

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 8 (1903-1905)  
**Heft:** 3

**Rubrik:** Revue géologique suisse pour l'année 1903

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 14.01.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

# ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

---

## Revue géologique suisse pour l'année 1903.

N° XXXIV

par CH. SARASIN.

---

### LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

#### a) MINÉRALOGIE.

1. E. ARTINI. Osservazioni sopra alcuni minerali del granito di Baveno. *Rendiconti R. Accad. dei Lincei Cl. scienza fis. mat. e nat.* 11, p. 362-367. (Voir p. 234.)
2. H. BAUMHAUER. Beitrag zur Kenntniss des Hyalophan. *Zeitschr. f. Kryst. u. Min.*, T. XXXVII, p. 603-608, 1903. (V. p. 233.)
3. H. BAUMHAUER. Ueber Flächenentwicklung und Krystallstruktur des rhombischen Schwefels und des Anatas. *Centralbl. f. Min. Geol. u. Pal.*, 1903, p. 664-676. (V. p. 235.)
4. L. BRUGNATELLI. Ueber Artinit, ein neues Mineral der Asbestgruben von Val Lanterna (Veltlin). *Centralbl. f. Min. Geol. u. Pal.*, 1903, p. 144. (V. p. 234.)
5. F. GONNARD. Sur une face  $P_1$  observée sur un cristal de quartz du Valais par M. Termier. *Bull. Soc. française de minér.*, t. XXV, p. 61-62. (V. p. 237.)
6. F. GONNARD. Notes cristallographiques sur le quartz. *Bull. Soc. française de minér.*, t. XXV, p. 90-102. (V. p. 237.)
7. FR. HINDEN. Neue Reactionen zur Unterscheidung von Calcit und Dolomit. *Verh. der naturf. Ges. Basel*, T. XV, H. 2, p. 201-205. (V. p. 237.)
8. G.-B. HOGENRAAD. On an Eisenrose of the Saint-Gothard. *Kon. Akad. van Wetensch. te Amsterdam*, 28 mai 1903, p. 603-608. (V. p. 233.)
9. W.-J. LEWIS. Notes on minerals from the neighbourhood of Binn. *Min. Mag.*, XIII, N° 61, p. 291-293. (V. p. 233.)
10. C. SCHMIDT. Die Erzbergwercke im Wallis. *Zeitschr. f. prakt. Geol.*, 1903, mai (3 pages). (V. p. 238.)
11. R.-H. SOLLY. Bleisulfarsenite aus dem Binnenthal Theil III : Baumhauerit und Dufrenoyisit. *Zeitschr. f. Kryst. u. Min.*, B. XXXVII, p. 321-344, 1903. (V. p. 230.)
12. R.-H. SOLLY. Minerals from the Binnenthal. *Min. Soc. of London*, 17 nov. 1903. (V. p. 232.)



## b) PÉTROGRAPHIE.

13. A. BALTZER. Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. *N. Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. Beilageb.*, XVI, p. 292-324. (V. p. 239.)

14. O. HECKER. Petrographische Untersuchung der Gabbrogesteine des oberen Veltlin. *N. Jahrb. f. Min. geol. u. Pal. Beilageb.*, XVII, p. 313-352. (V. p. 251.)

15. L. HEZNER. Beitrag zur Kenntniss der Eclogite und Amphibolite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Cetzthales. *Tschermack's min. u. petr. Mittheil.*, N. F. B. XXII, p. 437-471 et 505-580. (V. p. 253.)

16. M. KÆCH. Porphyrg Gebiet zwischen Lago Maggiore und Valsesia. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 47-164. (V. p. 248.)

17. L. LOUP. Sur des roches erratiques des environs de Geneve. *Thèse présentée à la Fac. des sciences de Genève*, 1903. (V. p. 254.)

18. H. PREISWERK. Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündner Schiefer zwischen Visp und Brieg. *Verh. der naturf. Ges. Basel*, B. XV, H. 2, p. 293-316. (V. p. 242.)

