennent aux variétés de l'orthose, de l'oligoclase et peut-être de l'albite.

Nous étudierons des schistes cristallins d'un niveau supérieur dont les feldspaths présentent ce caractère tout spécial de grande richesse en inclusions, prouvant qu'ils se sont développés *in situ*. Il est curieux de les signaler dans des variétés d'amphibolites.

Les amphibolites du *torrent de la Gravax* affleurent également au bord de l'Isère, en aval de la bande que je viens de décrire.

A l'œil nu :

Ce sont des schistes verts, à éclats soyeux, d'aspect séricitique ; ils sont formés par des couches verdâtres, avec lentilles blanches.

Au microscope :

Les éléments constituants sont l'amphibole, le quartz, le feldspath, la séricite et la calcite.

L'amphibole forme un tissu feutré et serré de petits cristaux bacillaires parmi lesquels se trouvent quelques cristaux de plus grande taille, brisés et déchiquetés; sur les petits prismes, les extinctions se font de 20° à 25° de l'allongement toujours positif; le polychroïsme, relativement faible, est cependant visible ; la biréfringence atteint 0,022. Dans les grands cristaux, le polychroïsme est plus intense et la biréfringence plus élevée. Ce tissu amphibolique alterne avec des zones riches en quartz et en feldspath. Ce dernier est si altéré que sa détermination devient impossible; en général, il y a peu de cristaux d'amphibole épars dans les régions feldspathiques.

Le sphène est abondant, à bissectrice positive; l'angle des axes y atteint à peine 20°. Ce sphène est surtout concentré dans le tissu amphibolique. La calcite forme quelques gros grains épars dans le tout.

On trouve une nouvelle traînée de roches à amphibole à la descente du col de la Bâthie sur Arêches.

BEAUFORT, n° 220. — *Schiste amphibolique pris à l'ouest de Piapolay.*

A l'œil nu :

Roche verte avec taches noires, sans schistosité, piquée de lamelles blanches; couleur brun foncé sur les surfaces à l'air libre.

Au microscope :

Cette roche montre de la magnétite, de l'hématite et de l'apatite. Elle est excessivement riche en sphène qui se trouve répandu dans toute la roche, et surtout au voisinage des plages de chlorite pennine. Les feldspaths orthose et oligoclase sont rares. L'amphibole, à peine polychroïque dans les tons vert très pâle, s'éteint à 14°-16° de l'allongement. Quartz peu abondant; zoïzite fréquente.

Comme on le voit, les amphibolites présentent des types assez divers, mais qui peuvent se grouper autour de deux types principaux.

L'un est le type habituel des amphibolites plus ou moins injectées, qui se rencontrent dans toutes les chaînes cristallines voisines.

Les autres présentent un niveau probablement supérieur, qui est le correspondant amphibolique des schistes cristallins supérieurs à galets feldspathiques criblés d'inclusions et développés *in situ*, que je décrirai dans un chapitre suivant.

CHAPITRE IV

Les schistes micacés, chloriteux et talqueux (archéen).

§ 1er. — GÉNÉRALITÉS.

Si les schistes cristallins du type des micaschistes à mica noir largement cristallisés et des gneiss avec traînées d'amphibolites sont rares dans la région qui nous occupe, il n'en est plus du tout de même des puissantes assises de schistes plus ou moins bien cristallisés qui forment le complexe supérieur. Ces schistes, qui apparaissent en discordance sous les formations du houiller, sont d'un âge qu'il n'est pas possible de fixer; on sait seulement qu'ils sont antérieurs au houiller supérieur, au stéphanien, puisque ce terrain les surmonte en discordance.

Ces assises, qui forment l'ossature des chaînes cristallines que j'ai étudiées, montrent différents faciès qui alternent continuellement les uns avec les autres, sans qu'on puisse assigner à aucun un niveau bien défini; c'est ainsi qu'une coupe, normale ou parallèle à l'un quelconque des anticlinaux cristallins, montre l'alternance mainte fois répétée des schistes à séricite, des talcschistes, des schistes chloriteux et des roches cornées. Mais, à côté de ces types classiques de l'archéen, il existe d'autres schistes cristallins, également en discordance sous le houiller, et qui cependant conservent une apparence détritique plus ou moins nettement marquée. D'autre part, ces schistes à aspect détritique se trouvent toujours sur le flanc ou dans le prolongement de synclinaux houillers. Ces considérations semblent montrer que l'on a là un niveau supérieur dans la formation; aussi ai-je séparé les roches de ce type en un horizon (Xc) d'âge indéterminé, très probablement intermédiaire entre celui des schistes archéens et celui des dépôts houillers. Je les étudierai dans le chapitre suivant.

Les schistes inférieurs de l'archéen sont très divers, comme je l'ai déjà dit, et alternent continuellement les uns avec les autres En outre, ils ont subi une injection granulitique abondante. Celle-ci a eu pour effet d'augmenter leur teneur en silice et surtout les a chargés de mica blanc, dû à la diffusion des minéralisateurs dans la roche encaissante.

Si la granulite a injecté et imprégné les schistes cristallins encaissants, cependant *les filons de la roche éruptive elle-même n'arrivent presque jamais au jour*, sauf à l'extrémité méridionale du Mont-Blanc. Mais, dans les chaînes des

Enclaves et du Grand-Mont, elle est restée en profondeur, et seuls les minéralisateurs plus volatils ont pénétré au loin et chargé le schiste primitif de quartz et de mica blanc.

Ce dernier est un schiste satiné à micas blancs hydratés, avec alternance mal marquée de zones quartzeuses et de bandes où les phyllites prédominent; les bandes phylliteuses contiennent parfois des matières charbonneuses, *graphite impur* ou anthracite; celles-ci m'ont donné 0,35 pour 100 de carbone dans un schiste de Sainte-Barbe. Ces schistes, dans certains cas, prennent un faciès si analogue à celui de certains schistes du houiller que la séparation entre les deux formations devient très difficile à marquer. C'est le cas pour tout le versant nord des Enclaves, par exemple.

Ce sont ces schistes micacés qui sont le plus développés dans toutes les chaînes d'Outray, des Enclaves et du Grand-Mont, où la majeure partie d'entre eux a subi l'injection granulitique. A côté des schistes micacés à mica blanc du type X^a de la Carte géologique, l'on trouve des variétés chloriteuses du type X^b; ce sont, à l'œil nu, des schistes verdâtres lités en bancs peu marqués, comme on peut l'observer à l'extrémité sud du Mont-Blanc, ou qui se séparent en minces feuillets, comme c'est le cas pour les schistes chloriteux qui affleurent au dessus de Belleville, sur la rive gauche du Dorinet.

Ces schistes cristallins archéens, qui font suite, d'une part, à ceux des Aiguilles-Rouges et, de l'autre, à ceux de la chaîne de Belledonne, ont subi des mouvements intenses de compression lors du plissement hercynien et lors du plissement alpin.

Déjà, à l'époque du plissement hercynien, ces schistes cristallins formaient des chaînes de montagnes importantes, comme le montrent les galets de ces roches qu'on rencontre dans les formations du houiller. Ces formations contiennent de nombreux échantillons roulés de schistes cristallins injectés et prouvent ainsi que la granulite avait pénétré au cœur des anticlinaux d'alors.

Cependant l'injection ne s'est pas localisée d'une manière assez nette pour que j'aie pu l'indiquer sur la carte qui exige des contours francs. Cependant, et la chose se conçoit facilement, les parties les plus fortement injectées sont la plupart du temps au centre des anticlinaux formés par les schistes cristallins. C'est ainsi qu'une traînée de schistes injectés se suit le long du pli anticlinal de la chaîne des Enclaves et de la Pointe de Méraillet. Comme M. Termier, dans le massif des Grandes-Rousses, je n'ai pas retrouvé les schistes à amphibole microscopique, cornes vertes, que M. Offret a rencontrées dans la prolongation au sud des massifs cristallins qui nous occupent, dans la chaîne de Belledonne.

Enfin, si les schistes archéens peuvent se grouper autour de deux types principaux, les schistes micacés ou sériciteux et les chloritoschistes, il faut reconnaître que l'on rencontre un nombre très grand de schistes variés, qui en diffèrent plus ou moins; ce sont, par exemple, des schistes à sphène, des schistes d'aspect assez détritique et riches en calcite, d'autres enfin qui présentent une apparence plus ou moins compacte ou fissile.

Après ces considérations générales, je vais donner une description microscopique des types les plus caractéristiques.

§ 2. — Schistes micacés non granulitisés.

Beaufort, nos 14 et 14'. — *Micaschiste pris sur l'arête d'Outray.*

A l'œil nu :

Schiste satiné, d'un gris verdâtre, avec cristaux de quartz de faibles dimensions, rarement de feldspath, se délitant en plaquettes.

Au microscope :

La magnétite, abondante, est en grains ou en gros cristaux bien formés; le feldspath est exclusivement de l'orthose; le quartz se présente en gros cristaux à extinctions onduleuses ou en cristaux microscopiques enchevêtrés dans les zones de séricite.

Le ciment de ce schiste est formé par une infinité de paillettes submicroscopiques de séricite, toutes orientées à peu près dans le même sens; elles forment de grandes traînées moulant complètement les grains de quartz qu'elles isolent en glandules; généralement, toute la traînée s'éteint à la fois, d'une manière plus ou moins onduleuse, et se pare de couleurs de polarisation dans les bleus et les rouges vifs. Parfois, cependant, les lamelles submicroscopiques sont enchevêtrées les unes dans les autres, sans qu'il existe alors d'orientation générale prédominante. Ce schiste a une faible teneur en silice, comme le prouve l'analyse suivante : silice (SiO^2) = 56,70, alumine (Al^2O^3) = 20,32, sesquioxyde de fer (Fe^2O^3) = 3,80, oxyde ferreux (FeO) = 4,25, traces de manganèse, chaux (CaO) = 1,15, magnésie (MgO) = 4,89, potasse (K^2O) = 1,21, soude (Na^2O) = 5,71, perte au feu = 2,60; le total de l'analyse donne 100,64.

Beaufort, no 22. — *Micaschiste pris au Cernix.*

A l'œil nu :

C'est un schiste satiné, gris verdâtre, analogue au précédent; on le trouve sur la route de Beaufort au Fontanu entre les deux pointements granitiques; il n'est pas du tout injecté.

Au microscope :

Ce schiste présente les mêmes caractères que l'échantillon précédent, mais les grains microscopiques de magnétite sont répandus dans toute la roche et beaucoup plus nombreux. Les traînées de quartz et de séricite se confondent, les grands cristaux manquent presque complètement. Enfin l'analyse montre que c'est un échantillon très pauvre en silice, le plus pauvre de tous ceux que j'ai analysés. Nous avons : silice (SiO^2) = 54,90, alumine (Al^2O^3) = 21,73, ses-

quioxyde de fer (Fe^2O^3) = 5,72, oxyde ferreux (FeO) = 3,60, traces de manganèse, chaux (CaO) = 1,50, magnésie (MgO) = 0,77, potasse (K^2O) = 3,52, soude (Na^2O) = 4,25, perte au feu = 4,62; le total de l'analyse donne 100,52.

BEAUFORT, n° 29. — *Schiste pris à la Chapelle de Sainte-Barbe dans la vallée de Poncellamont.*

A l'œil nu :

C'est un schiste brun roux, avec paillettes charbonneuses, qui se divise en feuillets.

Au microscope :

La roche montre un mica blanc, presque complètement chloritisé en lamelles déchiquetées. On y trouve de l'apatite, de la magnétite, sous forme d'une infinité de petits grains épars, de l'orthose et de l'oligoclase plus rare. Le quartz, très abondant, a des extinctions onduleuses. L'analyse m'a donné : silice (SiO^2) = 62,20, alumine (Al^2O^3) = 19,14, sesquioxyde de fer (Fe^2O^3) = 3,51, oxyde ferreux (FeO) = 3,60, chaux (CaO) = 1,55, magnésie (MgO) = 0,82, potasse (K^2O) = 3,50, soude (Na^2O) = 2,64, carbone (C) = 0,35, perte au feu = 3,08; le total de l'analyse s'élève à 100,39.

BEAUFORT, n° 56. — *Schiste pris à la base de l'Aiguille de Roselette.*

A l'œil nu :

Quartzite très cristallin, à surfaces rubéfiées; la tranche parait mi-partie quartzeuse, mi-partie pétrosiliceuse.

Au microscope :

Magnétite rare en cristaux bien formés; illménite; rutile; mica noir entièrement chloritisé; les feldspaths sont l'orthose et l'oligoclase; quartz granitoïde abondant, à extinctions onduleuses; plages uniquement formées par de la séricite qui provient en grande partie de la kaolinisation des feldspaths.

BEAUFORT, n° 106. — *Schiste pris au Fontanu.*

A l'œil nu :

Quartzite très cristallin; quartz et feldspath visibles sur la tranche; lits satinés.

Au microscope :

De nombreux et gros galets de quartz, rarement de feldspath, entourés par une auréole, de quartz et de calcite dont les cristaux sont orientés perpendiculairement au contour du galet. La magnétite est en cristaux bien formés. Le fond du schiste est formé par une mosaïque de petits cristaux de quartz avec de rares et très courtes lamelles de séricite.

Ce type, particulièrement détritique, a été récolté très près des bancs granitisés du pointement de Beaubois.

A côté de ces types de schistes micacés, on trouve des schistes chloriteux qui, eux aussi, n'ont pas subi d'injection marquée.

§ 3. — Schistes chloriteux non granulitisés.

Ces schistes chloriteux sont particulièrement développés dans la crête cristalline qui s'étend de Beaulieu à La Jat, ainsi qu'à l'extrémité méridionale du Mont-Blanc, où alors ils alternent avec des types beaucoup plus cristallins et d'autres qui sont injectés.

BEAUFORT, n° 60. — *Schiste pris sur le sentier de Notre-Dame-de-la-Gorge à Nantborrant.*

A l'œil nu :

L'on a un schiste vert, sans clivage net, chargé de pyrite par places.

Au microscope :

La magnétite et la pyrite sont en cubes ou présentent les formes caractéristiques en grilles ou en fer de lance; on trouve de l'apatite, libre dans la roche. La chlorite se montre sous deux formes voisines l'une de l'autre. Tantôt elle est localisée près des grandes plages de magnétite qu'elle borde d'un cordon de larges lamelles qui polarisent dans les rouges lilas et qui sont très polychroïques; tantôt elle forme de minces lamelles, épigénisant la muscovite et polarisant dans les gris jaunes. On voit, en outre, de la muscovite, du rutile en grains et en aiguilles, du sphène. Les feldspaths sont l'orthose et l'oligoclase. Le quartz, rarement en grandes plages, est principalement granulitique. Les produits secondaires sont de la calcite en gros grains et de la séricite.

BEAUFORT, n° 78. — *Schiste pris sur la rive gauche du Dorinet en face de Belleville.*

A l'œil nu :

C'est une roche vert gris, sans schistosité bien marquée, lustrée et quartzeuse, avec grandes plaques de chlorite.

Au microscope :

Dans cet échantillon, la magnétite est plus rare, le sphène plus abondant que dans le type précédent. Mais ce qui le distingue surtout, c'est l'allure de la chlorite qui forme de grandes traînées, plus ou moins orientées dans le sens de la schistosité; elle appartient aux variétés les moins biréfringentes. Les autres minéraux sont l'orthose, l'oligoclase et le quartz.

BEAUFORT, n° 101. — *Schiste pris dans le bas du torrent oriental du ravin du Célestet.*

A l'œil nu :

Schiste très cristallin, chloriteux, très riche en grandes paillettes miroi-

tantes de mica blanc hexagonal, très riche en glandules quartzeuses sur la tranche.

Au microscope :

La magnétite est en cristaux particulièrement beaux, le sphène abondant; les feldspaths, l'orthose et l'oligoclase, font presque complètement défaut; il existe cependant un certain nombre de plages de séricite qui proviennent de leur décomposition. Le quartz granitoïde forme la moitié de la roche; il est frangé d'esquilles sur les bords et à extinctions roulantes. La chlorite est en grandes plages toujours en connexion avec la magnétite et le sphène. Le quartz granulitique et le mica blanc en font un terme de passage aux variétés injectées.

BEAUFORT, n° 390. — *Schiste chloriteux pris entre le col du Bonhomme et celui des Fours.*

A l'œil nu :

Roche vert foncé, avec nids de pyrite.

Au microscope :

L'extrême importance des feldspaths est le trait caractéristique de cette roche; orthose en grandes plages microperthitiques; oligoclase à mâcles multiples. On trouve, en outre, de la muscovite chloritisée, de la magnétite, de l'apatite, du zircon. La chlorite appartient aux variétés pennine et ripidolite; elle est particulièrement intéressante en ce qu'elle contient des rutiles nombreux disposés en grilles et en fagots.

Il est possible que ce soient une partie de ces cristaux qui aient été remaniés par lévigation et qu'on retrouve alors dans les formations du houiller, à l'état détritique. Le quartz, granitoïde, est rare.

BEAUFORT, n° 424. — *Schiste chloriteux pris dans le vallon de la Sauce.*

A l'œil nu :

La roche a un aspect analogue à celui de l'échantillon précédent.

Au microscope :

Magnétite, illménite en traînées; les feldspaths sont l'orthose et l'oligoclase; quartz en traînées parallèles à d'autres de chlorite; le mica blanc d'injection est fréquent.

Les variétés de schistes chloriteux riches en sphène forment un terme de passage aux schistes, à sphène prédominant, qu'on rencontre associés aux schistes chloriteux et que je vais décrire maintenant.

BEAUFORT, n° 83. — *Schiste pris en montant des Rovers à la Commanderie.*

A l'œil nu :

Quartzite blanc verdâtre, très compact, d'aspect pétrosiliceux, foncé sur le lit, par suite d'altération superficielle.

Au microscope :

La roche est presque exclusivement composée d'une mosaïque, de grains de quartz et de grains de sphène transformé partiellement en leucoxène et qui forment des traînées alignées dans le sens de la schistosité. Dans ces traînées, c'est tantôt le quartz et tantôt le sphène qui forme l'élément prédominant. L'orthose et l'oligoclase sont très rares. Il existe également quelques micas hydratés.

§ 3. — Schistes granulitisés.

A côté des variétés non injectées que nous venons de décrire, l'on trouve toute une série de types plus ou moins fortement granulitisés. Les roches les plus fortement injectées passent à des types très cristallins qu'il est fort difficile de séparer des micaschistes et gneiss du type ζ^2. Ces faciès d'injection se présentent sous deux formes différentes, suivant que c'est le mica blanc ou le quartz qui prédominent; d'ailleurs, ces deux faciès d'injection donnent une série de termes de passage de l'un à l'autre.

BEAUFORT, n° 33. — *Schiste pris à Hauteluce.*

A l'œil nu :

Schiste gris rouge avec muscovite en lamelles courtes, roche feuilletée.

Au microscope :

Le schiste primitif était une roche à mica noir riche en inclusions de zircon et de magnétite; l'apatite est en cristaux nombreux et bien formés, libres dans la roche; les feldspaths sont l'orthose et l'oligoclase.

L'injection a amené des traînées de quartz plus ou moins granulitique, qui ont pénétré à peu près dans le sens de la schistosité, tandis que la muscovite est orientée tantôt parallèlement et tantôt obliquement à celle-ci.

L'injection a rendu ce schiste plus acide que les types d'Outray ou du Cernix, ce qui se comprend aisément; elle m'a donné les résultats suivants : silice (SiO^2) = 63,25, alumine (Al^2O^3) = 15,86, sesquioxyde de fer (Fe^2O^3) = 4,01, oxyde ferreux (FeO) = 5,50, chaux (CaO) = 1,70, magnésie (MgO) = 1,27, potasse (K^2O) = 3,75, soude (Na^2O) = 2,96, perte au feu = 2,40; le total de l'analyse donne 100,77.

BEAUFORT, n° 109. — *Schiste pris au sommet de la Pointe de Méraillet.*

A l'œil nu :

C'est un schiste cristallin, compact, pétrosiliceux sur la tranche avec nombreuses lamelles de muscovite sur le lit.

Au microscope :

La magnétite montre un ou deux cristaux et des traînées de petits grains

dans les plages de chlorite; on trouve, en outre, de l'apatite, du zircon et du sphène. Les feldspaths sont l'oligoclase et l'orthose; la chlorite, très abondante, est en traînées parallèles à la schistosité de la roche; quartz. Le mica blanc et surtout le quartz d'injection font de ce schiste un type de chloritoschiste particulièrement granulitisé; le mica blanc a pénétré dans les plages de chlorite et est resté inaltéré. Séricite secondaire.

BEAUFORT, n° 120. — *Schiste pris au sommet des Enclaves.*

A l'œil nu :

Schiste froissé, tout ondulé sur la tranche, gris ou roux, chargé de micas blancs mal formés.

Au microscope :

Les feldspaths sont toujours l'orthose et l'oligoclase; un mica noir primitif très chloritisé. La roche a été complètement disloquée et transformée par l'injection. Elle paraît formée presque exclusivement de grandes lamelles de mica blanc, ployées par les actions dynamiques et de quartz granitoïde et granulitique.

BEAUFORT, n° 278. — *Schiste pris à Biorge.*

A l'œil nu :

Roche exceptionnellement riche en quartz de couleur claire, pauvre en micas bien formés.

Au microscope :

L'injection granulitique est si complète qu'on pourrait presque regarder la roche comme une granulite pure. L'orthose et l'oligoclase sont très rares; zircon, chlorite pennine; quelques grands cristaux de quartz; presque toute la roche est formée d'un mélange intime de grains de quartz granulitique et de micas blancs orientés dans tous les sens.

BEAUFORT, n° 277. — *Schiste pris à Biorge.*

A l'œil nu :

Schiste analogue au précédent, mais pauvre en mica blanc.

Au microscope :

Magnétite et sphène, zircon; pas de feldspath; ici l'injection quartzeuse prédomine; micas blancs moins développés que dans l'échantillon précédent et alignés dans le sens de la schistosité; le quartz granulitique forme presque toute la roche et devient parfois microgranulitique.

BEAUFORT, n° 1. — *Schiste pris à Quiège.*

A l'œil nu :

C'est une roche cornée, d'aspect très compact, gris verdâtre, légèrement satinée sur le lit et nacrée sur la tranche.

Au microscope :

La magnétite y est abondante; l'orthose et l'oligoclase sont rares. La masse du schiste est formée par une infinité de paillettes très petites de séricite et de grains de quartz d'aussi faibles dimensions. Ce quartz granulitique, qui n'est pas visible à l'œil nu et qui est si abondant, augmente naturellement beaucoup la teneur en silice de ces schistes. C'est ce que montre l'analyse suivante : silice (SiO^2) = 70,10, alumine (Al^2O^3) = 13,72, sesquioxyde de fer (Fe^2O^3) = 3,57, oxyde ferreux (FeO) = 2,62, chaux (CaO) = 0,95, magnésie (MgO) = 1,24, potasse (K^2O) = 2,73, soude (Na^2O) = 4,08, perte au feu = 1,90; le total de l'analyse atteint 100,91.

BEAUFORT, n° 13. — *Schiste pris au col d'Outray.*

A l'œil nu :

Roche cornée, compacte; on voit cependant de très petits cristaux de feldspath.

Au microscope :

De la magnétite. Les feldspaths sont l'orthose et l'oligoclase en cristaux relativement gros; séricite rare. Le fond de la roche est formé par du quartz granulitique.

CHAPITRE V

Les schistes cristallins supérieurs (X^c).

§ 1er. — Généralités.

A côté des schistes cristallins micacés ou chloriteux que nous avons décrits, il existe une formation cristalline dont le caractère détritique primitif n'a pas complètement disparu.

Cette formation montre des bancs plus ou moins épais de roches qui semblent un intermédiaire entre le faciès des grès du houiller et celui des schistes micacés. On dirait des grès très comprimés, à surfaces rouillées, qui se litent en bancs feuilletés. En plusieurs points sur la route de Flumet, soit en allant vers Mégève, soit en descendant le long de l'Arly, du côté d'Ugines, on voit ces schistes redressés qui supportent en discordance des dépôts certainement houillers, car j'y ai trouvé des fossiles végétaux du stéphanien.

Une bonne coupe de la discordance du houiller sur ce terrain s'observe au dessus des Molières d'Ugines.

Dans une course rapide qu'il avait faite à Flumet, M. Termier avait recueilli des échantillons de ces schistes. Leur étude microscopique lui ayant montré une grande analogie entre ces roches et les roches permo-houillères de la Vanoise, ce savant avait cru pouvoir leur attribuer le même âge permo-houiller (30). On vient de voir que de nouvelles recherches m'ont amené à infirmer cette conclusion et à reconnaître que *l'on a ici une formation anthouillère ou* tout au moins *antéstéphanienne*, puisque c'est l'âge des dépôts qu'on rencontre en discordance au dessus d'elle.

Toutefois, il est juste de faire remarquer que ces dépôts sont souvent des conglomérats qui indiquent que la contrée possédait un relief accusé à cette époque; la formation des plis qui ont constitué ce relief, étant postérieure au dépôt des schistes qui nous intéressent, a demandé un long laps de temps, ce qui conduit à admettre un âge anthouiller indéterminé comme étant le plus plausible. Il est également probable que les schistes de couleur rouge lie de vin de la vallée de l'Arly forment un horizon supérieur de la série cristalline. On les rencontre en effet toujours, soit sur le flanc, soit sur la prolongation de synclinaux houillers. Ils forment des traînées parfaitement bien indiquées dans la topographie et marquées par des combes ou par des prairies.

Sur la carte, *ils forment quatre traînées principales*, dont j'ai peut-être un peu restreint la largeur réelle, préférant n'y faire rentrer que les faciès détri-

tiques les mieux accusés. Les deux bandes médianes se réunissent en une seule sur le versant méridional du mont Mirantin, et toutes quatre vont mourir en un faisceau de plis serrés à la traversée du col de Bâmont. Ce sont ces mêmes roches dont j'ai fait un niveau spécial (X^c de la Carte), schistes cristallins supérieurs, qu'on retrouve formant une bande au milieu des schistes très cristallins de la boutonnière de Mégève.

Dans son étude sur les hautes chaînes calcaires de la Savoie, M. Haug[1] explique qu'il avait mis une grande partie des roches de Mégève dans le permo-houiller. A la suite de courses que nous avons faites ensemble et durant lesquelles je lui ai montré les discordances des schistes rouges lie de vin et du houiller aux abords de Flumet, M. Haug a reconnu qu'une partie des roches de Mégève devait être de nouveau attribuée au cristallin. Une nouvelle recherche sur le terrain m'a confirmé dans cette opinion, et je crois que, dans la boutonnière de Mégève, il existe une traînée de schistes cristallins supérieurs (X^c)

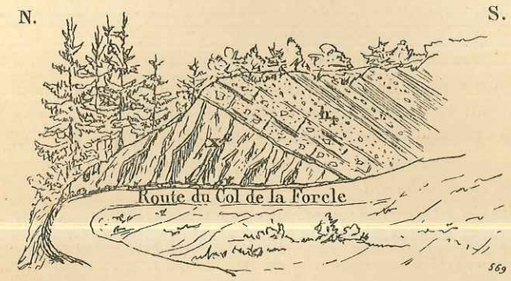


Fig. 1. — Discordance du houiller sur les schistes cristallins supérieurs (Xc), sur la route du col de la Forcle, un kilomètre au dessus des Molières d'Ugines.
h^1, houiller. Xc, schistes cristallins.

entre deux autres formées par les schistes du X et ceux du ζ^2. Au dessus de ces formations et en discordance également avec elles, l'on retrouve, près du hameau du Feug, des dépôts permo-houillers, au milieu desquels l'on a ouvert une carrière. En cet endroit les dépôts permo-houillers sont concordants avec les quartzites du trias qu'ils supportent.

Le trait caractéristique des roches permo-houillères de la Vanoise, trait que M. Termier a bien mis en relief dans sa belle étude, est le développement *in situ* des galets feldspathiques qui englobent à l'état d'inclusions tous les autres minéraux; c'est ensuite la présence de toute une série de minéraux de métamorphisme, tourmaline, épidote, rutile, sphène, glaucophane, chloritoïde, etc., sans phénomène aucun d'injection.

Dans une étude sur les schistes de Casanna du Valais, recueillis dans des

[1] Émile Haug. *Étude sur la tectonique des hautes chaines calcaires de Savoie* (pages 7 et 8 du *Bull. Serv. Carte Géol. de France*, nº 47).

massifs montagneux qui sont sur le prolongement orogénique de celui de la Vanoise, M. L. Duparc[1] et moi, nous avons signalé la parfaite analogie des roches de ces divers massifs. Les schistes de Casanna que nous avons étudiés ne présentent en effet aucun phénomène d'injection, mais, comme les roches permo-houillères de la Vanoise, montrent un développement *in situ* des gros galets de feldspath, ainsi que les mêmes minéraux de métamorphisme, épidote, rutile, sphène, glaucophane, chloritoïde, etc. Toutefois nous n'avons pas encore pu reconnaître par l'étude sur le terrain si ces roches sont permo-houillères ou d'un âge plus ancien.

Dans une zone plus cristalline et plus ancienne, celle de l'Arly, il existe des schistes qui présentent plusieurs des caractères signalés par M. Termier dans les roches de la Vanoise et retrouvés par M. Duparc et moi dans les schistes de Casanna du Valais.

Ces caractères communs sont *le développement* in situ *des feldspaths* avec tous les caractères décrits par M. Termier, surtout ceux présentés par les inclusions. C'est, en outre, le développement de certains minéraux de métamorphisme, *rutile*, *tourmaline* et *sphène*.

Mais, outre la discordance sous le houiller, qui est un caractère stratigraphique d'âge qui sépare immédiatement ces roches de celles de la Vanoise, il existe plusieurs différences pétrographiques marquées.

C'est d'abord *l'absence totale*, dans les très nombreux échantillons que j'ai examinés, *des minéraux de métamorphisme les plus caractéristiques*, l'*épidote*, le *glaucophane* et le *chloritoïde*.

C'est ensuite *la présence de nombreux faciès d'injection granulitique*. Celle-ci, très facilement reconnaissable, a fourni un apport de quartz et de muscovite, et, dans certaines variétés, le quartz a pris la structure microgranulitique et même pétrosiliceuse.

Dès que l'injection apparaît, les galets de feldspath, la tourmaline, le rutile diminuent ou disparaissent, et, à l'œil nu comme au microscope, ce sont les variétés les plus injectées qui paraissent les plus cristallines.

Ce sont là des rapports curieux du métamorphisme régional et du métamorphisme d'injection.

Si l'injection granulitique est facile à reconnaître au microscope, il n'en est plus de même sur le terrain, où nulle part je n'ai vu de filons de la roche éruptive, ni même de ces développements en nids du mica blanc qui manifestent l'extravasion de la granulite et son imprégnation au milieu des schistes cristallins.

Enfin, en étudiant les amphibolites de Fessons, au bord de l'Isère, j'ai montré que celles-ci représentaient un type amphibolique de la formation dont j'étudie ici le type micacé.

En dehors de la région comprise entre les gorges de l'Arly et la vallée de

[1] L. Duparc et Étienne Ritter. *Les schistes de Casanna,* dans les *Arch. des Sciences Phys. et Nat.*, Genève, 1896.

l'Isère, j'ai rencontré en un point, à Planpatier, sur le flanc des Enclaves, un type de ces schistes supérieurs, du faciès granulitisé ; les autres sont localisés dans les montagnes cristallines les plus occidentales.

Au nord-ouest, ces roches vont s'enfoncer en profondeur sous les terrains sédimentaires de la chaîne des Aravis ; au sud-est, les différentes bandes se réunissent et ne paraissent pas se poursuivre vers la chaîne de Belledonne, au delà du col de Bâmont.

Les schistes cristallins de la vallée de l'Arly et des bandes de X_c que j'ai pu suivre jusqu'à la vallée de l'Isère présentent des caractères voisins de ceux des schistes permo-houillers de la Vanoise, soit dans la nature de leurs minéraux, soit dans leur structure. Les minéraux, en moins grand nombre, sont : l'*illménite*, la *magnétite*, l'*anthracite*, le *rutile*, le *zircon*, le *sphène*, la *tourmaline*, le *mica noir*, la *séricite*, la *muscovite*, la *chlorite*, le *quartz*, les *feldspaths orthose*, *albite* et rarement l'*oligoclase*, enfin la *calcite*.

Illménite. — L'illménite est rarement en cristaux bien formés et se présente le plus souvent en plages ou en traînées. Les grains sont faiblement translucides en rouge brun sur les bords, surtout aux forts grossissements ; elle passe fréquemment au sphène ou au leucoxène et existe presque toujours.

Magnétite. — La magnétite est en cristaux bien formés, avec les formes du cube ou du trapézoèdre ; souvent en grains très petits sans contours cristallographiques ; elle est toujours opaque.

Anthracite. — L'anthracite est en grains opaques ; outre l'anthracite, l'on a des traînées charbonneuses et des matières ocreuses ou chromifères.

Rutile. — Le rutile, très fréquent à l'état d'inclusions dans les feldspaths, est toujours microscopique ; il présente à peu près tous les caractères décrits par M. Termier[1]. Le rutile et le sphène sont très fréquemment ensemble et ne semblent pas s'exclure.

Zircon. — Le zircon, toujours en cristaux peu nombreux dans la coupe, est fréquent. Ses cristaux sont plus gros que ceux de rutile.

Sphène. — Le sphène est exceptionnellement abondant et presque toujours transformé en leucoxène. On le trouve très rarement en cristaux bien formés ; le plus souvent il constitue des plages ou des traînées plus ou moins allongées. Dans certains cas, il épigénise complètement d'autres minéraux, même les feldspaths.

Tourmaline. — La tourmaline est plutôt rare et ne présente qu'un petit nombre de cristaux dans la coupe. Elle est de dimensions supérieures à celles du zircon, du rutile et même des cristaux de sphène. Son polychroïsme est n_g bleu vert passant au brun, n_p rose jaune très pâle. Les cristaux sont bien formés, souvent terminés d'un côté par le rhomboèdre. Les prismes sont isolés les uns des autres, souvent cassés.

La tourmaline disparaît dans les variétés granulitisées.

[1] P. Termier. *Étude géologique du massif de la Vanoise* (voir page 26 et suiv. du *Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 20).

Mica noir. — Le mica noir se présente assez bien développé, fréquemment et en partie épigénisé en chlorite, dans les types les plus francs et les plus cristallins à la fois; il est extrêmement rare dans les variétés injectées.

Séricite. — La séricite ou mica blanc hydraté est, comme dans les roches permo-houillères de la Vanoise, la phyllite dominante des schistes cristallins supérieurs (X^c).

En lames minces, la séricite est incolore et possède un polychroïsme à peine sensible dans les blancs gris et les blancs jaunes; faible relief; la biréfringence faible est très variable. Les lamelles ont des dimensions qui varient d'une manière considérable. La séricite contient en inclusions presque tous les minéraux, sauf les feldspaths et le quartz. Souvent elle moule l'orthose et l'albite en s'infléchissant complètement autour du cristal de feldspath. D'autres fois, elle est orientée perpendiculairement à ce minéral et se recourbe en un crochet au point de contact; souvent aussi elle y forme des traînées d'inclusions.

Muscovite. — La muscovite ne se rencontre que dans les types d'injection granulitique, avec les traînées de quartz hexagonal. Ses lamelles, à contours francs, sont habituellement déchiquetées; sa biréfringence très forte, son manque absolu de polychroïsme, ses clivages mieux marqués, l'absence presque totale d'inclusions, joints à ses autres caractères optiques, permettent de la séparer facilement de la séricite.

Chlorite. — La chlorite n'est pas abondante; elle appartient aux variétés pennine et ripidolite par sa très faible biréfringence; habituellement elle épigénise les micas et surtout la biotite.

Quartz. — Le quartz se présente sous des aspects très divers, mais il montre rarement des galets recristallisés; ceux-ci sont très caractéristiques des assises de la Vanoise étudiées par M. Termier[1]. Nous les avons trouvés très caractéristiques également des grès houillers. Mais dans les schistes supérieurs du X, le quartz est peu abondant dans les faciès francs, qui montrent principalement de gros galets de feldspaths calés entre des lamelles de séricite. Par contre, dans les variétés granulitisées, le quartz est d'autant plus abondant que l'injection a été plus intense. Il se présente alors avec les structures granulitique, microgranulitique, et parfois même avec celle des porphyres globulaires.

Dans les schistes non injectés, les quartz se présentent en grains, de dimensions presque toujours très inférieures à celles des galets de feldspaths. Ils paraissent alors avoir cristallisé en partie, au milieu d'un enchevêtrement confus de lamelles de séricite, et, quand deux quartz sont accolés, leur limite cesse d'être précise. Ils contiennent peu d'inclusions.

Dans les variétés injectées, il est d'autant plus difficile de faire la part du quartz qui n'est pas dû à l'injection que ce derniers prend alors des formes cristallines beaucoup plus nettes que dans les types qui n'ont pas subi de granulitisation.

Feldspaths. — Les feldspaths sont à la fois les minéraux les plus volumi-

neux et les plus caractéristiques des échantillons que nous avons étudiés. Ce sont eux, plus encore que les minéraux rares accessoires, sphène, rutile, tourmaline, qui, par leur manière d'être toute particulière, rapprochent le plus les schistes cristallins de la vallée de l'Arly des roches de la Vanoise et des schistes de Casanna du Valais.

Les feldspaths sont l'albite et l'orthose. Exceptionnellement, dans une plage granulitisée, on voit apparaître un peu d'oligoclase, de très petites dimensions et sans inclusions.

L'*albite* existe presque toujours et se reconnaît à ses mâcles (mâcles de l'albite ou de carlsbad qu'on ne peut pas distinguer l'une de l'autre). Dans la zone ph^1, l'extinction de deux lamelles se fait généralement de 15° à 18° de la trace du plan de mâcle parallèle au plan g^1. L'étude comparative de sa réfringence et de celle du quartz par la méthode Becke m'a donné :

$$\Delta^1 < 0 - \Delta^2 < 0 - \delta^1 < 0 - \delta^2 < 0.$$

Les cristaux d'*orthose* sont très rarement mâclés et par la méthode Becke donnent les mêmes réactions que l'albite. Mais il m'a été possible de séparer ces deux minéraux en partie par l'étude de la lumière convergente, d'après la méthode de M. Fouqué, en partie par les extinctions sur la face g^1.

Tous ces feldspaths sont remplis d'inclusions de tous les autres minéraux et leur sont par conséquent postérieurs. Les inclusions quartzeuses sont fréquentes, quoique le quartz ne soit pas abondant, ce qui est un caractère différentiel d'avec les roches de la Vanoise. Par contre, un caractère commun est la faible grandeur des feldspaths développés dans les zones pauvres en phyllites et riches en quartz.

Quant aux relations entre les feldspaths et leurs inclusions, elles présentent des caractères tellement identiques à ceux que M. Termier a si magistralement décrits que je ne saurais mieux faire que de renvoyer le lecteur aux pages 40 à 44 de son mémoire sur la Vanoise et aux figures qui y sont dessinées.

Les inclusions sont extrêmement nombreuses dans les feldspaths des schistes cristallins de la vallée de l'Arly et présentent des exemples superbes de tous les divers phénomènes décrits par M. Termier.

Calcite. — La calcite, rare, existe dans quelques échantillons, généralement dans des plages quartzeuses.

Après ces considérations générales, nous allons donner une étude monographique des types les plus intéressants parmi les échantillons étudiés.

§ 2. — Monographie des échantillons étudiés.

Beaufort, n° 321. — *Schiste pris à Flumet.*

Cet échantillon pris dans les schistes cristallins, redressés en discordance

au dessous des formations houillères, a un faciès gréseux prononcé ; il est de couleur rouge lie de vin.

Au microscope :

C'est un phyllade à tourmaline, à gros galets de feldspaths, peu riche en quartz. Les minéraux sont : l'illménite et la magnétite en plages et cristaux, concentrés dans les traînées micacées et chloriteuses ; l'apatite, la tourmaline. Le mica séricitique est associé à la chlorite. Les feldspaths sont l'orthose et l'albite ; très frais, ils repoussent les micas blancs qui les entourent. Le quartz, en petits grains plus ou moins bien cristallisés, forme des traînées en connexion avec celles des micas.

BEAUFORT, n° 322. — *Schiste pris à Flumet, près du précédent.*

A l'œil nu :

Il a un aspect satiné sur le lit et montre des lentilles feldspathiques sur sa tranche. Il est de couleur gris de fer et légèrement onctueux au toucher.

Au microscope :

Ce phyllade a un aspect assez différent de celui de l'échantillon précédent. Les galets de feldspath y sont moins volumineux et en plus grand nombre. Le mica blanc, plus abondant, forme des traînées particulièrement bien orientées ; le quartz fait presque totalement défaut. La coupe montre les minéraux suivants : l'illménite en traînées alignées dans celles des micas ; le sphène, le mica blanc hydraté. Les feldspaths, l'orthose et l'albite, sont criblés d'inclusions de rutile et d'autres minéraux, orientés obliquement à la schistosité ; les feldspaths sont très fréquemment mâclés.

BEAUFORT, n° 323. — *Schiste pris en amont de Flumet, un peu plus loin que le précédent.*

A l'œil nu :

Il a un aspect de corne feldspathique ; il est verdâtre et lustré, très peu fissile.

Au microscope :

Cet échantillon est exceptionnellement riche en quartz et pauvre en feldspath. Le sphène, très abondant est disséminé sans ordre dans la roche et forme des filons remplissant des cassures. Les feldspaths, l'orthose et l'albite, sont parfois tellement chargés d'inclusions de quartz et de sphène qu'ils deviennent méconnaissables. Le fond de la roche est formé par une mosaïque de grains de quartz entre lesquels s'intercalent le sphène et de très petites plages argileuses qui semblent passer à des micas blancs hydratés en voie de formation. Ces micas blancs ne se résolvent qu'aux plus forts grossissements et paraissent alors microscopiques.

BEAUFORT, n° 325. — *Schiste pris en amont de Flumet, au dessous de Pontet.*

A l'œil nu :

Type de quartzite compact, blanc, avec développement de bancs phylliteux et aspect corné sur la tranche.

Au microscope :

Roche à grain moyen ; les feldspaths et le quartz y sont en proportions égales. Le mica blanc, moins abondant, est le minéral qu'on rencontre le plus fréquemment après les minéraux précités et après le sphène ; la schistosité est peu nette et les cristaux ne paraissent guère alignés. Les minéraux de la coupe sont : l'illménite ; le sphène en très grandes plages, par rapport aux dimensions des autres minéraux ; la tourmaline rare, la muscovite. Les feldspaths sont l'orthose et l'albite ; criblés d'inclusions, ils sont entourés souvent d'une couronne de sphène. Le quartz granitoïde ou en grains plus ou moins bien cristallisés est répandu dans toute la roche.

BEAUFORT, n° 335. — *Schiste pris sur la route de Flumet à Ugines, au pont du Flon.*

A l'œil nu :

De couleur grise ou verte, très chargé de phyllites foncées et très peu délitable.

Au microscope :

Cette roche, très riche en quartz granitoïde et en mica blanc, a un aspect particulièrement cristallin. On y trouve de l'illménite, du rutile ; du sphène, principalement localisé dans les cassures ; de la chlorite pennine, provenant de la décomposition de la muscovite ; du zircon ; de la muscovite en lamelles ployées et déchiquetées. Les feldspaths sont extrêmement rares, de faibles dimensions. Le quartz, qui constitue à lui seul la plus grande partie de la roche, est en plages granitoïdes ou en gros grains formant mosaïque ; il montre des extinctions onduleuses prouvant que la roche a subi des actions mécaniques.

BEAUFORT, n° 336. — *Schiste pris vers le pont du Flon, près du précédent.*

A l'œil nu :

Schiste d'aspect cristallin avec développement de quartz hexagonal ; traînées rouillées, pas de schistosité nette.

Au microscope :

Cette roche montre deux plages distinctes : l'une où le quartz, qui existe presque seul, est encore plus abondant que dans la coupe précédente ; l'autre où les feldspaths prédominent de beaucoup. Dans la première plage, à côté du quartz, on trouve un peu d'illménite et quelques lamelles de muscovite. La seconde plage montre les minéraux suivants : illménite, sphène, muscovite, orthose, albite, quartz.

BEAUFORT, nº 337. — *Schiste pris vers le pont du Flon, près du précédent.*

A l'œil nu :

Aucune schistosité ; type de quartzite très cristallin, de couleur claire, gris pâle, avec quartz hexagonal et feldspaths visibles sur la tranche.

Au microscope :

Roche à grain fin, sans aucune schistosité apparente; quelques galets de quartz et de feldspaths sont notablement plus gros que les autres. La coupe est riche en minéraux : illménite, magnétite, sphène, zircon, rutile, apatite. La muscovite et la chlorite sont rares. Presque toute la roche est composée par des grains de quartz, qui paraît recristallisé, et des galets de feldspaths surchargés d'inclusions et surtout d'inclusions de quartz. Ces feldspaths sont l'orthose et l'albite. La roche a un aspect détritique assez accusé.

BEAUFORT, nº 338. — *Schiste pris au dessous de Cohennoz, sur la route de Flumet à Ugines.*

A l'œil nu :

C'est un schiste rouge lie de vin, très riche en phyllites rougeâtres et froissées avec filons de quartz.

Au microscope :

La roche est à grain moyen, et les lamelles de mica blanc, orientées parallèlement, lui donnent une schistosité grossière. Les minéraux sont : l'illménite, la magnétite, le sphène, le zircon, l'apatite; du mica noir plus ou moins complètement chloritisé; les feldspaths, remplis d'inclusions, sont l'albite et l'orthose. Le mica blanc, très fortement biréfringent, et une partie du quartz à contours hexagonaux semblent provenir d'une injection granulitique.

BEAUFORT, nº 339. — *Schiste pris sur la route de Flumet à Ugines, en aval du précédent.*

A l'œil nu :

C'est un schiste d'aspect plus fissile que les autres, avec glandules feldspathiques visibles sur la tranche et comme alignées par compression.

Au microscope :

Cet échantillon, particulièrement intéressant, est un schiste séricitique; les traînées de phyllades, orientées parallèlement, entourent des feldspaths disposés en glandules; elles sont coupées par des filons exclusivement quartzeux, qui ont pénétré dans le sens de la schistosité et qui ont disloqué les traînées des micas blancs et même les glandules feldspathiques. Les minéraux sont les suivants : du quartz granulitique et de courtes lamelles de muscovite dans les filons d'injection. Dans la masse du schiste, l'on a de gros cristaux d'orthose et d'albite criblés d'inclusions de quartz de sphène, de matières anthra-

citeuses, et qui sont presque toujours enchâssés dans une gaine de grains de sphène orientés perpendiculairement aux contours du feldspath. Les micas blancs hydratés, polarisant faiblement, forment de longues traînées au milieu desquelles on reconnaît de l'apatite, de la magnétite, de l'illménite, du sphène et de la tourmaline. Les micas hydratés prennent des couleurs de polarisation plus riches au voisinage des feldspaths et sont alors mieux cristallisés.

BEAUFORT, nº 340. — *Schiste pris sur la route de Flumet à Ugines, en face du mont Crombert.*

A l'œil nu :

Faciès de roche cornée, de couleur gris de fer, avec un aspect satiné sur le lit et la tranche, aspect dû aux micas que l'œil nu ne peut pas séparer du reste de la roche.

Au microscope :

C'est une roche à grain moyen, toujours à schistosité mal marquée, ce qui est déjà un caractère distinctif d'avec les schistes cristallins francs. Les minéraux sont : illménite, magnétite, sphène, zircon, mica noir, apatite, mica blanc, chlorite; les feldspaths sont l'orthose et l'albite; le quartz forme une mosaïque, avec les lamelles de muscovite souvent orientées dans tous les sens.

BEAUFORT, nº 341. — *Schiste pris sur la route de Flumet à Ugines, en face du mont Crombert, en aval du précédent.*

A l'œil nu :

C'est un schiste rouge lie de vin; il semble un grès très cristallin; les paillettes de mica blanc sont séparées et bien formées.

Au microscope :

La roche est formée par une infinité de gros galets de feldspath, collés les uns contre les autres ou calés par des lamelles de mica noir; très peu de quartz. Les minéraux sont : l'illménite, la magnétite, le sphène, la tourmaline, le zircon, l'apatite. Le mica noir est abondant en lamelles déchiquetées. Grandes plages mal cristallisées de mica blanc secondaire. Les feldspaths, criblés d'inclusions orientées souvent perpendiculairement à la direction générale du schiste, sont l'orthose et l'albite; le quartz est abondant à l'état d'inclusions, mais ne se montre presque pas à l'état libre dans la roche.

Nº 342. — *Schiste pris sur la route de Flumet à Ugines, en face du mont Crombert, en aval du précédent.*

A l'œil nu :

C'est un schiste micacé à mica blanc, très fissile, couleur rose brun.

Au microscope :

Ce schiste a un aspect beaucoup plus cristallin que les échantillons précédents. Immédiatement la schistosité reparaît très nette, marquée par des traînées alignées de quartz et de mica blanc. Les feldspaths petits sont rares; mâclés, ils sont dirigés perpendiculairement à la schistosité. Le nombre des espèces minérales diminue; on trouve de l'illménite, un ou deux zircons, des matières anthraciteuses. Le quartz forme des mosaïques allongées, à grains granulitiques. Le mica blanc est de la muscovite et de la séricite. C'est probablement un faciès d'injection.

BEAUFORT, n° 343. — *Schiste pris sur la route de Flumet à Ugines, en aval du précédent.*

A l'œil nu :

Semble un schiste très cristallin, qui se délite en plaquette; il est chargé de filons quartzeux et présente, sur son délit, un nombre infini de paillettes micacées, mêlées de traînées rouillées.

Au microscope :

La roche semble former un intermédiaire entre les deux échantillons précédents; elle montre une sorte de grès à gros galets de feldspath au milieu duquel ont pénétré les éléments, quartz et muscovite, du type précédent. Les minéraux sont les suivants : de l'illménite, du sphène, du rutile, de l'apatite, de la magnétite et de la tourmaline en faibles proportions. Les gros galets de feldspath sont de l'orthose et de l'albite criblés d'inclusions et séparés soit par des micas noirs, soit par des micas blancs, faiblement chloritisés. Le quartz granulitique et le mica blanc d'injection ont pénétré au milieu de ces éléments et les ont disloqués.

BEAUFORT, n^{os} 344 et 345. — *Schistes pris sur la route de Flumet à Ugines, en aval du précédent.*

A l'œil nu :

On dirait un quartzite schisteux et fortement cristallin, de couleur rose brun, à toucher onctueux, à cassure conchoïdale avec plages de mica blanc, dont on ne peut pas discerner les divers individus.

Au microscope :

Ces deux échantillons sont presque identiques; aussi je les décris ensemble. La schistosité nette montre de très puissantes traînées de quartz granulitique, entre lesquelles s'alignent parallèlement des bandes de micas blancs hydratés; d'autres micas, toujours alignés, sont épars dans les traînées quartzeuses. Les minéraux, autres que le quartz et le mica blanc, sont : l'illménite; la magnétite; des matières ocreuses qui souvent forment une très mince couronne au pourtour des galets de quartz, de la tourmaline, du sphène, du zircon, de l'apatite.

Les feldspaths, de très petites dimensions, sont des orthoses riches en inclusions et de rares oligoclases à mâcles multiples, sans inclusions. L'orthose et l'albite de ces schistes ne présentent presque jamais des groupements à mâcles multiples. Ces deux échantillons sont des faciès d'injection.

BEAUFORT, n° 345'. — *Schiste pris sur la route de Flumet à Ugines, au voisinage du précédent.*

A l'œil nu :

Schiste micacé avec développement de phyllites noires qui lui donnent un aspect de roche du houiller.

Au microscope :

Cet échantillon, qui présente également un faciès très quartzeux, se distingue des précédents par son manque absolu de schistosité, par l'abondance des plages de sphène et par les contours chevelus des grains de quartz; ceux-ci ne sont plus hexagonaux, sauf en quelques points très localisés de la coupe. Les minéraux qu'on y rencontre sont : l'illménite, la magnétite, le sphène, le zircon, l'apatite, la muscovite. Les feldspaths sont petits et rares. Le quartz est frangé sur les bords. On trouve de la calcite secondaire.

Un échantillon (Beaufort, n° 345"), pris à côté de celui que je viens de décrire, montre des quartz plus petits et plus frangés encore.

BEAUFORT, n° 346. — *Schiste pris sur la route de Flumet à Ugines, en aval du précédent.*

A l'œil nu :

Schiste quartzeux, avec grandes traînées phylliteuses, dont on ne peut distinguer les divers éléments; couleur blanc rosé.

Au microscope :

La roche est formée par de gros galets de feldspaths entourés de micas et entre lesquels se calent de petites mosaïques de quartz et de micas. On y trouve de la magnétite, de l'illménite, du sphène et de la tourmaline; ces minéraux sont rares. Les galets de feldspaths, très gros, sont de l'orthose et de l'albite. Leurs inclusions, principalement formées par des matières charbonneuses, du sphène, de fines aiguilles de rutile et un peu de quartz, sont orientées à peu près parallèlement à la schistosité de la roche. Les mâcles des feldspaths ont une direction perpendiculaire ou oblique à celle des inclusions qui les traversent sans se déranger. Ces inclusions passent aussi, sans subir de dérangement, d'un cristal de feldspath dans le cristal voisin qui lui est accolé et qui, orienté différemment, ne s'éteint par conséquent pas en même temps. Ces feldspaths sont entourés par des traînées de micas blancs, dont les lamelles ont été complètement ployées pour pouvoir contourner le galet d'albite ou d'orthose. Chlorite pennine en houppes.

BEAUFORT, n° 347. — *Schiste cristallin pris sur la route de Flumet à Ugines, en amont des Molières.*

A l'œil nu :

C'est une roche cornée de couleur brun rouge avec une infinité de paillettes miroitantes de muscovite.

Au microscope :

La roche est un type d'injection, très riche en quartz, très pauvre en feldspaths; le mica blanc est en lamelles déchiquetées; le quartz montre des plages granitoïdes rares et des mosaïques de grains à contours parfois chevelus. Les feldspaths sont l'orthose et l'albite; les autres minéraux sont la magnétite, l'illménite, le sphène, le zircon et l'apatite.

BEAUFORT, n° 347'. — *Schiste pris à côté du précédent, près des Molières.*

A l'œil nu :

Paraît un grès très fin, comprimé, de couleur gris de fer, avec taches de rouille.

Au microscope :

L'on a un type très analogue au précédent, mais à grain plus fin. Les minéraux sont : l'illménite, la magnétite, le sphène, le rutile, l'albite, l'oligoclase, le mica blanc et le quartz.

BEAUFORT, n° 348. — *Schiste pris en amont des Molières et en aval du type 347'.*

A l'œil nu :

Quartzite compact et schisteux, avec rares petits galets de feldspath alignés en glandules sur la tranche de la roche.

Au microscope :

La schistosité est marquée par l'alignement des micas. Le quartz prédomine toujours, mais les feldspaths sont nombreux. Il existe des plages chloriteuses où se sont concentrées de l'illménite et de l'hématite et d'autres avec de la biotite chloritisée. Les autres minéraux sont : la tourmaline, le sphène, le rutile, la magnétite, l'apatite. A côté de ces plages à minéraux avec albite et orthose remplies d'inclusions et où le quartz est en grains mal cristallisés, il en est d'autres formées par du quartz hexagonal, de la muscovite fortement biréfringente.

Ces autres plages sont dues à l'injection granulitique.

BEAUFORT, n° 351. — *Schiste pris sur le chemin du col de Forcle.*

A l'œil nu :

Bancs minces et alternatifs de parties quartzeuses et de parties riches en phyllites et de couleur vert d'herbe.

Au microscope :

La coupe montre une plage latérale de quartz et de calcite, coupée par un filon de quartz microgranulitique tendant vers les formes micropegmatoïdes. Le reste du schiste montre un agrégat feutré de lamelles de mica blanc de toutes dimensions avec un quartz qui prend fréquemment la structure du quartz des porphyres globulaires. Le schiste est coupé en deux par un filon net de quartz granulitique complètement oblique à la schistosité de la roche. Nous avons là un faciès particulier d'injection où les galets de feldspath, très petits, font presque totalement défaut. Outre ces minéraux, le quartz et le mica, on trouve de l'illménite, de la calcite, du sphène, de la chlorite pennine et du rutile.

BEAUFORT, n° 351'. — *Schiste pris sur le chemin du col de Forcle.*

A l'œil nu :

Schiste rouge lie de vin, d'aspect cristallin, très pauvre en mica, très riche en parties quartzeuses.

Au microscope :

C'est encore un faciès d'injection, mais où la schistosité est mieux marquée que dans l'échantillon précédent. La muscovite, très biréfringente, est particulièrement abondante. Le quartz du fond du schiste, de très faibles dimensions, a la structure du quartz des porphyres globulaires et tend parfois vers celle des porphyres pétrosiliceux. Le schiste est recoupé par des filons de quartz granulitique à grains notablement plus gros. Outre le quartz et le mica, on trouve de l'illménite et des traînées charbonneuses, du sphène, du rutile, de l'apatite et de la tourmaline, de la calcite. Les feldspaths sont absents.

BEAUFORT, n° 352. — *Schiste pris sur le chemin du col de Forcle.*

A l'œil nu :

Schiste de couleur gris de fer, d'aspect gaufré, qui rappelle les schistes houillers dont il se sépare par ses lamelles de corne feldspathique et de micas bien développés.

Au microscope :

La schistosité est mal marquée; la roche se compose de grandes traînées de mica blanc, orientées dans divers sens et qui englobent de rares et gros galets de feldspaths. Les minéraux sont : de l'illménite en bâtonnets allongés, du sphène fréquemment épigénisé en leucoxène. Ce minéral entoure presque tous les cristaux de feldspaths, les pénètre plus ou moins profondément et enfin les remplace. Cette transformation des feldspaths en plages de sphène se fait selon le mode habituel de l'épigénie : attaque du pourtour, pénétration dans les cassures, etc. Les plages de sphène gardent en leur intérieur les inclusions primitives des feldspaths. Ceux-ci semblent appartenir à l'albite et à l'orthose. Les traînées de mica blanc sont formées par de grandes plages fortement

ployées, très biréfringentes (muscovite), ou par un agrégat de grains microscopiques de quartz microgranulitique et de lamelles déchiquetées de muscovite d'aussi faibles dimensions. On trouve, en outre, de la biotite chloritisée, de la chlorite, de l'apatite et du rutile.

Beaufort, n° 354. — *Schiste pris vers la maison cantonnière n° 1 de la route d'Ugines à Flumet.*

A l'œil nu :

La roche peu fissile se délite en fragments recouverts de phyllites de couleur sombre.

Au microscope :

Type d'injection granulitique déjà décrit; quartz granulitique et microgranulitique, mica blanc peu abondant, zircon, sphène, rutile, apatite et illménite; pas de feldspaths.

Beaufort, n^{os} 354' et 355. — *Schistes pris vers la maison cantonnière n° 1 de la route d'Ugines à Flumet.*

A l'œil nu :

Types gréseux marqués avec galets feldspathiques serrés les uns contre les autres; aspect corné sur la tranche.

Au microscope :

Ces deux échantillons montrent le schiste primitif à galets de feldspaths, plus ou moins injecté. Le mica blanc séricitique est abondant et orienté dans différentes directions; la schistosité mal marquée. L'injection quartzeuse donne peu de filons nets; elle a plutôt disloqué la roche. Les minéraux sont : le quartz granulitique, l'orthose et l'albite, le mica blanc, des traînées d'illménite, du rutile, du sphène, de la tourmaline qui appartient au schiste primitif et ne se montre jamais dans les types d'injection, de la biotite plus ou moins fortement chloritisée et de l'apatite.

Beaufort, n° 272. — *Schiste pris sur la route de Bange à Héry.*

A l'œil nu :

Gneiss à mica blanc, avec un aspect satiné particulier, dû aux phyllites mal développées.

Au microscope :

Ce schiste, qui se trouve sur le prolongement de la bande où j'ai pris les deux échantillons précédents, présente les mêmes caractères de schiste à galets feldspathiques injecté par une venue de quartz et de muscovite. On trouve les minéraux suivants : mica noir du schiste primitif, traînées d'illménite, orthose, albite, quartz granulitique et microgranulitique, mica blanc, de l'apatite, du sphène et du rutile.

Beaufort, n° 269. — *Schiste pris au pont du Nant-Rouge, entre Bellecombe et Crest-Voland.*

A l'œil nu :

Schiste très facilement délitable en minces plaquettes; sur la tranche on ne voit que du quartz, sur le lit que du mica blanc.

Au microscope :

Cet échantillon est un faciès d'injection assez accusé, mais la schistosité est mal marquée. Le mica blanc est en lamelles complètement déchiquetées et orientées diversement. Les minéraux sont, outre le quartz et le mica, les feldspaths orthose et albite, l'illménite, la chlorite, le rutile et le sphène.

Beaufort, n° 270. — *Schiste pris au pont du Nant-Rouge, entre Notre-Dame-de-Bellecombe et Crest-Volant.*

A l'œil nu :

Apparence de grès houiller exceptionnellement compact; surface rouillée.

Au microscope :

Le schiste à gros galets de feldspath, non injecté, montre les minéraux suivants : une biotite chloritisée avec inclusions de magnétite et d'apatite, de l'illménite, du sphène, du rutile, de l'apatite et de la tourmaline, du quartz, du mica blanc.

Tous ces éléments n'existent presque qu'à l'état d'inclusions dans les gros cristaux de feldspaths, fréquemment mâclés et qui appartiennent aux variétés de l'albite et de l'orthose. Les feldspaths collés les uns contre les autres forment presque toute la roche; le reste est constitué par quelques lamelles de mica blanc et des grains de quartz qui s'intercalent entre les feldspaths.

Beaufort, n° 384. — *Schiste cristallin pris en dessous du village de Crest-Voland.*

A l'œil nu :

Roche cornée de couleur vert clair, presque sans mica visible.

Au microscope :

Type de schiste injecté avec quartz granulitique et quartz microgranulitique qui tend vers la structure des porphyres globulaires. Mica blanc rare. Les autres minéraux sont : de la biotite chloritisée, de l'illménite, du sphène et du rutile.

Beaufort, n° 385. — *Schiste pris au dessous du Signal de Bisanne.*

A l'œil nu :

Schiste noir à surface parfois lustrée et gaufrée, lamelles rouillées et parfois irisées.

Au microscope :

La roche est un schiste argileux, en partie cristallisé, avec quelques gros

galets de feldspaths; la partie cristallisée du schiste montre principalement de la séricite et un peu de chlorite. De grandes traînées d'illménite entourent les feldspaths criblés d'inclusions de tous les autres minéraux et surtout de fines aiguilles de rutile. On trouve, en outre, du sphène, de l'apatite et de la tourmaline. La roche ne montre pas de schistosité et les paillettes de séricite sont orientées dans tous les sens, même dans la même plage. Le quartz est rare.

Beaufort, n° 396. — *Schiste pris à Crest-Voland, près de Menier.*

A l'œil nu :

Apparence de grès très cristallin, gris ou roux, avec taches de rouille par places.

Au microscope :

Schiste largement cristallin, à gros galets de feldspaths entre lesquels s'intercalent les autres minéraux et surtout des traînées de quartz granulitique ou microgranulitique et de mica blanc.

