

BEITRÄGE
zur
Geologischen Karte der Schweiz
herausgegeben von der
Geologischen Kommission der Schweiz, Naturforschenden Gesellschaft
subventioniert von der Eidgenossenschaft

Neue Folge, 57. Lieferung
IV. Abteilung (Schluss)
Des ganzen Werkes 87. Lieferung

MATÉRIAUX
pour la
Carte géologique de la Suisse
publiés par la
Commission géologique de la Société helvétique des Sciences naturelles
subventionnés par la Confédération

Nouvelle série, 57^e livraison
IV^e partie (fin)
87^e livraison de la collection entière

Monographie géologique du massif du Haut de Cry

Avec 25 figures dans le texte, 2 planches
et 1 carte au 1:25 000^e (n° 112)

Par
Emile G. Bonnard

(Paru en octobre 1926)

BERN
In Kommission bei A. Francke A.-G.
1926
Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

BERNE
En commission chez A. Francke S. A.
1926
Imprimé par Stämpfli & Cie.

Préface de la Commission géologique.

Dans la séance du 24 avril 1926, M. *Emile G. Bonnard* présenta à la Commission le texte, les planches et la carte géologique du massif du Haut de Cry. La Commission accepta le travail et en décida la publication dans les «Matériaux».

Les fossiles récoltés, les spécimens de roches et les coupes minces sont déposés au Musée géologique de Lausanne.

La Commission déclare que l'auteur seul est responsable du contenu du texte, des profils et de la carte.

Bâle et Zurich, le 6 juillet 1926.

Pour la Commission géologique,

Le président :

Dr. A. Buxtorf, prof.

Le secrétaire :

Dr. Aug. Aepli.

(Reçu le manuscrit le 13 mars 1926.)

Préface de l'auteur.

Le travail que je présente ici a été entrepris sur le conseil de M. le professeur *M. Lugeon*.

Il ne devait comprendre primitivement que l'étude géologique de la nappe de Morcles à l'E. des Hautes Alpes vaudoises, ainsi que les territoires préalpins du « Néocomien à Céphalopodes » du Pas de Cheville.

M. Lugeon a bien voulu me confier dans la suite la révision de sa carte des Hautes Alpes calcaires, dans la vallée de la Lizerne.

A lui va tout d'abord ma profonde reconnaissance pour la confiance amicale qu'il m'a témoignée et pour les conseils précieux dont il m'a entouré.

En commençant mon étude, j'ai bénéficié des recherches bibliographiques entreprises par M. *Cl. Secrétan*. Je le remercie ici d'avoir mis spontanément ses notes à ma disposition.

Au laboratoire de géologie de l'Université de Lausanne comme sur le terrain, mon ami *E. Gagnebin* a suivi mes travaux avec une grande fidélité. Jamais son amitié intelligente et vive ne s'est altérée dans les nombreuses discussions que nous avons eues. Je lui en dois une profonde gratitude.

MM. les professeurs *Déverin* et *Oulianoff* ont bien voulu examiner quelques-unes de mes préparations microscopiques et m'encourager avec une cordiale sympathie dont je les remercie vivement.

A Paris, où j'ai commencé mes recherches bibliographiques, j'ai trouvé le meilleur accueil auprès de M. le professeur *E. Haug*.

Je dois aussi remercier particulièrement la *Direction de l'Aérodrome fédéral* qui m'a autorisé à effectuer deux vols splendides au-dessus de ma région.

Mes remerciements sincères vont à tous ceux qui m'ont accompagné sur le terrain: MM. *Lugeon*, *Arbenz* et *Déverin*, mes amis *E. Gagnebin* et *D. Dutoit* et ma femme, qui a bien voulu partager ma vie inconfortable à Derborence.

Je suis enfin très reconnaissant envers M. *Robert Rebord*, d'Ardon, qui m'a facilité le plus cordialement du monde mes séjours dans son beau pays.

Table des matières.

	page		TROISIÈME PARTIE.	page
<i>Préface de la Commission géologique.</i>	IV		Description géologique détaillée.	
<i>Préface de l'auteur</i>	V	Chapitre I. Généralités		20
<i>Table des matières</i>	VI	Chapitre II. Le versant sud du massif du Haut de Cry.		
<i>Bibliographie</i>	VII	§ 1. La Rouzziaz		20
<i>Introduction</i>	XII	§ 2. Le grand bisse d'Azerin et le torrent de Cry		22
		§ 3. Les environs de la mine de fer de Chamosenze		23
		§ 4. La grande paroi du Haut de Cry		24
		§ 5. Les environs de Chamoson et le glissement de		
		Plan Ris		26
		§ 6. Le glissement des Pouay		27
		§ 7. La Pointe de Chemoz		28
		Chapitre III. Les environs d'Ardon. Tussoz. Chapelle		
		St-Bernard. Izigière.		
		§ 1. Vue d'ensemble		29
		§ 2. L'anticlinal supérieur d'Izigière		30
		§ 3. Le synclinal du Tussoz		33
		§ 4. L'anticlinal inférieur d'Izigière		34
		§ 5. L'anticlinal du noyau vert		35
		§ 6. Le synclinal de la Tinaz		35
		Chapitre IV. Le versant est du Haut de Cry et la partie		
		moyenne de la vallée de la Lizerne.		
		§ 1. L'anticlinal de Tête Versan-Tsanperron		36
		§ 2. Le synclinal du Haut de Cry-Tête à Jean. Le		
		Cœur		37
		§ 3. L'anticlinal de la Grande Tête-Besson		40
		Chapitre V. Le Monta Cavoère. Montbas. Val Derbon.		
		Dent de Chamosenze.		
		§ 1. Le synclinal du Monta Cavoère		41
		§ 2. L'anticlinal du Zériet-Vérouet-Montbas		44
		§ 3. Le synclinal de Derbon		46
		§ 4. L'anticlinal de la Dent de Chamosenze-Pascheu-		
		Tête à Pierre Grept.		48
		Chapitre VI. La nappe des Diablerets-Wildhorn dans		
		la vallée de la Lizerne		51
		Chapitre VII. Les territoires préalpins de Cheville, de la		
		Combaz et de Montbas		53
		§ 1. Les écaillés du Pas de Cheville		53
		§ 2. La zone du Trias et du Flysch de la Combaz, de		
		Godé et de Montbas		55
		Chapitre VIII. Résumé et conclusions		57

Bibliographie.

Abbreviations.

- Abh. d. schweiz. paläont. Gesell. = Abhandlungen der schweizerischen paläontologischen Gesellschaft
Actes Soc. helv. = Actes de la Société helvétique des sciences naturelles.
Ann. C. A. S. = Annuaire du Club alpin suisse.
Ann. de géogr. = Annales de géographie, Paris.
Ann. d. Sc. phys. et nat. d'agric. et d'industrie, Lyon = Annales des sciences physiques et naturelles, d'agriculture et d'industrie, Lyon.
Arch. Genève = Archives des sciences physiques et naturelles de Genève (Bibliothèque universelle).
Beilage z. Jahrbuch des S. A. C. = Beilage zum Jahrbuch des Schweizerischen Alpenclub.
Bull. Mur. Sc. nat. Valais = Bulletin de la Murithienne, Société des sciences naturelles du Valais, Sion.
Bull. Serv. carte géol. de la Fr. = Bulletin du Service de la carte géologique de la France, Paris.
Bull. Soc. géol. de Fr. = Bulletin de la Société géologique de France, Paris.
Bull. Soc. vaud. Sc. nat. = Bulletin de la Société vaudoise des sciences naturelles, Lausanne. P. V. = Procès-verbaux.
C. R. Acad. Sc. = Comptes-rendus de l'Académie des sciences, Paris.
C. R. séances Soc. géol. de Fr. = Comptes-rendus sommaires des séances de la Société géologique de France, Paris.
C. R. Soc. phys. et d'hist. nat. Genève = Comptes-rendus des séances de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève.
C. R. trav. Soc. helv. = Comptes-rendus des travaux de la Société helvétique des sciences naturelles.
Ecl. géol. helv. = Eclogae geologicae helvetiae, revue périodique de la Société géologique suisse.
Jahrb. d. Philos. Fakultät II. d. Univ. Bern. = Jahrbuch der Philosophischen Fakultät II der Universität Bern.
Mat. carte géol. = Matériaux pour la carte géologique de la Suisse.
Mém. carte géol. de la Fr. = Mémoires pour la carte géologique de la France, Paris.
Mém. Soc. frib. Sc. nat. = Mémoires de la Société fribourgeoise des sciences naturelles, Fribourg (Suisse).
Mém. Soc. paléont. suisse = Mémoires de la Société paléontologique suisse.
Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. Genève = Mémoires de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève.
Mém. Soc. vaud. Sc. nat. = Mémoires de la Société vaudoise des sciences naturelles, Lausanne.
Mitt. d. Naturf. Gesell. in Bern = Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern.
Schweiz. Min.-Petr. Mitt. = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen.
Verhandl. d. Naturf. Gesell. in Basel = Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel.
Viertelj. d. Naturf. Gesell. Zürich = Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich.
Zeitschr. f. Krist. = Zeitschrift für Mineralogie und Kristallographie.

I. Ouvrages et notes mentionnant la région.

1. 1805. **Ebel.** Manuel du voyageur en Suisse, trad. de la 2^e édit. allem., t. II, p. 350—352.
3. 1814. **Gueymard.** Notice sur la géologie et minéralogie du département du Simplan. *Journal des Mines* XXXV, p. 19—22.
4. 1820. **Berthier.** Sur la nature du minerai de fer magnétique de Chamoson, Valais. *Annales des Mines* V, p. 393 à 396.
5. 1834. **B. Studer.** Geologie der westlichen Schweizer Alpen, mit geologischem Atlas, p. 123, fig. 16. Heidelberg et Leipzig.
6. 1841. **de Charpentier.** Essai sur les glaciers et le terrain erratique du bassin du Rhône, p. 169. Lausanne, Ducloux édit.

7. 1847. **P. Merian**. Remark aus dem Wallis. *Verhandl. d. Naturf. Gesell. in Basel* VII, p. 57—62.
8. 1848. **Bischoff**. Note sur l'analyse de quelques minerais de fer des mines d'Ardon en Valais. *Actes Soc. helv.* 33, p. 191/192.
9. 1849. **J. Fournet**. Suite des études sur la géologie de la partie des Alpes comprise entre le Valais et l'Oisans. *Ann. d. Sc. phys. et nat. d'agric. et d'industr. Lyon*, 2^e S., t. I, p. 227—236.
10. 1853—1855. **Studer & Escher de la Linth**. Carte géol. de la Suisse au 1 : 380,000.
11. 1855. **Doyen Bridel**. Excursion de Bex à Sion. *Le Conservateur suisse ou Etrennes helv.*, t. II, p. 107—130; t. VII, p. 158, Lausanne.
12. 1855. **Girard**. Geologische Wanderungen, 2^e édit. (1861). Halle, p. 130.
13. 1857. **d'Archiac**. Histoire des progrès de la géologie, t. VII: Formation jurassique, 1834—1856, p. 97, Paris.
14. 1861. **F. J. Pictet**. Note sur la succession des mollusques céphalopodes pendant l'époque crétacée dans la région des Alpes suisses et du Jura. *Arch. Genève*, 2^e pér., t. 10, p. 320—345.
15. 1864. **F. J. Pictet**. Note sur la succession des mollusques gastéropodes pendant l'époque crétacée dans la région des Alpes suisses et du Jura. *Arch. Genève*, 2^e pér., t. 21, p. 5—36.
16. 1864/5. **O. Heer**. Die Urwelt der Schweiz. Zurich, traduction française, p. 212. Genève 1872.
17. 1865. **Desor**. Der Gebirgsbau der Alpen. Kreidels Verlag, Wiesbaden, p. 63.
18. 1866. **Renevier**. Notices géologiques et paléontologiques sur les Alpes vaudoises; III. Environs de Cheville. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* IX, p. 105—116.
19. 1866. **Pictet & Renevier**. Céphalopodes de Cheville. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* IX, p. 117—138.
20. 1868. **Renevier**. Notices géologiques et paléontologiques sur les Alpes vaudoises; compl. de la faune de Cheville. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* IX, p. 389—480.
21. 1869. **E. Rambert**. Les Alpes suisses, 2^e série, p. 90—95. Bâle et Genève.
22. 1869. **Renevier**. Carte géologique (manuscrite) des Alpes vaudoises. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* X, p. 79.
23. 1872. **B. Studer**. Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebung, p. 47, 49, 92. Dalp, Berne.
24. 1875. **Renevier**. Sur la carte géologique des Alpes vaudoises. *Actes Soc. helv.* 1875, p. 63.
25. 1877. **Renevier**. Quinze coupes des Alpes vaudoises. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* XV, p. 209.
26. 1877. **Renevier**. Notice sur ma carte géologique de la partie sud des Alpes vaudoises. *Arch. Genève*, 2^e pér., t. 59, p. 5—49.
27. 1878. **Renevier**. Relief géologique des Alpes vaudoises et géologie des environs de Bex. *Actes Soc. helv.* 1878, p. 56 et 212.
28. 1880. **Renevier**. Orographie de la partie des Hautes Alpes calcaires comprise entre le Rhône et le Rawyl. *Ann. C. A. S.* XVI, p. 3.
29. 1880. **Marshall-Hall**. Analyse chimique des roches triasiques des Alpes vaudoises. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* XVI, p. 701.
30. 1882. **Béraneck**. Le massif des Diablerets. *Ann. C. A. S.* XVII, p. 30. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* XVIII, p. 132.
31. 1883. **Becker**. Bergsturz der Diablerets. *Ann. C. A. S.* XVIII, p. 310—316.
32. 1883. **Favre, Renevier, Ischer, Gerlach**. Carte géol. suisse au 1 : 100,000, feuille XVII, Vevey-Sion.
33. 1883. **Gerlach**. Die Bergwerke des Kanton Wallis (article daté de 1859). *Mat. carte géol.*, 27^e livr., p. 22 et 38.
34. 1886. **C. Schmidt**. Chamosit von Chamoson (Wallis). *Zeitschr. f. Krist.* XI, p. 598.
35. 1886. **Renevier**. Excursion dans les Hautes Alpes vaudoises de la Société géologique suisse, en août 1886. *Arch. Genève* XVI, p. 267.
36. 1887. **Renevier**. Histoire géologique de nos Alpes suisses. *Arch. Genève* XVIII, p. 367—388.
37. 1890. **A. Wagnon**. Autour des Plans de Frenières, excursions et escalades de la Dent de Morcles aux Diablerets, p. 59—62, 131, 133—136; Meister, Bex.
38. 1890. **Renevier**. Monographie géologique des Hautes Alpes vaudoises et parties avoisinantes du Valais. *Mat. carte géol.*, XVI^e livr.
39. 1891. **A. Jaccard**. Les Hautes Alpes vaudoises, de M. E. Renevier. *Arch. Genève* XXV, p. 307. *Ecl. géol. helv.* II, p. 215—224.

40. 1891. **Renevier**. Origine et âge du gypse et de la cornieule des Alpes vaudoises. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* XXVII, p. 45—63.
41. 1894. **E. Haug**. Les zones tectoniques des Alpes de Suisse et de Savoie. *C. R. Acad. Sc.* 19 mars 1894. *C. R. séances Soc. géol. de Fr.* 22, p. XLVIII—L.
42. 1894. **Renevier & Gollier**. Livret-guide géologique dans le Jura et les Alpes de la Suisse, p. 225. Lausanne.
43. 1895. **E. Haug**. Les hautes chaînes calcaires de Suisse. *C. R. séances Soc. géol. de Fr.* 13, p. CXI—CIV.
44. 1896. **E. Haug**. Contribution à l'étude des lignes directrices de la chaîne des Alpes. *Ann. de géogr.*, t. V, p. 167.
45. 1896. **E. Haug**. Etudes sur la tectonique des Alpes suisses. *Bull. Soc. géol. de Fr.*, S. 3, t. XXIV, p. 559 à 563, fig. 2.
46. 1896. **M. Lugeon**. La région de la Brèche du Chablais. *Bull. Serv. carte géol. de la Fr.*, VII, p. 568.
- 46^{bis} 1900. **M. Lugeon**. Sur la découverte d'une racine de la zone des cols. *Bull. Soc. géol. de Fr.*, S. 3, t. XXVIII, p. 98.
- 46^{ter} 1901. **M. Lugeon**. Sur la découverte d'une racine des Préalpes suisses. *C. R. Acad. Sc.* 7 janvier 1901.
47. 1901. **M. Lugeon**. Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. *Ann. de géogr.*, t. X, p. 415.
48. 1901. **M. Lugeon**. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. de Fr.*, S. 4, t. I, p. 734, 736, 744, 762, 763, 764, 770, 803; 731, fig. 3.
49. 1902. **M. Lugeon**. Les grandes dislocations et la naissance des Alpes suisses. *Actes Soc. helv.*, 1902. *Ecl. géol. helv.* VII, p. 335—343. *Arch. Genève* XIV, p. 461—463.
50. 1902. **H. Schardt**. A propos de la conférence de M. Lugeon: «Les grandes dislocations et la naissance des Alpes suisses». *C. R. trav. Soc. helv.*, 85^e session, p. 110—115. *Ecl. géol. helv.* VII, p. 343—346. *Arch. Genève* XIV, p. 483—488.
51. 1906/7. **C. Schmidt**. Bild und Bau der Schweizeralpen. *Beilage zum Jahrbuch des S. A. C.* XLII, p. 69, fig. 70.
52. 1907. **C. Jacob**. Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines, p. 231. Thèse Grenoble.
53. 1907. **C. Schmidt**. Asphalt, Steinsalz, Erze. *Handwörterbuch d. schweiz. Volkswirtschaft, Sozialpolitik und Verwaltung*, Bd. III, p. 91—154.
54. 1907. **M. Lugeon**. Les fenêtres d'Ardon. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* XLIII, p. 57.
55. 1907. **H. Schardt**. L'éboulement de Grugny, près Chamoson. *Bull. Mur. Sc. nat. Valais* XXXIV, p. 205—223.
56. 1907. **H. Schardt**. Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes. *Arch. Genève* XXIII, p. 375/6.
57. 1907. **H. Schardt**. Produits minéraux de la Suisse. *Dictionn. géogr. de la Suisse*, t. V, p. 464. Attinger, Neuchâtel.
58. 1908. **H. Schardt**. La Suisse, canton du Valais, canton de Vaud. *Dictionn. géogr. de la Suisse*. Attinger, Neuchâtel.
59. 1908. **M. Lugeon**. Quelques faits nouveaux concernant la structure des Hautes Alpes calcaires berno-valaisannes. *C. R. trav. Soc. helv.*, p. 70—72. *Ecl. géol. helv.* X, p. 37.
60. 1908. **M. Lugeon**. Excursion destinée à l'étude des nappes de recouvrement dans les Préalpes, les Hautes Alpes calcaires et les Alpes cristallines. *Livret des excurs. scient. du IX^e congrès intern. de géographie*, p. 6—26, fig. 1, Genève.
61. 1908. **C. Schmidt**. Geologische Karte der Alpen zwischen St. Gotthard und Mont Blanc. Basel.
62. 1908. **A. Rothpletz**. Geologische Alpenforschungen III: Die nördlichen und südlichen Überschiebungen in den Freiburgeralpen. Lindanersche Buchhandlung, München.
63. 1908. **J. Boussac**. Sur la distribution des niveaux et des faciès du Mésonommulitique dans les Alpes (carte schém.). *C. R. Acad. Sc.* 30 novembre 1908.
64. 1909. **H. Schardt**. Coup d'œil sur la géologie et la tectonique des Alpes du canton du Valais. *Bull. Mur. Sc. nat. Valais* XXXV, p. 314—316, planche IV, fig. 1 et 2.
65. 1909. **M. Lugeon**. Sur les relations tectoniques des Préalpes internes avec les nappes helvétiques de Morcles et des Diablerets. *C. R. Acad. Sc.* 26 juillet 1909.
66. 1910. **M. Lugeon**. Carte géologique des Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander au 1 : 50,000. *Mat. carte géol.*, XXX^e livr., carte n° 60.

67. 1910. **C. Schmidt.** Bericht über die Eisenerzvorräte der Schweiz. *The iron ore resources of the world*, vol. I, p. 126—128, 3 fig. *XI^e congrès géol. intern. Stockholm.*
68. 1911. **M. Lugeon.** Présentation de la carte géologique des Hautes Alpes calcaires. *C. R. séances Soc. géol. de Fr.* 6 février.
69. 1911. **Heim & Schmidt.** Geologische Karte der Schweiz 1 : 500,000. Verlag A. Francke, Bern.
70. 1911. **E. Romer.** Mouvements épéirogéniques dans le haut bassin du Rhône et évolution du paysage glaciaire. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* XLVII, p. 143.
71. 1911. **L. Horwitz.** Contribution à l'étude des cônes de déjection dans la vallée du Rhône entre le glacier du Rhône et le Léman. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* XLVII, p. 266 et 268.
72. 1912. **J. Boussac.** Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mem. carte géol. de la France.*
73. 1914. **J. Gallet.** Notice sur les Dents de Chamosentze et de Zériet. *Echo des Alpes*, p. 33—36.
74. 1915. **M. Lugeon.** Recherches dans le massif de la Dent de Morcles. *Actes Soc. helv.*, 97^e sess. II, p. 170. *Ecl. géol. helv.* XIV, p. 14.
75. 1916. **M. Lugeon.** Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. *Mat. carte géol.*, XXX^e livr., fasc. 2, p. 96—112, 116, 134—135, 140—142.
76. 1916. **E. Gagnebin.** Les sources du massif de Morcles. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* LI, p. 84.
77. 1920. **Alb. Heim.** Geologie der Schweiz. Das helvetische Deckengebirge, par Arnold Heim, p. 262—361 et 452—454, Leipzig.
78. 1920. **E. Haug.** Traité de géologie, II. Les périodes géologiques (2^e tirage), p. 1025, 1202, 1255. A. Colin, Paris.
79. 1925. **E. G. Bonnard.** Note sur les écailles du Pas de Cheville. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* LV, p. 303—305.

II. Stratigraphie (voir aussi le titre I).

1. 1879—80. **Falsan & Chantre.** Monographie géologique des anciens glaciers du bassin du Rhône, tome III, p. 178. Pictet, Lyon.
2. 1881. **E. Renevier.** Sur la composition de l'étage urgonien. *Bull. Soc. géol. de Fr.*, S. 3, t. IX, p. 618/9.
3. 1895. **Duparc & Ritter.** Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec les formations du Flysch. *Arch. Genève*, XXXIII, p. 435—452 et 530—560.
4. 1902. **E. Haug.** Sur l'âge des couches à Nummulites contortus et Cerithium Diaboli. *Bull. Soc. géol. de Fr.*, S. 4, t. II, p. 483—498.
5. 1904. **G. Roessinger.** La zone des cols dans la vallée de Lauenen. *Thèse*, Lausanne.
6. 1905. **M. Lugeon.** Deuxième communication préliminaire sur la géologie de la région comprise entre le Sanetsch et la Kander. *Ecl. géol. helv.* VIII, p. 421.
7. 1907. **P. Arbenz.** Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen. *Ecl. géol. helv.* IX, p. 464.
8. 1907. **Arn. Heim.** Gliederung und Facies der Berrias-Valangien Sedimente in den helvetischen Alpen. *Actes Soc. helv.* 1907, p. 62/63.
9. 1908. **Arn. Heim.** Die Nummuliten und Flyschbildungen der Schweizeralpen. *Abh. d. schweiz. paläont. Gesell.* XXXV.
10. 1909. **L. W. Collet.** La présence de l'Infravalangien à Hôplites Boissieri dans le massif des Dents du Midi-Pic de Tanneverge. *Arch. Genève* XXVIII, p. 62/63.
11. 1909. **E. Fleury.** Le Sidérolitique suisse. *Mém. Soc. fréb. Sc. nat.*, t. VI.
12. 1909. **Arn. Heim.** Sur le Nummulitique des Alpes suisses. *Bull. Soc. géol. de Fr.*, S. 4, t. IX, p. 25—30.
13. 1909. **J. Boussac.** Observations sur le Nummulitique des Alpes suisses. *Bull. Soc. géol. de Fr.*, S. 4, t. IX, p. 179—196.
14. 1910. **L. W. Collet.** Les Hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône. *Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. Genève*, vol. 36, fasc. 4.
15. 1910. **P. Arbenz.** Zur Kenntnis der Bohnerzformation in den Schweizeralpen. *Mat. carte géol.* XXIV^e livr.
16. 1914. **M. Lugeon.** Sur l'ampleur de la nappe de Morcles. *C. R. Acad. Sc.* 29 juin 1914. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* L, P. V., p. 52.
17. 1915. **C. Sarasin.** La zone des cols entre Rhône et Grande Eau. *Arch. Genève* XL, p. 291—312 et 400—419.
18. 1916. **M. Lugeon.** Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin. *Ecl. géol. helv.*, XIV, p. 217—221.
19. 1916. **M. Lugeon.** Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* LI, P. V., p. 84/85.

20. 1917. **Arn. Heim.** Valangien von St-Maurice und Umgebungen verglichen mit demjenigen der Ostschweiz. *Viertelj. d. Naturf. Gesell. in Zürich*, Jahrg. 62, p. 680.
 21. 1917. **M. Lugeon.** Sur le Sidérolitique des Hautes Alpes calcaires occidentales. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* LI, P. V., p. 189.
 22. 1917. **E. Gagnebin.** La tectonique des Pléiades et le problème du Wildflysch. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* LI, P. V., p. 124.
 23. 1918. **M. Lugeon.** Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. *Mat. carte géol.* XXX^e livr., fasc. 3, p. 306.
 24. 1919. **M. Lugeon.** Sur le Sidérolitique de la Cordaz. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* LII, P. V., p. 109.
 25. 1919. **M. Lugeon.** Sur la géologie des Préalpes internes aux environs des Plans de Frenières (Alpes vaudoises). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* LII, P. V., p. 138.
 26. 1922. **H. Thalmann.** Stratigraphische Untersuchung des Bathonien der Umgebung von Engelberg. *Mitt. d. Naturf. Gesell. in Bern* VI.
 27. 1922. **H. Thalmann.** Über das Bathonien von Engelberg. *Jahrb. d. Philos. Fakultät II d. Univ. Bern*, Bd. II, p. 225—232.
 28. 1922. **P. Niggli.** Der Taveyannazsandstein und die jungalpinen Eruptivgesteine. *Schweiz. Min.-Petr. Mitt.*, Bd. II, Heft 3/4.
 29. 1923. **L. W. Collet.** Le Bajocien du col de Tenneverdze. *C. R. Soc. phys. et d'hist. nat. Genève*, vol. 40, p. 134/5.
 30. 1923. **L. W. Collet.** L'Argovien des Hautes Alpes calcaires (nappe de Morcles) entre Rhône et Arve et des Aiguilles rouges. *C. R. Soc. phys. et d'hist. nat. Genève*, Vol. 40, p. 135—137.
 31. 1923. **M. Lugeon.** Sur l'âge des grès de Taveyannaz. *Ecl. géol. helv.* XVIII, p. 220.
 32. 1923. **E. Gagnebin.** Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. *Thèse Mém. Soc. vaud. Sc. nat.* I, p. 6—23.
 33. 1924. **W. Bruderer.** Les sédiments du bord septentrional du massif de l'Aar, du Trias à l'Argovien. *Thèse Lausanne*.
 34. ? **F. de Loys.** Monographie géologique de la Dent du Midi. Manuscrit à l'impression.
-

Introduction.

Situation géographique de la région.

La région que nous allons décrire est située entièrement sur territoire valaisan.

La frontière du canton de Vaud forme sa limite ouest, depuis l'arête du Grand Muveran (point 2853) par la Tête à Pierre Grept et la Tête Pegnat jusqu'au Pas de Cheville, au pied de la haute paroi des Diablerets.

Celle-ci constitue notre limite nord jusqu'au passage du Petau au Bois (Porteur de bois) dans le vallon de la Lizerne de la Mare. A l'E, nous avons révisé la carte géologique de *Lugeon* (I, 66) jusque sur l'arête qui, du sommet du Mont Gond, vient mourir dans la plaine à Ardon.

Enfin, au S, nous nous sommes limités sur les flancs de l'Ardevaz et de la Pointe de Chemoz.

Au milieu de ce grand rectangle, le Haut de Cry élève son sommet jusqu'à 2970 m. Son importance géographique a mérité le titre de cet ouvrage.

Notre région constitue donc, vers le SW, la prolongation directe de la carte géologique des Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander par notre maître, M. *Maurice Lugeon*.

Remarque topographique.

Les feuilles 481 (St. Léonard), 486 (Sion) et 485 (Saxon) de l'Atlas topographique fédéral, qui constituent une partie du territoire décrit dans cet ouvrage, ont paru en nouvelle édition en 1923. Cette édition ne diffère que par quelques détails, de nomenclature surtout, de celle qui a servi de base à mes levés géologiques.

Je les signale ici afin de faciliter la lecture de mon texte à celui qui voudra suivre mes descriptions sur la carte annexée à cette monographie.

Feuille 481:	<i>Fenaze</i>	correspond dans mon texte à	<i>Fenage</i>
	<i>Sindoz</i>	» » » » »	<i>Scindon</i>
	<i>Poteu des Etalles</i>	» » » » »	<i>Pas du Petau au Bois</i>
	<i>Lodoz</i>	» » » » »	<i>L'Euden</i>
	<i>Orpelin</i>	» » » » »	<i>Orfelin</i>
Feuille 486:	<i>Padouaire</i>	» » » » »	<i>Fadvayerez</i>
	<i>Tzacolet</i>	» » » » »	<i>Arin</i>
	<i>Survi</i>	» » » » »	<i>Survieux</i>

En outre, la topographie du Tussoz, sur Ardon, a été en partie modifiée. Le tracé des sentiers reste cependant incomplet et parfois inexact, de même que celui des courbes de niveau. Le lecteur voudra donc bien, comme je le lui conseille au début du chap. III, se reporter aux descriptions minutieuses de *Lugeon* (Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander, fasc. 2).

Feuille 485: La cote du sommet du Haut de Cry devient 2972, au lieu de 2970, indiquée dans mon texte.

Le sentier menant du chalet inférieur de Chamosenze au pâturage des Pouay est maintenant cartographié; je ne l'indique pas comme tel dans mes descriptions, p. 28. Il en est de même du chemin qui, du pont sur la Losenze, en amont de Grugnay, suit la rive droite du torrent de Cry, p. 27 de mon texte.

Je signale enfin, p. 22 et 27, l'imperfection de la carte topographique en ce qui concerne les chalets d'Azerin et la clairière de Plan Ris, sur Grugnay. Je constate avec plaisir que la nouvelle édition de la carte *Siegfried* y a remédié.

Première Partie.

Historique.

Nous pouvons diviser en quatre périodes l'histoire des connaissances de notre région.

La première va de 1800 à 1860; elle est antérieure aux études de *Renevier*.

Ces études forment notre deuxième période qui aboutit à 1890, date de la publication des «Hautes Alpes vaudoises» (I, 38).

De 1890 à 1901, les recherches entreprises dans des régions voisines — Préalpes, Chablais, Hautes Alpes — et qui ont abouti à généraliser la notion des nappes de recouvrement, commencent à modifier les interprétations de *Renevier*.

Dès 1901, avec *M. Lugeon*, ces modifications se précisent, s'harmonisent et prennent corps dans la «Monographie des Hautes Alpes calcaires» (I, 75). A partir de ce moment (1916), l'histoire de notre région est presque terminée.

I. Période de 1800 à 1860.

Deux choses ont d'abord frappé l'imagination dans ces territoires relativement peu parcourus des Alpes; ce sont les éboulements successifs des Diablerets qui, au 18^e siècle, envahirent le cirque de Derborence, et la présence du minerai de fer au-dessus de Chamosenze. La première attira surtout les curieux et les amateurs de récits fantastiques, la seconde eut l'intérêt des savants et des industriels.

Aussi n'avons-nous guère à citer que des notes ou des articles se rapportant à ces deux phénomènes avant d'arriver vers 1860, date des premières recherches de *Pictet* et de *Renevier*, sur les fossiles de Cheville.

En 1805, *Ebel* (I, 1) donne déjà une idée sommaire de la géologie des Diablerets, dont «les escarpements de calcaire, mêlés d'argile et de quartz, regardent vers le S, au-dessus de la vallée de Cheville». Il cite les deux éboulements de 1714 et de 1749, dont le dernier détermina la formation du lac de Derborence. A cause de sa fluidité, il compare fort heureusement la masse éboulée à un fleuve.

Une série d'études sont dues à *Gueymard* (I, 3), *Berthier* (I, 4), *Bischoff* (I, 8), *Fournet* (I, 9), reprises par *B. Studer* (I, 5) et *d'Archiac* (I, 13). *Gueymard* donne une brève analyse chimique de la veine de fer, formée, pour lui, surtout d'oxyde rouge (62 %) fournissant un acier «de toute beauté». Il nous intéresse surtout par la citation de coquillages dont «le calcaire des sommités de la montagne est tout rempli»; même à la couche métallifère exploitée on a trouvé «une belle corne d'ammon». Pour *Berthier* qui s'attache surtout à décrire le minerai, le protoxyde de fer, l'alumine, la silice et l'eau forment entre eux une combinaison unique constituant une espèce minérale nouvelle qu'il propose d'appeler «chamosite». L'étude de *Fournet* est, par contre, nettement stratigraphique; il attribue au calcaire jurassique supérieur l'arête surmontant la mine et aux marnes de l'Oxford-clay les schistes placés au-dessous d'elle. En outre, il subdivise ingénieusement l'escarpement de l'exploitation, de même que le minerai; enfin, il signale la présence de Bélemnites dans les schistes supportant directement l'assise de Chamosite, et celle de fossiles déformés dans la partie moyenne du minerai lui-même.

De Charpentier (I, 6) signale des calcaires érodés par les eaux à Ardon et *Mérian* (I, 7) des grès verts, probablement éboulés au Pas de Cheville.

Nous retrouvons des récits des éboulements dans les *Etrennes helvétiques*, sous la plume du *Doyen Bridel* (I, 11). Ces deux catastrophes qui ont coûté la vie à plus d'une vingtaine d'hommes et de cent pièces de bétail, causé la destruction de plus de 160 chalets et déterminé la formation d'un lac étaient propres à exciter l'imagination des habitants de la montagne ensorcelée; aussi l'auteur des *Etrennes helvétiques* s'amuse-t-il à comparer les explications données des deux côtés du Pas de Cheville: malveillance des démons pour les paysans du Valais, œuvre des eaux souterraines, des hivers ou des pluies pour les gens de Vaud.

II. Période de 1860 à 1890.

De 1860 à 1890, la région qui nous occupe semble appartenir exclusivement à *E. Renevier*. C'est pendant ces longues années que l'auteur de la Monographie géologique des Hautes Alpes vaudoises va récolter ses innombrables documents. Une série de notes marque les étapes de ce travail considérable.

Ce sont d'abord trois notices stratigraphiques et paléontologiques sur le gisement de Cheville. Celui-ci est soigneusement situé et décrit (**I**, 18); une coupe détaillée en indique les différentes assises. Les tableaux de ses fossiles déterminés avec la collaboration de *Pictet* (**I**, 19 et 20) peuvent nous rendre encore aujourd'hui de précieux services. En les établissant, *Renevier* était arrivé à la conception d'un mélange de faunes allant de l'Albien jusqu'au Rotomagien. Ces faunes auraient vécu là dans un véritable fjord où les conditions d'existence auraient été particulièrement favorables.

Stratigraphe et paléontologue remarquable, *Renevier* s'est également montré un bon géologue en dressant sa carte au 1 : 50,000 dont il présenta le manuscrit en 1869 déjà (**I**, 22). Accompagnée des 15 coupes à la même échelle, parues en 1877 (**I**, 25), cette œuvre nous apparaît aujourd'hui comme un des plus beaux monuments géologiques de son époque.

Cependant, dans notre territoire, bien des imperfections ont dû être relevées, qu'il avait pressenties en partie lui-même. C'est ainsi qu'il considère comme inexacte la grande étendue de la région valaisanne de sa carte (Haut de Cry, Grande Garde) indiquée, en l'absence de fossiles, en Jurassique (**I**, 26).