19. G. RÜETSCHI. Zur Kenntniss des Rofnagesteines, ein Beitrag zur Gesteinsmetamorphose. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 5-45. (V. p. 248.)

## c) GÉOPHYSIQUE.

20. R. BILLWILLER. Bericht der Erdbeben Kommission für das Jahr 1902-1903. *Actes de la Soc. helv. des sc. nat.*, 1903, p. 167-168.

21. T.-G. BONNEY. Alpine Valleys in relation to glaciers. *Quarterly Journal Geol. Soc. London.*, LVIII, p. 690-703. (V. p. 263.)

22. E. BRÜCKNER. Bericht der Fluss-Kommission für das Jahr 1902-1903. *Actes de la Soc. helv. des sc. nat.*, 1903, p. 172-173.

23. J. BRUNHES. Marmites fluviales et tourbillons. *Le Globe (Soc. de géographie de Genève)*, t. XLII. *Bull.*, p. 85-93. (V. p. 262.)

24. S. FINSTERWALDER et E. MURET. Les variations périodiques des glaciers, huitième rapport, 1902, rédigé au nom de la commission internationale des glaciers. *Archives Genève*, t. XV, p. 661-677 et t. XVI, p. 86-104. (V. p. 267.)

25. F.-A. FOREL. Sur les poussières éoliennes tombées en Suisse le 22 février 1903. *C. R. Soc. vaud. des sc. nat.*, *Archives Genève*, t. XV, p. 682 et t. XVI, p. 238. (V. p. 265.)

26. F.-A. FOREL. Les glaciers vont-ils disparaître? *C. R. Soc. vaud. des sc. nat.*, *Archives Genève*, t. XV, p. 570. (V. p. 266.)

27. F.-A. FOREL. Recherches sur la transparence des eaux du Léman. *Verh. der naturf. Gesel. Basel*, T. XVI, p. 229-240. (V. p. 263.)

28. F.-A. FOREL. Cendres volcaniques. *C. R. Soc. vaud. des sc. nat.*, *Archives Genève*, t. XVI, p. 240. (V. p. 268.)

29. F.-A. FOREL, M. LUGEON et E. MURET. Les variations périodiques des glaciers des Alpes. *An. du S. A. C.*, trente-huitième année, p. 299-326. (V. p. 264.)

30. HAGENBACH-BISCHOFF. Bericht der Gletscher-Kommission für das Jahr 1902-1903. *Actes de la Soc. helv. des sc. nat.*, 1903, p. 174-179.

31. A. HEIM. Einige Beobachtungen betreffend die Wünschelrute. *Vierteljahrsschrift der nat. Gesel. Zurich*, T. XLVIII, p. 287-306. (V. p. 257.)
32. J. JEGERLEHNER. Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. *Gerland, Beiträge zur Geophysik Leipzig*, 1902. (V. p. 267.)
33. M. LUGEON, M. RICKLIN et F. PERRIRAZ. Sur les bassins fermés des Alpes suisses. *C. R. de l'Acad. des sc. de Paris*, 4 mai 1903. (V. p. 264.)
34. A. PENCK. Der Bodensee. *Vorträge des Vereins z. Verbreitung naturw. Kenntnisse in Wien*, 42. Jahrgang, H. 6. (V. p. 263.)
35. A. RIGGENBACH. Die Erdbebenaufzeichnungen der astronomisch-meteorologischen Anstalt im Bernouillanum zu Basel. *Verh. der nat. Ges. Basel*, T. XVI. (V. p. 268.)
36. G. RITTER. Sur la disparition progressive des falaises mollassiques de la rive S du lac de Neuchâtel. *C. R. Soc. neuch. des sc. nat., Archives Genève*, t. XV, p. 340-343. (V. p. 262.)
37. H. SCHARDT. L'origine du lac des Brenets. *C. R. Soc. neuch. des sc. nat., Archives Genève*, t. XVI, p. 737-739. (V. p. 263.)
38. H. SCHARDT. Rapport sur les venues d'eau rencontrées dans le tunnel du Simplon du côté d'Iselle. Imprimerie Corbaz, Lausanne, 1903. (Annexe au N° 45. V. p. 258.)
39. E. ZSCHOKKE. Bericht der limnologischen Kommission für das Jahr 1902-1903. *Actes Soc. helv. des sc. nat.*, 1903, p. 169-170.