On trouve, en outre, de l'illménite, du sphène, du rutile et de l'apatite.

Beaufort, n° 217. — *Schiste pris au sommet de l'Aiguille-Pourrie.*

A l'œil nu :

Apparence détritique marquée; surface rouillée, très fissile.

Au microscope :

C'est le type le plus détritique que nous ayons vu, et il se rapproche beaucoup de certains schistes houillers par les traînées opaques complètement plissées dans un sens perpendiculaire à celui de la schistosité. Entre celles-ci sont des bandes quartzeuses, à mosaïque de quartz plus ou moins granulitique. Le mica blanc est bien développé; on trouve, en outre, de l'hématite et un peu de rutile.

Ces schistes cristallins supérieurs du type X^c prennent certainement un développement plus grand que celui que j'ai marqué sur la carte. Mais comme il y a passage graduel et continu entre eux et les schistes cristallins du type commun, j'ai préféré restreindre les bandes de X^c supérieur aux points où on peut le suivre sans aucune ambiguité. Il est certain que la séparation n'est pas toujours facile entre ces schistes gréseux qui ont des caractères très tranchés au point de vue microscopique, mais qui, à l'œil nu, présentent à peu près tous les passages entre le faciès de certains grès houillers et celui des schistes micacés complètement cristallins et ces mêmes schistes cristallins.

Toutefois, entre ce terrain et le houiller, l'on trouve encore un horizon de schistes que nous allons décrire maintenant; cet horizon est d'ailleurs tout à fait sporadique.

§ 3. — Schistes de Benetan d'aspect récent (Xh).

A Benetan, l'on trouve une traînée de schistes verts ou rouges, lie de vin, qui rappellent d'une manière étonnante les phyllades dévoniens de la Mayenne et de l'Ardenne; ils sont également semblables à des schistes du Bourg-d'Oisans, dans le massif du Pelvoux, et qu'on trouve, comme ceux de Benetan, dans une situation intermédiaire entre le terrain cristallin et le houiller. Examinés au microscope, ces schistes ont un aspect nettement détritique et sont formés par les minéraux suivants : de la magnétite, de l'illménite, du sphène transformé en leucoxène. Les feldspaths sont représentés par de très petits et rares cristaux d'orthose et d'oligoclase. Le fond de la roche est formé par un agrégat de paillettes de séricite et de grains détritiques de quartz.

Comme on le voit, ces schistes ont un aspect détritique qui les sépare nettement des schistes cristallins et une structure intime qui permet de les différencier facilement d'avec les roches du houiller.

CHAPITRE VI

Le houiller.

§ 1er. — Généralités.

Le terrain houiller est particulièrement bien développé dans la région que j'ai étudiée. Il apparaît sur le flanc des anticlinaux cristallins, ou bien forme des anticlinaux secondaires au milieu des terrains plus récents du trias et du lias.

Le plus souvent concordant avec le terrain cristallin, il montre cependant une discordance angulaire importante, dans les points où les poussées ultérieures n'ont pas masqué la manière d'être primitive. Cinq points principaux permettent de reconnaître cette discordance ; ce sont : l'arête d'Outray ; la route d'Hauteluce au village du Praz ; celle de Flumet un peu en amont de ce

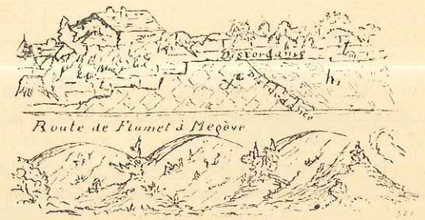


Fig. 2. — Montrant la discordance du houiller sur les schistes cristallins supérieurs X^c, et celle du trias inférieur (quartzites) sur ces deux terrains. La coupe a été prise à 200 mètres en amont de Flumet, sur la route de Mégève.
t_m, quarzites du trias. h_1, houiller. X^c, schistes cristallins supérieurs.

village ; celle de Flumet à Ugines en aval du pont du Flon, presque immédiatement après le tunnel, et un coude du chemin du col de Forcle, un kilomètre au dessus des Molières d'Ugines.

Dans le premier et le cinquième profil, le houiller est représenté par des grès, des schistes et des conglomérats ; dans les trois autres, il apparaît principalement sous forme de schistes plus ou moins gréseux.

Dans presque tous les cas le houiller supporte le trias en discordance, et ce n'est que dans les plis où le refoulement a été le plus intense que les deux terrains laissent voir une concordance apparente. Les formations du houiller se présentent sous trois faciès différents, marqués par la grosseur des éléments

détritiques qu'on y rencontre et qui offrent, par conséquent, tous les intermédiaires entre eux. Ce sont des schistes, des grès et des conglomérats, dont les éléments indiquent combien le relief devait être accusé à cette époque. *L'on devait avoir plusieurs bassins séparés*, dont *deux* au moins sont faciles à reconstituer. *Le premier se trouvait dans les vallées d'Hauteluce et de la Gitte* et était simple ou double. Il recevait des torrents des montagnes d'Outray et des Enclaves. Aussi les poudingues de la vallée d'Hauteluce, près de ce village et à Annuit, montrent-ils les divers types du granit d'Outray et du Bersend : granit à deux micas, à biotite, avec quartz à tendance granulitique, des granulites à mica blanc, et toute une série de micaschistes granulitisés en compagnie de micaschistes feldspathisés à mica noir et dont les caractères dynamométamorphiques prouvent les intenses pressions que les roches de la région avaient déjà supportées avant d'être roulées par les cours d'eau de l'époque houillère.

Tous ces cailloux roulés par des courants rapides et de faible longueur gardent souvent des angles mal émoussés, ce qui prouve qu'ils n'ont pas effectué un parcours prolongé. On trouve tous les termes de passage entre les conglomérats et les grès, les grès et les schistes.

Le second bassin, développé dans la vallée de l'Arly, recevait des torrents qui lui apportaient des roches absolument différentes de celles que l'on rencontre dans les bassins des vallées d'Hauteluce et de la Gitte. Ces deux bassins devaient être séparés par une arête importante qui passait à peu près à la place où est aujourd'hui le Signal de Bisanne. Dans la vallée de l'Arly, le houiller repose sur les schistes cristallins supérieurs X^c et montre plusieurs discordances. J'ai cité celle en amont de Flumet. Il en existe une autre sur la rive gauche du cours du Flon qui montre la discordance du houiller sur le cristallin et du trias sur le houiller. Sur la rive droite est un gisement fossilifère. En suivant alors la route, on longe ensuite des poudingues qui contiennent de gros galets de quartz roulés et des schistes cristallins rouges lie de vin, sous-jacents. Puis la route traverse un tunnel un peu en aval duquel la paroi de droite de la route montre une discordance des schistes houillers et du cristallin, que M. A. Michel-Lévy m'a signalée. Puis on rentre dans le terrain cristallin.

C'est en approchant des Molières d'Ugines que l'on retrouve le terrain houiller, et, en montant de ce point au col de la Forcle, l'on arrive à un coude du chemin où l'on a la coupe donnée figure 1. Il semble que les crêtes et les vallées avaient alors une orientation nord-sud plus accusée que ne l'ont les anticlinaux et les synclinaux dus au plissement alpin.

Mais, en outre, l'on retrouve le houiller sur les rives du glacier de Trélatête, au col Joly, sur les flancs du mont Mirantin et du Grand-Mont, où il forme des synclinaux qu'on suit jusqu'au delà de la traversée de l'Isère. Malheureusement il n'est plus possible de reconstituer avec précision les bassins anciens où se déposaient les grès et les schistes de toutes ces bandes houillères.

§ 2. — Gisements fossilifères.

Au milieu des schistes houillers il existe un certain nombre de gisements d'anthracite, où les débris de plantes houillères sont fréquents; le plus connu est celui de Colombe-en-Empulant, au bas du col Joly, où Alph. Favre a trouvé la flore suivante, déterminée par Oswald Heer, qu'il cite dans ses *Recherches dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc*, vol. III, pp. 169 et 170 :

Sphaenopteris Haidingeri Ett.
Pecopteris pteroïdes Br.
Pecopteris polymorpha Br.
Pecopteris Pluckenetii Br.
Lepidophyllum caricinum Hr.
Lepidophyllum trigeminum Hr.
Calamites Cistii Br.
Sphenophyllum Schlotheimii Br.
var. *dentatum* et *emarginatum*.
Cordaites borassifolia Stern.

Le *Pecopteris polymorpha* est la plante la plus commune.

La mine d'anthracite de Colombe a été abandonnée depuis l'époque où elle fut visitée par Alph. Favre; les galeries sont en parties effondrées, et je n'ai pu recueillir personnellement que de mauvais échantillons de *Pecopteris*.

Mais, dans la collection d'Alph. Favre, au Musée d'Histoire naturelle de Genève, j'ai retrouvé une série de fossiles de Colombe, déterminés par O. Heer et que A. Favre n'a pas cités, probablement parce qu'ils lui sont parvenus après la publication de son ouvrage. Ce sont :

Annularia brevifolia Br. (2 échantillons.)
Annularia longifolia Br. (3 échantillons.)

Je ne cite que pour mémoire la coupe trop classique de Petit-Cœur, dont la flore est très riche.

En outre, j'ai trouvé dans le torrent d'Orcin, en face de Saint-Gervais, une mine d'anthracite où j'ai trouvé des *Annularia* et des *Pecopteris*. Enfin, dans la vallée de l'Arly, près du pont du Flon, M. Fivel a recueilli :

Nevropteris flexuosa Hr. (2 échantillons.)

dont je dois la détermination à l'obligeance de Mr Zeiller, ainsi que :

Sigillaria tesselata (Stern. Br.)

trouvé plus en aval, près des Molières.

Comme on le voit, sans être riches en fossiles, les dépôts houillers des

chaînes situées entre l'Arve et l'Isère ont une flore qui les place à un niveau supérieur du terrain carbonifère, dans l'horizon h^1 de la Carte géologique de la France, c'est-à-dire du westphalien supérieur au stéphanien.

Mines et carrières. — Dans le houiller que nous étudions il n'existe pas de mine d'anthracite autre que celles que les paysans exploitent pour l'usage de leurs fours à chaux, mais l'on a au dessus de Cevins, à 2.200 mètres, et dans la vallée d'Arêches des exploitations d'ardoises, dont les premières surtout ont une certaine importance.

§ 3. — Dépôts houillers.

Ces dépôts qu'on retrouve un peu partout dans les montagnes situées entre l'Isère et l'Arve, comme à l'extrémité méridionale du Mont-Blanc, ne forment nulle part un gisement de quelque importance.

Dans les synclinaux de l'extrémité méridionale du Mont-Blanc, c'est sous forme de schistes noirs, anthraciteux, et de grès plus ou moins comprimés que ce terrain se présente; il forme des traînées minces et allongées, comme dans tout le reste de la région d'ailleurs. Je n'y ai pas trouvé d'empreintes végétales.

Sur les versants du col Joly, ce terrain est surtout développé sous forme de grès très noirs et riches en paillettes de muscovite. Au bas du col Joly, sur le versant d'Hauteluce, se trouve la mine d'anthracite de Colombe, aujourd'hui abandonnée, ainsi qu'une carrière voisine de schistes ardoisiers. Cette même traînée houillère fournit sur la rive gauche du lac de la Girotte une mine de charbon exploitée par le pêcheur du lac. Sur le flanc de l'arête d'Outray et dans le fond de la vallée d'Hauteluce, les grès passent localement à des poudingues. Ils gardent leur caractère gréseux, par contre, sur les deux flancs de la chaîne des Enclaves, où parfois il est très difficile de marquer la limite entre eux et les schistes cristallins. C'est également des grès qui forment les deux anticlinaux houillers qui viennent mourir dans le vallon de Roselend, ainsi que le flanc renversé de l'anticlinal cristallin de la montagne de Méraillet.

On retrouve des grès houillers, en montant depuis le sommet du col du Pré jusqu'au Signal du Bersend. Ce sont des schistes qui forment l'anticlinal célèbre de Petit-Cœur; mais les grès se montrent au bord de l'Isère dans le synclinal houiller entre Chaven et la Planche.

Une traînée importante passe sous le village d'Arêches et se continue dans la vallée de la Dray; c'est elle qui est exploitée aux carrières de Cevins.

Enfin, dans la vallée de l'Arly, le houiller est connu depuis longtemps près du pont du Flon, ainsi qu'entre les villages de Bange et d'Héry. J'ai pu suivre cette bande à travers le col de la Forcle jusque dans la vallée du Doron de Beaufort, en aval de Quiège, où ils affleurent au point où la route traverse la

rivière. En ce point, les conglomérats ont été si fortement comprimés qu'ils font corps avec le ciment et qu'il faut un soin particulier pour les en détacher. Enfin, près des Molières d'Ugines, le houiller forme des grès et des conglomérats visibles au dessous du trias.

On peut séparer les dépôts houillers en deux groupes [1] :

Les *conglomérats*, qui contiennent des cailloux des divers types de granit et de schistes cristallins dans la vallée d'Hauteluce et des schistes rouges lie de vin dans la vallée de l'Arly.

Les *grès* et les *schistes* qu'on peut réunir ensemble vu leurs très nombreux termes de passage. Les grès sont généralement de couleur grise; à l'œil nu, ils paraissent micacés et ne présentent pas de schistosité bien nette; ils se montrent en bancs d'épaisseur variable. Leurs arènes sont toujours plus ou moins roulées, mais le polissage des grains est très relatif. Parfois même les grains sont si peu roulés et si pressés les uns contre les autres qu'on croirait voir une roche éruptive ou cristalline écrasée. On a tous les termes de passage entre les grès schisteux en bancs plus ou moins minces et les schistes ardoisiers très compacts, fissiles, généralement riches en anthracite. Les schistes houillers présentent un métamorphisme plus localisé et plus manifeste que les grès et les conglomérats de la même formation.

§ 4. — Monographie des échantillons étudiés.

Après ces considérations générales, je vais donner une monographie des échantillons étudiés. Ceux-ci sont surtout des schistes qui présentent des phénomènes très marqués dus aux actions dynamiques.

Beaufort, n° 331[b]. — *Schiste houiller pris sur la rive droite du Flon.*

A l'œil nu :

Schiste noir, très fissile, légèrement gaufré, avec paillettes miroitantes de séricite à peine discernables.

Au microscope :

La schistosité de la roche est marquée par de grandes traînées parallèles, remplies de matières charbonneuses ou chromifères et d'autres où les lamelles de muscovite existent à peu près seules. Des grains de quartz très petits sont dispersés dans toute la roche et calés entre les lamelles des micas blancs hydratés.

[1] M. L. Duparc et moi avons publié dans les *Mémoires de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève*, sous le titre : *Les formations du carbonifère et les quartzites du trias*, une étude pétrographique des roches de ces deux terrains. J'y renvoie pour les détails et la lecture de la monographie des échantillons étudiés. Je donne simplement ici quelques notions générales et l'étude de types nouveaux, non encore décrits.

Mais la roche a supporté des pressions dynamiques qui ont eu pour effet de plisser d'une manière intense les traînées dans un sens perpendiculaire à celui de la schistosité. Chaque traînée de micas blancs, avec ou sans inclusions, s'est plissée en une infinité d'anticlinaux et de synclinaux microscopiques, très aigus; souvent les plis ont passé à des plis-failles; il existe encore des cassures plus ou moins obliques avec rejet d'une lèvre de faille par rapport à l'autre. Aussi les lamelles de muscovite sont orientées dans toutes les directions, quoique la schistosité soit parfaitement bien indiquée par les grandes traînées charbonneuses.

Beaufort, n° 331[a]. — *Houiller pris en aval du pont du Flon.*

A l'œil nu :

C'est un schiste particulièrement charbonneux, noir, fissile et friable.

Au microscope :

La schistosité est nette et la roche est presque exclusivement formée par des traînées d'anthracite avec un peu d'illménite, entre lesquelles s'intercalent des grains de quartz et d'innombrables lamelles de mica blanc.

Beaufort, n° 331[c]. — *Schiste voisin du précédent.*

Il paraît lui être semblable, aussi bien à l'examen macroscopique qu'à l'étude au microscope. Il témoigne simplement de phénomènes dynamiques beaucoup plus intenses.

La même diagnose s'applique à une série d'échantillons recueillis plus en aval sur la route de Flumet à Ugines, au dessous de Mont-Crombert.

Les deux traits caractéristiques de ces schistes sont l'alternance de bandes très limpides et d'autres criblées de matières charbonneuses et ocreuses, et l'absence à peu près totale d'aiguilles de rutile.

Beaufort, n° 353. — *Schiste houiller pris aux Molières d'Ugines.*

A l'œil nu :

La roche est schisteuse, de couleur gris vert foncé; elle se délite en plaquettes minces, d'aspect compact sur la tranche.

Au microscope :

Type de grès quartzeux à grain très fin, où chaque grain de quartz est enchâssé dans une couronne de matières opaques; lamelles de micas blancs hydratés. En outre, l'on trouve de la tourmaline, du sphène et de la chlorite.

Beaufort, n° 265. — *Schiste houiller pris entre le Rovers et le col de la Forcle.*

A l'œil nu :

Schiste noir, assez riche en phyllites, avec filons concrétionnés de quartz, patine satinée.

Au microscope :

L'échantillon montre des traînées identiques à celles des numéros précédents, c'est-à-dire riches en anthracite avec lamelles de séricite et de rares grains de quartz accolées à des bandes où le quartz est en grandes plages granitoïdes et d'autres où il forme une mosaïque de grains recristallisés.

BEAUFORT, n° 153. — *Schiste houiller pris entre le sommet du mont Bersend et l'oratoire du même nom.*

A l'œil nu :

Schiste noir, compact et charbonneux.

Au microscope :

C'est un schiste formé d'une infinité de bandes parallèles et très mines d'anthracite et de matières ocreuses entre lesquelles se calent des grains de quartz recristallisé, de la séricite, du sphène et de rares rutiles.

BEAUFORT, n° 156. — *Schiste houiller pris entre Arêches et le col du Pré.*

A l'œil nu :

C'est un schiste noir.

Au microscope :

C'est un schiste argileux qui montre quelques rares grains de quartz mal roulés et quelques lamelles de muscovite perdus au milieu d'un agrégat de lamelles submicroscopiques de séricite et de grains de matières opaques indéterminables aux plus forts grossissements.

BEAUFORT. — N° 289, *Schiste houiller de la rive gauche du glacier de Trélatête.*
— N^{os} 292 et 293, *Schistes houillers de la moraine du même glacier.*

A l'œil nu :

Ces trois échantillons ressemblent : le premier, à un schiste charbonneux compact, avec rares glandules quartzeuses sur la tranche ; les deux autres, à une roche cornée, verdâtre, avec quelque chose de très détritique dû aux grains roulés bien visibles.

Au microscope :

Ce sont trois schistes riches en traînées charbonneuses et de matières opaques qui moulent des glandules, formées par une infinité de grains de quartz plus ou moins recristallisés.

Traînées de séricite parallèles à celles de matières opaques et souvent enchevêtrées avec elles ; le sphène est fréquent, la chlorite rare.

Comme on le voit, les schistes que nous avons décrits présentent des caractères assez tranchés, dont la rareté du quartz et l'absence presque totale du rutile sont les deux plus nets. Leurs phénomènes de plissement intense leur donnent également un intérêt particulier.

§ 5. — LE PERMIEN.

Le permien est très peu développé dans la région que j'ai parcourue ; il semble cependant naturel de lui attribuer des schistes rouges avec grès micacés de même couleur qu'on trouve au col de la Louze sous les quartzites du trias, entre ces roches et les schistes cristallins. Ce terrain existe probablement aussi dans la même situation près du village d'Hauteluce, dans le lit du premier affluent droit du Dorinet, situé en aval du village.

Examinés au microscope, ces schistes montrent de grandes traînées opaques, probablement d'illménite, de l'hématite, beaucoup de quartz en grands cristaux, à contours flous, des feldspaths si kaolinisés qu'ils sont indéterminables. Ces feldspaths ont souvent une couronne de lamelles de chlorite, très faiblement biréfringente, pennine ou ripidolite, orientées perpendiculairement au contour du feldspath. Lamelles de muscovite et de séricite parallèles à la schistosité.

Ces schistes ne ressemblent à rien que je connaisse, pas plus dans le cristallin que dans le houiller ou le trias. A cause de leur cachet microscopique spécial, de leur faciès macroscopique et de leur position stratigraphique, j'incline à regarder ces roches comme permiennes, ou mieux comme du même âge que les roches des régions voisines qui présentent le même faciès de grès et schistes rouges et qu'on regarde généralement comme permiennes.

CHAPITRE VII

Le trias.

§ 1er. — Généralités.

Les formations du trias apparaissent avec des faciès lithologiques analogues dans toutes les chaînes cristallines situées entre les massifs du Pelvoux et du Mont-Blanc. C'est avec les mêmes caractères essentiels que nous les avons retrouvées dans les montagnes situées entre les vallées de l'Arve et de l'Isère, sauf le long de la bordure au sud-est; cette bordure limite les chaînes que j'ai étudiées de celles qui appartiennent à la zone du Briançonnais dans laquelle le trias prend alors des aspects assez différents.

Le trias montre, *à la base, des quartzites très compacts* qu'on prendrait pour des calcaires phylliteux, n'était leur riche teneur en silice; ces quartzites phylliteux sont spécialement développés sur le versant nord de la montagne d'Outray et semblent être localisés à cet endroit; — *des conglomérats*, à galets plus ou moins roulés, parfois de la grosseur d'une noix ou même d'un œuf. Ceux-ci sont exploités près de Flumet.

Je pense que ces deux horizons doivent être rapprochés des types des bésimandites ou des grès vosgiens (soit t_{iv} de la Carte géologique de la France).

Au dessus de ces deux horizons, l'on rencontre *les quartzites à grain fin*, tels qu'on peut les observer dans toutes les régions voisines; ce sont des grès très quartzeux qui représentent habituellement la partie inférieure du trias.

Ces quartzites sont surmontés par des *dolomies* et des *calcaires dolomitiques* blancs jaunâtres ou jaunes qui ne sont presque jamais recouverts d'une patine robe de capucin.

Les *cargneules*, qui proviennent de l'altération des calcaires dolomitiques, sont encore plus fréquentes que ces derniers; généralement, ces deux roches semblent s'exclure; parfois cependant elles coexistent, mais sans qu'on puisse bien voir d'intermédiaires entre elles. Quelques cargneules sont bréchiformes et contiennent des fragments de schistes verts compacts.

Le *gypse* est répandu à tous les niveaux du trias supérieur et forme des affleurements lenticulaires peu étendus. On est immédiatement averti de la présence de ce terrain par les entonnoirs plus ou moins profonds, souvent remplis d'herbe, que la pluie y a creusés.

Le trias se montre généralement discordant sur le houiller et sur les schistes cristallins; cependant, dans bien des cas, ce terrain a été plissé d'une manière

intense et pincé en synclinaux si aigus qu'il paraît devenu concordant avec les terrains inférieurs. Il supporte le lias avec lequel il est concordant.

Les cargneules ou les calcaires dolomitiques affleurent rarement seuls. Au contraire, l'on rencontre souvent le trias représenté par les seuls quartzites, soit que la partie supérieure de cet étage ait été décapé par érosion, soit qu'il manque par suite de laminage mécanique. Ainsi il n'existe pas sur presque tout le pourtour de la boutonnière de Mégève. Toutefois, entre le col du Bonhomme et celui des Fours, ce sont au contraire les quartzites inférieurs qui font défaut, tandis que les calcaires dolomitiques recouverts d'une patine jaune brun (robe de capucin) y atteignent une épaisseur plus grande qu'ailleurs.

Pincé en synclinaux, le trias forme habituellement des combes couvertes de prairies humides et souvent limitées dans le sens de leur longueur, c'est-à-dire dans celui de la direction générale des chaînes, par deux escarpements rocheux plus ou moins élevés. Les cols, le col du Pré, le col des Frêtes de Roselend, celui de la Louze, celui de la Bâthie, celui du Célestet et bien d'autres, sont tous au milieu d'une bande synclinale de trias, où le lias est peu développé ou même absent.

Le trias forme une série de sommets élevés, où il recouvre en discordance les schistes cristallins comme d'un chapeau. Les divers sommets de la chaîne des Enclaves et le sommet du Grand-Mont sont les meilleurs exemples de cette disposition en corniche des formations du trias, analogue aux corniches du Prarion décrites par M. A. Michel-Lévy. Un fait également bien mis en relief par M. Michel-Lévy au Prarion est la disposition en gradins successifs des couches du trias. Le phénomène est également très général dans les chaînes des Enclaves et du Grand-Mont. Il me semble pouvoir s'expliquer aisément de la manière suivante :

Les schistes cristallins, déjà plissés pour former la chaîne hercynienne et soumis à la poussée alpine, se sont faillés en compartiments, qui ont joué les uns par rapport aux autres. C'est là un fait général, reconnu dans tous les massifs anciens soumis à une pression nouvelle.

La couverture de trias a suivi les mouvements du soubassement cristallin; le long de la faille elle a donné un gradin; sur la table du compartiment élevé ou affaissé, cette même couverture triasique a formé un palier.

En effet, dans certains synclinaux, comme le synclinal oriental du Célestet, par exemple, l'on a des paliers et des gradins successifs, qui se font vis-à-vis et se réunissent au fond de la combe par un synclinal très plat.

On a alors le type contraire de celui où le trias est plissé en synclinal extrêmement aigu. Le trias est surtout développé sur les deux bords de la chaîne cristalline, soit du côté de la zone du Briançonnais, soit à la base des hautes chaînes calcaires.

Partout son épaisseur est extrêmement faible et ne dépasse pas quelques dizaines de mètres; sa réelle extension sur le terrain provient de ses replis nombreux et de ce que l'érosion a atteint actuellement à peu près ce niveau de la couverture sédimentaire dans les chaînes cristallines qui font l'objet de

ce mémoire. Le trias présente à un haut degré le faciès lagunaire, et des cuvettes marines peu profondes devaient alors recouvrir les plis hercyniens complètement arasés.

Nous allons décrire successivement les différents types de la formation triasique.

§ 2. — Les quartzites inférieurs. — Conglomérats.

Ces roches rappellent les schistes chloriteux et sont de couleur verte, grise, rouge violet. Ils se délitent en plaquettes. Parfois ils deviennent foncés et rappellent alors tout à fait les schistes noirs du trias, fréquents dans la zone du Briançonnais. Près du lac de la Girotte, ils sont intercalés entre les grès houillers et les quartzites ordinaires du trias. On les suit tout le long du flanc nord de la montagne d'Outray et dans l'hémicycle qui ferme en amont la vallée d'Hauteluce.

Au microscope :

Ces roches ont des caractères très différents de ceux des grès houillers et des quartzites du trias; enfin leur très faible cristallinité les sépare franchement des schistes chloriteux. La roche contient peu de traînées de matières opaques, une infinité de très petits grains de magnétite épars, des cristaux rares et bien formés de tourmaline, du rutile, du mica blanc séricitique en lamelles courtes et orientées parallèlement à la schistosité de la roche. Le fond de celle-ci est formé par un agrégat feutré de ce mica, de chlorite delessite, souvent disposée en rosettes, et d'une mosaïque de grains de quartz très petits et mal cristallisés.

Un second type inférieur, mais tout différent de celui que nous venons de décrire, est fourni par le grès arkose de Flumet déjà indiqué par Alphonse Favre. Des galets peu roulés de quartz blanc ou rose y gisent dans un ciment exclusivement quartzeux. Ce conglomérat se montre quelques vingt mètres en amont de Flumet; il est développé sur une faible longueur.

§ 3. — Les quartzites.

Ces roches sont des grès quartzeux, de couleur claire, lités en bancs de moins d'un mètre d'épaisseur et qui affleurent presque partout à la base du trias. Leur épaisseur est toujours faible et varie depuis quelques mètres jusqu'à 20 ou 30 mètres. Toutefois, ils ne font presque jamais défaut.

Dans les cas où ils sont le plus comprimés, les quartzites du trias prennent à la surface une patine foncée qui les fait ressembler vaguement à des grès houillers. C'est particulièrement le cas pour les quartzites qui affleurent sur le versant du col Véry et du mont des Aiguilles, qui domine la vallée d'Hauteluce.

Au microscope :

Ces grès sont excessivement variés et se distinguent en cela de ceux du carbonifère; les éléments qui les composent sont identiques à ceux de ce terrain, à l'exception toutefois de la muscovite, qui manque presque complètement, et des aiguilles de rutile; la tourmaline et le sphène sont très rares; quant à la séricite et à la chlorite, qui font partie intégrante du ciment, elles varient beaucoup suivant les échantillons. On peut en dire autant des phénomènes de recristallisation; manifestes ou intenses dans certains quartzites, ils sont très peu accusés dans d'autres.

Un fait digne de remarque est la richesse de cette formation en calcite. C'est presque un caractère distinctif entre les quartzites du trias et les grès du houiller. Les phénomènes dynamiques sont très accusés.

M. L. Duparc et moi avons donné une étude monographique de ces roches à laquelle nous renvoyons [1].

A côté de ces types, j'en ai retrouvé quelques-uns différents, dont je donne ici la description monographique.

Beaufort. — N° 397, *Quartzite pris au col Véry*. — N° 406, *Quartzite du bas du col Joly*.

Les deux échantillons montrent, à l'œil nu, un grès à grain si fin que la roche est presque compacte; de couleur grise.

Au microscope :

La roche présente une mosaïque presque exclusivement formée de grains de quartz et de grains de calcite collés les uns contre les autres. L'on trouve, en outre, de la magnétite et un peu de muscovite.

Beaufort, n° 405. — *Quartzite pris au bas du col Joly*.

Des galets peu nombreux de quartz, à contours flous, sont épars au milieu d'une masse uniforme de courtes lamelles de séricite, orientées dans tous les sens.

Beaufort, n° 409. — *Quarzite pris à Nant-Pulain*.

Ce quartzite est, à l'œil nu, un grès très quartzeux, à patine rouillée.

Au microscope :

Il paraît uniquement formé par une infinité de grains de quartz accolés; un ou deux cristaux de magnétite, traînées opaques rares.

[1] L. Duparc et Étienne Ritter. *Les formations du carbonifère et les quartzites du trias*, *loc. cit.*, pages 32 et suivantes.

BEAUFORT, n° 411. — *Quartzite pris au voisinage du précédent.*

Très riche en calcite.

Au microscope :

La roche est formée par de gros galets de quartz calés entre une mosaïque de petits cristaux du même minéral et de grandes plages de calcite.

A côté de ces quartzites et représentant un niveau analogue ou peut-être intermédiaire entre cet horizon et celui des calcaires dolomitiques, l'on trouve des schistes verts ou rouges, lie de vin, d'aspect parfaitement détritique. Ceux-ci sont bien développés à la base du col du Bonhomme. On y voit, au microscope, quelques cristaux rares et petits de tourmaline, apportés par lévigation et orientés de toutes les manières, ainsi que de rares traînées opaques. Le fond du schiste est constitué par une infinité de lamelles de séricite et d'aiguilles de rutile, les unes et les autres submicroscopiques, qui forment un tissu feutré de traînées parallèles. Les rutiles présentent fréquemment la mâcle en genou suivant b^1 ou la mâcle en cœur avec plan de jonction $b^{1/3}$.

§ 4. — DOLOMIES ET CARGNEULES.

En règle générale, les calcaires dolomitiques et les cargneules reposent sur les quartzites du trias inférieur. Il est très rare que ces couches calcaires reposent directement sur les schistes cristallins, et, dans les points où la chose a lieu, c'est presque toujours sur le flanc étiré d'un pli où le laminage peut expliquer la disparition de cette couche et où cette explication semble même devoir être la plus naturelle. La puissance de ces dolomies a dû être primitivement plus inégale que celle des quartzites, mais elle paraît n'avoir dépassé nulle part quelques dizaines de mètres. Ces dolomies se reconnaissent aisément à leur couleur blanc jaune ou jaune clair, à leur cassure, de couleur grise et de forme conchoïdale. Elles se distinguent facilement des calcaires inférieurs du lias, par leur délit, par leur cassure et par leur grain.

Il arrive fréquemment que ces calcaires dolomitiques sont criblés de filonnets de gypse ou imprégnés de cette roche. C'est le cas pour les calcaires dolomitiques qu'on rencontre sur la nouvelle route entre le pont du Flon et Héry.

Examinées au microscope, ces roches n'offrent que peu d'intérêt; on n'y trouve guère que des grains de quartz au milieu d'une mosaïque de cristaux de calcite plus ou moins bien formés et qui peuvent avoir toutes les dimensions, depuis quelques centièmes de millimètres jusqu'à 1 ou 2 millimètres. Mais, en général, tous les grains d'une même coupe sont de dimensions voisines.

A côté des calcaires dolomitiques, le trias supérieur est représenté par des cargneules; c'est même sous ce faciès que ce niveau se rencontre d'habitude.

Les *cargneules* sont des roches vacuolaires, parfois si riches en grains de quartz qu'on y a ouvert des exploitations de sable, comme dans les quartzites. Des exploitations semblables se rencontrent dans la vallée d'Hauteluce.

Comme les dolomies, ces roches sont plus ou moins chargées de gypse, comme on peut le voir sur la route d'Ugines, en aval du pont du Flon, par exemple.

Habituellement, les cargneules remplacent les calcaires dolomitiques; d'autres fois on les voit, comme sur l'arête des Enclaves, former la partie supérieure de ceux-ci.

Les cargneules donnent parfois des variétés bréchiformes, qui contiennent des schistes verts compacts, qui laissent apercevoir des aiguilles d'amphiboles visibles à l'œil nu et de très petits grenats presque invisibles.

Un fragment de ces cargneules, que j'ai sous les yeux, montre des fragments anguleux et très petits de schistes verts, mêlés à des grains de quartz, non roulés, et à de petits blocs de calcaires dolomitiques. Le ciment jaune gris, calcaréo-gréseux, est peu développé.

Examinés au microscope, les *schistes verts*, qu'on rencontre dans ces cargneules bréchiformes, *se sont montrés être des grenatites* à grain moyen. Ces roches, qui ont un caractère bien plus cristallin que leur examen, à l'œil nu, aurait pu le faire supposer, sont cependant moins cristallisées que leurs congénères du terrain primitif.

On y trouve des *grenats*, incolores, craquelés, en grains arrondis et qui contiennent des inclusions de magnétite, de biotite, d'apatite et d'amphibole; de la *magnétite*, abondante, en plages et en cristaux bien formés; du *zircon*, de l'*apatite*.

La *biotite*, très développée, est en lamelles déchiquetées, parfois incluses dans l'amphibole; elle garde un polychroïsme intense et a des inclusions d'apatite, de magnétite et de zircon.

L'*amphibole*, qui paraît mouler tous les autres éléments, a un polychroïsme faible dans les tons n_g jaune verdâtre, n_p jaune très pâle, presque incolore. L'extinction se fait à 19°-22° de la direction d'allongement positive; la biréfringence est plutôt faible; on n'a pas d'individus mâclés. La roche montre fréquemment des *associations pegmatoïdes de quartz et d'amphibole*. Le *quartz* s'associe, comme je viens de le dire, ou forme des grains très petits en inclusions ou des plages granitoïdes. Il existe, en outre, un peu de *zoïzite* et de grandes plages de *sphènes*, mal formés.

§ 5. — SCHISTES DORÉS ET GYPSE.

Localement, le trias supérieur est représenté, soit par des schistes dorés sur le lit, soit par des lentilles de gypse d'importance très diverses.

Les schistes dorés sont développés surtout dans la vallée d'Arêches, sur la rive gauche du torrent en face de ce village et dans le lit du torrent du Planay, dans la vallée d'Hauteluce. Ces schistes dorés sont feuilletés et se délitent en

minces plaquettes calcaires. Examinés au microscope, ces schistes se montrent presque exclusivement formés de grains submicroscopiques de calcite, insolubles aux plus forts grossissements, ce qui laisse leur détermination un peu incertaine. Dans la masse du fond du schiste, on voit deux ou trois traînées presque exclusivement quartzeuses et de rares petits grains de quartz épars dans la coupe.

Le gypse, beaucoup plus répandu que les schistes dorés, forme une série d'affleurements sporadiques dans le vallon de la Jat, près de Nant-Borrant, au sommet du col Joly, sur le versant droit de la vallée d'Hauteluce, au sommet du col du Pré et sur le versant du col de la Bâthie.

Ces roches contiennent peu de débris arénacés. Ils sont exploités à Vervex, sur le bord de la vallée de l'Arve.

CHAPITRE VIII

L'infralias.

§ 1er. — Généralités.

L'infralias est développé d'une manière très locale à l'extrémité méridionale du Mont-Blanc, dans le vallon de Roselend et au col Joly.

Mais si ce terrain n'offre pas des affleurements très étendus, ceux qu'il présente ont un intérêt tout particulier.

Avec ce terrain débute une grande transgression des mers jurassiques qui reviennent partout combler et réunir les lagunes de la période précédente. On comprend que les faciès de l'infralias, qui correspond au commencement du retour des eaux marines, prennent des aspects très divers, même dans des contrées assez voisines. C'est, en effet, ce que l'observation enseigne. Dans le vallon de Roselend, l'infralias se montre sous un faciès de calcaires à débris d'encrines. Ce sont des calcaires noirs, spathiques, qui se litent en plaquettes épaisses et en bancs, avec cassure saccharoïde. Ils sont grumeleux sur le lit, cristallins sur la tranche. Ce terrain est toujours de faible épaisseur et forme une mince bande qu'on suit jusqu'au col du Pré. Au col Joly, le même horizon est représenté par des schistes marno-gréseux qui rappellent certains faciès du flysch; ils sont intercalés entre les cargneules auxquelles ils passent insensiblement à leur base et les calcaires inférieurs du lias, lités en plaquettes de quelques centimètres d'épaisseur, très compacts.

Mais c'est spécialement entre le col du Bonhomme et celui des Fours que cette formation prend un faciès intéressant. Elle est alors représentée *par des grès très quartzeux avec galets roulés de la grosseur d'un œuf ou moins volumineux*. Ces grès avaient déjà attiré l'attention de Saussure qui dit, à leur sujet, qu'ils sont différents des roches cristallines d'au dessous. Depuis, dans une note publiée, en 1866, à la Société Géologique de la France, Lory et l'abbé Vallet indiquent qu'ils y trouvèrent des fossiles et surtout des *Pecten* qui leur permirent de montrer que *ces grès singuliers sont d'âge infraliasique*.

Parfois les galets, de la grosseur d'une noisette, sont si nombreux qu'ils égalent le ciment en proportions. Dans d'autres cas, ils sont plus rares et plus volumineux à la fois.

A la base, ces grès singuliers reposent sur des calcaires dolomitiques à patine couleur robe de capucin. Les bancs de passage, d'épaisseur variable,

ont de quelques centimètres jusqu'à plus d'un mètre. Ils montrent une intercalation continue de parties plus calcaires à la base et d'autres plus quartzeuses au sommet. Les fragments de calcaires dolomitiques ne sont presque jamais roulés et ont toutes les dimensions possibles. Le ciment calcaire se retrouve à tous les niveaux, seul ou mêlé au ciment quartzeux. Parfois ce dernier existe seul. A la partie supérieure, les grès singuliers du col des Fours passent à des schistes noirs à surface mate, avec lesquels les bancs de passage sont exceptionnellement réduits.

Les *grès singuliers* (je leur conserve ce nom qui leur a été donné par de Saussure et qui est caractéristique) forment des bancs peu épais, à surface rouillée, qui sont repliés avec les schistes noirs et les cargneules du trias en trois anticlinaux couchés. Mais, par suite de l'action de l'érosion et de son attaque plus facile des schistes noirs et des calcaires dolomitiques, la majeure partie des affleurements montre les grès singuliers de l'infralias en grandes dalles inclinées au sud-est.

Celles-ci ont pris des teintes fauves, rouge brun ou jaune, qui contrastent étrangement avec les schistes noirs du lias et la blancheur éblouissante de la neige, et qui donnent à ce paysage désolé du col des Fours une superbe sauvagerie. Les grès sont formés par des galets roulés de quartz, de feldspath, de mica, etc., cimentés par du quartz ou de la calcite. *Les gros galets, visibles* à l'œil nu, *sont des débris de micaschistes et surtout de protogine*. Cette roche ne se trouve en place qu'assez loin sous la cime même du Mont-Blanc, et sa présence, à cette époque, à l'état de galets si gros et à une telle distance, montre combien le relief de la montagne devait être accusé. Il y a, en effet, près de 15 à 20 kilomètres entre le point du col des Fours où les grès singuliers renferment de la protogine et celui où cette roche affleure maintenant au jour, et pourtant le culot protoginique devait être bien moins arasé alors que aujourd'hui.

Ce fait semble montrer que, *pendant l'infralias, le relief était très accusé*, et il paraît naturel de penser que, plus que tout autre point, le massif du Mont-Blanc a pu et même dû donner, durant la période suivante, des formations plus ou moins côtières et probablement plus ou moins bréchiformes.

Au point de vue pétrographique, les grès singuliers offrent des caractères qui les différencient et des grès et conglomérats du houiller et des quartzites du trias. C'est d'abord *l'abondance de la calcite*, non seulement dans le ciment, mais aussi *à l'état de galets*, qui est un caractère qui les sépare nettement des formations houillères que nous avons eu l'occasion d'étudier. C'est ensuite *la grosseur plus considérable des galets, leur aspect mieux roulé, la richesse en feldspaths et mica, la nature* très différente *du ciment qui forme* plus encore *des plages* que des couronnes, qui sont les différences qui permettent de séparer les grès singuliers des quartzites du trias que nous avons étudiés.

Enfin c'est la présence de ces gros galets roulés, bien arrondis, de la grosseur d'une noix ou plus et qui font tellement corps avec le ciment qu'on les casse en morceaux plutôt que de les en séparer. Comme je l'ai dit, ce sont

surtout des protogines et un ou deux gneiss passant au granit qu'on y rencontre. Les schistes cristallins font presque totalement défaut. Les débris de roches calcaires et de roches argileuses sont également fréquents, mais ils sont le plus souvent anguleux. Le ciment est formé par des grains de calcite ou de quartz à contours généralement anguleux, serrés les uns contre les autres.

§ 2. — Monographie des échantillons étudiés.

Après ces considérations générales, nous allons passer à l'étude monographique des échantillons étudiés.

Beaufort, nº 417. — *Grès singulier pris au haut du col du Bonhomme.*

A l'œil nu :

Grès blanc, avec de rares galets roulés de la grosseur d'une noisette, enchâssés dans un ciment de grains anguleux de quartz visibles à l'œil nu ; un peu de feldspath et de mica blanc ; pas de calcite visible. Aux acides, cette roche fait fortement effervescence, ce qui n'a pas lieu pour tous les échantillons.

Au microscope :

C'est un grès à gros grains roulés de quartz. Il montre de grandes faces g^1 d'orthose avec les clivages p et les cassures h^1 particulièrement bien marqués. La muscovite courte est rare. La calcite est, avec le quartz, l'élément le plus abondant et montre une infinité de cristaux de moindres dimensions qui enchâssent les galets de quartz et d'orthose.

Beaufort, nº 418. — *Grès singulier du col des Fours, près du col de la Croix du Bonhomme.*

A l'œil nu :

Roche d'apparence très cristalline ; on dirait presque un gneiss à grain fin montrant sur la tranche du quartz, des feldspaths et du mica verdi.

Au microscope :

La calcite fait défaut et la roche est formée par une série de grains plus ou moins roulés de quartz et de feldspath, collés les uns contre les autres. Les feldspaths sont l'orthose, l'oligoclase, le microcline. On trouve de la biotite transformée en chlorite, de la magnétite, de l'apatite, du sphène et de la muscovite rare.

En outre, l'on a de grandes plages argileuses avec paillettes mal cristallisées de séricite, où gisent sans ordre des feldspaths, du quartz, de la biotite chloritisée, etc.

BEAUFORT, n° 421. — *Grès singulier pris entre le col des Fours et le Nouveau-Signal.*

A l'œil nu :

Roche quartzeuse, à patine ocreuse, qui empêche de reconnaître les divers minéraux.

Au microscope :

C'est un grès, où une infinité de cailloux anguleux de quartz et de feldspaths gisent pêle-mêle dans un ciment argileux, où des paillettes de séricite orientées dans des sens très différents sont encore mal cristallisées. Les feldspaths sont l'orthose et l'oligoclase. Les autres minéraux sont des plages de chlorite criblées de rutiles souvent disposés en fagots, de la magnétite et des zircons. Les quartz surtout sont intéressants. Dans certains cas, ils forment des galets roulés, entourés d'une couronne de séricite. Dans d'autres cas, ils forment *de grandes plages frangées en dents de scie* d'une manière toute spéciale et dont les dents s'éteignent et s'éclairent alternativement.

BEAUFORT, n° 423. — *Grès singulier pris au dessus du col du Bonhomme, au pied de la pointe du même nom.*

A l'œil nu :

Type analogue au précédent ; la patine ocreuse est de couleur plus foncée.

Au microscope :

Même fond argileux où gisent des galets d'assez grandes dimensions (1 demi-millimètre à 1 millimètre). Ceux-ci sont formés presque exclusivement par des plages de quartz et de biotite en proportions égales ; les feldspaths sont si kaolinisés qu'il se confondent avec le ciment. Le ciment de la roche se résout aux plus forts grossissements en une matière argileuse semée d'une infinité de paillettes de séricite orientées dans tous les sens. Les galets sont formés par des plages de quartz, vaguement arrondies, dont certains contours présentent les dents de scie, de gros et rares cristaux d'apatite et une ou deux lamelles de muscovite.

La biotite offre un phénomène intéressant d'épigénie. Elle forme de grandes lamelles souvent froissées et déchiquetées riches en inclusions de magnétite, de zircon et d'apatite, qui présentent des degrés très divers de chloritisation. *Les plages chloritisées se chargent*, de plus en plus, *de petits rutiles en fagots* qui se groupent de manière à former un treillis serré. Au point extrême la chlorite, dont la biréfringence a diminué en proportion de l'augmentation des aiguilles de rutile, n'existe presque plus, et *l'on a à la place de la biotite primitive*, riche en inclusions, *un treillis serré d'aiguilles de rutile.*

BEAUFORT, n° 427. — *Grès singulier pris près du col des Fours, en suivant une ligne de niveau vers la base du Mont-Tondu.*

A l'œil nu :

C'est un grès très compact, de couleur sombre, qui passe insensiblement aux schistes noirs à surface mate du lias le plus inférieur.

Au microscope :

Cet échantillon se rapproche plus que les autres du type microscopique des quartzites du trias ; il montre une mosaïque de grains de quartz, petits, plus ou moins roulés et séparés les uns des autres par des couronnes de lamelles séricitiques orientées perpendiculairement aux contours des galets.

Au milieu de cette mosaïque, une ou deux grandes plages argileuses rappellent le ciment des types précédents. Outre le quartz et la séricite, on trouve des traînées d'illménite et des grains de sphène de grosseurs diverses.

BEAUFORT, n° 427'. — *Grès pris vers le col des Fours, près du précédent.*

A l'œil nu :

Grès à grain plus gros ; la tranche montre une bande quartzeuse, jaunâtre, où aucun grain n'est séparable ; mais sur le lit on voit une infinité de grains de 1/2 à 1 millimètre de diamètre, anguleux, de couleur blanc laiteux, enchâssés dans un ciment jaune clair dont ils sortent en relief.

Au microscope :

Ce sont une infinité de galets de quartz plus ou moins roulés et de plages argileuses et calcaires chargées de produits opaques, qui sont réunis par de très larges couronnes de calcite.

Les minéraux répandus dans les galets et le ciment sont, outre le quartz et la calcite, la magnétite, l'hématite et l'illménite, l'apatite, le sphène, la biotite et la muscovite.

BEAUFORT, n° 428. — *Grès singulier pris entre le sommet du Nouveau-Signal et le col du Bonhomme.*

A l'œil nu :

Grès quartzeux fin, avec pyrite et nids de mica.

Au microscope :

Deux parties très différentes : l'une est un type de quartzite du trias avec grains de quartz petits et roulés, entourés d'une couronne de séricite. Mais les lamelles sont orientées dans tous les sens et la couronne polarise toujours. La seconde partie est formée par un ciment argileux cristallisé partiellement en innombrables paillettes de séricite et où gisent des galets mal roulés de quartz et de feldspath ; on y trouve aussi des traînées d'illménite et de petits rutiles. Sur leurs bords les deux parties différentes de la coupe se confondent.

BEAUFORT, n° 428′. — *Grès pris près du précédent.*

A l'œil nu :
C'est un type plus gréseux et plus riche en galets calcaires.

Au microscope :
La magnétite est rare, l'illménite exceptionnellement abondante. La roche est formée par de gros galets de quartz et d'orthose plus rares, moulés par un ciment de calcite en gros grains souvent accolés à de gros sphènes en fuseaux. Les sphènes sont en partie épigénisés par l'illménite. Ils sont plus abondants que la calcite. Le mica blanc est rare.

BEAUFORT, n° 429. — *Grès pris au col des Fours, du côté du Nouveau-Signal.*

A l'œil nu :
Grès exclusivement quartzeux et très compact.

Au microscope :
Grès à gros galets, analogue au précédent; les galets de feldspaths et la calcite dans le ciment y sont plus abondants; le sphène et l'illménite manquent presque absolument.

BEAUFORT, n° 429′. — *Grès pris à côté du précédent.*

A l'œil nu :
L'échantillon montre des fragments de roches calcaires, qui ne sont pas visibles dans le type précédent.

Au microscope :
Les galets, parfois microscopiques, peuvent atteindre près d'un centimètre comme telle plage calcaire. Les galets calcaires sont beaucoup mieux roulés que ceux de feldspath et surtout que ceux de quartz.

Il n'existe pas de ciment, mais des couronnes qui enchâssent chaque galet et qui sont constituées par un agrégat feutré de calcite, de quartz et de séricite; on trouve encore de rares lamelles déchiquetées de muscovite, du sphène et de l'illménite.

BEAUFORT, n° 430. — *Grès pris au col des Fours, vers le Nouveau-Signal.*

A l'œil nu :
C'est un des galets roulés, de la grosseur d'une noix, à contours parfaitement arrondis et faisant corps avec le ciment; il est impossible de distinguer sa nature primitive.

Au microscope :
C'est un micaschiste à mica noir, très cristallin, ou mieux encore un *granit* riche en biotite. Ce minéral se présente simultanément sous trois aspects différents. Certaines plages sont remarquablement polychroïques dans les tons ^{n}g rouge

brun foncé et n_p presque incolore, avec inclusions d'apatite et de zircon; d'autres montrent une biotite chroritisée à peine polychroïque; enfin on rencontre de la biotite non chloritisée, mais si chargée d'aiguilles de rutile qu'on n'aperçoit plus qu'un treillis serré formé par les cristaux asciculaires de ce minéral, enchâssant une ou deux traînées de biotite rouge brun. La muscovite très biréfringente est rare, ainsi que l'apatite et la magnétite. Les feldspaths, fortement kaolinisés, semblent être de l'orthose et de l'oligoclase. Le quartz granitoïde moule les autres éléments.

BEAUFORT, n° 431. — *Galet pris entre le sommet du Nouveau-Signal et le col de la Croix du Bonhomme.*

A l'œil nu :
C'est un des galets roulés de la grosseur d'un œuf, et dont on ne peut pas distinguer la nature.

Au microscope :
C'est un type de protogine pauvre en mica. Les feldspaths, moins kaolinisés que dans l'échantillon précédent, sont l'orthose qui présente parfois la structure microperthitique, l'oligoclase et peut-être le microcline. La kaolinisation rend la détermination incertaine. Apatite, avec inclusions de rutile; magnétite rare; mica verdi transformé en chlorite pennine, chargée de rutiles disposés en fagots; le quartz montre les structures granitique et granulitique.

BEAUFORT, n° 431. — *Galet pris entre le Nouveau-Signal et le col de la Croix du Bonhomme, près du précédent.*

A l'œil nu :
C'est également un gros galet roulé.

Au microscope :
C'est une protogine, d'un type très particulier; les feldspaths, de très grandes dimensions, contiennent en inclusions de l'apatite et des plages de quartz; la magnétite est rare; on trouve de l'apatite et du sphène en cristaux libres dans la roche; le reste de celle-ci est constitué par du quartz en grandes plages granitoïdes ou en traînées granulitiques; quelques cassures sont remplies par du sphène; à signaler l'absence du mica.

BEAUFORT, n° 438. — *Grès singulier pris entre le Nouveau-Signal et le col de la Croix du Bonhomme.*

A l'œil nu :
C'est un grès très compact, de couleur gris jaune, à cassure saccharoïde.

Au microscope :
Les galets de feldspaths kaolinisés sont nombreux et de grande taille; ceux de quartz sont plus rares. Le ciment est formé par une infinité de pail-

lettes de séricite. On trouve, en outre, un peu de magnétite, d'hématite et de muscovite.

BEAUFORT, n° 439. — *Grès singulier pris entre le Nouveau-Signal et le col de la Croix du Bonhomme.*

A l'œil nu :
C'est un grès quartzeux gris, avec grandes plages rouillées.

Au microscope :
Les galets de quartz et de feldspaths kaolinisés ont de très nombreuses cassures remplies de produits secondaires opaques. On trouve, en outre, des débris organiques mal conservés; des plages criblées de cristaux de magnétite montrant les formes de trapézoèdre et du cube, de l'apatite et du sphène. Le mica blanc est répandu en courtes lamelles dans la matière amorphe qui forme le ciment de la roche.

BEAUFORT, n° 440. — *Grès singulier pris entre le sommet du Bonhomme et le col de la Croix du Bonhomme.*

A l'œil nu :
Grès quartzeux, vacuolaire, de couleur jaune verdâtre, ne montrant à l'œil nu que des grains de quartz hexagonaux.

Au microscope :
On ne voit pas de cavernes ou presque pas; la roche est formée par une infinité de galets mal roulés de quartz, plus rarement de feldspaths trop kaolinisés pour qu'on puisse les déterminer. Le ciment est absent; les couronnes entourant les galets sont rares et très minces; les lamelles de séricite sont alors *orientées parallèlement* au contour du galet. On trouve, en outre, de l'apatite, de la magnétite, de l'illménite, du rutile, du sphène et très peu de muscovite.

BEAUFORT, n° 443. — *Grès singulier pris entre le Bonhomme et le col de la Croix du Bonhomme.*

A l'œil nu :
Type analogue au précédent, mais beaucoup plus compact.

Au microscope :
La diagnose microscopique confirme l'examen à l'œil nu. C'est un grès sans ciment et sans couronnes entre les galets accolés de quartz et ceux plus rares de feldspath. A part quelques-uns, les grains de quartz sont en moyenne dix fois moins gros que dans l'échantillon précédent; pas de séricite; muscovite et tourmaline très rares, sphène, rutile.

BEAUFORT, n° 445. — *Grès singulier pris au col des Fours.*

A l'œil nu :
C'est un grès quartzeux passant aux calcaires dolomitiques.

Au microscope :
Les galets de quartz et de calcaire sont en égales proportions; les feldspaths sont plus rares; la calcite moule les autres éléments. Outre ceux que je viens d'indiquer, on trouve encore de l'illménite, du sphène, du mica blanc et du rutile.

Les cassures et les phénomènes dynamiques sont beaucoup moins intenses que dans l'échantillon précédent; cela provient de la présence du calcaire, plus plastique que le quartz.

BEAUFORT, n° 446. — *Grès pris près du col des Fours.*

A l'œil nu :
Type de grès quartzeux.

Au microscope :
Le ciment argileux ou calcaire est abondant; les galets de quartz et de feldspaths sont plus roulés que d'habitude. La calcite en cristaux petits forme des couronnes ou s'insère dans les cassures.

Les quatre échantillons suivants ont été pris dans les bancs de passage entre les calcaires dolomitiques du trias et les grès singuliers de l'infralias.

BEAUFORT, n° 447. — *Grès pris au col des Fours.*

A l'œil nu :
Grès mi-quartzeux, mi-calcaire.

Au microscope :
C'est un grès à grain fin, sans ciment, dont les éléments sont moulés par de la calcite et du quartz à structure interstitielle. On trouve de la magnétite, de l'illménite, de la muscovite, du sphène. Les feldspaths, nombreux, en gros galets, très frais, mâclés, sont l'orthose, l'oligoclase et le microcline. Le quartz est en galets roulés ou en grains accolés avec la calcite et moulant les autres éléments.

BEAUFORT, n° 448. — *Grès pris au col des Fours.*

A l'œil nu :
C'est un type analogue au précédent, mais où il semble que l'on ai de petits galets roulés, de la grosseur d'une noisette, pris dans un ciment dolomitique.

Au microscope :
L'on a de véritables galets roulés *d'une protogine pauvre en mica, riche en*

feldspaths, qui sont enchâssés dans une couronne de calcite. Les cristaux de cette couronne, orientés perpendiculairement aux contours des galets, ont été froissés d'une manière intense après leur formation, tandis que les galets ont glissé les uns contre les autres au détriment du ciment calcaire. Dans ce mouvement, les galets de protogine se sont parfois cassés et des grains de calcite de dimensions inférieures les remplissent. On trouve des grains de quartz mêlés aux couronnes calcaires, mais ils sont toujours roulés et chacun d'eux est entouré d'une ceinture mince de calcite.

Les minéraux sont d'abord ceux de la protogine, de l'orthose, de l'oligoclase, du microcline, du mica verdi, du quartz granulitique, de la magnétite; ensuite ceux du ciment, de la calcite, de l'illménite, du sphène, du quartz roulé et de la séricite.

BEAUFORT, n° 449. — *Grès pris au col des Fours.*

A l'œil nu :

Calcaire dolomitique avec grains roulés de quartz de petites dimensions.

Au microscope :

Les grains de quartz, petits, sont bien roulés; parfois ils gisent dans une plage argileuse. Les plages argileuses et les grains de quartz sont englobés dans une masse calcaire formée par des cristaux de calcite de toutes dimensions, auxquels s'associent des grains microscopiques de quartz. On trouve, en outre, de la magnétite, du rutile et de la muscovite.

BEAUFORT, n° 450. — *Grès pris au col des Fours.*

A l'œil nu :

C'est un grès mi-quartzeux, mi-calcaire, avec galets de la grosseur d'une noisette ou moins volumineux, très bien roulés; grains et cubes de pyrite.

Au microscope :

Les galets, bien roulés, sont de toutes les grosseurs et formés exclusivement par des plages quartzeuses. Le ciment a une structure particulière. Il est formé par un mélange intime de muscovite rare et de quartz et de calcite en proportions égales; la calcite est en cristaux allongés, parfois mâclés en fer de lance; le quartz se présente en cristaux de mêmes dimensions, allongés ou avec la structure microgranulitique tendant vers les formes des porphyres globulaires. Ces trois éléments sont orientés en général dans une direction perpendiculaire aux contours des divers galets.

Comme le montre la description pétrographique des échantillons que nous venons d'étudier, tout en donnant une série de types différents, les grès singuliers présentent tous des caractères communs, typiques, et qui permettent de les séparer, soit des grès et des conglomérats du houiller, soit des quartzites du trias.

CHAPITRE IX

Le lias.

§ 1er. — GÉNÉRALITÉS.

Le lias est un étage très particulièrement développé à la limite des chaînes cristallines et des chaînes calcaires. C'est dire que ce terrain prend une grande extension dans la région qui fait l'objet de cette étude. Il s'y présente sous différents faciès; mais, en règle générale, il est formé par des calcaires épais à la base et des schistes à la partie supérieure. Cette subdivision lithologique, que je montrerai être constante sur des espaces considérables, permet donc de reconnaître deux horizons : le lias inférieur qui comprend à peu près l'hettangien et le sinémurien et peut-être le charmouthien; et le lias supérieur, qui correspond ainsi au toarcien. Le passage entre les deux faciès se fait par des bancs alternatifs, schisteux, minces, de quelques centimètres, et de gros bancs calcaires de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur.

Au Mont-Joly, c'est dans ces bancs de passage qu'on rencontre *Belemnites niger* (Blain.). Comme l'on sait que ce fossile atteint le *charmouthien*, la limite entre le lias inférieur calcaire et le lias supérieur schisteux est ainsi assez nettement déterminée.

On distingue dans le lias, de bas en haut :

Dans le *lias inférieur calcaire* d'abord :

1° Un horizon de peu d'épaisseur de schistes noirs, lités en plaquettes, à surface mate, associés aux grès singuliers auxquels ils succèdent; cet horizon se trouve localisé à l'extrémité méridionale du Mont-Blanc;

2° Un lias calcaire qui se lite en plaquettes de un à quelques centimètres d'épaisseur; il est très spathique et contient des débris de Cardinies. On y a trouvé *Arietites Ceras* (Giebel) du sinémurien.

Au même niveau, et au dessus et avec une extension beaucoup plus grande, le lias inférieur calcaire est habituellement représenté par des calcaires compacts, spathiques, en gros bancs, sans stratification aucune, recouverts à la surface d'une patine gris jaune; il forme des ressauts très marqués dans la topographie et se dégrade parfois en escaliers successifs. Bien développé à l'extrémité du Mont-Blanc et dans les chaînes qui dominent le vallon de Roselend, cet étage se retrouve avec les mêmes caractères dans le massif du Mont-Joly.

Le *lias supérieur* est représenté par une série épaisse et ininterrompue de

schistes noirs, fissiles et bien lités, qu'on retrouve associés presque toujours aux couches calcaires du lias inférieur qu'ils surmontent. Leur surface est souvent miroitante par la présence de très fines paillettes de micas blancs hydratés.

Chacun des deux étages, du lias calcaire inférieur et du lias schisteux supérieur, atteint de 100 à 200 mètres environ.

Dans une bande synclinale, celle du col de la Bâthie et de Cevins, le lias se rencontre sous deux faciès très spéciaux et particulièrement bien développés au sud-est dans la zone du Briançonnais; c'est le faciès de la *Brèche du Télégraphe*, et celui des *schistes lustrés*.

La *Brèche du Télégraphe* a été étudiée par M. Kilian, qui l'a suivie de Moutiers à Sérenne dans les Basses-Alpes et qui a montré que son âge est le lias inférieur; les schistes lustrés, d'après les récentes études de M. Marcel Bertrand, sont en partie triasiques et en partie liasiques. Ceux que nous avons rencontrés au col de la Bâthie sont en tous cas supérieurs aux cargneules. Cette récurrence simultanée et locale des deux faciès de la Brèche du Télégraphe et des schistes lustrés dans le synclinal du col de la Bâthie est particulièrement intéressante en ce qu'elle montre que les zones de sédimentation peuvent avoir des intercalations de faciès très différents dans des vallées très voisines. Entre le synclinal que nous étudions et la grande bande de Moutiers, l'on a une série de vallées dont la plus rapprochée, celle de Naves à Roselend, présente les types les plus caractéristiques du lias calcaire en gros bancs à la base et du lias schisteux au sommet, sans aucune trace de faciès bréchiforme ou lustré.