C'est également lui qui, en 1866, au cours d'une excursion de la Société géologique suisse (**I**, 35) a fait soupçonner la complication du fameux «Néocomien à Céphalopodes» du Pas de Cheville, par la découverte du Malm à la Tête de Filasse. Ce Néocomien au faciès pélagique rappelant celui du bord externe des Préalpes (**I**, 36) était séparé, pour *Renevier*, des terrains tertiaires qui l'avoisinent par une immense faille arquée dont la trace s'étirait depuis Bovonnaz jusque près de Derborence. L'affleurement de Malm de Filasse s'expliquait alors par le jeu même de la faille.

Nous ne pouvons pas analyser ici la Monographie géologique des Alpes vaudoises (**I**, 38). Page après page, elle nous apporte des documents que nous avons vérifiés ou rejetés sur le terrain. Pour le comprendre, il faut bien se souvenir que notre éminent prédécesseur était avant tout stratigraphe; en présence de fossiles, ses déterminations sont généralement bonnes, mais sans eux le terrain lui échappait.

Malheureusement, les erreurs de la carte de *Renevier* se retrouvent dans son texte. Nous avons déjà signalé l'interprétation par faille de la présence du «Néocomien à Céphalopodes» de Cheville: les recherches de *Lugeon* modifieront totalement cette manière de voir. Nous avons également remarqué l'inexactitude de la carte dans la région du Haut de Cry: l'étude serrée de ce massif nous y montrera, en effet, une tectonique autrement plus compliquée que ne l'indique *Renevier*. Enfin, c'est surtout dans le cirque de Derborence et dans la vallée de la Lizerne que les conclusions de notre prédécesseur seront profondément transformées.

Les travaux de *Renevier* ne doivent cependant pas nous faire oublier différentes publications parues à la même époque. Voici d'abord une note où *Pictet* (**I**, 15) cherche à expliquer les mélanges de faunes comme ceux de Cheville par des migrations et des rayonnements dans des conditions favorables de vie.

Puis, ce sont trois articles d'intérêt pétrographique avant tout sur le gisement de fer de Chamoisenze; *Studer* (**I**, 23) en précise le niveau oxfordien d'après les rares Ammonites, Bélemnites et Rhynchonelles trouvées par divers auteurs, tandis que *Gerlach* (**I**, 33) et *Schmidt* (**I**, 34) s'attachent surtout à une description du minerai.

On doit à *Marshall-Hall* (**I**, 29) une série d'analyses chimiques de cornieules, marnes et schistes verts de divers points du Trias alpin; un échantillon nous intéresse particulièrement, récolté par *Renevier* dans le ravin de Verne, petit affluent de la Lizerne, sur Besson: c'est une cornieule jaune qui, malgré son aspect vacuolaire, ne donne à l'analyse presque pas de dolomie.

Avec *Becker* (**I**, 31), nous trouvons une description très intéressante de l'éboulement des Diablerets, illustrée d'une carte topographique au 1 : 25,000 (agrandissement Siegfried) et d'un profil en long où les proportions de la masse écroulée sont judicieusement estimées.

III. Période de 1890 à 1901.

C'est la période de l'éclosion, en Suisse, des idées tectoniques géniales de *Marcel Bertrand*. Notre territoire s'y prêtait particulièrement bien et nous allons voir comment, peu à peu, les conceptions un peu simplistes de *Renévier* vont faire place à la notion moderne des nappes de recouvrement.

En jetant un coup d'œil sur la carte de *Renévier*, on a la surprise de constater au moins deux lignes de contact anormal. Au N du massif du Haut de Cry, de style tectonique si simple, on pourrait dire jurassien, on est frappé d'observer le recouvrement brutal du Jurassique et même du Trias sur les terrains crétaciques et tertiaires de Montbas, ou encore le voisinage sans transition du Néocomien de Cheville avec le Nummulitique situé plus au S. L'auteur de la carte croyait pouvoir expliquer ces phénomènes par une immense faille arquée. Nous savons aujourd'hui combien ces interprétations sont, pour le moins, hasardeuses. Aussi voit-on déjà dans les coupes dessinées par *E. Haug* (I, 45) ces fractures remplacées par une surface de chevauchement.

C'est au même auteur que nous devons la notion importante du relayement des zones tectoniques (I, 41 et 45). L'ancienne faille arquée de *Renévier* n'est pas une surface de chevauchement ordinaire, comme un axe de pli-faille exagéré; c'est une véritable limite entre deux systèmes de plis indépendants ou de zones tectoniques; sur le système de Morcles, s'arrêtant au Pas de Cheville, s'est avancé, en le relayant vers le N, le faisceau du Mont Gond et des Diablerets, d'origine plus méridionale. Entre eux s'insinue, «comme un coin», la lame de Néocomien à Céphalopodes. Ainsi se complique l'architecture de notre territoire où les charriages prennent une ampleur insoupçonnée de l'auteur de la carte au 1 : 50,000.

Mais les géologues ne s'en tiennent pas à ces premiers résultats. Sortant du cadre des descriptions régionales, ils vont chercher des raccords tectoniques à grande distance; *Haug* et *Schardt* vont rattacher les plis des hautes chaînes des Diablerets et du Mont Gond aux terrains secondaires du versant sud-est du Mont Blanc et, par conséquent, à la zone du Briançonnais (I, 43 et 44).

Cependant l'hypothèse du relayement des plis indiquée par le savant de la Sorbonne va peu à peu faire place à la notion des recouvrements. En 1901, *Lugeon* publiait ses «Grandes nappes de recouvrement» (I, 48).

On sait combien ce travail est capital. En ce qui concerne notre région, les Hautes Alpes y représentent trois unités tectoniques différentes: les nappes helvétiques de Moreles, des Diablerets et du Wildhorn; chacune semble avoir progressé vers le NW par son mouvement propre, lui faisant épouser strictement la surface des terrains sous-jacents.

Ce ne sont plus là des hypothèses ou de simples interprétations, mais des faits parfaitement visibles grâce à la profonde coupure de la Lizerne. Cette importante vallée présente la particularité d'être à la fois transversale — vis-à-vis des plis de Moreles — et monoclinale, par rapport à la nappe des Diablerets; tandis que, sur sa rive droite, les axes du massif de Moreles plongent vertigineusement, sur son versant gauche, les terrains des Diablerets forment des strates à peu près horizontales. Enfin, au-dessus d'eux, se superpose la nappe du Wildhorn dont le noyau jurassique est représenté dans le Mont Gond.

En avant de ces nappes helvétiques s'étend, on le sait, le pays, au modelé plus doux, des Préalpes. *Schardt* et *Haug* y avaient distingué des zones, aux caractères stratigraphiques différents. Avec *Lugeon*, ces zones vont se subdiviser à leur tour en une quantité de replis plus ou moins indépendants les uns des autres. Il ne nous appartient pas de détailler ici ces unités. Seuls les terrains situés directement au contact des Hautes Alpes intéressent notre description.

Ce sont eux qui constituent la partie la plus méridionale des Préalpes, la zone interne. Leurs étages sont les mêmes que ceux qui forment les Hautes Alpes, mais les poussées tectoniques les ont à tel point disloqués et laminés que fréquemment des termes stratigraphiques manquent et que les contacts les plus bizarres s'y observent. «Ce ne sont plus des plis que l'on y voit, dit l'auteur des «Grandes nappes de recouvrement», mais des écaillés empilées les unes sur les autres, si étirées parfois qu'elles ne forment plus que les grains d'un chapelet gigantesque».

Cependant, il n'est pas impossible de mettre un peu d'ordre dans cet empilement. Grâce aux études stratigraphiques, la zone interne peut être décomposée «en trois grands régimes principaux d'écai-

les », divisibles à leur tour localement ; de ces régimes, le plus inférieur ou, si l'on veut, le plus rapproché des Hautes Alpes est caractérisé par la série des couches mésozoïques jeunes. C'est ainsi que la lame de Néocomien à Céphalopodes de Cheville, accompagnée de son Malm, ne représente rien d'autre qu'une écaille préalpine inférieure. Reposant sur le front de la nappe de Moreles, cette écaille ou ce complexe d'écailles porte, dans ses étirements, la trace manifeste de l'avancée, postérieure à sa mise en place à elle, de la grande nappe des Diablerets.

Mieux encore : cette écaille n'est pas autre chose qu'un pli supérieur des Hautes Alpes ; son raccord avec la nappe du Wildhorn est visible au Mont Bonvin (I, 46^{bis} et 46^{ter}).

IV. Période de 1901 à 1916.

On peut qualifier ces années, en ce qui concerne notre région, de période de mise au point de la notion des nappes de recouvrement.

Voici d'abord une note de *H. Schardt* (I, 50) où l'auteur cherche à accorder cette notion avec l'idée du relayement due à *E. Haug* (I, 41 et 43). Dans les Hautes Alpes, les grands plis couchés s'amorcent les uns les autres, obliquement à la direction générale de la chaîne ; ainsi, au fur et à mesure qu'un pli se développe, les plis inférieurs à lui s'éteignent en profondeur. L'exemple de Moreles et des Diablerets est typique.

Mais la vallée de la Lizerne est bientôt le domaine presque exclusif de *Lugeon* ; domaine exploré périodiquement et dont les observations seront consignées dans la Monographie des Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander (I, 75). Voyons les étapes de cet ouvrage capital.

C'est d'abord la notion importante de l'indépendance des nappes de Moreles et des Diablerets (I, 54 et 59). Dans toute la vallée de la Lizerne, en effet, jusque près d'Ardon, on peut suivre les couches tertiaires de la nappe de Moreles, recouvertes du Jurassique du pli supérieur.

Un problème intéressant se posait encore : c'était le repos si curieux du Trias de Montbas sur la série crétacée et tertiaire de cette même colline. Jusque-là ce Trias, replié en anticlinal à la Tour, était attribué à la nappe des Diablerets et les coupes publiées dans le livret des excursions du 9^e congrès de géographie (I, 60) le présentent encore comme tel.

En 1909 (I, 65), nouvelle interprétation amenant un bouleversement complet des levers de *Renévier*. Les gypses de la Tour, les cornieules de Montbas n'appartiennent plus, pour *Lugeon*, aux Diablerets ; enveloppés d'une épaisse bande de Flysch que l'on peut suivre jusqu'aux environs de Besson, ils doivent se rattacher aux Préalpes internes au même titre que le Néocomien à Céphalopodes. La présence de blocs exotiques dans les schistes du Flysch ne laisse aucun doute à ce sujet. « Ainsi donc une nappe crétacique continue existait au-dessus des nappes helvétiques. Bousculée par ces dernières, elle a été pincée avec une autre série de Trias et de Flysch en un vaste synclinal couché mis à jour par le profond cirque de Derborence. » Ce chevauchement de la nappe des Diablerets sur les écailles préalpines est estimé par l'auteur de la note à dix kilomètres.

La carte géologique spéciale n° 60 (I, 66) rend en partie compte de ces phénomènes. Relativement peu étendue sur notre territoire, elle y présente, à côté des nouvelles interprétations, quelques inexactitudes de détail que mon maître a bien voulu me charger de rectifier.

Renévier, nous l'avons dit, avait lui-même pressenti l'imperfection de la partie valaisanne de sa carte. Dans une note parue en 1915 (I, 74), *Lugeon* signale la présence du Dogger et du Lias supérieur dans le cœur de la nappe de Moreles, au Petit Muveran, aux environs d'Ovronnaz et dans la montagne d'Ardevaz. Ces terrains sont indiqués en Jurassique supérieur et moyen sur la carte de 1869.

Si la Monographie de *Renévier* a été pour nous un point de départ, une raison de recherches, les « Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander » (I, 75) sont encore pour nos études et notre exposé un exemple et un guide remarquables. Aussi y aurons-nous fréquemment recours dans nos lignes et nous voyons par là le meilleur hommage à rendre à notre maître.

Afin de ne pas trop nous répéter, nous nous contenterons de signaler ici quelques remarques indispensables à l'histoire de notre région.

Des quatre grands anticlinaux que forme la nappe de Moreles dans la vallée de la Lizerne, le plus méridional ou anticlinal d'Izigière présente des complications insoupçonnées jusqu'alors. S'étirant

au-dessus du Nummulitique signalé dans une note précédente (I, 54), il se plisse avec lui de façon telle qu'il s'y enfonce en un faux synclinal, surmonté d'un anticlinal normal de Sidérolitique. Celui-ci revêt un faciès particulier, fait de schistes verdâtres qui l'avaient fait confondre avec les schistes nummulitiques et considérer comme apparaissant en fenêtres.

Dominant l'anticlinal d'Izigière, le Jurassique de base de la nappe des Diablerets repose brutalement sur le Nummulitique des couches d'Ardon. Ainsi se trouvent nettement séparées, jusque dans la vallée du Rhône, les deux nappes helvétiques de notre territoire.

Mais quelle différence de style entre elles deux ! Tandis que, sur la rive gauche du torrent, les terrains montent régulièrement vers les Diablerets, sur l'autre versant, les replis de Morcles et du Haut de Cry s'enfoncent vers la Lizerne suivant une des plus belles descentes d'axes connues dans les Alpes.

Quant aux terrains, ils n'étaient pas aisés à distinguer en l'absence de fossiles et c'est grâce aux comparaisons lithologiques que *Lugeon* y est parvenu. L'Urgonien d'abord fut reconnu par analogie avec le marbre de Saillon, puis la série stratigraphique nettement établie à l'entrée des gorges de la Lizerne. Nous ne saurions dire assez combien ces données nous ont été utiles.

Pendant que se débrouillaient ces problèmes ardu, *H. Schardt* exposait ses conceptions sur l'ensemble de nos Alpes. Nous en retenons deux publications qui nous concernent directement.

Dans la première (I, 56), l'auteur situe au Mont Joly l'origine de la nappe de Morcles qui subira, au fur et à mesure de son avancée, une réduction visible de largeur, « motivée par l'apparition de nouveaux plis ». Quant au pli-nappe des Diablerets, son flanc renversé, étiré et déchiré repose sur le lambeau de Néocomien appartenant à la zone des Cols ou Préalpes internes (Cheville).

Nous retrouvons ces mêmes hypothèses dans la seconde publication de *H. Schardt* (I, 64). Les deux figures de la planche 4 nous montrent les replis de la carapace de Morcles dans la région du Haut de Cry et du Val Derbon ; malheureusement, ces dessins à très petite échelle ne nous donnent guère de renseignements nouveaux et le Trias de Montbas représente encore la base de la nappe des Diablerets ; mais, au moins, sous le Haut de Cry, voit-on le noyau liasique de celle de Morcles.

Nous nous serions volontiers passés de mentionner les essais de synthèse tectonique de *A. Rothpletz* (I, 62), si leur auteur ne prétendait y expliquer les problèmes les plus importants de notre domaine. Le savant munichois fait table rase de toutes les études précédant la sienne. Dent de Morcles, Muveran, Diablerets et Wildhorn appartiennent à un même ensemble de plis, rompu ça et là par d'immenses failles ; c'est ainsi que, des Rochers du Vent par Derborence à la Lizerne, suivant une vaste fracture arquée, la masse du Haut de Cry-Muveran a glissé dans une descente d'environ mille mètres ; une telle dénivellation rend compréhensible, sans l'intervention des nappes, le voisinage avec le Nummulitique du Trias de Montbas. Quant au Néocomien à Céphalopodes, c'est une lame refoulée du N vers le S avant la formation des plis haut alpins. Tout comme en politique, l'histoire des sciences n'est pas faite que de progrès.

Le lecteur aura pu s'apercevoir que la grande majorité des travaux de cette époque étaient d'ordre tectonique. Ce n'est pas que l'on négligeât pendant ce temps les recherches stratigraphiques, mais le champ de nos études s'y prêtait mal, soit à cause de sa difficulté d'accès, soit du fait de sa complication tectonique.

Cependant, nous avons à citer deux savants français de haut mérite, dont les publications volumineuses touchent directement à notre terrain. La thèse de doctorat de *Ch. Jacob* (I, 52) a pour nous l'avantage de mettre en accord les différents termes stratigraphiques de *Renévier* avec les subdivisions modernes ; les Rhodanien, Vraconnien et Rotomagien du gisement de Cheville sont maintenant homologués avec les zones généralement reconnues ailleurs (Bédoulien, zone à *Mortoniceras inflatum* et début du Cénomanien).

Chacun connaît les études restées classiques de *Boussac* sur le Nummulitique alpin. Sa carte de la distribution des niveaux et faciès du Mésonummulitique dans les Alpes (I, 63) est indispensable à tout géologue cherchant à se rendre compte de l'âge précis des assises nummulitiques rencontrées dans nos montagnes. Les nappes de Morcles et des Diablerets, dont les terrains se sont déposés en bordure du géosynclinal alpin, ont subi les derniers la grande transgression du S vers le N de la mer nummulitique ; la base de leurs couches tertiaires sera donc priabonienne. La nappe du Wildhorn, au moins

dans sa partie méridionale, et les Préalpes internes, situées primitivement au S des nappes inférieures, ont été recouvertes déjà par la mer lutétienne; nous nous approchons là de l'axe du géosynclinal. Nous retrouvons ces mêmes conclusions, exposées avec une clarté étonnante, dans les «Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin» (I, 72). Nous aurons l'occasion de revenir sur ce livre essentiel dans nos chapitres de stratigraphie.

On doit à *C. Schmidt* une description assez détaillée du gisement de Chamosenze (I, 67). Celui-ci, en forme de lentille, est à la base de l'Oxfordien et *C. Schmidt* le considère comme un faciès anormal et tout à fait local du Malm inférieur et du Dogger supérieur. Le minerai est décrit, analysé. Composé principalement d'oolithes de chamosite, répondant dans son ensemble à la formule: $2\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 (\text{Mg} \cdot \text{Fe}) \text{O} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, il renferme de nombreux grains de magnétite, des débris clastiques, des restes organiques et des foraminifères enrobés dans un ciment calcaire. C'est sans aucun doute, pour l'auteur, un minerai primaire, formé dans une mer peu profonde, sous l'influence des organismes. Mais la structure et la composition minéralogique primitives en ont été profondément modifiées par dynamométamorphisme. Les quelques figures accompagnant le texte nous ont rendu service dans nos propres études.

De rapides notions de géologie et de morphologie locales sont données par *H. Schardt* dans son récit de l'éboulement de Grugnay (I, 55); une carte au 1 : 10,000 donne de précieuses indications sur la masse en mouvement elle-même.

Voici maintenant deux études de géographie physique se rapportant au torrent de la Lizerne. *E. Romer* (I, 70) considère la zone préalpine de notre région comme «le vestige d'un cycle d'érosion passé et parvenu à un stade de maturité déjà avancée». Dans ce fossé, sorte de rigole parallèle à la vallée longitudinale du Rhône, s'allongeant depuis les environs du col du Sanetsch jusque vers Bex, coulent encore la Lizerne supérieure et l'Avançon d'Anzeindaz. Ce dernier torrent devait donc primitivement prendre sa source au col du Sanetsch. Mais la branche principale de la Lizerne, plus puissante, a capturé plus tard les eaux de cette vallée, «la décapitant dans les environs du lac de Derborence d'aujourd'hui, et ensuite a déplacé la ligne de faite jusqu'au Pas de Cheville».

Celui-ci n'est d'ailleurs que le reste d'une ancienne terrasse glaciaire. En se basant sur les niveaux de dénudation, l'auteur place ce phénomène au plus tôt pendant le stade glaciaire de Würm. D'intéressantes recherches sur les terrasses glaciaires de la vallée sont encore à signaler, mais sortent un peu du cadre de notre étude.

Il en est de même des descriptions données par *L. Horwitz* (I, 71) des cônes de déjection de la Lizerne et de la Losenze. Nous retenons simplement à titre documentaire la morphologie détaillée de ces appareils.

Enfin nous avons nous-mêmes détaillé (I, 79) récemment les écailles du «Néocomien à Céphalopodes» au Pas de Cheville.

Deuxième Partie.

Stratigraphie.

Nous décrirons isolément les terrains des trois unités tectoniques qui composent notre territoire. Nous étudierons d'abord les terrains de la nappe de Morcles, puis ceux de la nappe des Diablerets-Wildhorn. Nous terminerons par les différents termes des écaillés des Préalpes internes.

CHAPITRE PREMIER.

Nappe de Morcles.

§ 1. Aalénien.

C'est le terrain le plus inférieur de la nappe de Morcles dans la région que nous avons étudiée. Très étendu dans la vallée de la Losenze, au-dessus de Chamoson, il borde le pied de la grande paroi sud du Haut de Cry. *Renévier* l'avait confondu avec l'Oxfordien (Divésien).

L'Aalénien est composé de schistes marneux noirs, très tendres et plus ou moins micacés; le toucher est satiné, presque gras. Sa puissance, que je n'ai pu mesurer à cause de l'absence du substratum et des nombreux replis, doit certainement atteindre plusieurs centaines de mètres.

Les affleurements, souvent bousculés et froissés par des glissements, ont une teinte gris-clair, avec de nombreuses taches de rouille. Par places abondent des noyaux calcaires durs, allongés en lentilles dont la grosseur oscille autour de celle du poing. Près de Chamoson, j'ai trouvé entre les feuillets de la roche d'assez nombreuses imprégnations de gypse en cristaux étoilés.

Par sa consistance, cet étage détermine de nombreux glissements et tassements de terrain. Nous verrons dans notre deuxième partie (Chapitre II) que c'est sur lui qu'ont glissé les masses d'Azerin et des Pouay, dans la vallée de la Losenze.

On passe brusquement, avec l'apparition de bancs calcaires, dans le Dogger.

§ 2. Bajocien.

Dans la coupe établie à la Tour Saillièrre, *F. de Loys* (II, 34) distingue deux niveaux du Bajocien: un niveau inférieur formé de calcaires sombres alternant avec des schistes marneux et un niveau supérieur de calcaires échinodermiques à rognons de silex.

Nous pouvons établir une subdivision identique dans notre région.

Plus plastiques, les couches inférieures se plissent volontiers plusieurs fois sur elles-mêmes, tandis que les calcaires à silex s'incurvent plus largement. Le fait est apparent tout le long de la paroi sud du Haut de Cry (voir pl. I, fig. 1); à la Dent de Chamosenze, il est éclatant (fig. 21, p. 50). Aussi ai-je choisi deux couleurs différentes pour indiquer chacun de ces niveaux sur ma carte.

a) Coupe relevée le long du torrent cartographié au S des baraques de la mine de fer de Chamosenze (1906 m); de bas en haut:

1^o alternance de calcaires grisâtres et de schistes marneux noirs. Les calcaires, en bancs réguliers de 20 cm. d'épaisseur environ, sont légèrement siliceux et finement échinodermiques; les schistes, dont la puissance varie de quelques centimètres à plusieurs mètres, sont micacés... c'est le niveau inférieur. Très plissé sur lui-même, ce niveau laisse difficilement apprécier sa puissance que nous estimons à 80 m. environ.

Vers le haut, les calcaires deviennent plus siliceux, quelques petits nodules de silice de la grosseur d'une noisette ressortent en noir foncé dans la roche; les schistes, cependant, diminuent d'épaisseur et se chargent également de silice; leur patine devient brunâtre;

2° calcaires en bancs minces, de 5—10 cm. de puissance, rappelant l'Hauterivien par leur patine brun-roux, leur toucher rugueux et le mode d'érosion. Calcaire très siliceux, un peu micacé et contenant quelques entroques; cassure esquilleuse; la silice s'agglomère en rognons dont la grosseur peut dépasser celle d'une tête d'homme et qui ressortent en gris-clair, généralement en saillie sur le fond plus sombre de la roche... c'est le Bajocien supérieur; 40 m.

Plus haut, de minces délits schisto-calcaires s'intercalent, tandis que les rognons de silice disparaissent: c'est peut-être le Bathonien que nous n'avons pas su reconnaître en l'absence de fossiles; 20—30 m.

b) Coupe relevée entre le col inférieur et le lac de la Forelaz; de bas en haut (voir fig. 1):

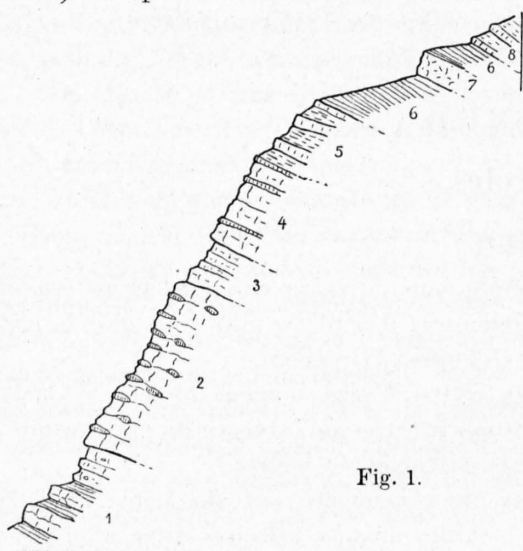


Fig. 1.

Coupe théorique du Dogger de la nappe de Morcles à la Forelaz.

- | | |
|----------------------------------|---------------------------------|
| 1. Bajocien inférieur. | 5. Bathonien probable. |
| 2. Calcaires à silex inférieurs. | 6. Schistes callovo-oxfordiens. |
| 3. Calcaires à Térébratules. | 7. Oolithe ferrugineuse. |
| 4. Calcaires à silex supérieurs. | 8. Oxfordien supérieur. |

1° alternance de calcaires et de schistes du Bajocien inférieur (voir coupe a);

2° calcaires siliceux et échinodermiques en bancs réguliers, à gros rognons de silex, de patine rousse; une Bélemnite; 20—25 m;

3° calcaires marneux sombres, presque schisteux par places, de patine grise; de nombreuses Térébratules font saillie à la surface; 6—8 m;

4° calcaires siliceux et échinodermiques en bancs. La silice s'étend en délits plus ou moins constants entre les calcaires. Grosses Ammonites indéterminables; 10—12 m.

Ces trois niveaux représentent encore le Bajocien supérieur.

Au-dessus vient une alternance de calcaires siliceux et de schistes calcaires roux. C'est le niveau que, dans notre coupe a, nous hésitions déjà à placer dans le Bathonien.

C'est dans les hauteurs seulement où nous avons relevé les deux coupes ci-dessus, que les silex sont bien développés. Plus à l'E, à Balla-Luy ou sur le sentier de la Rouzziaz sur Chamoson, le

Bajocien supérieur ne se distingue plus du niveau inférieur que par l'absence de délits schisteux.

§ 3. Callovo-Oxfordien.

Nous avons vu (§ 2), en établissant la coupe stratigraphique au-dessous de la mine de fer de Chamosenze et au S du lac de la Forelaz, que les calcaires siliceux roux du Bajocien passent vers le haut à une alternance de calcaires et de schistes calcaires qui représentent probablement le Bathonien.

Ces couches passent elles-mêmes insensiblement à un complexe, de 20—25 m. d'épaisseur, de schistes marneux sombres contenant de nombreux rognons de pyrite ou d'oxyde de fer et de petites lentilles calcaires. Dans ce complexe s'intercalent encore des bancs discontinus d'oolithe ferrugineuse, de 0,10—0,15 m. de puissance. Le niveau de la mine de fer elle-même nous apparaît comme un épaississement local de cette oolithe.

Au col de la Forelaz (2561 m.) et au N de la Dent de Chamosenze où les couches plongent périclinalement vers le NW et vers l'W, ce complexe schisteux est bien développé. J'ai pu y établir les coupes suivantes:

a) Coupe relevée entre le lac de la Forelaz et le point topographique 2456 (au SE de la Tita Neire). Cette coupe fait directement suite à la coupe b du § précédent; elle montre de bas en haut (voir fig. 1):

- 1° alternance de calcaires siliceux et de schistes calcaires roux, sans fossiles... Bathonien probable; 6—8 m;
- 2° schistes marneux tendres, noirs, ferrugineux par places, à petits nodules calcaires et Ammonites ferrugineuses; patine jaunâtre, 10—15 m.

J'y ai récolté les fossiles suivants:

- 1° *Kepplerites Gowerianus*, SOW.;
- 2° *Reineckia Greppini*, OPPEL;
- 3° *Oechoptychius refractus*, REIN.;
- 4° *Perisphinctes subtilis*, NEUM.;
- 5° *Perisphinctes subrjasanensis*, PETITCLERC;
- 6° *Quenstedticeras Lamberti*, SOW.;
- 7° *Lissoceras cf. Erato*, D'ORB.;
- 8° *Phylloceras transiens*, POMP.

De ces espèces, la première caractérise le Callovien inférieur, zone à *Macrocephalites macrocephalus*; les 4 suivantes (2—5) déterminent le Callovien supérieur, zone à *Reineckia anceps*; la sixième et la septième sont typiques de la base de l'Oxfordien, zone à *Peltoceras athleta*.

Ce complexe de schistes ferrugineux comprend donc tout le Callovien et la base de l'Oxfordien;

- 3° schistes calcaires mouchetés avec intercalations de petits bancs calcaires de cassure conchoïdale, de teinte gris-clair, avec traces d'Ammonites et de Bélemnites indéterminables. C'est probablement l'Oxfordien supérieur, environ 6 m;
- 4° calcaires noduleux jaunâtres de l'Argovien.

C'est non loin de là, au SE du lac de la Forclaz, que *Renevier* a trouvé son gisement du «Pont-de-Derbon». Les espèces qu'il en cite se rapportent nettement à notre niveau 2:Callovo-Oxfordien, sans distinction entre les deux étages.

b) Coupe relevée à l'E du col supérieur de la Forclaz (2561 m) (fig. 2):

- 1° calcaires siliceux roux du Bajocien en paroi;
- 2° alternance de calcaires siliceux et de schistes marneux: Bathonien probable, 5—7 m;
- 3° oolithe ferrugineuse, 1 m;
- 4° schistes marneux noirs, tendres, ferrugineux par places et contenant de petits nodules calcaires, sans fossiles, environ 3 m;
- 5° oolithe ferrugineuse, 50—70 cm;
- 6° schistes marneux comme 4, avec intercalations de petits bancs irréguliers de calcaire siliceux, 3—4 m;
- 7° oolithe ferrugineuse, 10 cm;
- 8° schistes marneux comme 4, mais avec quelques Ammonites indéterminables et *Phylloceras transiens*, POMP., 5—6 m;
- 9° schistes calcaires mouchetés de l'Oxfordien supérieur (niveau 3 de la coupe a).

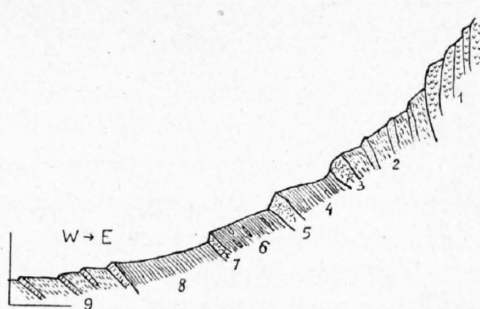


Fig. 2. Coupe à l'E du col de la Forclaz (2561 m).

Voir légende dans le texte.

Le complexe schisteux callovien-base de l'Oxfordien est donc ici plus développé que dans notre coupe a; il s'y intercale 3 bancs d'oolithe ferrugineuse de différentes importances, par contre, il est moins fossilifère. Les bancs d'oolithe sont donc d'inégale épaisseur; malgré cela, il est probable que l'on puisse les relier les uns aux autres. L'identité des couches 4, 6 et 8 de la coupe ci-dessus et les plissements du versant sud-ouest de la Dent de Chamosenze appuient cette hypothèse.

Nous retrouvons les schistes marneux à nodules calcaires à la mine de fer de Chamosenze. Très chargés de rognons pyriteux et ferrugineux à la base, ils passent graduellement vers le haut à l'oolithe qui atteint ici une quinzaine de mètres d'épaisseur.

Cette oolithe se présente en deux affleurements distincts se faisant suite. Le supérieur, vers le NW, est incomplètement séparé en deux masses par une vire large de 3 m. au maximum, faite des mêmes schistes à nodules. J'y ai trouvé, parmi quelques Ammonites indéterminables, un mauvais fragment se rapportant à *Hecticoceras Laubei*, NEUM.?

Les schistes enrobent encore l'extrémité nord-ouest de cet affleurement et le surmontent. Là, j'ai découvert un *Quenstedticeras Lamberti*, Sow.

Nous avons donc encore ici un complexe callovo-oxfordien, où l'oolithe ferrugineuse prend une place prépondérante. On sait que le minerai, qui n'est plus exploité aujourd'hui, est un alumino-silicate hydraté de fer et de magnésie, avec une proportion assez considérable de carbonates de chaux et de fer, de silice et de magnétite (*C. Schmidt I*, 67).

Le complexe callovo-oxfordien affleure encore dans le cirque de Champ Riond, près des chalets de Chamosenze. Là, dans des schistes noirs très marneux et ferrugineux comme à la Forclaz, j'ai récolté:

Phylloceras plicatum, NEUM.;

Phylloceras Kunthi, NEUM.;

Phylloceras tortisulcatum, D'ORB.?

Phylloceras transiens, POMP.;

Hecticoceras Brighti, PRATT., caractéristique du Callovien supérieur, zone à *Remeckia anceps*.

Enfin ce niveau se laisse aisément suivre de l'œil dans la paroi sud du Haut de Cry, où il détermine des vires de teinte jaunâtre entre les calcaires du Bajocien et les escarpements du Malm.

§ 4. Argovien.

Cet étage que nous pouvons suivre à la base du Malm depuis les environs de Chamoson jusqu'à la Tête à Pierre Grept, est formé essentiellement de calcaires gris-bleuté, en bancs réguliers de 30 cm. environ, de patine jaunâtre. La roche est grossièrement grumeleuse, tachetée par la présence de dolomie et de limonite; des traces d'Ammonites et de Bélemnites n'y sont pas rares; 20—25 m.

Au-dessus de la mine de fer de Chamosenze, dans les hauteurs du col de la Forclaz et vers la Tita Neire, nous avons pu reconnaître les deux niveaux correspondant au «Schiltkalk» et aux «Schilt-schiefer» des géologues suisses allemands. Entre les bancs du niveau inférieur s'intercalent des calcaires plaquetés, presque schisteux qui, peu à peu dominant. Leur surface est également noduleuse, mouchetée et nous y avons trouvé quelques débris d'Ammonites ainsi que deux aptychus, dont un *Aptychus punctatus*, VOLTZ. Sur cet ensemble, le Malm repose sans limite tranchée.

§ 5. Malm.

Très étendu dans notre territoire où il forme de grandes parois, le Malm est toujours remarquable par sa teinte grise et son uniformité d'aspect. C'est un calcaire compacte, à cassure conchoïdale, sans fossiles, de 200—300 m. de puissance.

Toutefois, dans le haut du Val de la Derbone, sur le Plan des Fosses, nous avons pu distinguer grossièrement deux niveaux:

1^o à la base, reposant sur les calcaires argoviens; alternance de calcaires en bancs épais et de calcaires plaquetés, de teinte bleu sombre. La surface, en lapiés, porte la trace de rares Ammonites indéterminables;

2^o au-dessus vient un calcaire gris, massif, de teinte plus claire que 1, sans fossiles. Ça et là, dans la partie supérieure, de petits noyaux de silex font saillie.

L'épaisseur de ces deux niveaux est à peu près égale, de 100—150 m.

§ 6. Valanginien.

A l'instar de *Lugeon* (*I*, 66), j'ai subdivisé cet étage en deux groupes sur ma carte. Le groupe inférieur est bien distinct du Malm. Il comprend un énorme complexe, de 80—100 m. de puissance, de schistes marno-calcaires avec bancs calcaires intercalés. C'est le Valanginien schisteux ou ce

qu'en Suisse allemande on appelle les «Zementsteinschichten». On sait que ce niveau peut comprendre à sa base les couches marneuses du Portlandien. N'ayant pu y établir de coupure, j'ai, pour les besoins de la carte, désigné cette grande masse schisteuse sous l'expression contractée de Valanginien schisteux.

On passe insensiblement au groupe supérieur, essentiellement calcaire, que l'on réunit sous le nom de Valanginien calcaire.

La coupe établie au-dessous de la Za de Derbon montre la succession suivante, de bas en haut:

- 1° calcaire gris-clair, massif, de cassure bleutée, grenue, avec quelques entroques, environ 15 m;
- 2° calcaire de cassure plus claire, avec de nombreux débris organiques (huîtres), 3 m;
- 3° calcaire de cassure bleutée, de pâte fine, avec de rares entroques. Quelques traces d'oursins indéterminables font saillie à la surface, 16—18 m;
- 4° calcaire de patine grise, légèrement jaunâtre, en bancs minces à la base (10—30 cm), plus épais vers le sommet, sans délits schisteux. La cassure montre que la roche est formée essentiellement de débris d'encrines. J'y ai trouvé ailleurs de mauvaises traces d'oursins. Ce niveau doit représenter le Valanginien supérieur (couche à *Pygurus*, *A. Escher*), 3—5 m.