## d) TECTONIQUE. — DESCRIPTIONS RÉGIONALES.

*Alpes et Préalpes.*

40. H. DOUVILLÉ. Les Ralligstöcke et le Gerihorn. *Bull. Soc. géol. de France*, 4<sup>e</sup> série, t. III, p. 193-221. (V. p. 272.)
41. H. HOEK. Geologische Untersuchungen im Plessurgebirge um Arosa. *Ber. der naturf. Gesel. zu Freiburg. i. Br.*, B. XIII, p. 215-270. (V. p. 276, 291, 292, 295, 301.)
42. M. LUGEON. Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses. *C. R. de la IX<sup>e</sup> session du congrès géol. internat.*, p. 477-492. (V. p. 269.)
43. G. ROESSINGER et STUART JENKINS. Géologie de la vallée de la Lenk. *C. R. de la Soc. vaud. des sc. nat. Archives Genève*, t. XV, p. 219. (V. p. 278.)
44. CH. SARASIN. Compléments sur la tectonique du massif des Annes. *Archives Genève*, t. XVI, p. 669-701. (V. p. 273.)
45. H. SCHARDT. Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon. Imprimerie Corbaz, Lausanne, 1903. (V. p. 269.)

*Jura et Plateau mollassique.*

46. E. BAUMBERGER. Ueber die Mollasse im Seeland und im Bucheggberg. *Verh. der naturf. Gesel. Basel*, B. XV, H. 2, p. 317-328. (V. p. 286.)
47. FR. MÜHLBERG. Zur Tektonik des nordschweizerischen Kettenjura. *Neues Jahrb. für Min., Geol. u. Pal.* Beilageband XVII, p. 464-485. (V. p. 282.)
48. L. ROLLIER. Le plissement de la chaîne du Jura. *Annales de Géogr. de Paris*, t. XII, p. 403-410. (V. p. 280.)
49. H. SCHARDT. Pli faille entre la vue des Alpes et les Convers (Jura neuchâtelois). *C. R. Soc. neuch. des sc. nat. Archives Genève*, t. XV, p. 344. (V. p. 283.)

50. H. SCHARDT. Un lambeau de recouvrement jurassique sur le tertiaire près de Buttes. *Bull. Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXIX. (V. p. 284.)

51. H. SCHARDT. Les mouvements de rochers entre le Furcil et la Clusette près de Noiraigue. *Ibid.* (V. p. 284.)

52. H. SCHARDT. Rectification à la carte géologique des gorges de l'Areuse. *C. R. Soc. neuch. des sc. nat. Archives Genève*, t. XVI, p. 337-338. (V. p. 283.)

53. H. SCHARDT et A. DUBOIS. Description géologique de la région des gorges de l'Areuse. *Eclogæ*, vol. VII, p. 367-476. (V. p. 285, 297, 322, 351.)

54. C. SCHMIDT. Geologische Begutachtung des Ricken-Tunnels Wattwil-Kaltbrunn. Imprimerie A. Benteli, Bern, 1902. (V. p. 287.)

#### e) STRATIGRAPHIE et PALÉONTOLOGIE.

##### *Formations secondaires.*

55. E. BAUMBERGER. Beiträge zur Kenntnis der Kreidebildungen auf dem Tessenberg und im Jorat. *Mitteil. der naturf. Gesellschaft in Bern*, 1903. (V. p. 302.)

56. E. BAUMBERGER. Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura. I. Teil. Stratigraphische Einteilung. *Mém. de la Soc. paléont. suisse*, t. XXX, 60 pages. (V. p. 303.)

57. C. ESCHER-HESS. Mikroskopische Untersuchung einiger Sedimente: Trias, Lias. *Zürich*, 1903. (V. p. 288.)

58. F. LEUTHARDT. Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel. I. Teil. Phanerogamen. *Mém. de la Soc. paléont. suisse*, t. XXX, 23 p. et 10 Pl. (V. p. 294.)