Mais, si l'on suit cette même bande de Naves, plus au nord, vers le col du Bonhomme, on la voit former au Plan des Dames et au dessus un horizon bréchiforme, riche en Bélemnites, dont le mauvais état de conservation ne m'a pas permis de déterminer l'espèce, et qui, riches en débris de calcaires dolomitiques et en schistes satinés, ont un aspect qui rappelle beaucoup la *Brèche du Télégraphe*, sans lui être toutefois absolument semblable. Mais, par raison de continuité autant que par les fossiles qu'on y trouve, son âge ne fait aucun doute, pas plus que sa prolongation avec changement de faciès dans le vallon de Naves.

Il est à remarquer que, comme les grès singuliers de l'infralias, *une partie des dépôts liasiques de l'extrémité du Mont-Blanc indiquent des faciès côtiers*; ce sont les seuls témoins qui nous restent de la couverture du grand massif et ils en présentent, par conséquent, d'autant plus d'intérêt.

Le passage entre le lias inférieur calcaire et le lias supérieur schisteux est extrêmement brusque, et la limite est facile à marquer dans les plis les plus rapprochés de la zone du Briançonnais; en règle générale, ce passage devient de moins en moins net, à mesure que l'on se rapproche des hautes chaînes calcaires de Savoie. Cependant il est beaucoup plus franc dans le massif du Mont-Joly que sur les flancs de la montagne d'Outray.

Sur le versant sud-est de la chaîne des Aravis, il devient alors de plus en

plus vague et présente tant de termes intermédiaires entre le lias schisteux formé par des schistes noirs ou grisâtres, fissiles et satinés et les bancs calcaires francs que la limite à marquer sur la carte peut varier suivant les observateurs.

Mais ce n'est pas le cas dans le massif du Mont-Joly, où alors les bancs calcaires forment des barres abruptes visibles dans la topographie. Le lias calcaire, au sommet même de la montagne, a subi un tel laminage qu'il s'est découpé en bancs plus compacts qui ont résisté et en bancs moins résistants qui ont pris un aspect schisteux; c'est la base des bancs de passage au lias supérieur; on trouve dans ces derniers un nombre innombrable de Bélemnites tronçonnées ou aplaties. Un grand nombre d'échantillons examinés avec soin ont tous montré les caractères de *Belemnites niger* (Blain.).

Il est curieux de remarquer que cet état tronçonné des Bélemnites avait attiré l'attention de plusieurs de nos prédécesseurs qui estimaient les couches du Mont-Joly en repos normal. Les grands plis couchés auxquels ont participé ces couches expliquent tout naturellement le mauvais état de conservation des fossiles.

M. le Dr Gosse, à Genève, nous a dit avoir rapporté du sommet même du Mont-Joly un poisson qu'il n'a pas pu retrouver dans sa collection.

Les faciès lithologiques que j'ai indiqués sont bien caractéristiques. Néanmoins j'ai cherché à voir quels pouvaient être les caractères microscopiques de ces différentes roches et à quel degré de métamorphisme elles étaient parvenues. Les calcaires n'offrent pas d'intérêt, en raison même de leur composition chimique très simple et uniforme qui les oblige à cristalliser uniformément en une agglomération de grains plus ou moins gros de calcite. Mais il n'en est plus de même des schistes, qui ont une série de traits essentiels, traits qui permettent de séparer ces roches suivant leurs horizons (houiller, lias inférieur, lias supérieur) avec bien plus de sûreté au microscope qu'à l'œil nu. Cela se comprend, puisque les différences fugitives et vagues, qui de prime abord avertissent sur le terrain que l'on est probablement sur tel ou tel niveau schisteux, proviennent de la structure et de la composition intime de ces roches.

A l'œil nu, l'on ne perçoit qu'un cachet d'ensemble. Au microscope, on reconnaît les détails qui concourent à donner les différents aspects macroscopiques. J'ai étudié quelques schistes noirs de la base du lias inférieur et une série assez complète de schistes du lias supérieur pris dans toute l'étendue de la région que j'ai étudiée.

Ces schistes du lias sont extrêmement pauvres en fossiles et en cubes de pyrite, tandis que le houiller donne une flore abondante, marquée par un développement tout spécial des micas blancs hydratés. Aussi ce minéral est-il beaucoup plus abondant dans le houiller que dans le lias; il en est de même de la pyrite et surtout du rutile.

Par contre, dans le lias, la calcite et le quartz sont mieux développés et surtout la calcite qui est le trait essentiel de la moitié au moins des échan-

tillons; les minéraux amenés par lévigation sont également plus rares que dans les formations similaires du houiller.

§ 2. — Monographie des échantillons étudiés.

Après ces considérations générales, nous allons passer à l'étude monographique des échantillons étudiés.

Schistes noirs à surface mate du lias inférieur.

Beaufort, n° 386. — *Schiste noir, à surface mate, pris à la montée du col du Bonhomme.*

A l'œil nu :
Schiste noir, très fissile, à toucher légèrement onctueux.

Au microscope :
La schistosité est mal marquée; du quartz en grains rares ou en petites plages gisent dans un ciment argileux. Le fond de la roche est formé par des traînées et une infinité de grains microscopiques d'illménite, par des grains de sphène microscopiques et très nombreux et par un fouillis d'aiguilles mal cristallisées de séricite.

Beaufort, n° 388. — *Schiste noir pris au col de la Croix du Bonhomme.*

A l'œil nu :
Identique au précédent.

Au microscope :
Les éléments d'apport ne sont pas du quartz, mais de grandes plages d'un mica complètement chloritisé et une plage de calcite. Le ciment est analogue à celui du n° 386, mais contient du quartz microscopique au lieu de sphène.

Beaufort, n° 414. — *Lias inférieur pris dans le torrent de Notre-Dame de la Gorge.*

A l'œil nu :
C'est un terme de passage entre les schistes noirs et les schistes marno-gréseux que j'attribue à l'infralias et dont j'ai parlé à propos de ce niveau.

Au microscope :
Sur un fond argileux, criblé de matières ocreuses, des grains de quartz microscopiques sont développés entre des traînées de lamelles de séricite. La schistosité est très nette.

Schistes du lias supérieur.

Beaufort, n° 6. — *Schiste pris au dessus des Curtillets.*

A l'œil nu :
C'est un schiste noir, onctueux, à surface légèrement gaufrée.

Au microscope :
De la magnétite en cristaux nombreux et bien formés, de l'apatite, du sphène, de la tourmaline en aiguilles déchiquetées, de la biotite chloritisée. Le fond de la roche est formé par des traînées de chlorite pennine peu biréfringente, polychroïque, dans les tons vert d'herbe clair, mêlées à des grains de quartz petits et alignés, entre lesquels se calent quelques galets plus gros de quartz à contours chevelus; quelques oligoclases.

Beaufort, n° 64. — *Schistes pris dans le torrent de Notre-Dame de la Gorge.*

A l'œil nu :
C'est un schiste noir, qui s'effrite en poussière noire, salissant les doigts; exceptionnellement feuilleté.

Au microscope :
Les traînées noires opaques, mêlées de cristaux d'illménite, forment la majeure partie de la roche; elles se sont plissées d'une manière intense comme dans certains schistes houillers du pont du Flon, décrits précédemment. Mais entre les traînées opaques, l'on n'a que de rares cristaux de quartz allongés et groupés en une seule plage, et une infinité de grains de calcite, qui séparent complètement ce schiste de ses congénères du houiller.

Beaufort, n° 74. — *Schiste pris dans le torrent des Gibloux.*

A l'œil nu :
La roche a un aspect satiné; elle est de couleur gris clair.

Au microscope :
On distingue deux plages dont les cristaux sont de dimensions très différentes. Les deux plages sont formées par un mélange de calcite et de quartz.
Dans la première plage, la calcite et le quartz, chargés de matières ocreuses, présentent une structure interstitielle. Dans la seconde plage, où les deux minéraux sont de grandes dimensions, ils se groupent séparément.

Beaufort, n° 88. — *Lias pris sous les Traverses, sur la rive gauche du Dorinet.*

A l'œil nu :
Roche satinée, de couleur blanc jaunâtre, d'aspect légèrement marneux sur la tranche.

Au microscope :

La roche ne présente pas de schistosité ; elle est formée par une mosaïque de grains d'illménite, de quartz et de calcite de mêmes dimensions ; rares grains de sphène.

BEAUFORT, n° 105. — *Lias pris au dessus des Curtillets.*

A l'œil nu :

C'est un schiste noir, riche en noyaux de faibles dimensions, légèrement grumeleux sur la tranche.

Au microscope :

Le fond de la roche est formé de matières amorphes, opaques, au milieu desquelles gisent de rares lamelles de muscovite et des grains de quartz. Lamelles de séricite de recristallisation, courtes et rares.

L'échantillon suivant, pris à la Chappe, est un schiste noir qui montre, au microscope, des traînées d'illménite et de matières ocreuses, alignées parallèlement à une infinité de cristaux très petits de calcite.

BEAUFORT, n° 307. — *Lias pris au pied de l'Aiguille de Roselette.*

A l'œil nu :

C'est un schiste noir, assez compact, peu fissile et peu friable.

Au microscope :

Ce schiste est riche en traînées de matières opaques et d'illménite qui sont repliées sur elles-mêmes comme dans les schistes houillers du pont du Flon. Leur pauvreté en lamelles métamorphiques de séricite les en différencie.

BEAUFORT, n° 314. — *Schiste pris entre le col des Fours et celui de la Croix du Bonhomme.*

A l'œil nu :

Schiste noir, très quartzeux ; aspect très détritique.

Au microscope :

Roche formée d'une série de traînées ocreuses parallèles ; entre elles, le ciment est constitué par une mosaïque submicroscopique de grains de quartz mal cristallisés et de lamelles de séricite encore plus petites et plus rares.

BEAUFORT, n° 317. — *Lias pris du col du Bonhomme au vallon de la Sauce.*

A l'œil nu, c'est un schiste noir, très fissile, qui, au microscope, ne montre presque que des traînées opaques, insolubles aux plus forts grossissements et entre lesquelles se calent de rares grains de quartz.

L'échantillon suivant (Beaufort, n° 329), *pris sur la route de Flumet à Ugines*, présente un type très analogue, mais où les traînées montrent, aux plus forts grossissements, un nombre infini de cristaux d'illménite et d'hématite, mêlés à des matières ocreuses. En outre, la roche est criblée de cristaux microscopiques de quartz et de séricite alignés entre les traînées opaques.

A côté des schistes argileux que nous venons de décrire et qui présentent sous le microscope des caractères divers, j'ai examiné une série nombreuse de schistes calcaires qui montrent tous un cachet très uniforme. Ce sont :

BEAUFORT. — N° 42, *pris à Lavarancay à la montée du col Joly.* — N° 44, *pris à l'aval du torrent de Lavarancay.* — N° 54, *pris au pied de la chaîne de Roselette.* — N° 102, *pris au bas du ravin du Célestet.* — N° 189, *pris entre Cheseaux et le Plan du Chuet.* — N° 195, *pris au dessus de la Chappe, dans la vallée d'Arêches.* — N° 199, *pris au village du Praz-sous-Arêches.* — N° 242, *pris à la Ville-sur-Cevins.* — N° 316, *pris au vallon de la Sauce.*

Tous ces schistes, plus ou moins bien lités, sont de couleur grise, plus ou moins foncée ; tous font effervescence à l'acide chlorhydrique, ce qui n'est pas habituellement le cas des schistes argileux du lias que nous avons décrits précédemment. Comme on le voit, l'attaque à l'acide chlorhydrique n'est pas un critère absolu pour séparer les schistes houillers de ceux du lias ; il est cependant fort utile.

Examinés au microscope, ces schistes ont un trait commun et essentiel qui est leur richesse en une infinité de cristaux de calcite dont les dimensions sont très faibles. La schistosité n'est alors marquée que lorsqu'on a des traînées opaques alignées. On y trouve, en outre, de la magnétite, de l'illménite, des lentilles quartzeuses et des grains de ce même minéral, de gros cristaux de calcite et très peu de muscovite. Il n'existe pas de séricite secondaire.

CHAPITRE X

Le jurassique moyen et supérieur.

§ 1er. — Dogger.

Le niveau inférieur du jurassique moyen, le *bajocien*, joue un rôle peu important dans les vallées de Naves et de Roselend, mais qui devient de plus en plus considérable dans le massif du Mont-Joly et à mesure qu'on se rapproche de la chaîne des Aravis, d'une part, et du soubassement du massif de Platé, de l'autre.

Lorsque l'on s'avance au nord-ouest, de la vallée de l'Isère vers celle de l'Arve, on voit le faciès changer, en même temps que l'on rencontre une

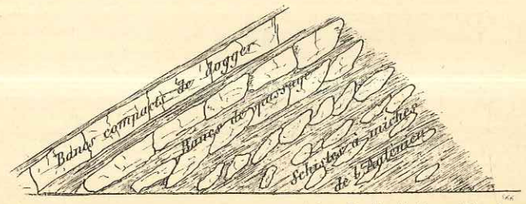


Fig. 3. — Montrant le passage entre les schistes à miches de l'aalénien et les bancs calcaires compacts du dogger supérieur.

série plus complète d'horizons et que surtout les niveaux supérieurs se montrent avec certitude. Dans la vallée de Naves et jusque dans le massif du Mont-Joly, le passage entre le lias schisteux et le dogger se fait d'une manière insensible avec développement de l'étage aalénien. Ce qui caractérise le bajocien dans ces régions est le développement de nodules calcaires, de *miches* très fréquemment riches en pyrite au centre; ce minéral a alors servi de noyau de concentration. Dans quelques cas, ce sont des Ammonites qui ont joué le même rôle et qui permettent de fixer l'âge de cette formation. L'on sait que les fossiles bajociens sont nombreux au col de la Madeleine au sud de l'Isère. Dans la vallée de Naves, M. Révil a trouvé, au Roc Marchand, *Harpoceras Murchisonæ* (Sow.). Au Chart du Beurre, on trouve *Lioceras concavus* et *Posidonomia alpina*, dont je dois la détermination à M. Kilian.

Alphonse Favre cite, sur le versant nord du Mont-Joly (*Recherches en Savoie*, t. III, p. 165), *Am. variabilis* et *Am. scissus* Benecke, en rapportant ces

couches à l'étage *aalénien*. Enfin j'ai recueilli personnellement un exemplaire d'*Harpoceras Murchisonæ* (Sow.) à Lancraty, sur le versant de la même montagne.

Ce faciès à miches prend une extension bien plus considérable encore, car je l'ai retrouvé au Buet et sur le versant méridional de la Pointe de Tanneverge. Enfin M. Golliez l'a observé avec *Harpoceras Murchisonae*, toujours, au pied du col de la *Sefinenfurka*, sur le versant nord du massif de l'Aar.

Ainsi l'aalénien et le bajocien à miches forment un étage parfaitement bien caractérisé et facile à reconnaître.

Sur le flanc de la chaîne des Aravis et dans le soubassement de Platé, on voit les schistes du lias passer à ces schistes à miches du bajocien, et, en montant à la partie supérieure de cet étage, l'on observe que les miches augmentent de plus en plus, soit en nombre, soit en dimensions, jusqu'à former une série de bancs calcaires rognoneux. Les miches en ellipses allongées se couchent les unes sur les autres. Ces bancs deviennent ensuite de plus en plus nombreux et importants à leur partie supérieure et passent ainsi *à des abrupts calcaires qui*, je crois, *représentent spécialement la partie supérieure du dogger*.

Ces bancs calcaires, même là où ils sont le plus compacts, gardent toujours un aspect grossièrement rubanné qui se reconnaît de loin. Ces calcaires, comme l'indique M. Haug, se délitent souvent en masses prismatiques, à arêtes émoussées, et sont presque toujours traversés de veines spathiques blanches; ils forment des abrupts couverts de forêts dans les régions peu élevées, à peu près dénudés à de plus hautes altitudes.

§ 2. — Callovo-oxfordien[1].

Au dessus des barres du dogger, l'on a presque toujours des replats marécageux bien marqués dans la topographie. Ceux-ci sont formés par les schistes marneux du callovien et de l'oxfordien; de couleur grise, noire ou jaune verdâtre, ils se délitent en plaquettes de quelques millimètres d'épaisseur.

Ils contiennent un assez grand nombre de fossiles cités par M. Haug.

§ 3. — Jurassique supérieur.

Les divers étages du jurassique supérieur forment de grands abrupts de

[1] Pour cet étage et les étages supérieurs, je renvoie le lecteur à l'ouvrage de M. Haug. *Étude sur les hautes chaines calcaires de Savoie* (*Bull. Serv. Carte Géol.*, nº 47, pages 16 à 31), où l'auteur avec sa grande compétence de ces questions, a donné un très remarquable résumé sur la faune et rapports des faciès des divers étages du jurassique, du crétacé et de l'éogène. Je ne cherche à donner ici que quelques caractères lithologiques qui m'ont semblé les plus caractéristiques pour l'étude sur le terrain, et qui, je crois, sont nécessaires vu l'extrême pauvreté en fossiles de ces divers étages.

calcaires blancs, compacts et qui atteignent de 2 à 300 mètres de hauteur. Au sommet, cependant, les couches du berrias forment des calcaires marneux, noirs, qui sont exploités à Oex dans la vallée de l'Arve. Les caractères lithologiques du malm sont très constants. Les calcaires sont relativement cristallins, de couleur gris bleu à la cassure; cette dernière est conchoïdale ou esquilleuse. A la surface, ils se recouvrent d'une patine blanc grisâtre qui les rapproche des calcaires urgoniens; mais ils restent toujours lités en gros bancs d'un à plusieurs mètres d'épaisseur, ce qui les distingue de loin des calcaires urgoniens, beaucoup plus spathiques d'ailleurs. Le malm est très pauvre en fossiles; je n'y ai trouvé que *Perisphinctes*? au dessus d'Outredière, à la base des Aravis, et de nombreux débris de Polypiers sur le chemin des chalets de Véron.

CHAPITRE XI

Le crétacé. — L'éogène.

Le crétacé est représenté par des marnes valanginiennes, des calcaires de l'hauterivien, des calcaires de l'urgonien, des calcaires et des grès de l'aptien et de l'albien, des calcaires du sénonien.

L'éogène est représenté par les calcaires nummulitiques à la base et les formations du flysch au sommet.

§ 1er. — Valanginien.

Les marnes valanginiennes sont un niveau aquifère qui montre des sources nombreuses, depuis le col du Dérochoir jusqu'en face de Magland. Dans la série des étages antérieurs, le bajocien et le trias inférieur forment les deux autres niveaux aquifères les plus importants, surtout dans le massif du Mont-Joly et sur le flanc de la chaîne des Aravis.

Le passage entre le berrias et les marnes valanginiennes se fait très rapidement, dans des bancs de 2 à 3 mètres d'épaisseur, par alternances plusieurs fois répétées des deux faciès.

Les schistes valanginiens sont plus noirs et moins argileux que ceux du callovo-oxfordien; ils ne se délitent pas en plaquettes aussi minces et sont parfois légèrement satinés.

Leur épaisseur est assez considérable, de 100 à 200 mètres, mais peut varier beaucoup par suite du laminage. Ce sont naturellement les terrains schisteux, moins résistants, qui changent le plus d'épaisseur en raison des pressions qu'ils ont subies.

§ 2. — Hauterivien.

Dans le soubassement de Platé et la chaîne des Aravis, l'hauterivien est constitué par une masse puissante de calcaires qui se distinguent de l'urgonien par leur couleur plus foncée et par une série de *vires* ou couloirs très rapides que les eaux y ont creusées. Il se sépare en quelques énormes bancs dont la couleur brun chocolat passe, par places, aux couleurs orangé ou gris.

Ce terrain peut être particulièrement bien étudié en montant de Bellegarde à la Colonnaz. On trouve à la base des calcaires en bancs mal lités de 20 à 30 centimètres d'épaisseur. De près, ce sont des calcaires noirs, extrêmement compacts et spathiques.

Il y a une alternance continue entre ces bancs et d'autres formés par des calcaires plus marneux et plus délitables ; chaque faciès forme des horizons de 1 à 2 mètres d'épaisseur. Au dessus l'on passe à des calcaires gris bleus, qui rappellent ceux du bathonien, mais qui sont dépourvus d'intercalations schisteuses. Le faciès de la base reparaît ensuite ; puis l'on traverse 20 mètres de bancs spathiques et peu épais avec rares *Toxaster complanatus*.

L'ensemble du complexe hauterivien atteint de 150 à 200 mètres.

§ 3. — Urgonien et rhodanien.

On donne le nom d'urgonien à des calcaires compacts, abrupts, d'aspect spécial et qui se couvrent d'une patine de couleur gris perle. Ils atteignent, comme l'hauterivien, de 150 à 200 mètres d'épaisseur ; comme âge, ils correspondent à peu près au barrémien.

Ce calcaire, jamais lité, toujours spathique, ne montre pas d'intercalations marno-calcaires ; sa couleur est gris clair, sa cassure grenue ou saccharoïde plutôt qu'esquilleuse. On y trouve de très nombreux filons remplis de calcite sur les joints entre les gros bancs ou dans les cassures.

La roche, calcaire, a un aspect plus grenu à la base et plus compact a la partie supérieure, avec coupes innombrables de *Réquiénies*.

§ 4. — Aptien et albien.

Cet étage forme souvent un replat dans la topographie ; il est représenté par des calcaires noirs, riches en fossiles à la base, et des grès glauconieux, gris ou jaunes à la partie supérieure. Il est souvent visible de loin, parce qu'il forme un ruban foncé qui contraste avec les teintes claires de l'urgonien et du sénonien. Il est très facile à reconnaître à cause de ses caractères minéralogiques si spéciaux et de sa faune très riche. Son épaisseur est de quelques mètres.

§ 5. — Le sénonien.

Est d'épaisseurs très variables, mais en général, dans le soubassement de Platé et la chaine des Aravis, il atteint quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Plus marneux que les autres étages du crétacé, il prend parfois l'aspect

de la pierre lithographique, tant son grain est fin. De couleur grise, toujours nuancée plus ou moins de jaune, il se lite en bancs parallèles et peu épais ; sa cassure très nettement conchoïdale, son grain exceptionnellement fin et sa couleur légèrement jaune sont, à mon avis, ses meilleurs caractères minéralogiques.

Entre le col du Dérochoir et les pâturages de Varens où il a subi des laminages exceptionnels, il s'est satiné sur la tranche, mais se reconnait immédiatement à sa cassure.

§ 6. — Le calcaire nummulitique.

Est souvent très développé, surtout près des chalets de Platé ; chargé d'une patine blanc grisâtre qui rappelle beaucoup celle de l'urgonien, sa cassure est beaucoup plus foncée et moins spathique ; il se délite parfois en plaquettes noirâtres.

§ 7. — Le flysch.

Est formé par des calcaires, des schistes marno-gréseux et des schistes feuilletés. Ses caractères sont trop connus pour que j'y insiste ici. Dans la région au sud-est des chaînes cristallines, les terrains tertiaires sont représentés par une brèche à très gros éléments qui forme une longue bande qui se poursuit des Aiguilles d'Arves aux Chapieux. Celle-ci a été étudiée par MM. Bertrand, Kilian et Révil, et ne montre pas d'affleurement dans la région que j'ai parcourue. Elle l'atteint cependant dans deux grands éboulements, celui du Plan de la Lai et celui du vallon de Treycol.

§ 8. — Le glaciaire.

Le terrain glaciaire a laissé partout des traces nombreuses dans la région qui fait l'objet de cette étude. Une partie, d'ailleurs, celle de l'extrémité méridionale du Mont-Blanc, voit encore édifier des moraines et polir les roches sur les bords du glacier de la Frasse, de Trélatête, etc. Le grand glacier de l'Arve emplissait jadis toute la vallée ; il a laissé d'énormes blocs sur les versants du Mont-Joly et de la chaîne des Aravis. Ces blocs et surtout les dépôts glaciaires qui couvrent le sol en rendent l'étude géologique beaucoup plus compliquée.

Il est probable que des chaînes d'Outray et du mont Mirantin descendait un grand glacier qui suivait le fond de la vallée du Doron, ce dernier s'élevait

au dessus du col de la Forcle et a lancé par ce col un bras qui a porté des blocs erratiques du granit de Beaufort sur le versant de la vallée de l'Arly.

Enfin les alluvions récentes recouvrent le fond des vallées de l'Arve, de l'Isère, du Doron de Beaufort, de l'Arly et de plusieurs vallées secondaires moins importantes.

TROISIÈME PARTIE

TECTONIQUE ET DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE.

La région qui fait l'objet de cette étude peut se subdiviser en deux grands groupes principaux, qui sont plus ou moins liés entre eux, comme d'ailleurs avec les régions avoisinantes. Ce sont :

I. *L'extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc*, en y comprenant les deux synclinaux de Chamounix et de Courmayeur qui l'enchâssent au nord et au sud.

II. *Les chaînes cristallines qui prolongent au sud les Aiguilles-Rouges et le Prarion*; elles sont en partie la racine droite de plis couchés, situés plus en avant au nord, dans les chaînes calcaires, *et les montagnes cristallines qui prolongent au nord la chaîne de Belledonne* et sur lesquelles les plis couchés sont venus chevaucher.

Le massif du Mont-Joly et les hautes chaînes calcaires, situées sur les deux rives de l'Arve, en amont de Cluses, qui sont des montagnes formées par l'empilement de plusieurs plis couchés.

Après avoir donné une description géologique détaillée de ces différents chaînons, je chercherai à réunir dans une vue d'ensemble leurs relations mutuelles et à résumer les données tectoniques générales de la région.

L'EXTRÉMITÉ MÉRIDIONALE DU MASSIF DU MONT-BLANC ET SA PROLONGATION VERS LE SUD

INTRODUCTION

Le massif du Mont-Blanc a fait, ces dernières années, l'objet de nombreux et importants mémoires. L'un d'eux est dû à la plume de M. Michel-Lévy (27 qui a également levé les contours géologiques des feuilles Valorcine (160 *ter*) et Annecy (160 *bis*) qui s'y rapportent. Les autres mémoires ont été publiés par MM. L. Duparc, L. Mrazec et J. Vallot.

Dans un massif où chaque course est une ascension, souvent difficile, ce sont les vallées situées au pied de la chaîne qui la partagent en groupes naturels. Envisagée à ce point de vue, la vallée du Bon-Nant, qui draine presque tout le versant sud et que j'ai étudiée personnellement, en levant les contours de la feuille Albertville (169 *bis*), forme un tout assez homogène.

Dans ses grandes lignes, le massif du Mont-Blanc est constitué par un vaste synclinal de schistes cristallins, d'un type plus ou moins récent, situé entre deux anticlinaux de schistes plus largement cristallisés; ce synclinal correspond à une dépression très bien marquée dans la topographie, entre les aiguilles hardies du versant nord et celles du versant sud. Ces deux chaînes d'aiguilles jalonnent deux anticlinaux au cœur desquels se montre la protogine, comme l'ont montré MM. L. Duparc et J. Vallot.

Au sud comme au nord, la chaîne du Mont-Blanc est bordée par les synclinaux mézozoïques de Courmayeur et de Chamounix. A son extrémité méridionale, ces deux synclinaux se rejoignent au vallon de Roselend et forment alors un vaste fond de bateau, accidenté d'anticlinaux secondaires.

Le massif du Mont-Blanc, proprement dit, vient mourir en donnant naissance à six ou sept anticlinaux cristallins de faible largeur. En ce point, sa couverture de trias et de lias a subi des plissements extraordinaires. C'est ce que nous allons examiner dans les chapitres suivants.

CHAPITRE XII

La prolongation vers le sud du synclinal de Chamounix jusqu'au vallon de Roselend.

Dans son mémoire sur le Prarion (31), M. A. Michel-Lévy donne quelques renseignements sur le col de Voza qui est la suite géologique du synclinal de

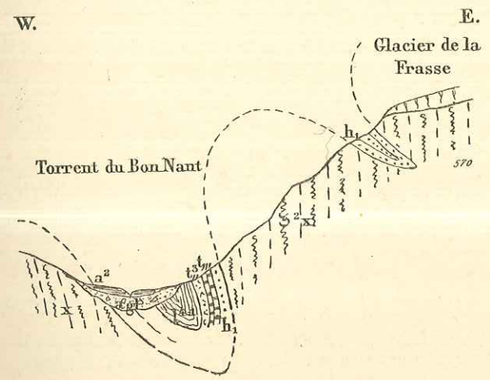


Fig. 4. — Coupe du synclinal du torrent de Cognin.
z^2X et X, schistes cristallins. h_1, houiller. t_{tri}, quartzites du trias. t^{3u} cargneules. l^{4-1}, lias. a_1gl, dépôts glaciaires. a^2, alluvions récentes.

Chamounix; celui-ci a quitté la vallée de l'Arve, et c'est entre le mont Lachat et le village des Contamines, dans la vallée du Bon-Nant, qu'on peut le suivre. Il est représenté par l'oxfordien au cœur du pli, entre des jambages de dogger, de lias et de trias. Entre le hameau des Granges et celui de l'Armancette, le synclinal est masqué par les dépôts glaciaires et les alluvions récentes; mais cette disparition n'a lieu que sur une longueur de moins d'un kilomètre, car, en remontant le torrent qui descend du glacier de la Frasse à Cognin, l'on suit une coupe qui montre le centre et le flanc renversé du même synclinal; son flanc normal disparaît presque en entier sous les éboulis de la rive du torrent de Cognin.

Le pli est formé par les couches du lias supérieur schisteux, du lias calcaire, par des calcaires dolomitiques et des cargneules du trias et les schistes et les grès du houiller adossés contre le terrain cristallin. C'est la rive droite du torrent qui donne les meilleurs affleurements.

De ce point l'on se rend facilement compte que le pli traversait la vallée en biais depuis le hameau de Cognin et la scierie des Batieux (Beaulieu) jusqu'à Notre-Dame de la Gorge; aussi l'érosion a-t-elle pris le pli en écharpe et n'en a-t-elle laissé subsister que de rares lambeaux sur le flanc de la vallée, en aval de cette localité. A quelques cents mètres en amont, le synclinal reparaît, mais cette fois-ci sur la rive gauche du Bon-Nant, où il a été entamé par un de ses affluents, le torrent des Granges. En ce point, le pli s'est largement ouvert et les divers niveaux y atteignent une grande épaisseur en comparaison de celle qu'ils ont dans tout le reste du col Joly.

Une coupe prise du nord-ouest au sud-est nous donne, à partir d'un anticlinal cristallin que je montrerai plus tard être la continuation d'un des plis du Prarion, la figure suivante :

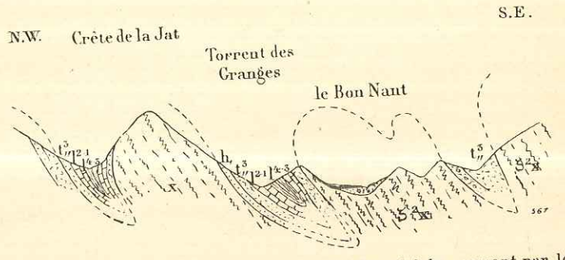


Fig. 5. — Coupe du flanc du Mont-Blanc à la montée du col Joly, passant par le synclinal du torrent des Granges.

z^2X et X, schistes cristallins. h_1, houiller. l^3n, cargneules et gypse. l^{2-1}, lias inférieur calcaire. l^{4-3}, lias supérieur schisteux. a_1gl, dépôts glaciaires. a^2, alluvions récentes.

Le synclinal qui fait suite à celui du torrent de Cognin avec :

Houiller;

Quartzites du trias et cargneules;

Des couches de schistes marno-gréseux, très curieux, qui semblent un faciès dégénéré des grès singuliers infraliasiques du col des Fours et qui se montrent toujours intercalés entre le trias et le lias inférieur calcaire;

Le lias calcaire;

Le lias schisteux qui constitue le cœur du pli;

Le lias calcaire;

Ces mêmes schistes marno-gréseux;

Les cargneules.

Nous rencontrons ensuite le cristallin qui forme un petit anticlinal par suite de la présence d'un synclinal secondaire, né sur la rive gauche du Bon-

Nant. Cet anticlinal est peut-être un de ceux qui continuent au sud le Mont-Blanc; cependant je préfère le décrire ici, car il est né au cœur du synclinal des Granges. Au point où il est le plus développé ce synclinal, montre un flanc normal de houiller, des quartzites du trias, des cargneules, du lias calcaire et schisteux. Le flanc renversé, étiré, n'est jamais formé que par les couches du lias. D'ailleurs, l'on observe continuellement des suppressions de couches par étirement, sur l'espace de quelques mètres, et souvent le remplacement en direction d'une couche étirée par la couche voisine et vice versa. Ce synclinal et ces phénomènes s'observent aisément en suivant le sentier qui conduit de l'auberge de Nant-Borrant au col Joly.

Le pli devait très probablement se continuer sur le flanc du Mont-Blanc, dans le vallon de la Combe Noire. Mais, malgré que je l'aie cherché avec soin, je n'ai pas pu retrouver un affleurement mézozoïque, dans l'immense tourbière marécageuse qui occupe tout le fond du vallon, entre deux arêtes cristallines bien marquées.

La coupe traverse ensuite l'anticlinal de la chaîne de Roselette, un des plis qui prolongent le Mont-Blanc au sud et le synclinal du vallon de la Jat, dont nous reparlerons. Le profil que nous venons de donner se poursuit jusqu'à la crête qui forme le col Joly avec la réduction momentanée du flanc renversé du synclinal des Granges (suite du synclinal de Chamounix) et la diminution parallèle de l'anticlinal cristallin qui lui est superposé. La croupe du col Joly montre la coupe que donne le profil 1 de la planche II.

Le synclinal (de la Combe Noire) secondaire, qui s'était complètement couché sur le flanc de l'Aiguille de Roselette, se redresse et semble plus au sud se réunir avec le synclinal de Chamounix au point où il commence à disparaître, recouvert en partie par l'immense éboulement de la Grande-Pierrière.

Comme on le voit, le synclinal de Chamounix, malgré quelques placages glaciaires et la profonde entaille que lui a faite le Bon-Nant, qui en compliquent un peu l'étude, peut être suivi sans ambiguité depuis le village des Houches jusqu'au passage du col Joly; de ce point, il se poursuit au sud d'une manière continue, sous le flanc de Mont-Roselette (2692 m.), puis par les pâturages et le vallon de la Gitte; il traverse enfin le col des Frêtes de Roselend pour rejoindre le synclinal de Courmayeur dans le vallon du même nom, le suivre parallèlement jusqu'à la vallée de l'Isère et se confondre alors avec lui.

Nous donnerons quelques détails sur ce pli en étudiant l'allure de l'anticlinal cristallin de Roselette, auquel il est intimement lié; ainsi, au passage du col de la Fenêtre, le calcaire liasique a été si complètement métamorphisé au contact du cristallin qu'il a été transformé en dalles de marbre, d'un grain superbe; sa couleur est devenue le blanc ou le gris bleu très pâle, de gris bleu foncé qu'elle était. Sauf en deux points, sous le passage du col de la Fenêtre et sous le pic coté 2563 mètres, le synclinal n'est représenté que par une barre horizontale de lias calcaire. Aux deux points signalés, l'on peut

voir une légère bande de trias, quartzites et calcaires dolomitiques, entre le lias et le cristallin.

Résumé. — Le synclinal de Chamounix se continue par le col de Voza, jusqu'au village des Contamines; il est encore visible dans le torrent de Cognin. Il se poursuit sur l'autre rive du Bon-Nant, le long du flanc nord de la chaine de Roselette, et par les pâturages de la Gitte va rejoindre, dans le vallon de Roselend, la prolongation au sud du synclinal de Courmayeur.

CHAPITRE XIII

Les anticlinaux cristallins qui terminent le Mont-Blanc au sud.

Le grand anticlinal du Mont-Blanc ne se termine pas brusquement au sud par un pli unique. Au contraire, à mesure qu'il s'abaisse, on le voit *se digiter en plusieurs anticlinaux*, séparés par des synclinaux que l'érosion n'a pas encore décapés entièrement et qui devaient se poursuivre loin au nord sur le Mont-Blanc, autrefois, quand l'érosion ne les avait pas attaqués jusqu'en dessous de leur charnière visible.

Ces anticlinaux cristallins, d'inégale importance, s'avancent plus ou moins loin au sud en prenant sur la carte l'aspect des dents d'une scie. Dans le chapitre précédent, j'ai déjà parlé du plus septentrional d'entre eux, en même temps que du synclinal de Chamounix. En effet, par suite de l'absence d'affleurements dans le vallon de la Combe Noire, ce pli peut être considéré aussi bien comme un accident secondaire du synclinal qu'entame le ravin des Granges que comme un anticlinal détaché du Mont-Blanc.

§ 1er. — Les anticlinaux cristallins des Granges et de Roselette.

La première digitation, entre Notre-Dame de la Gorge et l'auberge de Nant-Borrant, est en même temps la plus importante de toutes; c'est elle qui forme la chaîne de Roselette et qui s'étend le plus loin au sud, jusqu'au vallon de la Gitte. Cet anticlinal, aligné nord-est-sud-ouest jusqu'au sommet de l'Aiguille de Roselette (2390 m.), fait un coude en ce point et se dirige alors droit au sud. A partir du pic coté 2563 mètres, il cesse de former la crête de la montagne et court le long de son flanc en une traînée cristalline horizontale, encadrée entre deux niveaux de lias calcaire. En quelques points, au dessous du col de la Cycle et dans le bas des pâturages de la Gitte d'en haut, le trias apparait momentanément, sous forme de quartzites, de cargneules ou de calcaires dolomitiques; il est très rare que ces divers horizons du trias se montrent simultanément.

Leur disparition n'est due qu'à une cause mécanique et prouve quelle a été l'intensité du plissement. La topographie entre la chaîne de Roselette et la montagne des Enclaves est indécise et nous présente de grands pâturages en dos d'âne, inclinés les uns du côté du torrent de Nant-Pulain au nord, les

autres du côté du vallon de la Gitte au sud. Au dessous du point de cette crête mal dessinée coté 2123 mètres, un anticlinal cristallin naît au milieu des

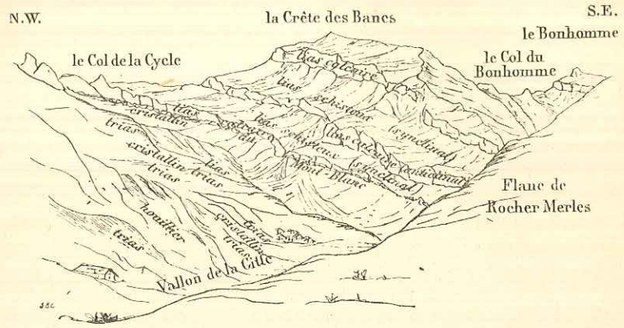


Fig. 6. — Vue de la chaîne des Bancs avec l'anticlinal cristallin de la chaîne de Roselette. Vue prise du flanc de Rocher du Vent.

schistes du lias et suit parallèlement l'anticlinal de Roselette que nous venons de décrire, depuis les chalets de la Gitte d'en haut jusqu'au hameau de la Gitte d'en bas; ces deux anticlinaux cristallins sont séparés par le torrent qui descend du col de la Cycle. Il est naturel de voir dans ce second pli la

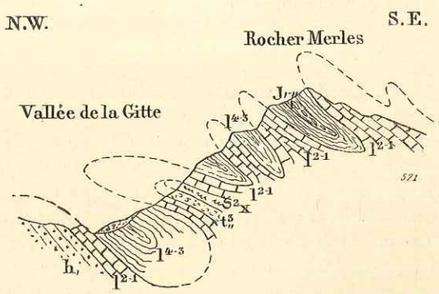


Fig. 7. — Coupe de Rocher-Merles à la vallée de la Gitte.

z^2X, schistes cristallins. h_4, houiller. t^3 II, cargneules du trias. l^{2-1}, lias inférieur calcaire. l^{4-3}, lias supérieur schisteux. J1-II, bajocien à miches calcaires.

réapparition de l'anticlinal cristallin du ravin des Granges. Quoi qu'il en soit, ces deux plis traversent le vallon de la Gitte, le premier en formant une barre abrupte que le torrent de la Sauce franchit en cascade, et vont disparaître à mi-flanc de la montagne de Rocher-Merles. Sur ce dernier parcours les deux anticlinaux cristallins, complètement couchés, sont bordés par deux bandes de lias calcaire. Cependant, dans le lit du torrent qui descend du

Rocher du Vent sur le Châtelard, l'on trouve un affleurement de cargneules et de calcaires dolomitiques, sous le cristallin du pli le plus externe, qui seul se poursuit aussi loin au sud. Au delà l'anticlinal, marqué par un abrupt de lias inférieur calcaire entre les schistes délitables du lias supérieur, vient passer sous les alluvions du *vallon de Roselend, qui est un point de serrement intense des plis*, comme nous le verrons plus loin.

§ 2. — Le synclinal de Nant-Borrant.

Dans le paragraphe précédent, nous avons vu comment se terminaient au sud les deux premiers anticlinaux cristallins du Mont-Blanc, celui des Granges et celui de Roselette. Ce dernier pli est séparé du suivant par un synclinal très large, qui prend naissance dans le vallon de la Jat. Le vallon est occupé en entier par des calcaires dolomitiques et des cargneules, auxquels s'ajoutent d'une manière sporadique des lentilles de gypse. Le pli traverse alors le torrent du Bon-Nant, monte sur le flanc de la chaîne de Roselette et forme tout

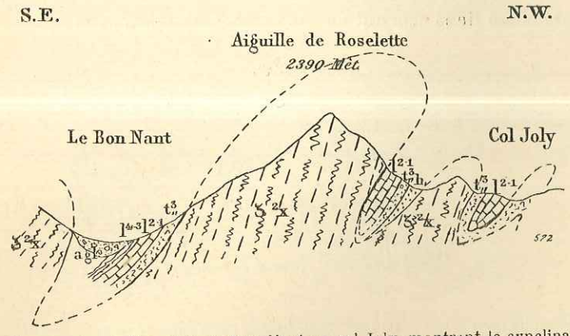


Fig. 8. — Coupe prise de la vallée du Bon-Nant au col Joly, montrant le synclinal de Nant-Borrant et les anticlinaux cristallins de Roselette et des Granges.

z^2X, schistes cristallins. h_4, houiller. t^3 II, cargneules du trias. l^{2-1}, lias inférieur calcaire. l^{4-3}, lias supérieur schisteux. a_4gl, dépôts glaciaires.

le versant de la montagne depuis l'auberge de Nant-Borrant jusqu'au col de la Cycle. Il a pris brusquement une ampleur considérable avec un centre de lias schisteux, entre deux flancs de lias calcaire. Le trias n'est plus visible que sur le flanc normal du pli où il marque une traînée longue et mince, qui disparaît sous les grands éboulis, descendus du col de la Cycle.

Le synclinal, représenté par les deux horizons du lias, traverse ce col et, renversé sur l'anticlinal cristallin, suit ce dernier jusqu'à la chaîne de Rocher-Merles à Rocher du Vent.

En remontant de Nant-Borrant vers le col du Bonhomme, l'on traverse une

ancienne moraine du glacier de Trélatête, couverte de sapins; au sortir du bois, l'on marche sur le lias calcaire du flanc renversé du synclinal de Nant-Borrant. Le fond du vallon est occupé par les alluvions anciennes et récentes. Près de l'auberge de la Balme, l'on traverse les restes d'un superbe éboulement. Deux torrents descendus du col de la Cycle s'y sont creusé un lit assez profond; cela donne aux restes de l'éboulement un faux aspect de trois moraines collées les unes contre les autres; cette topographie étrange avait trompé Alphonse Favre qui avait cru voir de vrais dépôts glaciaires.

§ 3. — Anticlinal de la Balme.

Ce pli se détache du flanc du mont Jovet et traverse le torrent, droit en dessous de la cascade que ce dernier forme en quittant Plan-Jovet. Sur la rive gauche du ravin, les schistes cristallins sont recouverts par les éboulis pendant l'espace d'une centaine de mètres, puis vont s'enfoncer sous le lias calcaire de Mont-Roselette en un grand pic rocheux, comme le montre le croquis. Ce pli, qui ne réapparaît pas sur l'autre versant de la montagne, forme la troisième dent de la scie qui termine le Mont-Blanc au sud.

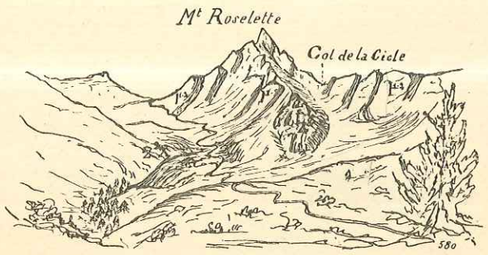


Fig. 9. — Croquis montrant l'anticlinal de la Balme qui s'enfonce sous la chaîne calcaire de Roselette.
z^2X, schistes cristallins. l^{2-1}, lias inférieur calcaire.

Mais, s'il ne présente plus d'affleurement cristallin, ce pli se continue très loin au sud comme anticlinal de lias inférieur calcaire entre deux synclinaux de lias supérieur schisteux. Nous en reparlerons dans le chapitre suivant.

§ 4. — Anticlinal de Plan-Jovet.

Une nouvelle dent de la scie traverse le pâturage de Plan-Jovet et affleure au milieu des grandes dalles calcaires qui dominent le chemin, comme le montre le croquis suivant. Le cristallin apparaît sous forme d'une série de len-

tilles étagées et plus ou moins raccordées en zigzag. Le contact mécanique a été tel qu'un même coup de marteau peut casser des blocs qui sont moitié en schistes cristallins et moitié en lias. Le contact est si complet qu'on dirait presque celui d'un filon éruptif dans une roche encaissante, n'était la nature lithologique des échantillons qu'on a sous les yeux.

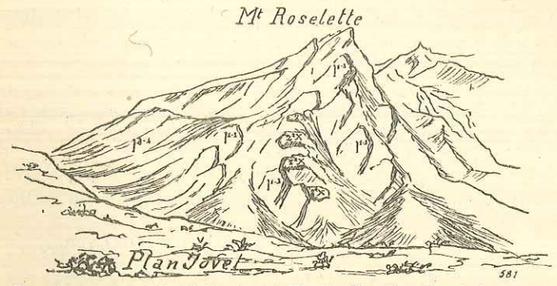


Fig. 10. — Croquis montrant l'anticlinal cristallin de Plan-Jovet qui s'enfonce sous le lias de la chaîne de Roselette.
z^2X, schistes cristallins. l^{2-1}, lias inférieur calcaire. l^{1-3}, lias supérieur schisteux.

Ce pli réapparaît sur l'autre versant de la chaîne des Bancs; il est très visible depuis le chemin pittoresque qui conduit du vallon de la Gitte à celui de la Sauce, mais ne se poursuit pas plus loin au sud comme affleurement cristallin; il est alors remplacé par un anticlinal de lias calcaire que nous étudierons plus tard.

§ 5. — Le synclinal du mont Jovet.

Le synclinal, qui sépare les deux plis que nous venons de décrire de l'anticlinal large et court qui termine le Mont-Blanc au vallon de la Sauce, est un des plus continus et, par suite, un des plus importants de ceux que nous aurons à voir. Ce synclinal prend naissance, sur la feuille Annecy (160 *bis*), au pied du glacier de la Frasse. Sur la feuille Albertville (169 *bis*), il se continue au pied du même glacier, traverse les pentes arides de Planchamp et arrive au bord du glacier de Trélatête; il se prolonge sur l'autre rive du glacier jusqu'à l'arête qui relie le Mont-Tondu au mont Jovet. Sur tout ce parcours, le pli est représenté par le houiller pincé entre les schistes cristallins.

Sur cette dernière crête, le synclinal est mieux marqué, et l'on voit, outre le houiller, deux bandes latérales de quartzites du trias et une bande beaucoup plus large de cargneules au centre. Ces dernières roches affleurent bientôt seules, avec les schistes cristallins, et se continuent jusque sur les rives des deux petits lacs Jovet.

En ce point, l'érosion a raboté le pli jusqu'au dessous de sa charnière visible et les schistes cristallins affleurent seuls. On le retrouve, cependant, jalonné par un mince affleurement de houiller et de trias, un peu en dessous du point coté 2056 mètres et situé au haut du Plan des Dames. A partir de ce point, le synclinal a son jambage renversé appuyé contre le cristallin du versant nord du Nouveau-Signal et son jambage normal qui touche à une série de plis serrés, qu'on rencontre en remontant le col du Bonhomme. Nous l'étudierons donc en même temps que ceux-ci.

§ 6. — Anticlinal du vallon de la Sauce.

Ce pli, court et large, montre un abaissement en profondeur du terrain cristallin, extrêmement rapide. Du col des Fours à celui du Bonhomme, les

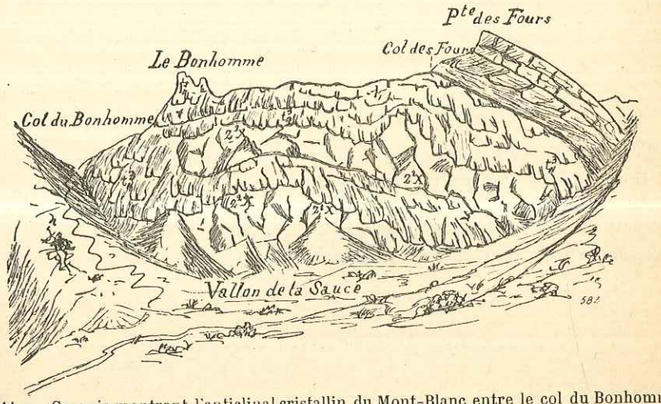


Fig. 11. — Croquis montrant l'anticlinal cristallin du Mont-Blanc entre le col du Bonhomme et celui des Fours.

z^2X, schistes cristallins. t^3II, calcaires dolomitiques du trias. l_1, grès singuliers de l'infralias.

schistes cristallins de l'anticlinal ont été recouverts d'un manteau sédimentaire souvent déchiré par l'érosion et qui laisse apercevoir par ces déchirures des affleurements plus ou moins importants de terrain cristallin. C'est ce que montre le croquis (fig. 11) pris du flanc de Rocher-Merles.

Dans toute cette extrémité du Mont-Blanc, les schistes cristallins sont d'un type jeune; ce sont presque exclusivement des schistes chloriteux plus ou moins injectés; ceux que l'on rencontre près du col du Bonhomme ont été classés à tort dans le permien par M. Zaccagna; ils sont parfois criblés de bancs de leptynite. Cet anticlinal cristallin, entre le sommet du Nouveau-Signal et le pic du Bonhomme, montre *une série de compartiments affaissés entre*

des failles qui sont toutes différentes des plis-failles si fréquents dans la tectonique de cette région; ce sont de vraies failles verticales d'affaissement; la dénivellation entre les deux lèvres peut être mesurée grâce à la couverture sédimentaire qui recouvre le cristallin, comme le montre le croquis suivant.

Il y a trois failles principales: celle qui est la plus rapprochée du Nouveau-Signal a environ 40 mètres de rejet et met en contact les schistes noirs du lias avec les calcaires dolomitiques du trias; à 400 ou 500 mètres, une seconde faille, à rejet moindre, amène en contact anormal les grès singuliers de l'infralias et les calcaires dolomitiques, ainsi que ces roches elles-mêmes avec les schistes cristallins. Enfin, la troisième faille, la plus rapprochée du pic du Bonhomme, ramène aussi sur une même ligne de niveau l'infralias et le trias, comme le fait la faille précédente.

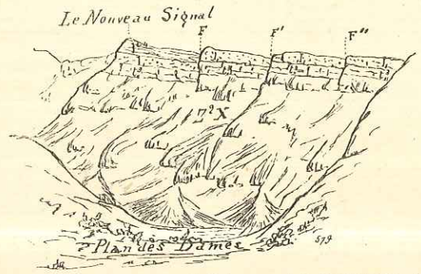


Fig. 12. — Croquis montrant les failles d'affaissement à l'extrémité du massif du Mont-Blanc, entre le Nouveau-Signal et le col du Bonhomme, pris depuis Plan-Jovet.

z^2X, schistes cristallins. t^3II, calcaires dolomitiques du trias. l_1, grès singuliers de l'infralias. l^{4-1}, lias. F, F', F", failles d'affaissement.

Il est probable que les poussées qu'il a eues à supporter ont donné au massif un exhaussement exagéré, qui a amené par réaction la production d'affaissements locaux et postérieurs, comme ceux que nous montre l'anticlinal du vallon de la Sauce.

§ 7. — Synclinal de Trélatête et anticlinal de l'Aiguille des Glaciers.

Un synclinal houiller, qu'on peut suivre des rochers de l'Aiguille-Béranger, qui émergent au bord du glacier de Trélatête, jusqu'au delà de l'arête du Mont-Tondu, qui descend sur les chalets de la Lancette, ce synclinal, dis-je, sépare le pli anticlinal du vallon de la Sauce, dont je viens de donner la description, d'un dernier anticlinal cristallin, qui aboutit aux pâturages de la Lancette, au pied du glacier des Glaciers et qui forme la dent de scie la plus

méridionale, tout près de la frontière italienne. Au delà, l'on rencontre le trias et le lias du synclinal de Courmayeur.

Résumé. — Le massif du Mont-Blanc se termine au sud en dents de scie; chaque dent est formée par un anticlinal cristallin qui s'avance plus ou moins loin au milieu des terrains secondaires. Il y en a probablement six, qui sont : l'anticlinal des Granges et l'anticlinal de Roselette; ces deux plis se continuent jusqu'au vallon de la Gitte; l'anticlinal de la Balme, le plus court; l'anticlinal de Plan-Jovet, qui atteint le torrent de la Sauce et offre un exemple remarquable de pénétration au milieu des bancs de lias calcaire; l'anticlinal du vallon de la Sauce, accidenté de trois failles d'affaissement; enfin, l'anticlinal de l'Aiguille des Glaciers, large et court.

Ces dents de scie cristallines pénètrent au cœur d'anticlinaux de trias et de lias qu'on peut suivre plus ou moins loin au sud.

CHAPITRE XIV

La couverture des terrains secondaires, sous laquelle s'enfonce le massif du Mont-Blanc.

Les forces du refoulement latéral, qui ont amené le Mont-Blanc à se terminer en dents de scie, ont exercé une action encore plus manifeste sur la couverture des terrains sédimentaires; ceux-ci, en effet, en raison même de leur nature plus plastique et de leur stratification horizontale, non seulement se sont moulés sur chacun des anticlinaux cristallins qui se formaient, mais en outre se sont repliés sur eux-mêmes en une série de bandes anticlinales et de bandes synclinales, si pressées les unes contre les autres que j'ai dû les marquer d'une manière schématique sur la carte au 1/80.000e. Une carte au 1/20.000e seule permettrait d'en faire un levé exact, et encore plusieurs plis y seraient à peine indiqués.

Ces terrains sédimentaires, qui recouvrent les schistes cristallins, peuvent :

Ou bien *se mouler sur chacune des dents de scie cristallines et la prolonger au sud par un anticlinal;*

Ou *former une série de plis redressés*, ou paraissant tels, comme c'est le cas à la montée du col du Bonhomme;

Ou *se montrer comme une couverture à peine plissée à travers laquelle l'érosion a fait de larges déchirures*, comme c'est le cas pour la traversée du col du Bonhomme à celui des Fours;

Ou enfin *se plisser en anticlinaux et synclinaux complètement couchés*, comme on peut les observer entre le col des Fours et le sommet du Nouveau-Signal.

Nous allons étudier chacun de ces cas dans les quatre paragraphes suivants.

§ 1er. — Suite des anticlinaux cristallins.

Dans le chapitre précédent, nous avons suivi les anticlinaux des Granges et de Roselette jusqu'au vallon de Roselend; nous n'en dirons donc rien ici.

L'anticlinal cristallin de la Balme disparaît au milieu des grandes dalles du lias calcaire; celles-ci montent presque jusqu'au sommet de la Pointe de

Roselette, puis se continuent sur le flanc de la chaîne des Bancs qui aboutit au ravin de la Gitte; plus loin, le pli traverse de biais le versant occidental de la chaîne qui relie Rocher-Merles à Rocher du Vent et se poursuit sur le versant du Roc-Biolley qui domine le vallon de Roselend. Sur tout son parcours, cet anticlinal est exclusivement représenté par un abrupt de lias inférieur calcaire.

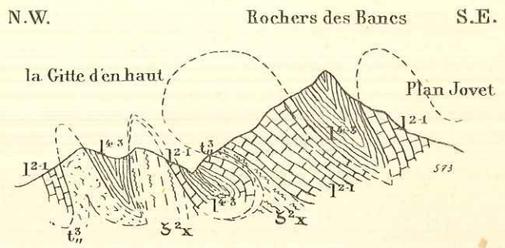


Fig. 13. — Coupe du Plan-Jovet aux pâturages de la Gitte, montrant le grand développement des anticlinaux de lias calcaire.

z^2X, schistes cristallins. t^3II, cargneules du trias. l^{2-1}, lias inférieur calcaire. l^{4-3}, lias supérieur schisteux.

Dans le chapitre suivant, nous verrons qu'on peut le suivre sans discontinuité, jusqu'à l'Isère, séparant le synclinal de Chamounix de celui de Courmayeur. Cependant pour faciliter l'intelligence de la description sur le terrain, j'ai préféré ne pas poursuivre son étude et celle du synclinal de Chamounix au sud de Roselend et de la réunir alors à celle de la prolongation du synclinal de Courmayeur, entre Roselend et l'Isère.

L'anticlinal de Plan-Jovet est prolongé au sud par une autre bande de lias calcaire qui suit exactement celle que je viens de décrire; elle est seulement située à une altitude plus élevée sur le flanc de Rocher du Vent et de Roc-Biolley.

§ 2. — Les plis de la montée du col du Bonhomme.

Ces plis sont au nombre de cinq; ils sont formés par les divers niveaux du trias et du lias et ne laissent plus apercevoir d'affleurement cristallin au cœur des anticlinaux.

En montant de l'auberge de la Balme au Plan des Dames, on voit naître à Plan-Jovet une série d'anticlinaux et de synclinaux très serrés, qui viennent finir brusquement au dessus des schistes cristallins, en contre-bas du petit plateau où dorment les lacs Jovet.

Cette disparition brusque est due à l'érosion, qui non seulement a raboté

les plis anticlinaux, mais qui a même attaqué les synclinaux jusqu'en dessous de leur charnière, marquée par les terrains sédimentaires. D'ailleurs, les schistes cristallins n'ont pour ainsi dire pas pris de part à la formation de ces plis, et c'est même un des traits les plus curieux de la tectonique de ce massif ancien qui disparaît en profondeur.

Parfois les schistes cristallins ont pénétré profondément au milieu des anticlinaux de terrains secondaires, comme *de gigantesques lames*.

Ils ont alors rompu la pointe du chevron formé au dessus d'eux par le trias et sont entrés en coin à travers les calcaires compacts du lias inférieur; c'est ce que nous montrent les lames cristallines de la Balme et de Plan-Jovet.

D'autres fois, au contraire, le plissement a trouvé ces mêmes schistes cristallins tout à fait indifférents, et ils n'ont même pas formé un léger bombement au cœur des anticlinaux de trias, comme c'est le cas pour les plis qui nous occupent.

Reprenons maintenant la description du pâturage de Plan-Jovet. Au milieu de celui-ci, près des chalets, l'on peut voir un léger ressaut rocheux formé

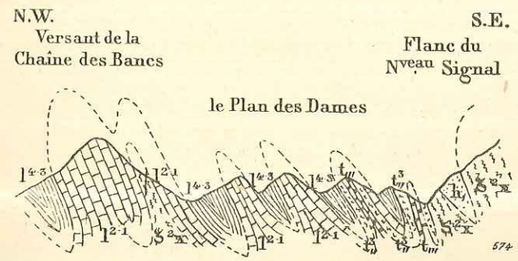


Fig. 14. — Coupe du bas de la montée du col du Bonhomme.

z^2X, schistes cristallins. h_1, houiller. tIII, quartzites du trias. t^3II, cargneules. l^{2-1}, lias inférieur calcaire. l^{4-3}, lias supérieur schisteux.

par les calcaires du lias, reposant en discordance sur les schistes cristallins Ce ressaut rocheux sort de dessous le grand placage glaciaire qui occupe tout l'amphithéâtre recouvert d'herbe. En arrière, il y a des éboulis de schistes cristallins. Sur l'autre rive du torrent, l'on voit en face de soi l'anticlinal de Plan-Jovet qui monte en grandes dalles de lias calcaire formant une série d'aiguilles inaccessibles.

Le sentier traverse alors un synclinal de lias supérieur; ce terrain, formé par des schistes facilement délitables, a été entamé par le torrent qui descend du col du Bonhomme et qui s'est creusé au travers un ravin profond. Au delà, sont les plis qui nous intéressent. L'on rencontre alors deux arêtes anticlinales de lias calcaire inférieur fortement inclinées au nord et séparées par deux combes synclinales où affleurent des schistes du lias supérieur. Le sentier monte sur ces deux plis et atteint le bas du Plan des Dames. En ce point, il coupe un nouvel anticlinal, le troisième. Ce dernier est formé par des bancs

épais de grès en partie calcaires et en partie quartzeux. Ces bancs de grès sont accompagnés par un niveau d'une brèche qui rappelle beaucoup le faciès de la *Brèche du Télégraphe*.

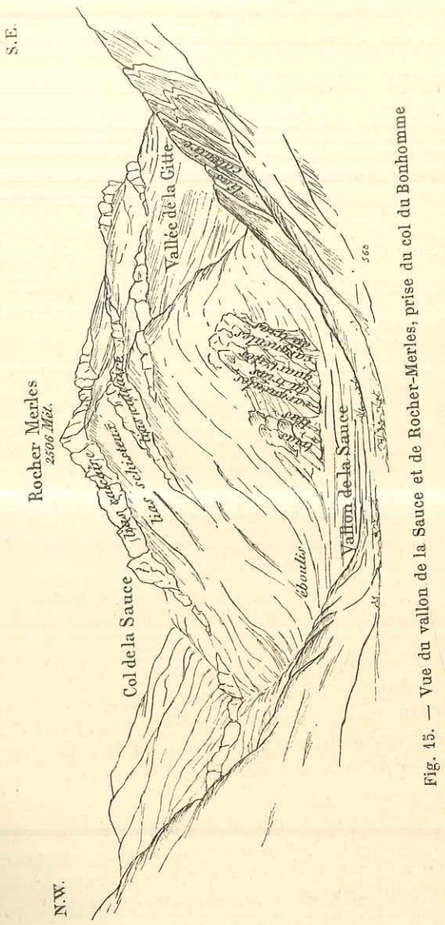


Fig. 15. — Vue du vallon de la Sauce et de Rocher-Merles, prise du col du Bonhomme

Ces couches contiennent de nombreux exemplaires de *Belemnites*. Ensuite le chemin suit, à la dernière montée avant d'atteindre le col, alternativement l'un ou l'autre des deux anticlinaux suivants. Ces deux plis présentent suc-

cessivement tous les termes du trias, en niveaux fortement amincis, si bien qu'on passe d'un terrain à l'autre presque à chaque pas.

Les étirements des diverses couches, leur suppression ou leur réapparition momentanée font de cette montée du col du Bonhomme une région captivante au point de vue géologique, mais malheureusement impossible à décrire dans tous ses détails. Néanmoins, l'on pourra retrouver assez aisément chacun des cinq anticlinaux. Sur le versant du col du Bonhomme qui domine le vallon de la Sauce, l'on voit les deux premiers d'entre eux, que nous avons décrits, lors de la traversée du Plan des Dames et qui semblent ici de gigantesques écailles plaquées contre les Rochers des Bancs. L'une va rejoindre, sur le flanc de Rocher-Merles, l'anticlinal qui prolonge au sud la dent de scie de Plan-Jovet et continue, confondu avec lui, en une barre calcaire unique; la seconde écaille se perd dans le soubassement de Rocher-Merles.