D'une manière générale, les calcaires valanginiens se distinguent dans notre région par leur teinte grise, leur disposition en gros bancs et leur cassure où les entroques manquent rarement. Des fragments de coraux, d'oursins et de mollusques lamellibranches s'y rencontrent, 30—50 m.

La limite est distincte avec l'Hauterivien.

§ 7. Hauterivien.

C'est l'étage que *Renevier* (I, 38) désigne du nom de «Néocomien brun à *Toxaster*». Il se présente en effet partout en escarpements roux, que l'on suit aisément de l'œil au contact des calcaires gris du Valanginien. Dans son ensemble, c'est un calcaire siliceux, de cassure bleutée, finement esquilleuse, avec de petits entroques disséminés. Le toucher est finement rugueux, la patine brune. Quelques Bélemnites, des fragments d'oursins se rapportant au *Toxaster complanatus*, généralement mal conservés s'y rencontrent. *Renevier* y avait trouvé en outre *Hoplites angulicostatus*, D'ORB. et *Exogira Couloni*, DEFR. Leur épaisseur est d'une quarantaine de mètres.

L'étude microscopique permet de distinguer grossièrement deux niveaux qui passent graduellement l'un à l'autre; ce sont de bas en haut:

- 1° calcaire de grain fin, contenant de nombreux grains de quartz élastique et quelques entroques.

C'est l'Hauterivien siliceux roux typique;

- 2° calcaire à Foraminifères (Miliolles abondantes, Rotalines et Textulaires), avec entroques et de rares grains de quartz. Vers le haut, les Foraminifères deviennent plus nombreux et l'on passe insensiblement aux couches plus schisteuses du Barrémien.

Extérieurement, ces roches ont à peu près le même aspect: teinte grise ou rousse, toucher très siliceux et cassure bleutée. Mais leur disposition n'est point la même: les calcaires roux inférieurs se présentent en escarpements massifs, se débitant en parallélépipèdes assez réguliers, tandis que les calcaires supérieurs sont plus schistoïdes, en bancs minces de surface noduleuse.

Nulle part sur notre terrain, nous n'avons trouvé de glauconie dans l'Hauterivien.

§ 8. Barrémien.

Peu développé dans notre territoire, cet étage, de 25—30 m. de puissance, forme les vires caractéristiques qui séparent les parois hauterivienne et urgonienne. Il est formé de calcaires grisâtres, finement plaquetés alternant avec des schistes sombres. Dans les hauteurs (Tête Pegnat, Monta Cavoère), les calcaires peuvent être très développés et envahir tout le niveau; on y retrouve sans peine les traces de serpules remarquées par *Renevier* (I, 38, p. 254).

Dans le bas de la vallée de la Lizerne; les schistes prédominent au contraire et dans leur masse les calcaires s'étirent en bancs discontinus et isolés. Les schistes sont légèrement marneux, noirs, finement plissottés; les calcaires, également sombres et plaquetés sont riches en quartz et en pyrite.

Notons encore que, sur l'arête du Cœur, au S du Monta Cavoère, le faciès urgonien envahit tout le niveau. Plus au S, nous ne retrouverons le Barrémien que dans les environs d'Ardon. Comme nous le verrons à propos de l'Urgonien, les calcaires nummulitiques transgressifs reposent, dans la partie moyenne de la vallée de la Lizerne, directement sur l'Hauterivien.

§ 9. Urgonien.

L'Urgonien se laisse aisément reconnaître sur notre territoire. Ses calcaires massifs, parfois bourrés de traces de Rudistes, forment, au-dessus des vires barrémiennes, de hautes parois claires. Le contact est brutal.

Nous y avons reconnu, à Cheville, les trois niveaux suivants:

- 1° calcaires compactes gris-clair, de cassure esquilleuse: c'est l'Urgonien inférieur qui forme ici d'immenses lapiés où abondent par places les traces de *Requienia ammonia*, 60—70 m;
- 2° enduit irrégulier de calcaire gréseux brunâtre, criblé d'Orbitolines (*Orbitolina lenticularis*), 0,20 m;
- 3° calcaires jaunâtres très imprégnés de grès sidérolitique; traces plus rares de Requénies: Urgonien supérieur, 8—10 m. Son épaisseur est ici exceptionnellement faible par le fait de la transgression du Gault; ailleurs, elle peut aller jusqu'à 30 m, donnant au tout une puissance de 100 m. environ.

La couche à Orbitolines (2) n'est pas continue dans notre région; nous ne la connaissons en effet qu'au gisement de Cheville (cit. au S des chalets du même nom) et au pied de la montagne de Vérouet, en amont de Mottélon (voir *Renevier I*, 38, p. 314). Son niveau peut être totalement imprégné par le grès sidérolitique (voir p. 14), comme nous le verrons près des chalets de Derbon.

L'Urgonien lui-même n'a pas partout le même aspect: nous y avons trouvé, aux chalets de Derbon, un banc oolithique dans la partie supérieure de l'Urgonien inférieur, au contact de l'imprégnation sidérolitique de la couche à Orbitolines. Enfin, dans les environs d'Ardon, sur les pentes montant à la Chapelle St-Bernard (au Tussoz), il se présente sous l'apparence d'un calcaire marmorisé que *Lugeon* a comparé au marbre de Saillon (*I*, 75, p. 100); son étude microscopique montre une roche compacte, très écrasée, finement cristallisée et contenant quelques grains de quartz disséminés; nous n'y avons trouvé aucun organisme.

La distribution de cet Urgonien est intéressante. Nous ne le retrouvons plus, en effet, sur la rive gauche de la Lizerne, entre Montbas et le Tussoz, où les calcaires nummulitiques reposent directement sur l'Hauterivien. Sur la rive droite, ce même étage cesse brusquement au S de la petite arête du Cœur, descendant du sommet du Pey Rond.

On se trouve certainement ici en présence d'une abrasion totale provoquée par la transgression nummulitique.

§ 10. Gault.

Le seul affleurement de ce terrain que nous ayons dans notre territoire se trouve au SW du chalet de Cheville coté 1740 m. C'est le gisement célèbre où *Renevier* avait trouvé une faune d'une grande richesse (*I*, 18, 19 et 20). Il se présente sous la forme d'une combe allongée entre l'Urgonien et le Nummulitique et montant en pente douce vers le SW. La longueur de cette dépression atteint à peine 300 mètres; sa largeur oscille entre 0 et 30 mètres à peu près.

Une crête longitudinale sépare, sur 100 mètres, la combe en deux petits vallons.

Voici la coupe du gisement (fig. 3):

- 1° calcaire compacte gris-clair, sans fossiles: Urgonien inférieur;
- 2° enduit irrégulier de calcaire gréseux brunâtre, imprégné de sidérolitique, criblé de petits trous ayant la forme d'Orbitolines. Les Foraminifères que nous retrouvons une centaine de mètres plus bas, ont disparu par dissolution: couche à Orbitolines, quelques centimètres;
- 3° calcaire gris jaunâtre imprégné de sidérolitique: Urgonien supérieur, 8—10 m;
- 4° grès quartzeux reposant sur l'Urgonien suivant une surface très irrégulière, y pénétrant en poches et l'imprégnant. Au contact, on remarque de petites lentilles de schistes argileux.

A la base, ces grès sont formés de grains grossiers (jusqu'à un demi-centimètre de diamètre), noyés irrégulièrement dans une pâte plus fine. Au sommet, on passe à des quartzites blancs, fins et scintillants par places. L'ensemble, de 4—5 m. de puissance, forme une grande dalle bordant le vallon sud-est du gisement;

5° grès glauconieux à pâte fine, violacé et schisteux par places, environ 10 m;

6° couche pétrie de nodules phosphatés et de débris fossilifères. Ceux-ci sont englobés dans une pâte calcaire tantôt brun-foncé, tantôt blanchâtre, suivant des zones irrégulières. Ils sont eux-mêmes irrégulièrement répartis et laissent libres, surtout dans la partie supérieure (7), des couches entières de calcaire blanc compacte; 2—3 m;

8° grès glauconieux verdâtre, schisteux par places, 6 m;

9° conglomérat calcaire à éléments roulés et dont la pâte contient des Orthophragmines, 1 m;

10° calcaires nummulitiques.

Les niveaux 4 et 5 représentaient l'Albien pour *Renevier*; la couche 6 le Vraconnien et la couche 7 le Rotomagien. Enfin, les grès du n° 8 figuraient les schistes nummulitiques.

On sait (voir p. 2) que l'auteur de la Monographie des Hautes Alpes vaudoises considérait ce gisement comme l'extrémité d'un fjord en continuité avec la mer qui, à cette époque, s'allongeait dans les Alpes vaudoises. Les conditions d'existence des animaux, particulièrement favorables dans ce milieu, auraient prolongé la durée des espèces les plus anciennes au delà de leur niveau habituel, comme elles auraient déterminé l'apparition précoce, dans les couches inférieures, de types ordinairement plus jeunes. C'est ainsi que, dans le seul Vraconnien de Cheville, sur 253 espèces récoltées, 71 sont déjà citées à l'Albien et une trentaine proviennent nettement de ce niveau; 18 espèces se retrouveront au Rotomagien et une douzaine, appartenant à ce niveau, sont apparues précocement (*Renevier* I, 38, p. 347).

L'auteur se refusait à admettre un remaniement sur place de ces faunes. Quels sont les faits que nos observations apportent à sa manière de voir?

A. Notre coupe du gisement diffère d'abord de la sienne:

Niveau n° 4: Le calcaire noirâtre avec parties schistoïdes, qui représentait la base de l'Albien pour notre prédécesseur, apparaît en réalité comme un grès, légèrement argileux par places et passant à un véritable quartzite dans sa partie supérieure.

Niveau n° 5: Les grès verdâtres de l'Albien supérieur de *Renevier* correspondent avec ce que nous avons observé.

Niveau n° 6: Le Vraconnien de *Renevier* occupe le sommet et le versant nord-ouest de la crête longitudinale du gisement. C'est en réalité le seul niveau fossilifère de ce petit territoire. Dans ses couches bigarrées, où des empreintes organiques sont encore bien visibles, de nombreuses cavités sont la preuve évidente de son exploitation.

Or, les fossiles récoltés par *Renevier* ou par ses pourvoyeurs, dans la roche en place ou dans les éboulis, ont été triés après coup. L'auteur le dit lui-même: d'après la gangue, il distinguait le Vraconnien brunâtre ou le Rotomagien plus clair. Mais, nous l'avons remarqué déjà, ces couches claires (n° 7), quoique plus apparentes dans la partie supérieure, sont réparties irrégulièrement dans la pâte brune de l'ensemble. La distinction stratigraphique du Vraconnien et du Rotomagien nous paraît donc illusoire ici; mais, nous avons hâte d'ajouter que la subdivision des faunes persiste.

Niveau n° 8: Les schistes nummulitiques de *Renevier* auraient dû l'étonner par leur curieuse situation à la base des calcaires. Ce sont en réalité des grès tout à fait analogues à ceux de notre couche 5.

C'est donc encore du Crétacé moyen.

Niveau n° 9: Enfin, un mince conglomérat qui marque la transgression nummulitique avait échappé à notre prédécesseur.

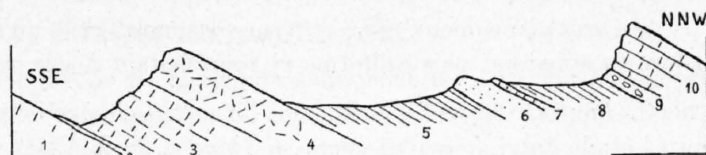


Fig. 3. Coupe transversale du gisement du Cheville.

Voir légende dans le texte.

B. L'étude du gisement nous apporte aussi des données intéressantes :

On sait par *Renevier* que le Gault s'étire entièrement vers le NE entre l'Urgonien et les calcaires nummulitiques. Mais en suivant le gisement vers le SW, soit en remontant la combe, on voit la couche fossilifère et phosphatée (n° 6) disparaître graduellement.

Les grès glauconieux (n° 5 et 8) ne formeront alors qu'une seule masse, d'abord garnie de petites poches phosphatées, puis uniforme et représentant à elle seule le Crétacé moyen.

C. Jacob (I, 52) déjà avait noté l'insuffisance des interprétations de *Renevier*, mais n'avait pas repris l'étude du gisement lui-même. *E. Haug* (I, 78, p. 1255) voyait dans le Vraconnien de *Renevier* une couche de passage entre l'Albien et le Cénomanién.

Les données que nous avons exposées ne sont guère des arguments propres à faciliter la distinction entre les différents termes du Gault. Elles nous poussent au contraire à admettre un remaniement général de tous les fossiles de zones différentes à l'époque du Cénomanién.

§ 11. Sidérolitique.

Ce terrain, composé essentiellement de grès ferrugineux rouges, verdâtres ou brunâtres, marque la période d'émersion de notre territoire avant la grande transgression nummulitique.

Il ne constitue pas, lui non plus, un niveau continu dans notre région, mais partout il imprègne, dans ses moindres fissures, l'Urgonien supérieur et lui donne sa teinte jaunâtre. Par places, comme aux chalets de Derbon (voir p. 12), au Monta Cavoère ou sur l'arête du Cœur, il envahit l'horizon de la couche à Orbitolines et la remplace complètement. Mais jamais il ne s'infiltré plus bas.

Sur les pentes de la montagne de Vérouet, dans la vallée de la Derbone où il est particulièrement bien développé, nous y avons distingué de bas en haut les niveaux suivants :

- 1° Urgonien supérieur imprégné de grès ferrugineux jaunâtres ;
- 2° brèche irrégulière à éléments urgoniens roulés dans une pâte sidérolitique, environ 0,50 m ;
- 3° grès siliceux jaune-verdâtre en bancs minces contenant de nombreux nodules ferrugineux rougeâtres, environ 1,50 m ;
- 4° grès siliceux comme 3 mais sans nodules, environ 1 m.

En coupe mince, on voit que ce grès est presque uniquement composé de petits grains de quartz aux contours irréguliers, enrobés dans un ciment ferrugineux. Ça et là apparaissent de rares pisolithes à structure concentrique et quelques grains de glauconie.

On sait par *Lugeon* (I, 75) que l'on retrouve le Sidérolitique dans les gorges de la Lizerne en amont d'Ardon. Mais là son aspect diffère sensiblement de ce que nous avons observé ailleurs. Ce sont des schistes fins, marneux, verdâtres avec taches ocreuses qui passent vers le bas à une véritable brèche à éléments calcaires étirés en lentilles dans les schistes. Le tout est passablement broyé et ferrugineux.

La répartition de ce niveau est à peu près semblable à celle de l'Urgonien. Comme lui, il a été éliminé par la transgression nummulitique sur presque toute la longueur de la vallée de la Lizerne.

§ 12. Couche à Cérîtes.

Les couches à Cérîtes, très irrégulièrement réparties dans notre région, reposent par une limite tranchée soit sur l'Urgonien soit sur le Sidérolitique. Elles se présentent sous deux faciès différents.

Aux chalets de Derbon, ce sont des calcaires marneux bleutés, de cassure bleu-noir, à grain fin, compactes ou finement lités. A la surface, une quantité de petits Cérîtes, malheureusement indéterminables, ainsi que quelques graines de *Chara*, font saillie en gris-clair sur le fond sombre de la roche. J'ai cru y reconnaître une empreinte de *Cerithium Diaboli*. Leur épaisseur ne dépasse pas deux mètres.

Dans les gorges de la Lizerne, en amont d'Ardon, où *Lugeon* les a signalées (I, 75), ce sont des «schistes noirs argileux, fortement chargés de matière organique». De nombreux noyaux calcaires s'intercalent dans les schistes et donnent au tout une surface grumeleuse. Parmi les débris organiques, on peut reconnaître des fragments de polypiers, de lamellibranches et de petits gastéropodes.

Nous avons retrouvé des couches semblables au N du col de la Rouzziaz et sur l'arête qui descend du Cœur vers Tête à Jean (voir p. 39). Là, j'y ai découvert plusieurs exemplaires assez mal conservés de *Cerithium plicatum*, BRUG., *mut. alpinum*, TOUR. C'est le niveau du *Priabonien inférieur*.

§ 13. Calcaires et schistes nummulitiques.

Dans presque tout notre territoire, nous avons pu distinguer sans peine les deux niveaux habituels du *Priabonien supérieur*: calcaires à Lithothamnies à la base et schistes à Globigérines au sommet. Leur âge a été nettement déterminé par J. Boussac (I, 72) et leur limite est nette. Les calcaires se présentent en bancs compacts, de teinte gris-clair; ils contiennent, outre les Lithothamnies, des petites Nummulites qui pullulent par places, des Orthophragmines, de rares entroques et quelques fragments de polypiers. Au microscope, on y révèle encore différentes Mélobésies des genres Lithophyllum et Lithothamnium, de nombreuses Miliolles et quelques Textulaires.

Ce sont donc des couches très riches en organismes; mais ceux-ci sont irrégulièrement répartis; 10—15 m.

Les schistes sont généralement noirs, très marneux et finement micacés. Leur patine est jaune-brun et leur épaisseur varie entre 10 et 30 m. Renevier y avait trouvé près de Mottélon quelques mauvais fossiles. J'en ai en vain recherché d'autres au même endroit, mais ai eu, par contre, la chance de découvrir de petites Nummulites dans les mêmes couches au ravin de Courtenaz sur Besson.

Dans les environs d'Ardon: au Tussoz et sous la colline de Borgeau, le Priabonien est représenté par un complexe schisto-calcaire dans lequel, après Lugeon, j'ai vainement cherché des Nummulites. On sait que ces couches ont été reconnues grâce à la présence de petites lamelles de mica et de petits grains de quartz dans le calcaire gris (Lugeon I, 75). Je n'ai malheureusement aucun nouvel argument stratigraphique à ajouter à cette diagnose.

§ 14. Flysch et grès de Taveyannaz.

Les couches à Globigérines passent insensiblement à un complexe plus ou moins puissant de schistes fins, sombres, de patine brun-chocolat, où s'intercalent des bancs de grès irréguliers tant par leurs dimensions que par leur disposition. Le tout est nettement micacé.

Dans les environs de Montbas, j'ai trouvé dans les grès une petite Nummulite.

Dans la vallée de la Lizerne, entre les chalets d'Asnière et la Chapelle St-Bernard, de gros bancs de grès dominant le Chemin Neuf. Lugeon (I, 75, p. 103) les a attribués à une variété des grès de Taveyannaz. L'étude microscopique montre, en effet, que l'on a affaire avec un grès composé presque uniquement de feldspaths (orthose et surtout plagioclases) aux contours généralement bien conservés, noyés dans une pâte peu développée faite de microcristaux de feldspaths ou d'un agglomérat de calcite, de grains de quartz clastiques et de chlorite abondante. Micas assez rares. On voit encore ça et là de véritables lapilli microscopiques, composés d'aggrégats de cristaux de feldspaths ou de quartz enchevêtrés (quartzite). La structure est donc bien celle d'une cinérite. 0—90 m.

Grâce à la découverte de Lithothamnies et d'Orthophragmines dans le cirque de Creux de Champ (nappe des Diablerets), Lugeon (II, 25) a pu déterminer l'âge priabonien de ces grès de Taveyannaz.

Leur dépôt coïncide, dans notre territoire, avec celui du Flysch.

CHAPITRE II.

Nappe des Diablerets.

§ 1. Dogger.

Dans son ouvrage sur les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander (I, 75), Lugeon signale, en ce qui concerne notre région, les deux niveaux suivants du Dogger de la nappe des Diablerets:

schistes mordorés du Bajocien surmontés des calcaires à entroques du Bathonien.

J'ai retrouvé ces étages distincts sur plusieurs points: à Vozé, au pied de la paroi des Diablerets; dans les environs de Montbas; au-dessus de Tsanperron et sur l'arête sud du Mont Gond.

Sur le chemin qui va de Montbas dans le vallon de la Lizerne de la Mare, un affleurement calcaire avait fourni à *Renévier* quelques mollusques bivalves, ainsi qu'un seul échantillon de *Stephanoceras Deslongchampsii*, DEFR., caractérisant le Bajocien (I, 38). Je n'y ai pas retrouvé de fossiles, mais j'y ai observé la succession suivante, de bas en haut:

- 1° schistes légèrement calcaires, micacés, assez siliceux, foncés, avec intercalations de noyaux calcaires irrégulièrement disposés et qui donnent à l'ensemble une surface noduleuse, 15—20 m.;
- 2° calcaires siliceux et échinodermiques de patine brune, en bancs de 30 cm. d'épaisseur environ, séparés par de minces délités de schistes calcaires, 25—30 m.

Ces deux niveaux passent insensiblement l'un à l'autre et représentent vraisemblablement les deux étages du Dogger. Cependant, en l'absence de fossiles caractéristiques, je ne les ai marqués, suivant l'exemple de *Lugeon*, que d'une seule teinte sur ma carte. D'ailleurs, soit au S, dans le torrent de Verne sur Besson, soit au N, sur la rive droite de la Lizerne de la Mare, le Dogger n'est plus représenté que par un complexe de schistes micacés où s'intercalent des bancs irréguliers de calcaires siliceux.

§ 2. Callovo-oxfordien.

Cet ensemble, qui repose sans limite nette sur le Dogger, rappelle le complexe schisteux des mêmes étages de la nappe de Morcles. Mais il est généralement plus réduit: 4—6 m.

Au sommet de la montagne de Vozé, vers l'éboulement des Diablerets, j'ai pu distinguer dans cet ensemble les deux niveaux suivants:

- 1° à la base, schistes noirs, de patine jaune, marneux, ferrugineux, avec de nombreux fragments de Bélemnites tronçonnées et quelques Ammonites parmi lesquelles j'ai pu déterminer:

Hecticoceras punctatum, STAHL., caractéristique du Callovien supérieur, zone à *Reineckia anceps*;
Phylloceras subtorticulatum, POMP. 3—4 m.

Il est très probable que, comme dans la nappe de Morcles, ce niveau représente l'ensemble du Callovien et il est possible qu'il comprenne la base de l'Oxfordien, car ces schistes passent graduellement aux:

- 2° schistes plus calcaires, mouchetés gris et noir avec de petits bancs calcaires, de l'Oxfordien supérieur (Cf. chap. I, § 3, coupe *a*, niv. 3).

On passe aussi graduellement aux calcaires argoviens.

Nous retrouvons ce complexe, entrelardé de quelques noyaux calcaires, dans le vallon de la Lizerne de la Mare; sur la rive gauche de la Lizerne, il forme les vires caractéristiques au pied de la paroi de Malm. Enfin, au-dessus d'Ardon, il constitue, en repos direct sur le Barrémien de la nappe de Morcles, le fond du couloir qui borde, au NE, la colline de Borgeau: réduit à 1—2 m. d'épaisseur, il est composé de schistes noirs à patine sériciteuse, chargés de rognons pyriteux. J'y ai trouvé une Bélemnite tronçonnée.

§ 3. Malm.

Ce calcaire gris, compacte, de cassure sombre, sans fossiles forme, sur la rive gauche de la Lizerne, les hautes parois claires, d'une centaine de mètres d'épaisseur, qui supportent les pâturages de Lodze. Sa partie inférieure se laisse distinguer par places grâce à sa teinte jaunâtre et à son apparence litée; des schistes calcaires clairs, grumeleux, s'y intercalent parfois (Mont Gond): c'est l'Argovien, 10 m.

Au-dessus d'Ardon, le Malm plus réduit (environ 50 m.) se débite en plaquettes sonores, bleutées, de grain très fin et de cassure conchoïdale.

§ 4. Crétacique.

Seul le Crétacique inférieur est représenté dans notre territoire. Comme dans la nappe de Morcles, son contact est très net sur le Malm. Le Valanginien est surtout très développé dans le synclinal de raccord de la nappe des Diablerets-Wildhorn, au pâturage de Lodze. Presque entièrement vaseux,

il est formé de schistes gris marneux où s'intercalent, d'une manière très irrégulière, des bancs calcaires de quelques centimètres; ça et là, des lentilles plus importantes de calcaires à entroques font saillie.

A cause de leur grande plasticité, ces schistes varient beaucoup d'épaisseur; très amincis vers Ardon, ils dépassent, dans la Lizerne de la Mare, 200 m. de puissance.

Les calcaires valanginiens eux-mêmes, dont la puissance varie de 0—50 m. environ, sont analogues à ceux de la nappe de Moreles. Ils s'étirent en lentille dans la zone synclinale de Lodze. S'intercalant ainsi dans les schistes du même âge, ils soulignent à merveille les replis de cette région (voir p. 51).

En un seul point nous avons retrouvé les calcaires à encrines du Valanginien supérieur (couche à *Pygurus*). Larges de 2—3 m, ils entourent, au-dessus de Scindon, une charnière hauterivienne du synclinal de raccord de la nappe des Diablerets-Wildhorn.

Partout ailleurs, l'Hauterivien repose brutalement sur le Valanginien. Il est formé, comme dans la nappe de Moreles, d'un calcaire siliceux roux. Ses escarpements bruns se débitent en petits lits séparés par des parties plus schistoïdes, 30 m.

CHAPITRE III.

Préalpes internes.

§ 1. Terrains secondaires.

Le Trias est bien développé dans notre territoire. Avec le Flysch qui l'accompagne, il constitue une écaille supérieure préalpine que nous suivrons depuis la montagne de Vozé jusque dans la vallée de la Lizerne (voir p. 55).

Le gypse et la cornieule qui le composent ne semblent pas avoir de relations déterminées. A la montagne de Vozé, par exemple, *Renevier* avait cru distinguer un noyau anticlinal de gypse (pyramides de la Tour), enveloppé des cornieules; en réalité, nous retrouvons plus à l'W des affleurements de gypse noyés dans la cornieule.

Le gypse est facilement reconnaissable par sa teinte blanche et sa grande friabilité; au-dessus des chalets de la Tour, au pied de la paroi des Diablerets, il forme des pyramides analogues à celles du Col de Pillon (Vallée des Ormonts). A chaque forte pluie, ces constructions éphémères changent légèrement d'aspect.

La cornieule est plus répandue et représente le faciès prédominant du Trias de notre région. Chacun connaît cette roche dolomitique jaunâtre, vacuolaire.

Renevier signale déjà (I, 38) une variété bréchiforme du Trias. J'ai trouvé, dans un petit ravin de la montagne de Vozé, une brèche analogue, faite de blocs de gypse et de cailloux calcaires anguleux pris dans un ciment de cornieule.

* * *

Les terrains jurassiques et crétacés forment les écailles préalpines inférieures, que nous avons reconnues au Pas de Cheville (voir p. 53). *Renevier* les avait confondus sous le terme de «Néocomien à Céphalopodes», qu'il considérait comme un faciès pélagique de l'Hauterivien, analogue à celui du bord externe des Préalpes (I, 38). Il y avait trouvé quelques fossiles de cet étage près des chalets supérieurs de Cheville, non loin du col. Il y avait aussi, cependant, pressenti la présence du Malm, à la Tête de Filasse (I, 35).

Par les comparaisons lithologiques avec les terrains reconnus aux Plans de Frenières par *Lugeon* (II, 25) ou dans les Préalpes bordières par *E. Gagnebin* (II, 32), nous sommes arrivés à y distinguer la série suivante:

Oxfordien: schistes fins, marneux, noirs, micacés et à nodules ferrugineux. Ces schistes, très réduits en épaisseur (1—2 m.) se chargent, vers le haut, de bancs calcaires.

Argovien: calcaires gris-jaunâtre en bancs réguliers de 20 cm. d'épaisseur environ alternant avec des schistes marneux, 4—5 m.

Malm : ensemble calcaire comprenant le Séquanien et le Kimméridgien et même peut-être une partie du Portlandien. C'est lui qui forme la paroi dominant le haut du vallon de la Chevelentée (voir fig. 23, p. 54), 10—15 m. Cette paroi montre des couches finement litées, sans délits schisteux, qui passent graduellement vers le haut à un calcaire massif gris-clair à rognons siliceux dans sa partie supérieure.

Valanginien : alternance régulière de calcaires gris-jaunâtre et de schistes marneux clairs, dans lesquels on trouve de rares aptychus indéterminables, 3—7 m.

Hauterivien : calcaires siliceux en bancs minces ou schistoïdes, de patine brune, 4—5 m.

Barrémien : calcaires et schistes grisâtres rappelant beaucoup le Valanginien, mais en plus clair, avec prédominance de schistes. J'y ai en vain cherché des fossiles, 6—8 m.

Le Flysch coupe généralement ces étages en biseau.

§ 2. Flysch.

Le Flysch, nous l'avons dit, accompagne dans notre territoire soit la bande triasique de Vozé qu'il enveloppe, soit les écaillés mésozoïques (Pas de Cheville) qu'il isole, en discordance, les unes des autres. Nous le retrouvons ainsi depuis Cheville jusque dans la Lizerne, en aval de Besson.

Ses faciès sont multiples, sans que nous ayons pu voir entre eux de relations constantes.

La roche la plus habituelle est un complexe micacé de schistes noirs et de grès en bancs d'épaisseur variable; il rappelle ainsi à s'y méprendre le Flysch de la nappe de Morcles. Mais dans ces schistes apparaissent encore par places de minces copeaux calcaires.

Les bancs de grès peuvent prendre de l'ampleur et envahir tout le niveau; entre eux s'intercalent seulement de minces délits schisteux de quelques centimètres. C'est dans ces couches que j'ai trouvé, au pied de la montagne de Vozé, un bel échantillon de grès à pistes.

Ailleurs, le Flysch est entièrement calcaire. Au bas du grand couloir où zigzague le sentier du Pas de Cheville, sa roche litée et claire rappelle le Turonien. Au S du lac de Derborence, dans un complexe où s'intercalent des blocs cristallins, nous avons cru reconnaître le calcaire nummulitique. Enfin, au pied des pyramides de la Tour, en contact avec le gypse, s'intercale dans un ensemble schisteux une petite lentille calcaire bourrée par places de Lithothamnies et d'Orthophragmines.

Une dernière variété est le Flysch à blocs exotiques, à faciès « Wildflysch ». J'en ai découvert un bel affleurement au SE du lac de Derborence, au pied de la montagne de Vérouet. C'est un complexe de schistes menus, micacés, avec bancs calcaires en lentille d'épaisseur variable (jusqu'à 30 cm.) et bancs de grès fins micacés, également lenticulaires. Dans cet ensemble une grosse lentille irrégulière fait saillie, de 3 m. de long sur 1,50 m. d'épaisseur au maximum. Elle est faite de grès grossiers et de conglomérats à éléments cristallins : micaschistes, gneiss et roches vertes, accompagnés de quelques éléments calcaires.

Le tout est très broyé. Les bancs calcaires sont compactes et représentent probablement les calcaires nummulitiques. On y découvre, au microscope, une quantité de Globigérines plus ou moins bien conservées.

A quelques mètres vers le NE, on arrive au pied d'un gros rocher visible de Derborence. Il est formé d'un complexe de bancs calcaires écrasés et lenticulaires avec de minces délits schisteux, finement micacés.

CHAPITRE IV.

Quaternaire.

De nombreux dépôts morainiques recouvrent notre territoire. *Falsan* et *Chantre* (II, 34) situent à plus de 1600 m. la limite supérieure atteinte au-dessus d'Evionnaz (vallée du Rhône) par l'ancien glacier du Rhône. Nous avons retrouvé jusqu'aux chalets de Louze (1721 m.), au-dessus d'Ovronnaz des traces de ce glacier; les blocs erratiques y sont assez fréquents. Mais certainement là, comme dans toute la vallée de la Losenze, les éléments rhodaniens ont dû être remaniés par les glaciers locaux : à eux

se mêlent en effet des matériaux pris sur place, que les glaciations régionales ont disposés en arcs morainiques bien visibles dans les pâturages de Louze et de Chamosenze.

Nous retrouvons encore des blocs rhodaniens au-dessus d'Ardon, à Izigière et sur l'arête du Tussoz jusqu'à la Chapelle St-Bernard.

Les glaciations locales devaient être très étendues. Les unes descendaient sur les flancs de la Pointe de Chemoz vers l'Ardevaz et vers Chamoson, laissant leurs arcs morainiques à Louze et à Chamosenze. D'autres, descendues du fond du cirque de Derborence, ont abandonné leurs matériaux depuis Vozé jusque dans la Lizerne, près d'Ardon. D'anciens petits cirques glaciaires sont encore bien visibles au-dessus du Cœur, au S du sommet du Monta Cavoère. Enfin, les crêtes morainiques que l'on retrouve à Derborence et dans le Val Derbon prouvent que les glaciers devaient encore descendre par là depuis les hauteurs du col de la Forclaz.

Les glaciers actuels de la Tita Neire et de la Forclaz en sont les seuls vestiges, dont les moraines frontales prouvent encore le retrait.

* * *

Les cônes alluviaux de la Losenze et de la Lizerne ont été décrits par *L. Horwitz* (*I*, 71); nous n'y reviendrons pas.

* * *

Becker (*I*, 31) donne une bonne description de l'éboulement des Diablerets survenu en 1714 et en 1749. Sa masse énorme, que *Becker* estime à environ 50 millions de mètres cubes, détachée de la paroi sud des Diablerets (au-dessous du sommet 3201), s'est d'abord écoulée entre la montagne de Vozé et les collines préalpines de Cheville; c'est là, près du torrent des Prinzes, que l'érosion a mis à jour une série de 5 affleurements de Flysch préalpin, sortant de dessous l'amoncellement des blocs.

Entre Derborence et Godé, la masse éboulée s'étale en éventail, retenant dans le petit lac de Derborence les eaux du val de la Derbone. La pente est relativement douce et a déjà facilité le dépôt des grands cônes alluviaux des trois branches du torrent des Prinzes et du Pessoz, près de Godé.

Mais en aval, le chenal se resserre; dévié de sa trajectoire primitive, l'éboulement des Diablerets s'étire comme la langue d'un glacier entre les collines de Vérouet et de Montbas. De petits lacs aux eaux d'une parfaite limpidité y miroitent parmi des blocs de plusieurs mètres cubes. La Lizerne s'y creuse un lit accidenté jusqu'au front de la masse chaotique au S des chalets de Besson.

Ce phénomène cache certainement aujourd'hui des territoires préalpins qu'il eût été intéressant de connaître.

Sur le versant sud du Haut de Cry, dans la vallée de la Losenze, les glissements, tassements et éboulements ne sont pas rares. Ils sont toujours liés à la présence des schistes aaléniens. Les principaux sont ceux des Pouay, de Plan Ris et de Grugnay que nous étudierons dans la deuxième partie de cet ouvrage (Chap. II, § 5 et 6). Leur glissement en masse et leur architecture mérite, me semble-t-il, une description détaillée.

Troisième Partie.

Description géologique détaillée.

CHAPITRE PREMIER.

Généralités.

La nappe de Morcles s'étend largement sur notre territoire qu'elle constitue depuis nos limites sud et ouest jusqu'au vallon de Cheville au N; de là, contournant les collines de Montbas, sa lisière longe à mi-hauteur les pentes de la rive gauche de la Lizerne pour rejoindre la plaine du Rhône quelques mètres à l'E d'Ardon. C'est une véritable carapace dont les plis s'allongent dans la direction générale SW-NE, tandis que leurs axes s'abaissent violemment vers l'E et le NE.

Grâce à cette descente axiale, nous ne rencontrerons guère, au N du Haut de Cry, que des terrains crétaciques et tertiaires, tandis que l'étude de la grande paroi regardant vers le S nous montrera les étages inférieurs, du Jurassique et du Lias.

C'est par cette étude (chapitre II) que nous commencerons notre description; nous avons là une coupe générale naturelle de la nappe de Morcles dans notre région, dont l'intelligence sera ainsi considérablement facilitée.

Les environs d'Ardon, dont l'apparence est si simple sur la carte de *Renévier*, sont en réalité la région la plus embrouillée que nous connaissions. Ses replis, couchés et étirés sous la poussée de la nappe des Diablerets, feront l'objet de notre III^e chapitre, basé en grande partie sur les descriptions de *Lugeon*.

Dans le chapitre IV, nous détaillerons les accidents du versant est du Haut de Cry et leur continuation sur la rive gauche de la Lizerne, entre Montbas et Survioux.