59. P. DE LORIOI. Etude sur les mollusques et brachiopodes de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura lédonien, 2<sup>e</sup> partie. *Mém. de la Soc. paléont. suisse*, t. XXX, 84 p. et 14 pl. (V. p. 299.)

60. R. B. NEWTON. Ctenostreon Burckardti, nov. sp. from the middle Oolites of Switzerland. *Proceed. of the malacological Society*, t. V, 3, p. 245-247. (V. p. 299.)

61. L. ROLLIER. Beweise, dass die Nattheim-Wettinger-Schichten auch auf der Basler Tafellandschaft ursprünglich vorhanden waren. *Vierteljahrsschr. der naturf. Gesel. Zürich*, B. XLVIII, p. 458-472. (V. p. 296.)

62. H. SCHARDT. Le parallélisme des assises du Dogger dans le Jura. *C. R. Soc. neuch. des sc. phys. et nat.*, *Archives Genève*, t. XVI, p. 732-733. (V. p. 299.)

63. H. SCHARDT. Nouveau gisement d'Albien à la Coudre. *Bull. Soc. neuch. des Sc. phys. et nat.*, t. XXIX. 20 p. et 1 profil. (V. p. 308.)

##### *Formations tertiaires.*

64. E. HAUG. Sur l'âge des couches à Nummulites contortus et Cerithium Diaboli. *Bull. de la Soc. géol. de France*, 4<sup>e</sup> série, t. II, p. 483-498. (V. p. 310.)

65. M. KAECH. Notiz über einen neuen Fund von Fischeschiefern im Flysch der schweizerischen Nordalpen. *Centralbl. für Min., Geol. u. Pal.*, 1903, p. 742-743. (V. p. 311.)

66. E. KISSLING. Die schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, geotechnische Serie*, Lief. II, 1903, 76 pages. (V. p. 318.)

67. Ch. MAYER-EYMAR. Sur le Flysch et en particulier sur le Flysch de Biarritz. *Bulletin de la Soc. géol. de France*, 4<sup>e</sup> série, t. II, p. 383-393. (V. p. 310.)
68. L. ROLLIER. Ueber das Verhältniss von Helvetien zum Randengrobkalk in der Nordschweiz. *Centralblatt für Min., Geol. u. Pal.*, 1903, p. 477-483. (V. p. 320.)
69. H. SCHARDT. Coupe de la mollasse aquitaniennne de la colline de Marin. *Bulletin de la Société neuch. des sc. nat.*, t. XXIX, 5 pages et 1 profil. (V. p. 321.)
70. H. SCHARDT. Calcaire d'eau douce tertiaire discordant sur l'Urgonien près de Gorgier. *Bull. de la Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXIX. (V. p. 322.)
71. H. SCHARDT. Coupe du terrain cœningien du Locle. *C. R. Soc. neuch. des sc. nat. Archives Genève*, t. XVI, p. 233-234. (V. p. 322.)
72. H. STEHLIN. Die Säugetiere des schweizerischen Eocäns. I. Teil. *Mém. de la Soc. paléont. suisse*, t. XXX, 153 p. et 3 Pl. (V. p. 311.)