Le troisième pli, l'anticlinal médian des cinq, le plus développé, forme un mamelon, très marqué dans la topographie et situé à droite quand on

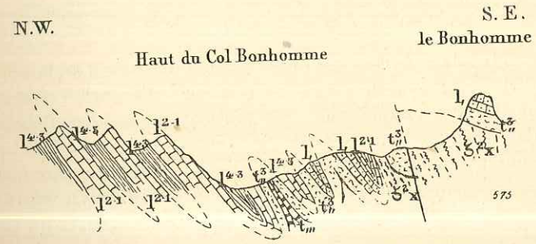


Fig. 16. — Coupe du haut du col du Bonhomme.

z^2X, schistes cristallins. t_{III}, quartzites du trias. $t^5{}_{II}$, cargneules. l_1, infralias l^{2-1}, lias inférieur calcaire. l^{4-3}, lias supérieur schisteux.

monte au col. Au centre, affleurent les quartzites du trias d'un type assez rare et qui sont largement cristallisés; des deux côtés, on trouve des cargneules bréchiformes contenant des schistes verts, lesquels se chargent de nombreux cristaux d'amphibole de faibles dimensions. Examinés au microscope, ces schistes verts se sont montrés être de véritables grenatites. Ce pli traverse le col presque au point le plus bas et se continue dans le ravin du torrent, à droite du chemin qui descend au vallon de la Sauce. Quelques dix mètres en contre-bas du col le pli s'ouvre jusqu'au houiller. Ce terrain forme un affleurement restreint, mais visible de loin grâce à sa couleur rouge brun. Un peu plus bas, le synclinal, qui sépare ce pli de la plus rapprochée des grandes écailles calcaires, s'ouvre jusqu'au bajocien; ce niveau stratigraphique est représenté par des schistes noirs à miches comme dans toute la région du sud où l'on a trouvé dans ces nodules calcaires de nombreux *Harpoceras Murchisonae* (Roc-Marchand, etc.).

Près du chalet des Cavets, le trias de ce troisième anticlinal passe à des schistes argentés en lentilles sporadiques.

Plus bas, il n'est représenté que par des cargneules et des calcaires dolomitiques. Enfin, après avoir été recouvert par le terrain d'alluvions du vallon de la Sauce, il va s'enfoncer dans le soubassement de Rocher-Merles, où il montre une écaille de quartzites du trias enserrée entre deux bandes de cargneules.

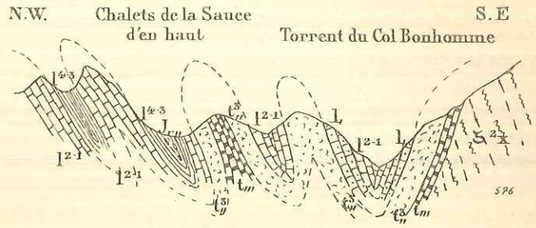


Fig. 17. — Coupe à la descente du col Bonhomme sur le vallon de la Sauce.

z^2X, schistes cristallins. t_{III}, quarzites du trias. t^5II, cargneules. l_1, infralias. l^{1-2}, lias inférieur calcaire. l^{3-4}, lias supérieur schisteux. J_{1-II}, bajocien, schistes à miches.

Des deux plis suivants, si curieux à étudier à la montée du col du Bonhomme, le premier seul descend dans le vallon de la Sauce; l'autre se termine avant même d'avoir atteint le sommet du col. Le plus continu suit parallèlement l'anticlinal médian que nous venons de décrire tout au long et s'enfonce, comme lui, dans le soubassement de Rocher-Merles. Sur tout ce parcours, il est représenté par une bande de trias qui affleure entre les divers niveaux du lias.

§ 3. — La couverture sédimentaire du col du Bonhomme a celui des Fours.

Ce passage du col du Bonhomme et des Fours a été longuement décrit par H.-B. de Saussure et Alph. Favre. Il est intéressant, parce que là l'abaissement du Mont-Blanc en profondeur est si brusque que l'extrémité de terrain cristallin forme un quart de sphère sur lequel la couverture triasique et liasique s'est moulée sans se plisser. Puis l'érosion a attaqué cette dernière et l'a ouverte, comme le montre le croquis (fig. 11). De Rocher-Merles l'on voit très bien une écharpe de calcaires dolomitiques et de grès de l'infralias qui va du col du Bonhomme à l'amont des pâturages de la Sauce. Juste au passage du col du Bonhomme, un affaissement local a fait descendre par faille un paquet de cette couverture dont les calcaires viennent ainsi en contact anormal contre les schistes cristallins qu'ils recouvraient primitivement (fig. 16).

Naturellement, dans les points où elle laisse apercevoir le substratum cristallin, la couverture triasique et infraliasique s'est frangée plus ou moins, et la plus importante de ces franges coupe le sentier qui va du col du Bonhomme à celui des Fours, si bien qu'en suivant le chemin muletier à la traversée entre ces deux cols l'on rencontre successivement :

La couverture sédimentaire,
Le terrain cristallin,
La couverture sédimentaire,
Le terrain cristallin,
La couverture sédimentaire.

Dans toute cette région, tous les plis sont déjetés vers le nord. Aussi voit-on par la tranche les couches des plis de la montée du col du Bonhomme, plis qui viennent s'enfoncer en profondeur sous le grand anticlinal cristallin dont je viens de décrire la couverture sédimentaire.

Les plis, entre le col des Fours et le sommet du Nouveau-Signal, qui sont situés au sud de ce même anticlinal cristallin et qui chevauchent au dessus, par conséquent, ont leurs diverses couches stratigraphiques qui se présentent par leur lit et non plus par leur tranche; celles-ci forment alors d'immenses dalles et les affleurements des différentes couches prennent des formes tout à fait extraordinaires et une extension qui n'est nullement en rapport avec leur importance. Ce sont ces plis que nous allons étudier maintenant.

§ 4. — Les plis entre le col des Fours et le sommet du Nouveau-Signal.

Ces plis sont au nombre de trois; nous avons indiqué que, leurs couches se présentant sous forme d'immenses dalles, les contours des affleurements étaient des plus bizarres. Ceux-ci sont encore compliqués par le fait des trois affaissements entre failles que nous avons signalés au chapitre précédent en étudiant l'anticlinal cristallin du vallon de la Sauce. De nombreux torrents courent au contact de deux dalles et descendent du Nouveau-Signal dans le ravin de la Seloge. Aussi est-ce en descendant de ce sommet jusqu'aux chalets des Glaciers situés à 2004 mètres que l'on a la meilleure coupe.

Au dessus de la série du trias, de l'infralias et du lias inférieur, en repos normal sur le cristallin, l'on retrouve les couches renversées de l'infralias que surmontent les calcaires dolomitiques du trias.

C'est un anticlinal amené par chevauchement sur le lias situé au dessous et qui forme ainsi le premier synclinal couché. Le jambage renversé de ce premier anticlinal, qui devrait être représenté par une dalle de grès infraliasiques manque; il a très probablement disparu par laminage, donnant ainsi naissance à un des plis-failles qui sont la règle dans cette région.

Au dessus des calcaires dolomitiques, les schistes du lias forment un second synclinal surmonté par un anticlinal de grès infraliasiques (jambage normal), calcaires dolomitiques (cœur du pli), grès infraliasiques (jambage renversé). Ces grès infraliasiques sont, d'ailleurs, repliés sur eux-mêmes et forment le troisième synclinal que surmontent les calcaires dolomitiques du trias. Dans ces deux derniers plis, les bancs de passage entre les calcaires dolomitiques et les grès de l'infralias sont particulièrement bien développés. Il

est à remarquer que nulle part l'on n'aperçoit les quartzites du trias au cœur de ces plis extraordinairement aigus.

Au dessus de ces plis, les grès singuliers, le lias calcaire, le lias schisteux, puis le lias calcaire forment à la Pointe des Fours et plus loin au sud un vaste synclinal. Celui-ci est la continuation du synclinal de Courmayeur et va atteindre, à la Pointe de Mya, des calcaires dolomitiques et des quartzites du trias qui prennent un développement considérable et tout à fait inconnu dans les chaînes situées plus au nord. C'est que nous entrons alors dans la zone du Briançonnais.

Résumé. — La couverture de terrains sédimentaires, sous laquelle vient s'enfoncer au sud le massif du Mont-Blanc, présente des plis très nombreux, toujours inclinés au nord; les plis-failles y sont la règle; ceux sans suppression de couche, l'exception.

De ces plis, les uns ont en leur centre des pointements de schistes cristallins, dont ils indiquent la prolongation théorique en profondeur plus loin au sud. Parmi ceux-ci, les anticlinaux de la Balme et de Plan-Jovet, seuls, atteignent le vallon de Roselend. Les autres sont constitués par des replis dans la couverture sédimentaire elle-même, sans que, pour ainsi dire, le soubassement cristallin y ait pris part. Ils peuvent se diviser en deux groupes entre lesquels la couverture sédimentaire, accidentée de plusieurs failles d'affaissement, recouvre en repos normal le cristallin qu'elle laisse apercevoir par des déchirures plus ou moins profondes à la traversée entre le col du Bonhomme et le col des Fours.

Le premier de ces groupes est formé par cinq plis qu'on rencontre à la montée entre Plan-Jovet et le col du Bonhomme, et qu'on suit à la descente dans le vallon de la Sauce; le second, par trois plis, entre le col des Fours et la cime du Nouveau-Signal.

CHAPITRE XV

La prolongation vers le sud du synclinal de Courmayeur.

Entre le village de Courmayeur et le Mont-Blanc se trouve un synclinal formé par les couches du lias; ce synclinal est presque toujours couché contre le Mont-Blanc, et ce n'est que localement que son flanc normal s'enfonce légèrement sous les schistes cristallins de ce massif, en lui donnant l'apparence d'un massif en éventail. Au contraire, dans toute la partie que j'ai étudiée, *le synclinal de Courmayeur, aussi bien que celui de Chamounix et les nombreux plis intermédiaires, sont tous plus ou moins déjetés au nord.* A la montagne de la Saxe, le jambage renversé ramène sur le lias du synclinal de Courmayeur les calcaires du trias, surmontés par les terrains plus anciens. On sait mal comment le synclinal de Courmayeur se continue au nord du côté du val Ferret.

Au sud, on le suit dans le fond de la vallée et sur le flanc du Mont-Chétif, presque jusqu'à l'extrémité du glacier de Miage. En ce point, le synclinal traverse la vallée en biais pour affleurer à nouveau au pied du glacier de l'Allée-Blanche, toujours en Italie. Sur près de 3 kilomètres, au bord du lac Combal, la bande de lias a disparu sous les alluvions récentes et les dépôts glaciaires. Mais c'est certainement elle qui réapparaît au nord des Aiguilles Calcaires dans la dépression séparant ces sommets des contreforts de schistes cristallins qui remontent vers l'Aiguille des Glaciers. Au sud de ce synclinal, l'on a un pli anticlinal, décrit par M. Marcel Bertrand (56), où les faciès des terrains et surtout ceux du trias ont des caractères tout différents de ceux qu'ils montrent dans les chaînes situées au nord. C'est l'anticlinal limite entre la première zone alpine de Charles Lory et sa zone du Briançonnais.

Cet anticlinal forme la montagne de la Saxe, le Mont-Chétif et les Aiguilles Calcaires en Italie. Il traverse le col de la Seigne et, en France, vient former la pointe de Mya. Entre ces deux points naît, plus au nord, un second anticlinal, que je rattache théoriquement à celui que nous venons de voir. Ce nouveau pli, comme auparavant le premier, borde, au nord, un synclinal que je regarde comme la prolongation du pli synclinal de Courmayeur et, avec des faciès du trias très spéciaux, se continue par le mont du Coin, les cols de la Grande-Combe et des Génisses et le sommet du Quermoz, pour venir aboutir à la vallée de l'Isère, entre Villargerel et Aigueblanche. Maintenant que nous avons déterminé la limite sud-est du synclinal de Courmayeur,

revenons au point où il traverse le col de la Seigne. Nous le verrons s'accidenter des plis qui terminent le Mont-Blanc, au fur et à mesure que nous le suivrons au sud.

Entre le col de la Seigne et la cime des Fours, il est représenté par de gigantesques écailles calcaires, plaquées contre les crêtes cristallines entre le Mont-Tondu et la Tête de l'Enclave, et s'est accidenté d'un premier anticlinal de lias inférieur calcaire. Ce dernier a pris naissance dans le vallon de la Combe Noire.

Si l'on descend l'arête qui relie le Mont-Tondu (3196 m.) aux pâturages de Bellaval (2125 m.), on rencontre le terrain liasique un peu au dessous du glacier du Tondu; la lame de lias calcaire, jambage normal du synclinal, y forme un pic aigu coté 2757 mètres. La coupe entre ce point et le torrent des Glaciers au fond de la vallée est la suivante :

Le terrain cristallin ;

Un niveau de schistes noirs, à surface mate, associés au col des Fours aux grès de l'infralias ;

Le lias inférieur calcaire ayant à sa base un niveau de calcaires spathiques à débris d'encrines (le même niveau a donné vers le col du Bonhomme une *Arietites* du sinémurien) ;

Le lias supérieur schisteux ;

Le lias calcaire, niveau à débris d'encrines, qui forme un anticlinal ;

Le lias schisteux supérieur ;

Le lias inférieur, calcaire ;

Les cargneules du trias qui affleurent sur le bord du torrent. Elles appartiennent à l'anticlinal limite que j'ai indiqué plus haut.

La coupe que je viens de donner se poursuit presque pareille à elle-même au sud de la Pointe des Fours et sur le flanc de la Crête des Gittes et de Rocher du Vent ; cependant son synclinal méridional s'ouvre jusqu'au bajocien au passage du col du Cormet de Roselend, comme l'a montré M. Marcel Bertrand; cette bande de bajocien vient buter par un pli-faille, au col de la Grande-Combe, contre le lias inférieur calcaire et le trias de l'anticlinal qui limite au sud le synclinal de Courmayeur.

L'anticlinal secondaire, que nous venons de suivre de la Combe Noire à la crête des Gittes, disparaît sous le grand éboulement du Plan de la Lai. Il se montre peu développé, comme niveau de calcaires spathiques (lias inférieur), près des chalets cotés 1908 mètres de l'autre côté de l'éboulement, et disparaît définitivement au sud de la crête qui relie le mont des Acrais et le mont du Coin. Les trois plis de la couverture sédimentaire au col des Fours n'atteignent pas même le vallon de la Sauce ; des cinq plis de la montée du col du Bonhomme, quatre vont s'enfoncer en profondeur dans le soubassement de Rocher-Merles ; le cinquième, le plus septentrional, va rejoindre l'anticlinal calcaire, suite du pli de Plan-Jovet.

Entre lui et les autres plis du col du Bonhomme, nous avons vu un synclinal qui s'ouvrait jusqu'au bajocien. Cette bande bajocienne, après avoir disparu

sur le versant nord de Rocher du Vent, affleure à nouveau près de Roc-Biolley et cesse d'être visible au sud du mont des Acrais.

Nous avons montré dans le chapitre précédent que les deux anticlinaux de Plan-Jovet et de la Balme formaient deux abrupts de lias calcaire sur le versant de Roc-Biolley, qui domine le vallon de Roselend.

L'abrupt supérieur, suite de l'anticlinal de Plan-Jovet, traverse le torrent de Treycol en amont du pont de la Barme et monte quelque peu sur sa rive gauche. Mais il disparaît vite, et le pli, qui n'est plus représenté que par le lias supérieur schisteux entre deux bandes de bajocien, ne peut plus être suivi loin au sud, puisque la bande bajocienne du sud-est disparaît elle-même peu après.

C'est l'abrupt inférieur, suite de l'anticlinal de la Barme, qui se prolonge le plus loin au sud. Sur la rive gauche du torrent de Treycol, il forme une grande barre calcaire qui s'élève jusqu'au sommet de Roche-Parstire (2101 m.) et qui est séparée du pli précédent par un synclinal ouvert jusqu'au bajocien. De Roche-Parstire l'anticlinal de lias calcaire se suit, par un ressaut marqué fortement dans la topographie, jusqu'à la Pointe de Riondet et à Roc-Marchand. Le lias calcaire est là en contact anormal avec le bajocien du synclinal qui le sépare du premier anticlinal cristallin situé en avant ; il forme donc un pli-faille. Ce pli se poursuit par Naves et s'ouvre jusqu'au houiller, comme je l'ai étudié avec M. Révil ; c'est lui *qui forme le célèbre anticlinal pli-faille de Petit-Cœur, lequel continue ainsi, au bord de l'Isère, un des plis cristallins qui prolonge le Mont-Blanc au sud.*

Ce pli limite donc au sud-est un synclinal qui est la continuation de celui de Courmayeur, et le sépare d'un autre synclinal, situé au nord, collé contre les chaînes cristallines, et qui est, lui, la prolongation au sud du synclinal de Chamounix. Ce n'est qu'à la traversée de l'Isère que ces deux plis se réunissent en un synclinal d'une grande importance, celui du col de la Madeleine.

Nous avons précédemment montré que le synclinal de Chamounix se prolongeait jusqu'au vallon de Roselend ; nous allons continuer maintenant sa description plus au sud.

Le fond du vallon de Roselend est occupé par des dépôts quaternaires qui masquent les affleurements du lias. La coupe du vallon est donc la suivante, du sud-est au nord-ouest :

Lias calcaire, sur le flanc de Roc-Biolley ; c'est la suite du pli anticlinal de de Plan-Jovet ;

Lias schisteux, occupant tout le fond du vallon et recouvert en partie par le glaciaire ; c'est le cœur du pli, suite du synclinal de Chamounix ;

Le lias calcaire du jambage normal est presque complètement masqué par le terrain quaternaire ;

Infralias, un ou deux bancs ;

Cargneules et calcaires dolimitiques du trias ;

Quartzites du trias ;

Houiller représenté par des grès et des schistes;

Le cristallin de la montagne de Méraillet.

Cette coupe se poursuit jusqu'à l'Isère avec des changements plus ou moins notables.

Au passage de la vallée de Treycol, le pli est recouvert par les débris d'un grand éboulement descendu du col de Bresson et de Pierre à Menta; cet éboulement, qui a entre 5 et 6 kilomètres de longueur et dont la largeur en atteint presque 2 à son extrémité, a traversé complètement tous les plis que nous avons indiqués dans cette vallée et a amené sur le cristallin de la Pointe de Méraillet d'énormes blocs de la brèche éocène de la Grande-Parei; en outre, il a traversé le torrent et a remonté comme une gigantesque vague sur le versant du col du Pré où il a laissé des blocs à 300 et 400 mètres au dessus du fond de la vallée. Il recouvre des dépôts glaciaires et est donc plus récent qu'eux.

Au col du Pré lui-même, l'on se trouve sur de grands entonnoirs de gypse

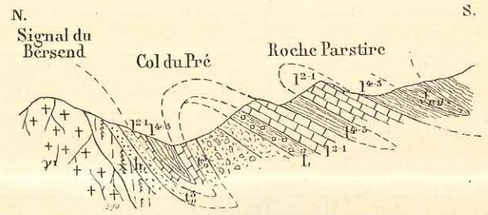


Fig. 18. — Coupe du mont Bersend au mont des Acrais.

γ^1, granit. X, schistes cristallins. h_1, houiller. $t^3{}_{II}$, cargneules. $t^3{}_{II}$, gypse. l_1, infralias. l^{2-1}, lias inférieur calcaire. l^{4-3}, lias supérieur schisteux. J_{I-II}, bajocien à miches.

triasique, qui bordent la prolongation du synclinal du Célestet, et c'est en remontant vers le sommet de Roche-Parstire que l'on coupe à nouveau le synclinal qui nous occupe et qui montre du nord au sud :

L'infralias;
Le lias inférieur calcaire;
Le lias supérieur schisteux;
Le lias inférieur calcaire de l'anticlinal Mont-Blanc Petit-Cœur.

Au sud, à la descente sur le Pertuis, une bande de bajocien, très étroite, s'ouvre au cœur du synclinal. Le pli étant complètement couché, les affleurements des couches prennent la forme d'un chevron au passage des arêtes.

Le vallon du col de la Louze, entre la Chapelle de Saint-Guérin et le sommet du col, suit l'axe du synclinal; les quartzites du trias, en bancs peu épais, reposent directement sur le cristallin; le trias supérieur est représenté par des cargneules très vacuolaires. Au passage du col même, il existe, au dessous des quartzites du trias, un mince lambeau de schistes et grès rouge lie de vin avec paillettes de mica blanc. Les roches de ce faciès sont géné-

ralement attribuées au permien qui montrerait là un affleurement de faible importance.

Le synclinal, sur le versant sud du col, suit le torrent de la Grande-Maison, et ce dernier marque à peu près la limite entre le trias et le lias; le cœur du pli jalonné par le bajocien suit à mi-côte, sur le versant sud-est de la vallée, et vient passer droit au dessous de Roc-Marchand.

La limite entre le cristallin de l'anticlinal et le jambage normal qui s'est augmenté d'une bande houillère, cette limite, ainsi que le synclinal lui-même, a d'ailleurs quitté la vallée de la Grande-Maison, pour passer dans celle de Naves par un col situé au dessous de Roc-Marchand. Au sud de ce point, le synclinal diminue progressivement d'importance pour s'enfoncer, au bas du ravin célèbre de Petit-Cœur, sous les alluvions récentes de la vallée de l'Isère.

Résumé. — Le synclinal de Courmayeur remonte la vallée de l'Allée-Blanche, en Italie; en France, il se continue jusqu'à la vallée de l'Isère, où alors il se confond avec le synclinal qui prolonge au sud celui de Chamounix; ces deux plis, réunis en un seul, forment le synclinal du col de la Madeleine. L'anticlinal qui les sépare est relié au Mont-Blanc par le pointement cristallin de la Barme, et il se continue au sud de ce point par une barre de lias calcaire jusqu'au Roc-Marchand; au sud, le pli s'accidente, et c'est lui qui forme le célèbre anticlinal pli-faille de Petit-Cœur, qui représente ainsi un anticlinal qui prolonge le Mont-Blanc au sud. La prolongation du synclinal de Courmayeur au sud est accidentée par un pli de lias calcaire, qui prend naissance à la Combe Noire et qui disparaît au sud de l'arête du mont des Acrais, et par l'anticlinal qui prolonge comme lias calcaire le pli cristallin de Plan-Jovet. Dans les synclinaux secondaires, ainsi formés, affleurent des bandes de bajocien plus ou moins continues.

LES PLIS COUCHÉS
AU MONT-JOLY ET DANS LES CHAINES VOISINES

INTRODUCTION

Dans un important mémoire, M. Michel-Lévy a montré que les Aiguilles-Rouges étaient constituées par un faisceau de plis et qu'elles se prolongeaient au sud par le Prarion; le raccord entre ces montagnes a été compliqué par un décrochement que M. Lévy a mis en évidence et sur l'étude duquel j'aurai l'occasion de revenir.

Le Prarion est formé par deux anticlinaux séparés par un synclinal plifaille. Lorsque j'ai commencé mes études sur la région située plus au sud, mon premier soin a été de chercher à raccorder les plis que je trouvais avec ceux du Prarion.

Le problème avait d'abord paru assez simple. Cependant le très grand nombre des plis serrés qu'on rencontre à la descente du col Joly vint déjà compliquer la question. Cette complication augmenta encore quand je reconnus que le Mont-Joly était formé par des plis couchés empilés. Enfin, cette année, en cherchant à raccorder ces plis avec ceux du soubassement des Fiz, je suis arrivé à la conclusion nécessaire que les deux anticlinaux du Prarion forment la racine profonde, droite ou déjetée, de deux plis couchés en avant dans le soubassement des Fiz et au Mont-Joly.

Ce résultat, que l'étude du Prarion ne pouvait pas indiquer et qui complète simplement la description que M. A. Michel-Lévy a donnée de cette montagne, rend plus simple le raccord du Prarion au nord.

Par contre, le raccord des deux plis anticlinaux du Prarion et peut-être des plis monoclinaux de la montée de Motivon avec ceux du col Joly est impossible à faire dans le détail.

Dans un chapitre précédent, nous avons étudié un jalon excellent qui limite la chaîne des Aiguilles-Rouges au sud-est. C'est le synclinal de Chamounix. Il est donc certain que le faisceau des plis du col Joly, situé au nord-ouest de ce synclinal, correspond au faisceau des plis des Aiguilles-Rouges et du Prarion.

Mais les plis du col Joly ont-ils tous été la racine droite en profondeur des plis couchés dont nous voyons les traces horizontales au Mont-Joly et que nous pouvons raccorder, par un pointillé théorique, avec un nombre plus ou moins grand d'entre eux? ou bien une partie seulement a-t-elle été la racine droite de ces deux plis couchés? — Ceux situés le plus en arrière, au sud-est, auraient peut-être alors été de simples plis déjetés et ne correspondaient pas en fait aux plis du Prarion; ils représenteraient un faisceau de plis qui viendraient mourir au bord du Bon-Nant, écrasés entre le Prarion et le synclinal de Chamounix.

Les témoins que l'érosion a laissé subsister ne permettent pas de résoudre cette question qui a, d'ailleurs, une importance secondaire.

Au nord-ouest des chaînes cristallines ainsi constituées, entre les vallées qui descendent du col de la Bâthie et l'Arly, de même qu'à Mégève, d'autres chaînes cristallines prolongent au nord la chaîne de Belledonne et ont servi de plan de chevauchement sur lequel les plis couchés se sont développés en grandes boucles horizontales.

On peut dire que, au sud d'une ligne tirée entre Flumet et Roselend, l'érosion a enlevé toute trace des plis couchés et que les phénomènes de recouvrement ne sont alors plus visibles.

Aussi vais-je commencer par étudier cette chaîne cristalline et ses rapports avec les montagnes situées sur la rive gauche de l'Isère; ensuite j'aborderai la description du col Joly et j'étudierai les plis qui forment les racines droites des plis couchés, en montrant leurs relations avec les chaînes cristallines au sud et le Prarion au nord. Enfin je terminerai par l'étude de la région des plis couchés.

CHAPITRE XVI

L'extrémité nord de la chaîne de Belledonne.

§ 1er. — Les plis au sud de l'Isère.

La chaîne cristalline de Belledonne est traversée de part en part par les trois grandes coupures du Drac, de l'Arc et de l'Isère.

Elle a été étudiée, au sud de cette dernière vallée, par M. Offret, qui a montré qu'en descendant l'Isère depuis Grand-Cœur à Albertville on pouvait y retrouver les différents plis anticlinaux et synclinaux suivants : le *synclinal du col de la Madeleine* et de la vallée des Avanchers, suite des synclinaux réunis de Chamounix et de Courmayeur. A la vallée des Celliers, le jambage normal de ce pli, situé au nord-ouest, comprend un affleurement houiller. Ce jambage houiller se transforme plus au nord en une traînée synclinale oblique à la précédente et qui vient traverser l'Isère *en dessous de Pussy*, au hameau de Rivet ; entre les deux synclinaux naît un anticlinal de schistes cristallins. Il est traversé par un épais filon de *pegmatite* à Notre-Dame-de-Briançon ; au nord de l'Isère, c'est lui qui forme les sommets du Grand-Mont et de la Pointe de Méraillet.

Le synclinal houiller de Pussy à Rivet forme la limite est d'un anticlinal très large de schistes cristallins traversés par des roches éruptives ; au nord de l'Isère, ce pli se continue jusqu'aux massifs granitiques de Beaufort et du Bersend.

Le *synclinal du col de Bâmont*, qui le borde au nord-ouest, se continue par le col de la Bâthie et remonte la vallée d'Hauteluce au nord. Il est très probable que les différentes bandes de schistes cristallins qui s'épanouissent au mont Mirantin et plus au nord viennent s'amincir et s'annuler graduellement dans un faisceau de plis très serrés à la montée du col de Bâmont, tandis que le large anticlinal de la Grande-Lanche, situé à l'ouest, subit une diminution inverse et vient finir entre Albertville et Ugines, dans la petite chaîne du mont Cornillon. Au nord de l'Isère, on peut séparer ces différents plis en deux groupes : celui des montagnes situées au sud-est et celui des chaînes qui courent au nord-ouest du col de la Bâthie. Les premières prolongent au sud les racines droites des plis couchés au Mont-Joly ; les secondes forment le soubassement cristallin sur lequel ces plis couchés chevauchent, comme je l'ai déjà dit. Étudions d'abord les montagnes situées au sud-est du col de la Bâthie.

§ 2. — Les plis des massifs du Grand-Mont et de Beaufort.

On y distingue au bord de l'Isère deux anticlinaux qui sont séparés par un synclinal houiller ; celui-ci prolonge au nord le synclinal qui, sur l'autre rive de l'Isère, aboutit au hameau de Rivet ; il monte par les chalets de Charvet et de Chaven et disparaît au pied du pic de la Tournette. Au nord, le synclinal apparaît dédoublé sur le versant nord du vallon des lacs Tempête. Il y est représenté par deux traînées parallèles où affleurent les quartzites du trias et les cargneules ; ces deux niveaux sont le plus souvent étirés, et presque jamais les cargneules ne forment les jambages des deux plis qui se suivent parallèlement dans le ravin des Combettes, où l'un d'entre eux meurt bientôt.

Une seule traînée se poursuit assez bas dans le ravin, puis cesse aussi d'affleurer, mais sur l'espace d'un kilomètre à peine, car elle réapparaît au mont de Cuvy. A la traversée du val de Poncellamont, le pli n'est plus représenté par les seules cargneules, comme au mont de Cuvy ; son jambage normal montre, au dessous de cet horizon, des quartzites compacts à gros noyaux où le torrent forme cascade un peu en amont d'Arêches et des schistes houillers, en partie masqués par les éboulis du terrain glaciaire et où l'on a recueilli des échantillons de *Pecopteris* et d'autres fougères. En remontant le torrent du col du Pré, l'on suit le cœur du pli qui s'ouvre jusqu'au lias.

En ce point, l'anticlinal cristallin du Grand-Mont a disparu ; il s'est enfoncé sous la couverture triasique qui affleure seule au col du Pré, où l'on a, contre le cristallin du Bersend, le houiller et le trias ; ce dernier terrain est représenté par de grandes masses blanches de gypse où la pluie a creusé les trous en entonnoirs qu'on y rencontre d'habitude. Le synclinal, à la descente du col du Pré sur le Fontanu, présente une nouvelle bande de lias qui n'atteint pas la route ; celle-ci donne, d'aval en amont, la coupe suivante :

Houiller,
Quartzites du trias,
Calcaires dolomitiques et cargneules.

Le cristallin forme naturellement les deux jambages anticlinaux qui limitent ce synclinal. Il est curieux de remarquer que *presque toujours le flanc normal du pli est complet, tandis que le flanc renversé présente des suppressions de couches.* C'est là un fait général que j'ai observé dans la très grande majorité des plis-failles de la région. Au delà, le synclinal se prolonge dans le ravin du Célestet, tandis que l'anticlinal cristallin a réapparu au dessous du trias à la descente du col du Pré et se continue par la Pointe de Méraillet, comme nous le verrons dans le chapitre suivant.

L'anticlinal du Grand-Mont offre une ou deux particularités intéressantes. C'est d'abord la pegmatite qui perce les schistes cristallins à Notre-Dame-de-Briançon, c'est ensuite les traînées d'amphibolites de Chamborcier, les

églogites du lac Tempête et la microgranulite qui pointe presque au sommet de la montagne. Tous ces affleurements ont été décrits dans la partie relative à la stratigraphie. Ce sont ensuite les chapeaux de trias qui couvrent le sommet du Grand-Mont et celui du Grand-Rognoux.

Le trias et les étages supérieurs sont en discordance complète sur les schistes cristallins qui avaient été redressés déjà avant les dépôts secondaires. M. Michel-Lévy a montré de nombreux exemples de discordance au Prarion. Ils existent partout dans la région que j'ai étudiée, et, *s'il paraît parfois y avoir concordance, ce n'est que dans les plis complètement laminés*, où une pseudo concordance, amenée par le plissement, a masqué une discordance originelle, reconnue depuis longtemps. Ces affleurements rares de trias horizontaux sont les restes d'une couverture sédimentaire primitivement continue et dont l'érosion n'a laissé subsister que des lambeaux, qui présentent ainsi un réel intérêt.

Entre le synclinal que j'ai étudié précédemment et celui du col de la Bâthie, l'on a un anticlinal qui, à Cevins, montre en son centre un affleurement de *protogine* au milieu des schistes du type X ; en amont de ce pointement de protogine l'on a une grande traînée d'*amphibolites* qui commence au sud de la Pointe des Avaugles et rejoint l'Isère en aval du hameau de Rivet; elle ne se prolonge pas très loin sur la rive droite.

Au nord du lac de Cornache, affleurent des schistes très cristallins du type ζ^2 avec traînées d'amphibolites. Près de là se trouve le *synclinal du col de la Bâthie* auquel vient se joindre une traînée synclinale de houiller ; ce terrain est constitué, là, par des ardoises excellentes qui sont l'objet d'une active exploitation. Les carrières sont situées à l'altitude de 2100 à 2200 mètres et sont enfouies, par conséquent, sous la neige pendant de longs mois ; néanmoins, durant l'été, il y a près de 200 ouvriers.

Ce synclinal houiller sépare le pli anticlinal dont nous venons de parler d'un autre anticlinal cristallin, peu important, qu'on suit plus ou moins à la descente du col de la Bâthie sur Arêches. Ces deux anticlinaux sont réunis, au Signal du Bersend, par la disparition de la bande houillère ; peut-être l'axe de chacun d'eux est-il quand même marqué au milieu des schistes cristallins par les deux dykes de granit d'Outray et du Bersend qu'on y rencontre et que nous avons décrits en étudiant cette roche.

L'anticlinal cristallin que ces dykes percent se continue au nord par la montagne d'Outray dont je parlerai dans le chapitre suivant.

§ 3. — Le synclinal du col de la Bathie.

Celui-ci est la suite du synclinal du col de Bâmont et, lorsqu'on se trouve au sommet du passage, l'on voit, dans une ligne orographique d'une merveilleuse continuité, la vallée d'Hauteluce au nord et le col de Bâmont au sud.

Le col de Bâmont montre un synclinal ouvert jusqu'au lias; mais, à la des-

cente sur l'Isère, les affleurements de terrains secondaires cessent; ce n'est qu'au dessus du village de Rognaix qu'on retrouve un lambeau de lias.

Sur l'autre rive de l'Isère, au dessus du cristallin, l'on a le trias, sous forme de cargneules, et le lias, qui, dans le bas, est représenté par des schistes noirs. Mais plus haut, entre la Ville et le Villard, ce terrain montre quelques affleurements du type de la Brèche du Télégraphe.

Au dessus de ce point commence une bande de schistes violets ou verts, bande qui affleure sur le chemin du col, un peu en amont du hameau de Benetan. Ces schistes, qui sont identiques à certains du Bourg-d'Oisans, rappellent étrangement les faciès des phyllades dévoniennes d'Angers. Je ne les ai rencontrés que sur cette bande.

Au haut du vallon de Benetan, l'on domine le grand placage glaciaire qui s'y trouve, et la route taillée dans le roc, au point où la bande houillère exploitée aux carrières d'ardoise joint le synclinal du col, donne de l'est à l'ouest la coupe suivante :

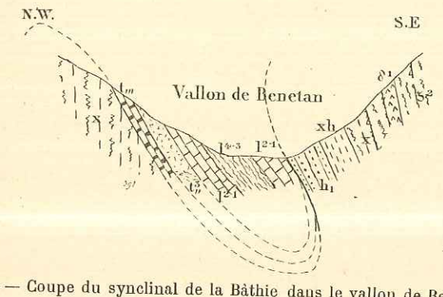


Fig. 19. — Coupe du synclinal de la Bâthie dans le vallon de Benetan.
z^2, gneiss. δ_1, amphibolites. X, schistes cristallins. Xh, schistes verts et violets, à surface mate. h_1, houiller. t_m, quartzites du trias. t^3_H, cargneules et calcaires dolomitiques. l^{2-1}, as inférieur calcaire. l^{4-3}, lias supérieur schisteux.

Ces schistes à surface mate et qui rappellent les phyllades dévoniennes de l'Ardenne et de la Mayenne;

Le houiller;

Le lias calcaire, inférieur;

Le lias schisteux, supérieur;

Le lias calcaire, inférieur;

Les cargneules et les calcaires dolomitiques, trias supérieur;

Les quartzites, trias inférieur;

Les schistes cristallins, en discordance angulaire de 60° et plus.

Cette coupe montre donc le flanc normal du pli complet; son flanc renversé est étiré.

Plus haut, dans le bois, la bande houillère se sépare du synclinal, comme je l'ai déjà dit; elle prend une direction plus orientale, laissant affleurer une bande de schistes cristallins entre elle et le synclinal du col.

Celui-ci se continue à la montée au dessus de Benetan, toujours marqué par le cœur liasique; mais le trias cesse d'affleurer, sur un espace peu étendu, du reste.

Au sommet du col l'on a, à partir de la traînée houillère, le cristallin, les cargneules et les calcaires dolomitiques, le lias. Ce terrain prend ici *le faciès des schistes lustrés*, et il est curieux de remarquer que cette réapparition sporadique d'un faciès du lias, très développé plus au sud-est, se trouve dans le prolongement des affleurements de la *Brèche du Télégraphe*, au Villard : de cette brèche qui, elle aussi, est très développée au sud-est dans les mêmes vallées que les schistes lustrés.

Entre ces bandes de lias et la dépression qui nous occupe se trouve l'importante vallée de Naves où le lias ne présente jamais ni l'un ni l'autre de ces deux faciès.

Au dessous du lias formant le cœur du pli, le trias du flanc normal qui s'appuie contre les schistes cristallins du mont Mirantin nous montre les car-

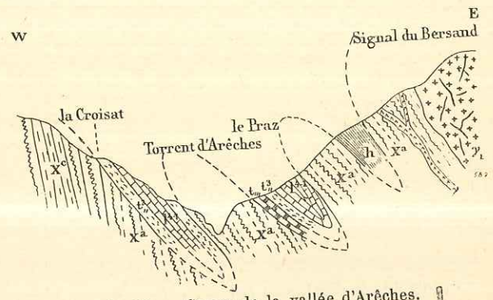


Fig. 20. — Coupe de la vallée d'Arêches.

X^a, schistes cristallins. X^c, schistes cristallins supérieurs. h_1, houiller. t^{III}, quartzites du trias. t^{3}_{II}, cargneules. l^{1-1}, lias. γ_4, granite. γ_4, porphyre globulaire.

gneules auxquelles s'associent de nombreuses traînées de gypse et les quartzites.

Cette bande de trias se continue à peu près tout le long du ravin des Avenières; le lias forme un long dos d'âne en pente sur lequel sont bâtis les chalets des Plagnes, et le trias du flanc renversé suit à peu près la même direction que le sentier qui le traverse continuellement dans ses zigzags.

Le trias de ce flanc renversé forme, à la hauteur des Plagnes, un mince liseré entre le cristallin et le lias. A la descente, celui-ci prend de plus en plus d'extension jusqu'à Piapolay où le trias, très développé, présente des schistes jaunes dorés, des calcaires dolomitiques et des cargneules. Plus bas, ces couches disparaissent sous les dépôts glaciaires qui occupent tout le fond de la combe de la Dray. Le lias, qui a également disparu sous le glaciaire, présente deux affleurements de l'autre côté de la vallée au village du Rond.

Au moment où le sentier arrive dans le vallon de la Dray, le synclinal l'a

quitté; il a traversé la vallée et remonte sur l'arête où sont construits les chalets de Planvillards. Mais il s'est alors accidenté d'un nouvel anticlinal, lequel a pris naissance au dessous des chalets de Piapolay.

Sur le versant gauche de la vallée, cet anticlinal forme la crête de Planvillards et tout le flanc qui domine la vallée de la Thuile.

Il limite deux synclinaux, l'un au sud-est, l'autre au nord-ouest. Le premier des deux est marqué par le terrain houiller, sur la rive gauche du torrent de la Dray; il est possible que le synclinal soit formé aussi par des terrains plus récents masqués par le glaciaire du fond de la vallée. Sur le flanc du mont Bersend, ce pli montre un grand escarpement de lias, au dessus d'un mince liseré de trias; puis le pli disparaît sous les alluvions glaciaires de Chantafaillat et, plus au nord, ne réapparaît que sur la rive droite du Doron de Beaufort, au dessus du village des Curtillets.

Le second synclinal, situé au nord-est, traverse la crête de Planvillards et, de là, par le Croisat et Plan de Chuet, descend sur Beaufort.

Ce pli qui s'applique contre les schistes cristallins du mont Mirantin et qui descend jusqu'au bord du torrent d'Arêches a été coupé en biseau par l'érosion, ce qui lui donne sur la carte l'air beaucoup plus large qu'il ne l'est en réalité. Le torrent d'Arêches, très encaissé, coule dans les schistes cristallins; mais on voit le flanc renversé du pli qui descend très bas dans tous les affluents de la rive gauche, sous forme de cargneules jaune roux et de calcaires dolomitiques plus clairs. Ces terrains représentent seuls le synclinal près de Beaufort, où l'érosion n'a laissé subsister que le fond du pli. En ce point, les calcaires du trias se chargent de cristaux d'albite.

Ce même pli se continue sur la rive droite du Doron de Beaufort et peut être facilement étudié dans le ravin du torrent qui descend des Curtillets. Il présente la coupe suivante d'amont en aval de la vallée : le cristallin; des dépôts glaciaires qui masquent le flanc renversé du synclinal; le lias, qui affleure sur la rive gauche et dans le fond du ravin des Curtillets; les calcaires dolomitiques, très peu développés; les quartzites du trias bien développés, que le torrent franchit en cascade; les schistes cristallins.

Plus au nord le pli remonte la vallée d'Hauteluce, et le chemin, qui conduit de ce village aux Curtillets, suit l'axe de ce synclinal, comme nous le verrons dans le chapitre suivant.

§ 4. — Les anticlinaux cristallins du mont Mirantin.

Les subdivisions des schistes cristallins de divers niveaux sont nécessairement sujettes à caution. Néanmoins, j'ai donné, au chapitre de la stratigraphie, les raisons d'ordres divers qui m'ont amené à séparer en deux horizons les schistes cristallins qui affleurent au mont Mirantin et dans la vallée de l'Arly.

Les uns sont des schistes micacés et chloriteux et correspondent tout à fait

aux types habituels des schistes cristallins X de la Carte géologique de la France; je ne les ai point distingués en X^a schistes chloriteux et X^b schistes sériciteux et micacés. Les autres X^c forment, à mon avis, non seulement un faciès à part, mais même un niveau supérieur. Cependant, ne voulant pas trancher une question pour la solution de laquelle les preuves ne sont pas encore suffisantes, je les ai simplement marqués sur la carte comme un horizon spécial du terrain X, tout en me permettant de parler de bandes synclinales, puisque ces bandes de X^c prolongent, au moins théoriquement, les synclinaux du terrain houiller.

Ces bandes sont presque toujours nettement indiquées dans la topographie. Plus faciles à attaquer par l'érosion, elles ont donné les cols sur les arêtes et des dépressions sur le flanc des montagnes, parfois même de petites vallées, comme sur la rive gauche de l'Isère; enfin très souvent elles sont jalonnées par des traînées de prairies vertes qui contrastent étrangement avec l'aridité et le manque de végétation des roches cristallines du voisinage.

A la descente du col de Bâmont, l'on a trois de ces bandes de X^c réunies en une seule, vite disparue au haut du col, mais qui, à la traversée de l'Isère, s'épanouissent en éventail.

Celle qui traverse l'Isère le plus en amont affleure entre Langon et Cevins; au dessus de ces villages, elle est coupée plusieurs fois par les lacets du chemin muletier qui descend de Benetan; mais déjà, à l'altitude du hameau de Ville, elle a traversé sur la rive droite du torrent de Benetan et monte former les pâturages de Belachat qui dominent le col de la Bâthie; elle redescend par les prairies des Cheseaux sur le Doron de Beaufort qu'elle atteint en face de Domelin; sur la rive opposée, le synclinal est ouvert jusqu'au houiller qui remonte le long du vallon du Dorinet et qui va disparaître sous la couverture de trias, entre le village d'Hauteluce et sa dépendance du Praz.

Si l'on suit le chemin qui relie ces deux localités, l'on voit, à 200 ou 300 mètres d'Hauteluce, une coupe excellente donnée par la route, taillée dans le rocher en cet endroit. *Les schistes houillers*, inclinés de 60° au sud-est, *viennent reposer en discordance angulaire* prononcée (40° à 50°) *sur les schistes cristallins redressés* presque jusqu'à la verticale. Quelques pas plus loin, la route franchit le torrent du Praz, qui actionne un moulin. Au dessus du moulin, on peut voir dans le lit du torrent les quartzites du trias et les cargneules reposer horizontalement sur les schistes cristallins redressés. Ces roches du trias reposeraient également en discordance sur le synclinal houiller qui s'enfonce au dessous. Mais le contact entre le houiller et le trias est masqué par les formations récentes.

La seconde bande de X^c monte, depuis Arbine, droit vers la crête du mont Mirantin; à mi-côte, elle se digite en deux traînées, dont l'une va passer au col du Mirantin, forte dépression située à l'ouest du sommet principal, et l'autre à l'Aiguille-Pourrie, dont le nom est bien caractéristique de la nature de ces schistes fortement gréseux et mal cristallisés.

Ces deux bandes se suivent parallèlement au nord. La première disparaît

momentanément sous le lambeau du recouvrement de Bisanne; la seconde, sous celui de Crest-Voland. L'une et l'autre disparaissent sous les terrains sédimentaires du massif du Mont-Joly, presque immédiatement après avoir traversé le torrent du Nant-Rouge.

La troisième bande, celle qui est située le plus en aval, commence au village de Tours et se continue au dessus du fort du Mont; en ce point naît, en son centre, une bande houillère qui prolonge le synclinal au nord. Celle-ci traverse le Doron de Beaufort près du pont situé en amont de Venthon; le houiller est représenté par un poudingue très métamorphisé et dont les galets écrasés se sont allongés en de grosses lentilles. Au dessus de Quiège, il est bien visible sur le chemin du col de la Forcle et forme des affleurements de schistes noirs et de grès sur la route d'Héry; entre ce village et le pont du Flon, la nouvelle route qu'on vient de construire traverse une tranchée où le houiller, recouvert de glaciaire, montre de superbes stries glaciaires et des roches moutonnées.

La route nationale 202 suit cette bande houillère en aval du pont du Flon et la traverse même en un tunnel. Un peu en aval de ce dernier, l'on voit le *houiller* de ce synclinal *qui bute en discordance contre les schistes cristallins*. Ce houiller est représenté par des poudingues où l'on ne rencontre que des cailloux roulés de quartz et des schistes, rouges lie de vin, sous-jacents, par des grès très peu développés et par des schistes où l'on a trouvé des *Nevropteris* que je dois à l'obligeance de M. Fivel et que M. Zeiller a bien voulu déterminer.

Un autre échantillon de *Sigillaria tesselata* (Br.) a été pris au bas du mont Crombert et montre l'étendue de cette zone fossilifère.

Le jambage normal de ce synclinal est formé par une puissante bande de schistes X^c qui se détache au mont Cornillon et qui vient traverser la vallée de l'Arly en dessous du village de Banges. En ce point, le jambage normal du pli s'est accidenté de deux synclinaux secondaires de houiller qui ne se prolongent pas au sud. Ces synclinaux au nord se réunissent pour former une traînée continue au dessous du trias, entre Héry et les Molières d'Ugines. Cette bande suit la vallée de l'Arly jusqu'aux chalets de l'Ile. A la montée des Molières d'Ugines au col de la Forcle, moins d'un kilomètre après avoir passé le pont de l'Arly, l'on arrive à un contour de la route qui montre une superbe discordance du terrain houiller sur les schistes cristallins, comme l'indique le croquis (fig. 1).

Si l'on continue de monter, l'on rencontre, sur le versant nord du col de la Forcle, des blocs erratiques du granit de Beaufort; ils prouvent qu'à un moment donné le glacier qui descendait la vallée du Doron de Beaufort passait au dessus du col de la Forcle, pour rejoindre le glacier qui occupait la vallée de l'Arly.

Entre les synclinaux que nous venons d'indiquer se trouvent une série d'anticlinaux formés surtout par des schistes micacés et sériciteux. On ne peut y signaler que de nombreux phénomènes d'injection entre le village de

la Bâthie et celui de Biorge, et la présence d'un ou deux filons d'une roche éruptive basique qui coupe les schistes cristallins sur la route stratégique qui conduit d'Albertville au fort du Mont. Malgré son altération, l'étude microscopique nous a permis d'y reconnaître un *orthophyre micacé*.

Enfin j'ai à signaler deux petits synclinaux houillers qui se montrent sur la route en amont de Flumet, mais que j'étudierai en même temps que la couverture triasique sous laquelle disparaissent les différents plis que nous venons de voir. Ceux-ci réapparaissent en partie à la boutonnière cristalline de Mégève, dont nous allons nous occuper maintenant.

§ 5. — La boutonnière de Mégève.

Sur la feuille Annecy (160 *bis*) de la Carte géologique de la France, presque toute la boutonnière de Mégève avait été coloriée dans la teinte du permien. Mais, depuis, M. Haug a indiqué (52, page 7 et suiv.) qu'il ne regardait pas cette solution comme définitive, et une étude soignée m'a amené à reconnaître que toute la boutonnière de Mégève était formée par des schistes cristallins. Ceux-ci affleurent en deux bandes anticlinales, séparées par une bande médiane de ces schistes X^c qui, là, ont un aspect assez détritique et infiniment plus récent et moins métamorphisé que les schistes micacés qui affleurent sur les deux rives du torrent du Planellet et qui se chargent de nids superbes de mica blanc sous la chapelle qui termine le *Chemin de la Croix* échelonné sur la route de Mégève à Combloux.

C'est entre Mégève, Mavarin et Riglard qu'affleure la traînée de schistes X^c, qui a ici une direction presque nord-sud.

L'anticlinal de schistes cristallins situé au sud-ouest de la boutonnière est *percé par un dyke de granit* qui affleure dans le torrent de la Motte et qu'on peut retrouver facilement en remontant le ravin très escarpé où coule le ruisseau.

Enfin, nous avons reconnu au Feug une carrière indiquée sur la feuille Annecy et où l'on a des couches de grès brun chocolat, en bancs horizontaux. Ceux-ci sont donc en parfaite discordance sur les schistes cristallins et en concordance sous les quartzites du trias qui les surmontent. Je crois qu'il faut voir là un affleurement restreint de permien.

Résumé. — Les montagnes cristallines qui terminent la chaîne de Belledonne au nord appartiennent à deux groupes différents.

Celles du premier groupe sont la prolongation au sud de la chaîne des Aiguilles-Rouges et du Prarion et sont en partie des racines droites des plis couchés du Mont-Joly. Elles sont limitées au sud-est par le synclinal de Chamounix et forment, au nord-ouest :

Un anticlinal qui naît dans la vallée des Celliers et qui se continue par les chaînes du Grand-Mont et de la Pointe de Méraillet.

Un synclinal formé par le houiller dans la vallée des Celliers et jusqu'à Chaven sur la rive droite de l'Isère. Ce pli se continue, au nord, marqué par le trias et le lias, dans le vallon des Combettes, au col du Pré, et dans le vallon du Célestet.

Un second anticlinal qui longe le premier et que percent les deux pointements granitiques de Beaufort et du Bersend.

Les plis du premier et du second groupe sont séparés par un synclinal très important, qui descend le col de Bâmont, traverse celui de la Bâthie, passe à Beaufort et remonte la vallée d'Hauteluce. Les montagnes du second groupe forment le soubassement cristallin sur lequel ont chevauché les plis couchés.

Deux niveaux de schistes cristallins y donnent des plis anticlinaux et synclinaux. Au milieu de ces derniers formés par des schistes d'un faciès spécial X^c, l'on a souvent des traînées houillères, marquant le cœur du pli. Les trois bandes de X^c, réunies en une seule au col de Bâmont, s'épanouissent en éventail au nord de l'Isère; la traînée médiane se dédouble sur le flanc du mont Mirantin. Cette chaîne cristalline qui disparaît sous les terrains secondaires du massif du Mont-Joly reparaît momentanément à la boutonnière de Mégève.

CHAPITRE XVII

La région du col Joly et des Enclaves.

A la montée du col Joly, l'on rencontre *une série de plis serrés*. De ces plis, *les uns restent continuellement droits* ou simplement déjetés au nord; *les autres*, à un moment donné, plus ou moins près du sommet du col, *se couchent en avant et se développent sur le flanc du Mont-Joly en de grandes boucles horizontales*.

Dans ce chapitre-ci je n'étudierai que les plis qui appartiennent au premier groupe; je les suivrai de la vallée du Bon-Nant, au nord-est, jusqu'au point où ils vont, au sud-ouest, rejoindre les chaînes de Méraillet et d'Outray, chaînes dont j'ai étudié la prolongation vers le sud, jusqu'au delà de l'Isère, dans le chapitre précédent.

Ces plis droits, qu'on rencontre à la montée du col Joly, *sont au nombre de cinq*; ils se digitent et deviennent plus nombreux après avoir traversé la longue crête qui forme le sommet du col.

Après avoir franchi le torrent du Bon-Nant, le chemin du col côtoie un premier anticlinal formé par les schistes chloriteux; ceux-ci affleurent sur la rive gauche de la vallée du Bon-Nant, entre Notre-Dame de la Gorge et la scierie de Beaulieu; c'est contre ces schistes cristallins que repose le flanc normal du synclinal de Chamounix, entre Notre-Dame de la Gorge et les chalets des Granges. Ce premier anticlinal, à la fois le plus oriental et le plus important, forme la crête cristalline de la Jat jusqu'au point coté 1886 mètres.

Les schistes chloriteux qu'on y rencontre ressemblent tout à fait aux roches de même nature si abondantes au Prarion et dans les Aiguilles-Rouges. Ils diffèrent complètement des schistes micacés, très cristallins, souvent riches en biotite, qui se trouvent de l'autre côté de la vallée.

Enfin, à quelques cents mètres de Notre-Dame de la Gorge, le cristallin est traversé par des filons de galène argentifère qu'on a exploitée au siècle dernier.

La croupe de la Jat est recouverte par les cargneules sur tout son versant nord-ouest, jusqu'au bas du ravin de Lavarancay. Ces cargneules, comme presque toutes celles de la région plus au nord, sont très vacuolaires, légèrement gréseuses, et diffèrent tout à fait de celles qu'on rencontre à l'extrémité méridionale du Mont-Blanc et qui sont presque toujours bréchiformes. Le trias seul continue l'anticlinal entre le point coté 1886 mètres et les chalets supérieurs des Granges; le cristallin a disparu par suite de l'abaissement de l'axe du pli. Cet abaissement se continue et, au sud-ouest des Granges,

l'anticlinal est indiqué par les schistes marno-gréseux de l'infralias, placés entre deux synclinaux de lias schisteux.

Au passage de la crête qui forme le col Joly, les cargneules réapparaissent. Momentanément masquées par les éboulis de la Grande-Pierrière, on les voit prendre un grand développement plus au sud jusqu'à la vallée de la Gitte, où alors elles représentent, non seulement le pli anticlinal qui nous occupe, mais aussi les deux synclinaux latéraux.

Cependant, à la descente des pâturages supérieurs de la Gitte sur le vallon du même nom, une longue et mince bande de lias marque à nouveau le synclinal oriental. Le pli semble ne pas se prolonger au delà du vallon de la Gitte.

Les trois plis anticlinaux suivants, très peu larges, sont faciles à retrouver en descendant directement des chalets de Conduit vers la jonction des deux ravins inférieurs qui drainent toute l'eau descendue du grand bassin de réception que forment les pâturages du col Joly et des deux montagnes qui le dominent.

Deux de ces anticlinaux, les plus rapprochés de celui que nous venons de décrire, se suivent parallèlement et, après avoir été d'abord formés par les cargneules et les calcaires dolomitiques, se continuent tous deux par ces schistes marno-gréseux que j'attribue à l'infralias. Au sommet du col, ils forment les deux dépressions au pied du point coté 2111 mètres et que la Carte topographique sarde appelle *le Mont de Ugie*. Enfin, sur l'autre versant du col, en même temps, et juste avant de passer sous l'éboulement de la Grande-Pierrière, ces deux plis s'ouvrent jusqu'au houiller; chaque bande anticlinale houillère est alors bordée par deux flancs de quartzites du trias, et ce sont les cargneules et les calcaires dolomitiques qui forment les synclinaux intermédiaires latéraux.

Cet éboulement de la Grande-Pierrière, de 3 à 4 kilomètres de long, est descendu de l'aiguille cristalline méridionale de la chaîne de Roselette et s'est avancé droit au nord; en rencontrant la pente du col Joly, il a été dévié, et, en formant presque un demi-cercle, il est alors venu aboutir au dessus du torrent de Nant-Pulain. On sait que M. Heim a montré que les éboulements se comportaient comme des masses semi fluides. L'éboulement de la Grande-Pierrière, de même que ceux du Plan de la Lai et du vallon de Treycol que nous avons étudiés précédemment, sont de remarquables exemples à l'appui de cette théorie.

Revenons maintenant au haut du torrent de Nant-Pulain, et voyons comment les deux anticlinaux que nous avons décrits plus haut se comportent sur ses rives. Ces deux anticlinaux se continuent au dessus du ravin en montrant toujours la même coupe.

Une bande anticlinale houillère, représentée en majeure partie par des grès, rarement par des poudingues et presque jamais par des schistes, est bordée sur ses deux flancs par des quarzites du trias, particulièrement riches en grains de quartz blanc, et qui rappellent étrangement la pâte des grès

singuliers du col des Fours; toutefois, je n'y ai jamais trouvé de ces galets roulés qui donnent aux grès infraliasiques du col des Fours leur cachet tout spécial. Sur les bords et au milieu des deux anticlinaux ainsi formés, le trias supérieur (cargneules et calcaires dolomitiques) constitue les synclinaux.

Celui des deux anticlinaux qui traverse le torrent de Nant-Pulain, le plus en aval, a subi un affaissement au sud du point coté 1646, à l'endroit où la carte fait passer le sentier du col de Fenêtre qui n'existe plus.

Cet affaissement postérieur n'a d'ailleurs qu'une importance secondaire et ne se prolonge que sur 100 à 200 mètres ; la faille, dirigée perpendiculairement à l'axe du pli, met cependant en contact anormal le houiller avec les quartzites du trias, épaisses de 6 à 10 mètres, et les calcaires dolomitiques qui atteignent plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur.

Dans le fond du torrent de Nant-Pulain, en contre-bas du point que je viens de décrire, l'on rencontre un petit anticlinal secondaire, étroit et de faible étendue, qui perce au milieu des cargneules. Il est représenté par les quartzites du trias et des schistes quartzeux verts qui sont coupés plus ou moins en écharpe par le lit du torrent. Plus au sud, dans le synclinal qui sépare les deux anticlinaux houillers, l'on retrouve également un très mince anticlinal et qui, lui aussi, est constitué par les quartzites du trias pointant au milieu des calcaires dolomitiques et des cargneules.

Les deux anticlinaux houillers se ferment peu de temps avant d'atteindre la crête qui relie la chaîne de Roselette au mont des Enclaves par les sommets cotés 2323 mètres, 2333 mètres et 2392 mètres.

Cette crête est tout entière formée par les roches du trias supérieur.

Entre elle et le vallon de la Gitte, les deux plis que nous étudions ont une allure très différente. Le plus oriental des deux, qui a disparu sous le piton coté 2333 mètres, réapparaît comme anticlinal houiller, mais sans être bordé par les quartzites du trias.

Cet anticlinal très important forme une longue arête, nue ou recouverte de rares rhododendrons; elle domine les pâturages de la Gitte d'en haut, d'un côté, et ceux de Planpatier, de l'autre.

Au fond de la vallée de la Gitte, ce même pli forme un mamelon isolé; le chemin qui conduit à Roselend et qui en suit le pied montre le contact du lias calcaire et du houiller, par suite de l'étirement du flanc normal du synclinal qui le surmonte. A la montée du col des Frêtes de Roselend, le pli se dédouble en deux anticlinaux houillers. Ceux-ci forment deux promontoires qui avancent dans le fond du vallon de Roselend et qui donnent chacun la coupe normale d'un cœur anticlinal houiller, bordé de part et d'autre par les quartzites du trias surmontées par les cargneules.

Tout semble prouver que ces deux anticlinaux houillers disparaissent définitivement en ce point, et, comme on le voit, *le vallon de Roselend est un endroit de serrement intense des plis*.

Je viens de montrer qu'un des anticlinaux se termine au vallon de Roselend ; l'autre disparaît avant même d'avoir atteint le bas des pâturages de Planpa-

tier, si l'on admet que les deux petits anticlinaux houillers qu'on y rencontre et qui ne sont que de faibles ondulations de la couche du trias, percée ainsi en deux points, prolongent au sud cet anticlinal.

Revenons maintenant au bas du col Joly. Le troisième anticlinal qui naît près des chalets du Conduit est représenté d'abord par des cargneules; au dessus du point sur lequel le sentier traverse le torrent pour remonter ensuite sur sa rive droite, les cargneules laissent affleurer une bande de quartzites en leur milieu. Trois ravins principaux coupent cet anticlinal plus ou moins perpendiculairement et permettent de le suivre à travers les vastes prairies du versant nord-est du col, jusqu'au sommet où les cargneules ont fait place aux dépôts du gypse qu'on voit de loin former des mamelons blancs sur la crête.

Cet affleurement de gypse a été criblé d'entonnoirs dont quelques-uns atteignent plusieurs mètres de profondeur.

En redescendant du col sur le torrent de Nant-Pulain, l'on arrive de plus en plus bas, et, par suite, l'on voit l'anticlinal érodé jusqu'au houiller à la hauteur du chalet des Péchettes. Plus loin, en remontant du fond du ravin sur la crête qui domine le lac de la Girotte au nord-est, l'on rencontre le cristallin qui affleure au centre du pli.

Cette bande cristalline s'avance au sud, d'abord assez étroite; mais à partir du sommet des Enclaves, elle s'étale largement; c'est elle qui, après avoir traversé le ravin encaissé de la Gitte, s'élève à la Pointe de Méraillet et se continue par la chaîne du Grand-Mont, comme nous l'avons indiqué dans le chapitre précédent.

Sur les deux versants des Enclaves, la bande cristalline est bordée par deux traînées de houiller et celle de Planpatier atteint même une grande largeur. Mais sur ces deux flancs houillers de l'anticlinal, les cargneules et les calcaires dolomitiques reposent directement, sans l'intercalation habituelle des quartzites du trias, sauf dans le ravin de Planpatier qui donne alors la coupe suivante :

Houiller;
Schistes talqueux, un niveau rare du trias;
Quartzites du trias;
Cargneules;
Houiller d'un des plis secondaires du pâturage et que j'ai indiqués plus haut.

Cette coupe ne s'observe et ne se continue, d'ailleurs, que sur un espace restreint.