Puis nous étudierons (chapitre V) la structure complexe de la Dent de Chamosenze, les replis du Val Derbon, du Monta Cavoère et leur pendant de l'autre côté de la Lizerne, à Montbas.

Sur la carapace de la nappe de Morcles repose la nappe des Diablerets-Wildhorn. Depuis Ardon, nous pouvons la suivre, par le Tussoz et les pâturages de Lodze, jusqu'au vallon de la Lizerne de la Mare et dans les hauteurs de la montagne de Vozé (chapitre VI).

Enfin nous consacrerons le chapitre VII aux territoires préalpins qui, depuis le Pas de Cheville, séparent les deux nappes helvétiques de Morcles et des Diablerets jusque dans la vallée de la Lizerne.

CHAPITRE II.

Le versant sud du massif du Haut de Cry.

§ 1. La Rouzziaz.

La carte topographique désigne de ce nom un petit sommet couvert de sapins, coté à 1328 m. Bien visible d'Ardon comme de Chamoson, il marque un ressaut assez caractéristique de l'arête montant de la plaine du Rhône vers la Tête Versan. Au N, il est séparé de la suite de cette arête par un petit col également boisé, que nous appellerons «Col de la Rouzziaz». On y monte facilement depuis les chalets d'Izigière, sur Ardon; du côté de Chamoson, il ne faut pas manquer l'unique petit sentier qui franchit la paroi déjà très escarpée.

Ce sentier n'est pas exactement indiqué sur la carte. Du hameau de Neimiaz, établi sur un sol de moraine locale, il faut suivre d'abord un large chemin presque horizontal menant au pied de la masse glissée dite de Grugnay (I, 55), vers un petit étang artificiel où se déversent les eaux dérivées du glissement. De là, après un coude important, on s'engage dans une sorte de ravin pierreux qui monte directement dans la forêt, indiquée à tort sous le nom de F. Larzay. Puis, le sentier serpente sur une mince épaisseur d'éboulis de pente, sous lequel on voit sortir par places des schistes fins, légèrement micacés, avec des taches de rouille caractéristiques: c'est l'Aalénien. On traverse un peu plus haut un large cône d'éboulis, que la teinte claire de ses éléments permet d'attribuer, même de très loin, à une date récente. Le sentier zigzague ensuite, toujours sur des éboulis, et passe bientôt sur des calcaires siliceux, finement échinodermiques, dont les bancs minces sont séparés par des délits plus schisteux; ces couches, de patine jaune-roux, représentent le Bajocien. Le chemin les traverse en oblique, dans un premier couloir au S du cône d'éboulis récent, puis monte en lacets très rapides sur une petite arête schisteuse où doivent passer les schistes oxfordo-calloviens recouverts d'éboulis. Au delà, dans un nouveau couloir plus important que le premier, on croise, en effet, les calcaires lités et jaunâtres de l'Argovien. Au-dessus, la teinte gris-bleuté du Malm fait contraste; ses hautes parois se découpent ici en pitons, sortes de grandes pyramides derrière lesquelles passe le sentier qui, de plus en plus étroit, devient par places une piste assez dangereuse. On arrive ainsi au sommet d'un dernier piton d'où l'on jouit d'une superbe vue plongeante sur Chamoson; puis, on change brusquement de direction, alors que le sentier aborde les schistes valanginiens presque entièrement recouverts d'éboulis. Dix minutes après on atteint, toujours sur les éboulis, le col de la Rouzziaz.

Nous avons donc traversé une série normale à l'aspect le plus tranquille, série que nous pourrions suivre à la jumelle dans toute la paroi du Haut de Cry.

Remontons, depuis le col de la Rouzziaz, l'arête vers la Tête Versan. On ne tarde pas à aborder une paroi rocheuse importante où j'ai eu la chance de découvrir quelques petites Nummulites. Les couches plongent ici fortement vers le SSE. On peut contourner cette paroi à l'E et marcher parallèlement à l'arête, une centaine de mètres environ au-dessous de la ligne de faite, en se frayant un chemin dans l'épaisse végétation. On traverse ainsi un complexe de calcaires siliceux et de schistes calcaires brunâtres que j'attribue à l'Hauterivien parce que plus à l'E, j'y ai trouvé des traces de *Toxaster*, puis les calcaires gris-clair, à entroques, du Valanginien, qui donnent à l'arête un aspect des plus chaotiques. Après leur passage, on peut facilement rejoindre la ligne faîtière: les schistes valanginiens s'y développent largement. Si, de leur emplacement, on se penche vers l'abîme du côté de Chamoson, on voit les schistes former un immense couloir dont la base est en Malm. De l'autre côté, vers la vallée de la Lizerne, on peut suivre sur quelques mètres le repos des calcaires sur les schistes avant que le tout ne se perde dans la forêt de la Fada.

Passons les schistes en suivant toujours l'arête. Celle-ci s'aplanit brusquement alors que partout affleurent les calcaires plaquetés du Malm, nous sommes au point 1721.

Là encore nous avons traversé une série normale qui viendra, dans la grande paroi, se superposer à la série jurassique. Par le fait de son plongement, ses différents termes présentent des affleurements bien plus larges sur l'arête que dans la paroi.

Revenons au col de la Rouzziaz. C'est ici qu'une bonne carte topographique ferait grand besoin. Celle que nous avons en mains, la feuille de Saxon au 1 : 50,000 agrandie au double, ne rend pas facile le lever géologique de cette région compliquée. Tout d'abord, notons que les éboulis que nous avons traversés en montant de Chamoson sont indiqués en parois rocheuses. Ensuite, le point culminant du col n'est pas dominé par le sommet 1328, mais par une petite arête de moindre importance située plus à l'W. Montons sur cette arête, un spectacle saisissant nous attend. Sous nos pieds s'allongent de grandes dalles presque verticales qui, recouvertes de rares éboulis, plongent en un vaste couloir vers la plaine. Ces dalles, dont on peut toucher la tranche sur l'arête, sont en calcaire nummulitique. Descendons l'arête dans la direction de Chamoson (fig. 4); sous le Nummulitique, on constate la présence des calcaires siliceux de l'Hauterivien puis, plus bas, des deux termes du Valanginien reposant sur le Malm. De même que sur l'arête de la Tête Versan, les couches barrémiennes manquent. Remontons au contraire la même petite arête vers le sommet 1328. Une sorte de petit col nous sépare encore de ce sommet, mar-

quant le fond du couloir dont les dalles nummulitiques forment le versant droit. C'est là que passent les couches tendres, entremêlées de quelques bancs calcaires, du Barrémien. De là, on peut gravir directement la Rouzziaz sur les calcaires roux de l'Hauterivien typique; ce sommet domine ainsi la paroi gauche du grand couloir que nous avons cité.

Ainsi, nous avons reconnu un synclinal, coupé par l'érosion presque parallèlement à sa direction, car les dalles du couloir représentent la surface des couches. Le Nummulitique y est donc doublé et le

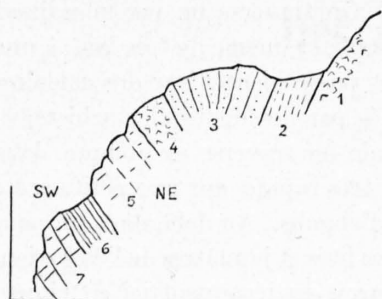


Fig. 4. Le synclinal de la Rouzziaz.

1. Hauterivien.
2. Barrémien.
3. Calcaires nummulitiques.
4. Hauterivien.
5. Valanginien calcaire.
6. Valanginien schisteux.
7. Malm.

Barrémien s'y lamine dans son flanc normal. Nous l'appellerons synclinal de la Rouzziaz-Tinaz, parce que nous le retrouverons sur le cours de ce torrent, dans la vallée de la Lizerne où *Lugeon* l'a décrit. L'observation à distance pourra seule nous en faire découvrir la fermeture.

Mais avant de quitter ces lieux, examinons encore, de l'extrémité occidentale de l'arête nummulitique, la paroi formant le versant gauche du couloir synclinal. Juste au-dessous du sommet de la Rouzziaz, une superbe charnière anticlinale s'y dessine (pl. I, fig. 1), nettement marquée par le contournement d'une bande de calcaires gris-clair. J'avais pris ces calcaires pour le noyau valanginien d'un pli supérieur que nous retrouverons dans la vallée de la Lizerne sous le nom d'anticlinal d'Izigière. La vue à distance m'a montré qu'en réalité la charnière valanginienne est plus au S. La bande calcaire se résoud d'ailleurs dans l'ensemble de la paroi plus foncée et nous devons la considérer comme appartenant encore à l'Hauterivien, ces parois étant inaccessibles. Quoiqu'il en soit, le synclinal de la Rouzziaz-Tinaz est visiblement surmonté d'un anticlinal plus méridional: l'anticlinal d'Izigière.

Pour voir la fermeture du synclinal de la Rouzziaz, il faut nous transporter dans la vallée du Rhône, en aval de St-Pierre de Clages. Sa situation dans un couloir et son obliquité en empêchent l'observation complète des flancs de l'Ardevaz; cependant, on distingue, de là, le contournement synclinal des couches hauteriviennes, épousé par les calcaires du Valanginien, à mi-hauteur, dans la paroi au-dessus de Crettaz Zarvaz.

§ 2. Le grand bisse d'Azerin et le torrent de Cry.

Montons du hameau de Grugnay jusqu'aux chalets d'Azerin. Ceux-ci sont séparés en deux groupes que la carte topographique, trop ancienne, n'indique pas au complet. Quelques mètres au-dessus du groupe supérieur, un bisse important, non cartographié, croise la petite arête descendant de Plan Ris; pour le distinguer d'autres canaux de cette région, nous l'appelons «le grand bisse d'Azerin». Engageons-nous avec lui dans le flanc occidental de la petite arête; nous ne tarderons pas à entrer dans un territoire de schistes aaléniens bouleversés et recouverts en partie de terrain morainique: c'est la masse glissée de Plan Ris, que nous décrirons plus loin. En remontant toujours le bisse, nous croisons un petit vallon, traversons une nouvelle arête schisteuse descendant de Plan Ris sur le «F» de F. d'Itrivouez, puis longeons le versant gauche du torrent de Cry, jusqu'au premier affluent cartographié. Le bisse tourne alors d'un angle presque droit en même temps qu'il sort de la masse glissée. La carte est ici fort insuffisante: nous allons en effet longer le pied d'une immense paroi rocheuse que le topographe arrête trop haut. Cette paroi est en calcaire siliceux du Bajocien dont la base, où coule le bisse, se charge de délits schisteux micacés. Suivons encore le bisse vers l'amont; nous passons sur une petite étendue de glaciaire pour retrouver, quelques mètres à l'E d'un torrent à trois branches, la roche en place: ce sont les calcaires siliceux et échinodermiques, sans intercalations schisteuses, du Bajocien supérieur. C'est sur eux que nous atteindrons l'origine du bisse. D'insuffisante, la carte topographique devient, dans cette région, franchement mauvaise; les trois branches du torrent n'ont pas en réalité le tracé dessiné. Un coude brusque, de 120 degrés environ, marque la confluence du torrent tributaire inférieur avec le tronçon principal. Celui-ci change alors brusquement son profil en long: tandis qu'il se jette en cascade dans le torrent de Cry, il coule en pente douce en amont de son coude. Ces faits s'expli-

quent géologiquement si l'on observe le plongement des couches vers le NE; les cascades coupent la tête des strates après que le torrent ait occupé un vallon monoclinal. Traversons et montons sur la petite arête boisée qui forme la rive droite, nous pourrions observer de là les parois abruptes dans lesquelles coulent ces torrents. Deux charnières anticlinales aiguës s'y distinguent avec facilité, l'une, plus petite, au-dessous de l'autre. Leur cœur est formé des alternances régulières de calcaires et de schistes que nous avons vues le long du bisse et que nous attribuons au Bajocien inférieur. Autour d'elles se développent plus largement les plis des calcaires à silex du Bajocien supérieur. Enfin, plus en avant, dans le talweg du torrent principal, se dessine un synclinal aigu des calcaires siliceux, dont la concavité renferme les schistes noirs du Callovien. Descendons directement dans le torrent de Cry, nous y retrouverons, sur sa rive gauche, les alternances calcaréo-schisteuses du Bajocien inférieur constituant le flanc normal de ce synclinal.

Nous verrons dans un prochain paragraphe quelles sont l'importance et l'étendue de ces plissements.

§ 3. Les environs de la mine de fer de Chamosenze.

De Pathiers, suivons le bisse cartographié vers Aarzeni et remontons la belle moraine jusqu'au chalet inférieur de Chamosenze, aujourd'hui en ruine. Un sentier se dirige de là directement vers la Losenze encaissée entre la moraine et les importants éboulis qui forment ici sa rive gauche. Si nous descendons maintenant le cours du torrent, nous rencontrons, une centaine de mètres plus bas, les calcaires du Bajocien supérieur dont la silice, agglomérée en gros rognons, fait saillie à la surface. Grâce au plongement vers le SE, ces couches ne tardent pas à être recouvertes des alternances calcaréo-schisteuses du Bajocien inférieur. L'affleurement, ainsi limité au S et bordé ailleurs de moraine ou d'éboulis, ne dépasse guère 2000 mètres carrés, mais il est important, car il nous indique que nous avons affaire avec une série renversée.

Suivons encore la Losenze sur 400 mètres vers l'aval, pour remonter ensuite le petit torrent très encaissé, au S des baraques de la mine de fer. Nous n'y trouvons que des bancs de calcaire siliceux régulièrement séparés par des schistes marneux micacés; c'est encore le Bajocien inférieur dont l'épaisseur ne nous étonnera pas quand nous saurons qu'il est doublé et replié sur lui-même. De loin, j'avais cru distinguer ici un petit anticlinal schisteux que je croyais devoir attribuer à l'Aalénien; la coupe de ce torrent ne m'a révélé nulle part la trace de cet étage, et nous devons attribuer certainement l'anticlinal à un repli bajocien. Le torrent croise, vers 1650 m. d'altitude, un petit sentier presque horizontal, puis forme cascade, quelques mètres plus haut, toujours encaissé dans les couches litées du Bajocien inférieur. On peut tourner la cascade par la rive gauche et l'on arrive ainsi sur une pente plus douce dominée par des calcaires en bancs minces, sans niveaux schisteux et dont la patine rousse rappelle l'Hauterivien; ça et là, de gros rognons de silice ressortent en gris-clair sur le fond plus sombre de la roche: c'est le Bajocien supérieur.

Vers le haut, de minces délits schisto-calcaires s'intercalent entre les bancs, tandis que les rognons siliceux disparaissent. C'est sur ce niveau que sont placés, sur la rive gauche du torrent, les baraques dont nous avons parlé et dont il ne reste aujourd'hui que des ruines.

Le tout passe peu à peu à un niveau de schistes noirs, marneux, où les calcaires s'étirent en lentilles puis disparaissent. De nombreux nodules de pyrite ou d'oxyde de fer s'y rencontrent avec de petits noyaux calcaires et quelques rares Ammonites et Bélemnites. Ce niveau représente le Callovien et peut comprendre, à sa base, le Bathonien que nous n'avons pas su reconnaître.

A cet étage appartient encore l'oolithe ferrugineuse dont la mine de fer occupe l'emplacement. Son gisement a été assez justement décrit par C. Schmidt (I, 67). Il est divisé en deux masses distinctes se faisant suite et donnant au tout une longueur de 200 mètres à peu près. Son extrémité nord-ouest se fond dans les schistes tandis que, vers le SE, des éboulis et un énorme glissement l'interrompent brusquement. Les deux masses se présentent sous la forme d'escarpements rocheux où le minerai est enrobé dans les schistes. En plus, le gisement supérieur est traversé dans sa longueur par une vire schisteuse discontinue où j'ai trouvé un fragment d'*Hecticoceras Laubei*, NEUM. (fig. 5).

Cette vire schisteuse occupe vraisemblablement le cœur d'un repli synclinal de faible envergure. L'oolithe représenterait alors la base du Callovien.

Le mode de gisement et la nature du minerai nous font supposer une concentration particulière-

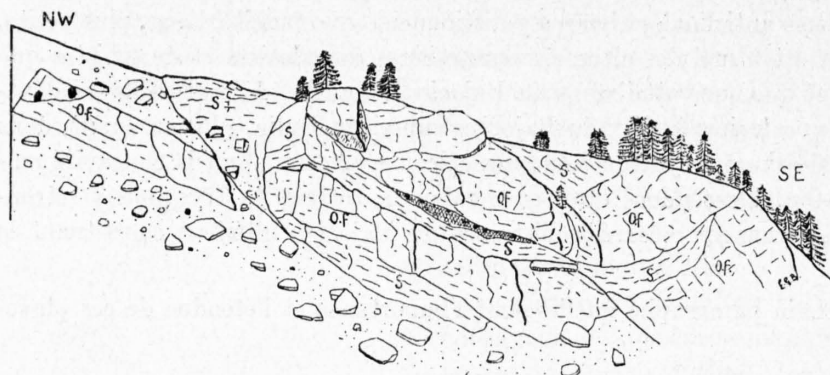


Fig. 5. Gisement nord-ouest de la mine de fer de Chamosenze.

O. f. = Oolithe ferrugineuse.

S. = Schistes callovo-oxfordiens.

ment abondante en cet endroit des sels de fer contenus dans les eaux calloviennes.

Au-dessus du minerai et des schistes qui l'accompagnent repose, en série normale, un complexe schisto-calcaire où j'ai trouvé un *Quenstedticeras Lamberti*, Sow.; c'est donc la base de l'Oxfordien.

L'Argovien et le Malm qui le surmontent se plissent, dans la paroi du Zériet, en un superbe anticlinal dont nous reparlerons au § 4.

C'est aussi une série normale que nous rencontrerons au col de la Forclaz, sur l'arête qui monte au Zériet. Mais entre elle et la mine, les couches du Bajocien inférieur se plissent plusieurs fois sur elles-mêmes.

Avec toutes ces données, nous pouvons entreprendre la description complète de la grande paroi du Haut de Cry.

§ 4. La grande paroi du Haut de Cry.

Pour étudier l'ensemble merveilleux des replis de la paroi, il faut se placer dans les pentes de la montagne d'Ardevaz. Nous y avons choisi deux points de vue particulièrement propices situés, l'un dans une des nombreuses clairières qui dominent Grugnay, l'autre dans le haut des prés de Berze. C'est de là que nous avons dessiné notre panorama (pl. I, fig. 1).

Examinons d'abord les escarpements faisant face à notre premier observatoire. Nous reconnaissons sans peine le col de la Rouzziaz, le sommet 1328 et, entre deux, la petite arête signalée au § 1 (p. 21). Cette arête descend fortement vers la droite, masquant à nos yeux le grand couloir aux dalles nummulitiques. Un angle mort et la végétation nous cachent également l'Hauterivien que nous y avons reconnu. Suivons l'arête vers le bas; une mince corniche couronne sa partie supérieure: ce sont les calcaires valanginiens qui, coupés obliquement par l'érosion, disparaissent à leur tour dans le couloir. Les schistes valanginiens seuls sont bien apparents, mais vont subir bientôt un amincissement considérable. Nous ne les retrouvons, en effet, au delà du couloir, que sous l'apparence d'une vire étroite courant à mi-hauteur le long de la paroi du Gruz. C'est là que les Chamosiards ont exploité autrefois des ardoises. Cette vire s'amincit elle-même vers le S à tel point que nous n'avons pu la figurer entièrement sur la carte. Considérons maintenant les parois situées au-dessus. Nous connaissons déjà, sous le sommet de la Rouzziaz, une charnière anticlinale bien marquée dans l'Hauterivien. Cet étage occupe l'arête principale sur 250 mètres de longueur environ, puis est remplacé au S par le Valanginien. On voit ce dernier se replier sous l'arête, enveloppé par les masses hauteriviennes plus foncées: c'est l'anticlinal d'Izigière.

On sait que ce pli surmonte le synclinal de la Rouzziaz-Tinaz dont nous ne voyons d'ici que la fermeture hauterivienne. Plus au S, les deux tiers de la paroi sont bâtis en calcaire valanginien qui repose, par l'intermédiaire de la vire schisteuse, sur le Malm.

La reconnaissance de ce Malm va nous permettre de débrouiller toute la tectonique de la paroi. Nous l'examinerons maintenant de notre deuxième point de vue. Dès sa naissance dans la plaine du Rhône, nous pouvons suivre sa lente ascension vers le NW. Avec lui, c'est toute la nappe de Moreles qui s'élève majestueusement. Recouvert d'abord des termes crétaciques, il s'en dégage vers un petit

pâturage coté à 1721 m., pour occuper l'arête sur près de trois kilomètres de longueur. Au-dessous de ses hautes murailles, les étages inférieurs, Argovien, Oxfordo-Callovien, Dogger et Aalénien apparaissent tour à tour, sortant de dessous les éboulis pour l'accompagner dans ses replis. Mais, tandis que le Malm poursuit sa course d'un seul élan, les termes plus schisteux et moins résistants se froissent sous sa poussée. Ainsi se plissent indépendamment les calcaires et les schistes du Bajocien inférieur au-dessus de l'éboulement de Grugnay. C'est un exemple important de disharmonie de plissements.

On arrive ainsi à la charnière frontale d'un anticlinal important, marquée largement autour de la Tête Versan, tandis qu'au-dessous, le noyau du pli s'efface dès l'Argovien. Nous retrouverons cet accident dans la vallée de la Lizerne où *Lugeon* l'a dénommé anticlinal de Tsanperron. Pour préciser son extension en direction, nous l'appellerons plutôt anticlinal de Tête Versan-Tsanperron.

Observons encore ce Malm. On le voit s'incurver en une charnière synclinale aiguë dont la concavité est remplie des schistes noirs du Valanginien. Dans les couches tendres de ce dernier étage, il n'est pas difficile de suivre de l'œil la trace du plan axial du pli. Nous rencontrerons ainsi les calcaires blancs du Valanginien supérieur, puis les escarpements bruns de l'Hauterivien. Nous sommes arrivés au sommet oriental du Haut de Cry, à 2951 m. et au cœur du pli, visible dans ce versant. En effet, plus à l'W encore, les calcaires valanginiens occupent de nouveau l'arête, en formant le sommet médian de notre montagne. Je propose d'appeler synclinal du Haut de Cry-Tête à Jean ce pli, dont nous étudierons la complexité dans le chapitre IV. Notons encore ici la présence d'une petite faille normale qui brise les couches hauteriviennes contre les calcaires valanginiens à l'W, entre les deux sommets que nous avons cités. La répercussion de ce synclinal semble ne s'être fait sentir que faiblement dans les étages inférieurs; au bel accident des hauteurs répond seul, en effet, un repli de petite envergure dans la série du Dogger, coupée, plus à l'W, par une grande faille inverse.

Reprenons le Malm au synclinal du Haut de Cry. Nous le voyons s'élever de nouveau et former un piton rocheux important que les gens de la région appellent la «Grande Tête». Cette tête représente un nouvel anticlinal dédoublé que nous pourrions suivre jusqu'à Besson, dans la vallée de la Lizerne. Le pli mérite le nom d'anticlinal de la Grande Tête-Besson. Sa double charnière est bien visible dans les schistes valanginiens qui forment le col entre le dôme médian et le sommet 2970. Au-dessous, elle se simplifie dans les termes inférieurs de la série, où le Callovien s'étire localement.

L'anticlinal de la Grande Tête-Besson n'est pas ici très développé. Au-dessous du sommet médian et à gauche de la Grande Tête, on peut remarquer une sorte de large couloir où s'insinuent les schistes valanginiens. Leur masse noire, bombée comme la langue d'un glacier, fait violemment contraste avec les escarpements rocheux qui l'encerclent. De belles charnières s'y dessinent, dont la concavité est tournée vers le bas, en disharmonie complète avec les couches jurassiques. Ce nouveau synclinal, marqué depuis les pentes de Balla-Luy jusqu'au sommet culminant du Haut de Cry, se développe largement sur l'autre versant. C'est le synclinal du Monta Cavoère.

Portons nos regards plus à l'W encore. On ne pourra retenir des cris d'admiration devant le phénomène grandiose qui s'offre à nos yeux. Enveloppé des schistes sombres du Valanginien, le contour d'une haute paroi claire épouse les charnières d'un immense anticlinal. Ajoutant au contraste des couleurs, le burin de l'érosion a mis en relief frappant les calcaires où l'on distingue sans peine les lits de l'Argovien supportant le Malm. Suivons les charnières vers le bas; nous arrivons dans la région compliquée du torrent trifurqué, dit «la Gure», région que nous avons détaillée au § 2. Nous y connaissons déjà deux anticlinaux marqués dans le Bajocien. Vu à distance, le pli supérieur s'emboîte parfaitement dans les charnières du grand anticlinal, tandis que le pli inférieur, de moindre importance, ne tarde pas à s'éteindre. Entre le Dogger et le Malm, les vires calloviennes accusent à merveille le mouvement. Une remarque s'impose encore. Le plan axial de cet anticlinal, que nous appellerons anticlinal de la Gure-Monta Cavoère, ne présente pas partout la même inclinaison: presque horizontal dans ses parties basses, écrasées sous les masses du Jurassique supérieur, il relève son front au contact des terrains plus tendres du Crétacique.

Dans les couches du Dogger du torrent de la Gure nous avons également remarqué une charnière synclinale. Nous la retrouvons aisément au-dessus, dans le Jurassique supérieur, enfermant les schistes valanginiens. Je propose de nommer cet accident synclinal de la Gure.

Un dernier pli vient encore compliquer cette paroi, mais seul le Jurassique supérieur en montre la courbure; les étages inférieurs sont cachés sous un vaste glissement. C'est l'anticlinal du Zériet-Vérout-Montbas.

Mais, sous le sommet du Zériet, la charnière se renverse: un vaste synclinal s'amorce, bientôt coupé par une faille normale importante. Nous en étudierons plus loin le détail sous le nom de synclinal de Derbon.

§ 5. Les environs de Chamoson et le glissement de Plan Ris.

Pour bien comprendre la morphologie des environs de Chamoson, de Grugnay ou de Vérine, il faut savoir que tout le sol de ce territoire est fait de schistes aaléniens. De leur présence découlent, en effet, trois conséquences importantes:

a) La topographie est douce et le relief peu accusé en comparaison de ce que nous venons de voir. Dans ce large vallon, compris entre le Haut de Cry et l'Ardevaz, le glacier du Rhône a pu déposer de grandes épaisseurs de moraine, exploitées dans de nombreuses gravières. Plusieurs blocs erratiques s'y rencontrent. Aux éléments rhodaniens se mêlent par places d'abondants apports locaux, notamment aux environs de Neimiaz, à Azerin et à Vérine; dans les pâturages de Louze et de Chamosenze, l'existence d'arcs et de crêtes morainiques prouve nettement la reprise des éléments lointains par des mouvements régionaux plus récents. La présence de ces dépôts contribue à adoucir encore la surface du pays; comme les eaux de la mer baignent le rivage, ils épousent le contour des éperons rocheux où affleurent les schistes. Ce fait est particulièrement frappant de part et d'autre de l'arête qui descend d'Azerin vers Grugnay, par le point 911.

b) Aux schistes aaléniens sont encore liés de nombreux glissements, tassements et éboulements. On peut dire que presque partout, dans notre région, où existe cet étage le terrain travaille; ainsi sur la rive gauche du torrent de Cry, sous la nouvelle route de Berze ou le long du bisse de Pâthiers. Mais, parmi ces phénomènes, les glissements de Plan Ris et des Pouay méritent, avec l'éboulement de Grugnay, de retenir notre attention.

L'éboulement de Grugnay, survenu en 1906, a fait l'objet d'un article détaillé de *H. Schardt* (I, 55). Mes observations personnelles m'ont amené à le subdiviser en quatre masses principales. Deux d'entre elles représentent les glissements latéraux de *Schardt*. Leurs limites restent nettement visibles sur le terrain, marquées par des angles creux où coulent maintenant de petits ruisselets. Vers le haut, les schistes aaléniens séparent ces éléments, canalisés dans les couloirs préexistants. Dans les parties basses, l'éboulement s'étale au contraire comme un éventail, se boursoufle et bouscule les terrains devant lui.

Nous devons distinguer de ce genre d'accident les vrais glissements que nous avons signalés à Plan Ris et aux Pouay. Tandis qu'à Grugnay, les masses en mouvement sont formées de blocs isolés, arrachés aux parois et roulés pêle-mêle, le véritable glissement est, pour nous, un déplacement en bloc de tout un territoire dont les composants ne se disjoignent pas forcément. Aussi n'est-ce pas toujours aisé de le délimiter.

Voyons d'abord le glissement de Plan Ris et, pour cela, reprenons au-dessus des chalets d'Azerin le grand bisse dont nous avons parlé au § 2. Nous passons avec lui dans le versant ouest de l'arête venant de Plan Ris et rencontrons bientôt sur notre droite de grands ravinements. Au-dessus d'eux, l'eau a creusé, dans le dépôt morainique, d'imposantes pyramides coiffées. Examinons de près ces terrains: ce sont des schistes aaléniens froissés et tourmentés. Le pendage qui semble presque vertical ici est là, à quelques mètres de distance, oblique ou même horizontal. Allons plus loin. Nous arrivons sur une deuxième petite arête descendant de Plan Ris et dont l'importance ne ressort pas sur la carte. Cette arête se dirige vers le SW et ne tarde pas à présenter un petit promontoire d'où la vue plonge sur le torrent de Cry. Là affleure un complexe de schistes micaeés et de calcaires siliceux, le tout franchement disloqué. Suivons le bisse au delà de la petite arête. Nous traversons encore des schistes, plongeant cette fois vers le S, puis nous entrons dans une région d'éboulis grossier de calcaires siliceux. Ce n'est enfin qu'après un coude important, mal indiqué sur la carte, que le canal sort de ce désordre pour aborder la grande paroi de Balla Luy.

Depuis Azerin montons cette fois directement au sommet de notre monticule. Par des pentes monotones d'éboulis et de glaciaire, nous arrivons à une petite selle au delà de laquelle on peut toucher un rocher escarpé, d'une vingtaine de mètres de hauteur. Ce sont les calcaires siliceux du Dogger, encore compris dans la masse glissée. Contournons ce rocher par la droite et montons plus haut encore dans la forêt. La pente s'adoucit brusquement tandis qu'au-dessus de nous s'élève, presque verticale, la grande paroi de Balla Luy. A droite et à gauche descendent d'importants couloirs, l'un vers l'éboulement de Grugnay, l'autre vers le torrent de Cry. Nous sommes au sommet de la masse glissée que les couloirs isolent ainsi de la paroi.

Descendons maintenant par une nouvelle arête orientée vers le SE. La carte topographique indique vers 1250 m. un pré incliné qu'elle dénomme Plan Ris. Double erreur: il n'y a aucun pré en cet endroit et le terme de Plan Ris s'applique à une clairière située environ deux cent mètres plus bas. Gagnons cette clairière que notre carte marque d'une tache glaciaire sur le «ou» de F. Itrivouez. Entre elle et la forêt coule un bisse, accompagné d'un sentier. En suivant ce dernier vers les chalets supérieurs d'Azerin, nous remarquerons qu'il passe dans un angle creux légèrement marqué. C'est là que nous arrêtons notre glissement. En effet, plus bas, sur l'arête d'Azerin comme sur celle de Plan Ris, les schistes aaléniens ont l'allure la plus tranquille. Suivons au contraire le bisse vers l'éboulement de Grugnay, en le remontant. Nous retrouvons le glissement dont les preuves ne manquent pas: sapins inclinés, petites niches de glissements satellites et schistes bouleversés. La masse glissée de Plan Ris voisine donc à l'E avec l'éboulement de Grugnay. A l'W, elle descend jusqu'au torrent de Cry.

c) Enfin ce pays de tels bouleversements est un grand producteur d'alluvions torrentielles. C'est la troisième conséquence, indirecte il est vrai, de la présence des schistes aaléniens. Ces matériaux se rassemblent dans le superbe cône de la Losenze, tandis qu'un cône secondaire draine les éboulis et les éléments de la moraine de Neimiaz. Leur description en a été faite spécialement par *L. Horwitz* (I, 71). Nous y renvoyons le lecteur.

§ 6. Le glissement des Pouay.

Nous avons fait une place à part au glissement des Pouay, à cause de son importance et du grand nombre de preuves que nous pouvons en donner. Mais il est bien entendu que ses causes se rapportent exactement aux arguments de notre paragraphe précédent.

De Grugnay, la route longe la Losenze et traverse le torrent de Cry près de la jonction des deux cours d'eau. De là, un chemin non cartographié monte dans le glaciaire en suivant le torrent au-dessus de sa rive droite. On arrive ainsi au contour de l'arête boisée descendant de Ferraire, auprès de gros blocs bajociens caractéristiques. On peut alors garder le chemin ou rejoindre un bisse qui nous amènera presque horizontalement au torrent. Le canal coule à une quinzaine de mètres au-dessus du chemin, près du chalet marqué faussement du nom de la Chonoz. Avant de continuer, une autre erreur doit être relevée sur la carte topographique: le torrent de Cry ne suit pas, en réalité, la courbure large que la carte indique, mais il tourne brusquement à la jonction du premier affluent cartographié que nous rencontrons. Nous nous souvenons que là aussi, quelques deux cent mètres plus haut, le grand bisse d'Azerin se coude fortement. Le premier affluent cartographié coule dans le couloir même qui limite la masse glissée de Plan Ris.

Revenons au bisse de la rive droite. Nous contournons avec lui l'arête boisée d'où descendent d'importants éboulis puis abordons de grandes parois rocheuses appartenant au Bajocien supérieur. C'est là, en face du premier affluent, que le bisse rejoint le torrent de Cry. Traversons l'eau et remontons le vallon. Un petit sentier taillé dans la moraine nous aide à traverser le deuxième affluent, puis le torrent trifurqué. Plus haut, il faut chercher son cheminement tantôt sur une rive tantôt sur l'autre, voire même dans le talweg. Cette montée est très monotone; ce ne sont, dans le versant droit, que des éboulis grossiers où gisent pêle-mêle les blocs du Dogger et les schistes fins du Callovien. Mais vers 1500 m. d'altitude le tableau change. Tandis que le versant s'éloigne, d'immenses pierriers s'y étendent. En examinant leurs éléments, on est étonné de n'y trouver que du Jurassique supérieur. Montons les talus gazonnés et rocheux qui les séparent, nous casserons du plus beau Malm. Celui-ci, que l'on peut escalader, non sans danger, vers l'arête, montre un contournement synclinal des plus nets, à large rayon de courbure.

Du point de jonction avec le torrent trifurqué — la Gure — on peut monter directement vers Ferraire en suivant, de temps en temps, de petits sentiers indécis. On croise ainsi de longs couloirs de schistes fins; dans l'un d'eux, vers 1220 m. d'altitude, j'ai fait une ample moisson d'Ammonites oxfordo-calloviennes. Ces schistes peuvent être suivis jusqu'au bord du plateau morainique de Ferraire, vers le point 1315. Longeons ce plateau. De son extrémité nord-ouest, un chemin descend vers le ravin de Cry. Là, sous le glaciaire, on voit affleurer des calcaires plaquetés, grumeleux, de cassure fine: ce sont les couches argoviennes.

Observons enfin ce versant, du grand bisse d'Azerin. Tous les étages se superposent normalement, du Malm au Bajocien, épousant la courbure du Jurassique supérieur. Mais tous sont plus ou moins disloqués, rompus, éboulés sur place ou glissés. Nous verrons aussi que tous sont décalés.

De la Chonoz, marchons maintenant vers Appleye. Nous ne tarderons pas à rencontrer un nouveau bisse, venant de la Losenze: c'est le bisse d'Appleye. Nous suivons avec lui le pied de la forêt, tapissée d'éboulis. Comme sur son versant est, le glissement des Pouay s'émiette et ses débris jonchent le sol jusque sur la moraine de Vérine. On passe ensuite dans un endroit découvert, dont le sol bouleversé présente une série de larges vallonnements arqués. C'est le glissement satellite d'Appleye sur lequel sont placés les chalets cartographiés. Au-dessus, le sentier montant à Ferraire zigzague dans des pentes abruptes de schistes mous dont l'affleurement affecte la forme d'un vaste croissant. Nous y voyons la niche d'arrachement du glissement d'Appleye. Rejoignons, avec le bisse, le torrent de la Losenze, que nous remonterons. Nous traversons un ensemble de schistes aaléniens froissés et d'éboulis interminables, tandis qu'au-dessus de nos têtes les escarpements rocheux nous menacent de leur chute prochaine. Deux charnières s'y dessinent dont le décalage rend le raccord hasardeux.