*Formations quaternaires.*

73. B. AEBERHARDT. Note sur le quaternaire du Seeland. *Archives Genève*, t. XVI, p. 75-85 et 213-228. (V. p. 346.)
74. T. G. BONNEY. Moraines and Mud Streams in the Alps. *Geolog. Mag.*, Decad. 4, IX, 1902, p. 8-16. (V. p. 342.)
75. J. FRÜH. Ueber postglacialen intramoranischen Loess bei Andelfingen (Zürich). *Vierteljahrsschrift der naturf. Gesel. in Zürich*, B. XLVIII, 1903, p. 430-439. (V. p. 341.)
76. J. KOLLMANN. Die in der Höhle von Dachsenbüel gefundenen Skelettreste des Menschen. *Neue Denkschr. der Schweiz. naturf. Gesel.* B. XXXIX, 1. Teil. (V. p. 356.)
77. ST. MEUNIER. Etude géologique du terrain quaternaire du canton de Vaud. *Bull. de la Soc. d'hist. nat. d'Autun*, t. XV, 58 pages. (V. p. 342.)
78. ST. MEUNIER. Etude géologique sur le terrain à galets triés des Pré-alpes vaudoises. *Revue générale des sciences à Paris*, 30 mars 1902. (V. p. 345.)
79. J. NUESCH. Der Dachsenbüel, eine Höhle aus früh-neolithischer Zeit bei Herblingen (Schaffhausen). *Neue Denkschr. der Schweiz. naturf. Gesel.*, B. XXXIX, 1. Teil, p. 1-31 (V. p. 355.)
80. J. NUESCH. Neue Grabungen und Funde im Kesslerloch bei Thayngen. *Ber. der XXXIV. allgem. Versamml. der deutschen anthropolog. Gesel.*, 1903. (V. p. 359.)
81. J. NUESCH. Das Kesslerloch, eine Höhle aus der paleolithischen Zeit, neue Grabungen und Funde. *Neue Denkschr. der Schweiz. naturf. Gesel.*, B. XXXIX, 2. Teil. (V. p. 357.)
82. A. PENCK. Einige neue Ergebnisse der Eisforschung in den Alpen. *Vortrag an dem 13. Geographentag in Breslau*, 1901. (V. p. 340.)
83. A. PENCK et ED. BRÜCKNER. Die Alpen im Eiszeitalter. Livr. 1 à 5. *Tauchnitz éditeur*, Leipzig. (V. p. 323.)
84. E. RENEVIER. L'Elan de Grandcour. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 46. (V. p. 352.)
85. H. SCHARDT. Composition de la tourbe et coupe de l'alluvion du vallon du Locle. *Bull. de la Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXIX. (V. p. 350.)
86. H. SCHARDT. Phénomènes de lamination glaciaire dans le val de Travers et à la Chaux-de-Fonds. *Ibidem.* (V. p. 351.)

87. H. SCHARDT. Sur un dépôt tuffacé dans la Combe des Fahys près Neuchâtel. *Ibid.* (V. p. 350.)

88. H. SCHARDT. Sur les dunes éoliennes et le terrain glaciaire des environs de Champion et d'Anet. *Ibid.* (V. p. 350.)

89. AL. SCHENCK. Les sépultures et les populations préhistoriques de Chamblandes. *Bull. de la Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XXIX, p. 115-210 et 241-328. (V. p. 359.)

90. O. SCHÖTENSACK. Ueber die Kunst der Thaynger Höhlenbewohner. *Neue Denkschrift der Schweiz. naturf. Gesel.*, B. XXXIX, 2. Lief., p. 115-128. (V. p. 358.)

91. TH. STUDER. Die Knochenreste aus der Höhle zum Kesslerloch bei Thayngen. *Neue Denkschr. der Schweiz. naturf. Gesel.*, t. XXXIX, 2. Lief., p. 75-112. (V. p. 352.)

#### f) BIBLIOGRAPHIE

92. CH. SARASIN. Revue géologique suisse pour l'année 1902. *Eclogæ*, vol. VII, p. 601-737.

### *Nécrologies et biographies.*

Ce m'est un agréable devoir de rectifier au début de cette revue une erreur commise il y a deux ans par M. H. Schardt et concernant la personnalité très distinguée de M. E. DE MOJSISOVICS. Trompé par un article biographique paru en Autriche, mon confrère avait annoncé le décès du savant géologue viennois. Nous savons que celui-ci est encore plein de vie et, en lui présentant nos excuses, nous faisons des vœux pour que nos collègues d'Autriche le gardent longtemps encore à leur tête.