Surmontant le houiller et le cristallin de la chaîne des Enclaves, l'on a des lambeaux de trias qui reposent en discordance sur ces deux terrains. Ce sont ces lambeaux de trias qui forment tous les sommets principaux (2474 m. et 2454 m., etc.). Ils ont été conservés là seulement et donnent à la crête une dentelure toute spéciale. Ces lambeaux de trias sont formés naturellement par des quartzites à la base et au sommet par des calcaires dolomitiques passant aux cargneules.

Sur la crête des Enclaves, les schistes cristallins sont percés par de grands filons de quartz qui ont été activement exploités il y a quelque dix ans. Les marchands de minéraux de Chamounix venaient y chercher des cristaux de quartz qu'ils vendaient ensuite aux touristes.

Sur le sommet de la crête qui domine le lac de la Girotte au nord-est, naît un anticlinal qui s'ouvre rapidement jusqu'au cristallin; il est déjeté au nord-ouest; son flanc normal est constitué par les cargneules sur lesquelles repose le houiller surmonté par le cristallin; son flanc renversé montre, sur le cristallin, le houiller et les cargneules, ou bien le houiller a disparu par étirement et les cargneules reposent alors directement sur les schistes cristallins.

Cet anticlinal peu étendu cesse d'être visible au delà du col du Célestet; le col du Célestet est la crête qui relie le versant ouest des Enclaves au point coté 2116 mètres.

Enfin le cinquième des anticlinaux droits ou seulement déjetés qu'on rencontre au col Joly est le pli le plus rapproché de la montagne de ce nom.

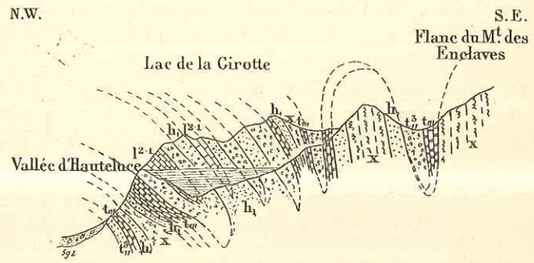


Fig. 21. — Coupe du lac de la Girotte.

X, schistes cristallins. h_1, houiller. t_{1n}, quartzites du trias. $t^3{}_{1n}$, cargneules. t^{2-1}, lias inférieur calcaire.

Il naît au milieu du lias sur l'emplacement des chalets de Lavarancay, et c'est lui que le chemin du col suit le plus longtemps. Des chalets de Lavarancay à ceux des Péchettes, situés sur l'autre versant, le pli présente la même coupe : une bande de quartzites que suivent des deux côtés des traînées de cargneules et de calcaires dolomitiques. Près des Péchettes, le houiller pointe au milieu des quartzites qui disparaissent d'abord sur le flanc normal, puis sur le flanc renversé quand on descend vers le torrent de Nant-Pulain. A la traversée de ce dernier, le houiller seul affleure entre deux bandes de cargneules et traverse ainsi le lac de la Girotte. Le houiller, au dessus du torrent du Nant-Pulain, a été exploité jadis et a fourni à Alphonse Favre une série de fossiles que j'ai cités dans le chapitre consacré au terrain houiller.

Depuis lors la mine d'anthracite a été abandonnée, et je n'ai pu recueillir que quelques mauvais échantillons de *Pecopteris*.

Au milieu de la bande de cargneule située en amont et sur la rive gauche

du lac de la Girotte, des quartzites du trias, verts et très compacts, forment un pic aigu coté 1932 mètres. Au nord de ce pic, ces quartzites reposent contre l'anticlinal houiller que nous étudions, par suite de la disparition de la bande intermédiaire de cargneules.

A l'est de ces quartzites verts, une seconde bande de cargneules forme le synclinal entre l'anticlinal des Enclaves et celui d'Outray; c'est le synclinal du Célestet. Représenté par ce seul niveau du trias dans les pâturages d'Outray, ce pli se complique au sud et montre, au haut du ravin du Célestet, la coupe suivante :

Cristallin de l'anticlinal d'Outray;
Houiller, quartzites, cargneules, lias, cargneules, houiller;
Cristallin de l'anticlinal des Enclaves.

Comme le pli est déjeté au nord-ouest, c'est encore ici son flanc normal qui est complet, son flanc renversé qui est étiré.

Nous avons vu que ce synclinal se continuait au sud par le col du Pré.

Revenons maintenant au bord du lac de la Girotte. Le pli anticlinal que je décrivais le traverse comme houiller; mais peu après son centre est formé par les schistes cristallins, au milieu desquels pointent les deux dykes granitiques de Beaufort et du Bersend. La traînée houillère s'est écartée pour enserrer le massif cristallin. Celle qui forme alors le flanc normal du pli va mourir en s'amincissant près des Outards.

Le houiller du flanc renversé recouvre en discordance angulaire les schistes cristallins et forme les principaux sommets de la chaîne d'Outray, soit comme poudingues vers le nord-est, soit comme schistes gréseux vers le sud-est jusqu'au sommet qui domine le col d'Outray.

Je viens de décrire les cinq plis anticlinaux droits du col Joly, mais j'ai dit peu de chose des synclinaux intermédiaires qui présentent moins d'intérêt. D'une manière générale, ils sont formés par le lias entre la vallée du Bon-Nant et la crête, sommet du col, et par le trias au sud-ouest de cette crête.

Résumé. — Les plis du col Joly sont de deux sortes : les uns sont droits, les autres sont couchés en avant. Les plis droits forment, à la montée nord-est du col, cinq anticlinaux qui se digitent plus au sud. Le premier anticlinal forme la crête cristalline de la Jat et se continue ensuite comme infralias et trias jusqu'à la vallée de la Gitte où il meurt. Les trois anticlinaux suivants naissent comme cargneules entre le torrent de Lavarancay et les chalets de Colomba. Le plus oriental forme la crête de Planpatier et, dédoublé, vient mourir au fond du vallon de Roselend; le second s'arrête aux pâturages de Planpatier; le troisième forme un grand affleurement de gypse au haut du col et se continue par la chaîne cristalline de la Pointe des

Enclaves et de la Pointe de Méraillet. Un anticlinal cristallin secondaire forme la paroi amont du lac de la Girotte.

Le cinquième anticlinal naît sous les chalets de Lavarancay, traverse comme houiller le lac de la Girotte et forme le grand anticlinal cristallin d'Outray que percent les dykes granitiques de Beaufort et du Bersend.

CHAPITRE XVIII

Les plis couchés du massif du Mont-Joly. La couverture sédimentaire, synclinal et plan de chevauchement.

§ 1er. — Introduction.

Nous allons aborder maintenant l'étude des plis couchés qui forment le Mont-Joly. Ceux-ci sont *au nombre de six*, dont on peut étudier les racines droites dans la vallée d'Hauteluce ; ces plis se couchent à la montée du col Joly et forment alors des affleurements qui suivent à peu près une ligne de niveau et qui épousent ainsi toutes les sinuosités du terrain.

Chaque pli couché forme une sorte de surface gauche plus ou moins horizontale et qu'on peut comparer grossièrement à un plan. Les six plans formés par les plis couchés sont tous inclinés au nord-est, si bien que trois d'entre eux disparaissent en profondeur sur la rive gauche de l'Arve et que les trois plis couchés supérieurs viennent seuls former le soubassement du Désert de Platé. Au nord, ces plis s'étendent jusqu'à la chaîne des Aravis et au Rocher de Cluses.

Ces plis ont été complètement rabotés par l'érosion au sud d'une ligne que suit à peu près le chemin du col des Saisies et n'ont laissé alors comme témoins que *les deux lambeaux de recouvrement de Bisanne et de Crest-Voland.*

Cependant M. Haug a montré que la Dent de Cons et la Pointe de la Sellive continuaient au sud le pli d'Arpenaz qui n'est que la boucle dans le malm d'un des plis couchés du Mont-Joly. Il s'en suit que ces derniers devaient autrefois se poursuivre au sud sur le cristallin du mont Mirantin jusqu'en face d'Albertville.

Ce chapitre a pour objet l'étude de la couverture sédimentaire qui repose sur les schistes cristallins en discordance, sous le massif du Mont-Joly. C'est elle qui a servi de plan sur lequel a chevauché le pli couché le plus inférieur.

§ 2. — Le synclinal inférieur a la base des plis couchés.

Dans un chapitre précédent, j'ai montré que le synclinal du col de la Bâthie aboutissait en amont de Beaufort et remontait au nord-est dans l'axe de la vallée d'Hauteluce. Le chemin entre les Curtillets et les Traverses suit la partie

centrale du pli, formé par les couches du lias; ce sont des schistes noirs fortement inclinés au sud-est. Au delà des Traverses, le chemin muletier suit des cargneules qui représentent le flanc normal du synclinal, et, à la traversée du torrent sous le nouveau pont construit en aval, il coupe les schistes cristallins. Le torrent a fortement entamé ces schistes et s'est brusquement creusé une gorge profonde au milieu d'eux. Moins de 100 mètres en amont, sous l'ancien pont, ce sont les calcaires dolomitiques qui affleurent. Mais l'eau coulant sur leur lit, ils ont été beaucoup moins attaqués par l'érosion régressive que les schistes cristallins redressés de leur soubassement qui, eux, s'offraient par leur tranche.

Le chemin qui monte du torrent au village coupe tantôt les schistes cristallins redressés et tantôt leur couverture triasique qui, ici, est loin d'être

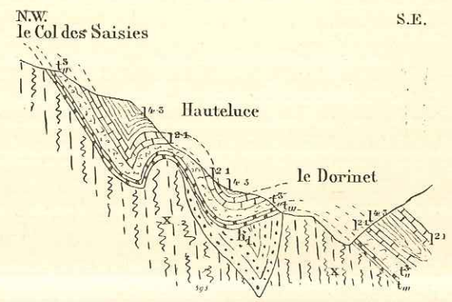


Fig. 22. — La couverture sédimentaire, à la base des plis couchés, entre Hauteluce et le col des Saisies.

X, cristallin. h_1, houiller. t_m, quartzites du trias. $t^3{}_{II}$, cargneules. $l^{2\text{-}1}$, lias inférieur calcaire. $l^{1\text{-}3}$, lias supérieur schisteux.

horizontale, tout en restant toujours en discordance avec le terrain cristallin de son soubassement.

La route qui conduit d'Hauteluce à Belleville et le sentier qui mène aux chalets de Planay montrent l'allure de cette couverture sédimentaire, dont les torrents descendus de la montagne donnent aussi des coupes excellentes.

Au sortir du village d'Hauteluce, l'on rencontre la couverture sédimentaire inclinée de 20° à 40° au sud-est sur les schistes cristallins; elle est représentée à la base par un banc peu épais de schistes quartzeux, rouge lie de vin, avec paillettes de mica, souvent brisées; ces roches, qui ont un caractère détritique net, ne se montrent que sur un espace restreint au bord de la route et dans le lit des deux affluents du Dorinet, situés immédiatement en amont du village. Elles représentent très probablement un affleurement restreint de permien, ayant le faciès que cet étage présente généralement dans cette partie des Alpes.

Sous ces schistes permiens, dans le lit du premier ruisseau en venant d'Hauteluce et dans le bas du ravin du Planay, on trouve des conglomérats houillers

peu épais, mais très riches en cailloux roulés du granit de Beaufort et en schistes injectés.

Les quartzites du trias ont un faciès gréseux prononcé avec nombreux grains roulés de quartz blanc ou rose et des plans de glissement surchargés de lamelles de micas secondaires hydratés. Ils sont bien visibles entre Hauteluce et le premier ruisseau amont.

En continuant, l'on traverse des cargneules, et, près du point coté 1193 mètres, le chemin coupe en tranchée un grand affleurement de tufs récents formés aux dépens de ces roches; peu avant d'atteindre Annuit, la route entre dans le lias calcaire et ensuite dans le lias schisteux qui forme la partie supérieure de la couverture sédimentaire ou le cœur du synclinal sur lequel repose le premier anticlinal couché.

A Raffiou, le chemin quitte le lias et entre dans le glaciaire qui occupe tout le fond de la vallée. Il faut remonter le torrent de Belleville pour retrouver

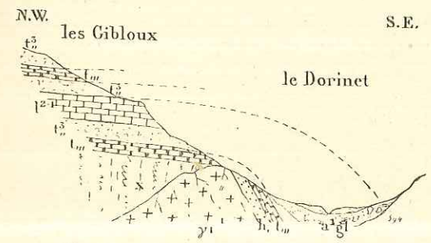


Fig. 23. — Coupe du torrent du Planay.

γ^1, granit. X, schistes cristallins. h_1, houiller. t_m, quartzites du trias. $t^3{}_{II}$, cargneules. $l^{2\text{-}1}$, lias inférieur calcaire. a^1gl, dépôts glaciaires.

le trias qui occupe toutes les prairies situées entre les chalets de l'Écheru et du Planay. Le trias y est représenté par les cargneules et le gypse. Ce terrain indique sa présence par de nombreux entonnoirs couverts d'herbe, mais caractéristiques de cette roche, et par quelques affleurements dont la blancheur éclatante se détache sur le vert des prés et permet de le reconnaître de loin. Aux chalets de l'Écheru, le trias de cette couverture sédimentaire disparaît sous les assises du lias recouvertes elles-mêmes par le trias du premier anticlinal couché.

Mais avant de disparaître ainsi, la couverture montre encore une coupe excellente au ravin du Planay, puisque le torrent a creusé son lit jusqu'aux schistes cristallins et jusqu'au granit qui présente là un nouveau pointement, comme le montre la coupe (fig. 23).

Revenons maintenant au village d'Hauteluce. En prenant alors le chemin du col des Saisies qui le met en communication avec le village de Flumet, nous suivrons presque tout le long la ligne de contact du trias et des schistes cristallins; au dessus, la bande synclinale de lias et le premier anticlinal

couché suivent plus ou moins la même ligne générale à une altitude supérieure. La couverture sédimentaire n'est pas horizontale; c'est une surface gauche, inclinée, près d'Hauteluce, de 20° à 40° au sud-est suivant les points; elle a moins de 1100 mètres d'altitude en bas du village, atteint entre 1500 et 1600 mètres au col des Saisies pour descendre au dessous de 1000 à Flumet. Vu la faible épaisseur des quartzites et des cargneules, je parle ici de la couverture triasique entière, et non d'un niveau spécial.

Tout près d'Hauteluce, le torrent du Praz monte bien l'allure ondulée de cette surface triasique qui s'est moulée sur le soubassement cristallin et en a subi tous les exhaussements et affaissements secondaires qui sont, d'ailleurs, de peu d'amplitude. A partir d'Hauteluce, la limite entre le trias et le cristallin remonte vers Planchamp et, passant par les chalets des Molières et des Prés, atteint le col des Saisies, comme le montre la figure 22.

Aux chalets des Molières, les quartzites du trias sont très développés; ils subissent une forte diminution en se rapprochant du col des Saisies où ils sont réduits souvent à un demi-mètre d'épaisseur et n'en atteignent jamais deux; par contre, les cargneules ont une grande épaisseur tout le long du chemin et surtout près de la chapelle au haut du col. Le lias calcaire qui surmonte les cargneules a une épaisseur relativement très forte. Au sommet du col des Saisies, de vastes prés marécageux indiquent la présence de nombreuses tourbières qui s'étendent sur tout le plateau bas qui réunit le col au pied des lambeaux de recouvrement de Bisanne et de Crest-Voland.

Près de Couvetan, les quartzites prennent de nouveau un grand développement, les cargneules diminuent alors. Le trias conserve la même allure jusqu'à Arcanières, aux Frasses et à Favray.

Si, à Favray, l'on quitte le grand chemin et qu'on remonte le vallon latéral, on voit le fond de son torrent occupé par les cargneules et les calcaires dolomitiques loin en amont, jusqu'au hameau de Chardonnet.

Entre Favray et Notre-Dame de Bellecombe, le chemin longe presque continuellement les cargneules, très rarement les quartzites. Ces derniers seuls sont alors visibles sur la route qui relie Notre-Dame de Bellecombe et Flumet, et les lacets du chemin montrent successivement les quartzites épais à gros grains colorés de quartz et les schistes cristallins redressés.

§ 3. — Les rives de l'Arly entre Flumet et Albertville.

C'est moins de 2 kilomètres en amont de Flumet, près des chalets de Morette, que l'Arly est descendu au dessous du trias et s'est, là encore, creusé une gorge profonde au milieu des schistes cristallins redressés; le pont qui franchit d'une seule arche le ravin profond et les maisons construites sur l'à-pic donnent à Flumet un aspect très pittoresque; les fondements des habitations sont faits sur un épais banc de quartzites, horizontaux et reposant sur les schistes cristallins redressés. D'ailleurs, la route entre Flumet et les chalets

de Morette reproduit la même coupe. Sous l'église et au bas de la route de la Giettaz affleurent des cargneules vacuolaires et bréchiformes d'une épaisseur de 6 à 8 mètres; certains bancs de ces cargneules sont presque du sable. Au dessus, en remontant la route de la Giettaz, on entre directement dans le lias schisteux; le lias inférieur calcaire, ici, comme sur tout le pourtour de la boutonnière de Mégève, n'existe pour ainsi dire pas, par suite d'un laminage étrange; quelques lambeaux près du confluent du torrent de la Giettaz et de l'Arly, d'autres près du village du Praz, d'autres encore près des chalets de la Motte au dessus de Mégève montrent cependant que ce niveau existe. A la descente du col des Saisies, c'est entre Excoffonière et Favray que je l'ai vu se laminer.

En continuant la route de Mégève, on voit affleurer, sous les cargneules de l'église de Flumet, des quartzites du type habituel et, quelque dix mètres plus loin, des quartzites inférieurs du type des grès vosgiens à gros éléments; au milieu d'une pâte quartzeuse, on a des grains roulés de quartz qui atteignent 2 et 3 centimètres de diamètre; une carrière y a été ouverte.

Quelques pas plus loin, la route montre la double discordance suivante :

Sur le bord de la route, un synclinal houiller a ses schistes qui butent en discordance angulaire contre les schistes sériciteux du terrain cristallin. Au dessus, couronnant les deux formations, l'on voit reposer horizontalement les quartzites du trias. Le synclinal houiller est mince; l'on rentre dans les schistes cristallins quelques pas plus loin. En continuant à cheminer, l'on rencontre encore un mince synclinal houiller peu net et sans importance et un second après que la route a passé sur la rive droite de l'Arly; mais la discordance du houiller et du cristallin y est beaucoup moins nette. Par contre, le banc horizontal des quartzites du trias se poursuit avec une merveilleuse continuité.

Le torrent qui descend du sommet de Bellecombe sur Morette montre une coupe du trias supérieur très épais en cet endroit et les quartzites qui affleurent à la jonction de ce cours d'eau et de l'Arly. Plus loin, jusque près de Mégève, la route nationale chemine continuellement dans les assises du lias. Entre Morette et le Praz, l'on rencontre plusieurs affleurements de tufs quaternaires.

Si nous revenons à Flumet et que nous prenons la route qui longe l'Arly, nous suivrons la bordure de la couverture sédimentaire jusqu'au pont du Flon; plus en aval, nous entrerons dans le houiller et les schistes cristallins que j'ai déjà décrits. Pour suivre la bordure du trias, il nous faudra prendre la nouvelle route qui conduit du pont du Flon à Héry et remonter de là jusqu'aux chalets d'Hauteville; ensuite nous verrons la couverture triasique redescendre brusquement sur Banges et sur les Molières d'Ugines. Entre le village de Flumet et le pont du torrent de la Giettaz, la route coupe en tranchée les quartzites du trias. Au dessous d'eux, sous le pont, les conglomérats du houiller prennent un beau développement. Sur la rive droite du torrent, les quartzites et les cargneules affleurent et remontent en amont jusqu'au moulin

de Landonnière. Le houiller reparaît dans deux petites carrières en face du point coté 975 mètres.

Plus en aval, au pied d'un mur de soutènement, l'on voit des quartzites foncés dans le bas et qui deviennent plus clairs dans le haut. Je crois que tous ces bancs, très concordants, représentent le trias et qu'aucun ne doit être attribué au houiller. J'ai eu souvent l'occasion de remarquer que le laminage donnait aux bancs altérés des quartzites du trias une teinte plus foncée. Quelques pas plus loin l'on entre dans le lias.

Près du pont de Flon, la route, taillée dans le roc, montre de belles parois, dues aux calcaires dolomitiques du trias supérieur. Ceux-ci sont traversés par de très nombreux filonnets de gypse, abondants surtout sur le chemin d'Héry. Les calcaires dolomitiques présentent de superbes plissements secondaires, larges de quelques dix mètres; ici, les quarzites affleurent dans le ravin au dessous de la route et le houiller s'enfonce sous ces derniers en discordance.

Entre Annuit et Héry, le trias supérieur est représenté par des cargneules d'un type exceptionnellement vacuolaire; celles-ci se continuent plus au sud-ouest, comme je l'ai dit. Aux Molières d'Ugines, les quartzites verts, assez compacts, ont un faciès curieux qui avait déjà attiré l'attention d'Alphonse Favre. Enfin, plus au sud, on ne les rencontre plus que sur la rive gauche de l'Arly, le long de la route qui mène d'Albertville à Venthon.

§ 4. — La bordure triasique de la boutonnière de Mégève.

Le trait caractéristique de celle-ci est l'extrême extension que prennent les quartzites et l'absence presque complète des cargneules et du lias inférieur calcaire.

Le laminage intense qu'ont dû subir ces deux terrains pour être ainsi réduits et l'extrême importance que prennent les deux niveaux voisins sont un des traits les plus curieux et les plus fréquents dans les phénomènes des plis couchés. Toutefois, quoique les quartzites du trias occupent sur la carte une étendue remarquable, leur épaisseur n'est guère plus forte qu'ailleurs; mais cette extension tient à ce que la vallée est très élargie en cet endroit et que la surface du terrain forme un angle faible avec le plan des quartzites qu'il coupe ainsi suivant un biseau très aigu.

En face du torrent de Cassioz, quand on vient de Flumet, l'on passe directement du lias aux quartzites et, immédiatement après, la nouvelle route traverse les schistes cristallins. Au point de jonction de l'ancienne et de la nouvelle route, l'on voit affleurer dans les prés des rochers formés par des tufs quaternaires. Pour retrouver les quartzites du trias, il faut remonter à droite et à gauche de la vallée dans les prairies, où les affleurements sont médiocres. Cependant, sur les rives du Planellet, la discordance avec le cristallin est bien visible, ainsi qu'à l'extrémité nord de la boutonnière à la jonction des routes de Combloux et de Saint-Gervais.

Près du hameau du Hodier, les quartzites du trias sont redressés et semblent s'enfoncer sous les schistes du cristallin; mais ce n'est qu'une apparence et, si l'on suit cette bande de quartzites, on peut, en tournant le bois Crétet (le bois où se trouve la chapelle marquée sur la carte à l'extrémité du Chemin de la Croix), les réunir avec les quartzites qui dominent le hameau du Feug et qui, tout à fait horizontales, reposent en discordance de 90° sur les schistes cristallins redressés. Les cargneules ne se montrent que dans le ravin de la Motte.

Résumé. — Au dessus des schistes cristallins redressés, le trias et le lias forment une couverture sédimentaire qui constitue un synclinal couché inférieur sur lequel s'est étendu le plus inférieur des anticlinaux couchés.

Cette couverture, formant synclinal, est la prolongation vers le nord du synclinal déjeté du col de Bâmont et du col de la Bâthie.

La partie droite de ce pli se continue dans l'axe de la vallée d'Hauteluce et va disparaître en profondeur au delà du torrent du Planay; au point où la racine droite du pli disparaît en profondeur, elle est recouverte par le premier anticlinal couché. La partie couchée de ce synclinal se suit au dessus de sa racine droite entre Planay et Hauteluce et se continue, de là, à Flumet, le long du col des Saisies.

Pour plus de simplicité, je n'ai décrit que le flanc normal de ce pli, dont la partie visible forme une frange de trias et de lias inférieur, sous laquelle les schistes cristallins et le terrain houiller vont s'enfoncer. Cette bordure se suit facilement le long de la vallée de l'Arly, entre Flumet et Albertville, représentée par le trias inférieur (quartzites) et le trias supérieur (cargneules et calcaires dolomitiques). Le lias inférieur fait presque toujours défaut.

Enfin on la retrouve sur le flanc de la boutonnière de Mégève où elle est représentée presque exclusivement par les quartzites du trias, au détriment des cargneules et du lias inférieur calcaire.

CHAPITRE XIX

Les lambeaux de recouvrement de Bisanne et de Crest-Voland.

De la couverture sédimentaire que nous venons de décrire, deux lambeaux détachés s'observent au sud du col des Saisies, à Bisanne et à Crest-Voland ; l'un et l'autre supportent les restes du premier anticlinal couché.

Comme chacun de ces deux lambeaux de recouvrement forme comme un îlot isolé de terrains sédimentaires au milieu des schistes cristallins, j'ai pensé préférable de les étudier ici, en indiquant simplement dans ses grands traits leur raccord avec le premier anticlinal couché, raccord dont le détail ne saurait être d'ailleurs qu'hypothétique.

§ 1er. — Le lambeau de recouvrement de Bisanne.

Si, près de Frumières, on quitte le chemin du col des Saisies pour se diriger vers le Signal de Bisanne, on traverse d'abord des prés et des broussailles où l'on ne voit affleurer que des blocs de schistes cristallins. Au dessus des chalets de Bisanne et en dessous du point coté 1743 mètres, les quartzites horizontaux reposent sur les schistes redressés du cristallin.

Ces quartzites supportent des cargneules qui atteignent sur ce versant une superficie relativement étendue, tandis qu'elles et les quartzites sont réduites à un mince liseré du côté de la Rosière et du sommet coté 1819 mètres. Au dessus des cargneules, le lias inférieur calcaire forme un banc d'un mètre d'épaisseur et le lias schisteux constitue le niveau supérieur épais de 4 à 5 mètres. C'est lui qui forme le sommet de la couverture sédimentaire, le cœur du synclinal inférieur couché. Au dessus, le premier anticlinal couché repose directement sous forme de cargneules.

De ce point, le plus voisin du col des Saisies, dirigeons-nous maintenant vers les fermes de Paschion. Les quartzites du trias, qui ont là de 12 à 15 mètres d'épaisseur, remontent brusquement, ainsi que les cargneules et que le banc du lias inférieur calcaire. Ce lias, qui prend d'ailleurs ici une épaisseur de 40 à 50 mètres et un développement très grand, va former le sommet même du Signal de Bisanne.

Comme on le voit, le lambeau de recouvrement, trace du premier anticlinal

couché, n'est nullement horizontal ; les quelques bancs de cargneules qui le constituent plongent de 30° à 40° à l'est.

En descendant du sommet sur les granges de Bisanne et en suivant une ligne de niveau pour rejoindre les chalets du même nom, on voit continuellement une bande de lias, épaisse d'une dizaine de mètres, qui sépare les cargneules inférieures de la couverture sédimentaire des cargneules supérieures

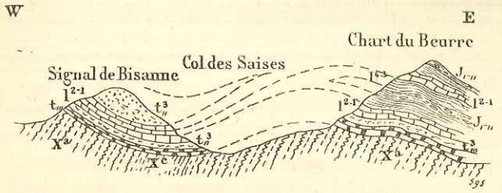


Fig. 24. — Coupe montrant les relations de l'anticlinal couché du Chart du Beurre et du lambeau de recouvrement de Bisanne.

Xa, schistes cristallins. Xc, schistes cristallins supérieurs. tm, quartzites du trias. t3-11, cargneules. l2-1, lias inférieur calcaire. l4-3, lias supérieur schisteux. J1-11, bajocien à miches.

du lambeau de recouvrement. Par suite de la disposition que nous venons de décrire du lambeau du premier anticlinal couché, une coupe faite depuis Cohennoz jusqu'au sommet de la montagne montrerait simplement, sur les schistes cristallins redressés, une bande peu épaisse de quartzites, une seconde de cargneules au dessus et cinq à six fois plus épaisse, et le lias calcaire, depuis là jusqu'à la cime. Enfin nous verrons qu'au Chart du Beurre le premier anticlinal couché est indiqué par le lias calcaire en son cœur et qu'il ne laisse pas apercevoir de trias ; au contraire, le trias supérieur seul forme en face de lui le lambeau de recouvrement de Bisanne.

§ 2. — Le lambeau de recouvrement de Crest-Voland.

On peut l'atteindre en partant de Bellecombe et en traversant le ravin du Nant-Rouge qui montre de superbes à-pics formés par les schistes cristallins supérieurs Xc. Un second chemin, mal tracé, y conduit depuis le col des Saisies à travers des bois et des prés marécageux où n'affleurent également que les schistes cristallins. Ce sont eux aussi que l'on traverse en venant depuis Bisanne.

La carte géologique du lambeau de Crest-Voland montre le centre formé par un disque de cargneules, qui a environ un kilomètre de diamètre.

Autour, un anneau très mince de lias est entouré lui-même par les cargneules et les calcaires dolomitiques, qu'enchâsse un troisième anneau formé par les quartzites du trias.

Si, au lieu du plan, nous examinons la coupe, nous verrons au dessus des schistes cristallins :

Des quartzites, trias inférieur ;
Des cargneules et des calcaires dolomitiques, trias supérieur ;
Les dépôts du lias ;
Des cargneules, trias supérieur.

Ces dernières représentent, de nouveau, les restes du premier anticlinal couché.

Si l'on fait la coupe en venant du col des Saisies, on voit les quartzites de la base qui présentent un faciès particulier et où l'on a ouvert des carrières de sable ; les cargneules sont vacuolaires et presque jamais bréchiformes. En ce point, entre les deux bancs de cargneules de la base et du recouvrement, le lias est réduit à une mince bande qui se suit à travers les prés. Mais en contournant le mamelon à gauche, au dessus du Cerny, l'on voit les schistes noirs du lias prendre un développement de pluzieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Le sentier les entame profondément, moins toutefois que les deux ravins qui descendent de la croupe sur les villages du Crest et de Crest-Voland.

En descendant sur le Cerny, l'on traverse successivement les cargneules et les quartzites qu'on abandonne bientôt pour le cristallin, si l'on se dirige sur Cohennoz. Si, au contraire,l'on prend le chemin de Notre-Dame de Bellecombe, on suit presque continuellement le contact des cargneules et des quartzites. Celui-ci passe depuis Crest-Voland sur le bord du ravin du Nant-Rouge par les chalets du Manier et du Passage où les bancs durs des quartzites forment de petits ressauts rocheux dans les prés.

La cargneule qui forme le lambeau de recouvrement monte jusqu'au sommet de la Chast à 1612 mètres et occupe tout le plateau en dos d'âne qui forme la croupe la plus élevée. Il n'est pas, comme celui de Bisanne, localisé sur un flanc de la montagne et très fortement incliné. Néanmoins, il n'est pas complètement horizontal et penche d'une dizaine de degrés dans le même sens que celui de Bisanne. Ici encore le trias supérieur seul forme les restes du premier anticlinal couché, tandis qu'en face, au Chart du Beurre et aux Évettes, ce pli n'est représenté que par le lias inférieur calcaire.

A Crest-Voland et, par conséquent, à Bisanne, le cœur de trias du premier anticlinal couché, quoiqu'il n'en reste que des témoins, a dû s'avancer beaucoup plus loin au nord qu'il ne l'a fait à l'est, au Chart du Beurre.

Enfin, sur le chemin qui mène de Crest-Voland à Saint-Nicolas et en dessous de Bellecombe, dans le coin formé par l'Arly et le Nant-Rouge, on a deux minces lambeaux détachés de la couverture sédimentaire et qui montrent, le premier les quartzites et les cargneules, le second les quartzites seules.

Résumé. — A Bisanne et à Crest-Voland, l'on a sur les schistes cristallins deux îlots de terrains secondaires qui montrent chacun sur la couverture sédimentaire formée par les quartzites, les cargneules et le lias, les restes du premier anticlinal couché représenté par les cargneules, c'est-à-dire par le trias supérieur.

CHAPITRE XX

Le Mont-Joly. — Les trois anticlinaux couchés inférieurs, dans la vallée d'Hauteluce et le cirque du col Joly.

§ 1er. — Introduction.

Nous avons dit, en commençant le chapitre XVIII, que le Mont-Joly était formé par l'empilement de six plis anticlinaux couchés et que, par suite de leur inclinaison générale au nord-est, les trois plis inférieurs disparaissaient en profondeur sur les rives de l'Arve. Ces trois anticlinaux ont un intérêt tout particulier, parce qu'ils montrent le raccord entre leur racine droite et leur partie couchée, au fond de la vallée d'Hauteluce, dans l'hémicycle formé par le versant sud-ouest du col Joly.

Le versant nord-est de ce col présente moins d'intérêt, parce que l'érosion a dénudé beaucoup moins profondément les plis ; néanmoins on y retrouve la racine droite des trois plis anticlinaux supérieurs. Pour plus de simplicité, je vais numéroter les anticlinaux du Mont-Joly en appelant I le plus inférieur, II celui qui le surmonte, et ainsi de suite jusqu'à VI qui représentera l'anticlinal couché du sommet de la montagne. L'anticlinal inférieur I ne montre des affleurements que sur les versants ouest et sud du massif du Mont-Joly ; au nord et à l'est il reste en profondeur.

Le pli II et le pli III se réunissent en un seul anticlinal sur le versant sud du même massif, par suite de la suppression du synclinal intermédiaire. C'est donc sous forme d'une seule bande anticlinale II-III que ces deux plis affleurent à l'est, au nord et à l'ouest de la montagne.

Dans ce premier chapitre nous étudierons *le passage des racines droites à des plis couchés*, que présente la vallée d'Hauteluce, c'est-à-dire les versants sud et sud-ouest de la montagne ; dans un chapitre suivant je donnerai la description de la partie couchée des mêmes plis, c'est-à-dire des autres versants du Mont-Joly et des premiers contreforts des Aravis, qui, à la base de la chaîne, forment le côté nord-ouest de la vallée de l'Arly, entre Ugines et Sallanches.

§ 2. — Le pli anticlinal I.

Ce pli est probablement la prolongation au nord d'un anticlinal droit que nous avons vu naître à la descente du col de la Bâthie sur Arêches, passer à peu près dans l'axe de cette vallée et sous la ville même de Beaufort. En tous cas, il se montre bien marqué aux Curtillets, entre le synclinal qu'on suit de ce village à Hauteluce par le chemin muletier des Traverses et un second synclinal situé plus haut sur le flanc de la montagne et qui montre deux grands escarpements de lias directement au dessus des Curtillets. L'anticlinal est formé ici par une bande de trias, au milieu des calcaires et des schistes du lias. Le pli suit grossièrement une ligne de niveau à mi-flanc de la montagne d'Outray, et deux bonnes coupes en sont données par les deux torrents qui limitent les pâturages des Traverses. Comme le pli suit une ligne de niveau et que la vallée augmente de plus en plus d'altitude en amont, il finit par atteindre le bas de la vallée près du hameau de Tovachet et disparaît sous les dépôts glaciaires qui occupent le fond de cette dernière. Cependant on le voit affleurer dans le lit même du torrent au hameau des Rovers et directement en contre-bas de celui d'Annuit, où j'ai signalé la présence du lias, formant à la fois le niveau supérieur de la couverture sédimentaire en repos normal sur le cristallin et le cœur du synclinal couché inférieur ; l'inclinaison de ces couches de lias montre qu'elles vont s'enfoncer sous le torrent, lequel coule sur des quartzites d'un niveau inférieur, riches en gros noyaux de quartz ; entre ces quartzites et le lias, la rive droite montre une mince bande de cargneule. Sur la rive opposée, un moulin est construit sur des poudingues houillers que j'ai vus lorsqu'on creusait les fondements de la maison, mais qui, je crois, ne sont plus visibles maintenant.

En amont, l'anticlinal disparaît sous les alluvions glaciaires du fond de la vallée et nous n'allons le voir apparaître à nouveau qu'au point où il commencera à se coucher en avant, tout en s'enfonçant en profondeur.

C'est entre le torrent du Planay et celui des Gibloux qu'on peut observer ce phénomène. Nous avons montré que le trias de la couverture sédimentaire, soubassement des plis couchés, s'enfonçait en profondeur, un peu au nord de la traversée du ravin du Planay.

Sur la rive droite du torrent des Gibloux, l'on voit le trias disparaître en profondeur, tandis que le lias superposé décrit en affleurement une courbe de plus d'un demi-cercle. Ici, la bande de trias forme un genou, la partie supérieure étant horizontale, la partie inférieure inclinée de 40° à 50° dans le sens de la pente de la montagne, c'est-à-dire au sud-est.

La bande de lias, dans le bas, repose contre et sur le jambage incliné de trias et possède une inclinaison analogue; elle forme au dessus du trias le même genou. Mais comme l'érosion l'a coupé en biseau, l'on est obligé de suivre en biais le jambage redressé du genou, jusqu'au coude où l'on ren-

contre alors le jambage horizontal qu'on suit aussi en biais, mais en revenant en aval jusqu'au dessus du point d'où l'on était parti.

Si le coude du genou était très brusque, il y aurait un moment précis où l'on changerait de direction et l'affleurement du lias aurait la forme d'un chevron reposant sur le flanc de la montagne avec sa pointe tournée du côté du col Joly. Comme la partie couchée du pli et sa racine droite se rejoignent par une courbe douce, l'affleurement de lias prend la forme d'un demi-cercle.

J'ai décrit en détail l'allure de cet affleurement de lias, parce que tous les anticlinaux et les synclinaux superposés présentent le même phénomène avec peu de variantes. *On peut comparer tous ces plis à une série de quarts de cylindres, emboîtés les uns dans les autres et coupés ensuite en biseau.*

Sur le terrain, pour observer la bande de lias dont je viens de chercher à expliquer l'allure tectonique, il faut quitter le chemin du col Joly, une centaine de mètres avant la traversée du torrent des Gibloux, et prendre un sentier à gauche qui conduit au hameau du Planay. Le chemin marche sur les schistes du lias, dont on voit les couches encore assez redressées au début qui changent de direction et d'inclinaison à chaque pas et se recouvrent les unes les autres comme les tuiles d'un toit. Elles tournent en même temps que le sentier. La chapelle du hameau est construite sur ces couches synclinales du lias. De là elles passent dans le torrent des Gibloux où on les voit former un coude, devenir horizontales et, revenant alors en arrière, affleurer dans les prés en une bande située au dessus de la traînée triasique de la couverture sédimentaire.

La bande de trias qui représente le premier anticlinal couché ressort aussi de dessous les alluvions et le glaciaire du fond de la vallée, à peine en aval du point où le chemin du col Joly traverse le torrent des Gibloux et suit en affleurement la bande de lias que je viens de décrire en détail.

Au point où elle atteint le torrent des Gibloux, elle montre des quartzites verts à noyaux de quartz rose et des calcaires dolomitiques qui affleurent dans le lit du torrent et décrivent un quart de cercle en même temps que ce dernier; sur la rive gauche du torrent, le synclinal suivant montre un ou deux affleurements de schistes du lias au dessous du placage glaciaire qui recouvre en grande partie la pente entre le torrent des Gibloux et celui de Nant-Pulain.

Remontons maintenant le torrent des Gibloux en même temps que l'anticlinal I jusqu'au bas de la chapelle du Planay; en ce point, le trias qui forme l'anticlinal n'est plus représenté que par des cargneules fortement vacuolaires qui remontent sur la rive gauche du torrent et forment un ou deux escarpements dans les prés très inclinés.

En ce point, le torrent franchit en cascade la barre calcaire que forme le lias du synclinal inférieur; au dessus, il s'est creusé une gorge au bas de laquelle il coule dans les cargneules. Celles-ci ont donc passé de la rive gauche dans le fond du torrent, en se couchant; elles se prolongent depuis là sur la rive droite en une barre horizontale de cargneules qui affleure droit au dessus

de la barre synclinale de lias et qu'on peut suivre jusqu'aux chalets des Mouilles. Mais cette bande couchée triasique n'est pas unique; elle s'est dédoublée et enserre en son milieu une bande de lias. Entre la racine droite et la partie couchée de cet anticlinal I, il est donc né un synclinal secondaire, qui n'existe que dans la partie couchée du pli, et qui, peu important du reste, n'est pas encore visible au point où le pli se couche dans le torrent des Gibloux et ne l'est déjà plus au dessus des Sougeais.

Un peu après avoir traversé le torrent, la bande triasique supérieure laisse apercevoir les quartzites au milieu des cargneules et des calcaires dolomiti-

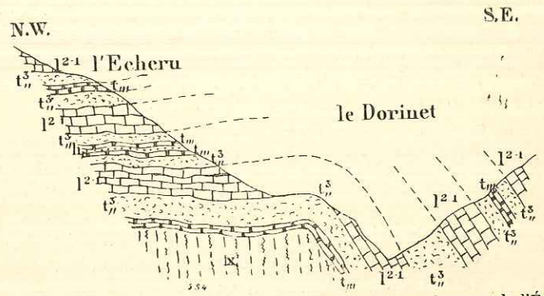


Fig. 25. — Coupe des plis anticlinaux couchés I et II, au dessous de l'Écheru.
X, schistes cristallins. h_1, houiller. t_m, quartzites du trias. t^3_{II}, cargneules. l^{2-1}, lias inférieur calcaire.

ques; le pli s'ouvre même jusqu'au houiller, mais sur un espace restreint. Au dessus des chalets de l'Écheru, *chez Ligeon*, les cargneules sont remplacées par des gypses où la pluie a creusé les entonnoirs habituels; plus loin au dessous des Esserts, les cargneules forment plateau et l'affleurem en s'élargit; il diminue brusquement près des Sougeais et le trias cesse d'affleurer au delà de ces chalets, dans le haut du torrent situé en amont du village d'Hauteluce où l'anticlinal est alors représenté par des calcaires spathiques du lias inférieur, où j'ai retrouvé de nombreux restes de Fucoïdes.

Ces calcaires spathiques forment un banc peu épais à la base du lias calcaire; ils existent aussi au col du Bonhomme, dans la même situation, et M. Révil y a trouvé *Arietites* cf. *ceras* (Giebel).

Cette barre anticlinale de lias calcaire est bordée par deux synclinaux au centre desquels affleure le jurassique inférieur, le bajocien. Elle suit à peu près une ligne de niveau et va ainsi contourner le sommet secondaire du Chart du Beurre, comme nous le verrons dans le chapitre suivant.

§ 3. — Le pli anticlinal II.

Ce pli, comme le précédent, affleure sur la route entre Beaufort et le village

des Curtillets. Au sud, le raccord se fait peut-être comme pour le pli I et avec le même anticlinal, né à la descente du col de la Bâthie sur Arêches. Mais à la traversée de la vallée de Beaufort, les plis ont été enlevés par l'érosion bien en dessous de leurs charnières formées par les terrains secondaires; aussi le raccord des anticlinaux triasiques et des synclinaux du lias avec les plis situés au sud est-il hypothétique dans ces conditions.

Quel que soit ce raccord, les cargneules affleurent au bord de la route, en dessous des Curtillets, et, en montant dans les prés, on peut observer à droite et à gauche des cargneules les schistes noirs du lias. Les torrents des Traverses donnent l'un à l'autre une bonne coupe de ce pli qui, là, repose sur un synclinal de lias calcaire et en supporte un autre où le lias supérieur schisteux apparaît au centre du pli entre deux jambages de lias inférieur calcaire.

Ce pli II suit le pli I à une altitude supérieure et, comme lui, vient disparaître sous les alluvions du fond de la vallée; mais comme il est à un niveau plus élevé, il disparaît un peu plus en amont que l'anticlinal I.

Un des torrents qui descendent du col Joly se jette dans le torrent des

Fig. 26. — Coupe du Nant des Gibloux, montrant à la partie où les plis se couchent la superposition plusieurs fois répétée du trias et du lias, formant les anticlinaux et les synclinaux superposés.
t^3_{II}, cargneules et calcaires dolomitiques. l^{2-1}, lias inférieur calcaire.

Gibloux, 200 mètres avant que tous deux viennent passer sous le pont du chemin du col Joly réunis en un seul cours d'eau. Ce second torrent, très encaissé et qui roule un moindre volume d'eau, est appelé dans le pays *le torrent des Gibloux* comme le torrent précédent. Ni l'un ni l'autre n'ont du reste de nom sur la carte; pour éviter toute confusion, je l'appellerai *le Nant des Gibloux*. C'est près du point où le Nant des Gibloux se jette dans le torrent du même nom que le lias du synclinal qui sépare les plis I et II le traverse, pour remonter à travers les prés de sa rive droite. Il se couche au haut de la prairie en pente et vient former, au dessus du premier anticlinal de trias, une bande qui est déjà horizontale au point où elle traverse le torrent des Gibloux. Cette bande horizontale de lias se continue en aval du versant droit de la vallée d'Hauteluce par les Esserts et s'ouvre jusqu'au bajocien au col de la Légette.

Le trias du pli anticlinal II reproduit, suivant une courbe légèrement plus

grande, les mêmes phénomènes que le synclinal liasique qui le supporte et que je viens de décrire.

Il traverse sous forme d'une bande horizontale de cargneules le torrent des Gibloux et remonte, à mi-côte des pâturages de Plan-Mermin. Avant déjà que de traverser le torrent de Belleville, l'anticlinal montre un banc très épais de quartzites au milieu des cargneules.

Ce pli vient former ensuite la crête en forme de demi-cercle qui borde le bassin de réception du torrent de Plan-Dernier. Cette arête se prolonge jusqu'au col de la Légette. Au dessus du chalet des Mouilles, la bande de quartzites a disparu, et, en continuant le sentier qui suit la crête, l'on passe brusquement de la cargneule sur les calcaires et les schistes du lias, pour retrouver les cargneules quelques dix mètres plus loin. Si l'on descend sur le versant de la montagne, l'on voit que cette alternance du trias et du lias est due à une faille locale d'affaissement, comme le montre le croquis ci-joint.

Sur le versant de cette arête qui domine le bassin de réception du torrent

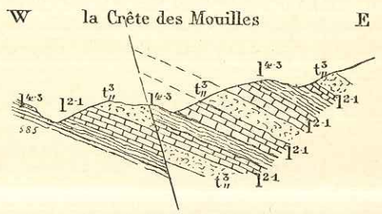


Fig. 27. — Croquis montrant la faille d'affaissement de la crête des Mouilles.

t^3n, cargneules et calcaires dolomitiques. l^{2-1}, lias inférieur calcaire. l^{4-3}, lias supérieur schisteux.

de Plan-Dernier, entre les points cotés 1832 et 1979, le synclinal supérieur amène en contact anormal les calcaires du lias inférieur directement au dessus des quartzites du trias, et ces deux bancs forment, dans les prés, un ressaut rocheux facile à retrouver.

Le trias du pli II ne dépasse pas le sommet de l'arête médiane et le lias inférieur calcaire marque seul le passage de l'anticlinal sur le versant de Mégève. Nous verrons qu'alors le pli vient se confondre avec le suivant (III) par suite de la disparition du synclinal intermédiaire près du sommet du Calvaire coté 2041 mètres.

§ 4. — Le pli anticlinal III.

Cet anticlinal, au dessus de Beaufort, est représenté par des quartzites inférieurs du trias, du type des bésimandites; ces quartzites descendent jusqu'au bord du sentier qui relie les habitations des Curtillets à celles des Outards; plus au sud, elles ont été supprimées par l'érosion; au nord-est, cette bande de trias se dirige vers la rive aval du lac de la Girotte; mais avant de l'at-

teindre et au delà du torrent des Revers, elle se complique beaucoup, et sur la rive gauche du lac on peut y reconnaître deux anticlinaux houillers, deux autres formés par les quartzites du trias au milieu des cargneules, et un cinquième anticlinal ouvert jusqu'au cristallin.

Comme cet anticlinal cristallin seul se prolonge et, traversant le torrent de Nant-Pulain, vient former la racine du pli couché III, je laisserai de côté l'étude des quatre autres plis du bord du lac de la Girotte, parce que je l'étudierai en même temps que les plis couchés supérieurs.

L'anticlinal III, délimité comme je viens de le faire, est encore le plus important de ceux que nous étudions en ce moment-ci, car et sa racine droite et sa partie couchée offrent une puissance que nous n'avions pas vue avec les anticlinaux I et II.

Une première coupe est donnée par le chemin du col d'Outray. Au dessus du lias et des cargneules, à la lisière supérieure de la forêt, les quartzites inférieurs de cet anticlinal forment des arêtes rocheuses dans des prés couverts de rhododendrons; au point coté 1848 mètres, le chemin tourne à droite et entre dans une tranchée naturelle. Celle-ci est faite au milieu des calcaires dolomitiques et des cargneules qui, plus tendres, donnent une combe au milieu des quartzites du trias.

Ce trias supérieur forme un synclinal qui limite le pli que j'étudie et le pli couché au dessus, l'anticlinal d'Outray. L'anticlinal III peut être suivi au milieu des pentes couvertes de broussailles jusqu'au bord du torrent du Rovers qui permet d'en faire une bonne coupe. On peut aussi l'étudier dans les prés qui longent le chemin conduisant d'Hauteluce au lac de la Girotte. Sur ce chemin, les quartzites du trias sont bien développés, mais les affleurements du houiller et du cristallin sont en partie masqués par les éboulis dans le bois. Pour retrouver ces deux terrains, il suffit d'aller toucher les rochers qui émergent au milieu des prés, à droite du chemin.

Le pli se continue sur le flanc de l'escarpement qui soutient le lac de la Girotte. En montant directement à travers bois, depuis le moulin du Rovers aux chalets de la Commanderie, l'on traverse d'abord le glaciaire du fond de la vallée qui recouvre les anticlinaux I et II et l'on rencontre au dessus le lias qui forme la berge de gauche du Dorinet. Depuis là, l'on grimpe sur les calcaires dolomitiques et des schistes dorés du trias supérieur. Ceux-ci supportent des quartzites qui n'ont pas le faciès de grès quartzeux des niveaux habituels. Ils ont presque l'aspect des calcaires phylliteux, si développés dans la zone du Briançonnais, mais ils s'en distinguent par leur extrême teneur en silice. Ces quartzites schisteux passent latéralement aux schistes bariolés du trias et présentent toutes les couleurs, depuis le rouge lie de vin et le violet jusqu'aux diverses teintes du vert. A la traversée du torrent de Nant-Pulain, l'anticlinal montre le cristallin que le cours d'eau franchit en cascade et, au dessus, les quartzites et les cargneules qui forment le fond du vallon brusquement élargi.

Au point coté 1490 mètres, au passage du pont, les quartzites phylliteux

sont remplacés par des roches du type ordinaire, gréseux; ces quartzites affleurent sous le pont du torrent de Nant-Pulain et sont surmontés par des cargneules qui forment le jambage du synclinal supérieur, dont le cœur est marqué par le grand escarpement du lias calcaire qui domine la rive droite de l'émissaire du lac. Mais les quartzites du faciès des calcaires phylliteux sont de nouveau très développés à la traversée du Nant des Gibloux, et, en remontant le ravin et les prairies de la rive droite, on peut les voir se coucher de plus en plus. En même temps quelques bancs de quartzites supérieurs gréseux affleurent, lorsqu'on se rapproche des chalets des Granges.

Le pli anticlinal III subit alors une brusque diminution en épaisseur, diminution qui provient de l'extrême compression au point de courbure, et pendant un kilomètre environ, entre les chalets des Gorges et de la Chaudanne, il cesse de montrer des quartzites au milieu des cargneules.

Depuis la Chaudanne, le pli, au lieu d'avoir une trace horizontale, monte suivant un plan, incliné de 30° à 40° est, sur celui de l'horizon et vient former un grand affleurement au col Véry, appelé aussi le col de la Croix de Pierre. Sur tout cet espace, le versant de la montagne peu incliné coïncide plus ou moins avec le plan anticlinal triasique qui est marqué par un large affleurement et par une bande de quartzites entre deux niveaux de cargneules et de calcaires dolomitiques. Le trias descend également sur le versant de Mégève et on peut l'observer sur la pente douce qui relie le col de Véry aux pâturages et aux chalets du même nom. Plus loin, sur ce versant, le pli anticlinal n'est plus marqué que par une bande de lias calcaire qui s'est réunie avec celle qui prolonge au nord l'anticlinal II.

Nous verrons dans un chapitre suivant l'allure de ces différents plis sur le versant nord.

Résumé. — Trois anticlinaux couchés forment la base du Mont-Joly; trois autres forment la partie supérieure de la montagne. Les trois plis inférieurs ont chacun leur racine droite sur le versant nord-ouest de la montagne d'Outray et au fond de la vallée d'Hauteluce; à la montée du col Joly, dans le haut de la vallée, chaque racine droite se raccorde avec la partie couchée du même pli par un affleurement en demi-cercle, qu'on peut suivre sans discontinuité. Les parties couchées des anticlinaux forment des plans légèrement inclinés au nord-est et qui atteignent successivement l'arête située entre le col des Saisies et le mont des Aiguilles. Sur les deux versants de la vallée d'Hauteluce, ces plis anticlinaux sont représentés par les divers niveaux du trias, rarement par ceux du houiller et du cristallin, et sont séparés par des synclinaux de lias. Ils se continuent sur le versant de la montagne qui regarde Mégève et sont alors représentés par le lias inférieur calcaire entre des synclinaux de lias supérieur schisteux.

On peut comparer tous ces plis à une série de quarts de cylindres, emboités les uns dans les autres et coupés ensuite en biseau par la vallée.

CHAPITRE XXI

Les deux plis couchés supérieurs, sur les bords du lac de la Girotte et au col Joly.

Entre la rive droite du lac de la Girotte et les chalets de la Commanderie naissent quatre plis anticlinaux, qui ont en ce point un kilomètre de longueur et qu'il est difficile de raccorder d'une manière sûre avec les deux anticlinaux que l'on rencontre en aval et sur l'autre rive du lac. Cependant les deux faisceaux de plis sont la prolongation l'un de l'autre, puisqu'ils sont limités au sud-est par l'anticlinal d'Outray et au nord-ouest par l'anticlinal couché III, deux plis sur la continuité desquels il n'y a aucun doute.

Aussi vais-je étudier d'abord les plis situés entre le lac de la Girotte et la Commanderie, et ensuite ceux qui remontent depuis la rive droite du lac jusqu'au col Joly.

§ 1er. — Les quatre anticlinaux de la rive gauche du lac de la Girotte.

Ces plis peuvent être subdivisés en deux groupes : le premier groupe comprend les deux anticlinaux situés plus en amont au bord du lac; ils sont représentés par le terrain houiller qui perce au milieu des calcaires dolomitiques et des cargneules, sans être bordés par des quartzites, si ce n'est d'une manière très locale au haut du torrent de la Commanderie. Sur le bord même du lac, le plus aval de ces deux plis fournit de l'anthracite aux chalets du voisinage, et l'on y a creusé un commencement de galerie qui s'observe facilement lorsque l'on suit le sentier qui longe le rivage. Sur le sommet de la croupe qui domine le lac et sur le versant de la Commanderie, le terrain houiller est formé principalement par des grès, et non plus par des schistes riches en anthracite, comme au bord de l'eau. Les deux anticlinaux houillers sont séparés entre eux et des plis voisins par des synclinaux formés par les cargneules du trias supérieur. Ils s'enfoncent en profondeur déjà avant d'avoir atteint le bas du vallon de la Commanderie où les cargneules seules sont alors visibles.

Le second groupe comprend les deux anticlinaux situés en aval et cons-

titués par des quartzites du trias du niveau inférieur, par des bésimaudites.

On les observe sur le versant du lac de la Girotte, en remontant le ravin le plus aval de la rive gauche et qui descend du point coté 1934 mètres. Il est difficile de les suivre sur le sommet du dos d'âne qui sépare la vallée du lac de la combe de la Commanderie, où les prairies montrent peu d'affleurements. Cependant, dans le bas de ce vallon, l'on a de nouveau une très bonne coupe en suivant une ligne de niveau légèrement au dessus des chalets. En faisant une coupe complète depuis le cristallin du cœur de l'anticlinal couché III jusqu'au houiller de l'anticlinal d'Outray, on rencontre successivement :

Cristallin, houiller (anticlinal III) ;
Cargneules, lias, cargneules (synclinal) ;
Quartzites du type des bésimaudites (anticlinal aval du deuxième groupe) ;
Cargneules, calcaires dolomitiques, cargneules (synclinal) ;
Quartzites du type des bésimaudites, houiller (anticlinal amont du deuxième groupe) ;
Cargneules (synclinal) ;
Houiller (anticlinal aval du premier groupe) ;
Cargneules (synclinal) ;
Houiller (anticlinal amont au premier groupe) ;
Cargneules, calcaires dolomitiques (synclinal) ;
Houiller (anticlinal d'Outray).

Cette coupe, pour être bien étudiée, demande de remonter ou de redescendre plus ou moins sur le versant du vallon de la Commanderie, parce que l'on a à travers les prés une série d'affleurements rocheux qui ne percent pas tous exactement sur la même ligne de niveau.

Les quartzites de l'anticlinal situé en aval vont se confondre avec celles du pli couché III en contre-bas des chalets de la Commanderie ; en effet, le synclinal de cargneules qui séparait ces deux bandes de quartzites a disparu ici, enlevé par l'érosion.

Le second anticlinal de quartzites, situé en amont, suit la crête qui domine la vallée d'Hauteluce et qui sépare celle-ci du vallon de la Commanderie. Mais, à la hauteur des chalets, ces roches cessent d'affleurer ; elles ont disparu sous les cargneules qui un peu plus bas cessent elles-mêmes de se montrer ; elles ont été enlevées par l'érosion. Les cargneules qui séparaient ce pli du pli anticlinal couché III descendent latéralement assez bas sur la pente qui domine Belleville et vont même toucher momentanément le terrain houiller, tandis que les quartzites intermédiaires cessent d'affleurer, sur un court espace du reste.

§ 2. — Les anticlinaux couchés supérieurs IV et V, entre le lac de la Girotte et le col Joly.

Ces plis sont au nombre de deux, dont l'un se dédouble à la montée du col. Ils sont séparés du pli anticlinal III par un synclinal de cargneules que nous

venons d'étudier tout à la fin du paragraphe précédent, et qui déjà sur le versant de gauche du lac de la Girotte s'ouvre jusqu'au lias. Sur l'autre rive du lac, le synclinal reste semblable, mais le centre de lias prend un développement considérable et forme un grand escarpement qui domine la rive droite de l'émissaire du lac. Cet escarpement est oblique à l'axe du synclinal, et, depuis le versant du col Véry situé en face, l'on voit parfaitement les couches former un V renversé.

La limite entre le lias inférieur calcaire et le lias supérieur schisteux est souvent difficile à placer, parce que les deux faciès passent graduellement de l'un à l'autre. Cependant je crois que c'est au passage du torrent des Gibloux qu'il faut placer le point où le synclinal s'ouvre et où une bande de lias supérieur schisteux vient affleurer en son centre.

Au delà de ce point, le synclinal se couche et vient tourner en affleurement au dessus du pli anticlinal III. Il traverse la crête de la montagne entre les pics secondaires cotés 2042 et 2289 mètres ; il longe à mi-hauteur le versant nord du mont des Aiguilles, à travers les pentes ravinées et infranchissables qui dominent les éboulis du *Dos de Chèvre*.

L'anticlinal couché IV. — Revenons maintenant au bord du lac de la Girotte. A la sortie de l'émissaire, point coté 1736 mètres, on est encore sur les quartzites inférieurs du trias.

Mais quelques mètres plus loin, sur la rive droite, l'on rencontre les cargneules et, au dessus, le lias qui forme le sommet du mamelon. L'autre versant de la colline est formé par les cargneules, peu inclinées au nord-est, au dessus desquelles on observe le houiller, dans le chemin qui monte de Nant-Pulain au bord du lac ; sur cet anticlinal houiller repose un synclinal entièrement formé par le lias.

Le pli anticlinal monte sur la croupe arrondie qui domine le lac à droite, et, dès le début de sa descente sur Nant-Pulain, les cargneules de son flanc normal cessent d'être visibles. Le pli descend ensuite au fond du vallon de Nant-Pulain et remonte sur l'autre versant. Jusqu'au point coté 1661 mètres, il est représenté par des grès houillers, à grain de grosseur variable, mais criblés de paillettes de mica blanc. Au point 1661 mètres, en dessus des chalets des Péchettes, l'anticlinal forme un fort ressaut de rocher au milieu de la prairie qu'il a semée de blocs d'assez grandes dimensions. Il est alors bordé par quelques blocs de quartzites du trias et plonge rapidement en profondeur.

Plus loin, l'anticlinal est représenté par les calcaires dolomitiques et par les cargneules au milieu des calcaires du lias ; il vient se coucher et tourner en affleurement dans le haut du Nant des Gibloux, dans la branche de gauche et dans le ravin principal qui descend du chalet des Planes situé sur la crête du col Joly. Peu après avoir traversé le ravin, la bande de trias disparaît, et l'anticlinal, alors complètement couché, n'est plus représenté que par un grand abrupt de lias calcaire. Cet abrupt passe par le sommet coté 2289 mètres de la crête qui descend du mont des Aiguilles au col Véry. La bande anti-

clinale de lias calcaire se continue sur l'autre versant, au haut de l'escarpement.

L'ANTICLINAL COUCHÉ V. — Nous avons dit qu'un synclinal où n'affleure que le lias sépare l'anticlinal que je viens de décrire du pli suivant, l'anticlinal situé en amont. Depuis le bord du lac jusqu'à la base du col Joly, il est marqué par une mince bande de grès houillers, qui reposent sur le lias et qu'une traînée synclinale de cargneules sépare de l'anticlinal suivant, de l'anticlinal d'Outray. A la hauteur des Péchettes, la bande houillère disparaît et le pli est représenté par une bande de trias, par des cargneules et des calcaires dolomitiques, que bordent à l'est et à l'ouest deux synclinaux de lias.

En continuant à monter, on voit la bande de trias qui se dédouble, tandis qu'une traînée de lias affleure alors au milieu. Autant que j'ai pu le voir, dans ces prés, où les affleurements rares et mauvais rendent l'étude géologique très difficile, ces deux bandes de trias appartiennent au même pli; la première, plus à l'est, représente la racine droite ou déjetée, tandis que la seconde, à l'ouest, est formée par la partie couchée de l'anticlinal.

L'une et l'autre bande de trias traversent le col et descendent sur le versant des Contamines. Mais tandis que la première, qui forme la racine droite, descend directement sur les chalets des Tiers et, là, s'enfonce en profondeur, la seconde se recourbe brusquement sur elle-même, traverse à nouveau la crête du col et, tout au haut du versant du mont des Aiguilles qui regarde Hauteluce, va passer sur la crête, 100 mètres au dessous de la cime (2487 m); elle se continue au delà sur le versant de Mégève. J'ai suivi ce pli jusque sur la crête; entre le col Joly et ce point il est marqué par un banc de quartzites du trias que supportent et surmontent les cargneules et les calcaires dolomitiques. Les quartzites ont moins d'un mètre d'épaisseur; chacun des bancs du trias supérieur, cargneules et calcaires dolomitiques, n'atteint pas 2 mètres. Sur le versant de Mégève, le pli se poursuit à travers un escarpement absolument infranchissable; mais il m'a semblé que le trias y disparaissait bientôt; plus loin, l'anticlinal marqué par un ressaut de lias inférieur calcaire passe au dessus du Pavillon du Mont-Joly; il s'est réuni, à la suite du pli anticlinal IV, à la traversée de cette paroi que je n'ai pas pu atteindre.