Une dernière course achèvera de nous convaincre du glissement. Du chalet inférieur de Chamosenze, un sentier non cartographié mène presque horizontalement au petit pâturage des Pouay. Nous traversons avec lui, vers 1650 m., le torrent que nous avons étudié au § 3 (p. 23), passons sur un petit écoulement et croisons, deux cents mètres plus loin, le bas d'un large couloir d'éboulis où abondent des blocs tombés de la mine de fer. De là, le sentier monte sur le pâturage des Pouay. Tandis que jusqu'ici nous n'avions rencontré que du Dogger, le Jurassique supérieur affleure maintenant tout autour d'une large terrasse où nous arrivons. Il a suffi de passer un couloir pour constater ce brusque changement de décor. Sous nos pieds, la terrasse nous indique la présence des schistes calloviens. On peut les toucher déjà sur le sentier qui monte du couloir d'éboulis, mais il y a mieux: si, du sentier nous faisons quelques pas directement vers le S, c'est le niveau même de la mine de fer que nous rencontrons en bordure du plateau. Là aussi, le gisement, de 20 m. carrés de surface environ, forme un escarpement lenticulaire pincé dans les schistes. Mais, pour le raccorder à la mine, c'est un saut de 300 m. qu'il faudrait faire!

Déplaçons-nous maintenant vers l'E. Nous entrons, au-dessous de la terrasse callovienne, dans un véritable chaos. Ce ne sont que des blocs entassés, des tours en ruine et des vallonnements borgnes où affleure partout le Dogger! Si nous remontons dans les hauteurs, l'aspect ne change guère, mais le Dogger est remplacé par le Malm. Par un dédale de pitons escarpés, d'éboulements et de crevasses, nous arrivons presque jusqu'à toucher la paroi du Zériet. Mais une selle importante nous en sépare encore: c'est le point culminant de la masse glissée. A l'W, de grands éboulis nous séparent de la mine de fer, tandis qu'à l'E la vue plonge dans le ravin de Cry.

Le territoire des Pouay s'est donc détaché en bloc de la grande paroi, a glissé sur un socle aalénien, s'est tassé, disloqué puis éboulé entre la Losenze et le torrent de Cry jusqu'au-dessus des chalets inférieurs de Vérine. Nous comprenons maintenant les décalages de son flanc gauche, la présence, si curieuse d'abord, de l'Argovien à Ferraire et le dénivèlement brusque, au pâturage des Pouay, du niveau de la mine de fer.

§ 7. La Pointe de Chemoz.

Nous ne dirons que quelques mots de ce petit sommet dont nous ne connaissons que le versant est. Il sort du cadre de notre massif.

Des chalets de Pâthiers, construits sur un plateau de moraine locale, longeons le bisse cartographié vers la Losenze. Sitôt entrés dans la forêt, nous nous trouvons sur les schistes mous, noirs,

micacés de l'Aalénien. Ce terrain est, nous l'avons vu, très étendu dans la région. Il encercle totalement la clairière de Pâthiers, le Grand Proz situé au-dessous et les terrasses de Berze. Nous le retrouvons sur toute la rive gauche de la Losenze jusqu'à 1200 m. d'altitude, sous les bancs rocheux de l'Ardevaz et au Zerdy. A l'W, les grands dépôts glaciaires de Louze le recouvrent et nous pouvons suivre sa limite à la lisière des forêts par Tsesousse, Pierraz-Bronnaz, le point coté 1612, et de là directement vers la Losenze.

Reprenons le bisse dans la forêt au N de Pâthiers. Nous traversons avec lui une certaine épaisseur de moraine et touchons, deux cents mètres plus loin, les calcaires lités, avec intercalations de schistes, du Bajocien inférieur. C'est sur eux que nous atteindrons l'origine du bisse, dans la branche sud de la Losenze. Nous avons en vain cherché la continuation de ce canal au delà, comme l'indique la carte. Les couches bajociennes sont surmontées par l'Aalénien; on peut remarquer leur limite dans un petit torrent descendant de Louze vers la Losenze, par le point 1612.

La série géologique est donc renversée; nous le remarquerons mieux encore en suivant le grand chemin joignant les pâturages de Louze et de Chamosenze. Là, après avoir marché longtemps sur la moraine et l'éboulis, nous passons sur les calcaires à silex les plus typiques du Bajocien supérieur. Leurs dalles, que l'on voit s'élever jusqu'à la Dent de Comonaz, plongent fortement vers l'ESE. Descendons sur elles dans le torrent cartographié vers Aarzeni. A 1700 m. environ, les dalles à silex disparaissent sous les alternances calcaréo-schisteuses du Bajocien inférieur.

De Louze, montons cette fois vers la Pointe de Chemoz. Un large dos morainique nous amène jusqu'au-dessus des derniers mélèzes cartographiés, vers 1980 m. d'altitude. La carte néglige d'indiquer ici un important replat gazonné formé encore par la moraine, ainsi qu'un abri pour les bergers. Le replat est limité dans sa partie supérieure, soit au NW, par les calcaires à silex. Suivons ces couches vers le Tronzey. Nous pouvons noter leur plongement vers le SE et leur enfoncement sous le Bajocien inférieur. La limite entre les deux terrains se laisse suivre facilement jusque sur l'arête qu'elle traverse vers 2030 m. d'altitude. De là, si nous montons vers la Pointe de Chemoz, nous ne trouverons plus que des calcaires à silex. Ces calcaires sont doublés. On s'en rend compte en suivant l'arête où passe la limite des communes; nous arrivons ainsi au pied du sommet 2625, dans une zone schisteuse. C'est le Callovien affleurant entre deux parois de Bajocien supérieur. Cet étage constitue donc le cœur d'un synclinal dont la charnière se perd sous les éboulis. Nous l'appelons le synclinal de Chemoz. Grâce à lui, nous pouvons contourner le sommet sur son versant occidental et gagner son arête nord. Les schistes s'y étalent largement, faisant d'elle une croupe arrondie. Descendons directement vers Chamosenze; nous retrouvons les calcaires à silex enveloppant le Callovien. Le synclinal de Chemoz se ferme donc également de ce côté; l'on devine sa charnière schisteuse, recouverte de minces éboulis, sous le petit sommet de Comonaz.

De grands pierriers envahissent, avec des alluvions torrentielles, le cirque morainique de Champ Riond. Mais la Losenze met heureusement à jour plusieurs affleurements. Dans l'un d'eux, situé sur le nom même de Champ Riond, on voit les calcaires bajociens surmonter les schistes noirs où j'ai trouvé *Hecticoceras Brighti*, PRATT. Un nouveau synclinal callovien, très réduit, succède donc au N à celui de Chemoz et détermine la dépression de Champ Riond.

CHAPITRE III.

Les environs d'Ardon, Tussoz, Chapelle St-Bernard, Izigière.

§ 1. Vue d'ensemble.

Nous savons (voir chapitre I) que les plis de la carapace de Moreles s'abaissent rapidement vers l'E pour disparaître sous la nappe plus élevée des Diablerets. Dès ses premières pages, le texte que *Lugeon* a consacré aux environs d'Ardon met en évidence la grandeur de ce phénomène (I, 75). Nous devons insister encore là-dessus et bien nous pénétrer de cette géométrie pour comprendre l'objet de ce chapitre. Seule la descente vertigineuse des axes des plis nous donnera la clé des phénomènes que nous

avons à décrire. C'est à cause d'elle que nous verrons se compliquer les replis, si simples à étudier du versant de Chamoson.

Ainsi, sous le petit sommet de la Rouzziaz, nous avons distingué un synclinal aigu surmonté d'un repli à peine ébauché: l'anticlinal d'Izigière. Dans la Lizerne, tandis que le synclinal s'évase, le repli d'Izigière s'étire et se dédouble. Entre eux, les couches tertiaires se contournent de la façon la plus bizarre, que *Lugeon* a décrite sous le nom d'anticlinal du noyau vert; aucune trace de cet accident ne se retrouve à l'W de l'arête de la Rouzziaz. C'est donc que la descente axiale est plus forte que la pente de ce versant.

Une autre cause de la complexité des environs d'Ardon réside dans l'obliquité des solides tectoniques par rapport à la surface actuelle du terrain. C'est ainsi que, par une inflexion importante du pli, les couches de base de la digitation inférieure d'Izigière disparaissent brusquement des pentes de la rive gauche de la Lizerne (voir § 4).

Pour une raison analogue, le noyau de schistes valanginiens du pli supérieur d'Izigière est bien développé sur le versant d'Ardon, tandis que en face de Chamoson, le calcaire affleure seul.

Enfin, c'est aux deux causes combinées: abaissement rapide de l'axe des plis et leur obliquité, qu'il faut avoir recours pour saisir les contours de la carte géologique. Les coupes que j'en présente (pl. II, coupes VIII—XV), comparées avec celles de *Lugeon* (I, 75, pl. XI, coupes 20—22; pl. XII, coupe 24, H, I, J), en faciliteront, je l'espère, l'intelligence.

Un dernier fait vient encore compliquer la région: le chevauchement de la nappe des Diablerets. Sous son irrésistible poussée, les termes supérieurs de la série de Morcles se laminent, s'étirent en lambeaux ou se réduisent à zéro. Leurs roches écrasées s'altèrent, ajoutant à la confusion du géologue. C'est le caractère typique de la zone des racines.

Aussi, avant d'aborder notre description, engageons-nous vivement le lecteur à relire les pages de *Lugeon*, si précises que nous avons pu en vérifier le contenu pas à pas sur le terrain. Avec les croquis et les coupes qui les accompagnent, ces documents m'ont été particulièrement précieux. Aujourd'hui encore, ils nous dispensent de donner des détails géographiques que nous supposons connus et nous permettent de considérer la région d'une manière plus synthétique.

J'entends par là décrire les environs d'Ardon pli après pli. En allant du S au N, nous verrons d'abord l'anticlinal supérieur d'Izigière, le synclinal qui le supporte et la digitation inférieure.

Puis nous étudierons l'anticlinal du noyau vert et terminerons par le synclinal de la Tinaz.

§ 2. L'anticlinal supérieur d'Izigière.

Voyons tout d'abord les faits sur la rive gauche de la Lizerne. *Lugeon* (loc. cit. p. 99) donne la succession précise des terrains formant l'entrée des gorges. J'en ai reconnu moi-même les différents termes qui constituent une série normale, des calcaires valanginiens au Nummulitique. En remontant le torrent on ne tarde pas à rencontrer les schistes valanginiens, où la gorge s'élargit un peu, puis, de nouveau les calcaires à entroques du même étage. Cette étude est de première importance et c'est d'elle qu'il faut partir pour comprendre la tectonique du Tussoz. La série appartient à l'anticlinal supérieur d'Izigière.

Montons maintenant au Tussoz. Tout semble disposé là pour tromper le géologue: l'irrégularité des couches, l'inflexion des plis, l'altération des faciès et l'imperfection de la carte topographique. Aussi n'est-ce qu'après bien des tâtonnements et de nombreuses visites que je suis parvenu à dessiner la carte de ce territoire.

A partir d'un groupe de chalets situés sur la rive gauche, en amont du pont de la Lizerne, un mauvais sentier monte en passant au-dessus d'une gravière. A un coude, ce sentier se bifurque: une de ses branches se dirige franchement vers l'E, tandis que l'autre nous rapproche de la Lizerne. Avec elle, nous traversons bientôt un complexe de schistes calcaires finement micacés, que *Lugeon* attribue au Nummulitique. J'y ai vainement cherché des Nummulites. Passons ces couches. Au-dessous d'elles, soit plus à l'W, une mince bande calcaire traverse le sentier. Sa cassure claire, marmorisée caractérise ici l'Urgonien. On peut d'ailleurs, en faisant quelques pas vers la Lizerne, s'assurer de sa continuité avec le même niveau reconnu à l'entrée des gorges.

Suivons maintenant ce calcaire sans plus nous inquiéter du sentier. Après sa disparition sous une petite tache glaciaire, on le retrouve facilement et atteint avec lui le haut d'un «châble» signalé par *Lugeon* (loc. cit. p. 100). Ce «châble» nous amène, vers 760 m. d'altitude, à la hauteur d'une large esplanade, formée par le Malm de la nappe des Diablerets.

Jusque là nos conclusions s'accordent avec celles de *Lugeon*. Mais si nous portons maintenant nos pas directement vers la Lizerne et laissons à notre droite le sentier montant vers la Chapelle St-Bernard, nous allons rencontrer de l'inattendu (fig. 6). Le Malm de l'esplanade est supporté par la mince épaisseur des couches du Dogger qui reposent elles-mêmes sur le complexe schisteux nummulitique. Celui-ci détermine la zone tendre où passe le sentier. Au delà se présente une petite colline allongée. Son versant est formé de dalles de petite étendue; leur calcaire marmoréen est dans la suite directe de l'Urgonien du «châble». Plus à l'W encore, un deuxième monticule laisse apercevoir sans peine un bâti schisteux. Les schistes menus, légèrement siliceux, sont en continuité certaine avec les couches barrémiennes de l'entrée des gorges. Mais sur eux, dans le versant oriental de la colline et touchant presque son sommet, repose une large plaque de calcaire gris clair, une sorte de «gâteau» de 30 mètres carrés environ. Ce «gâteau» m'a longtemps intrigué, mais, en comparant sa roche avec celle du châble ou des dalles de la colline orientale, je suis arrivé à la conviction qu'il est en Urgonien. C'est donc un petit témoin que les effets de l'érosion ont isolé sur les schistes.

Le Barrémien est ici très étendu et deux niveaux calcaires s'y intercalent. Le banc supérieur forme le contrefort occidental de la colline supportant le «gâteau» urgonien; en observant la région des environs d'Izigière (fig. 7), on le voit distinctement sous l'aspect d'une mince barre ondulée, très claire parmi les schistes. Examinée sur place, la roche est un calcaire noir, légèrement plaqueté, marmoréen. Sui-

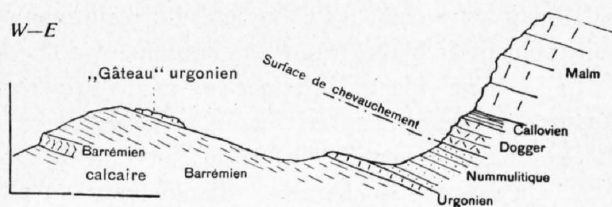


Fig. 6. „Gâteau“ urgonien du Tussoz sur Ardon.

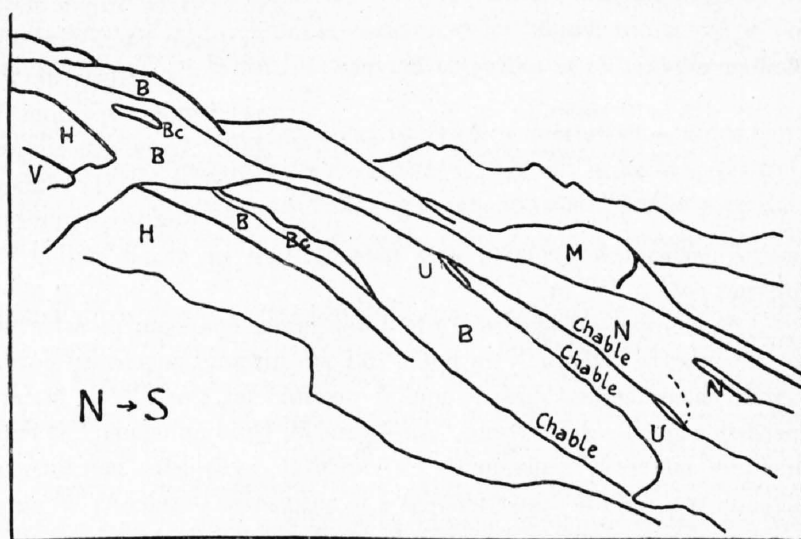


Fig. 7. Le Tussoz sur Ardon.

N. = Nummulitique. U. = Urgonien. B.c. = Barrémien calcaire. B. = Barrémien.
H. = Hauterivien. V. = Valanginien. M. = Malm.

vons ces calcaires vers le haut, nous verrons qu'ils forment la crête de séparation de deux vallons monoclinaux cités par *Lugeon* (loc. cit. p. 101). L'auteur de la carte des Hautes Alpes calcaires attribuait cette crête à l'Urgonien. En réalité, cet étage ne se trouve que plus à l'E, au pied du grand escarpement de Malm formé par la nappe des Diablerets. Le Barrémien seul constitue les deux vallons.

Le banc calcaire inférieur est moins apparent. On peut le suivre cependant sur le terrain, au-dessus des couches hauteriviennes, principalement au petit sommet que forme l'arête vers la cote 890. Là, comme le montre la fig. 64 de l'ouvrage de *Lugeon*, il se contourne en anticlinal.

On sait que la charnière valanginienne du pli est visible au-dessus d'un petit sentier descendant vers la Lizerne (sentier B, loc. cit. p. 102 et pl. XIII, fig. 1). Nous renvoyons le lecteur au texte de *Lugeon* sur ce point là. Il serait oiseux de reprendre point par point des faits démontrés.

L'auteur que nous citons décrit aussi avec grand soin l'amincissement de l'anticlinal supérieur d'Izigière, au N du point 890, ses étirements locaux, son inflexion, ses petites failles et sa disparition soudaine sous un éboulis du Chemin Neuf. Mes levés, exécutés avec ses descriptions en mains, illustrent son texte en parfaite concordance. Ajoutons seulement que la barre supérieure de Barrémien calcaire se fond dans les schistes après avoir à peine atteint l'arête.

Sur le versant d'Izigière, l'aspect de la carte géologique est très différent. Les étages inférieurs de l'anticlinal d'Izigière, coupés presque parallèlement à leur direction, s'y étalent largement. D'autre part, l'avancée de la nappe des Diablerets provoque des perturbations considérables dans la série de Morcles.

La fig. 63 du livre de *Lugeon* (loc. cit. p. 99) représente les étirements au contact des deux nappes, au NE de la colline de Borgeau. Le croquis que nous en donnons (fig. 8) complète la figure sans en modifier l'interprétation.

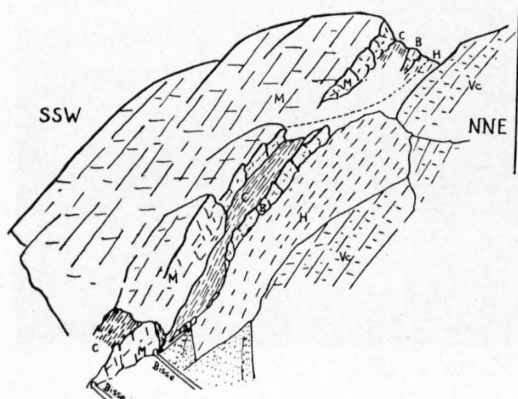


Fig. 8.

Couloir nord-est de la colline de Borgeau.

- B. = Barrémien.
- H. = Hauterivien.
- V. c. = Valanginien calcaire.
- M. = Malm.
- C. = Callovien.

J'ai passé plusieurs heures à chercher des fossiles dans ce couloir abrupt pour ne découvrir qu'une Bélemnite tronçonnée dans les schistes situés à la base du Malm. Ces schistes, noirs, pyriteux et chargés d'oxyde de fer ne peuvent représenter que le Callovien. Ils se réduisent considérablement vers le haut du couloir pour disparaître au-dessous du petit défilé où passe le sentier. On sait que là, le Malm de la nappe des Diablerets touche presque au calcaire valanginien de celle de Morcles. Entre eux, un gros rocher calcaire représente seul le Barrémien, tandis que des schistes calcaires roux, très broyés sont les vestiges de l'Hauterivien, qui ne tarde pas à être supprimé.

La colline de Borgeau est bordée au NW par un petit vallon sec dont le fond est occupé par des schistes fins. Après des comparaisons minutieuses, j'attribue ces couches au Barrémien. Nous pouvons les suivre vers l'W. Sur le chemin muletier de la vallée, ils forment une

prairie horizontale typique, puis passent dans un grand couloir descendant vers Ardon, au pied du sommet coté à 750 m.

Ce sommet est encore bordé d'une mince épaisseur de schistes nummulitiques micacés. On peut les reconnaître déjà au N du point 750, sur un petit sentier en bordure du vallon sec. Nous les retrouverons naturellement dans le couloir précité. Ici, l'échelle de la carte ne m'a pas permis d'indiquer la succession précise des terrains. Au-dessus du Nummulitique, soit entre le Malm et lui, il faudrait ajouter quelques mètres d'épaisseur de Callovien et de schistes mordorés probablement bajociens. Ces deux niveaux très réduits appartiennent à la nappe des Diablerets. Sous elle, le fond du couloir est constitué par les schistes nummulitiques; un complexe de schistes fins et de calcaires plaquetés que nous attribuons au Barrémien en forme le versant droit.

Prenons maintenant, depuis Ardon, le chemin muletier qui s'élève vers Izigière. Dès la sortie du village, dans les vignes qui le dominent, on voit pointer ça et là le Malm, en larges dalles plongeant vers

le SE. C'est le pendage général de la nappe des Diablerets dans ce territoire. Après un tournant vers l'W, on ne tarde pas à traverser un bisse qui, des gorges de la Lizerne, conduit l'eau jusque près de Chamoson. Quelques mètres au-dessus de la croisée du canal, affleurent les schistes micacés nummulitiques. Ceux-ci forment un petit tertre, sorte de garde-fou au bord du chemin. Des schistes plus calcaires, plissotés, leur succèdent, que je crois devoir attribuer au Barrémien sans en être certain. En tous cas appartiennent-ils à la série crétacique car, plus haut, nous ne rencontrons plus que le Valanginien. Très typique par ses nombreux entroques, souvent de grosse taille (5 mm.), cet étage forme de grandes dalles calcaires vers le coude du chemin. Mais les calcaires n'affleurent pas seuls ; à deux reprises, ils sont interrompus par une bande schisteuse à laquelle ils passent graduellement. J'ai suivi ces schistes, soit à distance soit sur place. Depuis la plaine, à l'W d'Ardon, ils montent vers Izigière en croisant successivement les deux lacets du chemin muletier. Depuis Izigière vers la Lizerne, ils sont jalonnés dans les prés, où la pente est alors plus douce, par une série de petits affleurements. Leur raccord avec ceux de la coupe étudiée dans les gorges de la Lizerne met hors de doute leur âge valanginien. Leur situation au cœur des calcaires nous les font considérer comme le noyau de l'anticlinal d'Izigière.

Il nous reste enfin à longer le pied des affleurements depuis Ardon jusqu'au contour de la paroi du Gruz, vers Chamoson. Le Malm, très étendu, y est exploité dans des carrières de peu d'importance. Il ne constitue pas, pour nous, deux masses indépendantes. Plus à l'W, deux petits couloirs descendent de la région du Gruz. Nous avons cru reconnaître dans le premier le complexe nummulitique de la série d'Ardon ; le plus occidental, compris entre deux parois de calcaire à entroques, est formé des schistes valanginiens.

Le premier pli de la carapace de Moreles dans notre région est donc dès sa naissance absolument indépendant de la nappe des Diablerets.

§ 3. Le synclinal du Tussoz.

Nous appelons ainsi le repli séparant les deux anticlinaux d'Izigière. Dans son paragraphe sur la digitation de l'anticlinal d'Izigière, *Lugeon* déclare que : « sans savoir exactement à quel terrain on a affaire, l'examen à distance de cet accident n'apporte aucun secours » (loc. cit. p. 104). Mais, après avoir repéré avec exactitude les assises géologiques sur place, cet examen est, à notre avis, indispensable. C'est pourquoi nous ne nous y sommes livrés qu'après avoir suivi les uns après les autres les sentiers indiqués dans les descriptions minutieuses de *Lugeon*.

Nous savons que l'anticlinal supérieur d'Izigière traverse en oblique l'arête descendant de la Chapelle St-Bernard. Son raccord avec la digitation inférieure est entièrement compris dans le versant de la Lizerne. Ce versant très raide n'est pas accessible partout et les rares sentiers qui le parcourent laissent de grands espaces inexplorés. C'est là que l'étude à distance devra compléter les données recueillies sur place.

En descendant de l'arête du Tussoz vers la Lizerne, *Lugeon* a observé la présence d'une mince bande nummulitique comprise entre deux barres urgoniennes (au S du sentier C, loc. cit. p. 105). C'est notre synclinal du Tussoz. Plus au N, l'Urgonien de chacun de ses flancs se lamine, puis réapparaît pour buter partiellement par faille contre la nappe des Diablerets et se perdre dans l'éboulis du Chemin Neuf (loc. cit. p. 106).

Si, de notre point de départ, au S du sentier C, nous nous dirigeons maintenant vers le S, nous ne tardons pas à être arrêtés. Passé un couloir déterminé probablement par une petite faille (loc. cit. p. 104), la paroi descend d'un seul bond vers la Lizerne. Vu d'en face, le haut de cet à-pic est sillonné de deux bancs calcaires que l'érosion a mis en relief (fig. 9). Ces bancs sont dans la suite de l'Urgonien reconnu sur place, on voit leur continuité certaine à la jumelle. Suivons de l'œil ces assises vers la droite. On les voit se rapprocher peu à peu, puis brusquement se rejoindre. Le synclinal du Tussoz, dans ses couches supérieures, se ferme donc dans le grand escarpement dominant la Lizerne, quelques mètres au N du sommet 890. Il surmonte ainsi l'anticlinal du noyau vert.

Voyons ses étages inférieurs. Au-dessus de la barre urgonienne la plus élevée, les schistes barrémiens forment l'arête jusqu'au sommet 890. Là, nous savons qu'une lame calcaire du même âge accuse

la courbure de l'anticlinal supérieur. Du sommet 890, on peut descendre directement vers la Lizerne, dans ces schistes recouverts de végétation. On arrive, environ 150 mètres plus bas, à un abri-sous-roche, également barrémien. La planche XIII, fig. 1, du volume des Hautes Alpes calcaires (*M. Lugeon*, loc. cit.) indique ici la fermeture barrémienne du synclinal. Nous pouvons confirmer ce fait aisément en parcourant



les pentes situées soit plus au S, soit au-dessous (sentiers A et B). Partout affleure l'Hauterivien.

Les charnières s'emboîtent donc parfaitement dans cette paroi, dont le couronnement représente le noyau barrémien de l'anticlinal supérieur d'Izigière.

§ 4.

L'anticlinal inférieur d'Izigière.

L'étude des affleurements le long du Chemin Neuf, en amont de la Chapelle St-Bernard, démontre l'existence certaine d'un anticlinal inférieur au pli du Tussoz (*M. Lugeon*, loc. cit. p. 103). La planche XIII, fig. 1, du volume des Hautes Alpes calcaires indique assez exactement l'aspect de ce phénomène pour un observateur placé sur la rive droite de la Lizerne, vers le torrent de la Tinaz.

Mais il y a plus. Si nous suivons à la jumelle, après les avoir scrupuleusement repérées sur place, les assises de l'anticlinal du Chemin Neuf, nous constatons que seul le Barrémien se laisse raccorder avec le pli supérieur. Nous connaissons déjà ce raccord : c'est la charnière synclinale de l'abri sous roche, au-dessous du sommet 890.

Trois cents mètres plus au N environ, un vaste éboulis recouvre presque toute la hauteur du versant. C'est là que passe le sentier C (loc. cit. pl. XIII, fig. 1), figuré en partie sur la carte. Les couches inférieures de l'anticlinal du Chemin Neuf ne passent pas sous cet éboulis, ou du moins n'y passent-elles que dans la pro-

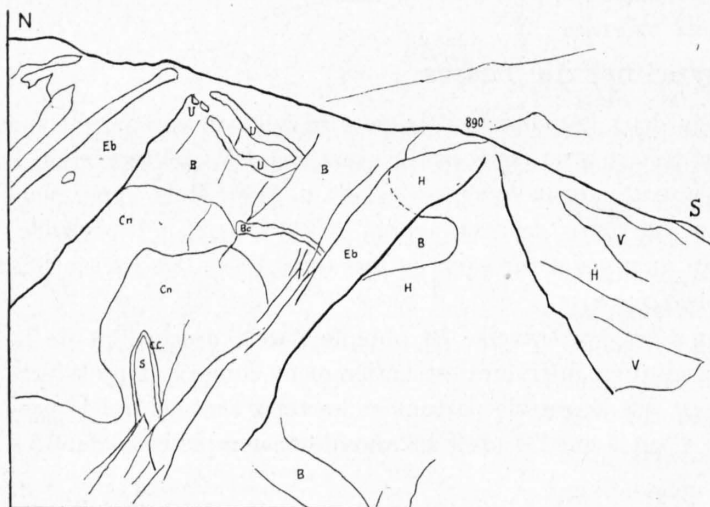


Fig. 9. Le synclinal du Tussoz.

(Vu du chemin muletier d'Izigière, Photo. *M. Lugeon*.)

S. n. = Schistes nummulitiques.	U. = Urgonien.
C. n. = Calcaires nummulitiques.	B. = Barrémien.
C. C. = Couche à Cérîtes.	H. = Hauterivien.
S. = Sidérolitique.	V. = Valanginien.

fondeur de la montagne, au-dessous de leur couverture barrémienne. Par une curieuse inflexion du pli, ces étages se ferment dans le versant. Dans un couloir que la carte indique assez précisément, on voit l'Hauterivien se recourber en croissant, entièrement enrobé dans les schistes barrémiens. Au cœur, le Valanginien inférieur accuse la structure périclinale du phénomène. Des étirements ont supprimé les calcaires valanginiens ; l'Hauterivien lui-même en est localement atteint. Enfin, l'Urgonien de son flanc renversé s'étire dans la direction de la racine.

Revenons vers le S. Au-dessous de la fermeture synclinale de l'abri sous roche, *Lugeon* a reconnu (loc. cit. p. 111) le contournement des couches hauteriviennes très redressées : c'est son « anticlinal du coude ».

Des calcaires blancs à entroques, que l'on croise en remontant la Lizerne, en forment le cœur valanginien. Nous pouvons les toucher également dans le versant gauche de la gorge. Suivons pour cela le sentier A de *Lugeon*. Un pas assez dangereux permet de franchir les calcaires valanginiens de la digitation supérieure, après quoi l'on passe dans des pentes boisées où affleure partout l'Hauterivien siliceux. Le sentier se perd alors et, si l'on marche directement vers la Lizerne, on arrive, une cinquantaine de mètres plus bas, au sommet d'une grande paroi tombant à pic dans le torrent. La roche claire, très calcaire, avec de nombreux entroques diffère totalement de ce que nous venons de voir: c'est le Valanginien de l'anticlinal inférieur. Ce Valanginien est la prolongation de celui du torrent.

L'«anticlinal du coude» n'est que la remise au jour du pli du Chemin Neuf. Comme nous démontrons qu'il s'agit d'un seul pli, nous l'appelons du terme général d'anticlinal inférieur d'Izigière.

Cet anticlinal nous apparaît ainsi plus indépendant de la digitation supérieure que ne le fait penser la description de *Lugeon*. Toutefois, il ne faut pas oublier que l'axe du pli est presque parallèle au versant, de sorte que le synclinal qui sépare les deux plis d'Izigière est très peu profond, justifiant ainsi l'expression de digitation employée par *Lugeon*.

Une légère inflexion du tracé en plan de l'axe du pli suffit pour faire disparaître, sous sa couverture nummulitique, le noyau de l'anticlinal inférieur dans le versant entre le Chemin Neuf et l'«anticlinal du coude».

§ 5. L'anticlinal du noyau vert.

On sait que ce nom a été tiré par *Lugeon* de la couleur et de la forme que prennent, dans la vallée de la Lizerne, les schistes sidérolitiques. Même averti de leur aspect et connaissant la formidable descente des axes de toute la région, le phénomène de l'«anticlinal du noyau vert» paraîtra toujours un accident extraordinaire à celui qui le contemple pour la première fois.

L'auteur du volume des Hautes Alpes calcaires (*M. Lugeon*, loc. cit. pp. 106—108 et 110/111, pl. XI, XII et XIII) le figure avec assez d'exactitude pour qu'il nous soit permis de négliger quelques détails. Les coupes que j'en donne (pl. II, coupes XI et XII), passant plus au S que celles établies par mon maître, en achèveront l'interprétation.

Nous avons vu que l'«anticlinal du coude» appartenait à la digitation inférieure d'Izigière. Sous lui, les couches barrémiennes se replient en un synclinal aigu, particulièrement bien visible dans le versant droit de la vallée, au-dessous du chemin muletier. Ce synclinal est complexe. Les coupes XI et XII, pl. II, montrent que le Barrémien, avant de s'enfoncer sous les escarpements du versant opposé, se replie sur lui-même en formant une tête plongeante dans les schistes sidérolitiques; il simule ainsi un faux synclinal au milieu des schistes verts. La descente axiale vient enfin ajouter un élément de plus à la confusion: le faux synclinal n'apparaît que dans le fond de la Lizerne, comme le montre très bien la fig. 69 de l'ouvrage de *Lugeon* (loc. cit. p. 108).

Ce n'est qu'au N de ces accidents qu'apparaît l'«anticlinal du noyau vert». J'en ai reconnu moi-même les différents étages, notamment la couche à Cérîtes et à polypiers. L'agrandissement au 1:25,000 m'a permis de le cartographier tant bien que mal. Les coupes dressées par *Lugeon* (loc. cit. pl. XI et XII) ainsi que les miennes propres montrent bien que ce repli n'est en réalité qu'un accident secondaire du synclinal de la Tinaz, déterminé probablement par des circonstances multiples: une poche primitive d'argile sidérolitique, contenant de nombreux débris de calcaire urgonien, devait se trouver là, au contact des calcaires nummulitiques, nettement transgressifs sur l'Hauterivien et le Barrémien. La poussée de la nappe des Diablerets a encore certainement joué un rôle important dans cet étrange accident qui, bien qu'aujourd'hui compris, et avec quelle peine! frappera toujours celui qui le contempera, du chemin muletier du versant droit de la vallée.

§ 6. Le synclinal de la Tinaz.

Nous en connaissons déjà les parties profondes sous le sommet de la Rouzziaz. Grâce à la descente axiale, nous retrouvons le cœur du pli dans la vallée de la Lizerne. Ce cœur est formé des schistes nummulitiques signalés déjà par *Lugeon* (loc. cit. p. 109). En suivant le chemin muletier depuis Izigière vers

le torrent de la Tinaz, on traverse ces schistes sur une longueur d'à peu près cent mètres. Ils déterminent dans la forêt un ravin sec important.

Au S, les calcaires nummulitiques se dressent en une arête claire dont on voit de loin les escarpements sortir de la forêt et monter vers la Rouzziaz. Nous y avons trouvé quelques petites Nummulites. Sur ces calcaires s'appuie une mince épaisseur de couches à Cérîtes, suite visible de celles de l'anticlinal du noyau vert. En longeant le pied de la paroi, nous avons même retrouvé ce niveau vers la Rouzziaz, tout près de l'arête descendant de la Tête Versan.

Au N, une mince bande calcaire sépare le ravin d'avec l'Hauterivien. Nous n'y avons malheureusement pas trouvé la preuve paléontologique de son âge, mais les comparaisons locales permettent de l'attribuer, comme le fait *Lugeon*, au Nummulitique. Les couches à Cérîtes ne se retrouvent pas sur ce flanc du synclinal de la Tinaz.

Remontons le ravin-synclinal. Celui-ci nous amène, vers 1250 m., au-dessus d'une paroi rocheuse que la carte n'indique pas et qui n'est autre que l'arête de calcaires nummulitiques visible de la plaine. Aussi jouit-on de là d'une vue plongeante assez étendue. Les schistes cessent brusquement comme le ravin prend fin. L'axe du pli, plus incliné que le versant, fait s'évider à cet endroit le cœur schisteux du synclinal de la Tinaz.

Les choses sont moins simples dans les gorges de la Lizerne. Rebroussés par l'anticlinal sidérolitique (du noyau vert), schistes et calcaires du flanc renversé s'étirent et s'annulent. Tandis qu'une grosse épaisseur de Flysch va occuper le noyau du synclinal, puis le représenter plus loin tout entier, le calcaire nummulitique normal est réduit à une mince bande dominant la rivière.