## I<sup>re</sup> PARTIE. — MINÉRALOGIE ET PÉTROGRAPHIE

### *Minéralogie.*

*Description de minéraux.* — M. R.-H. SOLLY continue ses recherches sur les sulfarseniures de plomb du Binnen-thal. Il a donné la description de deux types, dont un nouveau, appartenant à ce groupe, la Baumhauerite et la Dufrenoy-site (11).

La **Baumhauerite** est un minéral monoclinique avec l'indice  $a : b : c = 1.136\ 817 : 1 : 0.947\ 163$  et  $\beta = 82^\circ 42\ \frac{3}{4}'$ . Ses



cristaux ressemblent absolument à ceux de la Dufrenoyseite et de la Jordanite, mais se distinguent de ceux de la première par une obliquité plus marquée de la zone  $[100, 001]$ , de ceux de la seconde par l'absence de lamelles de mâcles. L'orthopinacoïde, face de clivage, est toujours très développé et brillant; la base est dans la règle bien marquée. L'auteur a déterminé sur les différents cristaux 117 formes qui se combinent suivant quatre types principaux :

1° Cristaux caractérisés par le grand développement de (100);

2° Cristaux tabulaires avec grande face (100) ressemblant aux cristaux de Jordanite;

3° Prismes rhombiques avec petites faces terminales rappelant la Dufrenoyseite;

4° Cristaux rhombiques simples rappelant les cristaux de Dufrenoyseite figurés par Berendes.

La Baumhauerite a une couleur intermédiaire entre celles du plomb et de l'acier, et un éclat métallique; le clivage suivant 100 est très marqué; dureté = 3; poids spécifique = 5.330. Ce minéral est associé à d'autres sulfarseniures dans la dolomie du Lengenbach; l'analyse chimique a permis de déduire la formule suivante :  $4 \text{ PbS} \cdot 3 \text{ As}_2 \text{ S}_3$ . L'auteur donne la description détaillée de treize cristaux différents.

De nouveaux échantillons, découverts en septembre 1902, atteignent des dimensions beaucoup plus grandes que ceux trouvés précédemment, et sont constitués par un grand nombre de petits individus orientés plus ou moins parallèlement; ils sont souvent mâclés suivant (100), parfois aussi d'après une loi semblable à celle de la Rathite suivant une face  $(76\bar{1})$ ; ils montrent quelques faces nouvelles.

La **Dufrenoyseite** est rare et beaucoup des échantillons qui lui ont été attribués l'ont été à tort; par contre elle atteint souvent des dimensions relativement grandes. Sa composition correspond à la formule  $2 \text{ PbS} \cdot \text{As}_2 \text{ S}_3$ . Elle cristallise non dans le système rhombique, comme l'admettait von Rath, mais dans le système monoclinique,  $a : b : c$  étant égal à  $0.650987 : 1 : 0.612576$ . Les zones  $[010, 101]$  et  $[010, 001]$  sont particulièrement riches en faces; (210) (023) (012) et (011) sont en général grandes; (410) (530) (052) et (031) sont moins développées; (110) est habituellement grande et mate; parmi les trois pinacoïdes le klinopinacoïde prédomine dans la règle. Le nombre des faces observées est de 99. Les

cristaux sont allongés tantôt suivant la zone  $[010, 001]$  avec prédominance de  $(010)$ , tantôt suivant l'axe de symétrie avec prédominance de  $(100)$   $(101)$   $(001)$   $(10\bar{1})$ . La couleur et la dureté sont semblables à celles de la Baumhauerite; le clivage est marqué suivant  $(010)$ ; le poids spécifique est égal à 5.50.

La Dufrenoyite forme tantôt des cristaux isolés, tantôt des associations de petits individus dans les cavités de la dolomie du Lengenbach; elle ne se trouve pas associée aux autres minéraux habituels dans la même roche.

L'auteur donne la description détaillée de huit cristaux.

M. SOLLY a constaté d'autre part (12) la présence dans la dolomie du Binnenthal de cinq autres sulfarseniures, dont il n'a pas fait l'analyse faute de matériel suffisant. Il les décrit comme suit :

1° Minéral translucide rouge aux arêtes, d'apparence orthorhombique, avec les angles  $100 : 110 = 39^{\circ} 16'$ ,  $010 : 011 = 52^{\circ} 57'$  et  $001 : 101 = 42^{\circ} 43'$ .