La racine droite de cet anticlinal V se continue, comme trias, jusqu'en dessous des chalets des Tiers, comme je l'ai déjà dit. A la descente du col, le pli est marqué par une bande de lias calcaire qui vient aboutir à Beaulieu et disparaît alors sous les alluvions de la vallée du Bon-Nant. C'est ce que nous étudierons dans le chapitre prochain. Nous y verrons aussi qu'un anticlinal couché et qui ne tient plus à sa racine droite forme l'escarpement du sommet du Mont-Joly et du mont des Aiguilles.

Résumé. — Les deux anticlinaux couchés supérieurs IV et V se sont dédoublés en quatre plis sur la rive gauche du lac de la Girotte; ceux-ci n'ont qu'un kilomètre de longueur; ce sont deux anticlinaux de quartzites du trias

en aval et deux anticlinaux houillers en amont, sur le bord du lac. Ils sont séparés par des synclinaux où n'affleurent que les roches du trias supérieur, cargneules et calcaires dolomitiques, sauf dans le synclinal qui limite l'anticlinal couché III où le lias apparaît. Sur la rive droite du lac, l'anticlinal IV est formé d'abord par le houiller, puis par les cargneules, jusqu'au haut du Nant des Gibloux; il est alors complètement couché et formé seulement par un abrupt de lias calcaire qui va rejoindre la suite de l'anticlinal V sur le versant de Mégève.

Le pli V commence comme houiller au bord du lac de la Girotte, puis se continue comme trias supérieur; en ce point, il se dédouble en deux traînées triasiques, dont l'une, représentant la racine droite du pli, va s'enfoncer en profondeur sur le versant nord-est du col Joly en dessous des chalets des Tiers; cette racine droite se poursuit comme lias calcaire jusqu'à Beaulieu, au bord du Bon-Nant. L'autre traînée, qui marque la partie couchée du même anticlinal, descend un instant sur le versant nord-est du col Joly et, revenant sur celui d'Hauteluce, franchit la crête de la montagne une centaine de mètres au dessous du sommet des Aiguilles. Sur le versant de Mégève, le pli se continue par un abrupt de lias calcaire, qui, confondu avec la suite de l'anticlinal IV, passe au dessus du Pavillon du Mont-Joly. Un pli supérieur forme *chapeau* ou mieux *lambeau de recouvrement* au sommet de la montagne; sa partie couchée n'est pas réunie à sa racine droite.

CHAPITRE XXII

Les anticlinaux couchés I, II et III sur les versants de Mégève et de Saint-Gervais.

§ 1er. — Introduction.

Dans ce chapitre-ci, nous allons nous occuper presque exclusivement de la partie couchée des anticlinaux que nous venons d'étudier dans les pages précédentes.

Si le versant de la vallée d'Hauteluce est assez rapide et forme une pente uniforme, il n'en est nullement de même de celui de la vallée de l'Arly.

Celle-ci est, d'ailleurs, trois ou quatre fois plus éloignée que celle d'Hauteluce de la crête principale qui descend du Mont-Joly par le mont des Aiguilles au Chart du Beurre et que traversent les cols Véry et de la Légette.

Aussi les affluents de l'Arly ont-ils pénétré profondément au cœur du massif en se créant chacun une vallée étendue. Ces vallées sont séparées les unes des autres par des croupes qui vont s'abaissant au nord-ouest, et qui sont dirigées perpendiculairement à la direction de l'arête principale sur laquelle elles se greffent en donnant naissance à une série de pitons herbeux dont l'altitude varie de 2000 à 2100 mètres.

Les plis couchés entamés par les cours d'eau qui creusaient leurs vallées affleurent ainsi sur les versants de ces dernières. *Ils forment de longs rubans qui suivent à mi-flanc l'allure des croupes secondaires* que je viens de décrire, s'avancent loin au nord avec celles-ci et reviennent profondément en arrière affleurer au fond de la vallée pour rejoindre la croupe suivante; en un mot, *ils décrivent toutes les mêmes sinuosités qu'une courbe de niveau, sur le terrain.*

Comme les anticlinaux sur ce versant sont marqués par le lias inférieur calcaire, c'est-à-dire par un abrupt dans la topographie, et les synclinaux par des schistes du lias supérieur qui donnent des talus en pente douce, on conçoit que toutes ces vallées doivent se ressembler étrangement et combien leur topographie doit être caractéristique.

Le versant de la montagne qui domine Saint-Gervais et la vallée du Bon-Nant devient de plus en plus abrupt à mesure qu'il se rapproche du col Joly. Il montre ainsi une topographie de moins en moins semblable à celle du versant de Mégève et, au dessus du col Joly, présente un immense à-pic, où la séparation des horizons du lias calcaire et du lias schisteux cesse d'être visible de loin et exige une étude minutieuse.

D'autre part, sur ce versant, l'on commence à retrouver les racines droites des anticlinaux couchés; nous les étudierons à la fin du chapitre.

Pour simplifier, je vais reprendre l'étude de chaque pli anticlinal en commençant par le plus inférieur.

§ 2. — Pli anticlinal I.

J'ai montré que ce pli avait sa partie couchée indiquée par une trace horizontale de cargneules entre le torrent des Gibloux et les prés des Sougeais. Au nord-ouest, la partie centrale triasique n'existe plus, et le pli couché est marqué par un grand plan de lias inférieur calcaire. Celui-ci repose sur un

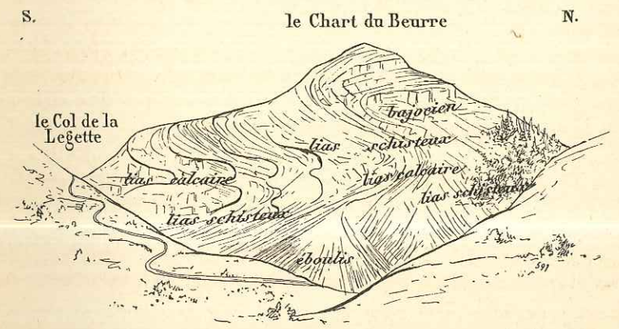


Fig. 28. — Croquis pris de la crête des Mouilles et montrant la barre anticlinale I de lias calcaire sur le flanc du Chart du Beurre.

premier plan et supporte un second, tous deux formés par le lias supérieur schisteux.

Ce grand plan anticlinal de lias inférieur calcaire est en réalité une surface gauche plus ou moins ondulée, mais qui reste toujours voisine d'un plan avec lequel on peut la confondre pour plus de simplicité.

Autrefois ce plan, continu, s'étendait très loin en aval sur les deux rives de l'Arly, jusqu'au delà d'Ugines. Au nord-ouest, il s'enfonce à une profondeur inconnue sous la base des Aravis. Depuis, l'érosion a découpé la région en une série de vallées dont plusieurs descendent au dessous du niveau du plan de lias calcaire qui nous occupe. En tous les points où il a été ainsi entamé, ce dernier apparaît suivant une ligne à peu près horizontale sur les versants de ces vallées et en suit toutes les sinuosités.

C'est ainsi que nous allons le voir depuis les Sougeais contourner le sommet surbaissé et arrondi du Chart du Beurre, rentrer profondément en

arrière dans la vallée du torrent qui descend du col de la Légette, puis dans celle du torrent de Plan-Dernier.

Dans un groupe de plis couchés, on retrouve presque tous les phénomènes qui caractérisent les plis droits. Ainsi, comme l'anticlinal s'est fermé et ne montre plus le trias en son centre, le synclinal s'est ouvert dans la même proportion et montre un cœur de bajocien entre deux flancs de lias supérieur schisteux. Donc, sur tout ce parcours sur le flanc du Chart du Beurre, on trouve une traînée bajocienne au milieu du synclinal inférieur. Le synclinal supérieur s'est également élargi et il montre aussi le bajocien; ce terrain forme les deux sommets de la montagne : l'un coté 1876 mètres au dessus du col de la Légette et le sommet du Chart du Beurre 1902 mètres. C'est sur son versant oriental que l'on a trouvé *Lioceras concavus* et *Posidonomia alpina.*

Une excellente coupe du pli que nous étudions est donnée par le torrent

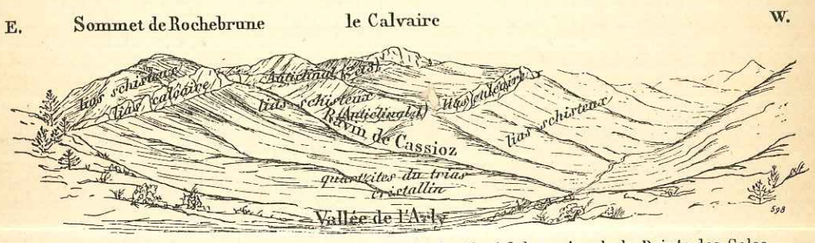


Fig. 29. — Vue du versant nord-ouest du massif du Mont-Joly, prise de la Pointe des Soles et montrant les barres anticlinales de lias calcaire et les pentes douces formées par le lias schisteux.

qui descend du Chart du Beurre sur le col des Saisies. Elle donne de haut en bas, comme le montre la figure 24 :

Le bajocien, cœur du synclinal qui sépare les anticlinaux I et II; le lias schisteux du flanc renversé affleure au sommet coté 1836, au dessus du col de la Légette;

Le lias schisteux, supérieur; flanc normal du synclinal;

Le lias inférieur calcaire ; trace de l'anticlinal I représenté en face par le trias, au lambeau de recouvrement de Bisanne;

Le lias supérieur schisteux;

Le bajocien ;

Le lias supérieur schisteux ;

Le lias inférieur calcaire;

Les cargneules et les calcaires dolomitiques;

Les quartzites ;

Le cristallin, en discordance au dessous.

Après la traversée du vallon de Plan-Dernier, l'abrupt du lias calcaire, trace de l'anticlinal I, contourne le contrefort suivant, revient en arrière au

passage du Nant du Milieu et, depuis là, se dirige droit au dessous du sommet du Rocher des Évettes, coté 1530 mètres. Le plan du pli s'est abaissé légèrement du côté de la vallée. Cet abaissement augmente au passage du ravin suivant, le ravin des Varins et du contrefort qui domine le hameau de Cassioz. Enfin, au passage du ravin du même nom, l'abaissement s'est accentué si fort que le pli disparaît en profondeur. On ne le revoit plus au delà sur les versants de la boutonnière cristalline de Mégève; cela prouve qu'il a subi un laminage complet. Cependant, en deux points, sur la rive droite de l'Arly, on en trouve la trace. C'est un abrupt peu élevé et long d'un kilomètre environ, qui domine le village de Saint-Nicolas en aval de Flumet, et un second à-pic rocheux, plus long et plus important, qui domine directement la grande route de Mégève en amont du village du Praz. On l'atteint facilement en grimpant dans les prés au dessus de la route. Enfin une bonne coupe en est également donnée assez près de Mégève par le torrent du Villard. Plus loin, ce pli n'apparaît plus; il est probable qu'autrefois l'affleurement que je viens de décrire et celui du ravin de Cassioz se rejoignaient au dessus de la boutonnière de Mégève et que le pli se terminait là du côté du nord-est.

§ 3. — Le pli anticlinal II-III.

Comme les deux anticlinaux II et III, superposés dans la vallée d'Hauteluce, se réunissent sur le versant de Mégève, je les étudierai comme un pli unique.

C'est entre le col du Pas de Sion, coté 1875 mètres, et le sommet du Signal de la Casse, coté 1895 mètres, que ces deux plis se réunissent et forment un abrupt qui suit une ligne de niveau presque horizontale, comme le prouvent les deux cotes que je viens de donner.

Le plan bajocien du cœur du synclinal inférieur qui forme le sommet du Chart du Beurre, se continue par une traînée, à mi-flanc du bassin de réception du torrent de Plan-Dernier, puis se ferme. Plus loin, le synclinal n'est représenté que par les couches du lias supérieur schisteux. Cependant, de loin en loin, l'on rencontre des bancs à miches, qui prouvent que la bande bajocienne existe, quoique très réduite; mais on ne peut pas en suivre d'une manière continue les affleurements. Aussi ai-je préféré ne pas la marquer sur la carte, tout en me réservant d'indiquer son existence dans ce texte.]

Le synclinal de lias schisteux qui sépare les plis II et III affleure sur la crête de la montagne et a sur la carte une forme ramassée bizarre; le bajocien ne forme que les deux sommets couverts d'herbe cotés 2079 et 2074 mètres. Cette allure sur la carte ne peut être comprise qu'en remarquant que *tous les axes des plis sont inclinés plus ou moins fortement au nord-est* et qu'en avançant sur la crête dans cette direction on coupe des plis de plus en plus supérieurs. Certains d'entre eux, comme ce synclinal de bajocien, n'affleurent

que sur le sommet culminant, parce que l'érosion les a attaqués presque jusqu'à leur charnière; quand la crête était beaucoup plus élevée, alors ils descendaient assez bas sur le versant de la montagne et présentaient la même allure que nous voyons aujourd'hui aux traînées synclinales de lias supérieur schisteux.

Ainsi, par suite de cette allure des couches, à une certaine hauteur sur l'un et l'autre versants, l'on est au dessous de la charnière du synclinal de bajocien et même du synclinal de lias supérieur schisteux.

Sur le versant d'Hauteluce, où les anticlinaux sont marqués par des traînées triasiques en leur centre, ce fait n'a pas d'importance et le lias inférieur calcaire marque un synclinal entre les deux plis anticlinaux indiqués par les bandes de trias. Mais sur le versant de Mégève, où ces bandes de trias ne sont plus visibles, il n'en est plus de même. Il n'est plus possible de savoir alors quelle partie de la barre calcaire représente l'anticlinal inférieur II, quelle autre forme le synclinal intermédiaire et quelle troisième enfin constitue le pli anticlinal supérieur III. En un mot, *les deux plis anticlinaux sont confondus en un seul*; d'ailleurs, le plan de lias calcaire a pris une épaisseur exceptionnelle. On le voit suivant le lit des couches dans les prés des chalets de Véry; au dessous, il forme un mur à pic que les torrents de Varins et de Cassioz traversent en cascade dans la partie supérieure de leurs cours. Toutefois, sous le sommet du Calvaire (2041 m.), l'on voit encore nettement la charnière synclinale au milieu du rocher abrupt, où les couches forment un V couché prononcé et dont l'ouverture est tournée du côté de Mégève.

Le pli II-III forme un escarpement qui contourne complètement la longue arête de Rochebrune à mi-hauteur de la montagne. La barre calcaire, bien visible depuis Mégève, descend fort bas. A la descente du col du Pas de Sion, on la retrouve, formée par des calcaires spathiques en plaquettes. Enfin, au haut de la vallée de Planellet, elle va se perdre sous les éboulis récents du *Dos de Chèvre*.

Sur le versant droit de la même vallée, elle se rencontre à nouveau dans le large bassin de réception du torrent du Planay et, au delà, se perd sous les formations glaciaires. Celles-ci sont exceptionnellement développées dans tout le bas du Mont-Joly, et ce n'est que très loin que nous retrouverons une trace de ce même pli, sur la route qui conduit de Mégève à Saint-Gervais, dans le lit du torrent d'Hauteville. On retrouve encore la trace de ce pli dans le torrent de Vervex; mais en ce point les couches ne sont plus simplement couchées au nord-ouest, elles plongent de 30° à 40° du côté du nord-est et vont s'enfoncer sous la vallée de l'Arve. Je reviendrai d'ailleurs sur ce fait, en étudiant l'affleurement triasique de gypse de Vervex.

Continuons maintenant la route de Saint-Gervais, au delà des torrents d'Hauteville et de Vervex. Cette route ne rencontre que des dépôts glaciaires jusqu'au point où elle traverse le Bon-Nant; sous le pont affleurent d'épais quartzites du trias, étudiés par M. A. Michel-Lévy. Mais, si l'on descend dans le fond du ravin, à 200 ou 300 mètres en amont du pont, l'on voit affleurer

en bas des prés de la Planchette une bande de schistes du lias qui reposent sur les cargneules et qui sont dirigés selon le cours du torrent. Sur l'autre rive, au coude qui précède les gorges inabordables creusées dans les quartzites, on peut observer des cargneules qui, inclinées à l'ouest, ont dû reposer sur le lias de l'autre rive, quand le Bon-Nant n'avait pas encore creusé son lit, formant ainsi le jambage renversé de ce synclinal; puis des schistes bariolés du trias et les quartzites; toutes ces couches sont dirigées plus ou moins nord-sud. Les affleurements ainsi décrits sont en aval du pont marqué sur la carte entre les hameaux des Praz et d'Orcin; le pont n'existe plus, d'ailleurs; il a été emporté par le torrent et n'a pas été rétabli. Ces couches synclinales séparent les deux anticlinaux du Prarion du pli anticlinal II-III, dont nous allons étudier la trace dans le torrent d'Orcin. Si maintenant nous remontons le torrent d'Orcin, nous allons retrouver la suite de cette coupe. Tout le bas du torrent est occupé par des cargneules qui sont la suite de celles sur lesquelles repose le synclinal de lias que je viens de décrire. Au milieu de ces cargneules perce brusquement une bande houillère qui s'observe facilement sur la rive droite du torrent. Une galerie y a même été creusée, où l'on exploitait autrefois de l'anthracite; j'y ai trouvé *Annularia* sp.? et *Pecopteris* sp.?. Le faciès des grès houillers s'y rencontre également sur les bords.

En continuant à monter, on trouve le lias sur lequel reposent les cargneules. Mais, et c'est là que la coupe devient intéressante, ce lias forme un genou et s'enfonce en profondeur. Au dessus de la bande horizontale de lias, on a alors la coupe suivante formée par des bancs horizontaux superposés :

Lias, partie horizontale du genou;
Calcaires dolomitiques;
Quartzites;
Houiller;
Quartzites;
Calcaires dolomitiques;
Lias.

En un mot, le pli dont nous venons d'observer la racine droite dans le torrent d'Orcin s'est couché, et, en continuant à remonter le ravin, nous en rencontrons la partie couchée; le genou ne peut plus être vu, parce qu'il a été enlevé par l'érosion, mais le torrent a entamé peu le genou formé par le synclinal inférieur liasique et l'on peut observer ce dernier.

Nous avons là exactement le même phénomène que dans la vallée d'Hauteluce, et, pour voir le point où la partie couchée de ce pli et sa racine droite se raccorderaient en amont, il faudrait aller jusqu'au hameau de la Bressière et de Nivorin. Malheureusement, en ce point les placages glaciaires empêchent toute étude géologique un peu minutieuse, et la limite entre le lias inférieur calcaire et le lias supérieur schisteux est beaucoup moins facile à marquer. Le point où l'on peut observer le pli couché que je viens de décrire est à côté de la scierie établie sur le torrent d'Orcin. Le grand chemin de Saint-

Nicolas-de-Véroce passe à côté. Comme le chemin monte suivant une pente sensible et s'élève du nord vers le sud, c'est-à-dire en sens inverse d'un léger pendage sud-est des couches, le chemin coupe successivement le lias, puis les calcaires dolomitiques grisâtres, riches en filonnets de gypse. Ceux-ci sont surmontés par les quartzites du trias en bancs minces et qui n'affleurent pas tout du long; au dessus, les schistes et les grès houillers ont des teintes noires ou rouillées. Ce banc, épais de 1 ou 2 mètres et qui forme le cœur du pli, est surmonté par un banc puissant de quartzites du trias, lequel borde le torrent qui fait marcher la scierie. Après le passage du torrent, l'on retrouve les calcaires dolomitiques, qui affleurent sur le bord de la route et dans le lit d'un second ruisseau. Puis vient le lias qu'on a taillé à coup de mine et qui forme un escarpement dominant la route.

La racine droite de ce pli est facile à trouver en descendant depuis la scierie

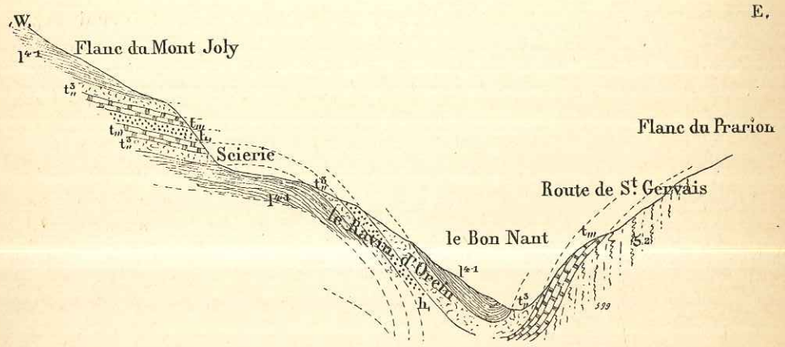


Fig. 30. — Coupe du torrent d'Orcin, montrant la racine droite et la partie couchée du pli II-III, dans la vallée de Saint-Gervais.

z^2, gneiss et micaschistes. h_1, houiller. t_{III}, quartzites du trias. t^3_{II}, cargneules. l^{4-1}, lias.

dans le fond du ravin; il n'y a qu'un très mauvais sentier, souvent coupé, qui y conduit. Au delà du torrent d'Orcin, la racine droite du pli est masquée sous les dépôts glaciaires et, en dessous de Saint-Nicolas-de-Véroce, elle se prolongeait sans doute au dessus des schistes cristallins où alors aucune subdivision en anticlinal et synclinaux n'est plus possible.

Il n'est également plus possible de suivre la racine couchée du pli en amont, à travers les prés qui recouvrent des dépôts glaciaires, sauf en deux points, au dessus de Saint-Nicolas-de-Véroce et dans le ravin des Hochettes, où l'on m'a montré deux mauvaises mines d'anthracite difficiles à retrouver. Celles-ci jalonnent la traînée houillère sans qu'il soit possible de les raccorder avec aucun affleurement du voisinage. Cette partie couchée de l'anticlinal II-III doit se continuer à travers les prés par les Hochettes et la Revenaz; enfin

elle doit venir former une des écailles qui se couchent entre la Bressière et Nivorin en un point qu'il m'est impossible de préciser.

Je regarde les bandes de quartzites du trias et de cargneules de Saint-Nicolas-de-Véroce comme la couverture sédimentaire en repos normal sur laquelle le lias forme le premier synclinal couché, surmonté par un anticlinal couché inférieur. Cet anticlinal couché inférieur, jalonné par les mines d'anthracite, est ici le pli II-III, par suite du laminage plus à l'ouest, vers Mégève, du pli I; c'est donc la suite de l'anticlinal d'Orcin que nous avons vu plonger fortement vers la vallée de l'Arve, plus au nord, dans les torrents de Vervex et d'Hauteville. Dans le chapitre précédent nous avons étudié les racines droites des plis II et III et le point où ils se couchaient dans la vallée d'Hauteluce.

Dans ce chapitre-ci nous avons décrit leur réunion en un pli unique et leur partie couchée sur le versant gauche de la vallée de Mégève. Enfin, nous venons de voir que ces anticlinaux réunis en un seul pli ont une seule racine droite dans le torrent d'Orcin. Examinons maintenant comment ce pli se comporte plus au nord-ouest, dans le soubassement des Aravis et au bord de la vallée de l'Arve.

Sur le versant de cette vallée, comme le pli plonge rapidement au nord-est, le genou s'atténue de plus en plus au point que la racine droite et la partie couchée du pli se confondent presque en un même plan; ou, pour être plus exact, l'axe du pli subit une légère inflexion, si bien qu'une partie, la suite de sa racine, plonge faiblement au sud-est; c'est le cas des affleurements de Vervex, tandis que la suite de la partie couchée a dépassé l'horizontale et plonge en sens inverse au nord-ouest. *Cette allure de la partie couchée des plis ayant dépassé l'horizontale et plongeant en sens inverse de sa racine est la règle des anticlinaux couchés qui forment les Aravis.*

La racine droite du pli II-III, si l'on peut l'appeler ainsi, est formée non seulement par des couches de lias inférieur qu'on trouve dans le torrent de Vervex, mais encore au village du même nom, par un grand affleurement de gypse triasique où une carrière a été ouverte; le gypse continue d'affleurer dans les prés et de percer au milieu du glaciaire jusque entre les hameaux de Cruet et de la Viax, dans le fond de la vallée de l'Arve. Au bas de la pente, on rencontre les alluvions de la vallée qui masquent tout.

La partie couchée de cet anticlinal (II-III) ne se montre pas seulement sur la rive gauche de l'Arly; elle forme également, sur la rive droite, une barre abrupte de lias calcaire qu'on peut suivre presque sans difficulté, depuis Ugines au sud, jusque près de Domancy, au bord de la vallée de l'Arve, au nord.

Dans cette partie, la limite entre le lias inférieur calcaire et le lias supérieur schisteux devient moins nette; on commence à avoir passage complet et confusion entre les deux faciès. Cependant la barre de lias inférieur est toujours marquée dans la topographie; elle commence au dessus de la route entre Ugines et Banges, dans le bassin de réception du torrent de ce nom et se suit

à peu près à la même altitude jusqu'au dessus de Saint-Nicolas. Elle traverse ensuite la vallée de la Giettaz et forme un bel escarpement entre Flumet et le Praz.

Sur tout ce parcours et à la traversée de la vallée de la Giettaz, il est facile de voir que le pli a dépassé l'horizontale et plonge en sens inverse sous les Aravis. A ce point de vue, une coupe d'une importance très grande est fournie par la vallée de l'Arondine, entre la Prise-Nouvelle et la Crépinière, où l'érosion a atteint assez profondément pour faire réapparaître le lias calcaire du pli couché II-III au fond du ravin. Mais ce qu'il y a de plus curieux, c'est que l'on est là précisément au point où se trouve la charnière anticlinale de ce pli couché et que l'on voit les couches peu inclinées dans le haut du vallon, près de la Prise-Nouvelle, s'incliner de plus en plus en aval jusqu'à se recourber légèrement en arrière. Si l'érosion avait atteint un niveau quelque peu inférieur, l'on retrouverait alors le lias schisteux au dessous de cette charnière anticlinale de lias inférieur calcaire. La barre anticlinale de lias calcaire se continue par le pic au dessous de la croix des Salongles et vient finir dans le large ravin du torrent de la Motte. Alors, sur un certain parcours, le pli n'est plus représenté que par le lias supérieur schisteux encadré entre deux bandes de bajocien.

La traînée synclinale supérieure de bajocien est très développée et appartient à la grande bande de ce terrain qui longe le pied des Aravis, repliée plusieurs fois sur elle-même; nous l'étudierons dans un chapitre prochain. La traînée synclinale inférieure naît au dessus du Praz, entre l'extrémité du pli anticlinal inférieur I et l'anticlinal II-III que j'étudie maintenant. Cette traînée synclinale inférieure se poursuit depuis là jusqu'au bord de l'Arve, vers le torrent de l'Étraz, en amont du village de Domancy. Elle représente alors, par suite de la disparition de l'anticlinal couché I à la hauteur de Mégève, la partie supérieure de la couverture sédimentaire en repos normal sur le cristallin et sur laquelle s'est couché le premier anticlinal, ici l'anticlinal II-III. Au dessus de cette bande bajocienne, et plongeant sous les Aravis, l'on a une bande de lias supérieur schisteux et le cœur du pli couché formé par une barre de lias inférieur calcaire qu'on suit à nouveau parallèlement aux deux autres, à la descente du Nant d'Avrillon.

Cette barre de lias calcaire encore marquée sous la pointe des Soles (1762 m.) se suit ensuite mal, sur le versant de la vallée de l'Arve presque complètement recouvert de glaciaire et où les près et les bois masquent les affleurements qui ne disparaissent pas sous les dépôts récents. Cependant la grande route coupe cet abrupt près du pont d'Avrillon et on peut l'étudier en remontant les très nombreux ravins de cette pente.

Toutes les couches plongent fortement sous la vallée de l'Arve, par suite de l'abaissement de l'axe des plis vers le nord-est, si bien qu'une coupe faite à mi-flanc sur le versant de Combloux, en remontant assez haut pour atteindre la boutonnière de Mégève, donne, en allant de Saint-Gervais à Cordon, par le Feug :

Lias schisteux : c'est le synclinal entre le Prarion et le torrent de Vervex; c'est le synclinal entre le pli II-III et le pli IV-V;

Lias calcaire, gypse, lias calcaire : c'est la racine du pli couché II-III; on peut l'observer dans le torrent de Vervex et en aval;

Lias schisteux, cargneules, quartzites : c'est la couverture sédimentaire en repos normal sur le cristallin;

Le cristallin de la boutonnière de Mégève;

Quartzites, cargneules, lias schisteux, bajocien : c'est la couverture sédimentaire en repos normal sur le cristallin, de l'autre côté de la boutonnière;

Lias schisteux, lias calcaire, lias schisteux : c'est la partie couchée de l'anticlinal II-III;

Un synclinal bajocien que nous étudierons plus tard et qui sépare le pli couché II-III du pli couché supérieur IV-V.

Tous ces terrains vont plonger en profondeur dans la vallée de l'Arve. Sous les alluvions récentes de celle-ci, la racine droite de l'anticlinal II-III au torrent de Vervex et sa partie couchée au bas du Nant d'Avrillon doivent se raccorder par un affleurement plan en demi-cercle, qui doit entourer les affleurements des divers terrains de la couverture sédimentaire en repos normal; en un mot, l'on verrait la reproduction en plan de ce que nous avons étudié en coupe aux torrents du Planay et des Gibloux, dans la vallée d'Hauteluce, si le fond de la vallée de l'Arve n'était pas comblé par des dépôts récents qui empêchent de voir l'allure des plis situés au dessous.

Résumé. — Sur le versant de Mégève, l'anticlinal couché I se suit à mi-flanc de la montagne, dont il épouse les sinuosités, rentrant au fond des vallées et s'avançant avec les contreforts. Sur la rive gauche de l'Arly, il cesse d'affleurer au delà du ravin de Cassioz. Sur l'autre versant, ce pli forme deux affleurements abrupts, au dessus de Saint-Nicolas et au dessus du Praz. Le pli est laminé au passage de la boutonnière de Mégève et ne se montre pas plus loin au nord.

Les anticlinaux II et III se réunissent en un pli couché unique, qu'on suit également sur le flanc de la montagne, non seulement sur le versant de Mégève, mais aussi sur celui de Saint-Gervais, où l'on peut observer sa racine droite dans le ravin d'Orcin. Sur la rive gauche de l'Arly, la partie couchée du pli forme un abrupt de lias calcaire qu'on suit depuis Ugines, au sud, jusqu'à Domancy, dans la vallée de l'Arve.

Sur le versant gauche de cette vallée, le pli plonge brusquement en profondeur et on ne le retrouve plus de l'autre côté que tout à la base du soubassement du Désert de Platé.

CHAPITRE XXIII

Les anticlinaux couchés IV-V et VI, au Mont-Joly.

Dans le chapitre précédent nous avons vu que le pli couché II-III avait sa racine droite, immédiatement en avant du Prarion. Les deux plis supérieurs ont leur racine droite nécessairement en arrière, c'est-à-dire au Prarion lui-même, et ce sont très probablement les deux anticlinaux déjetés de cette montagne qui forment les racines droites des deux plis couchés qui marquent deux ceintures abruptes à la partie supérieure du Mont-Joly.

§ 1er. — Anticlinal IV-V.

Au dessus du pli II-III que j'ai décrit dans le chapitre précédent, l'on trouve deux anticlinaux. Leurs racines triasiques pénètrent au cœur de la partie couchée; l'une d'elles traverse même la crête de la montagne au dessous du sommet du mont des Aiguilles (2487 m.). Dans leur partie couchée, ces deux plis se réunissent en un seul, dans la grande paroi inaccessible qui domine le torrent de Planellet. Ils se continuent sous forme d'un abrupt de lias calcaire entre deux pentes de lias schisteux si raides que la limite des terrains ne peut être marquée qu'après une étude minutieuse au marteau. Ce pli forme alors un ressaut rocheux dans les prés au dessous du Pavillon du Mont-Joly; il forme aussi le sommet du Signal d'Arbois (1829 m.) et le mamelon de l'arête entre cette cime et l'auberge coté 957 mètres; mais la partie de l'arête coté 1851 mètres, située entre ces deux pitons, et une seconde partie plus près du Pavillon sont formées par le lias supérieur schisteux. Ici d'ailleurs la limite entre les deux étages est très difficile à marquer et, par suite, un peu arbitraire. Cependant l'on voit bien l'abrupt calcaire se poursuivre sur le versant des Contamines, au dessus des chalets de Porcherest, puis tout le long à mi-flanc du versant escarpé jusqu'au dessus du hameau de Beaulieu. On le suit par la tranche des couches, jusqu'aux chalets de la Montat et à ceux des Tiers, où alors la racine droite du pli et sa partie couchée se rejoignent. Suivant que l'on admet que la racine droite est simple ou complexe, on la verra représentée par un nombre plus ou moins grand des plis droits que nous avons étudiés à la traversée du col Joly. Il faut ajouter qu'il existe, uniquement formé par le lias inférieur calcaire, entre deux synclinaux de lias supérieur schisteux, une racine droite tout à fait secondaire, par conséquent,

et qui est encore plus rapprochée de la montagne que les plis droits ou déjetés que j'ai étudiés dans le chapitre XVII.

§ 2. — Anticlinal VI.

L'étude de la partie supérieure de la montagne présente de plus grandes difficultés encore. On trouve près du sommet de très nombreuses bélemnites fortement étirées ou tronçonnées. La chose se comprend facilement, puisque le Mont-Joly est formé par un empilement de plis couchés où les efforts mécaniques et les laminages sont la règle; mais il est curieux que cet état toujours tronçonné des bélemnites n'ait pas frappé nos devanciers qui croyaient les couches de la montagne en repos normal.

Alphonse Favre s'exprime à ce sujet en ces termes : « On y voit (au sommet de la montagne) des calcaires gris noirâtres traversés par beaucoup de veines spathiques. Ils renferment beaucoup de bélemnites déformées... Les échantillons les moins mal conservés sont voisins du *Belemnites niger* List. de la formation du lias, d'après M. Renevier. » Et A. Favre ajoute en note : « Sans connaître la détermination de M. Renevier, j'avais rapproché mes échantillons du *Bel. Bruguerianus* d'Orb., qui est le même que *Bel. niger* List. »

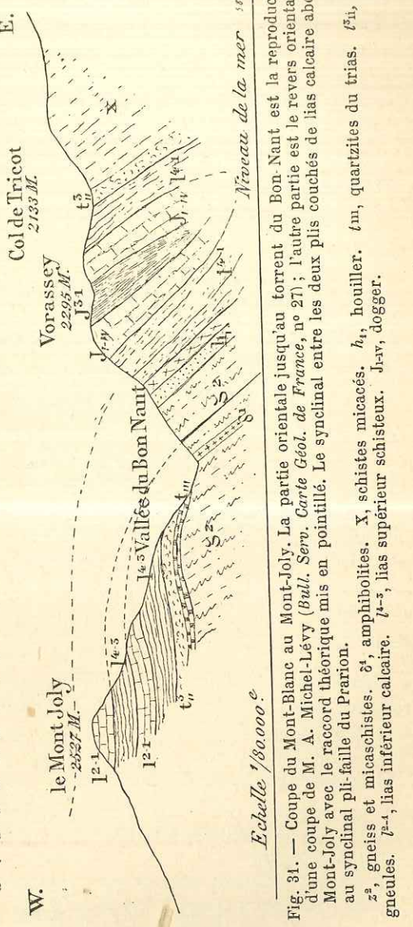


Fig. 31. — Coupe du Mont-Blanc au Mont-Joly. La partie orientale jusqu'au torrent du Bon-Nant est la reproduction d'une coupe de M. A. Michel-Lévy (*Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 27); l'autre partie est le revers oriental du Mont-Joly avec le raccord théorique mis en pointillé. Le synclinal entre les deux plis couchés de lias calcaire aboutit au synclinal pli-faille du Prarion.
z^2, gneiss et micaschistes. δ^1, amphibolites. X, schistes micacés. h_1, houiller. t^m, quartzites du trias. t^{si}, cargneules. l^{s-i}, lias inférieur calcaire. l^{s-s}, lias supérieur schisteux. J_{s-v}, dogger.

Toutefois sa détermination lui paraît douteuse, car il continue ainsi dans le texte : « Mais cette détermination paraît peu certaine, et, d'après la structure de la montagne, il ne me paraît pas probable que le lias soit au sommet, tandis que le terrain bajocien

est dans la partie moyenne. Peut-être y a-t-il dans cette épaisseur du terrain jurassique que j'ai estimée à 1370 mètres un de ces grands contournements dont les couches de la cascade d'Arpenaz peuvent donner l'idée; mais on n'en voit aucune trace au Mont-Joly; les couches paraissent à peu près horizontales. »

J'ai montré, dans les chapitres précédents, ce qu'il faut penser de la tectonique du Mont-Joly. Une étude sur les meilleurs échantillons que j'ai trouvés m'a montré que ce sont bien des *Belemnites niger* qu'on trouve dans ces bancs calcaires dont le faciès rappelle toutefois celui du dogger. Il est donc probable que le lias calcaire seul existe au sommet de la montagne et que cette apparence du faciès du dogger qui avait trompé M. Haug n'est due qu'à un laminage mécanique de bancs plus tendres entre d'autres plus durs. En tous cas, l'oxfordien n'existe pas au sommet du Mont-Joly.

Après cette digression, revenons à l'étude de l'abrupt supérieur qui représente un dernier anticlinal couché de lias calcaire au sommet de la montagne.

Celui-ci est bien visible sur l'arête qui relie le Pavillon du Mont-Joly au sommet de la pyramide, coté 2527 mètres; il forme un escarpement de quelques dizaines de mètres de haut avec le faciès classique du lias calcaire. On peut le suivre quelque temps sur le versant des Contamines, tout au haut des torrents, qui descendent entre les Hochettes et les Loyers.

Ce pli se continue et vient passer sur l'arête tout près du sommet des Aiguilles; de là il redescend sur le versant de Mégève, où par une ligne de niveau élevée il va rejoindre l'abrupt de l'arête au dessus du Pavillon du Mont-Joly.

Ce pli, qui prendrait le numéro d'anticlinal couché VI, a pour racine l'un ou plusieurs des plis droits que j'ai décrits à la montée du col Joly, dans le chapitre XVII. Il est séparé du pli IV-V par un synclinal de lias schisteux. Sur le versant de Saint-Gervais, ce sont les deux plis du Prarion qui sont la racine des deux anticlinaux supérieurs IV-V et VI du Mont Joly, comme le montre la coupe (fig. 31).

Résumé. — Deux anticlinaux, l'anticlinal couché IV-V, formé par la réunion de ces deux plis, et un anticlinal VI, constituent le sommet du Mont-Joly. L'un, l'anticlinal IV-V, a ses racines droites qui se couchent dans le haut de la vallée d'Hauteluce, sous le sommet du mont des Aiguilles. Sa partie couchée fait le tour de la montagne en affleurement et vient sur le versant nord-est du col se réunir à sa partie droite près des chalets des Tiers; cette partie droite se continue à la descente du col, marquée par un ou plusieurs anticlinaux droits.

Le pli supérieur VI forme un chapeau de lias calcaire, au sommet de la pyramide qu'est le Mont-Joly; sa partie couchée et sa racine droite ne se raccordent pas; cette racine droite est représentée par un ou plusieurs des anticlinaux déjetés du col Joly, ainsi que par l'un des deux anticlinaux du Prarion.

CHAPITRE XXIV

La rive droite de la vallée de l'Arve.

§ 1er. — Introduction.

Les montagnes qu'on trouve sur la rive droite de l'Arve sont formées par des plis couchés, qu'on peut étudier sur les flancs de l'Aiguille de Varens, depuis l'éboulement d'Ayer en amont jusqu'au Rocher de Cluses en aval.

Comme je le montrerai plus loin, ces plis couchés du soubassement de Platé sont au nombre de deux; ils sont la prolongation vers le nord des deux plis couchés qui forment le sommet du Mont-Joly.

En un point, au Nant d'Arpenaz, les couches du jurassique montrent de grands contournements qui ont frappé tous les géologues qui se sont occupés de la région : de Saussure, Alph. Fabre, Maillard et tout récemment M. Haug les ont décrits, mais sans se rendre compte du rapport de ces plis avec la géologie du reste du versant de l'Aiguille de Varens. C'est Maillard qui s'était approché le plus de ce que je crois être la vérité; mais, depuis, M. Haug a remis en question plusieurs des observations de Maillard qui étaient justes et a donné une nouvelle interprétation qui s'accorde mal avec ce que j'ai observé sur le terrain. La chose se comprend facilement pour celui qui a parcouru cette région, où souvent les points intéressants sont d'un accès difficile et où les qualités de l'alpiniste sont aussi nécessaires que celles du géologue. M. Haug a marqué deux failles dont je n'ai pas pu retrouver la trace. Ainsi il fait passer au dessus du hameau de Villy une faille qui est sensée mettre en contact anormal le lias schisteux et les schistes callovo-oxfordiens; or précisément en cet endroit existe un abrupt de dogger, si bien marqué dans la topographie qu'on le voit de tous les points du versant de Combloux et de la vallée de l'Arve, entre Sallanches et Saint-Gervais.

En examinant la carte jointe à ce mémoire et en la comparant avec les contours de M. Haug sur la feuille Annecy (160 *bis*) de la Carte géologique de la France, on verra combien nous sommes en désaccord. Pour tous les points où je diffère d'opinion avec mon savant confrère et ami, je me suis astreint à une vérification faite sur place et au marteau. Il faut plus de travail pour redresser une erreur que pour entreprendre une étude nouvelle. Mais on y gagne une moisson d'observations plus riches; car, à l'étude de tous les points qui permettent de comprendre et d'interpréter la géologie de la région, il faut

ajouter celle de tous ceux pour lesquels l'on diffère plus ou moins d'avec ses devanciers.

Lorsque je serai d'accord avec Maillard ou M. Haug, je résumerai rapidement leurs travaux en renvoyant le lecteur aux beaux mémoires que ces savants ont publiés. Quand je serai en désaccord, je l'indiquerai simplement et je montrerai quels sont les faits d'observation qui leur avaient échappés et qui m'ont permis d'arriver à une explication d'ensemble.

Dans le chapitre précédent, j'ai montré que le Prarion formait la racine droite des deux plis couchés supérieurs du Mont-Joly. Dans sa belle étude à laquelle je n'ai que cette hypothèse à ajouter, M. A. Michel-Lévy a montré que le Prarion était la suite de la chaîne des Aiguilles-Rouges; il admet qu'un mouvement de torsion d'une rare intensité a décroché le Prarion et l'a fait avancer au nord en coin vers l'éboulis d'Ayer.

Ce mouvement doit naturellement avoir affecté non seulement le Prarion, mais aussi sa couverture sédimentaire. Or j'ai pu en retrouver la trace, entre l'éboulis d'Ayer et le sommet de l'Aiguille de Varens, comme je le démontrerai plus loin. Comme les deux plis du Prarion sont les racines, droites ou déjetées, des deux plis couchés supérieurs du Mont-Joly, ils doivent être aussi, par conséquent, les racines droites des deux anticlinaux couchés du soubassement de Platé, puisque ceux-ci sont la prolongation vers le nord des deux plis supérieurs du Mont-Joly.

Les deux grandes boucles horizontales de lias que les deux anticlinaux couchés forment sur le flanc de l'Aiguille de Varens ont leurs côtés opposés à leurs charnières, c'est-à-dire leurs côtés qui les relient à leurs racines droites qui viennent disparaître sous l'éboulis d'Ayer et sous les alluvions de l'Arve, près de Chedde. C'est exactement en arrière de ces deux points que les plis du Prarion s'enfoncent eux-mêmes en profondeur au nord. Tout porte donc à croire que, sous ces formations récentes, les racines droites formées par les plis du Prarion et les parties couchées formées par les boucles horizontales du soubassement de Platé se réunissent.

Malheureusement les dépôts récents masquent tout et nous obligent à admettre ce raccord simplement comme l'hypothèse de beaucoup la plus probable. L'étude du versant de l'Aiguille de Varens, qui domine l'Arve, montre *les deux plis couchés, formés par de grandes boucles horizontales emboîtées les unes dans les autres et formées par des terrains de plus en plus récents à mesure que l'on avance en aval le long de la vallée de l'Arve*. De la sorte, si l'ensemble d'un même pli atteint une longueur de 15 et 20 kilomètres, la distance entre la charnière anticlinale et la charnière synclinale constituées par un même terrain est infiniment moindre et ne dépasse presque jamais quelques kilomètres (2 ou 3).

Nous allons maintenant donner la description détaillée de la rive droite de l'Arve.

§ 2. — Les deux plis du soubassement de l'Aiguille de Varens, entre l'éboulis d'Ayer et le torrent de Luzier.

Dans toute cette partie amont de la vallée, et jusqu'au torrent de Luzier, ce ne sont que les couches inférieures à la barre de malm qui participent aux plis couchés. Ceux-ci forment d'ailleurs des plans coupés obliquement par la pente de la montagne, qui subit ici un coude prononcé et montre presque deux versants, l'un tourné du côté de Sallanches en aval, l'autre vers Chedde en amont. La partie de la montagne située au dessus de la barre de malm présente un phénomène tout autre que celui des plis couchés; elle montre la suite du décrochement du Prarion; je n'en parlerai pas dans ce paragraphe-ci et je restreins cette description à la base du versant de l'Aiguille de Varens située au dessous de cet abrupt de malm, qu'on voit de partout et qui marque une séparation nette dans la topographie aussi bien que dans l'allure géologique des couches.

M. Haug dit qu'en remontant le torrent de Reninge l'on coupe trois barres de dogger, séparées entre elles par des schistes de l'étage supérieur, de l'étage callovo-oxfordien.

La barre inférieure de dogger repose sur des schistes du lias, qu'il est facile de distinguer des schistes oxfordo-calloviens, beaucoup plus marneux. J'ai donné, en parlant de ces divers étages, une série de caractères lithologiques différentiels; d'ailleurs, un examen quelque peu sérieux permet de séparer immédiatement sur le terrain les roches de ces deux formations.

Ce grand affleurement de lias s'étend depuis les chalets de Lechau, au bas du village de Passy, jusqu'au delà des chalets de Miribel et monte jusqu'à la hauteur des hameaux des Ruttets et de Villy.

Les chalets de Miribel sont construits sur un abrupt de dogger, dans lequel on a ouvert une carrière, à côté de l'ancienne route qui relie Saint-Martin et Oex. J'ai beaucoup hésité avant de savoir comment rattacher ce petit pointement de dogger qui, du côté de la vallée, perce au bord des alluvions récentes et *sur lequel repose* le niveau de lias supérieur schisteux que j'étudie maintenant. M. Haug le rattache directement à la barre inférieure de dogger et ne marque pas de lias dans le vallon, pourtant bien indiqué par la topographie, qui sépare ce pointement de la barre de dogger située au dessus. Je crois que ce pointement et cette barre de dogger se raccordent en dessous du niveau de la vallée, par une charnière anticlinale inférieure tournée en aval et au cœur de laquelle doit pénétrer le lias.

Si cette hypothèse était juste, cette charnière anticlinale invisible marquerait la trace sur la rive droite de l'Arve de l'anticlinal II-III, et le dogger du pointement de Miribel représenterait alors la partie supérieure de la couverture sédimentaire en repos normal sur le cristallin, visible en ce seul point de la rive droite de l'Arve.

Ce qui est certain, c'est que l'affleurement de lias correspond à la partie supérieure de cet anticlinal (II-III). La bande inférieure de dogger, qui le sépare du synclinal situé au dessus, commence au bas du torrent de Luzier et forme là des contournements à l'intérieur de ceux du malm, contournements sur lesquels j'aurai l'occasion de revenir. Le dogger se continue par un escarpement, parfaitement marqué dans la topographie, jusqu'au dessous de Grand-Essert. M. Haug l'arrête ici, mais en réalité la barre de dogger se continue, sous le contrefort des Juillards, coté 968 mètres, et sous celui de Charousse, coté 1009 mètres; on la voit le long de la route de Passy, un peu avant qu'on arrive à ce village; enfin, au dessous, elle se perd dans les prés et sous les alluvions de la vallée de l'Arve.

La nouvelle route qui relie le village de Bay à la vallée a été obligée de faire un grand détour pour éviter l'escarpement des Juillards; elle est intéressante en ce qu'elle montre tous les termes de passages entre le bajocien à miches et ces abrupts qui, je crois, ne représentent que la partie moyenne et supérieure du dogger.

Si, depuis Villy, on quitte la route de Bay et qu'on monte à gauche vers Bocqueny, on arrive à un coude du chemin où il semble que l'on a des schistes à miches du bajocien en bancs horizontaux qui reposent sur d'autres bancs du même étage complètement redressés ; probalement une fausse stratification donne cette coupe, qui pourrait aussi provenir d'une discordance mécanique, quoique cette dernière explication soit moins vraisemblable.

Revenons maintenant à Villy et montons au village du Grand-Essert, puis de là au dessus des granges de Chavant, et continuons notre route jusqu'au bord du torrent de Reninge en gardant à peu près une ligne de niveau.

A ce moment, nous n'aurons pas cessé de marcher sur le même terrain, mais nous aurons passé de la barre inférieure, qui forme un ressaut dans le bas du ravin, sur la barre médiane de dogger. Nous n'aurons pas rencontré sur tout notre parcours le faciès supérieur du dogger en gros bancs calcaires épais et qui, de loin, paraissent rubannés, mais nous aurons continuellement marché sur des schistes tellement remplis de miches qu'on les voit passer à des bancs calcaires ; en un mot, nous aurons suivi continuellement le niveau inférieur du dogger.

En descendant dans le lit du torrent, l'on rencontre entre les deux barres de dogger les schistes callovo-oxfordiens qui forment un synclinal. Nous avons continuellement marché sur la charnière de dogger de ce synclinal, et c'est ce qui nous a permis de passer de la barre inférieure sur celle située au dessus, sans changer de terrain. Les schistes oxfordo-calloviens forment un replat bien accusé au dessus de la barre inférieure de dogger et sont faciles à observer dans les prés des granges d'Avray.

Reprenons la barre de dogger n° 2, c'est-à-dire la barre médiane qu'on rencontre en remontant le torrent de Reninge. Elle peut parfaitement être suivie à travers les prés qui dominent Bay, au milieu desquels elle forme une série de petits ressauts rocheux. On peut également l'observer en montant

depuis Bay par les deux sentiers muletiers qui conduisent, l'un au barrage forestier établi dans le haut du torrent de Reninge, l'autre aux chalets de Varens. On la coupe encore en suivant la route à chars qui se poursuit jusqu'au hameau d'Assy; on la voit notamment bien développée dans les prés qui dominent la route au dessus des chalets de Charlet et de Crau. Depuis là, elle se continue toujours par quelques ressauts rocheux, qu'on peut aller toucher dans les prés, par Mafrey, jusqu'au dessous du hameau de la Mottuz; elle forme en cet endroit un bel escarpement de plus d'une dizaine de mètres de hauteur, escarpement que descend un sentier étroit et que le torrent d'Assy franchit en cascade, et au pied duquel est bâti le village de Chedde. En ce point, la barre de dogger cesse ; elle forme là le cœur d'un synclinal entre deux jambages de lias supérieur schisteux, qui représentent, au dessus et au dessous de cette barre de dogger, les boucles situées en amont des deux anticlinaux couchés.

Le lias au cœur de l'anticlinal inférieur sort de dessous les alluvions de l'Arve, entre Chedde et le hameau de Lechau, au dessous de Passy, et monte à travers les prés jusqu'au village de Bay ; entre Chedde et Servoz, on ne voit rien à cause du grand éboulis d'Ayer qui descend jusque auprès de l'usine qu'on vient de bâtir au bord de l'Arve. Mais en avançant du côté de Dingy, l'on observe un ruisseau qui, dans les prés, au dessus de la route, a formé d'épais dépôts de tufs quaternaires. Entre ce point et les Outards, on trouve des calcaires en plaquettes du lias inférieur. Ce terrain forme ici un affleurement restreint et en forme de coin qui remonte vers Marlioz et qui marque le cœur de l'anticlinal couché inférieur.

Le lias schisteux, avec la même forme en coin, pénètre entre les deux barres de dogger que j'ai montrées aboutissant au dessous de Passy et au dessus de Chedde. Ce coin de lias supérieur va se perdre sous le quaternaire, entre les Juillards et le Grand-Essert.

Mais, dans le lit du torrent qui descend sur les Juillards et qui est situé à l'ouest de Bay, on a un très beau développement des schistes noirs du lias qu'on observe aussi dans les prés de la rive gauche où ils forment deux escarpements et de nombreux ressauts rocheux.

Comme on le voit, sur le lias schisteux de la base représentant la partie supérieure de l'anticlinal II-III, l'on a une barre de dogger inférieure. Au dessus de celle-ci et en amont de Bay, un premier anticlinal couché de lias; celui-ci se poursuit en aval de Bay par la seconde barre de dogger du torrent de Reninge. En continuant à remonter ce torrent, entre la seconde et la troisième barre de dogger, l'on rencontre les schistes callovo-oxfordiens qui forment un synclinal.

M. Haug, sur la carte, les entoure complètement par le dogger et y voit un synclinal couché du côté de Sallanches. Or en aval, sur le versant gauche du torrent de Luzier, les deux barres supérieures de dogger ne se rejoignent pas. Certes, la chose n'est pas facile à vérifier et demande plusieurs courses par suite de l'absence de sentiers.

L'on peut d'abord remonter le torrent de Luzier en passant momentanément sur la rive droite ou la rive gauche, quand le torrent forme une cascade, et prendre ensuite l'affluent de gauche; l'on arrive ainsi dans un vallon, bien marqué sur la carte topographique. Il y a deux ou trois chalets sans nom qui servent simplement à rentrer le foin. Depuis là on suit facilement les schistes oxfordiens par un sentier qui descend sur les granges d'Avray. Sur tout ce parcours, on n'a pas quitté les schistes oxfordiens et, à l'extrémité amont du vallon, l'on est entre les barres de dogger, la barre moyenne et la barre supérieure. Ainsi donc les deux barres ne se réunissent pas.

Une autre course consiste à suivre le chemin des chalets de Véron, de le quitter au haut de la montée qui suit la traversée du torrent de Luzier et de rejoindre les chalets de Planay. On est alors au dessous de la barre supérieure de dogger et sur les schistes oxfordo-calloviens. Un sentier très mal tracé suit à peu près une ligne de niveau à travers bois au pied de cette barre de dogger et conduit aussi aux mêmes chalets inhabités et situés au dessus des granges d'Arvay. Cette voie est plus commode, si l'on ne perd pas les traces du sentier; mais dans le cas contraire, on s'engage dans un fouillis impénétrable d'arbustes dont j'ai gardé un fort mauvais souvenir et où l'on n'a pas un lit de torrent pour se diriger.

Ce synclinal callovo-oxfordien ainsi formé montre en son centre le malm, au delà du torrent de Luzier. Si nous le suivons du côté amont de la vallée, nous verrons les schistes du callovien et de l'oxfordien cesser d'affleurer vers le torrent qui descend de l'Aiguille de Varens sur les Juillards. Ces schistes sont alors entourés par une charnière synclinale de dogger qui relie les deux barres anticlinales supérieure et médiane.

Au dessus de Bay, la barre médiane de dogger continue, comme je l'ai montré, jusqu'à la Mottuz, en formant au milieu du lias un synclinal, suite de celui que je viens d'étudier.

La barre supérieure de dogger se continue au dessous de celle du malm dont elle s'est beaucoup rapprochée. Entre les deux barres supérieures de dogger, un coin de lias schisteux marque le cœur de l'anticlinal couché supérieur. Cette barre supérieure de dogger se continue, nettement marquée dans la topographie, où elle forme un abrupt que la carte topographique indique; on peut la toucher en remontant les torrents de Crau et d'Assy. Elle est encore parfaitement nette sur le bord du chemin qui conduit d'Assy aux chalets de Platé; plus loin, elle disparaît sous le grand éboulis d'Ayer.

Entre cette barre de dogger et celle qui aboutit à la Mottuz, le lias offre le type banal des schistes délitables; on les voit affleurer soit dans les prés, soit sur le bord de la route.

En un point, cependant, ils offrent une coupe particulièrement instructive; on y voit les couches du lias schisteux former autour de la barre de dogger une charnière synclinale très marquée.

Au dessous de cet abrupt jurassique, dans les prés de Chedde, les couches du lias sont à peu près horizontales; si l'on monte de là au village de Joux,

on les voit se redresser; entre Joux et les Soudans, la route coupe les schistes du lias complètement verticaux; si de ce point l'on monte 100 mètres plus haut, l'on voit alors les schistes devenus horizontaux et couchés sur la barre de dogger, dans le lit du torrent. Immédiatement en arrière de l'endroit où l'on peut étudier cette charnière synclinale qui sépare les deux anticlinaux couchés, l'éboulis d'Ayer empêche toute observation géologique.

Mais il est à remarquer que cette charnière synclinale se trouve presque exactement sur le prolongement de l'axe du synclinal triasique qui sépare les deux anticlinaux du Prarion sur l'autre rive de l'Arve et à peu près à la même altitude que lui.

Résumé. — Le soubassement du massif de Platé montre sur la rive droite de l'Arve, entre l'éboulis d'Ayer en amont et le torrent de Luzier en aval, les faits suivants : un affleurement de dogger au dessous des chalets de Miribel; une traînée liasique entre Passy et Miribel qui représente la trace du pli couché II-III du Mont-Joly; elle est surmontée par une longue barre inférieure de dogger.

Sur cette barre reposent deux anticlinaux couchés qui ont probablement leurs racines dans la prolongation au nord des anticlinaux du Prarion. Ces racines sont masquées par l'éboulis d'Ayer. En aval de celui-ci, un synclinal de lias, puis de dogger, sépare les deux anticlinaux jusqu'à la hauteur du village de Bay; jusque-là les anticlinaux sont marqués par le lias; plus en aval, ils le sont par deux barres de dogger; celles-ci sont alors séparées entre elles et de la barre inférieure par des synclinaux que constituent les schistes callovo-oxfordiens; le malm apparaît sur la rive droite du torrent de Luzier, au cœur du synclinal qui sépare les deux anticlinaux couchés de dogger. Sur l'anticlinal supérieur de dogger, les schistes callovo-oxfordiens, le malm et les étages supérieurs sont en repos normal.

§ 3. — Les deux plis du soubassement de l'Aiguille de Varens, entre le torrent de Luzier et celui de Ripaz.

J'ai dit que les deux plis anticlinaux du soubassement du massif de Platé affectaient des terrains de plus en plus récents, à mesure qu'on les suivait en aval le long de la vallée.

Nous venons de voir ces deux anticlinaux formés par le lias, puis le dogger; nous allons les voir maintenant former deux séries superposées de boucles horizontales s'emboîtant les unes dans les autres et constituées par les divers terrains du jurassique moyen et supérieur, du crétacé et même du tertiaire.

Si depuis la barre supérieure de dogger du torrent de Luzier on monte

directement à la Pointe du Colonney, ou mieux au sommet de la Croix de Fer, l'on coupera tous les étages supérieurs jusqu'au flysch, qu'on trouvera tous en repos normal les uns sur les autres.

Nous allons voir qu'un peu plus en aval il n'en est plus du tout de même, et déjà, à la traversée du Nant d'Arpenaz, nous verrons le malm former deux boucles anticlinales.

Les schistes du callovien et de l'oxfordien qui formaient deux synclinaux entre les trois barres de dogger du torrent de Reninge, se sont réunies en une charnière anticlinale qui, à peu près à la traversée du Nant de Luzier, entoure la barre de dogger médiane, c'est-à-dire la barre de dogger du pli couché inférieur.

Au dessus, une barre de malm sépare ces schistes d'autres schistes également callovo-oxfordiens et qui forment un second anticlinal superposé à cette barre synclinale du malm.

Ces schistes du callovien et de l'oxfordien, qui représentent l'anticlinal inférieur, cessent d'affleurer au cœur d'une boucle anticlinale de malm ; celle-ci est précisément l'anticlinal couché d'Arpenaz, connu depuis de Saussure et que M. Haug a représenté dans son mémoire. Mais ce ne sont pas seulement le malm et les schistes de l'oxfordien qui sont ainsi repliés sur eux-mêmes et qui donnent naissance à ce pli couché, si bien visible. Le dogger de la barre inférieure forme un repli anticlinal, beaucoup moins important il est vrai, mais cependant parfaitement net, qui reproduit une charnière anticlinale et une charnière synclinale inférieure comme le malm.

Seulement, ainsi que je l'ai montré, c'est le dogger de la seconde barre du torrent de Reninge qui forme le cœur du pli couché de malm d'Arpenaz. Le pli dans le dogger de la barre inférieure ne correspond pas au même anticlinal, mais est un repli indépendant. Cependant, je crois que ces deux contournements des couches du malm et du dogger, tout en n'appartenant pas au même pli couché, sont dus au même effort de refoulement latéral, et que c'est à la différence de nature lithologique des terrains, en énormes bancs compacts du malm, en schistes marneux de l'oxfordien et du callovien et en bancs de calcaires durs du dogger, qu'il faut attribuer l'allure bizarre du pli couché inférieur entre les torrents de Luzier et d'Arpenaz. Le brusque arrêt de la barre anticlinale médiane de dogger a dû également avoir une certaine influence en permettant à la barre située au dessous de prendre plus d'ampleur. Enfin *il faut encore y ajouter*, et c'est là un fait d'importance générale, *l'abaissement brusque du pli en profondeur en avançant en aval*, car l'anticlinal plonge beaucoup plus rapidement que la pente générale de la vallée. Nous venons de voir comment le pli inférieur se continue jusqu'à la boucle de malm du pli couché d'Arpenaz.

Examinons maintenant comment se comporte le pli anticlinal supérieur. Ici je suis en désaccord avec M. Haug, qui a avancé une explication différente de celle de Maillard.

Maillard (*Bull.*, n° 22, fig. 33) donne une coupe dans laquelle il relie les deux

boucles de malm du torrent d'Arpenaz et y montre deux charnières anticlinales couchées.

Pour M. Haug, les plis d'Arpenaz, supérieur et inférieur, sont deux antinaux couchés, « non pas superposés et réunis par un synclinal, mais juxtaposés et séparés par une faille perpendiculaire à leurs charnières ».

M. Haug (*Bull.*, n° 47, p. 45), parlant de la barre inférieure de malm, de celle qui se contourne pour former le pli inférieur d'Arpenaz, dit : « Une courbure supérieure constitue un anticlinal couché à concavité dirigée vers le sud ; le flanc normal de cet anticlinal est en continuité avec la falaise inférieure de malm que l'on suit jusqu'au Nant de Luzier. »

Au dessus vient un replat occupé par une épaisse forêt de sapins, dans laquelle toute observation géologique est impossible ; puis, si l'on pouvait remonter le torrent, l'on atteindrait une troisième falaise de malm ; c'est la

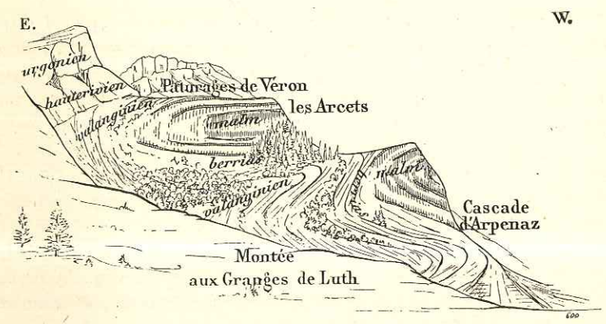


Fig. 32. — Les deux anticlinaux couchés d'Arpenaz (dans le malm) vus depuis les granges de Luth.

falaise supérieure que nous avons trouvée continue jusqu'au col d'Anterne.