CHAPITRE IV.

Le versant est du Haut de Cry et la partie moyenne de la vallée de la Lizerne.

§ 1. L'anticlinal de Tête Versan-Tsanperron.

Lugeon (loc. cit. p. 111 et 112) a déjà décrit cet accident dans la vallée de la Lizerne. Nous l'avons signalé nous-mêmes dans notre chapitre II. Aussi n'avons-nous que quelques détails à donner pour compléter ce qu'il en a été dit.

En suivant le Chemin Neuf depuis la Chapelle St-Bernard vers Montbas, on passe, après avoir traversé l'anticlinal inférieur d'Izigière, dans une énorme épaisseur de Flysch entrecoupée d'imposantes masses de grès de Taveyannaz.

Le Flysch enveloppe l'anticlinal inférieur et tient lieu de coussinet entre les deux nappes helvétiques de notre territoire. Sur lui repose en effet le Dogger de la base de la nappe des Diablerets.

Nous savons, toujours par *Lugeon*, qu'au N du point 1274, sous Orfelin, le Chemin Neuf traverse entièrement l'anticlinal de Tsanperron. Nous ne reviendrions pas là-dessus si nous n'avions pas découvert dans le flanc renversé du pli, au bord même du chemin, une mince bande de calcaires nummulitiques qui méritent d'être signalés. Ces calcaires reposent eux-mêmes, par l'intermédiaire d'un ruban de schistes micacés, sur le Flysch. Nummulitique et Hauterivien subissent, dans le flanc normal de l'anticlinal, des écrasements importants.

Grâce à la montée axiale, l'anticlinal de Tête Versan-Tsanperron prend sur la rive droite de la Lizerne un aspect bien différent. Coupé transversalement sous Tsanperron, le pli s'étale sur le versant opposé. La surface de ses couches plonge en dalles immenses vers la Lizerne depuis le sommet du Tzevau. Le chemin muletier entre Ardon et Derborence coupe leur base vers les taches glaciaires de l'Airette; le sentier qui, de ce pâturage gagne les alpages de l'Itroz du Bouis et de la Zô-en-Zon, s'y maintient constamment. Ces dalles sont en Valanginien schisteux raviné par les eaux, dentelé sur l'arête et souvent plissoté. Deux charnières y sont particulièrement visibles, l'une au-dessus de l'Itroz du Bouis et l'autre, double, dans le fond du ravin du Renard, près de l'arête faîtière du Haut de Cry. Ce sont des replis superficiels de la voûte profonde de l'anticlinal.

Sur ces dalles schisteuses sont plaqués les calcaires de Névedet et de la forêt de Naorden. Le fait est particulièrement net si l'on observe ces territoires, des pâturages inférieurs de Versan ou des environs de Tsanperron.

Nous avons vu que le Malm occupe l'arête principale, depuis le point 1721 jusqu'au delà de la Tête Versan. Ses calcaires fins, plaquetés par places, s'étalent vers l'E jusqu'au torrent de la Tinaz. Le fond même de ce vallon monoclinal marque leur limite avec le Crétacique. On voit les couches du Valanginien schisteux s'élever rapidement sur la rive gauche du cours d'eau et se couvrir, sous Névedet, d'un revêtement calcaire. Les étages plongent régulièrement vers l'ESE et seule l'érosion en a déterminé les intersections. Grâce à elle correspond au placage de Névedet, de l'autre côté de la Tinaz, la boutonnière jurassique, largement échancrée, de Versan.

Une autre boutonnière jurassique, bien fermée celle-ci, occupe le noyau de l'anticlinal de Tête Versan-Tsanperron. Elle a été signalée par *Lugeon* (loc. cit. p. 112). Par dessous les dalles valanginiennes, le Malm apparaît dans la gorge de la Lizerne, au NE de l'Airette. Recourbé fortement, il marque le cœur du pli dont nous avons vu le contournement à la Tête Versan, dans notre chapitre II.

§ 2. Le synclinal du Haut de Cry-Tête à Jean. Le Cœur.

Remontons, depuis l'Airette, le chemin muletier de la rive droite de la Lizerne. Après avoir traversé l'étendue des schistes valanginiens, piquetée de quelques chalets, nous croisons la série suivante:

- 1° calcaires valanginiens. Ils forment la rive gauche du torrent très encaissé descendant des hauteurs d'en Zon ¹⁾. Le chemin, taillé dans le roc à pic, fait là un coude important. Au delà du cours d'eau, la carte indique trois chalets en contrebas du sentier. Ces habitations sont construites sur une petite moraine reposant elle-même sur l'Hauterivien;
- 2° Hauterivien. Ses calcaires siliceux brunâtres, plus ou moins schistoïdes, supportent donc les chalets cartographiés. Au-dessus du chemin, ils montent, recouverts de végétation, vers le petit sommet coté à 2034 m. On marche sur ce terrain environ 300 mètres;
- 3° calcaire à polypiers, noir, marneux, rappelant exactement la couche à Cérîtes des gorges de la Lizerne. Epais de quelques centimètres, ce niveau est directement plaqué sur les calcaires à lithothamnies;
- 4° calcaires nummulitiques où j'ai trouvé des petites Nummulites; 4 à 5 m. de puissance. On distingue sans peine, de la rive opposée, les escarpements clairs de cet étage, en bordure gauche d'un torrent sec cartographié au S de Tête à Jean ²⁾;
- 5° schistes nummulitiques. Ceux-ci déterminent une large zone déprimée descendant jusque dans la Lizerne. La carte topographique est ici très mauvaise: sitôt passée la dépression nummulitique, le chemin contourne la croupe portant le chalet de Tête à Jean; ce chalet est indiqué au moins 30 m. trop bas et le chemin, nulle part, ne remonte comme le voudrait la carte;
- 6° Flysch. Ses schistes, entremêlés de bancs gréseux ont, par leur résistance à l'érosion, provoqué la formation de la croupe supportant le chalet;
- 7° schistes nummulitiques. Très difficiles à délimiter exactement du Flysch, les schistes occupent le versant nord de la croupe de Tête à Jean. On passe avec eux un petit ruisseau secondaire et arrive jusqu'au torrent de Tête à Jean (sur le chiffre 1293 de la carte);
- 8° des calcaires nummulitiques en occupent le talweg; 2—3 m. de puissance;
- 9° schistes nummulitiques noirs, micacés, sur la rive gauche du torrent;
- 10° Flysch. Celui-ci n'est représenté que par un petit affleurement, d'à peine 200 mètres carrés, limité au S par le Nummulitique, à l'E par une tache glaciaire supportant le chalet cartographié et à l'W par des éboulis;
- 11° une mince lame de calcaires nummulitiques sépare enfin, au N, ce Flysch des masses hauteriviennes montant vers le Monta Cavoère. Cette lame traverse le chemin au-dessus du chalet. J'y ai trouvé une trace de Nummulite certaine.

¹⁾ „En Zon“ est l'expression locale désignant l'ensemble du pâturage dont le chalet est „La Zô-en-Zon“.

²⁾ Ce nom de „Tête à Jean“ n'est guère connu des habitants de la vallée qui dénomment cet endroit: „la grande Zeu“ (la grande forêt). Ils parlent du chalet de „la grande Zeu“, du torrent de „la grande Zeu“, etc.

Les schistes de la rive gauche du torrent de Tête à Jean rejoignent ceux de la rive droite, quelques mètres au-dessous du chemin. Les couches ne montrent pas la moindre inflexion. Elles doivent cependant s'incurver sur la rive gauche en un petit synclinal puisque nous trouvons, un peu plus au N (n° 11), un affleurement de calcaires nummulitiques sur l'Hauterivien. Entouré d'éboulis et de glaciaire, on ne voit pas nettement ses relations, si ce n'est son contact avec le Flysch. Mais il semble bien que ce soit un témoin de la couverture normale de l'Hauterivien; les schistes nummulitiques seraient ici écrasés. Et ce témoin nous signale la suite d'un repli synclinal bien visible sur l'arête du Cœur (2222), que nous décrirons plus loin.

Nous avons traversé un pli important, démontré par la coupe du chemin muletier. C'est le synclinal du Haut de Cry-Tête à Jean. Examinons-le de plus près et remontons, pour cela, le torrent depuis le point 1293.

Le talweg est donc occupé par les calcaires nummulitiques. La preuve de leur détermination ne manque pas, car certains de leurs bancs sont littéralement farcis de Nummulites. Cet étage forme, sur la rive gauche du torrent, une paroi d'une dizaine de mètres de hauteur, entrecoupée de quelques ravins. On la voit nettement de Tsanperron. Le versant droit est plus doux. Au-dessus des schistes micacés qui en constituent la base, les blocs de grès en corniche signalent la présence du Flysch.

Vers 1820 m. d'altitude, un sentier non cartographié croise le torrent. Si nous le suivons vers le S, nous traversons la série normale du synclinal jusqu'au Flysch qui constitue la croupe. On peut monter aussi sur le dos de cette arête, sans quitter le Flysch depuis le chalet de Tête à Jean.

Au croisement du sentier, un banc de calcaire clair, marmorisé, s'insinue dans le fond du torrent entre le Nummulitique et l'Hauterivien. C'est l'Urgonien qui apparaît sous la surface transgressive du Tertiaire.

Cent mètres plus haut, le torrent se bifurque, à l'endroit où la carte fait arriver par erreur le sentier. Tandis que la branche nord, seule bien cartographiée, coule à la limite Urgonien-Barrémien, un petit vallon schisteux côtoie le pied de la colline 2034. Remontons ce vallon et nous atteindrons bientôt un petit col d'où la vue plonge sur les pâturages d'en Zon. Un sentier, que la carte indique à peu près correctement, traverse le col. On y relève la coupe suivante, du N au S:

- 1° calcaires gris-clair, à entroques, valanginiens;
- 2° sur leurs bancs s'appuient les calcaires siliceux et échinodermiques de l'Hauterivien. Au-dessous du sentier, ces couches vont constituer la rive gauche du torrent de Tête à Jean;
- 3° calcaires massifs, clairs, marmorisés, en gros bancs. Par places, traces abondantes de *Requienia ammonia*, par places niveaux plus plaquetés, presque schisteux: Urgonien. Cet étage constitue presque à lui seul l'îlot rocheux séparant les deux branches du torrent. Là déjà, on croit remarquer une charnière synclinale. Au-dessus du sentier le fait est patent: l'Urgonien est replié. En gagnant les rochers situés dans l'intérieur de sa courbure, donc en se dirigeant vers le SW, on trouve le Nummulitique, calcaires et schistes. Ces étages n'atteignent pas le sentier;
- 4° calcaires nummulitiques à Nummulites;
- 5° schistes nummulitiques;
- 6° Flysch: schistes micacés contenant de petits bancs de grès. Ils marquent le niveau le plus bas du col, où passe le sentier, l'endroit où nous sommes arrivés en remontant le vallon.

Au SE du col, en montant vers l'arête qui porte le sommet 2034, on trouve:

- 7° schistes nummulitiques, peu marqués, environ 3 m;
- 8° calcaires nummulitiques formant l'arête.

Le col marque donc le cœur du synclinal de Tête à Jean, où le Flysch s'est considérablement réduit. Mais ce synclinal se complique, plus au N, du repli que nous venons de démontrer. C'est celui dont nous avons noté la réapparition sur le chemin muletier, (voir au haut de la page).

Achevons la coupe transversale vers le SE. On peut, depuis le col-synclinal, escalader les calcaires nummulitiques (n° 8 de la coupe ci-dessus), et de là suivre l'arête vers le point coté 2034. La traversée montre la série suivante:

- 1° calcaires compactes, gris, à petites Nummulites et algues calcaires. Deux niveaux plus schisteux s'y intercalent, que j'attribue encore au Nummulitique;

2° calcaires sombres, pétris de débris organiques : polypiers, gastéropodes. C'est la couche à Cérîtes ; 3—4 m ;
3° schistes et grès du Sidérolitique, en bancs minces et en imprégnations dans le niveau suivant ; 50 cm ;
4° calcaires compactes avec alternance de schistes calcaires ; traces de serpules, imprégnations de Sidérolitique. Représentent probablement le Barrémien ; 1—2 m.

Le peu d'épaisseur de ces deux niveaux (3 et 4) ne m'a pas permis de les indiquer sur la carte.

Leur développement me paraît d'ailleurs très localisé ;

5° calcaires siliceux et échinodermiques de patine brune : Hauterivien.

C'est lui qui forme le sommet 2034.

Nous coupons ainsi le flanc renversé du synclinal de Tête à Jean, dont les étages plongent fortement vers le SE. Sur le terrain, on reconnaîtra sans peine la couche à Cérîtes ; elle détermine une bande déprimée où passe un petit sentier montant depuis la Zô-en-Zon.

Descendons par ce sentier et allons nous placer, 400 m. à l'W du chalet, dans les éboulis qui remplissent le vallon. Regardons maintenant vers les régions que nous venons de parcourir. Rarement satisfaction plus complète m'a été donnée par les faits sur le terrain.

Nous avons là, devant nous, une coupe transversale naturelle du synclinal de Tête à Jean. Dans une paroi de 25 mètres de hauteur environ (fig. 10), deux charnières se dessinent visiblement. A droite, soit au SE, des calcaires arqués supportent une prairie en pente douce. C'est le cœur tertiaire du synclinal reconnu sur le col, quelques mètres plus à l'E. Nous retrouverons les calcaires dans le torrent même, sous nos pieds, tandis que schistes et Flysch passent virtuellement au-dessus de nos têtes. Grâce à l'inclinaison de l'axe des plis, ces terrains ne sont pas représentés plus haut, sur l'arête du Haut de Cry.

Il en est de même du repli supérieur. Entre deux pitons rocheux (fig. 10), un synclinal aigu s'insinue. Nous l'avons déjà reconnu en établissant la coupe sur le sentier du col. Isolés par l'érosion dans l'Urgonien qui les enserme, les étages nummulitiques repliés ne forment, sur l'arête du Cœur (vers le point 2222), qu'un affleurement de 200 mètres de long sur 50 mètres de large à peine.

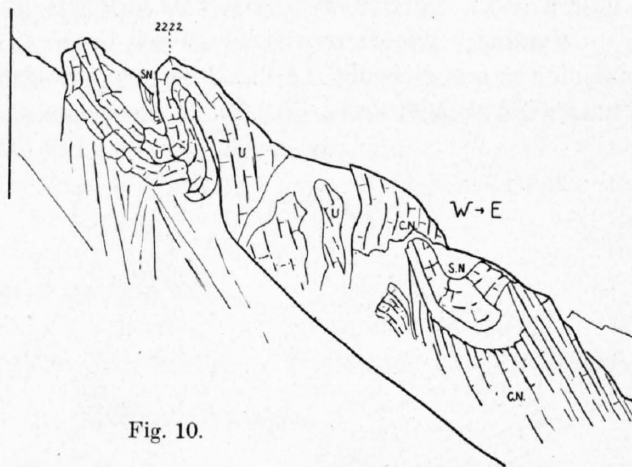


Fig. 10.

Versant sud de l'arête du Cœur (2222 m).

S. N. = Schistes nummulitiques.
C. N. = Calcaires nummulitiques.
U. = Urgonien.

Evidé de ses couches tertiaires, le synclinal de Tête à Jean se laisse suivre aisément de l'œil vers les hauteurs. Du chalet de la Zô-en-Zon, une large croupe monte vers le sommet du Haut de Cry : on reconnaît sans peine l'Hauterivien. A 2356 m, la croupe s'aplanit, puis une arête vive s'en détache, qui va former le sommet 2951.

Une bande régulière de rochers clairs borde au SE la croupe hauterivienne. On la traverse en longeant un bisse abandonné qui, d'en Zon, menait les eaux jusqu'à Névedet. C'est le calcaire valanginien. Vers le sommet, celui-ci se rapproche de l'arête qui marque alors la limite des deux étages.

Une autre bande de calcaires valanginiens borde, au NW, l'Hauterivien. Cachée sous les éboulis dans sa partie inférieure, elle apparaît nettement au-dessus du point 2356. Sur l'arête culminante, elle forme le dôme compris entre les sommets 2970 et 2951. Là, ses couches s'incurvent lentement. C'est l'amorce de l'anticlinal de la Grande Tête-Besson. Une petite faille détermine le col entre le dôme et le sommet hauterivien ; nous la connaissons déjà (voir p. 25).

Que devient le synclinal de Tête à Jean de l'autre côté de la Lizerne ? Nous avons vu son flanc renversé en étudiant l'anticlinal de Tsanperron (p. 36). Nous décrirons plus loin son flanc normal, vers Montbas. Entre cette colline et Tête à Jean d'immenses éboulis recouvrent la roche en place. Les rares affleurements qui en sortent nous montrent la pénétration de lambeaux préalpins jusque dans le synclinal. Leurs relations feront l'objet de notre sixième chapitre.

Prenons enfin, du pâturage de Lodze sous le Mont Gond, une vue d'ensemble de la région (pl. I, fig. 2). Depuis les sommets du Haut de Cry, le synclinal plonge violemment vers la Lizerne. La partie moyenne du vallon de Tête à Jean en représente assez exactement la pente. Mais vers le haut, le profil du torrent se redresse et dépasse l'inclinaison de l'axe: le repli synclinal du point 2222 (le Cœur) en reste suspendu.

Une arête descendant du Pey Rond par les points 2222 et 2034 ferme, dans le haut, le vallon. Au delà, le synclinal s'évide de son Tertiaire et se rétrécit. La pente générale du versant n'atteint plus celle du pli.

L'Hauterivien constitue maintenant le cœur du synclinal. Par un bon éclairage, on peut, d'où nous sommes, voir ses couches se contourner et dessiner une charnière sous le sommet 2951.

§ 3. L'anticlinal de la Grande Tête-Besson.

Reprenons, pour le suivre vers le N, le sentier qui croise, sous le Cœur, le haut du vallon de Tête à Jean. Nous traversons donc avec lui le synclinal dédoublé, dont le flanc nord-ouest sera le flanc normal de l'anticlinal de la Grande Tête-Besson. Passé l'escarpement des calcaires valanginiens, le chemin aboutit à un abreuvoir. La pente est moins raide et moins rocailleuse; ça et là affleurent les schistes valanginiens.

Montons à travers prés vers le Monta Cavoère. Nous arrivons sur une belle moraine arrondie au pied d'un cirque d'éboulis. La vue dont nous y jouissons ne laisse aucun doute: nous sommes au cœur d'un anticlinal valanginien. La fig. 11 montre sa charnière schisteuse vers le NE. Une double faille

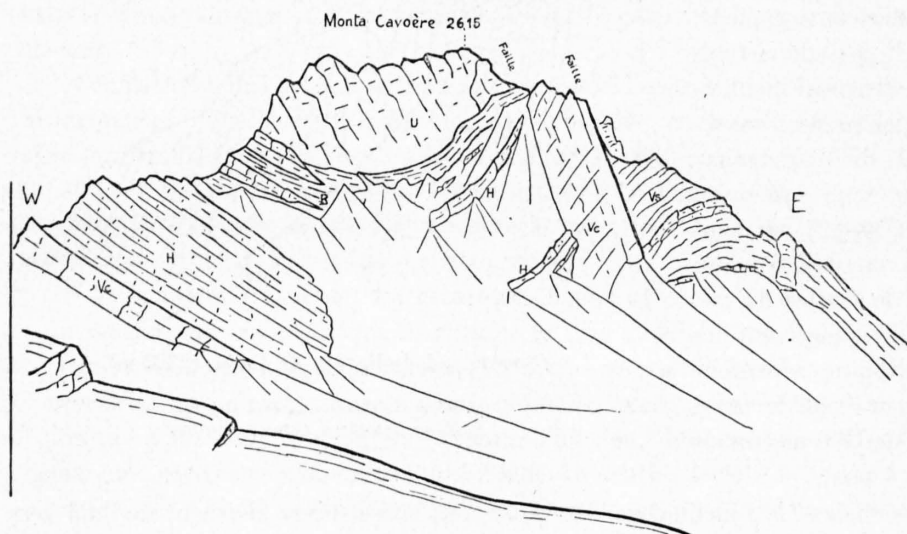


Fig. 11. Versant sud du Monta Cavoère (2615 m).

U. = Urgonien. B. = Barrémien. H. = Hauterivien.
V. c. = Valanginien calcaire. V. s. = Valanginien schisteux.

inverse en décale les couches inférieures.

Regardons maintenant vers le Haut de Cry. Quatre charnières bien visibles s'emboîtent, jalonant le pli jusque près du sommet. C'est encore le Valanginien, particulièrement distinct sur deux petites arêtes descendant du Pey Rond. Au delà, les schistes occupent entièrement le fond du vallon d'en Zon, par où se fait d'ordinaire l'ascension de la cime. En suivant ce vallon, on arrive sur un col allongé, au SE de la pointe 2970. Les

schistes valanginiens s'y contournent en une double charnière que l'on remarque aussi bien sur ce versant que du côté de la Losenze (voir p. 25).

Observons enfin cette région, en nous plaçant sur la rive gauche de la Lizerne, à Montbas ou mieux encore à Lodze (pl. I, fig. 2). Un profond couloir entame toute la hauteur du Monta Cavoère. C'est là que passe, très étiré, le flanc renversé de l'anticlinal de la Grande Tête. A gauche de cette coupure, le pli apparaît avec une parfaite netteté. Par l'effet de la descente axiale, les couches arquées de schistes valanginiens se superposent comme les segments d'un télescope. Les contournements de la charnière anticlinale s'étagent ainsi sur une hauteur de plus de 200 mètres.

Mais la descente axiale a d'autres conséquences. Grâce à elle, les schistes valanginiens ne se retrouvent pas au delà de la Lizerne. L'anticlinal de la Grande Tête-Besson, considérablement surbaissé, s'y dessine en une large voûte, sur le versant sud de la colline de Montbas.

Voyons ces territoires et, pour cela, prenons le sentier montant, au hameau de Besson. Les chalets sont situés sur une grande étendue de glacière local. Le chemin y serpente en gagnant de la hauteur.

Vers le point coté 1450, on foule la roche en place. Ce sont les couches de schistes fins et de calcaires plaquetés du Barrémien. Leur emplacement se laisse aisément suivre sur le terrain, car il détermine une région déprimée, une sorte de large vallon arqué. Au-dessous de cette dépression, les calcaires roux de l'Hauterivien épousent la courbure. Le sentier ne les aborde pas. Il en est de même du Valanginien. La limite entre ces deux étages peut être repérée juste au-dessus du chalet le plus occidental de ce petit pâturage.

Vers le point 1450, le sentier passe tout près du torrent cartographié (torrent de Courtenaz). Un banc rocheux apparaît en bordure du pâturage, sorte de barrière naturelle qui l'isole du cours d'eau. C'est le Nummulitique, le calcaire à Lithothamnies. Plus haut, le banc s'élargit et s'incurve vers l'W. A l'intérieur de la courbe apparaît l'Urgonien à Requienies.

Au bas de cet Urgonien, vers 1570 m. d'altitude, le sentier se bifurque. En marchant vers l'W, nous tournons presque horizontalement la colline 1650. A son pied, quelques mètres au-dessus des derniers chalets, nous traversons la barre rocheuse. Urgonien et Nummulitique, épousant l'arc barrémien, plongent ici presque verticalement jusqu'à la Lizerne.

A l'E, l'autre branche du sentier monte vers le point 1628. L'Urgonien et le calcaire à lithothamnies sont escaladés en lacets, puis nous arrivons dans une zone plus tendre de schistes fins et micacés. J'ai suivi ces schistes dans le torrent, jusque près du point 1450 et j'ai eu la chance d'y découvrir de petites Nummulites. Au-dessus des schistes, le Flysch achève la série de l'anticlinal de Besson; étiré dans le torrent de Courtenaz, il réapparaît en une petite lentille, vers 1500 m. d'altitude.

Ce Flysch représente à lui seul le synclinal du Haut de Cry-Tête à Jean. Il est directement recouvert du Trias préalpin.

CHAPITRE V.

Le Monta Cavoère. — Montbas. — Val Derbon. — Dent de Chamosenze.

§ 1. Le synclinal du Monta Cavoère.

Depuis Derborence montons, par Vérouet, au Monta Cavoère. Un bon sentier, cartographié en partie seulement, nous amène jusqu'au chalet coté 2071. C'est le refuge supérieur du pâturage, entièrement formé d'Hauterivien. Nous en reparlerons.

Pour le moment, suivons la croupe qui mène à notre sommité. Après avoir longtemps marché sur des pentes herbeuses où affleurent ça et là les calcaires roux, on traverse, vers 2220 m. d'altitude, une première barre rocheuse claire. C'est le Barrémien plongeant vers le SE. Cinquante mètres plus haut, nous touchons l'Urgonien dont la surface s'étale en lapiés descendant vers la Lizerne. Cet Urgonien est très développé. A lui seul il constitue presque l'arête entière qui s'affirme et se complique de bastions. La roche n'est cependant pas homogène; des grès sidérolitiques imprègnent par places les calcaires. Nous en avons reconnu un mince banc discontinu infiltré dans l'Urgonien, pétri de traces de Requienies; la roche jaunâtre possède donc la couleur qui caractérisait déjà, pour *Renévier*, le Rhodanien ou Urgonien supérieur.

Vers 2400 m., l'arête s'aplanit, tandis qu'un grand couloir, mal cartographié, la rejoint par son flanc ouest. Nous sommes de nouveau dans le Barrémien. C'est ici que l'arête se soude à la paroi qui porte le sommet. Cette paroi est urgonnienne.

Nous avons donc traversé un double synclinal. Voyons un peu son étendue et l'importance relative de ses deux parties. Pour cela, observons tout d'abord, de l'arête que nous avons suivie, la paroi du Monta Cavoère regardant Vérouet. Parmi les rochers clairs, une charnière jaune sale d'Urgonien sidérolitisé se dessine, ouverte vers le NE. Descendons dans le lapié et nous pourrions toucher, au pied de la paroi, les terrains que ce pli renferme. Epousant le contournement de la charnière urgonnienne, les calcaires à lithothamnies se recourbent brusquement. On les reconnaît facilement sur place à cause de leur teinte plus sombre et des nombreuses algues qu'ils contiennent; j'y ai également trouvé des Nummu-

lites. Tout contre la paroi urgonienne, soit vers le SE, ces calcaires sont verticaux et à leur pied s'allonge un petit pierrier. Descendons dans celui-ci directement vers la Lizerne; nous arrivons sur les schistes micacés nummulitiques. C'est le cœur du synclinal supérieur. Resserrés dans les calcaires du même âge, ces schistes n'affleurent pas sur plus de 25 mètres de largeur.

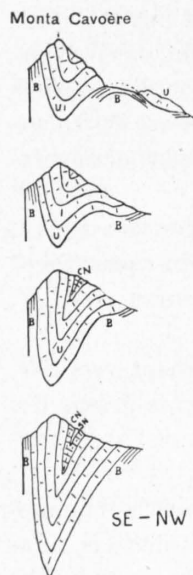


Fig. 12.

**Jonction des
synclinaux de
Monta Cavoère
et de la Gure.**

Que devient alors le synclinal inférieur que nous avons reconnu sur l'arête montant de Vérouet? Repli de faible envergure, il ne laisse aucune trace sur le versant que nous observons. Ou plus exactement vient-il se confondre dans le synclinal du Monta Cavoère. La fig. 12 montre comment les deux plis se rejoignent en s'approfondissant, tandis que l'anticlinal intermédiaire s'annule.

Le fait se confirme si l'on cherche la trace de l'anticlinal barrémien sur cette face est de l'arête de Monta Cavoère. Cette trace cesse brusquement dans un pierrier, cent mètres environ au-dessous de l'arête.

Regardons maintenant ces phénomènes, de l'W. La fig. 13 montre la vue que l'on en a des environs de la Za de Derbon. Le double synclinal est parfaitement distinct, ainsi que le contournement anticlinal des couches barrémiennes. Au-dessous d'elles, soit plus au S, l'Hauterivien roux accuse le mouvement. Encore

plus au S, les calcaires valanginiens très clairs s'incurvent en une double charnière des plus nettes. Dans ces couches, le pli s'est considérablement accru. Tandis que sa charnière anticlinale se contourne au-dessous du sommet du Monta Cavoère, il faut chercher 1400 mètres plus au SW la fermeture synclinale du même étage.

Prolongeons sur la carte cette fermeture vers le SW, dans la direction de son axe. Nous passons l'arête du Haut de Cry entre le sommet 2970 et le Zériet et tombons, dans la face sud, sur le haut du torrent de la Gure. Nous savons que là un profond synclinal valanginien s'insinue dans le Malm (p. 25). Le synclinal inférieur du Monta Cavoère n'est que le cœur du synclinal de la Gure.

Par conséquent, l'anticlinal barrémien du même massif est la prolongation directe de l'anticlinal du même torrent; c'est l'anticlinal de la Gure-Monta Cavoère (p. 25).

Etudions plus en détail le synclinal supérieur. Du sommet du Monta Cavoère ¹⁾, en Urganien, on peut descendre directement de quelques mètres vers le vallon de Tête à Jean. On traverse ainsi le Barré-

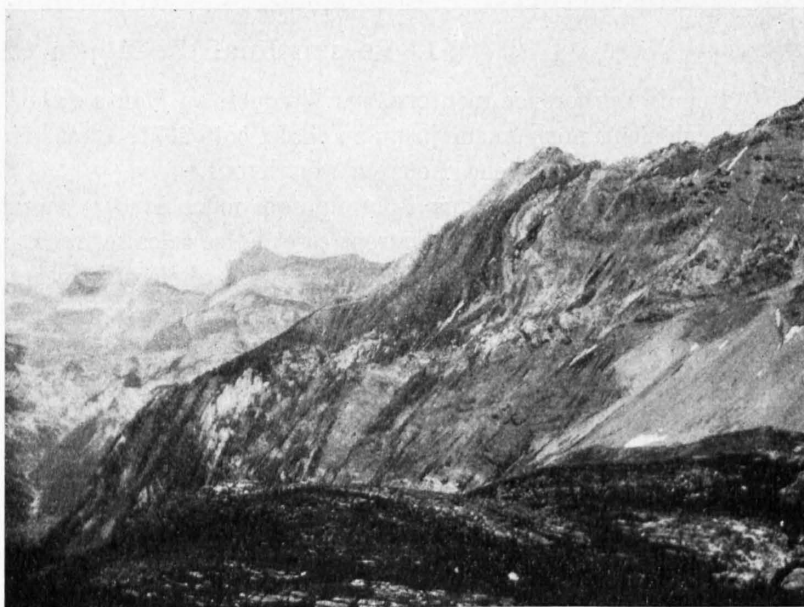


Fig. 13. Le versant ouest du Monta Cavoère.

Photographie prise de la Za de Derbon.

¹⁾ Le signal topographique n'est pas placé sur le sommet lui-même, mais sur une pointe secondaire située plus à l'E.

mien et l'Hauterivien très réduits et arrive bientôt sur le Valanginien calcaire, en balcon. Ce balcon domine les schistes de l'anticlinal de la Grande Tête-Besson. Barrémien, Hauterivien et Valanginien calcaire représentent donc le flanc redressé, légèrement renversé même, du synclinal de Monta Cavoère. Ce sont eux qui, à une centaine de mètres d'ici, forment l'immense couloir descendant vers la Lizerne.

Une double faille passe en ces lieux; nous la connaissons déjà (voir p. 40 et fig. 11). A côté d'elle, dans les couches hauteriviennes, on peut descendre vers le S et gagner la moraine d'où est pris le croquis de la fig. 11.

Regardons maintenant le Monta Cavoère. Supporté par les vires barrémiennes, l'Urgonien du sommet s'approfondit en un large synclinal, tandis qu'au-dessous les couches hauteriviennes, interrompues partiellement par les éboulis, accusent le mouvement. C'est le synclinal du Monta Cavoère.

Retournons-nous vers le Pey Rond: nous avons la réplique de ce pli (fig. 14). Depuis le sommet, l'Hauterivien descend jusqu'à nos pieds. Entre les deux bandes valanginiennes, qui les enserrent, ses couches s'incurvent nettement. Par le fait de la montée axiale, le synclinal du Monta Cavoère s'est évidé de ses couches supérieures.

Elevons les yeux vers le Haut de Cry: le fait est encore plus patent. Un lambeau de calcaires valanginiens posé sur les schistes constitue la pyramide du sommet 2970. C'est le dernier témoin du synclinal du Monta Cavoère visible sur ce versant.

Une petite faille normale affecte encore ce pli au Pey Rond. On la voit distinctement du flanc est du Haut de Cry (fig. 15).

Il nous reste à suivre l'arête reliant le Monta Cavoère au sommet 2970¹⁾. Nous couperons ainsi les divers étages du synclinal. Grâce à la montée de l'axe du pli, nous traverserons toute la série crétacique, de l'Urgonien aux schistes valanginiens, entre le Monta Cavoère et le Pey Rond. Sur ce dernier sommet, l'Hauterivien forme un lambeau isolé par l'érosion. Il en est de même entre le Pey Rond et le Haut de Cry, sur un monticule secondaire que les gens de la vallée appellent la «Luy du mouton».

Une constatation s'impose encore en ces lieux: l'axe du pli et l'arête que nous suivons ne sont pas strictement parallèles. Ainsi, du Monta Cavoère au Pey Rond, les couches hauteriviennes passent virtuellement au-dessus du cirque d'éboulis et de la petite moraine que j'ai cités. Sous elle, les étages valanginiens apparaîtraient, s'ils n'étaient partiellement recouverts d'éboulis, en boutonnières parfaitement typiques.

Enfin, le synclinal du Monta Cavoère se retrouve sur la rive gauche de la Lizerne, à Montbas. Au SW de la colline 1650, un petit vallon sec descend vers la rivière. Un sentier non cartographié conduit

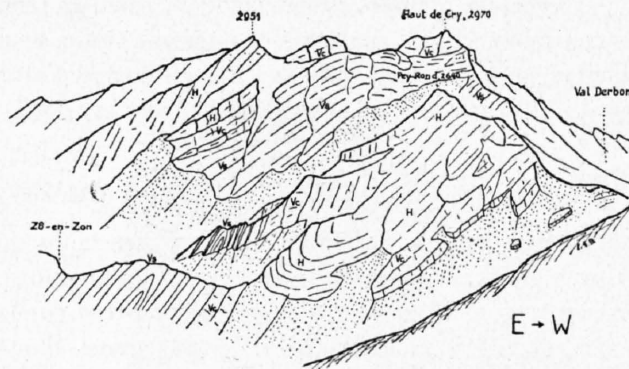


Fig. 14. Versant nord-est du Pey Rond—Haut de Cry.

H. = Hauterivien.
V. c = Valanginien calcaire.
V. s. = Valanginien schisteux.

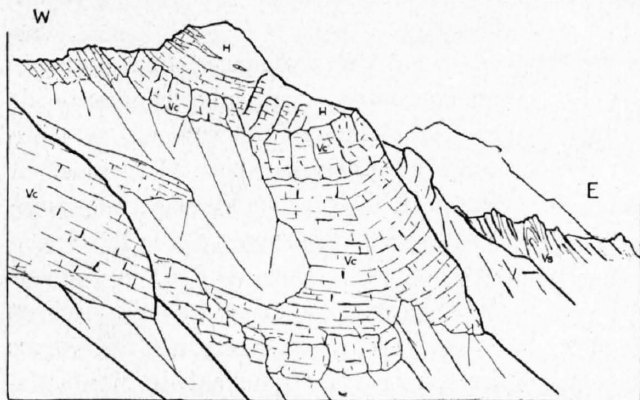


Fig. 15. Le versant sud du Pey Rond (2640 m).

H. = Hauterivien.
V. c. = Valanginien calcaire.
V. s. = Valanginien schisteux.

¹⁾ Le plus recommandable est de la rejoindre, au SW du Monta Cavoère, par les vires barrémiennes du versant de Derbon. De là, se porter tantôt sur un versant tantôt sur l'autre.

dans sa partie supérieure, semée de quelques chalets. Vers le bas, le vallon se resserre en un couloir de plus en plus étroit, qui nous mène dans l'éboulement, vers le point 1262.

Ce vallon est déterminé par les schistes nummulitiques qui entourent, comme d'une cravate, la colline de Flysch cotée 1650. C'est le cœur du synclinal du Monta Cavoère. On en voit la fermeture, de Vérouet. Mais pour le démontrer, il suffit de longer, depuis Besson, le pied de la paroi vers le N. Nous traversons ainsi la série renversée de l'anticlinal de Besson, des calcaires valanginiens aux calcaires nummulitiques. Ceux-ci sont doublés, car après eux on croise l'Urgonien, le Barrémien, l'Hauterivien et le Valanginien qui constituent le flanc normal de l'anticlinal suivant.