2° Minéral translucide rouge aux arêtes, monoclinique, avec  $\beta = 78^{\circ} 46'$  et les angles  $100 : 101 = 42^{\circ} 22'$  et  $010 : 111 = 37^{\circ} 3'$ .

3° Minéral translucide rouge aux arêtes, qui montre une cassure en feuillets et perpendiculairement au plan de ceux-ci une zone avec des angles d'environ  $60^{\circ}$  et  $30^{\circ}$ .

4° Minéral noir à éclat métallique, monoclinique avec  $\beta = 81^{\circ} 11'$  et les angles  $100 : 101 = 40^{\circ} 7'$  et  $010 : 111 = 55^{\circ} 26'$ ; clivage suivant  $(100)$ .

5° Minéral noir à éclat métallique, monoclinique, avec  $\beta = 89^{\circ} 40'$  et les angles  $100 : 101 = 46^{\circ} 18'$  et  $010 : 111 = 59^{\circ} 56'$ ; clivage suivant  $(100)$ , très net.

L'auteur a pu en outre constater d'une façon évidente sur de nouveaux cristaux de Sartorite la symétrie monoclinique avec  $\beta = 88^{\circ} 31'$ ,  $100 : 101 = 54^{\circ} 45'$  et  $010 : 111 = 69^{\circ} 52 \frac{1}{2}'$ .

Des cristaux de galène du Lengenbach prennent une forme arrondie et imitent la Seligmannite.

Des cristaux de hyalophane montrent la macle de Carlsbad et plusieurs faces nouvelles.

Un mica verdâtre présente nettement la symétrie monoclinique.

Enfin M. Solly a encore étudié des cristaux d'albite et de biotite, tels qu'on n'en connaissait pas encore du Binnenthal.

M. W.-J. LEWIS a de son côté donné la description d'une série de minéraux provenant de la même région (9) :

Le **mispickel** se trouve dans la dolomie du Lengenfeld sous forme de prismes allongés, brillants, avec l'éclat de l'étain. L'allongement se fait suivant  $a$  et les formes suivantes ont été déterminées :  $m = (110)$ ,  $l = (011)$ ,  $s = (012)$  et  $(021)$ .

Sur un cristal de **pyrite** de la dolomie de Binn, l'auteur a reconnu :  $(100)$ ,  $\Pi (210)$ ,  $\Pi (120)$ ,  $(111)$ ,  $(411)$ ,  $(311)$ ,  $(211)$ ,  $(322)$ ,  $(544)$ ,  $\Pi (321)$ .

De jolis échantillons de **diopside** provenant très probablement de Thierälpli (Tschervandune) ont une couleur vert-pistache et montrent les faces suivantes :  $(100)$   $(310)$   $(210)$   $(110)$   $(130)$   $(010)$   $10\bar{1}$   $(111)$   $(221)$   $(021)$   $(\bar{2}21)$   $(\bar{3}12)$   $(\bar{1}32)$ .

Dans une cavité du gneiss de l'Ofenhorn s'est développée une incrustation de quartz et de péricline. Le quartz y est transparent, couvert par places et incrusté de chlorite ; il montre les faces du prisme, des deux rhomboèdres fondamentaux, de plusieurs autres rhomboèdres, de divers trapezoèdres et de l'hémipyramide habituelle.

Des cristaux de **sphène** récoltés dans la même région sont verts, généralement mâclés et présentent le faciès habituel des sphènes des massifs centraux.

M. G.-B. HOGENRAAD (8) a étudié plusieurs échantillons d'**Eisenrose** (hématite) du **Gothard**, qui sont caractérisés par le fait qu'ils se rayent en noir et non en rouge comme l'hématite typique. La poudre qu'on obtient par trituration de ce minéral est également noire avec de simples reflets rougeâtres.