En compagnie de M. Marcel Bertrand, j'ai suivi un sentier qui conduit des chalets de Véron à ceux des Arcets ; il traverse complètement la barre supérieure de malm et est presque continuellement taillé dans le roc.

Un second sentier relie les chalets des Arcets au dernier chalet qu'on rencontre sur le chemin des pâturages de Véron, juste avant de traverser la barre supérieure de malm. Ce chalet est encore construit sur la barre inférieure de malm, et, si l'on suit le sentier des pâturages de Véron, on traverse au dessus, en rentrant dans la forêt, un niveau peu épais des schistes oxfordo-calloviens qui marquent là le cœur du pli anticlinal supérieur. Presque immédiatement le sentier rentre alors dans le maln qu'il ne quitte plus jusqu'au haut de l'abrupt que forme la barre supérieure de malm. Sur tout ce parcours, il est taillé dans des calcaires compacts où l'on observe de mauvais débris de Polypiers.

Du même chalet, si, au lieu de monter à Véron, on suit le sentier des Arcets,

on remonte et l'on redescend plusieurs fois, toujours faiblement, en suivant ainsi continuellement une ligne de niveau et en étant toujours sur la barre inférieure de malm dont les calcaires affleurent partout dans la forêt ; enfin, avant d'arriver aux Arcets, l'on rejoint près d'une source le sentier qui descend des chalets de Véron. A ce moment l'on n'a pas cessé de marcher sur le malm, mais l'on a passé de la barre inférieure sur la barre supérieure ; l'on a suivi cette barre dont M. Haug dit (*Bull.*, n° 47, p. 46, ligne 9) qu' « il n'avait pu trouver la moindre trace » et sur l'absence de laquelle il basait son argumentation.

Depuis les granges de Luth, situées en face, l'on ne voit en effet pas cette barre de malm qui relie le pli supérieur et le pli inférieur d'Arpenaz, et l'on a le croquis suivant qui montre cependant un synclinal assez net dans le berrias et le valanginien. Pour l'expliquer, je ne saurais mieux faire que de citer les paroles de Maillard : « Sur la carte, les allures du malm reçoivent une interprétation qui peut paraître singulière ; il semble en particulier que le quatrième pli *a* (c'est la charnière de malm de l'anticlinal supérieur) est exagéré ; cette apparence provient de ce que la paroi, qui le montre au nord des chalets de Véron, est érodée tangentiellement, ce qui met à jour les couches dans l'alignement même de leur direction. »

Résumé. — Les deux anticlinaux couchés, formés par les deux barres supérieures de dogger, se continuent par les schistes callovo-oxfordiens et dans le malm qui forme au torrent d'Arpenaz deux boucles anticlinales superposées; les charnières anticlinales ont leurs concavités tournées vers le sud; ces deux anticlinaux sont nettement réunis par une charnière synclinale de malm à concavité tournée vers le nord. Ce synclinal est marqué dans la topographie par le replat des Arcets où l'on trouve les marnes valanginiennes au cœur des couches du berrias.

Les deux boucles anticlinales de malm sont emboîtées dans deux autres formées par le berriasien, qui revient en amont aux Arcets et forme ainsi un synclinal médian. Les marnes valanginiennes enserrent le berriasien et donnent un schéma identique au précédent. *Les axes de ces plis couchés sont à peu près perpendiculaires à la vallée de l'Arve.*

§ 4. — Les deux plis au nord du soubassement de l'aiguille de Varens, entre le Nant de Ripaz et le Rocher de Cluses.

Comme je l'ai dit, jusqu'au passage du Nant de Luzier, les couches du malm sont simplement en repos normal sur les étages inférieurs qui forment deux anticlinaux couchés. Entre le Nant de Luzier et celui de Ripaz, le malm est descendu jusqu'au bas de la vallée en participant alors à la prolongation en aval des deux anticlinaux couchés. Entre le Nant de Ripaz et le torrent de la Balme, ce sont les couches du crétacé, et notamment celles des calcaires

compacts de l'hauterivien, de l'urgonien et du sénonien, ainsi que les couches tertiaires du calcaire nummulitique, qui viennent former les deux anticlinaux couchés.

Mais ces deux anticlinaux ne sont plus simplement superposés ; le pli supérieur s'est formé beaucoup plus en amont que le pli inférieur. Cela provient de ce que l'ensemble des plis subit un abaissement brusque en profondeur entre Oex et Magland, pour remonter quelque peu entre ce village et le Rocher de Cluses.

Nous allons donc étudier indépendamment l'un de l'autre et successivement l'anticlinal supérieur qu'on peut observer au vallon de la Colonnaz et le pli inférieur qui forme le pli-faille de la Balme. Maillard[1] consacre, dans son premier mémoire, dix lignes à la description du vallon de la Colonnaz ; il y indique la présence d'une faille qui met en contact le sénonien et le néocomien. Celle-ci avait d'ailleurs été déjà signalée par Alphonse Favre[2]. M. Haug[3] y voit la suite de la faille qu'il marque le long du soubassement du massif de Platé et au pli d'Arpenaz ; il l'arrête, au ravin de Pernant, à un accident transversal et indique très justement que sa trace forme un angle rentrant dans le ravin de la Colonnaz.

Et ce fait se comprend facilement, car nous n'avons pas ici une faille d'affaissement, mais simplement un *pli-faille*. Le synclinal situé entre le pli couché supérieur et le pli couché inférieur, parfaitement accusé par les couches du berrias et du valanginien dans le ravin du torrent de Ripaz en amont, par les couches du calcaire nummulitique et du flysch dans le ravin de Pernant en aval, *le synclinal passe à un pli-faille entre le hameau de la Colonnaz et les granges de Luth.*

Et le phénomène est encore facile à comprendre quand on réfléchit qu'au lieu d'étages formés alternativement par des couches dures et des couches tendres, comme c'est le cas, et en amont et en aval, l'on a ici les quatre étages de l'hauterivien, de l'urgonien, du sénonien et du nummulitique, qui sont formés par des calcaires compacts, et que, aucun d'eux ne cédant à la pression du voisin comme l'eussent fait des schistes, ils ont été amenés à se rompre et à donner un synclinal pli-faille.

Nous verrons qu'à la Balme le même phénomène s'est reproduit, dans les mêmes conditions, avec les mêmes couches, pour le pli couché inférieur.

En montant depuis Oex, l'on marche d'abord sur les couches du berrias jusqu'au village de Luth. Depuis ce village jusqu'aux granges du même nom, le chemin monte dans les marnes plissées du valanginien, qui offrent une série de bancs inclinés différemment et forment en gros deux grandes boucles anticlinales. Ces schistes ont été profondément ravinés.

Une fois sur l'arête de Luth, si l'on suit la crête du côté de la vallée de l'Arve en cherchant à reconnaître l'allure des couches situées en face et au

[1] Maillard. *Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 6, p. 28.
[2] Alph. Favre, *Recherches en Savoie*, etc., II, p. 233, pl. XIII, fig. 3.
[3] Em. Haug, *Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 47, p. 47.

dessous, dans le vallon de la Colonnaz et dans celui du lac de Flaine, l'on voit les couches crétacées former une série de boucles anticlinales concentriques à concavité tournée vers le sud.

L'on voit tout d'abord les calcaires hauteriviens, qui forment une bande horizontale d'abrupts jusqu'au dessus de la crête de Luth. En ce point ces couches se replient sur elles-mêmes en forme de C. La partie inférieure de ce C constitue tout le bas de la vallée de Flaine et le versant sud du vallon de la Colonnaz.

Ces couches montent jusqu'à côté des deux chalets qu'on trouve à cheval sur l'arête de Luth, où elles forment un ressaut rocheux bien visible dans la prairie. Elles traversent ensuite l'arête et redescendent former jusqu'au dessus de Bellegarde un abrupt qui domine la rive droite du torrent de Luth.

En un mot, ces couches de l'hauterivien *forment ici un S*, comme la chose est facile à voir sur la carte, et *représentent un anticlinal couché, superposé à un synclinal couché* également.

Sur le versant gauche de la vallée de Flaine, l'urgonien forme un abrupt en repos normal sur l'hauterivien. Sur le versant droit, les couches de cet étage viennent à leur tour se replier sur elles-mêmes en un C excentrique à celui de l'hauterivien et qui, droit au dessus des chalets de la Colonnaz, repose sur le sénonien par suite du laminage de la bande intermédiaire de gault. Avant d'être laminée, la bande de gault forme au dessus de l'urgonien une boucle anticlinale excentrique à celle de ce terrain, boucle qui est, elle aussi, entourée par une autre plus extérieure de sénonien.

Cette boucle de sénonien, au dessus des chalets des Chavanne où passe le chemin du vallon de la Colonnaz à Pernant, se replie, passe au dessous du C de gault qu'elle coupe en biseau, puis de celui d'urgonien qu'elle coupe également en biseau, et vient buter contre les calcaires hauteriviens en donnant naissance à la faille indiquée par A. Favre, Maillard et M. Haug.

Le sénonien remonte dans le fond du vallon de la Colonnaz, passe sur le versant ouest, forme un instant la crête entre le vallon de la Colonnaz et la vallée de l'Arve et se continue à mi-flanc du ravin de Bellegarde au dessus des bandes, en succession normale de l'hauterivien, de l'urgonien et du gault.

En un mot, *le sénonien a formé un S complet*, qui représente le prolongement en aval et dans ce terrain, de l'anticlinal couché superposé à un synclinal couché que nous avons vu formés tous deux par les calcaires hauteriviens.

L'urgonien et le gault forment entre le néocomien et le crétacé supérieur deux S analogues, mais dont la partie médiane a disparu par étirement.

Pour en retrouver la partie inférieure, il suffit de suivre le chemin qui monte de la Colonnaz aux granges de Luth; à mi-hauteur on verra l'urgonien apparaître entre les calcaires du sénonien et de l'hauterivien; plus loin, le gault réapparaît également dans les prés.

Dans le bas du vallon de la Colonnaz, l'on retrouve le calcaire nummulitique et le flysch; ces terrains forment le cœur du synclinal couché et on

peut les suivre le long du chemin de Pernant. Au dessus de ce synclinal couché dont ils forment la partie centrale, en remontant sur l'arête des Grands Vents, on les voit participer à l'anticlinal couché supérieur, mais alors *le pli est érodé par la vallée du torrent de Bellegarde, tangentiellement à sa charnière*; c'est cette charnière, dans le calcaire nummulitique, du pli anticlinal supérieur, qui représenterait, pour M. Haug, un accident transversal à la faille de la Colonnaz et l'arrêterait.

Nous venons de voir l'anticlinal couché supérieur et le synclinal situé au dessous affecter toutes les couches qui affleurent dans la région jusqu'aux plus récentes, celles du flysch. Sous le synclinal de la Colonnaz, nous avons un anticlinal couché inférieur qui est la suite du célèbre pli d'Arpenaz dans le malm. On le verrait constitué par les différentes couches du crétacé, si la vallée de l'Arve était entamée plus profondément entre Oex et Magland.

Quand on descend de la Colonnaz par le pittoresque sentier de Bellegarde, l'on coupe toutes les couches de la série crétacée qui forment ici le flanc normal du synclinal couché. Dans le fond du vallon, le sénonien repose sur le gault; ce dernier terrain affleure juste au point où le sentier commence à descendre plus rapidement. L'urgonien et l'hauterivien forment des abrupts épais de plusieurs centaines de mètres; enfin, tout au bas du sentier, l'on arrive sur les marnes valanginiennes qui plongent au nord, sous la vallée de l'Arve.

C'est entre Magland et le Rocher de Cluses que se trouvent de nouveaux accidents tectoniques qui représentent plus ou moins la prolongation au nord et dans les couches crétacées du pli inférieur d'Arpenaz; malheureusement, si la chose est assez facile à voir de la route, la vérification sur place au marteau est impossible pour plusieurs points intéressants.

De la route, l'on voit les couches hauteriviennes remonter et former un anticlinal; celui-ci passe à un pli-faille, par suite de la suppression de la partie médiane de l'S formé par l'urgonien. L'S de sénonien est complet, et c'est ce terrain qui vient buter sous les calcaires hauteriviens avant de se replier à nouveau et former la partie inférieure de son S. Sous le sénonien, l'urgonien apparaît formant une partie de boucle synclinale à concavité tournée vers le sud.

Le gault, une mince bande indiquée par un replat gazonné, subit les mêmes accidents que l'urgonien. Nous avons donc ici une reproduction exacte de ce que nous avons pu observer dans le vallon de la Colonnaz; mais les charnières des boucles anticlinales et surtout celles de l'hauterivien sont moins bien marquées par les replis des couches. L'S du sénonien a une forme excessivement aplatie S et à l'intérieur de la boucle inférieure l'on trouve le calcaire nummulitique.

Le flanc normal du synclinal couché se continue et constitue alors le flanc renversé d'un dernier anticlinal couché superposé à un synclinal de flysch qui le sépare de l'anticlinal droit, formé par le Rocher de Cluses. Ici ce dernier anticlinal couché a un centre d'urgonien, avec deux flancs de gault

et de sénonien. C'est dans la barre urgonienne qui en forme le centre que se trouve la grotte de la Balme. Cette grotte a trois boyaux principaux, un peu plus élevés que la hauteur d'un homme et larges en proportion; pas de belles salles, ni de belles stalactites.

Le Rocher de Cluses offre un noyau de calcaires hauteriviens, qu'on rencontre entre la Balme et Cluses. Au dessus, l'urgonien, le sénonien et le gault peuvent s'observer facilement dans le lit du torrent de la Balme de Balancy. En remontant le sentier qui conduit à Araches, on coupe les couches de l'anticlinal inférieur couché, dont la racine s'enfonce au sud sous les alluvions de l'Arve, à 1 kilomètre en aval de Magland. C'est sur ce pli que repose le synclinal pli-faille à la base de l'anticlinal inférieur, suite de celui d'Arpenaz. Ce synclinal, sur lequel chevauche le pli couché inférieur, disparaît également sous les alluvions du fond de la vallée, à la hauteur de Magland, par suite de l'abaissement parallèle à leurs axes de la nappe des plis couchés.

Cet abaissement atteint son maximum entre Magland et Bellegarde; plus au sud, l'ensemble des plis se relève avec un plongement vers le nord, tandis qu'il se faisait vers le sud en aval de Magland.

Comme les plis se relèvent, l'on voit réapparaître entre Oex et Luzier ce synclinal sur lequel chevauche l'anticlinal couché inférieur, représenté par les diverses couches du berrias, du malm et du callovo-oxfordien.

L'anticlinal inférieur d'Arpenaz et le synclinal couché sur lequel il repose sont très développés dans le malm et dans le berrias. Dans les marnes valanginiennes et les calcaires hauteriviens, ces deux plis s'allongent démesurément et diminuent d'épaisseur en proportion, entre Oex et Magland.

Les axes des plis couchés plongent légèrement à l'est. Ce fait a une grande importance, car alors on ne peut observer les dislocations entre la Colonnaz et le Rocher de Cluses que sur le versant de la vallée de l'Arve.

Sur le plateau d'Araches, ils n'apparaissent pas pour ainsi dire, et l'on a simplement une table quelque peu ondulée de calcaire nummulitique qui va disparaître à l'est sous les dépôts du flysch. Ceux-ci s'élèvent rapidement et forment tous les sommets arrondis qui séparent la vallée de l'Arve de celle du Giffre.

Résumé. — Les deux anticlinaux couchés qui forment tout le soubassement du massif de Platé et qui donnent les deux boucles anticlinales jurassiques d'Arpenaz se continuent dans les couches crétacées et tertiaires.

Mais les deux plis ne sont plus superposés sur une même verticale; l'anticlinal supérieur se montre au vallon de la Colonnaz et repose sur un synclinal pli-faille où l'hauterivien et le sénonien viennent en contact. Ce synclinal surmonte le pli couché inférieur qui se manifeste sur le versant de la vallée de l'Arve, entre Magland et la Balme. Cet anticlinal couché inférieur repose, lui aussi, sur un synclinal pli-faille, lequel le sépare d'un dernier anticlinal couché plus inférieur et qui vient chevaucher sur un synclinal tertiaire. Ce synclinal tertiaire sépare ce dernier pli couché de l'anticlinal droit formé par le Rocher de Cluses.

La nappe des plis subit un abaissement parallèle à leurs axes entre Bellegarde et Magland, si bien qu'en aval ils plongent au sud et en amont au nord. Les axes des plis sont inclinés à l'est. Par suite de cette inclinaison, les accidents que je viens de décrire ne s'observent que sur le versant de la vallée de l'Arve et ne se montrent plus sur le plateau d'Araches.

CHAPITRE XXV

La partie supérieure de l'Aiguille de Varens.

J'ai dit qu'entre l'éboulis d'Ayer et le Nant de Luzier l'oxfordien et le malm se montraient en repos normal sur les deux anticlinaux couchés du soubassement. Mais si l'on continue à monter et surtout si l'on parcourt toute la pente comprise entre les pâturages de Varens, les chalets de Platé et les prairies de Pré-Coutens, l'on observe une complication extrême dans l'allure et dans la direction des couches. C'est qu'on est ici à l'endroit où le décrochement du Prarion, signalé par M. A. Michel-Lévy, a eu son retentissement dans la couverture des terrains sédimentaires.

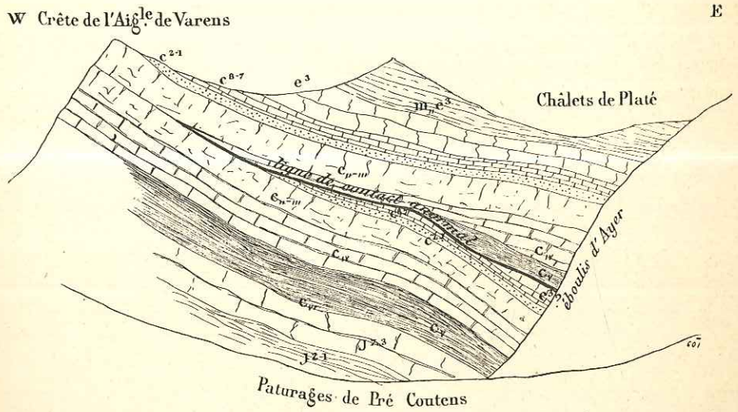


Fig. 33. — Montrant la suite du décrochement du Prarion dans la paroi supérieure du soubassement de Platé, entre l'éboulis d'Ayer et l'Aiguille de Varens.

$m_{n}e^{2}$, flysch. e^{3}, calcaires nummulitiques. C^{8-7}, sénonien. C^{2-1}, gault. C_{III-II}, urgonien C_{IV}, hauterivien. C_{V}, valanginien. C_{VI}, berrias. J^{7-3}, malm. J^{2-1}, callovo-oxfordien.

Je m'explique les faits de la manière suivante. Comme les Aiguilles-Rouges et le Prarion étaient en continuité, suivant une direction nord-est sud-ouest, il y avait, à peu près à la limite du torrent du Suet, deux anticlinaux couchés inférieurs qui n'affectaient là que les couches du lias et des terrains sous-jacents. Au dessus, le dogger et les étages plus récents étaient en repos normal. Lorsque le Prarion a été décroché et poussé en coin au nord, les terrains

de la couverture en repos normal ont participé à ce mouvement. Si l'accident de torsion, dont la cause première est difficile à formuler, s'était fait dans un plan exactement parallèle à celui des couches dans le massif des Fiz, sans aucune dénivellation verticale, il serait difficile de prouver la réalité du phénomène.

Mais comme cela se comprend, ce mouvement de torsion s'est compliqué d'un mouvement dans le sens vertical. Aussi le plan des couches dans le massif des Fiz, couverture des Aiguilles-Rouges, est-il à peu près horizontal, tandis que le plan des couches à l'Aiguille de Varens, suite de la couverture du Prarion, est incliné au sud-est.

C'est que ces couches sont venues s'enfoncer en coin contre les couches horizontales des Fiz et *les couper en biseau suivant une ligne de contact anormal qu'on suit depuis le bas du col du Dérochoir jusqu'au haut des pâturages de Varens*. Tout le long du contact anormal l'on voit une différence très marquée dans la direction des couches d'étages différents qui butent les unes contre les autres.

Comme les pentes sont très raides, la carte rend mal compte de l'allure de ce décrochement, que l'on ne peut comprendre que par l'étude d'une coupe qui permet de voir comment les couches s'agencent dans le plan vertical.

Remontons depuis Assy le sentier muletier qui conduit aux chalets de Platé. Nous allons traverser le lias, qui forme le cœur du pli anticlinal couché supérieur, puis le dogger, l'oxfordien et le malm, le valanginien marneux et les calcaires hauteriviens. Ces cinq étages appartiennent ici aux couches de la couverture du Prarion et se continuent sous l'éboulis d'Ayer en amont. En aval, ces couches forment de longues bandes horizontales et continues, qui passent au dessous du pic terminal de l'Aiguille de Varens et participent aux deux anticlinaux couchés que nous avons étudiés précédemment. Le chemin a traversé un bois et est alors au bas d'un grand amphithéâtre rocheux, près d'une source vauclusienne volumineuse, qui donne naissance à un torrent que le sentier a remonté sur sa rive droite.

L'on voit depuis ici le haut du cirque formé, à droite et de haut en bas, par la série des couches du calcaire nummulitique, du sénonien, du gault, de l'urgonien et des calcaires hauteriviens. Toutes ces couches paraissent reposer en bancs parfaitement horizontaux et se suivent au nord-est le long de l'arête des Fiz. Au dessous de cet abrupt supérieur, l'on a une série de couches plus disloquées, qui montrent, en descendant jusqu'au point d'observation, le sénonien qui bute, sous les calcaires hauteriviens, le gault, l'urgonien, les calcaires hauteriviens.

Ces quatre couches montent de biais et paraissent s'enfoncer en coin et en un biseau oblique sous les terrains supérieurs.

Elles vont former toute la partie gauche de l'amphithéâtre à un moment donné; cependant, le sénonien et le gault disparaissent laminés à la pointe de leur biseau; l'urgonien de la couverture du Prarion situé au dessous de ces deux terrains suit et coupe en biais les calcaires hauteriviens de la couver-

ture des Fiz qui lui sont alors superposés. Ces derniers disparaissent à leur tour, et *les deux bandes urgoniennes de la couverture des Fiz et du Prarion se confondent en une barre unique et énorme qui se continue jusqu'au sommet de l'Aiguille de Varens* en diminuant progressivement d'épaisseur. C'est cette barre qui, plus en aval dans la vallée de l'Arve, va participer aux deux plis couchés dans le vallon de la Colonnaz et au dessus de Magland.

Sur le terrain, il est difficile de vérifier tous ces faits en une seule course, et l'étude de ce versant du massif de Platé est une des régions qui m'ont demandé le plus de recherches et pris le plus de temps. Au dessus de la source vauclusienne le chemin se bifurque. Un sentier continue à droite et conduit

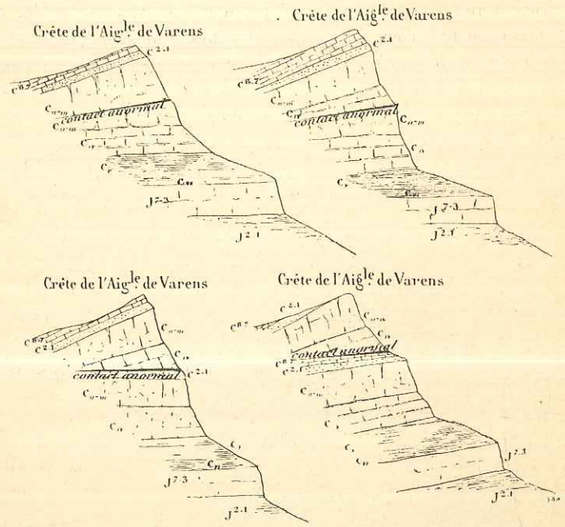


Fig. 34. — Coupes successives prises entre l'éboulis d'Ayer et l'Aiguille de Varens et montrant la suite du décrochement du Prarion.

C^{7-8}, sénonien. C^{2-1}, gault. C_{II-III}, urgonien. C_{IV}, hauterivien. C_V, valanginien. C_{VI}, berrias. J^{7-3}, malm. J^{2-1}, callovo-oxfordien.

aux chalets de Platé; en le suivant, l'on trouve, au dessus des calcaires hauteriviens où nous nous étions arrêtés, l'urgonien bien caractérisé et le gault, toujours facile à distinguer à la teinte brune et au faciès gréseux de ses roches. Le sénonien, calcaire lithographique, demande à être regardé de près et cassé souvent. Le laminage a chargé ses bancs de paillettes de séricite qui lui donnent un aspect lustré et un toucher onctueux. Mais l'altération du faciès habituel n'est que superficielle, et un coup de marteau suffit pour reconnaître le calcaire sénonien. Au point où la pente change et où l'on passe au pied d'un abrupt, l'on a le contact anormal du sénonien qui, plus facilement attaquable par l'érosion, forme une pente, et du calcaire hauterivien, très spathique et cristallin, qui forme un abrupt.

Ce contact peut être facilement suivi si l'on remonte la crête qui sépare l'amphithéâtre rocheux que je décris de l'éboulis d'Ayer.

Cette crête, marquée sur la carte au dessus des chalets de Pré-Coutens, domine un grand abrupt d'éboulis coupé de ravins très escarpés, au delà duquel on voit les marnes valanginiennes affleurer au bas des calcaires hauteriviens et se prolonger jusqu'aux éboulis du col du Dérochoir. J'en reparlerai plus loin.

Si l'on remonte le sentier de Platé depuis le point du contact anormal que j'ai décrit jusqu'aux chalets, l'on coupe la série complète des terrains supérieurs aux calcaires hauteriviens, jusqu'aux calcaires nummulitiques, sur lesquels sont construits les chalets. Il faut remonter encore plus haut, vers la pointe de Platé (2553 m.), pour retrouver le flysch et les grès de Taveyannaz.

Revenons maintenant au bas de l'amphithéâtre rocheux et suivons le sentier de gauche. Il va nous montrer de nouveau, affleurant dans les prés, la série crétacée normale jusqu'au gault et au sénonien, qu'on rencontre au haut de la pente herbeuse et qu'on voit également buter contre l'hauterivien et s'enfoncer au dessous. Enfin, en suivant la partie supérieure de la prairie, l'on voit les deux barres urgoniennes qui se rejoignent avant de traverser un col peu marqué, mais indiqué par une *poupée d'érosion* et qui sépare le versant que je viens de décrire du vallon au bas duquel se groupent les chalets de Varens. Si l'on cherche à suivre l'accident de décrochement que je viens de décrire au milieu de l'éboulis d'Ayer l'on verra peu de chose. Cependant, dans le chemin qui va de la Charmette à Pré-Coutens, l'on coupe la suite de la barre de dogger, qui apparait en place sous l'éboulis le long du chemin. A Pré-Coutens, le malm affleure encore. Il forme la suite de la couverture du Prarion; si de là on monte aux chalets de la Barme, l'on ne rencontre que des éboulis qui masquent tout. Mais entre les chalets de la Barme et ceux d'Ayer, la barre supérieure de malm de la couverture des Fiz apparait bien visible, au dessus du berrias et des marnes valanginiennes, à la base du col du Dérochoir. Cette barre de malm, de berrias, et les marnes valanginiennes sont trois étages qui ont donc été laminés entre le point où ils affleurent à la base du col du Dérochoir et l'arête qui descend de la Pointe de Platé sur Pré-Coutens, où alors le sénonien vient en contact anormal avec l'étage situé au dessus du valanginien laminé, avec l'étage hauterivien.

Pour plus de simplicité, j'ai donné tous ces faits avec leur explication qui me semble la plus plausible. Cherchons s'ils peuvent recevoir une seconde interprétation que je vais discuter maintenant. Ne peut-on pas regarder tous les phénomènes décrits plus haut comme résultant d'un anticlinal couché qui viendrait en contact anormal par faille chevaucher sur un synclinal qui le séparerait des deux plis couchés inférieurs?

Et d'abord le synclinal inférieur ne saurait exister, car de quelque façon que l'on rejoigne hypothétiquement, sous l'éboulis d'Ayer, une barre d'un

étage quelconque de la série des Fiz avec la barre de même âge de la série du Prarion, la boucle synclinale ainsi formée contiendrait en son centre des étages plus anciens que sur ses flancs.

On peut encore admettre que c'est la série complète des Fiz qui est venue former un anticlinal sur la série normale du Prarion, en la laminant et sans l'existence de synclinal intermédiaire. Mais alors on aurait une série chevauchante, qui serait horizontale, qui n'aurait subi ni dénivellation ni rupture et qui s'en irait ainsi s'étendre sans laminage aucun depuis les pâturages de Varens jusqu'au Rocher de Cluses, tandis que la série chevauchée présenterait tous les accidents de dénivellation verticale, de laminage en coin, de changement de direction avec l'ensemble des plis de la région.

Comme cette rapide discussion le montre, toute explication autre que le décrochement du Prarion, dont la série des terrains jurassiques et crétacés vient s'enfoncer en coin contre la série des mêmes terrains des Fiz, semble bien peu vraisemblable. Il est possible, toutefois, que les courses ultérieures que je ferai aux Rochers des Fiz et dans le massif de Platé puissent me donner de nouveaux arguments dans le sens d'une interprétation différente.

Au nord-est de l'éboulis d'Ayer, on retrouve sur le versant sud-est des Fiz et du Buet la suite des deux anticlinaux couchés que nous avons étudiés le long de la vallée de l'Arve. Sous les Fiz, ils sont représentés par les divers étages du lias et du bajocien; au Buet, ils montrent le trias et même le houiller séparés par des synclinaux liasiques. Au dessus du lac de Pormenaz, mon ami E. Joukowsky m'a montré au milieu du houiller un synclinal formé par le trias et le lias inférieur calcaire. Ce dernier représente probablement la racine droite du synclinal qui sépare les deux anticlinaux couchés inférieurs de la base des Fiz. Au dessus de ces anticlinaux, le malm et les étages supérieurs en repos normal montent jusqu'au sommet de l'arête des Rochers des Fiz et de Tête à l'Ane.

On retrouve dans la vallée de Sixt et Samoens, la suite des deux anticlinaux couchés qui, là aussi, forment, comme dans la vallée de l'Arve, de grandes boucles anticlinales de terrains de plus en plus récents et qui s'emboitent les unes dans les autres.

Mais je ne veux pas entrer dans les détails d'un raccord encore mal étudié et dont je compte faire l'objet d'un autre bulletin ; toutefois, je tiens à attirer l'attention sur un fait dont le décrochement du Prarion donne la meilleure explication.

Les racines des plis couchés de la vallée de l'Arve sont dirigées comme le Prarion, c'est-à-dire à peu près nord-sud. Celles des plis couchés des Fiz et du Buet, qui sont la suite évidente des plis couchés de la vallée de l'Arve, ont une direction nord-est-sud-ouest, comme on peut le voir dans le synclinal triasique et liasique de Pormenaz. Or, si l'on relie sur la carte la racine synclinale des plis couchés des Fiz, située au dessus du lac de Pormenaz, avec sa suite au sud-est, qui est le synclinal médian du Prarion, lequel aboutit, sur la grande route de Chamounix, droit au dessus de Chedde; si l'on relie ces

deux racines synclinales, on ne peut le faire que par une courbe qui présente un point d'inflexion.

Le raccord entre ces deux racines synclinales ne se comprend donc que dans le cas où la ligne qui les joignait a subi une rupture et un décrochement au nord. Mais, même si l'on n'admet pas comme démontré le raccord entre le synclinal médian du Prarion et celui de Pormenaz, l'allure seule des plis couchés nécessite la même explication, car on ne saurait concevoir que des plis, qui sont couchés en avant de racines dirigées presque nord-sud, comme c'est le cas pour les plis de la rive droite de la vallée de l'Arve et de leurs racines au Prarion, se raccordent sans rupture avec d'autres anticlinaux couchés au nord-ouest, avec leurs axes et, par conséquent, leurs racines dirigées nord-est-sud-ouest, comme c'est le cas des plis couchés des Fiz et

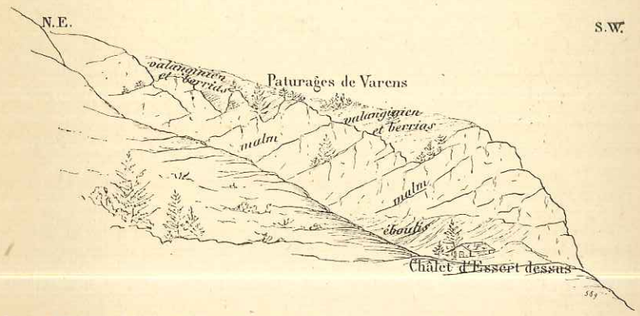


Fig. 35. — Montrant le berrias et le valanginien butant contre la barre de malm qui supporte les pâturages de Varens. — Croquis pris depuis le chemin forestier qui va de Bay au barrage du torrent de Luzier.

du Buet. Il est certain que l'axe de la charnière houillère du pli couché inférieur au Buet a une direction presque parallèle à celle qu'aurait la racine droite du même pli si elle n'avait pas été enlevée par l'érosion. En un mot, le raccord entre les racines droites des plis anticlinaux couchés des Fiz et du soubassement de l'Aiguille de Varens ne peut se comprendre que dans le cas où il y a un décrochement. Je viens de montrer que ce décrochement, déjà indiqué par M. A. Michel-Lévy pour le Prarion, se poursuit dans la partie supérieure de l'Aiguille de Varens.

Au dessus de Bay, la barre de malm qui supporte les pâturages de Varens présente un phénomène particulier qui provient ou d'une série successive de petites failles d'affaissement ou d'une transgression du berrias et du valanginien sur le malm. Je ne saurais me prononcer. En tous cas, l'on voit le berrias et le valanginien qui viennent buter d'une manière anormale contre le malm, ainsi que le montre le croquis de la figure 35. Celui-ci a été pris depuis le chemin forestier qui descend du barrage construit dans le haut du torrent de Luzier, et l'on peut aller toucher le contact depuis les pâturages en aval des

chalets de Varens. Dans le cas de failles locales, peut-être celles-ci devraient-elles leur origine au mouvement de décrochement du Prarion.

Résumé. — Entre la partie supérieure de l'éboulis d'Ayer et le sommet de l'Aiguille de Varens, l'on voit les couches jurassiques et crétacées en succession normale qui forment le grand mur des Rochers des Fiz. Elles sont coupées en biseau par une série de couches des mêmes étages qui viennent s'enfoncer en coin au dessous d'elles, qui les laminent et les remplacent successivement. Ce sont les couches qui étaient en repos normal sur le Prarion et qui ont subi le même décrochement que cette montagne. Cela les a obligées à venir se coïncer contre les couches supérieures des Fiz en repos normal sur les Aiguilles-Rouges, suivant un plan incliné au sud-est. Entre le bas du col du Dérochoir et l'arête qui domine Pré-Coutens, le malm, le berrias et le valanginien des Fiz ont disparu laminés; sur l'arête qui domine Pré-Coutens et dans le grand cirque rocheux que suit le chemin des chalets de Platé, le sénonien et le gault de la série inférieure, couverture du Prarion, viennent en contact anormal se coïncer au dessous des calcaires hauteriviens de la série supérieure, couverture des Aiguilles-Rouges Ceux-ci reposent alors sur les calcaires urgoniens qui les coupent en biseau et rejoignent ceux de la série supérieure. L'urgonien de la couverture des Fiz et de celle du Prarion, alors réunis, forment une puissante barre abrupte qui va former le sommet de l'Aiguille de Varens. Plus au nord, cette barre et les terrains supérieurs participent aux deux plis couchés de la vallée de l'Arve, entre le vallon de la Colonnaz et le Rocher de Cluses.

CHAPITRE XXVI

Les plis couchés de la chaîne des Aravis.

Nous avons vu comment les deux plis couchés à la partie supérieure du Mont-Joly se continuaient tout le long de la rive droite de l'Arve. Étudions maintenant comment ils se comportent sur la rive gauche.

Là, entre le Mont-Joly et la chaîne des Aravis, l'on a une large dépression, celle de Mégève. Celle-ci a entamé tous les plis couchés et a atteint leur soubassement cristallin. Nous avons vu cependant que le raccord des plis couchés I et II-III, entre le flanc du Mont-Joly et la base des Aravis, n'offrait aucune difficulté. Si nous remontons depuis Mégève sur la cime du Mont-Joly ou sur celle plus éloignée de la Pointe d'Areu, dans les deux cas nous retrouverons au dessus du pli couché II-III les traces de deux anticlinaux superposés. Ce sont les deux anticlinaux IV-V et VI que nous verrons formés par les couches du lias au sud-est, tandis que dans la chaîne des Aravis ces anticlinaux sont marqués par des replis dans le dogger ou de grandes boucles dans les étages supérieurs; mais sur un espace de plus de 10 kilomètres, l'érosion a balayé toute trace des boucles anticlinales et synclinales intermédiaires.

Maillard ne s'est pas occupé de la chaîne des Aravis, mais M. Haug[1] y consacre quelques pages de son mémoire, qui ont fait beaucoup avancer la question, et donne une planche de coupes qui est la meilleure de son bulletin. Comme il l'indique très bien, la bande de malm de la cascade de Doran est la suite de celle qui a donné naissance au pli inférieur d'Arpenaz. Au dessus de la cascade de Doran, l'on voit les couches du malm, non seulement redressées, mais qui se recourbent dans la paroi dominant le chemin muletier qui conduit aux chalets et qui forment là le commencement d'une charnière synclinale à concavité tournée vers le nord et au cœur de laquelle affleurent les calcaires du berrias. Ce synclinal est la suite du synclinal couché sur lequel repose l'anticlinal inférieur d'Arpenaz; il se manifeste ici à une altitude de plus de 1000 mètres, tandis qu'à 4 kilomètres à l'est, sous l'anticlinal couché inférieur d'Arpenaz, il est au niveau de la vallée de l'Arve (530 m.); on peut donc juger combien *les axes des plis couchés sont inclinés fortement à l'est*. Si l'on monte des pâturages de Doran au point de cette arête coté 1786 mètres, on voit sur le versant de la crête tourné vers les Aravis les

[1] Em. Haug (*Bull. Carte Géol. de France*, nº 47, pp. 53-59).

couches de malm du flanc renversé du synclinal *qui se recourbent en arrière en se redressant*. Elles viennent ainsi, *sans faille aucune*, former, au dessus de la boucle synclinale décrite, une boucle anticlinale à concavité tournée vers le sud et au centre de laquelle, sur un long espace, affleurent les schistes callovo-oxfordiens. Ce cœur de l'anticlinal couché forme un large replat gazonné, à la cote 1900 mètres, situé entre deux parois de malm. A la base de la paroi inférieure, qu'un sentier traverse, j'ai trouvé *Perisphinctes* sp. ?.

Cet anticlinal bien marqué, qui est la suite de l'anticlinal inférieur d'Arpenaz, sur la rive droite de l'Arve, ne se continue plus que par une barre unique de malm au delà de la cascade des Fours. Cependant, cette barre reste toujours double, car loin au sud, sur le versant du mont Charvin, on la retrouve momentanément dédoublée à nouveau. Ici les plis ont complètement dépassé l'horizontale et plongent profondément sous les Aravis, si bien qu'une

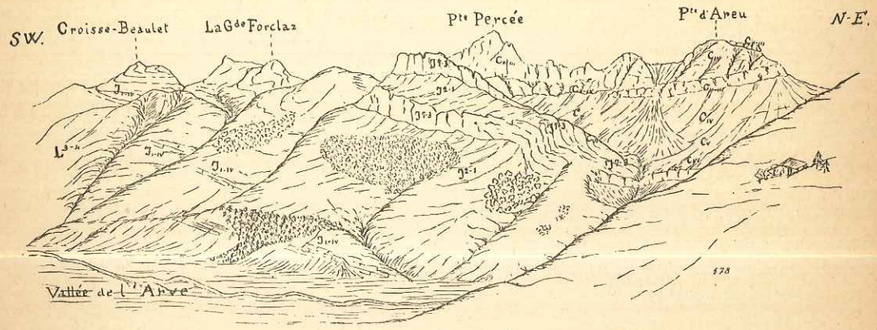


Fig. 36. — Les plis couchés de la chaîne des Aravis. — Croquis pris des chalets des Arcets (rive droite de l'Arve).

L^{1-3}, lias supérieur schisteux. J_{I-IV}, dogger. J^{2-4}, callovien-oxfordien. J^{7-3}, malm, et C_{IV}, berriasien. C_V, marnes du valanginien. C_{IV}, hauterivien. C_{II-III}, urgonien (barrémien).

perpendiculaire à l'axe de l'anticlinal couché du pic 2400 mètres s'enfonce de 30° à 45° au nord-ouest sous Pointe-Percée. Aussi *les replis des différentes couches du crétacé se font-ils en profondeur* et, érodés parallèlement à leurs axes, ne sont-ils plus visibles, sauf sur l'autre versant de la chaîne des Aravis, comme je le montrerai plus loin.

Comme M. Haug l'a déjà indiqué, les replis dans le dogger sont bien visibles à la Croix du Planay et à Croisse-Beaulet. Enfin, au dessus de la Gietlaz, MM. Haug et Lugeon ont retrouvé un lambeau de dogger reposant sur les schistes oxfordiens; c'est la charnière anticlinale de ce même pli qui atteint en cet endroit la route du col des Aravis.

En montant le col qui relie les chalets de Doran et ceux de Méry, et qui passe au sud-ouest de la Pointe d'Areu, l'on rentre dans les couches crétacées et l'on voit les calcaires urgoniens former un synclinal entre deux bandes

hauteriviennes. Cette barre d'urgonien correspond au pli-faille de la Colonnaz, sur l'autre rive de la vallée, et sépare le pli couché inférieur du pli couché supérieur, lequel, dans la chaîne des Aravis et par suite de l'érosion, n'est visible que dans les couches crétacées. Près des chalets de Chérente, la boucle anticlinale dans l'urgonien se ferme, tandis que le gault du synclinal inférieur se lamine ici, comme dans son prolongement, de l'autre côté de l'Arve, au vallon de la Colonnaz, et donne également naissance à un synclinal pli-faille. Mais là encore, comme sur l'autre rive, le pli supérieur VI et le pli inférieur IV-V ne sont pas superposés sur la même verticale, et, tandis que le premier a sa charnière urgonienne à la Pointe d'Areu, le second a la sienne en aval de Magland et à une altitude très supérieure à celle du même anticlinal sur la rive droite.

Toute la pente, entre les pâturages de Montferrant qui reposent sur l'abrupt de malm, la Vulpillière et le hameau des Plagnes, toute cette pente présente un grand développement des couches du berrias et du néocomien qui forment le synclinal au dessous du pli couché inférieur. Ce synclinal est coupé obliquement à son axe par la pente de la montagne, et c'est ce qui lui donne sur la carte son apparence bizarre. Il est très bien accusé par les couches de l'urgonien dans le versant qui domine le hameau de Chamonix en face de Magland. Sur ce versant escarpé et couvert de forêts, les observations géologiques ne sont pas faciles. Cependant j'ai pu reconnaître que le synclinal que je décris, très bien accusé par l'urgonien, montre en son centre le calcaire nummulitique et le flysch, et qu'il repose sur un anticlinal couché inférieur qui est probablement le même que l'anticlinal où se trouve la grotte de la Balme, sur l'autre rive de l'Arve. Ce dernier pli couché repose sur le synclinal de la Frasse, suite de celui du Reposoir qui le sépare du Rocher de Cluses, le premier anticlinal droit. Comme on le voit, et comme c'est facile à comprendre, il y a une concordance parfaite entre les plis couchés des deux rives de l'Arve.

Le *synclinal de la Frasse* se continue jusqu'au bord de l'Arve, vis-à-vis de celui de la Balme de Balancy, dans la forêt que suit le torrent qui descend sur la Plagne. Il existe un mauvais sentier de bûcherons, qui longe presque tout le temps le contact de l'urgonien, sur lequel le torrent forme une ou deux cascades, avec le gault et le sénonien. Pour retrouver le flysch, il faut s'enfoncer dans la forêt au pied de l'abrupt opposé; cependant, 100 mètres au dessus du vallon de la Plagne, l'on a une carrière abandonnée où l'on exploitait les ardoises du flysch.

Si, sur la carte, le raccord du synclinal de la Frasse et de l'anticlinal urgonien superposé de la Plagne a une apparence un peu étrange, cela provient de ce que les deux plis ne sont pas érodés parallèlement et qu'ils le sont tous deux obliquement à leurs axes. En outre, la difficulté d'accès et de connaissance exacte du point où l'on se trouve au milieu d'une forêt sans sentiers tracés rend les contours moins certains. Cependant l'on peut voir nettement que les couches de flysch du synclinal plongent fortement au sud et vont

s'enfoncer au dessous des couches urgoniennes de l'anticlinal inférieur de la Plagne.

Enfin, au dessous du pic de la Crête qui prolonge au nord Tête de Salaz et sur l'autre rive, presque au dessus de Magland, on a une faille locale d'affaissement dirigée presque est-ouest; elle n'est d'ailleurs pas en corrélation directe avec la tectonique des plis couchés qu'elle complique simplement quelque peu. Si l'on monte depuis la Frasse au village de Romme et si l'on parcourt le versant de l'arête de Tête de Salaz qui regarde ces deux villages, l'ont voit que le pli synclinal de Romme a son jambage renversé étiré; qu'au dessus du flysch et du calcaire nummulitique le sénonien et le gault manquent à ce qu'il m'a semblé, mais sur un court espace. Au dessus, une barre urgonienne représente la suite de l'anticlinal inférieur dans lequel est creusée la grotte de la Balme, sur l'autre rive de l'Arve; puis vient un synclinal sénonien et l'urgonien du pli anticlinal inférieur qu'on suit tout le long des deux rives de l'Arve.

Le synclinal de sénonien cesse d'affleurer droit au dessus de Romme; aussi, en avançant au sud, ne rencontre-t-on plus que les couches qui participent à la formation du grand synclinal du Reposoir. Au centre de ce dernier, aux chalets de Sommiers-Dessous, l'on trouve le pli qui montre, au centre d'une bande sénonienne, le gault et l'urgonien. *C'est peut-être la tête de l'anticlinal couché inférieur* IV-V qui forme la base de la chaîne des Aravis et vient réapparaître ici sur le versant nord.

Mais j'ai laissé de côté le versant nord-ouest des Aravis et le synclinal du Reposoir dont mes collègues et amis MM. E. Haug et Lugeon poursuivent actuellement l'étude.

Résumé. — Sur la rive gauche de l'Arve, l'on retrouve les traces des deux anticlinaux couchés superposés qui correspondent exactement à ceux que nous avons décrits sur la rive droite. Le pli anticlinal supérieur VI n'est visible que dans les couches crétacées à la Pointe d'Areu et forme là un anticlinal couché sur un synclinal pli-faille. L'anticlinal inférieur IV-V est marqué par une boucle de malm qui correspond à celle du pli inférieur d'Arpenaz; sa boucle dans les couches crétacées se fait au dessus de Magland et repose sur un synclinal couché inférieur qui sépare ce pli d'un anticlinal couché inférieur, à la Plagne. Ce dernier pli à cœur urgonien correspond à celui où est creusée la grotte de la Balme et repose sur un synclinal au centre duquel on trouve le flysch et qui le sépare de l'anticlinal droit du Rocher de Cluses.

Ce synclinal, qui correspond à celui de la Balme de Balancy, se continue, sur le versant nord-ouest des Aravis, par le synclinal du Reposoir au milieu duquel on rencontre les célèbres îlots triasiques des Annes et de Sûlens.

QUATRIÈME PARTIE

CHAPITRE XXVII

Considérations tectoniques et relations avec les régions voisines.

§ 1er. — Introduction.

Un coup d'œil jeté sur la carte tectonique qui accompagne ce mémoire montre que l'on peut diviser la région étudiée en deux parties : l'une au nord-est est formée par l'extrémité méridionale du Mont-Blanc et sa continuation dans des replis de terrains secondaires jusqu'au delà de la vallée de l'Isère ; l'autre comprend les chaînes situées plus en avant vers l'extérieur des Alpes. Ces dernières sont formées par l'empilement d'une série de plis couchés.

Ces plis couchés se raccordent au nord-est avec ceux des Tours-Salières et de la Dent du Midi; ils ont été complètement enlevés par l'érosion au sud-ouest et laissent apercevoir leur soubassement cristallin, qui forme alors l'extrémité septentrionale de la chaîne de Belledonne.

§ 2. — Extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc.

A son extrémité, le massif du Mont-Blanc s'abaisse très brusquement, et cet abaissement si rapide des axes des plis a permis à ceux-ci d'être protégés contre l'érosion, si bien que l'on voit sortir du massif amygdaloïde six anticlinaux cristallins, qui le prolongent au sud tout en se serrant.

Ce serrage intense de ces plis s'augmente encore de la disparition des deux tiers d'entre eux ; il atteint son maximum entre le col du Bonhomme et le vallon de Roselend et correspond à un épanouissement des plis situés au nord-ouest et qui, eux, prolongent le Prarion au sud.

Si l'on cherche à reconnaître comment les plis qui en sortent passaient autrefois sur le massif du Mont-Blanc, on voit que cinq d'entre eux se continuent sur le versant nord et que le sixième, le plus méridional, seul va former la crête de la chaîne et peut-être seulement une partie du versant sud.

Lorsque le refoulement a été aussi intense que dans la région qui nous occupe, il n'est plus guère possible de suivre dans le détail les différences d'orientation des plis hercyniens et des plis alpins. Néanmoins, on peut constater que dans son ensemble l'axe du massif ancien du Mont-Blanc est oblique à la direction générale des plis alpins de sa couverture sédimentaire et qu'il présente une direction nord-sud plus prononcée.

D'ailleurs, cette différence d'orientation générale, bien marquée par la disposition du culot éruptif de protogine, s'augmente d'une différence dans l'inclinaison même des plis. La forme en éventail ou plus exactement en gerbe, reconnue par la majorité des auteurs, n'est vraie que lorsque l'on examine la partie profonde du massif, formée par la roche éruptive, la protogine, et par les schistes cristallins injectés et rendus ainsi plus résistants. Dès que l'on atteint les schistes cristallins non injectés de son extrémité sud et plus encore pour la couverture de terrains sédimentaires, le caractère essentiel est celui de plis déjetés au nord et d'autant plus renversés qu'ils se font dans des couches plus récentes, c'est-à-dire à une partie plus supérieure de la couverture du massif.

Au point de vue du plissement alpin, le massif du Mont-Blanc montre tous ses plis déversés vers le nord, et suffisamment pour que l'on puisse se demander si les terrains plus récents, aujourd'hui complètement arasés, ne se sont pas déroulés en grandes boucles horizontales analogues à celles qui constituent les chaînes calcaires situées en avant.

On sait que M. Maurice Lugeon [1], dans son bel ouvrage sur *La Brèche du Chablais*, a examiné l'hypothèse qui ferait venir tout ce complexe du versant sud du Mont-Blanc.

Un des arguments de MM. Lugeon contre l'hypothèse qui l'aurait fait venir du versant nord était la différence de faciès entre les dépôts jurassiques du Chablais et ceux de la vallée de Chamounix; pour retrouver dans le lias un faciès bréchiforme, il fallait aller au delà du massif du Mont-Blanc, dans le zone du Briançonnais où le lias est représenté par le faciès de la Brèche du Télégraphe, bien connu depuis les travaux de M. W. Kilian. Mais j'ai montré qu'à l'époque de l'infralias tout le massif du Mont-Blanc, en partie émergé, avait un relief considérable près du col du Bonhomme et que les seuls témoins qui nous restent du lias qui le recouvrait ont justement un faciès très voisin de celui de la Brèche du Télégraphe.

Ces arguments joints au nombre de plis, et de plis tous renversés au nord, qui passaient sur le versant nord du massif, sont des arguments qui militent

[1] Maurice Lugeon, *La Région de la Brèche du Chablais*, dans le *Bull. Serv. Carte Géol. de France*, n° 49, p. 253 et 280 et suivantes.

en faveur de l'hypothèse qui ferait venir la Brèche du Chablais de ce versant septentrional du Mont-Blanc.

Je n'ai nullement la prétention de résoudre la question, mais j'ai cru utile de présenter les nouveaux arguments que mes recherches m'ont fournis et dont la valeur n'échappera à personne.

§ 3. — Les plis couchés du Mont-Joly et de ses attaches.

En avant du Mont-Blanc la chaîne des Aiguilles-Rouges se continue au sud par la montagne du Prarion. Celle-ci a subi un décrochement déjà indiqué par M. A. Michel-Lévy et dont j'ai retrouvé la trace entre l'éboulis d'Ayer et l'Aiguille de Varens.

Le Prarion forme une amygdale légèrement surélevée qui s'abaisse au nord comme nous le verrons en étudiant les plis couchés du soubassement de Platé. Au sud-ouest, les axes des plis s'infléchissent également au passage du Bon-Nant pour s'élever de nouveau au col Joly; mais le trait essentiel est le serrage intense de tous les plis épanouis au col Joly et plus au sud, dans les chaînes d'Outray et des Enclaves, et qui viennent disparaître presque tous simultanément au bas du col, en face des Contamines, comme le montre bien la carte tectonique jointe à ce mémoire. En même temps qu'un serrage, les axes des plis subissent un changement de direction et, de sud-ouest-nord-est qu'ils étaient, deviennent presque nord-sud. Enfin le synclinal de Chamounix s'épanouit largement au col de Voza.

Il y a là et dans le décrochement du Prarion un ensemble curieux de phénomènes qui sont peut-être en corrélation avec la surélévation brusque du massif du Mont-Blanc droit en arrière. En avant de ces chaînes où s'amorcent leurs racines droites, les plis couchés se sont développés en grandes boucles horizontales au Mont-Joly, dans la chaîne des Aravis et sur la rive droite de l'Arve, dans la grande muraille qui forme le soubassement du massif de Platé.

Ces grandes boucles horizontales sont formées par des couches de terrains de plus en plus récents, emboîtées les unes dans les autres.

Mais l'ensemble de ces plis couchés au nord-ouest et empilés les uns sur les autres est loin d'être formé par des plans horizontaux.

Au contraire, tous ces plans superposés, formés par des plis couchés vers l'extérieur des Alpes, c'est-à-dire au nord-ouest, sont fortement inclinés dans le sens longitudinal de la chaîne, c'est-à-dire au nord-est, et vont s'enfoncer en profondeur sous la vallée de l'Arve et dans le soubassement du massif de Platé.

Par suite de cette disposition, ils se relèvent au sud-ouest, du côté de Flumet, comme le montre le schéma suivant :

Ils ont naturellement été attaqués plus fortement par l'érosion, à mesure que leurs axes s'élevaient, les plis les plus profonds étant dénudés les derniers,

comme cela se comprend facilement. Aussi, en descendant depuis le Mont-Joly sur Flumet, coupe-t-on tous les plis depuis l'anticlinal supérieur VI jusqu'à l'anticlinal inférieur I, et l'on rencontre ensuite les schistes cristallins du soubassement. Ces derniers vont former le grand massif du Mirantin entre le Doron de Beaufort et l'Isère.

Toutefois le synclinal inférieur sur lequel reposent les plis couchés a sa racine droite qui se continue au sud-ouest par le synclinal du col de la Bâthie jusqu'à Cevins, au bord de l'Isère, c'est-à-dire en arrière du massif du mont Mirantin. D'autre part, la charnière anticlinale dans le malm du pli inférieur d'Arpenaz, c'est-à-dire la boucle horizontale de malm du pli couché IV-V, se continue tout le long de la chaîne des Aravis jusqu'à la Pointe de Sellive et au Roc-Rouge, comme l'a montré M. Haug, c'est-à-dire en avant du mont Mirantin. Il s'en suit qu'autrefois le massif du mont Mirantin a dû être recouvert par un empilement de plis couchés, comme le cristallin entre Mégève et la vallée

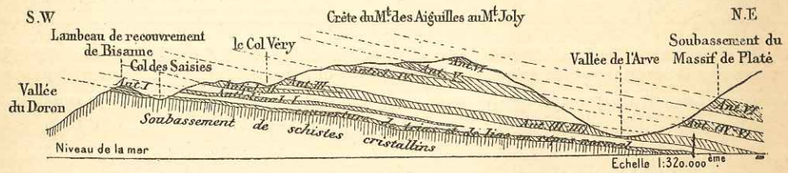


Fig. 37. — Montrant l'inclinaison au nord-est des axes des plis couchés.

d'Hauteluce l'est aujourd'hui par ceux du Mont-Joly. Mais tous les axes des plis s'étant fortement élevés dans cette direction du sud-ouest, l'anticlinal VI, qu'on trouve à 2500 mètres au sommet du Mont-Joly, devait probablement atteindre au Mirantin et peut-être dépasser la hauteur de 4000 mètres.

Toutefois l'érosion n'en a rien laissé subsister. C'est à partir d'une ligne située au nord-est du col des Saisies que l'érosion n'a pas encore enlevé les plis couchés; mais, plus au nord, elle continue à les entamer dans les deux vallées parallèles d'Hauteluce et de Mégève. La première de ces deux vallées présente un intérêt tout spécial en ce qu'elle montre le raccord sur le terrain de la racine droite et de la partie couchée de chacun des plis couchés.

Enfin les versants du col Véry situés entre ces deux vallées montrent le laminage complet du synclinal intermédiaire entre le pli couché II et le pli couché III qui descend ainsi sur l'anticlinal inférieur et se confond avec lui en un pli unique. Il en est de même pour les plis IV et V.

Au nord de la vallée de Mégève ces plis se retrouvent dans la chaîne des Aravis formés par les couches des étages jurassiques et crétacés. Mais en ce point la nappe des bouches anticlinales a dépassé l'horizontale et elle va plonger en profondeur sous les massifs anciens des Annes et de Sulens.

Je ne veux point discuter ici l'origine de ces klippes bien connues et dont mes amis, MM. E. Haug et M. Lugeon, poursuivent l'étude ; mais il faut néan-

moins reconnaître combien la tectonique de toutes les chaînes que j'ai étudiées et qui se trouvent en arrière s'accorderait avec l'hypothèse qui ferait des Annes et de Sulens des masses charriées, venant de la région située au sud-est de celle que je viens de décrire dans ce mémoire et par dessus laquelle elles auraient passé.

Ces plis, qui plongent de 20° à 40° au delà de l'horizontale sous les Annes et Sulens, se redressent près de la Frasse vers la vallée de l'Arve. Ils sont d'ailleurs inclinés de ce côté, comme je l'ai déjà indiqué. En effet, la vallée de l'Arve, comme celle de l'Isère, est un point d'abaissement marqué des axes des différents plis, une sorte de synclinal orthogonal.

La rive droite de la vallée de l'Arve présente un intérêt particulier. C'est une sorte de mur, le long duquel on peut suivre, pour ainsi dire pas à pas, les deux plis couchés supérieurs. On les voit formés par des couches de plus en plus récentes, à mesure que l'on avance en aval, et ces couches se courbent en de grandes boucles concentriques, emboîtées les unes dans les autres.

Mais, fait curieux, dans la partie amont, au dessus des deux plis couchés du lias et du dogger, le malm et les étages supérieurs semblent en repos anormal absolu et ne paraissent pas avoir été influencés par la poussée intense qui a replié si complètement les couches plus anciennes quelques centaines de mètres plus bas en profondeur. Puis, à un moment donné, plus en aval, chaque couche subit une forte dénivellation et vient former deux boucles anticlinales superposées.

Quant à la cause profonde qui a donné naissance à un déversement de l'ampleur de celui que nous venons d'étudier, elle est difficile à formuler : c'est peut être l'influence des massifs hercyniens repris dans le plissement alpin et dont les uns se sont fortement élevés dans la région située en arrière des plis couchés, tandis que s'affaissaient ceux sur lesquels se sont déroulées les grandes boucles horizontales.

On conçoit alors que les terrains supérieurs au houiller, qui n'avaient pas eu à supporter de refoulement lors de la formation de la chaîne hercynienne et, par suite, beaucoup plus compressibles, se soient déversés en avant d'une région cristalline plus rigide et plus résistante. Un détail à remarquer est qu'en arrière les schistes cristallins ont subi fortement l'influence du refoulement et se sont complètement couchés sur les terrains du trias et du lias, comme c'est le cas tout le long de la chaîne de Roselette, par exemple, tandis que dans la région où ils supportent les plis couchés ils sont restés des plis presque droits, comme c'est le cas au mont Mirantin et à la boutonnière de Mégève. Par contre, ils ont peut-être légèrement été déplacés par compartiments entre des failles : la faille d'affaissement de la crête des Moilles et celle de la Tête de Salaz sembleraient l'indiquer.

CHAPITRE XXVIII

Résumé général.

§ 1er. — Stratigraphie.

Les *schistes cristallins* sont des micaschistes à mica noir, rares, et des schistes séricitiques et chloriteux très fréquents. Ces roches ont été plus ou moins fortement granulitisées et l'injection de la roche éruptive a été plus forte le long des axes anticlinaux. Au milieu de ces schistes cristallins on trouve des *églogites* dans le vallon des lacs Tempête et de nombreuses traînées d'*amphibolites*. Parmi les *roches éruptives*, le *granit* forme six pointements d'importances inégales, vaguement alignés dans le sens des plis anticlinaux. Les autres roches éruptives, qui percent toutes les schistes cristallins seuls, sont de la *protogine* à Cevins et une *pegmatite* à Notre-Dame-de-Briançon, toutes deux dans la vallée de l'Isère, un *orthophyre* près du Fort du Mont, des *porphyrites* à Mégève et à l'extrémité sud du Mont-Blanc. Dans la vallée de l'Arly et au mont Mirantin, l'on trouve un *niveau supérieur de schistes cristallins* (Xe) qui présentent des caractères détritiques bien marqués, et qui montrent des caractères microscopiques analogues à ceux des roches permo-houillères de la Vanoise. Ils en diffèrent par une série de types qui ont été plus ou moins granulitisés, d'une part, et, d'autre part, de nombreuses discordances angulaires avec le houiller les séparent de ce terrain. Ils affleurent toujours sur les flancs ou dans le prolongement des synclinaux houillers. Les dépôts du *houiller* ont donné une flore plus spécialement stéphanienne ; ils se déposaient dans deux bassins séparés, dont les grès et les conglomérats sont caractérisés par des types de roches très différents ; l'un de ces bassins, simple ou double, comprend les vallées d'Hauteluce, d'Arêches et de Roselend. L'autre bassin occupait probablement l'emplacement actuel de la vallée de l'Arly. Avec le *trias* commence un retour offensif de la mer qui dépose des quartzites à la base. Les calcaires dolomitiques, les cargneules et le gypse à la partie supérieure indiquent un régime de caspiennes. Des cargneules bréchiformes contiennent des schistes verts qui passent à des amphibolites et à des églogites.