Avec ces données, il est facile de calculer l'inclinaison de l'axe du pli dans cette région. A la fermeture synclinal des schistes nummulitiques, sous Montbas, correspond la charnière dans les mêmes couches, sous le Monta Cavoère. La différence d'altitude est de 700 mètres et la distance horizontale est de 1700 mètres. L'inclinaison de l'axe est donc de 41 % à peu près.

§ 2. L'anticlinal du Zériet-Vérouet-Montbas.

Examinons la fig. 13. Au-dessous des replis du Monta Cavoère (voir § 1), nous voyons les calcaires valanginiens dessiner une charnière imposante. Au cœur du pli, les schistes du même âge, que nous pouvons suivre jusqu'au sommet du Zériet par les Praz Pourris, montrent des plissements indépendants. C'est l'anticlinal du Zériet-Vérouet-Montbas.

Dominant les schistes, les escarpements clairs des calcaires valanginiens rompent la pente presque à mi-hauteur. Au-dessus de Férrix, ils se replient : c'est le synclinal de la Gure que nous connaissons déjà.

Gagnons l'alpage de Vérouet. L'Hauterivien s'y étale largement ; on voit ses couches affleurer surtout aux environs du chalet 2071 et au S de celui coté 1871. Leur plongement est caractéristique :

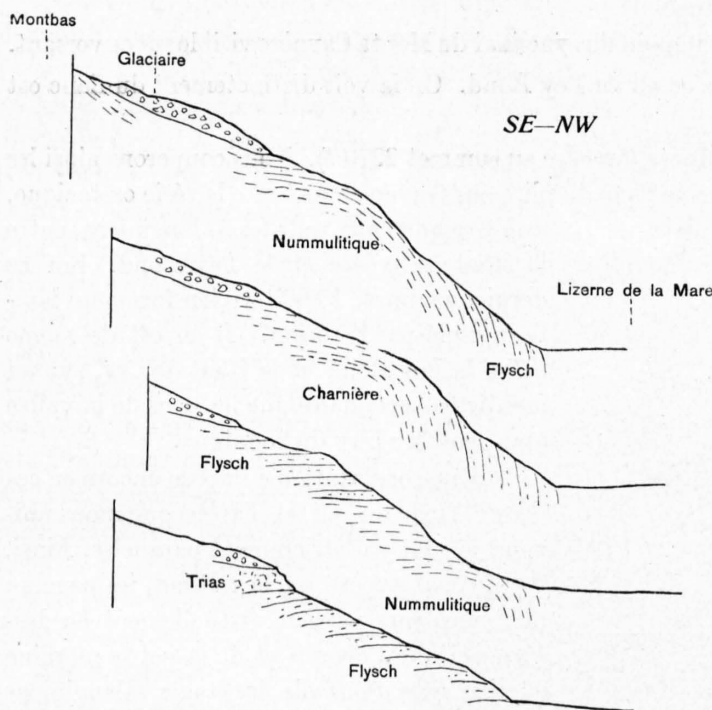


Fig. 16.

Fermeture tertiaire de l'anticlinal du Zériet-Vérouet-Montbas.

bas. Une large voûte, où nous reconnaissons sans peine les calcaires valanginiens, l'Hauterivien roux et les schistes barrémiens, en constitue le socle. Au-dessus, l'Urgonien plus épais s'arrondit, surmonté d'un mince couronnement de calcaires nummulitiques. Enfin, le Flysch détermine, avec les schistes nummulitiques, les collines elles-mêmes. Toute la série est coupée d'une belle faille normale dont le plan plonge vers le SE.

vers le SE au S du pâturage et vers le NW près des chalets cartographiés, il nous démontre que nous sommes sur un anticlinal. Ainsi s'explique le grand développement des calcaires roux : l'alpage de Vérouet représente la surface hauterivienne de l'anticlinal du Zériet-Vérouet-Montbas.

Au NW, l'alpage est limité presque en ligne droite par une banquette de rochers clairs que l'on traverse en montant de Derborence ; c'est l'Urgonien. A son pied, du côté de Vérouet, une mince bande schisteuse représente le Barrémien que l'on peut suivre de l'œil jusque vers la Lizerne. Ces deux étages se relient virtuellement, par dessus nos têtes, avec les éléments du synclinal du Monta Cavoère. Le fait est des plus distincts si nous observons la région, de l'autre versant de la Lizerne.

Avant de nous y rendre, examinons, d'où nous sommes, les collines de Mont-

Grâce à la descente axiale, l'anticlinal du Zériet-Vérouet-Montbas réapparaît ainsi presque en entier à l'E de la Lizerne.

Depuis Godé, remontons maintenant, en suivant sa rive gauche, le bas du torrent de la Lizerne de la Mare. Une petite plaine d'alluvions occupe le talweg, mais sur la rive nous croisons successivement :

- 1° Glaciaire;
- 2° Flysch calcaire, préalpin; notamment au bas d'un petit torrent descendant de Montbas;
- 3° schistes fins, noirs, micacés, que l'on retrouve plus haut dans le petit torrent signalé en 2: Nummulitique;
- 4° Flysch calcaire comme en 1.

Les schistes nummulitiques forment, près du torrent de la Lizerne, une sorte d'excavation dans laquelle on peut grimper. On prend ainsi l'avantage de se placer en direction des solides tectoniques. Le fait n'est pas sans importance, car on peut apercevoir alors, dans le versant gauche de notre excavation, une petite charnière anticlinale. Enveloppé de Flysch préalpin, c'est le front de l'anticlinal du Zériet qui disparaît ainsi dans la profondeur (fig. 16).

Revenons sur nos pas et prenons le sentier qui, de Godé, monte en zigzaguant à Montbas. A quelques mètres déjà au-dessus du torrent nous touchons la roche en place: c'est le Flysch calcaire préalpin, que nous pouvons relier sans aucun doute au n° 2 de la coupe ci-dessus. Traversons-le et, abandonnant le sentier, dirigeons-nous franchement vers le S. Nous passons les schistes nummulitiques, puis abordons les calcaires à Lithothamnies. Ceux-ci forment une barre rocheuse que l'on peut suivre dans la forêt. On constate ainsi qu'elle se coude assez brusquement: c'est encore le front de l'anticlinal du Zériet-Vérouet-Montbas.

On peut, en suivant les calcaires à Lithothamnies, atteindre les chalets de Montbas-dessus. Un dépôt morainique masque brusquement, tout près d'eux, le Nummulitique. Malgré cela, on peut repérer sur place la trace horizontale de la faille observée de Vérouet (p. 44). Les calcaires nummulitiques sont nettement décalés. Un large couloir descendant vers la Lizerne marque plus bas l'emplacement de la cassure. J'y suis descendu et ai pu y constater sans peine le déplacement relatif des deux lèvres.

Jetons de là un coup d'œil sur le versant droit (fig. 17). Par le fait de la descente axiale, le pâturage de Vérouet plonge visiblement vers nous. Au-dessous, les calcaires valanginiens s'arrondissent en une superbe voûte, réplique de

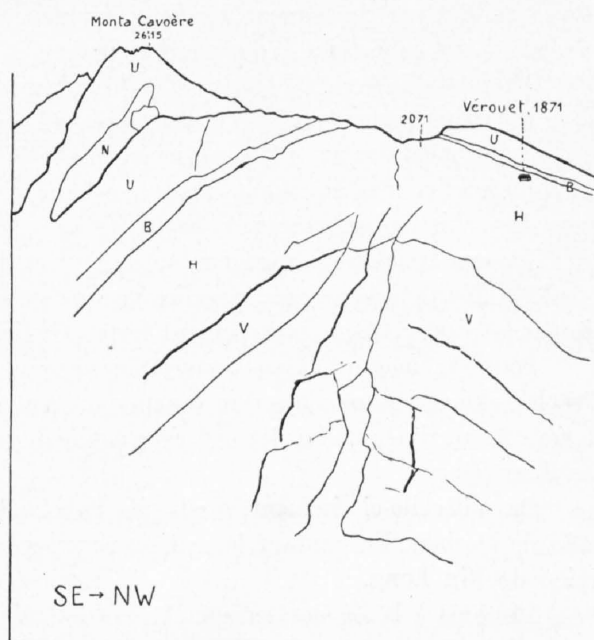
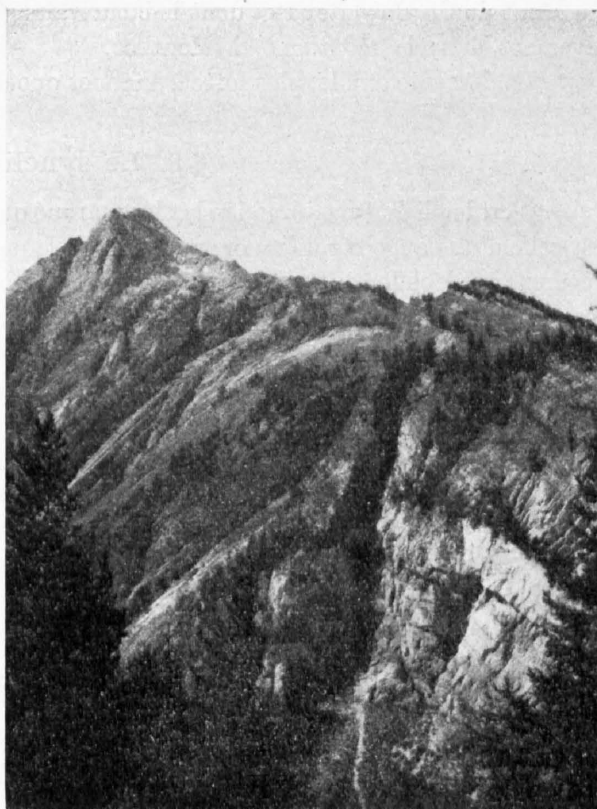


Fig. 17. L'anticlinal de Vérouet vu de Montbas.

N. = Nummulitique. U. = Urgonien. B. = Barrémien.
H. = Hauterivien. V. = Valanginien.

ce que nous avons sous les pieds. A droite, un profond couloir marque le passage du Barrémien, au delà duquel s'implante un large pilier urgonien. C'est la suite de la banquette qui borde au NW l'alpage de Vérouet. Un petit vallon, suivi d'une gorge étroite, coupe presque verticalement la voûte entière, en son milieu: c'est la suite de la faille dans laquelle nous sommes installés.

Ainsi, l'anticlinal du Zériet-Vérouet-Montbas, taillé très obliquement par l'érosion dans les flancs du Haut de Cry-Pey Rond et dont le cœur valanginien passe en tunnel sous Vérouet, s'enfonce définitivement dans la montagne, à Montbas.

La descente axiale, plus forte à Vérouet que dans la vallée de la Lizerne, est en moyenne de 30 %.

§ 3. Le synclinal de Derbon.

C'est le pli du type jurassien le plus marqué que nous ayons dans notre territoire. Sa forme générale est celle d'une auge régulière, dans le fond de laquelle coule la Derbone. Rien n'est plus facile que d'en repérer sur place les différentes assises. Grâce à l'inclinaison de l'axe, nous les traversons les unes après les autres, de la plus jeune à la plus ancienne, en remontant la vallée de la Derbone ou Val Derbon.

Prenons, pour cela, le sentier cartographié à partir des chalets de Derborence. Nous montons d'abord dans un petit vallon sec, dont le fond et le bord gauche sont recouverts d'un manteau morainique assez étendu. A sa droite, le vallon est limité par une banquette allongée de calcaires à Lithothamnies. Un mince liseré urgonien, interrompu à ses deux extrémités par la moraine, la borde vers le NW. A 1620 mètres d'altitude environ, le sentier traverse la banquette, où pullulent par places les petites Nummulites, et gagne le bord de la Derbone au bas d'un dépôt morainique allongé.

On peut aussi atteindre ce point en remontant le cours du torrent depuis le lac de Derborence. On constate alors, dans le talweg lui-même, le repos des schistes nummulitiques sur les calcaires, le tout plongeant vers le SE. Nous sommes donc dans le flanc nord-ouest du synclinal de Derbon.

Continuons de suivre le sentier. Tandis qu'à gauche s'étend le glacière, à droite les calcaires nummulitiques descendent en dalles jusqu'à nous.

Nous arrivons ainsi vers deux chalets, que la carte indique sous le nom de Derbon. Un petit sentier ¹⁾ passe au-dessous et rejoint le chalet de la Luy Noire, dont il ne reste que des ruines. Il est intéressant de le suivre, car nous croisons, puis longeons avec lui, une bande étroite de calcaires bleutés à petits gastéropodes: le couche à Cérîtes. Ce niveau, qui ne mesure pas plus de deux mètres d'épaisseur et que j'ai dû, par conséquent, exagérer sur ma carte, repose directement sur l'Urgonien très sidérolitifié. C'est sur ce dernier étage que l'on atteint le chalet de la Luy Noire.

Au-dessus de nous, l'Urgonien s'étale en larges dalles qui flanquent le versant est de la Tête Pegnat. Nous le retrouvons naturellement au bord de la rivière, en amont des chalets de Derbon.

Croisons-le, en suivant le sentier qui longe la Derbone. Nous arrivons ainsi, 300 mètres plus loin, dans une région plus douce, au bas d'une large vire herbeuse montant en oblique vers le N. C'est la trace des schistes barrémiens.

Passons-les et nous abordons, près d'un chalet isolé, l'Hauterivien. Ses calcaires roux plongent vers l'E. D'où nous sommes, nous les voyons s'élever sous la Tête Pegnat en une bande parallèle à la vire barrémienne. Leur escarpement brun est visible de loin.

Sous eux, mais au-dessus topographiquement, s'allonge une deuxième bande calcaire, claire celle-ci. C'est le Valanginien, que l'on peut toucher au sommet d'un petit cirque d'éboulis, au NW du chalet isolé. Entre l'Hauterivien et lui, les calcaires échinodermiques du Valanginien supérieur marquent la limite des deux étages.

On suit celle-ci aisément, sur la rive gauche de la Derbone, jusqu'au plateau alluvial situé à l'E de la Zâ de Derbon. En gardant le sentier, nous serions arrivés au même point, par l'escarpement hauterivien de Six Long.

Montons à la Zâ de Derbon. Passés les calcaires valanginiens, nous trouvons le chalet sur une petite plateforme recouverte d'éboulis. Une piste, formée par le passage du bétail, monte depuis là en pente douce sur les flancs de la Tête Pegnat. Les schistes valanginiens y affleurent jusqu'au sommet,

¹⁾ Ce n'est pas le sentier cartographié.

tandis qu'à l'E, les têtes des couches calcaires du même étage constituent, pour le sentier, une barrière naturelle.

Regardons maintenant vers le S. Depuis le chalet de la Zâ, les schistes valanginiens se laissent facilement suivre de l'œil jusque sur l'arête descendant du point 2490. On peut aussi monter dans le large couloir qu'ils déterminent. A l'E de ce couloir, les calcaires valanginiens, plongeant vers le SE, recouvrent les schistes, tandis qu'à l'W, le Malm des Luys Zarnoz les supportent.

Nous avons ainsi reconnu les principaux étages du flanc normal du synclinal de Derbon.

Revenons sur le plateau alluvial de Six Long. Nous savons qu'à l'W et au SW affleurent les calcaires valanginiens. A l'E, ces couches nous dominent également. Le synclinal hauterivien doit donc se fermer dans cette région; nous en trouvons le dernier témoin sur le bord de la Derbone, au pied de la paroi qui encadre, au SW, ce petit pâturage.

Un sentier non cartographié traverse cette paroi, sur la rive droite du torrent. On monte avec lui une centaine de mètres, puis on arrive au bas de vastes éboulis descendant des contreforts du Haut de Cry. La Derbone y coule paresseusement dans une pente très douce, formée de schistes valanginiens. Nous sommes maintenant dans le flanc sud-est du synclinal.

Depuis la Zâ de Derbon, le sentier, que la carte indique sommairement, rejoint le torrent au point où nous sommes arrivés. Il traverse ainsi de part en part le cœur de calcaires valanginiens du synclinal de Derbon.

Ces calcaires s'incurvent: plongeant vers le SE près de la Zâ, ils sont redressés complètement à l'E du Six Long. On s'en assure facilement en faisant quelques pas, depuis les pierriers où nous sommes, vers le NE. Mais la vue à vol d'oiseau nous en donne la pleine confirmation. La photographie (fig. 18) que j'ai pu prendre grâce à l'obligeance de l'aviation militaire suisse nous montre la charnière même du pli. C'est la meilleure vue que l'on puisse en avoir.

Sur le terrain, on peut au moins contourner le phénomène. Sans quitter les schistes, on rejoint, en passant au S de la cote 2250, l'arête descendant du point 2490. Sur le versant nord, un large couloir, également schisteux, descend vers la Zâ de Derbon. Nous le connaissons déjà.

Ainsi, à cause de la montée axiale, le cœur calcaire valanginien du synclinal de Derbon est coupé par l'érosion près du point 2250.

Nous ne trouvons plus maintenant, si nous remontons encore la vallée, que d'immenses étendues de Malm surmontées, vers le Haut de Cry et le Zériet, par les schistes valanginiens. Nous savons, par l'étude du versant sud (voir p. 26), que ces étages sont décalés. Dans le Val Derbon, la trace du plan de faille marque leur limite très distinctement, depuis l'arête du Zériet jusqu'aux Praz Pourris.

Il nous reste à décrire le flanc sud-est du synclinal. Nous en observons déjà des fragments, interrompus par les éboulis, en face de la Luy Noire, sous le contournement valanginien de l'anticlinal de Vérouet. Entre les calcaires urgoniens très clairs et l'escarpement valanginien, on distingue sans peine la bande des rochers bruns de l'Hauterivien, supportée par la vire barrémienne.



Fig. 18. Fermeture valanginienne du synclinal de Derbon, photographie prise d'avion.

Mais il faut encore, depuis Derborence, faire la montée de Vérouet. Cette course nous montrera, en outre, le noyau tertiaire du synclinal de Derbon. Le sentier quitte, en effet, les bords du lac sur les schistes nummulitiques qu'il abandonne bientôt pour entrer dans le Flysch. Celui-ci, tantôt calcaire, tantôt gréseux, doit être rattaché aux nappes préalpines, que nous étudierons dans notre chapitre VII. C'est le cœur du synclinal de Derbon.

Cent mètres plus haut, nous touchons de nouveau les schistes, presque verticaux et légèrement concaves vers le NW. Le sentier les traverse en se dirigeant franchement vers le NE, puis aborde les calcaires nummulitiques verticaux. On arrive ainsi sur une large vire boisée que l'on voit de loin descendre, parallèlement à l'arête de Vérouet, vers la Lizerne. C'est là que passent les couches, très sidérolitisées par places, de l'Urgonien supérieur. Cet Urgonien nous amènera jusqu'au pâturage de Vérouet. Nettement convexe, il présente la surface bombée de ses couches, par places bourrées de Requienies. Le sentier escarpé est taillé dans le roc.

Peu avant d'atteindre le plateau où se trouve le chalet 1871, une deuxième vire boisée monte obliquement vers le SW. C'est la «Vire au Sérac» des gens de la vallée. Suivons-la. Nous serons étonnés d'y rencontrer bientôt, s'infiltrant entre deux bancs urgoniens, une mince lame schisteuse. Très vite cette lame s'agrandit jusqu'à occuper la vire entière, qui nous amène vers le haut d'un large couloir plongeant vers la Derbone. Une tête rocheuse urgonienne («Le Sérac») domine, sur sa rive droite, le haut du couloir. On passe au-dessous en suivant les schistes et l'on arrive au chalet coté 2071. Sans peine, on constate alors que les schistes de la vire sont dans la suite de ceux qui bordent la banquette urgonienne de Vérouet (voir p. 44). Ils sont donc barrémiens.

Un repli de faible envergure complique ainsi le flanc renversé du synclinal de Derbon. Coupé obliquement par la paroi de Vérouet, il se dérobe dans la vire au Sérac; mais nous le retrouvons dans l'à-pic qui domine la Lizerne.

Ajoutons enfin que le synclinal de Derbon ne se retrouve plus au NE de Derborence. Sur lui, que la descente axiale enterre, reposent et affleurent seuls les terrains des écaïlles préalpines.

§ 4. L'anticlinal de la Dent de Chamosenze-Pascheu-Tête à Pierre Grept.

Remontons, depuis les Praz Pourris, le torrent d'écoulement du glacier de Tita Neire. Nous traversons la grande étendue de Malm du Plan des Fosses, puis abordons, vers 2400 mètres d'altitude, les couches grumeleuses et jaunâtres de l'Argovien. Ces deux étages plongent vers l'E. Ils reposent sur un complexe schisto-calcaire que l'on atteint au bas de la moraine du glacier de Tita Neire. Ce complexe, dans lequel, près du lac de la Forclaz, j'ai trouvé quelques Ammonites, représente l'Oxfordien et le Callovien. Il avait été déjà remarqué par *Renevier*.

Des schistes où nous sommes arrivés, élevons les yeux vers la Tête à Pierre Grept. Une superbe charnière s'y dessine. Au cœur, les couches régulièrement litées de l'Argovien se plient en genou, enveloppées des escarpements plus clairs du Malm. C'est la fermeture de l'anticlinal de la Dent de Chamosenze-Pascheu-Tête à Pierre Grept.

Sans perdre des yeux le phénomène, marchons maintenant vers les Luys Zarnoz. Nous repassons ainsi les calcaires argoviens, puis retrouvons le Malm. La limite n'est pas très facile à suivre sur ce terrain de collines très accidenté. J'ai pu néanmoins la rejoindre avec assez de certitude à celle que nous avons observée sous la Tête à Pierre Grept.

Le tracé de ma carte géologique ferait facilement croire ici à la fermeture frontale de l'anticlinal. Cette impression est corroborée par le dessin de la limite du Malm et du Valanginien sous les Tiépettes comme de celle des deux termes valanginiens sous la Tête Pognat. Mais tout s'éclaire si l'on tient compte de la descente axiale. A cause d'elle, les différents étages du flanc normal de l'anticlinal de la Tête à Pierre Grept se recouvrent les uns les autres, tandis que le pli s'arrondit vers le N. Le tout prend ainsi l'apparence d'une vaste boutonnière échancrée. Plus au N encore, la boutonnière se referme, tandis que les étages crétaciques et tertiaires, toujours en série normale, plongent violemment vers le vallon de Chevillon. Les coupes XV, XII et IX, pl. II, illustrent ce phénomène.

Revenons au bas du glacier et examinons, de là, la pyramide de la Tita Neire (fig. 19). Repliés deux fois, les calcaires argoviens montent jusqu'au sommet. Leur surface en dalles immenses forme le versant est de la montagne. Au-dessous, les schistes callovo-oxfordiens se plissent plusieurs fois sur eux-mêmes. Nous les voyons, d'où nous sommes, former la base de la pyramide et s'élever lentement vers le Pascheu.

Regardons maintenant la Tita Neire, des environs du lac de la Forclaz. La longue arête qui la relie au Pascheu (fig. 20) montre les plissements des schistes surmontés par l'Argovien. C'est la réplique exacte de ce que nous venons de voir.

Ces schistes callovo-oxfordiens du col de Tita Neire-Pascheu représentent ici le cœur de l'anticlinal, car, plus à l'W, sous la Tête du Pascheu, réapparaissent les couches litées de l'Argovien. Nous y distinguons une petite charnière d'importance secondaire. Le sommet lui-même est en Malm, qui forme aussi l'arête le reliant à la Tête à Pierre Grept.

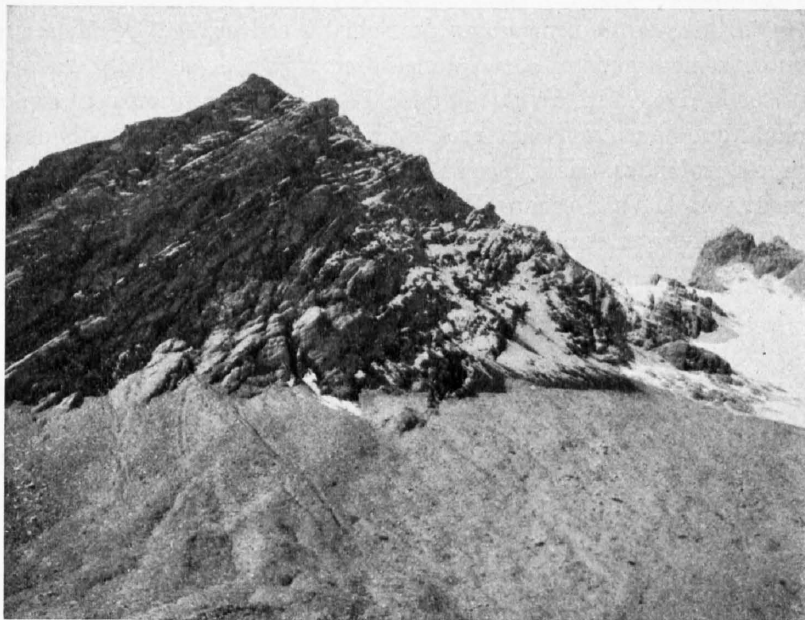


Fig. 19. Replis de la face nord de la Tita Neire.

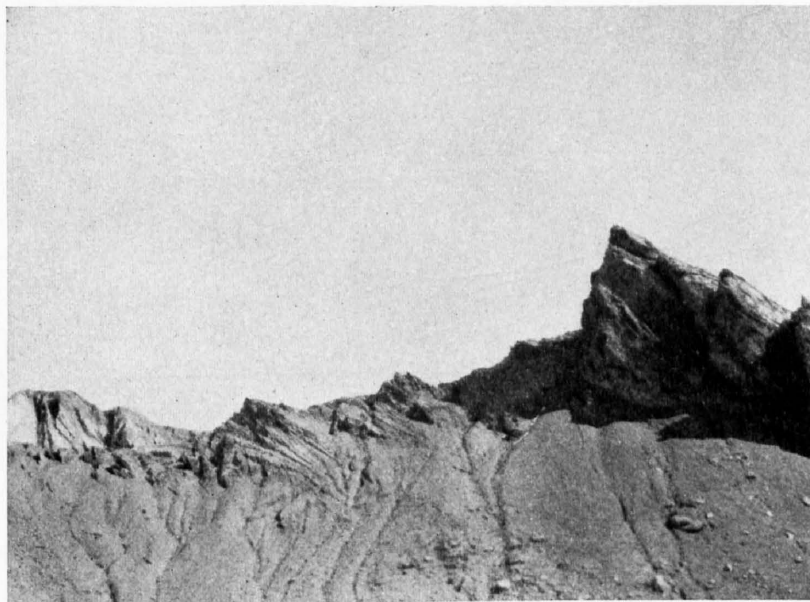


Fig. 20. Replis de l'arête Tita Neire-Pascheu (versant sud).

Ainsi, sur la distance qui sépare ces deux sommets, le cœur callovien de l'anticlinal a disparu en profondeur.

Il y a mieux encore. Par le fait de la montée axiale, les mêmes schistes calloviens vont laisser voir leur substratum, si nous marchons encore vers le S. C'est ainsi que, au delà du lac de la Forclaz, nous ne trouvons plus que du Dogger jusqu'au sommet de la Dent de Chamosenze. Avant d'en détailler tous les replis, étudions les couches qui l'encerclent.

Sur l'arête qui, du Haut de Cry rejoint le Grand Muveran, la Dent de Chamosenze est isolée, par deux cols, des sommités qui l'avoisinent. L'o-

riental, de 2500 mètres d'altitude environ, est désigné faussement sur la carte topographique (I, 74). Le nom de «Forclaz» doit être donné plutôt au col occidental coté 2561.

Sur l'un comme sur l'autre, on constate la présence des schistes callovo-oxfordiens, accompagnés localement d'oolithe ferrugineuse. A l'E, les couches plongent vers l'ESE et supportent les calcaires argoviens. Au col supérieur (2561), elles plongent dans la même direction, mais surmontent l'Argovien.

Depuis ce col, une petite arête monte vers la Dent de Chamosenze (voir p. 9 et fig. 2). On y voit les schistes, où s'intercalent trois bancs d'oolithe ferrugineuse, se redresser jusqu'à plaquer les calcaires bajociens verticaux.

Entre les deux passages, les schistes contournent régulièrement la Dent de Chamosenze. On les suit aisément sur le plateau de la Forclaz, près de son petit lac où nous avons récolté des Ammonites et sur la rive droite du glacier de la Forclaz. Ils se recourbent donc insensiblement pour épouser l'anticlinal que nous avons fait pressentir en étudiant les deux cols et dont nous verrons plus loin les charnières profondes. Mais les schistes subissent encore l'effet de la descente axiale: ils plongent périclinalement vers le Val Derbon. En bordure, l'Argovien accuse le mouvement.

Observons enfin la face sud de la Dent de Chamosenze (fig. 21). On peut se placer, pour cela, dans

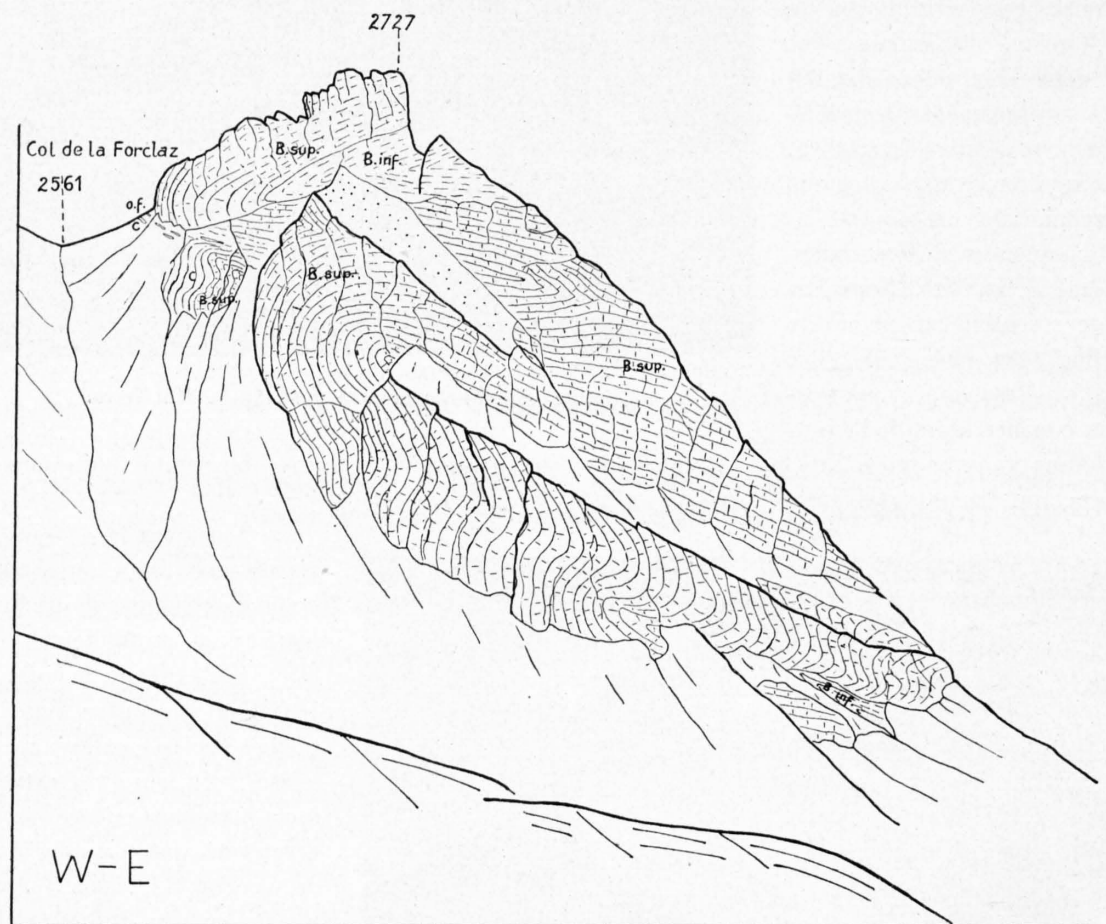


Fig. 21. La face sud de la Dent de Chamosenze (2727 m).

C. = Callovien.
B. sup. = Bajocien supérieur.

O. f. = Oolithe ferrugineuse.
B. inf. = Bajocien inférieur.

les pentes de la Pointe de Chemoz, au-dessus de Chamosenze. La Dent est presque entièrement construite en calcaires à silex, grossièrement lités, du Bajocien supérieur. Cependant, dans leur masse brune pénètrent deux anticlinaux aigus, formés des alternances calcaréo-schisteuses sombres du Bajocien inférieur.

Le pli le plus élevé passe sur la face sud de la montagne, une trentaine de mètres au-dessous du sommet, et se contourne brusquement près du col supérieur de la Forclaz. On croise ses couches presque horizontales, quelques mètres au-dessous du col inférieur, en remontant le torrent cartographié, depuis Chamosenze.

Le pli inférieur est situé beaucoup plus bas et plus à l'E. On observe sa double charnière juste au-dessus des éboulis de Champ Riond.

Autour d'eux, les calcaires à silex se contournent plus largement. La figure en indique l'apparence, mais leur fermeture synclinal doit être recherchée sur la rive gauche du torrent descendant du col inférieur.

Les schistes calloviens participent encore au mouvement. Depuis le col 2561, on les voit s'incurver sous l'anticlinal supérieur et se replier plusieurs fois avec les calcaires à silex. Nous y avons également reconnu des bancs d'oolithe ferrugineuse.

En conclusion, la Dent de Chamosenze représente le noyau complexe du grand anticlinal qui, par le Paschen et la Tête à Pierre Grept, va se faire sentir jusque vers Cheville.

CHAPITRE VI.

La nappe des Diablerets-Wildhorn dans la vallée de la Lizerne.

Au cours de mon travail, M. Lugeon m'a chargé de réviser la partie de sa carte géologique des Hautes Alpes calcaires, comprenant la rive gauche de la Lizerne ainsi que le petit vallon de la Lizerne de la Mare.

Le texte de Lugeon (I, 75, chap. III, p. 102, 103 et 134), son panorama (ibid. pl. XIII, fig. 1) et ses coupes (ibid. pl. XI et XII) mentionnent déjà quelques corrections à faire. Dans de nombreuses conversations, mon maître m'en a fait soupçonner d'autres. Enfin, le lever sur un agrandissement photographique au 1 : 25,000 m'a permis de dessiner des accidents tectoniques de si faible amplitude que l'échelle du 1 : 50,000 n'y suffisait pas.

* * *

C'est ainsi que, dans la partie inférieure de la vallée, au-dessus d'Ardon, j'ai pu indiquer un liseré continu de Callovien entre le Dogger et le Malm, au Tussoz et sur le Chemin Neuf. Je me suis appliqué aussi à dessiner les étirements du Dogger dans cette région.

Au Tussoz, vers 620 m. d'altitude, un petit repli de la base de la nappe fait apparaître une lentille de Malm au contact des schistes nummulitiques.

Au-dessus du Chemin Neuf, l'échelle de ma carte m'a permis de cartographier les deux replis de Malm que Lugeon signale dans son livre (I, 75, p. 134 et pl. XIII, fig. 1) sous le nom d'anticlinaux supérieur et inférieur de Fadvayerez.

* * *

Plus au N, dans les grands pâturages de Lodze et vers les Fontanelles, des corrections plus importantes s'imposent. La carte géologique des Hautes Alpes calcaires indique la présence d'une mince lame de Malm, qui se détache de l'arête, au S du petit sommet coté à 2149 m; interrompue localement, cette lame réapparaît plus au N en noyau anticlinal d'un repli dont les charnières sont bien visibles dans les schistes valanginiens. M. Lugeon m'avait marqué ses doutes quant à la détermination de cet étage et j'ai repris l'étude complète de ce territoire. Il en ressort que seule la bande rocheuse située sous le sommet 2149 est en Malm. Les autres affleurements calcaires, plus nombreux encore que ne l'indique la carte au 1 : 50,000, représentent des intercalations de calcaires à entroques dans l'importante série schisteuse valanginienne. Celle-ci se plisse sur elle-même en plusieurs endroits, entraînant dans son mouvement les calcaires; en plus de la charnière anticlinale dessinée sur le mot «Lodze», j'en ai repérée une synclinal très nette sous le Sex Riond. Au-dessus d'elle, les calcaires valanginiens se replissent encore et l'on peut suivre leur mince escarpement jusque sur l'arête, au S du sommet 2030.

Nous sommes là dans le vaste synclinal de raccord de la nappe des Diablerets avec la nappe du Wildhorn. Cette dernière unité tectonique a dû entraîner, dans son mouvement en avant, les terrains sous-jacents en les étirant localement et en les plissant.

Au-dessous de ces accidents, la carte de Lugeon figure une bande hauterivienne allongée qui représente, elle aussi, le raccord des deux nappes helvétiques. Mes recherches m'ont amené à en compliquer

l'apparence et à la raccourcir; une superbe charnière synclinale y est visible nettement, juste à l'W du sommet du Mont Gond, surmontant un anticlinal aigu de schistes valanginiens; 200 mètres plus au S, un double repli, de moindre importance, affecte l'Hauterivien seul.

Cet Hauterivien est donc enveloppé des couches schisteuses du Valanginien. Dans celles qui le supportent, nous retrouvons les calcaires à entroques qui s'égrènent en lambeaux. On les suit aisément de l'œil vers le S, jusqu'au-dessous du Sex Riond; le sentier des Fontanelles à Tsanperron les traverse; sous le chalet de l'Euden, ils se replient avec les schistes. On sait enfin que, au N, vers Scindon, ils supportent directement l'Hauterivien roux.

Aux complications tectoniques de cette région de Lodze s'ajoute donc l'inconstance des faciès du Valanginien, où les schistes très étendus baignent des îlots calcaires de grandeur variée.

* * *

Dans le vallon de la Lizerne de la Mare ou haute Lizerne, la carte de *Lugeon* doit également être modifiée. Tout d'abord, les affleurements marqués en Flysch au-dessous du point 1724 (sur Montbas) et le long du chemin conduisant de Montbas au fond du vallon sont en réalité du Dogger, probablement bajocien; c'est la base de la nappe des Diablerets.

Cette base se complique de deux replis anticlinaux dont le Dogger forme le cœur, séparés par un synclinal de Malm. Pour les voir, il faut suivre le chemin non cartographié qui, des chalets de la Luy, rejoint presque horizontalement la Lizerne de la Mare, au pied du sentier du «Petau au Bois» (porteur de bois). En quittant l'étendue morainique de la Luy, on traverse, avec ce chemin, un torrent cartographié descendant vers la Lizerne. Ce torrent nous montre la coupe suivante, de bas en haut (fig. 22):

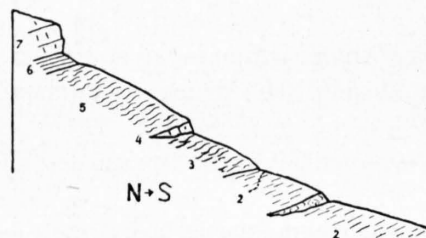


Fig. 22.

Coupe longitudinale du torrent de la Luy.

Voir légende dans le texte.

1° Cornieule, dans la Lizerne. C'est le Trias des écaïles pré-alpines;

2° Flysch; schistes et grès micacés avec petits bancs calcaires en lentilles. Dans leur masse, la cornieule pousse un petit repli anticlinal que je n'ai pu indiquer sur ma carte.

Ces deux étages appartiennent aux Préalpes internes;

3° schistes mordorés, micacés et de surface noduleuse. C'est le Dogger de base de la nappe des Diablerets;

4° Malm en un escarpement discontinu, clair, de 1 m. de puissance environ;

5° schistes du Dogger comme en 3;

6° schistes marneux, jaunâtres, ferrugineux: Callovo-Oxfordien;

7° Malm: calcaires lités.

Passé ce torrent, le sentier traverse un éboulis de gros blocs, escalade le Callovien (6), puis court sur le Malm (7).

Ce Malm est recouvert d'éboulis formant terrasse. Sous eux, dans le lit d'un torrent descendant de Fenage, on retrouve des schistes calloviens. Plus à l'E encore, le sentier rejoint la Lizerne au pied d'un nouvel escarpement de Malm.

Ces deux barres de Malm se rejoignent vers l'W; j'ai pu m'en assurer en parcourant les pentes au-dessus du glacier de la Luy. L'anticlinal callovien qui les sépare doit donc se fermer dans les éboulis que nous avons traversés.

Ce repli supérieur possède un cœur de Dogger; on s'en assure en étudiant la rive gauche de la Lizerne de la Mare. Là, nous savons, par la carte de *Lugeon*, qu'un mince liseré callovien borde le bas de la grande paroi jurassique qui porte le pâturage valanginien de Scindon. Ce Callovien traverserait la rivière au point où nous l'avons rejointe, en suivant le versant opposé; il est malheureusement caché sous les éboulis tombés de la paroi supérieure de Malm. Au-dessous, le chemin qui monte vers Montbas passe dans le Dogger, partiellement aussi recouvert d'éboulis. On retrouve ce Dogger dans le talweg de la Lizerne, où l'on peut constater son repos sur une deuxième bande de schistes calloviens. C'est le cœur de l'anticlinal supérieur.

Descendons maintenant la Lizerne depuis le départ du sentier du «Petau au Bois». Après les éboulis, qui nous cachent le Callovien, nous retrouvons donc le Dogger, puis la deuxième barre callovienne. Celle-ci est dans la suite directe du n° 6 de la coupe du torrent que nous avons étudié plus haut. Elle repose donc sur le Dogger, dans lequel un synclinal de Malm lenticulaire s'insinue (n° 4 de la coupe du torrent).

Les coupes II et III, pl. 2, montrent l'étendue de ces phénomènes.

CHAPITRE VII.

Les territoires préalpins de Cheville, de la Combaz et de Montbas.

On sait, par les études de *Lugeon* (I, 65), qu'un coussinet préalpin s'insinue, dans la région supérieure de la Lizerne, entre les nappes de Moreles et des Diablerets (voir aussi I, 75, pl. XII, coupe 23). L'auteur que nous citons l'a rattaché aux nappes des Préalpes internes («Zone des cols»), qui forment ici un vrai pli en retour, encapuchonnant le front de la nappe des Diablerets.

Comme dans la «zone des cols», les Préalpes internes sont, dans notre territoire, sectionnées en écailles reposant les unes sur les autres, du SW vers le NE. Les étages qui les représentent sont fréquemment laminés ou réduits à zéro. Toutefois, leur distribution permet de distinguer ici deux régions que nous étudierons séparément: à l'W, les écailles du Pas de Cheville; à l'E, la zone du Trias et du Flysch de la Combaz, de Godé et de Montbas.

§ 1. Les écailles du Pas de Cheville.

C'est la région décrite par *Renevier* (I, 38) sous le nom de «Néocomien à Céphalopodes» et indiquée sur sa carte comme telle (I, 22). Cette appellation se justifiait par la présence d'Ammonites crétaciques trouvées près du col de Cheville (au S du point 2040). L'auteur de la Monographie des Hautes Alpes vaudoises y avait cependant pressenti lui-même la présence du Malm (I, 35).

En réalité, nous avons là trois écailles tectoniques superposées, que nous avons désignées (I, 79); écaille de Filasse, écaille du Pas de Cheville et écaille de Cheville.

* * *

L'écaille de Filasse est la plus occidentale; c'est aussi la plus basse. Son Malm, qui semble reposer ici directement sur le Flysch de la nappe de Morcles, est très développé. C'est lui qui constitue les hauteurs de Filasse, en dehors de notre territoire. Au fond du vallon de Cheville, le long de la frontière des cantons, il forme une paroi grise que l'on peut suivre jusque vers le point 1985.

Là, sur la rive gauche d'un torrent, affleure l'Hauterivien, que traverse un petit sentier non cartographié. Au-dessus, donc vers le NE, viennent les schistes valanginiens, puis un nouvel affleurement d'Hauterivien replié avec le Barrémien qui le surmonte. Le Flysch, que l'on peut toucher dans un petit couloir, achève, en discordance, la série.

Nous ne voyons donc, dans notre territoire, qu'une petite partie de l'écaille de Filasse, limitée au SE par des éboulis et au NW par la grande épaisseur des moraines du Pas de Cheville. Cette partie nous montre cependant une série crétacique repliée, supportée par un Malm étendu et surmontée, en discordance, par le Flysch. Il est très possible qu'on en retrouve des témoins dans les pâturages des Hauts Cropts.

* * *

L'écaille du Pas de Cheville repose directement sur le Flysch de l'écaille de Filasse. A sa base, le Malm, extrêmement replié et faillé, forme la haute paroi dominant, au N, le vallon de Cheville. La figure 23 montre comment les couches inférieures, litées, se plissent plus violemment et indé-

pendamment des calcaires en gros bancs qui les surmontent. Ce sont les couches kimméridgiennes supportant probablement le Portlandien.

Au-dessus, les trois termes du Crétacique inférieur ont l'allure la plus tranquille et la plus régu-

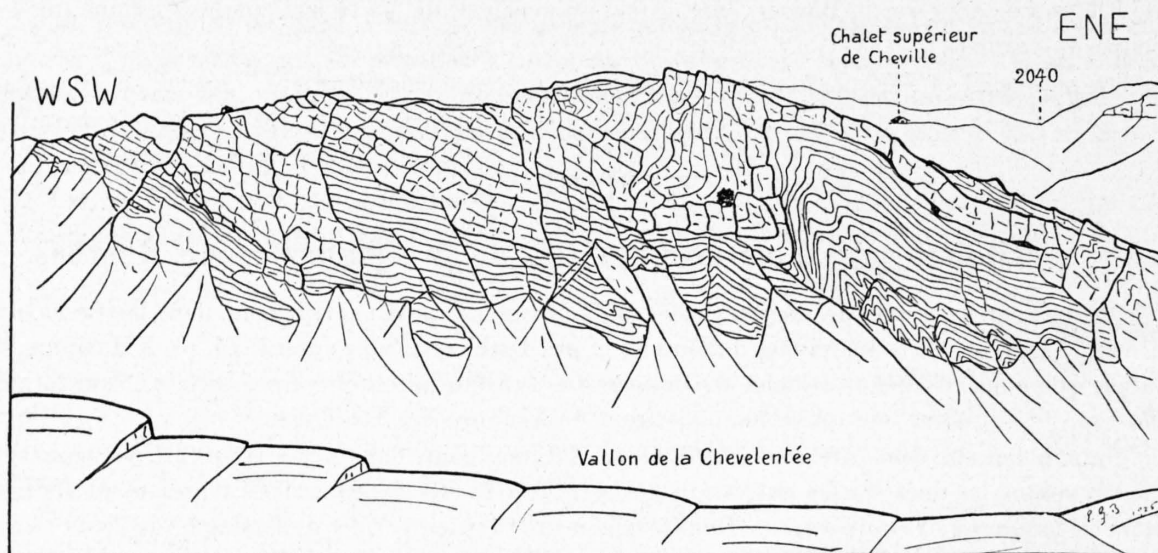


Fig. 23. Les replis du Malm de l'écaille du Pas de Cheville.

lière. C'est d'abord le Valanginien, que le sentier en lacets atteint sur la rive droite du torrent cartographié au N des chalets de Cheville (fig. 24). Puis, l'Hauterivien qui forme un escarpement brunâtre

près du torrent, pour s'aplanir vers l'W. Le sentier le traverse et passe plus haut dans les couches tendres du Barrémien, sur lesquelles se trouve le chalet cartographié.

Interrompus par le glaciaire, ces étages se retrouvent, dans leur ordre de succession normale, au sommet du Pas de Cheville, tout près du point 2049.

L'écaille entière est coupée en biseau par le Flysch, très tourmenté et dont les couches tendres déterminent le couloir où zigzague le sentier du col. Depuis ce couloir, on suit aisément ses schistes, entremêlés de grès et de lames calcaires, au-dessus des chalets de Cheville et, plus à l'E encore, à la base d'un large affleurement qui porte le point 1721. L'écaille du Pas de Cheville, dont seuls le Malm et le Flysch sont bien développés, est ainsi remarquable par ses discordances et ses disharmonies de plissement. Elle repose donc, sans flanc ren-

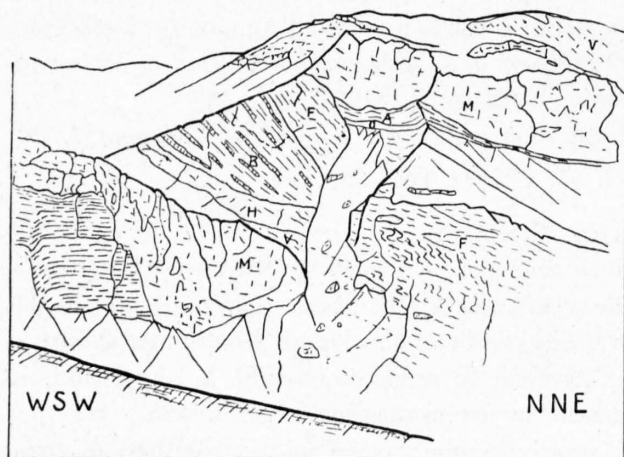


Fig. 24. Couloir du Pas de Cheville.

F. = Flysch. B. = Barrémien. H. = Hauterivien.
V. = Valanginien. M. = Malm. A. = Argovien. O. = Oxfordien.

versible, directement sur l'écaille inférieure.

* * *

Il en est de même de la troisième écaille. Dans le haut du couloir de Cheville (où zigzague le sentier), dominant immédiatement le Flysch ou l'éboulis (voir fig. 24), un mince liseré de schistes marneux sombres marque le pied d'une paroi claire. C'est l'Oxfordien de base de l'écaille de Cheville. A l'W, il s'écroule dans le couloir même, tandis que 500 mètres plus à l'E, il se lamine complètement entre l'Argovien qui le surmonte et le Flysch de l'écaille sous-jacente. Son épaisseur oscille faiblement autour de 4 m.

Au-dessus, l'Argovien est plus développé. Mais, sous le Malm qui l'écrase, on le voit s'amincir aussi vers l'E, puis disparaître presque en même temps que l'Oxfordien; disparition partielle, car, quelques mètres plus loin, il forme une mince lentille avant d'être recouvert par l'éboulement.

Le Malm constitue presque à lui seul la paroi claire dont nous avons parlé. C'est lui qui domine aussi les pentes d'éboulis descendant vers le chalet placé sur le Barrémien (voir p. 54). Les calcaires lités de sa partie inférieure représentent probablement le Séquanien. Vers l'E, on peut le suivre sur le rebord occidental d'un grand couloir cartographié en fer à cheval. Là, il s'étire rapidement pour être réduit à zéro au même niveau que le Callovien. Au bas de ce couloir, le Crétacique repose ainsi, pendant quelques mètres, directement sur le Flysch de l'écaïlle du Pas de Cheville.

Plus à l'E encore apparaît la lentille d'Argovien, puis l'écaïlle entière est cachée par l'éboulement. Nous la retrouvons, 150 mètres plus loin, dans un affleurement allongé, sous le point 1721. Là, en discordance sur le Flysch de l'écaïlle du Pas de Cheville, Oxfordien, Argovien et Malm ont repris leur ampleur.

Examinons maintenant les étages supérieurs et, pour cela, revenons au couloir en fer à cheval. Le fond est occupé par le Valanginien. Le bord droit est donc formé par le Malm, tandis que la rive gauche, en paroi, montre un Hauterivien lenticulaire surmonté de Barrémien. Cet Hauterivien monte ainsi vers un signal topographique (non cartographié), au sommet du couloir et de là, avec le Valanginien et le Barrémien qui l'accompagnent, tourne vers le N et disparaît sous l'éboulement des Diablerets. Cependant, la série néocomienne se replie. Vers le bas du couloir, une lentille valanginienne marque un petit anticlinal, dans lequel l'Hauterivien se lamine (fig. 25); plus haut, quatre lambeaux hauteriviens isolés dans l'éboulement, et dont un seul touche au Barrémien, sont les derniers témoins des mouvements qui ont dû affecter encore cette écaïlle.

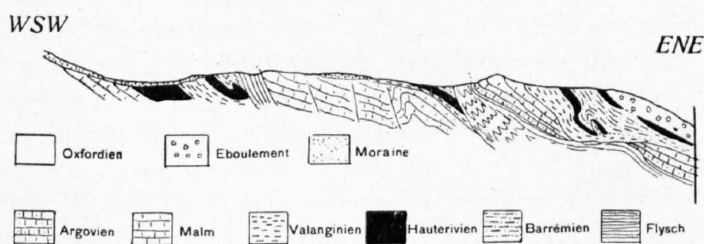


Fig. 25. Coupe des écaïlles du Pas de Cheville.

Enfin, il faut probablement rapporter aussi à cette unité une série de cinq affleurements de Flysch, sortant de l'éboulement, dans le ravin des Prinzes.

Nous constatons ainsi, dans l'écaïlle de Cheville, la même indépendance de plissement entre les étages jurassiques et crétaciques que celle que nous avons notée dans l'écaïlle précédente.

§ 2. La zone du Trias et du Flysch de la Combaz, de Godé et de Montbas.

Nous avons maintenant affaire avec une autre unité tectonique, composée seulement de cornieules et de gypses triasiques et des couches complexes du Flysch. Confondant ce dernier avec le Dogger, *Renévier* voyait là le noyau d'un grand anticlinal couché; c'est en l'étudiant de plus près que *Lugeon* l'a rattaché aux nappes des Préalpes internes (I, 65).

C'est donc une nouvelle écaïlle, supérieure aux trois que nous venons de décrire. Nous la suivrons depuis les pentes de la Combaz par Godé, la Lizerne de la Mare et Montbas jusque dans le talweg de la Lizerne, en aval de Besson.

* * *

En observant, de Vérouet ou de Montbas, les pentes de la «montagne de Vozé», soit l'ensemble des pâturages compris entre le Pessoz et le torrent des Prinzes, le regard est attiré par de remarquables pyramides de gypse au-dessus du hameau de la Tour. On s'aperçoit sans peine que cette zone gypseuse se continue vers l'W. Parmi les chalets de la Combaz, nous en reconnaissons les affleurements blancs, et plus loin, près d'un refuge isolé que la carte indique trop bas (à 1590 m), nous décelons, grâce à leur teinte jaunâtre, des blocs de cornieule.

Or, cette zone se laisse suivre plus à l'W encore. Pour s'en assurer, il faut remonter depuis l'éboulement des Diablerets (Liappey de Cheville) un petit torrent sec, indiqué vaguement sur la carte topo-

graphique à l'W du «1» de «la Combaz». Avec lui, nous traversons d'abord une grande épaisseur de Flysch, surtout calcaire à la base et gréseux vers le sommet. A 1720 m. d'altitude environ, on croise la cornieule, sur quoi repose une nouvelle bande de Flysch. Celui-ci est visible dans la déchirure formée dans le bassin d'alimentation du torrent.

Si nous montons de là vers le NW, nous atteignons, environ 300 m. plus loin, le haut d'un double couloir d'éboulis encadrant un ovale herbeux allongé verticalement. L'étude de cet ovale est intéressante: elle nous montre, intercalés dans un complexe de Flysch, deux bancs de Trias. Le plus bas, situé vers 1825 m. d'altitude, est surtout composé de gypse reposant sur une mince bande de cornieule. Il est nettement dans la suite du Trias rencontré dans le torrent sec que nous venons de suivre. Le Trias supérieur, formé uniquement de cornieule très écrasée, en lentilles de quelques décimètres d'épaisseur, disparaît sitôt à l'E du couloir, sous la grande masse éboulée qui constitue le sommet de la montagne de Vozé. Quant au Flysch, de gréseux qu'il est vers le bas, il passe peu à peu à un faciès calcaire, puis, dans le haut, au faciès «Wildflysch», avec cailloux de micaschistes. Le tout est coupé net à l'W par les éboulis des Diablerets.

Dirigeons-nous maintenant vers l'E. Nous marchons sur la masse éboulée que borde le Flysch. Sous nos pieds doit passer la bande supérieure de Trias, car nous retrouvons la cornieule, vers 1800 m. d'altitude, dans une petite éraflure du sol, directement au S du point 1836. En poursuivant horizontalement notre course, nous arrivons près d'un grand abreuvoir à bestiaux; le sol mamelonné est jonché de petites dolines; quelques mètres au-dessus affleure le gypse: c'est la continuation de notre bande supérieure de Trias, qui sera de nouveau recouverte, plus au NE, par l'éboulement.

Ainsi, ce que nous pouvons voir à Vozé nous montre la présence de deux bandes triasiques superposées qui traversent la montagne en écharpe. Entre elles deux, comme au-dessous, le Flysch s'étale largement. Son faciès varie sans ordre apparent des calcaires clairs, aux schistes micacés et aux gros bancs de grès. Nous y avons trouvé à la base, près du chemin qui mène à la Tour, un bel échantillon de grès à pistes.

Notons encore la présence, au pied des pyramides de la Tour, d'une petite lentille de calcaires nummulitiques. Longue de 15 à 20 m. sur 3 à 5 m. d'épaisseur, remplie par places de Lithothamnies et d'Orthophragmines, cette lentille fait nettement partie d'un ensemble de Flysch préalpin pincé entre le Trias et les terrains recouverts par la moraine qui s'étend vers le S. On la voit facilement à quelques mètres au-dessus du chemin cartographié.

* * *

Traversons le Pessoz, dont le bassin est presque entièrement comblé d'éboulis et de moraine. Nous retrouverons le Trias dans le bas du torrent cartographié à l'W de la Luy. L'affleurement — uniquement de cornieule — s'allonge dans le talweg entre le sentier cartographié et 1460 m. d'altitude. Plus haut, mais toujours dans le talweg, apparaît le Flysch.

C'est également la cornieule, toujours surmontée par le Flysch, que nous rencontrons dans la Lizerne de la Mare (voir p. 52). Entre deux, sa trace est jalonnée, sous le glacier de la Luy, par une doline.

Ce Trias est encore supporté par du Flysch; on le voit particulièrement bien dans le bas d'un torrent descendant de Scindon (du point 1926). Ce Flysch, presque entièrement calcaire, épouse, vers Godé, la charnière nummulitique de l'anticlinal de Vérouet-Montbas (voir p. 45).

Nous le voyons encore, au delà de l'éboulement des Diablerets, au SE du lac de Derborence. Appuyé au bas des pentes de Vérouet, il occupe le cœur du synclinal de Derbon. Le faciès Wildflysch, à cailloux cristallins, y est développé.

* * *

Enfin, le Trias est connu depuis longtemps au-dessus de Montbas, où le gypse apparaît près du point coté 1724. Nous avons toutes raisons de penser, sans en avoir la preuve évidente, qu'il se relie directement avec celui de la Lizerne de la Mare.

Aux chalets 1628, c'est la cornieule qui affleure. Nous la suivons vers le S, dans le torrent de Courtenaz dont elle constitue la rive gauche, en repos direct sur le Nummulitique de l'anticlinal de Besson (voir p. 41). Mais là, elle s'amincit considérablement. Sur elle, une grande épaisseur de Flysch calcaire soutient la base de la nappe des Diablerets. Une petite lentille de cornieule y apparaît encore, non loin du torrent.

Plus au S encore, Trias et Flysch ne sont plus jalonnés que par trois affleurements dont le dernier, situé presque dans la Lizerne, ne montre que de la cornieule. D'importants éboulis les séparent.

Ainsi pénètrent les nappes des Préalpes internes jusque dans le synclinal de Tête à Jean, à 350 mètres au S de la fermeture valanginienne du pli de Tsanperron.

CHAPITRE VIII.

Résumé et conclusions.

La nappe de Morcles occupe la plus grande partie de notre territoire. Des sommets du Haut de Cry et du Monta Cavoère, elle s'abaisse, suivant l'axe de ses plis, vers la Lizerne. Mais cette descente axiale, dont l'étude de chaque pli fait la preuve, n'est pas partout la même: très rapide au-dessus d'Ardon, elle diminue sensiblement à mesure qu'on se rapproche du front de la nappe. On passe ainsi d'une chute de 100 % à une pente de 25 % à peine. Cette «carapace» de la nappe de Morcles est donc largement gauchie.

Elle est aussi affectée de replis de valeur très inégale, mais qui, d'une manière générale, s'amplifient du SE vers le NW. Grâce à la paroi formidable du versant sud du Haut de Cry, nous avons pu les détailler dans notre deuxième chapitre. La planche I, fig. 1, en montre l'apparence.

Voici d'abord, le plus au S, l'anticlinal d'Izigière (chapitre III, § 2, 3, 4). C'est aussi le plus trapu; sa charnière est à peine visible dans la paroi dominant Chamoson. Mais, si on l'étudie dans la vallée de la Lizerne, on voit qu'il se dédouble; sa digitation inférieure s'avance plus loin que l'autre, jusque sur le Chemin Neuf, près de la Chapelle St-Bernard. Quant aux terrains, ils sont très écrasés et transformés par la poussée de la nappe des Diablerets qui vient sur eux. C'est le caractère de la zone des racines.

Au-dessous de ces accidents, l'«anticlinal du noyau vert» (chapitre III, § 5 et 6) n'est qu'un repli du fond du synclinal suivant (synclinal de la Tinaz). Les schistes verts du Sidérolitique en forment le noyau et lui ont valu son nom. Mais nous ne les voyons que dans les gorges de la Lizerne, c'est un repli local que la montée axiale fait disparaître vers le SW.

L'anticlinal suivant est bien plus développé (chapitre IV, § 1). Coupé par l'érosion presque parallèlement à son axe, il étale largement sa surface crétacique sur la rive droite de la Lizerne, tandis qu'en face, vers Tsanperron, ses charnières s'étirent, très aiguës. Son noyau jurassique qui, depuis la Tête Versan passe sous la montagne du Tzevau, réapparaît en boutonnière dans le cours même de la Lizerne. C'est l'anticlinal de la Tête Versan-Tsanperron.

Le synclinal qui lui fait suite — synclinal du Haut de Cry-Tête à Jean — (chapitre IV, § 2) mérite notre attention. Par le fait de la montée axiale, son cœur s'évide de ses couches tertiaires au SW d'une petite arête descendant du Pey Rond («le Cœur»).

Plus au NW vient l'anticlinal de la Grande Tête-Besson (chapitre IV, § 3). C'est un pli beaucoup plus droit que les précédents; une double faille sous le Monta Cavoère en décale les étages valanginiens.

Le synclinal du Monta Cavoère (chapitre V, § 1) est dédoublé dans les hauteurs. Le fait est bien apparent dans la paroi sud du Haut de Cry (anticlinal et synclinal de «la Gure»). Son noyau nummulitique, qui ne forme qu'un lambeau vers le Monta Cavoère réapparaît, bien développé, dans la colline de Montbas.

L'anticlinal suivant est un pli presque droit (chapitre V, § 2). On le suit sans peine depuis le Zériet, par Vérouet jusqu'à Montbas, où une grande faille en brise la voûte. Sa descente axiale est en moyenne de 30 %.

Enfin, l'anticlinal de la Dent de Chamosenze-Pascheu-Tête à Pierre Grept (chapitre V, § 4) vient compléter les plissements de notre carapace. Sa charnière argovienne est bien visible sous ce dernier sommet, tandis que des replis complexes affectent son Dogger dans la face sud de la Dent de Chamosenze.

* * *

La carapace entière s'abaisse, nous l'avons dit, vers la Lizerne. Elle disparaît ainsi sous la nappe des Diablerets-Wildhorn. Mais elle en reste, dès le début, parfaitement indépendante; une zone de terrains tertiaires sépare toujours les deux unités. Sur ces terrains, le repos du Jurassique de la nappe supérieure est brutal et provoque souvent, comme dans les environs d'Ardon, des étirements et la profonde altération des roches.

La nappe des Diablerets-Wildhorn a, dans notre territoire, un aspect relativement tranquille (chapitre VI). Les deux anticlinaux couchés de Fadvayerez (voir *M. Lugeon* I, 75, p. 134) et les replis du vallon de la Lizerne de la Mare en affectent la base, tandis que, dans les pâturages de Lodze, sous le Mont Gond, le synclinal de raccord se complique d'accidents tectoniques jalonnés par des bancs de calcaires à entroques.

* * *

Un coussinet préalpin sépare enfin la nappe de Morcles, dans sa région frontale, de la nappe des Diablerets. *Lugeon* (I, 46^{bis} et ^{ter}) l'a rattaché aux Préalpes internes.

Dans notre territoire (chapitre VII), nous avons pu diviser en deux masses principales cette région préalpine:

1° A l'W, ce sont les trois écailles jurassiques et crétacées du Pas de Cheville, accompagnées de Flysch.

Elles appartiennent à la nappe du Mont Bonvin.

2° A l'E, et reposant sur les premières, c'est la zone du Trias et du Flysch de la Combaz, de Godé et de Montbas.

Celle-ci, composée essentiellement de cornicule, de gypse et de Tertiaire au faciès Wildflysch, est un repli de la nappe du Laubhorn; elle peut être suivie jusque dans la Lizerne, en aval de Besson. Ecrasée sous la poussée de la nappe des Diablerets, elle épouse, jusque dans ses synclinaux, la carapace de la nappe de Morcles, à Derborence et à Godé.



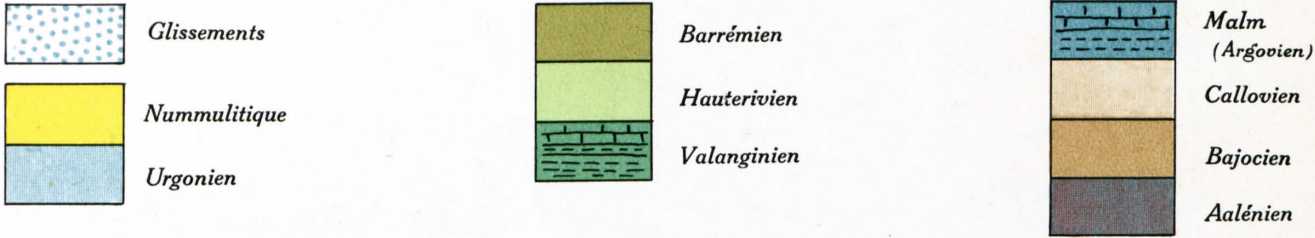


Fig. 1. La grande paroi du versant sud
du Haut de Cry

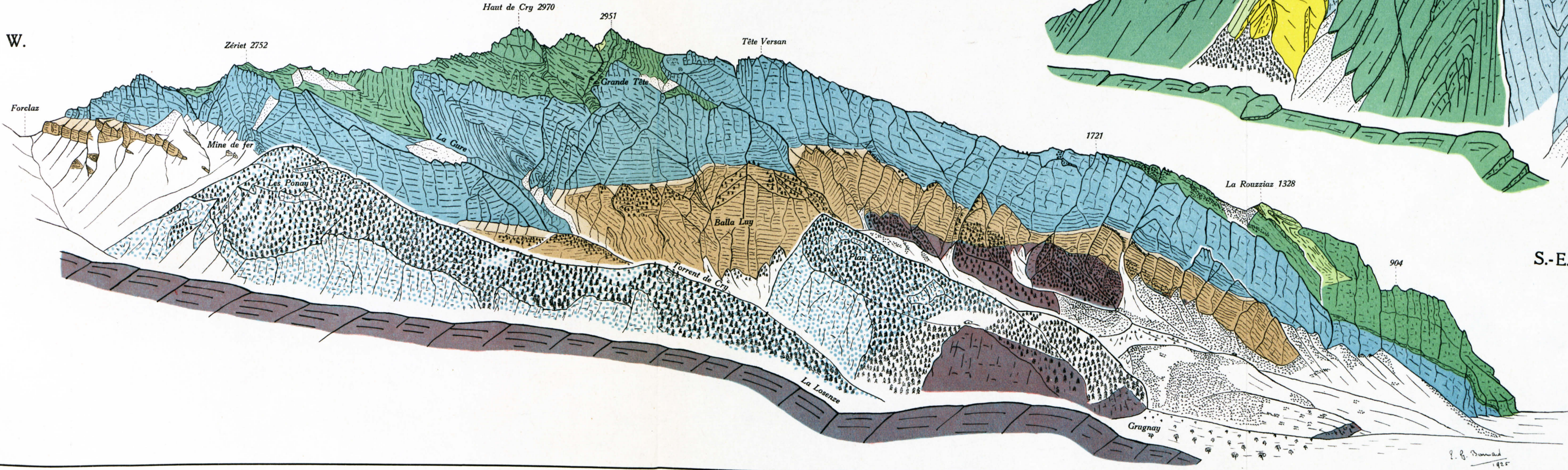
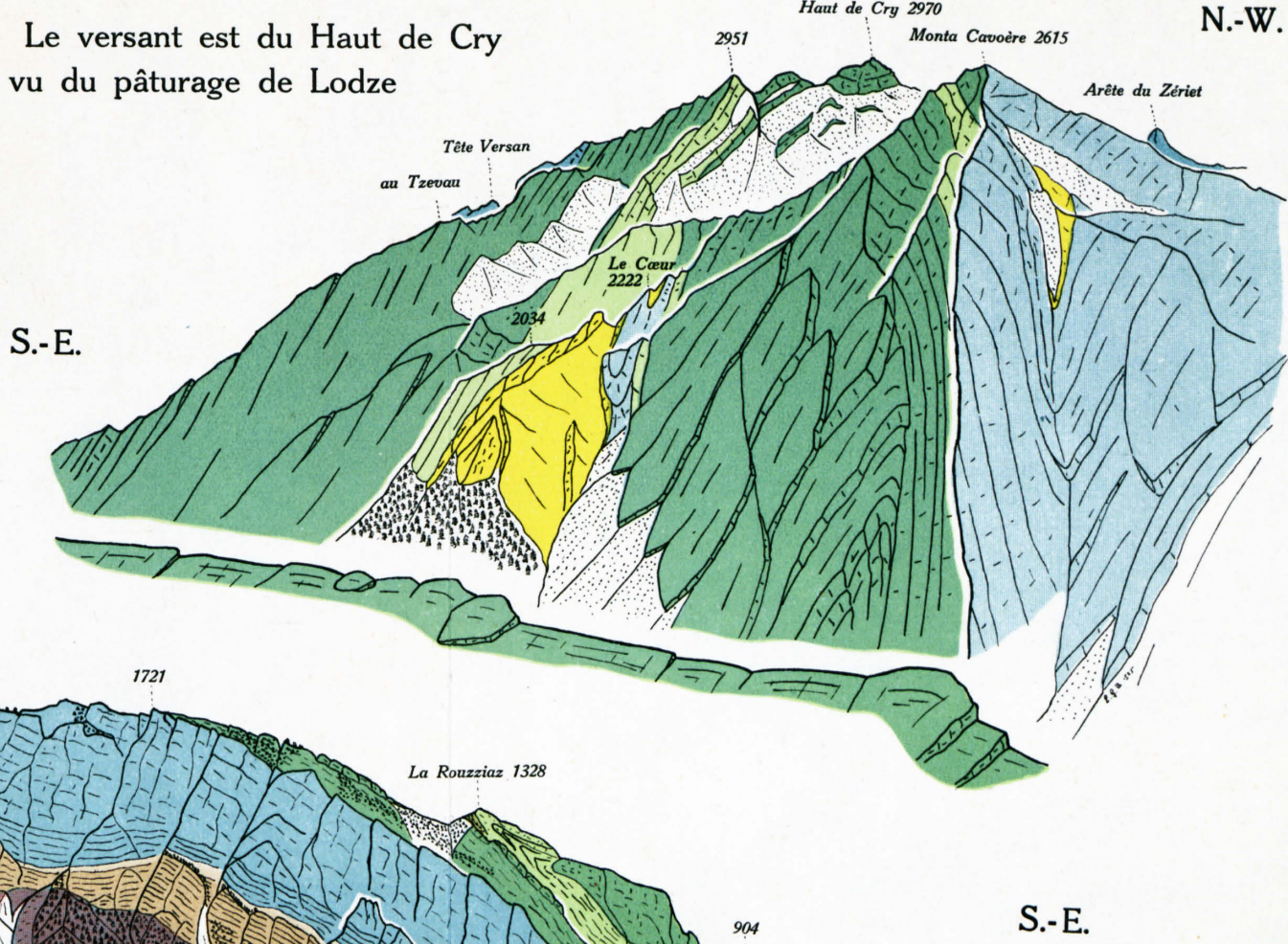


Fig. 2. Le versant est du Haut de Cry
vu du pâturage de Lodze



P. B. Bonnard
1925