L'*infralias* n'est constaté avec certitude que sur une très faible étendue de la région que nous avons étudiée. A l'extrémité du massif du Mont-Blanc, il est représenté par des grès riches en cailloux roulés de gneiss et surtout de protogine. Comme cette roche ne se trouve au jour qu'à 15 ou 20 kilomètres

de là, près du sommet du Mont-Blanc, l'on voit quel relief accusé avait le massif à cette époque. Le *lias*, très développé, montre les mêmes faciès que plus au sud en Maurienne. Il est représenté à la base par des gros bancs calcaires avec *Arietites ceras* Giebel, près du col du Bonhomme, et de très nombreuses *Belemnites niger* Blain. Au Mont-Joly, la partie supérieure du lias est constituée par de puissantes assises de schistes noirs, facilement délitables.

Ceux-ci passent insensiblement au *bajocien* par l'intercalation au milieu des schistes de miches calcaires de plus en plus abondantes. On y a trouvé de nombreux *Harpoceras Murchisonae* Sow., etc.

Vers le nord-est, on voit à leur partie supérieure les miches devenir de plus en plus nombreuses et plus grosses et finir par donner les bancs calcaires et rubannés du *dogger*, bien développés sur la rive droite de l'Arve, dans le soubassement du massif de Platé. Au dessus de cet étage, l'on trouve le callovo-oxfordien représenté par des schistes marneux et argileux ; le jurassique supérieur (malm), par de gros bancs de calcaires compacts, et le berrias, par des calcaires noirs à ciment.

Le crétacé inférieur montre un valanginien schisteux ; des calcaires puissants de l'hauterivien et de l'urgonien et du gault en partie gréseux. Le sénonien est le seul étage connu du crétacé supérieur.

Le calcaire nummulitique et le flysch représentent les dépôts tertiaires.

§ 2. — Tectonique.

On peut subdiviser la région que j'ai étudiée en deux parties distinctes :

L'extrémité méridionale du Mont-Blanc et sa prolongation au sud.

Le grand massif cristallin du Mont-Blanc se termine au sud-ouest par six anticlinaux, au cœur desquels affleurent les schistes cristallins ; ces anticlinaux sont séparés par des synclinaux au milieu desquels on trouve le trias et le lias ; ils se prolongent plus ou moins loin au sud, et plusieurs d'entre eux se continuent par des plis anticlinaux formés par les terrains secondaires ; un de ces plis même finit au bord de l'Isère par le célèbre pli-faille de Petit-Cœur. C'est par un abaissement rapide de l'axe de ses plis que le Mont-Blanc disparaît sous les terrains plus récents, et cette subdivision à son extrémité en plis multiples nous montre que le massif devait être formé par une série d'anticlinaux et de synclinaux tous plus ou moins inclinés au nord, et d'autant plus fortement que l'on se trouve à une partie plus élevée de la couverture du massif.

A côté de ces plis auxquels le cristallin du soubassement a participé, l'on rencontre, à la montée du col du Bonhomme et à la traversée de celui des Fours, des replis nombreux de la couverture sédimentaire et qui n'ont affecté qu'elle seule ; ils ont replié plusieurs fois sur elle-même la couverture de trias et de

lias et témoignent de l'intensité exceptionnelle du refoulement latéral dans toute cette région.

Le synclinal de Chamounix est une ligne directrice qui sépare les plis de ce régime de ceux situés plus en avant vers l'extérieur des Alpes. On peut le suivre sans discontinuité depuis le col de Voza par les vallons de la Gitte, de

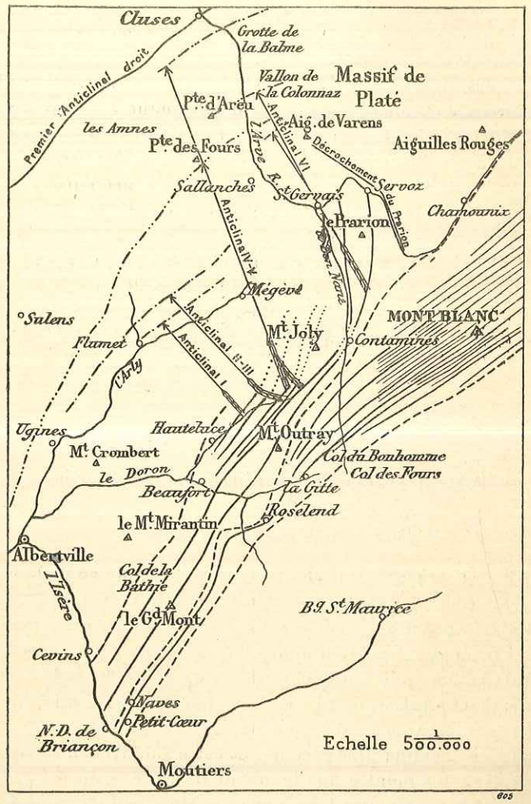


Fig. 38. — Esquisse schématique des plis de la région étudiée.

——— anticlinal, ····· prolongement hypothétique, — — — — synclinal.

On a marqué les trois seuls synclinaux les plus importants de Chamounix, de Courmayeur et du col de la Bâthie.

Charnières anticlinales des plis couchés. — dans le lias inférieur. — dans le malm. — dans l'urgonien.

Des flèches réunissent les racines droites et les charnières anticlinales des plis couchés

Roselend et de Naves, jusqu'à sa traversée de la vallée de l'Isère. Au delà, il se continue par le synclinal du col de la Madeleine.

Les plis couchés au Mont-Joly et sur les rives de l'Arve.

En avant du massif du Mont-Blanc, la chaîne des Aiguilles-Rouges se continue au sud par le Prarion. Cette montagne se prolonge au sud-ouest, depuis le col de Joly, par les crêtes d'Outray, des Enclaves et du Grand-Mont.

Ces montagnes sont constituées par des anticlinaux et des synclinaux, qui sont les racines droites de grands plis couchés au nord-ouest, plis qui affectent toutes les couches géologiques des terrains sédimentaires qui affleurent dans la région, depuis le houiller jusqu'au flysch. Ces plis couchés, dans leur ensemble, forment de grands plans superposés et qui sont tous inclinés au nord-est, si bien que les plis inférieurs vont s'enfoncer en profondeur à la traversée de la vallée de l'Arve et sur sa rive droite dans le soubassement du massif de Platé. Par suite de cette disposition, tous les plans superposés des plis couchés se relèvent, au contraire, au sud-ouest, du côté de Flumet, si bien qu'en avançant de ce côté on les voit tous successivement enlevés par l'érosion, depuis le pli le plus supérieur décapé le premier jusqu'au plus inférieur arasé le dernier, et qu'on atteint ainsi le soubassement cristallin qui forme le mont Mirantin et le mont Crombert, en un mot les crêtes cristallines situées entre la vallée de l'Arly et le synclinal du col de la Bâthie.

Ce synclinal du col de la Bâthie ne montre que sa racine droite entre la vallée de l'Isère et celle d'Hauteluce, sa partie couchée ayant été enlevée par l'érosion. A partir d'une ligne qui suit à peu près le chemin du col des Saisies on voit sa racine droite se continuer par la partie couchée qui, vers Flumet, va s'enfoncer sous la chaîne des Aravis.

Au dessus de ce premier synclinal couché, les plis anticlinaux situés en arrière, comme racines droites, viennent former six plis anticlinaux, empilés les uns sur les autres, au Mont-Joly, dans leur partie couchée. La vallée d'Hauteluce présente un intérêt particulier en ce qu'elle montre le rattachement de la racine droite et de la partie couchée de chacun des plis ; on peut suivre ce raccord sur le terrain sans discontinuité et toute part d'interprétation se trouve ainsi supprimée. De ces six plis couchés, le plus inférieur s'arrête à la vallée de Mégève (c'est le pli I de la planche I). Les deux plis supérieurs II-III [1] se réunissent en un seul, qui va s'enfoncer sur la rive droite de la vallée de l'Arly et qui forme la partie tout à fait inférieure du soubassement de Platé sur la

[1] L'anticlinal racine droite I se déroule en une longue boucle horizontale I; mais les plis II et III, qui forment deux racines droites et deux plis couchés séparés dans les couches triasiques, se réunissent plus en avant en un pli couché unique, par suite de la disparition par laminage du synclinal qui les séparait. C'est cet anticlinal couché unique, mais formé de la réunion de deux autres, qui porte le double chiffre II-III. Le même phénomène s'est produit pour le pli couché IV-V qui, unique sur le versant nord du Mont-Joly et dans le soubassement de Platé, présente, dans la vallée d'Hauteluce, deux racines droites, qui se réunissent ensemble sur le flanc du Mont-Joly.

rive droite de l'Arve. Les plis suivants (IV-V) réunis en un seul et VI, qui forme un chapeau de lias inférieur calcaire au sommet du Mont-Joly, forment de grandes boucles anticlinales qu'on suit tout le long du soubassement de Platé dans le jurassique inférieur et moyen d'abord, puis, plus en aval, dans le malm, à Arpenaz, et dans le crétacé, à la grotte de la Balme pour le pli IV-V, au vallon de la Colonnaz pour le pli VI (voir la planche en couleurs n° III).

Ce sont ces mêmes plis qui se retrouvent former la chaîne des Aravis et qui sont si manifestes au mont de Fiz (2400 m.), au pied de la Petite-Percée et à la Pointe d'Areu. Mais dans la chaîne des Aravis les plans des anticlinaux couchés ont dépassé l'horizontale et s'enfoncent au dessous du synclinal du Reposoir, au milieu duquel sont les îlots triasiques et liasiques des Annes et de Sulens.

En avant de ces plis couchés, on rencontre un anticlinal droit formé par les Vergys, le Bargys et le Rocher de Cluses.

Sur le versant sud des Aravis, les plis couchés II-III se prolongent au sud-ouest jusque près d'Ugines, dans les couches du lias ; le pli couché qui lui est superposé se suit jusqu'à Albertville dans les couches du jurassique supérieur et du crétacé.

Le décrochement du Prarion indiqué par M. Michel-Lévy a eu son contre-coup dans les couches supérieures du jurassique et du crétacé, et on peut en retrouver la suite dans la partie supérieure du soubassement du massif de Platé, entre l'éboulement d'Ayer et l'Aiguille de Varens.

En un mot, l'ensemble de la géologie de la région est caractérisé par une série de plis couchés empilés les uns sur les autres : ces plis ont leurs racines droites au Prarion et dans les chaînes qui prolongent cette montagne au sud-ouest; ils forment, dans leur partie couchée, la chaîne des Aravis et le soubassement du massif de Platé, c'est-à-dire les montagnes qui dominent les deux rives de l'Arve, entre Saint-Gervais et Cluses.

TABLE DES MATIÈRES

Numéros des pages de ce bulletin[1]

INTRODUCTION 1
LISTE DES OUVRAGES RELATIFS A LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION ÉTUDIÉE 5

PREMIÈRE PARTIE

HISTORIQUE. 9
APERÇU GÉOGRAPHIQUE 13

DEUXIÈME PARTIE

STRATIGRAPHIE 17

CHAPITRE Ier. — **Les granits** 18
§ 1er — Introduction 18
§ 2. — Caractères microscopiques et chimiques. 18
§ 3. — Le pointement granitique d'Outray 20
§ 4. — Granit à amphibole 24
§ 5. — Le pointement du Bersend 25
§ 6. — Le pointement granitique du Fontanu et de Beaubois. 26
§ 7. — Le pointement granitique de Saint-Guérin 26
§ 8. — Le pointement de torrent du Planay 27
§ 9. — Le pointement granitique du torrent de la Motte 28

CHAPITRE II. — **Protogine, granulite, microgranulite, porphyre pétrosiliceux, orthophyre, porphyrite** 30
§ 1er — Le pointement de protogine de Cevins 30
§ 2. — Microgranulite du Grand-Mont 33
§ 3. — Les microgranulites du massif d'Outray 34
§ 4. — Les microgranulites du mont Bersend 34
§ 5. — La pegmatite de Notre-Dame-de-Briançon 35
§ 6. — Porphyrite du glacier de Trélatête. 36
§ 7. — Porphyrite entre les cols du Bonhomme et de la Croix du Bonhomme. 37
§ 8. — Granulite 37
§ 9. — Orthophyre près du Fort du Mont. 38
§ 10. — Porphyrite du torrent de la Motte près de Mégève 38

CHAPITRE III. — **Gneiss, amphibolites et églogites.** 39
§ 1er — Gneiss et micaschistes 39
§ 2. — Les églogites des lacs Tempête 40
§ 3. — Amphibolites 41

[1] La pagination générale du volume se trouve en bas des pages.

Numéros des pages de ce bulletin[1]

CHAPITRE IV. — **Schistes micacés, chloriteux et talcqueux (archéen).** . . . 45
§ 1er — Généralités . . . 45
§ 2. — Schistes micacés non granulitisés . . . 47
§ 3. — Schistes chloriteux non granulitisés . . . 49
§ 4. — Schistes granulitisés . . . 51

CHAPITRE V. — **Les schistes cristallins supérieurs Xc** . . . 54
§ 1er — Généralités . . . 54
§ 2. — Monographie des échantillons étudiés. . . . 59
§ 3. — Schistes de Benetan d'aspect récent (Xh). . . . 71

CHAPITRE VI. — **Le houiller et le permien** . . . 72
§ 1er — Généralités sur le houiller. . . . 72
§ 2. — Gisements fossilifères . . . 74
§ 3. — Dépôts houillers . . . 75
§ 4. — Monographie des échantillons étudiés . . . 76
§ 5. — Le permien . . . 79

CHAPITRE VII. — **Le trias** . . . 80
§ 1er — Généralités . . . 80
§ 2. — Les quartzites inférieurs, les conglomérats. . . . 82
§ 3. — Les quartzites . . . 82
§ 4. — Les dolomies et les cargneules . . . 84
§ 5. — Les schistes dorés et le gypse. . . . 85

CHAPITRE VIII. — **L'infralias** . . . 87
§ 1er — Généralités . . . 87
§ 2. — Monographie des échantillons étudiés. . . . 89

CHAPITRE IX. — **Le lias** . . . 97
§ 1er — Généralités . . . 97
§ 2. — Monographie des échantillons étudiés . . . 100

CHAPITRE X. — **Le jurassique moyen et supérieur.** . . . 104
§ 1er — Dogger. . . . 104
§ 2. — Callovo-oxfordien . . . 105
§ 3. — Jurassique supérieur. . . . 105

CHAPITRE XI. — **Le crétacé et l'éogène.** . . . 107
§ 1er — Valanginien . . . 107
§ 2. — Hauterivien . . . 107
§ 3. — Urgonien et rhodanien . . . 108
§ 4. — Aptien et albien . . . 108
§ 5. — Sénonien . . . 108
§ 6. — Le calcaire nummulitique . . . 109
§ 7. — Le flysch . . . 109
§ 8. — Le glaciaire . . . 109

TROISIÈME PARTIE

TECTONIQUE ET DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE . . . 111

L'EXTRÉMITÉ MÉRIDIONALE DU MASSIF DU MONT-BLANC ET SA PROLONGATION VERS LE SUD (Introduction) . . . 112

[1] La pagination générale du volume se trouve en bas des pages.

Numéros des pages de ce bulletin[1]

CHAPITRE XII. — **La prolongation vers le sud du synclinal de Chamounix, jusqu'au vallon de Roselend.** . . . 113

CHAPITRE XIII. — **Les anticlinaux cristallins qui terminent le Mont-Blanc au sud.** . . . 117
§ 1er — Les anticlinaux cristallins des Granges et de Roseiette . . . 117
§ 2. — Le synclinal de Nant-Borrant . . . 119
§ 3. — Anticlinal de la Balme . . . 120
§ 4. — Anticlinal de Plan-Jovet. . . . 120
§ 5. — Synclinal du mont Jovet . . . 121
§ 6. — Anticlinal du vallon de la Sauce . . . 122
§ 7. — Synclinal de Trélatête et anticlinal de l'Aiguille des Glaciers . . 123

CHAPITRE XIV. — **La couverture des terrains secondaires sous laquelle s'enfonce le massif du Mont-Blanc.** . . . 125
§ 1er — Suite des anticlinaux cristallins. . . . 125
§ 2. — Les plis de la montée du col du Bonhomme . . . 126
§ 3. — La couverture sédimentaire du col du Bonhomme à celui des Fours. 130
§ 4. — Les plis entre le col des Fours et le sommet du Nouveau-Signal . 131

CHAPITRE XV. — **La prolongation vers le sud du synclinal de Courmayeur** . 133

LES PLIS COUCHÉS AU MONT-JOLY ET DANS LES CHAINES VOISINES (Introduction) . . . 138

CHAPITRE XVI. — **L'extrémité nord de la chaîne de Belledonne.** . . . 140
§ 1er — Les plis au sud de l'Isère . . . 140
§ 2. — Les plis des massifs du Grand-Mont et de Beaufort . . . 141
§ 3. — Le synclinal du col de la Bâthie . . . 142
§ 4. — Les anticlinaux cristallins du mont Mirantin . . . 145
§ 5. — La boutonnière de Mégève . . . 148

CHAPITRE XVII. — **La région du col Joly et des Enclaves.** . . . 150

CHAPITRE XVIII. — **Les plis couchés du Mont-Joly. La couverture sédimentaire, synclinal et plan de chevauchement** . . . 157
§ 1er — Introduction. . . . 157
§ 2. — Le synclinal inférieur à la base des plis couchés. . . . 157
§ 3. — Les rives de l'Arly entre Flumet et Albertville . . . 160
§ 4. — La bordure triasique de la boutonnière de Mégève. . . . 162

CHAPITRE XIX. — **Les lambeaux de recouvrement de Bisanne et de Crest-Voland** . . . 164
§ 1er — Le lambeau de recouvrement de Bisanne . . . 164
§ 2. — Le lambeau de recouvrement de Crest-Voland . . . 165

CHAPITRE XX. — **Le Mont-Joly. Les trois anticlinaux couchés inférieurs dans la vallée d'Hauteluce et le cirque du col Joly** . . . 167
§ 1er — Introduction. . . . 167
§ 2. — Le pli anticlinal I . . . 168
§ 3. — Le pli anticlinal II . . . 170
§ 4. — Le pli anticlinal III . . . 172

[1] La pagination générale du volume se trouve en bas des pages.

Numéros des pages de ce bulletin[1].

CHAPITRE XXI. — **Les deux plis couchés supérieurs sur les bords du lac de la Girotte et au col Joly** 175
§ 1er — Les quatre anticlinaux de la rive gauche du lac de la Girotte . . 175
§ 2. — Les anticlinaux couchés supérieurs IV et V, entre le lac de la Girotte et le col Joly. 176

CHAPITRE XXII. — **Les anticlinaux couchés I, II et III, sur les versants de Mégève et de Saint-Gervais** 180
§ 1er — Introduction. 181
§ 2. — Le pli anticlinal I. 183
§ 3. — Le pli anticlinal II-III 190

CHAPITRE XXIII. — **Les anticlinaux IV, V et VI, au Mont-Joly** 190
§ 1er — Anticlinal IV-V. 191
§ 2. — Anticlinal VI. 193

CHAPITRE XXIV. — **La rive droite de la vallée de l'Arve** 193
§ 1er — Introduction. 195
§ 2. — Les deux plis du soubassement de l'Aiguille de Varens entre l'éboulis d'Ayer et le torrent de Luzier 199
§ 3. — Les deux plis du soubassement de l'Aiguille de Varens entre le torrent de Luzier et celui de Ripaz 202
§ 4. — Les deux plis au nord du soubassement de l'Aiguille de Varens, entre le Nant de Ripaz et le Rocher de Cluses 208

CHAPITRE XXV. — **La partie supérieure de l'Aiguille de Varens.** 215

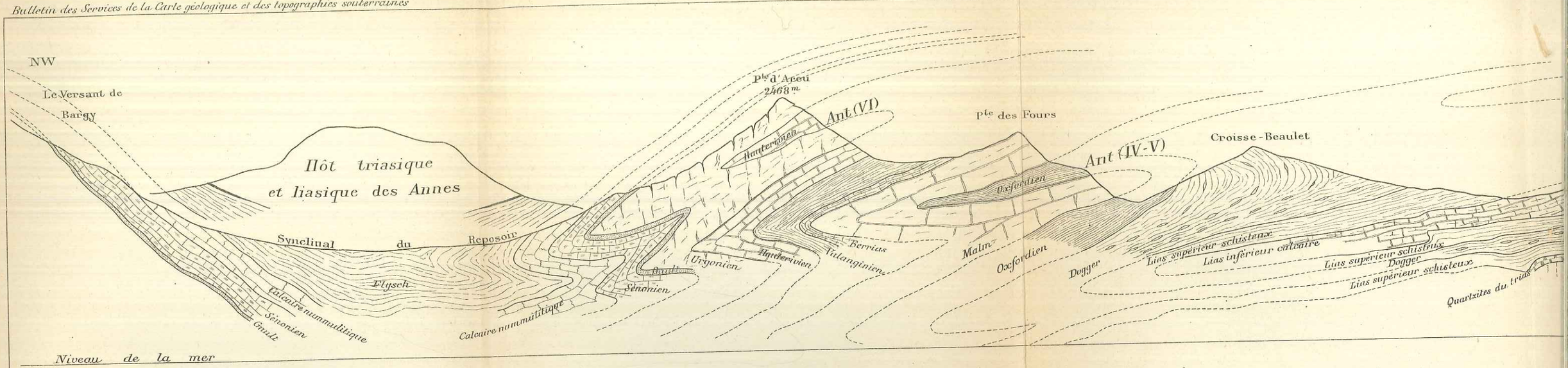
CHAPITRE XXVI. — **Les plis couchés de la chaîne des Aravis** 219

QUATRIÈME PARTIE

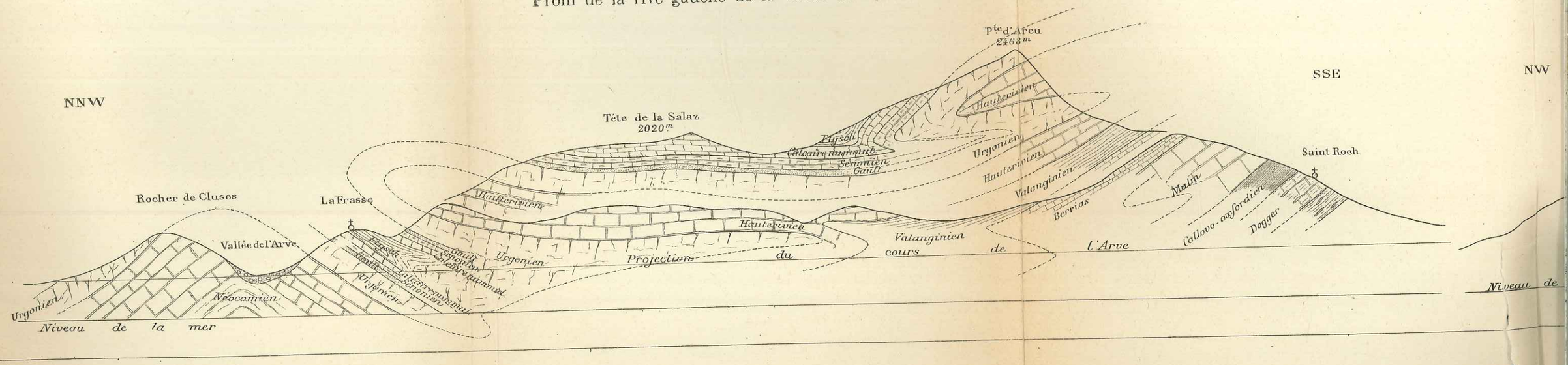
CHAPITRE XXVII. — **Considérations tectoniques et relations avec les régions voisines.** 219
§ 1er — Introduction 219
§ 2. — Extrémité méridionale du massif du Mont-Blanc 221
§ 3. — Les plis couchés du Mont-Joly et de ses attaches 224

CHAPITRE XXVIII. — **Résumé général** 224
§ 1er — Stratigraphie 225
§ 2. — Tectonique 225

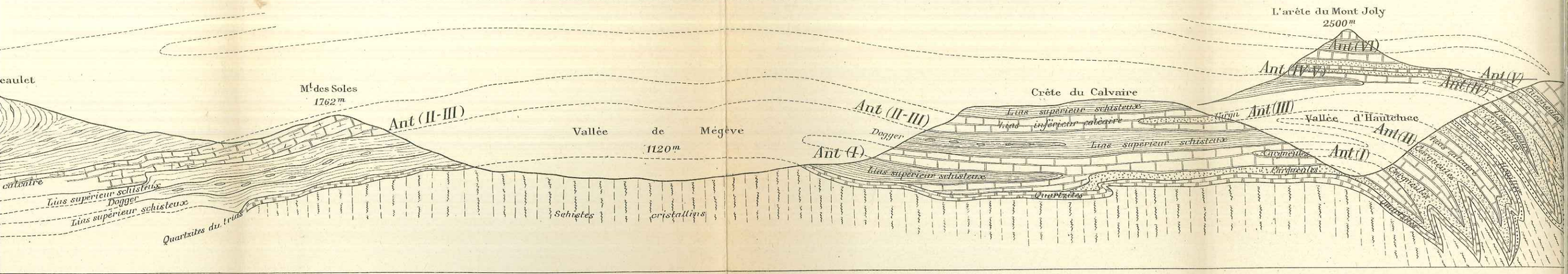
[1] La pagination générale du volume se trouve en bas des pages.



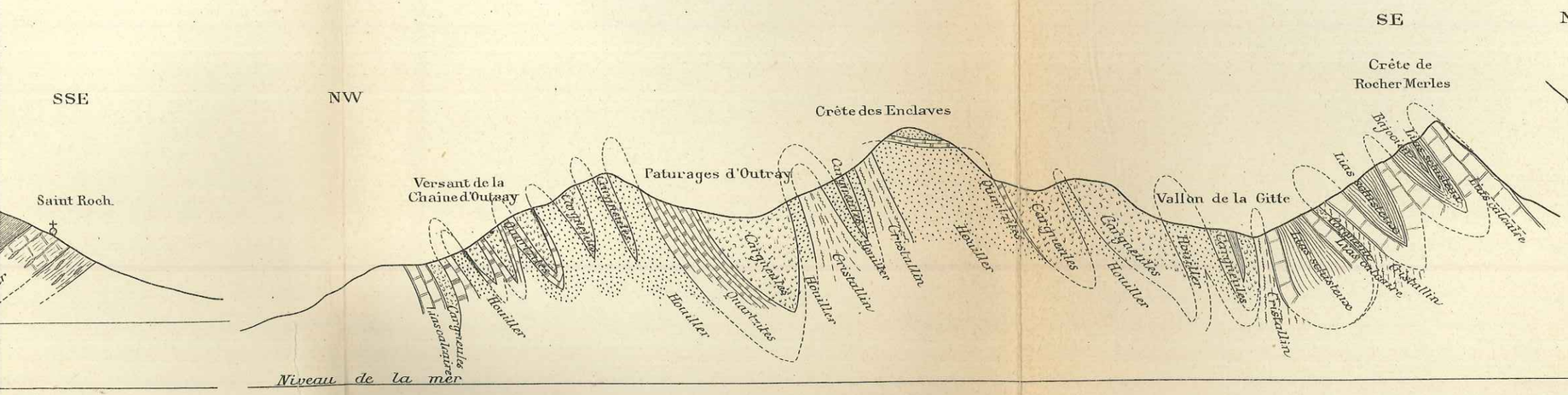
Profil de la rive gauche de la vallée de l'Arve entre Sallanches et Cluses



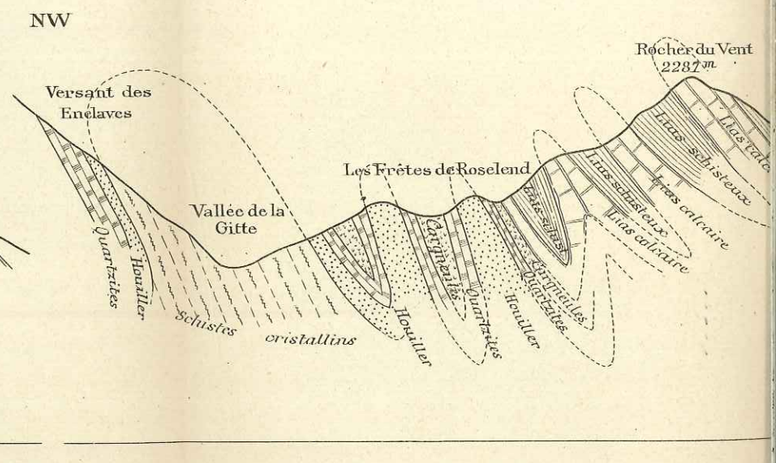
Profil de la Chaîne des Aravis à l'extrémité méridionale du Mont-Blanc

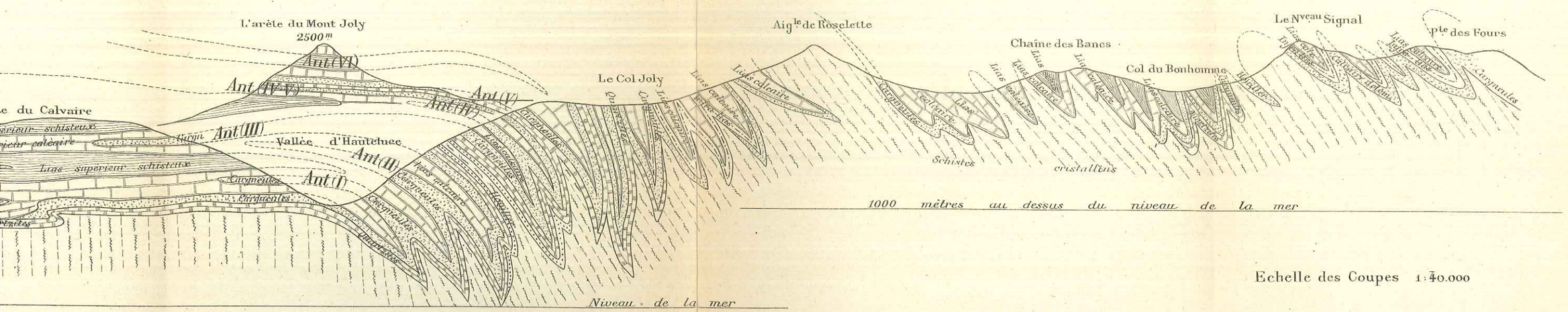


Profil de la chaîne d'Outray à Rocher Merles



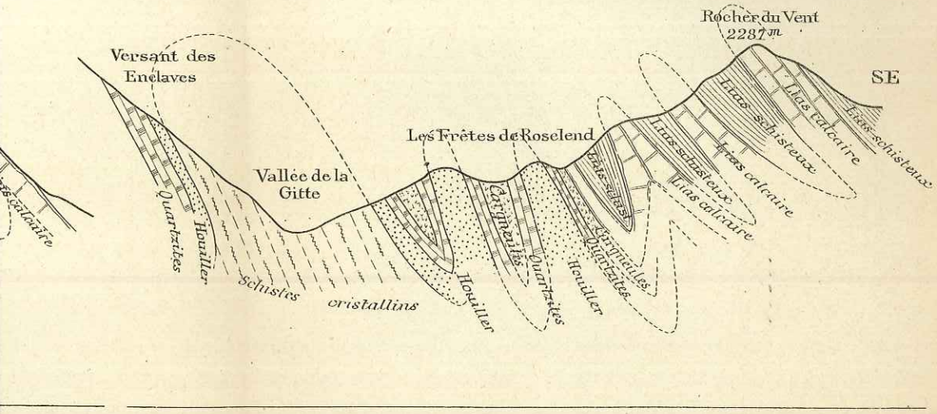
Profil des Enclaves à Rocher du Vent





Echelle des Coupes 1:40.000

Profil des Enclaves à Rocher du Vent

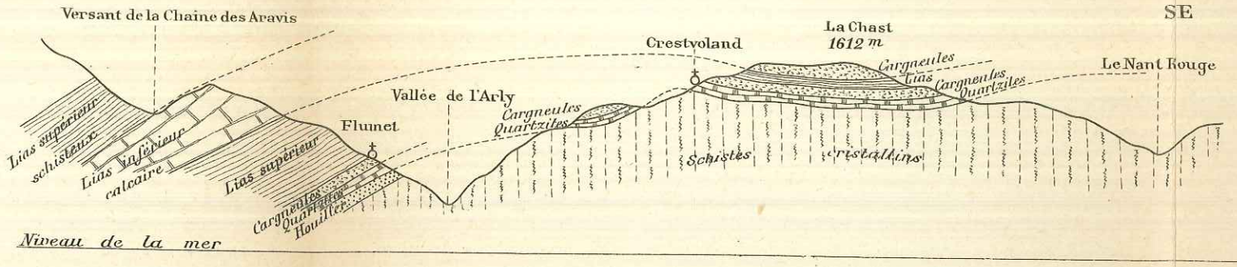


Légende des terrains

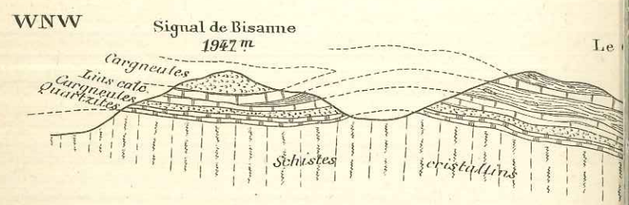
	c_V *Valanginien*		t_{II}^3 *Cargneules et calcaires dolomitiques*
	c_{VI} *Berrias*		t_{III} *Quartzites du trias*
a^1gl. *Dépôts glaciaires*	J^{7-3} *Malm*		h_I *Houiller*
$m_{II}e^3$ *Flysch*	$J^{2\,1}$ *Callovo-oxfordien*		X^c *Schistes cristallins supérieurs*
e^3 *Calcaire nummulitique*	$J_{I\,IV}$ *Dogger*		$\Sigma^2 X$ *Schistes cristallins*
c^{8-7} *Sénonien*	I^{4-3} *Lias supérieur schisteux*		δ^1 *Amphibolites et éclogites*
c^{2-1} *Gault*	I^{2-1} *Lias inférieur calcaire*		γ^1 *Granulite, microgranulite, pegmatite*
$c_{II\,III}$ *Urgonien*	I_1 *Infra-lias*		γ_1 *Granite protogine*
c_{IV} *Hauterivien*			

21629
Auto-Imp. L. Courtier, 43, rue de Dunkerque, Paris.

NW

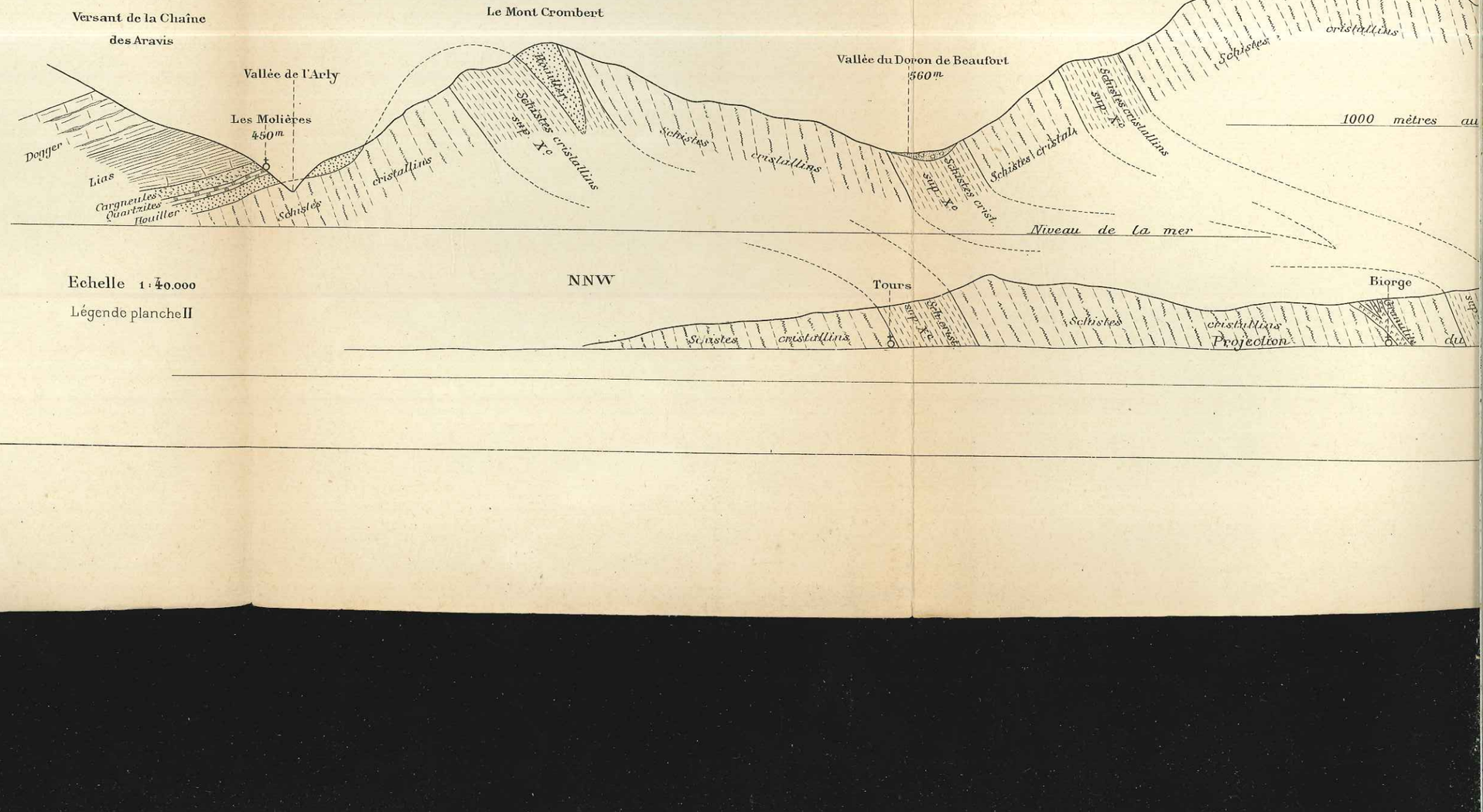


Profil des Enclaves à la vallée de l'Arly



NW

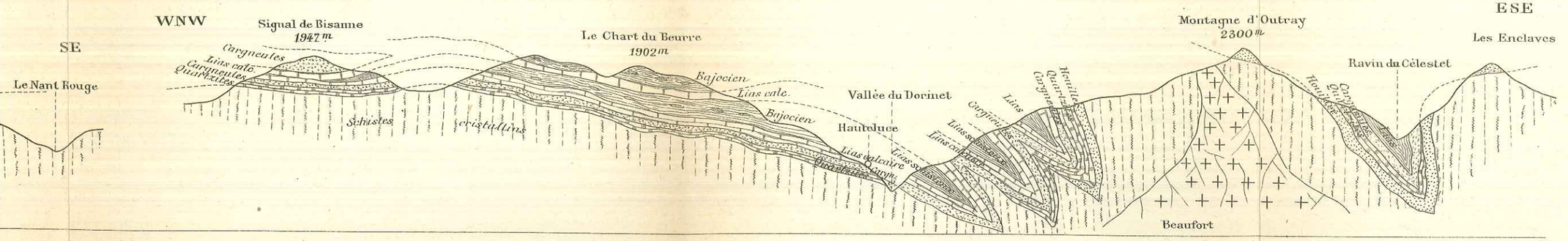
Profil de Pointe de Riondet à la vallée de l'Arly



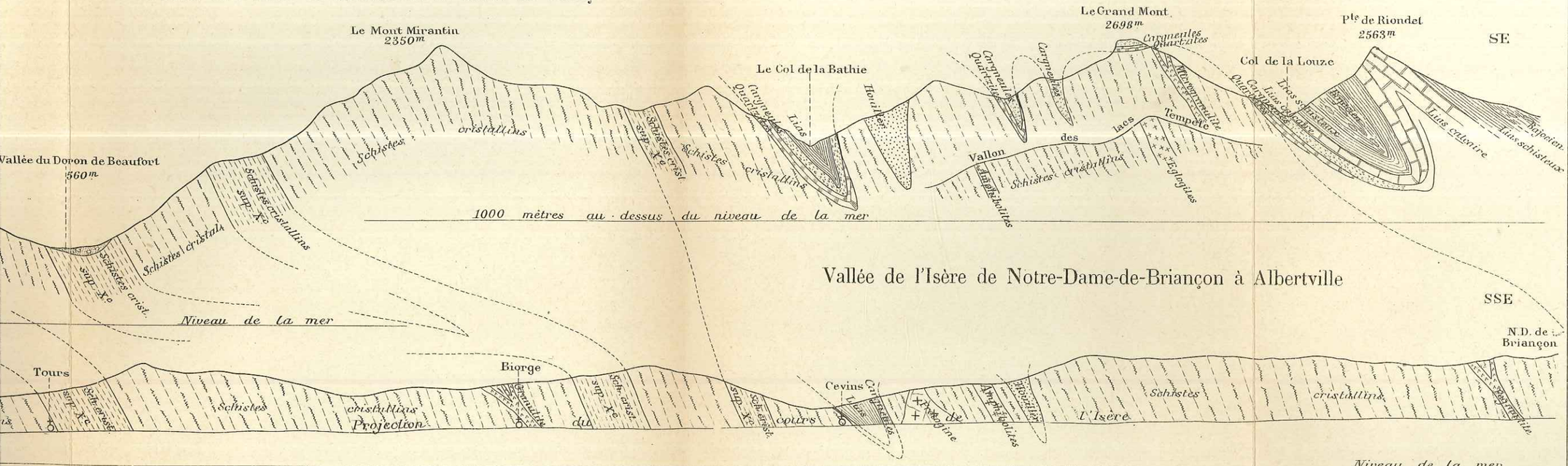
Echelle 1 : 40.000

Légende planche II

Profil des Enclaves à la vallée de l'Arly



Profil de Pointe de Riondet à la vallée de l'Arly

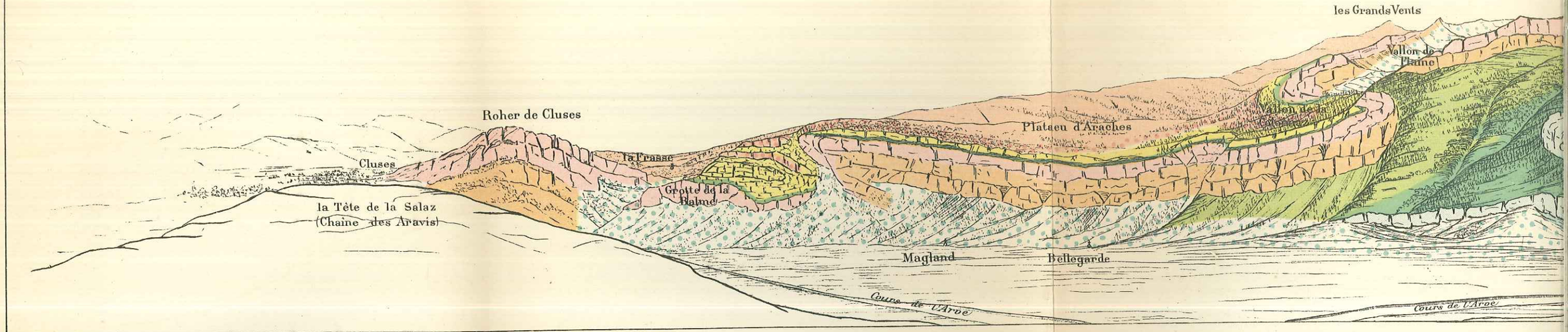


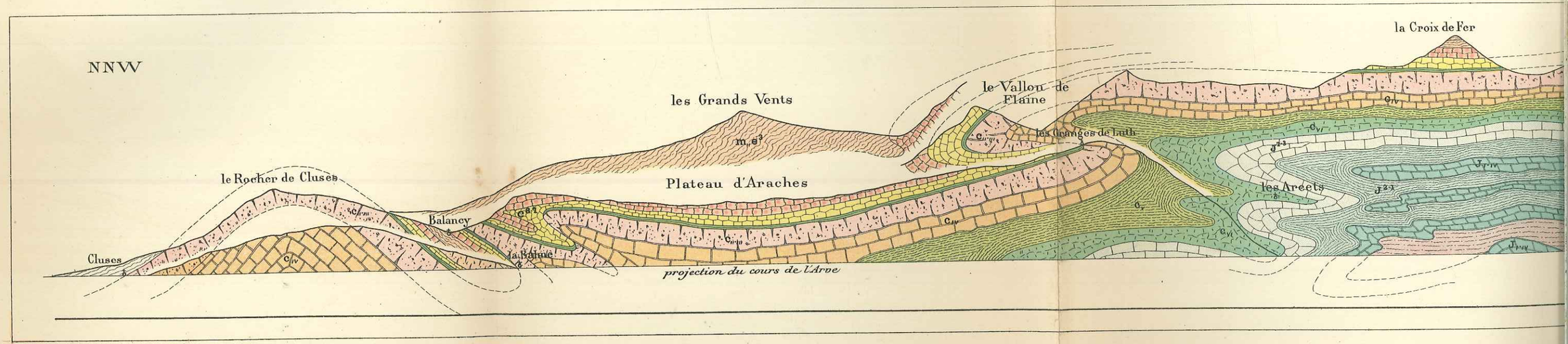
Vallée de l'Isère de Notre-Dame-de-Briançon à Albertville

SSE

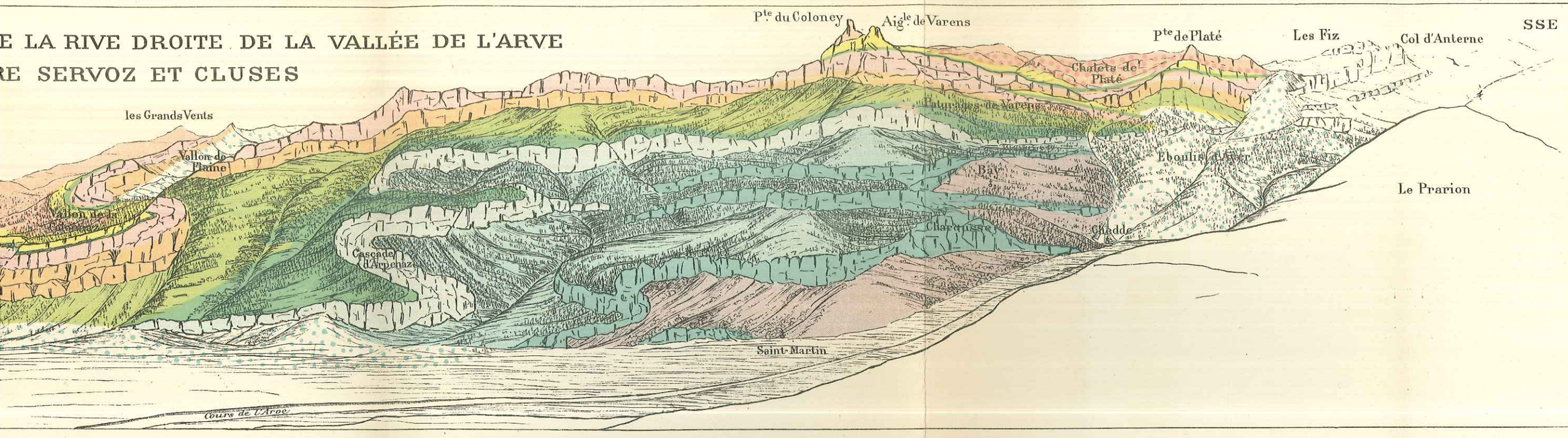
Auto-Imp. L. Courtier, 43, rue de Dunkerque, Paris.

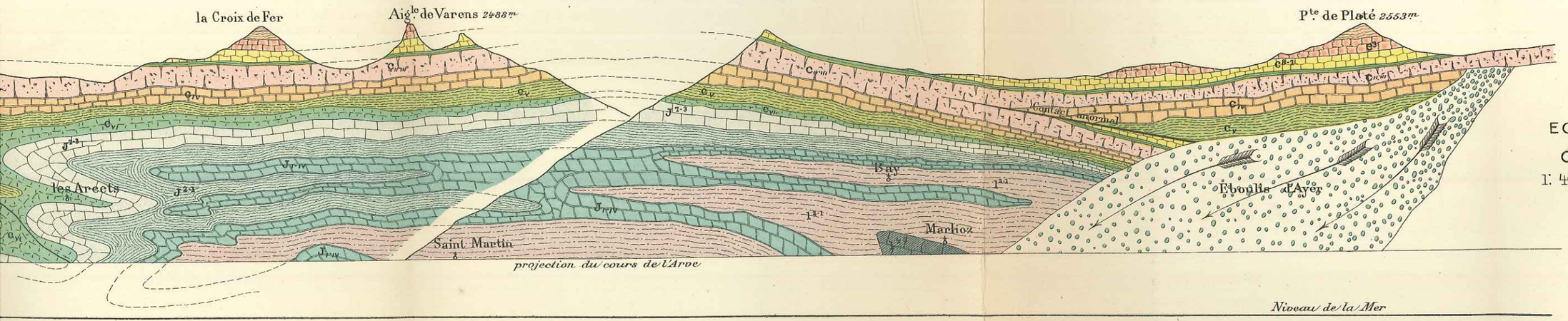
PANORAMA GÉOLOGIQUE DE LA RIVE DROITE DE LA VA
ENTRE SERVOZ ET CLUSES





E LA RIVE DROITE DE LA VALLÉE DE L'ARVE
RE SERVOZ ET CLUSES

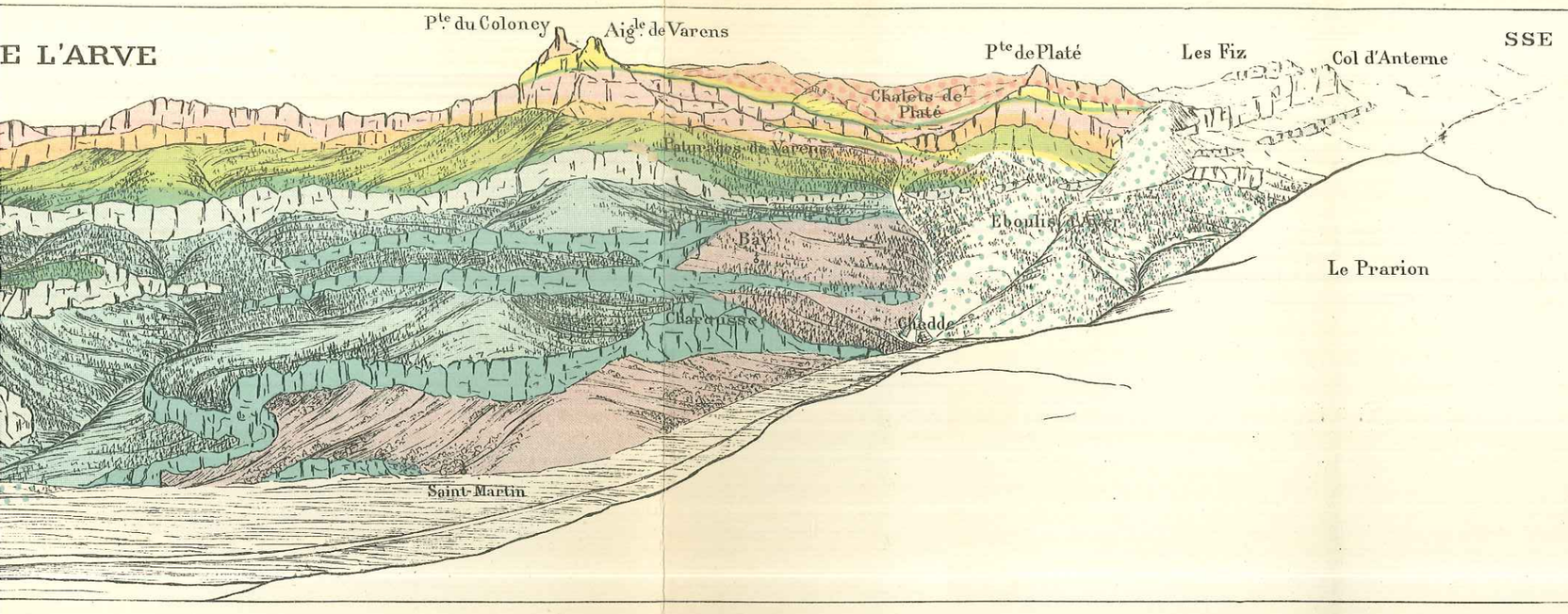


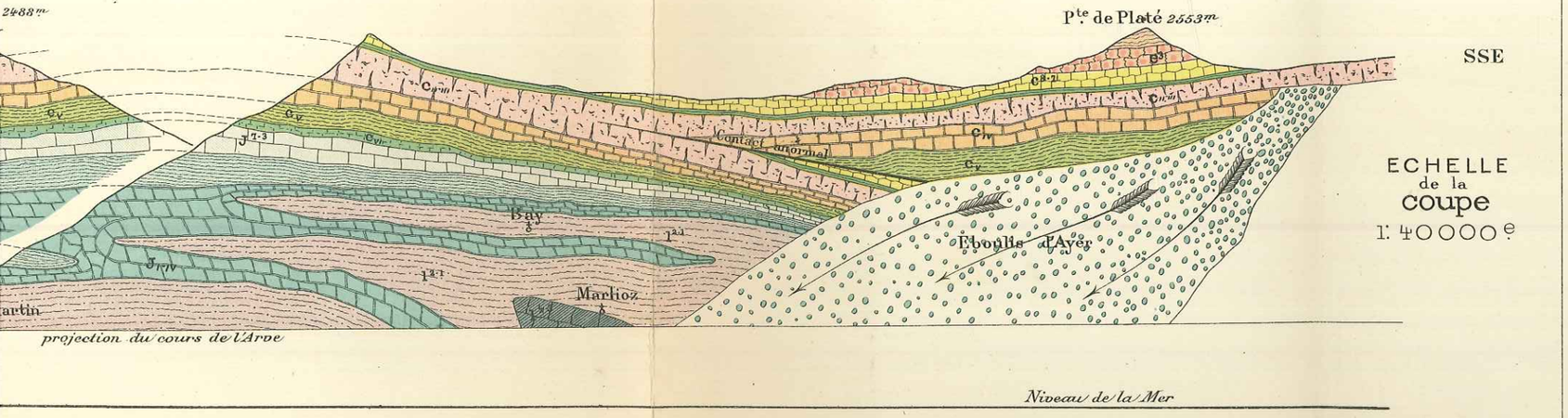


ECHELLE de la coupe 1: 40000e

Panorama de l'Arve à l Etienne Ritte

E L'ARVE





ECHELLE de la coupe 1: 40000e

Légende des Terrains

- A *Eboulis*
- m_1e^3 *Flysch et Grès de Taveyannaz*
- e^3 *Calcaire nummulitique*
- c^{8-7} *Sénonien*
- c^{2-1} *Gault*
- c_{II-III} *Urgonien (Barrémien)*
- c_{IV} *Hauterivien*
- c_V *Valanginien*
- c_{VI} *Berrias*
- J^{7-3} *Malm*
- J^{2-1} *Callovo oxfordien*
- J_{I-IV} *Dogger*
- l^{2-1} *Lias supérieur schisteux*
- l^{a-3} *Lias inférieur calcaire*

Panorama dessiné depuis la rive gauche de l'Arve à l'altitude de 1400 mètres par Etienne Ritter.

Imp. Erhard Frères — Paris.

Campy, 36, Avenue de Châtillon, Paris.

Photographie prise quelques cents mètres en amont de Flumet (Route de Flumet à Mégève) et montrant la double discordance du Houiller sur les Schistes cristallins et du Trias sur ces deux terrains.

LÉGENDE

Synclinal droit ou déjeté.

Anticlinal droit ou déjeté

Anticlinal cristallin de l'extrémité sud du Mont Blanc.

Charnières anticlinales dans les couches du lias inférieur.

Charnières anticlinales dans le dogger

Charnières anticlinales dans le malm

Charnières anticlinales dans l'urgonien

CARTE SCHÉMATIQUE des plis DU BORD OUEST DU MONT BLANC

Echelle $\frac{1}{200.000}$

CLUSES
Magland
1er Anticlinal droit en place
Pte d'Arens
Hte Chaîne et liasique des Annes
Grand Bornand
SALLANCHES
Aiguille de Varens
Désert de Platé
Décrochement
Anticlinal (IV)
Servoz
CHAMONIX
Pierrier
ST GERVAIS-LES-BAINS
Synclinal des couchés
Anticlinal (IV-V)
Calcs Aravis
la Clusaz
Megève
Mt Joly
Les Contamines
Extrémité méridionale du Mont Blanc
Ilot triasique de Sulens
Charnières des plis couchés
Flumet
Anticlinal (II-III)
Anticlinal (I)
Col du Joly
Hery
Visaunc
Haute Luce
UGINES
Racines
Col du Bonhomme
BEAUFORT
Roselend
Mt de Mirantin
Arêches
ALBERTVILLE
Col de la Bathie
le Gd Mont
BOURG ST MAURICE
Synclinal du Beaufortain

LÉGENDE

Surélévation des axes des plis.

Surélévation maxima.

Abaissement des axes des plis.

Ilots triasiques des Annes et de Sulens.

Anticlinal droit ou déjeté

Anticlinal cristallin de l'extrémité sud du Mont Blanc.

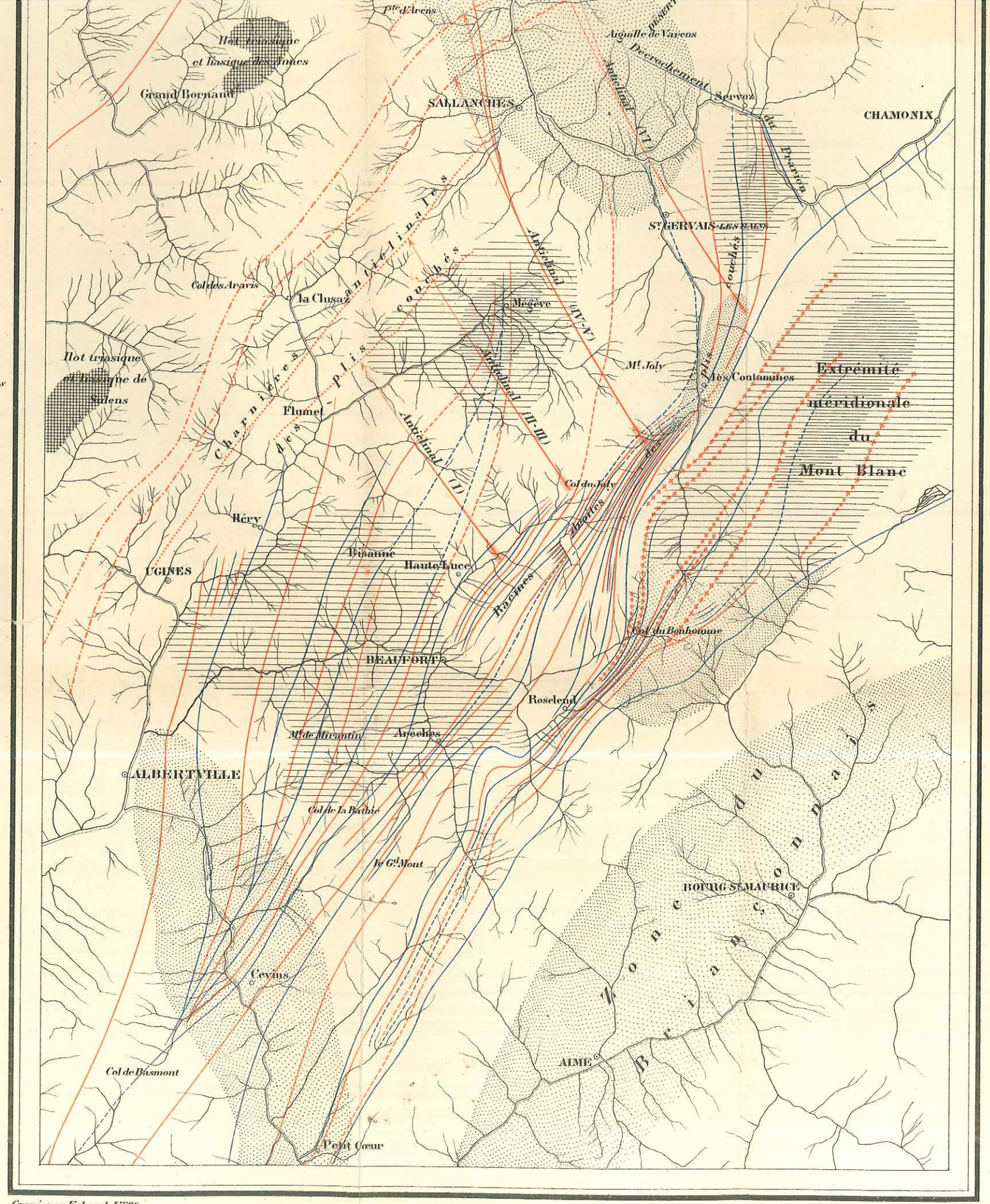
Charnières anticlinales dans les couches du lias inférieur.

Charnières anticlinales dans le dogger.

Charnières anticlinales dans le malm.

Charnières anticlinales dans l'urgonien.

Flèche réunissant la racine droite et la charnière anticlinale couchée d'un des plis couchés.



Surélévation maxima.

Abaissement des axes des plis.

Ilots triasiques des Annes et de Sulens.

Gravé par Erhard Frres

Imp. Erhard Frres

LÉGENDE DES TERRAINS

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

A
Eboulis sur les pentes.

a^2
Alluvions modernes.

a^1 / a^1gl
a^1. Alluvions anciennes.
a^1gl. Moraines Alpines.

$b\text{-}m_1e^3$ / $a\text{-}m_1e^3$
b. Grès de Taveyannaz.
a. Flysch.

e^3
Calcaire à petites nummulites. Schistes de Pernant.

$c^{8\text{-}7}$
Calcaires Sub lithographiques (Sénonien)

$c^{2\text{-}1}$
Grès verts du Gault.

$c_{u\text{-}m}$
Calcaires urgoniens (Barrémien)

c_{iv}
Calcaires hauteriviens

c_v
Valanginie Schistes noirs.

c_{vi}
Berrias marno-calcaire.

$J^{7\text{-}3}$
Jurassique supérieur (Malm)

$J^{2\text{-}1}$
Oxfordien et Callovien marneux.

J^{2-1} Oxfordien et Callovien marneux.

J_{c-iv} Bathonien et Bajocien.

l^{4-3} Lias supérieur. (Schisteux)

l^{2-1} Lias moyen et inférieur. (Calcaire.)

l_r Rhétien.

t_m^3 Calcaires dolomitiques.

t_{m-r} t_m Quartzites. t_m Schistes et quartzites chloriteux (Besimaudite)

p Schistes sériciteux bariolés (Permien).

h Grès et schistes ardoisiers. (Houiller)

X^c / X X^c. Schistes cristallins supérieurs à cachet détritique. X. Schistes chloriteux et sériciteux.

TERRAINS CRISTALLOPHYLLIENS

ζ^2 / $\zeta^2 X$ ζ^2 Micaschistes à mica blanc. $\zeta^2 X$. Schistes micacés et chloriteux.

δ^1 Amphibolites.

TERRAINS ÉRUPTIFS.

γ_r Granité.

Q Quartz.

90'

50° 80'

7°0'

8°0'

9°0'