Trois analyses différentes de ces Eisenroses ont montré que leur composition est exactement celle de l'hématite ; l'on n'a donc pas affaire ici à des pseudomorphoses de magnétite d'après l'hématite, comme on aurait pu le supposer d'après la couleur et d'après le magnétisme qui est particulièrement fort. D'autre part, la teneur en titane et en manganèse est très faible. Le minéral étudié par M. Hogenraad est donc une variété d'hématite, à laquelle appartiennent probablement un assez grand nombre d'échantillons déterminés comme magnétite.

Nous devons à M. H. BAUMHAUER (2) une étude détaillée du **Hyalophane** du **Binnenthal**, basée sur neuf cristaux provenant de deux gîtes différents. Les faces suivantes ont été observées :  $(110)$   $(001)$   $(010)$   $(100)$   $(\bar{1}01)$   $(\bar{2}01)$   $(130)$   $(\bar{1}11)$ .



Dans l'un des gîtes les cristaux sont caractérisés par  $a : b : c = 0.65\ 842 : 1 : 0.55\ 230$  et  $\beta = 64^\circ\ 16'$ .

Dans le second gîte, les cristaux montrent des caractères intermédiaires entre ceux des cristaux du premier et ceux de l'Adulaire.

En comparant les chiffres obtenus par lui-même avec ceux obtenus par Sartorius v. Waltershausen, par Obermayer et par Rinner, l'auteur arrive à la conclusion que le Hyalophane est constitué par des combinaisons variables de  $K\ Al\ Si_3O_8$  et de  $Ba\ Al_2\ Si_2O_8$ .

M. Baumhauer a découvert de beaux cristaux de ce hyalophane, mâclés à la façon de l'Adulaire suivant la loi de Baveno, et d'autres mâclés suivant la base, soit par pénétration, soit par hémitropie normale. Ces cristaux ont du reste une densité voisine de celle de l'Adulaire et appartiennent sans doute à une variété intermédiaire entre celui-ci et le Hyalophane proprement dit. Tout porte à croire qu'il y a une série continue de combinaisons isomorphes entre ces deux minéraux.

M. L. BRUGNATELLI (4) a donné le nom d'Artinite à un nouveau minéral inclu dans une péridotite du val Lanterna (Haute-Valteline). Ce minéral forme des agrégats à peu près sphériques et rayonnés. Sa composition correspond à la formule  $Mg\ CO_3, Mg\ (OH)_2, 3\ H_2O$ ; sa densité est égale à 2.028. Les cristaux s'éteignent tous parallèlement à l'axe d'allongement, qui est perpendiculaire au plan des axes optiques. Les indices de réfraction ont été calculés à  $\alpha = 1.55$ ,  $\beta = 1.537$  et  $\gamma = 1.49$ . Nous avons donc affaire à un minéral rhombique, optiquement négatif. La dureté est à peine supérieure à 2.

Les cavités creusées dans le granite de Baveno renferment divers minéraux, qui ont fait l'objet d'une étude de M. E. ARTINI (1); les plus fréquents sont le quartz, l'orthose, l'albite, le mica, la fluorine, la calcite, la Laumontite, l'épidote et l'opale; la Babingtonite, l'axinite, la datolithe, la Chabasite, la stilbite et la Gadolinite sont plus rares; enfin, parmi les éléments très rares, il faut citer :

L'apatite n'est connue à l'auteur que par une association de cinq cristaux fixés sur une orthose, limpides, prismatiques, de 3 mm. de longueur sur 1 mm. d'épaisseur et montrant les faces  $(111)$   $(0001)$   $(2\bar{1}\bar{1})$   $(10\bar{1}0)$   $(51\bar{1}, 11\bar{1})$   $(20\bar{2}1)$   $(411, 110)$   $(30\bar{3}2)$   $(4\bar{1}\bar{2})$   $(11\bar{2}1)$ .

La Scheelite est représentée par dix cristaux jaune-clair, fixés sur du quartz et associés à de l'opale, de l'albite et de l'orthose.

La Heulandite apparaît sur le quartz ou l'orthose, soit sous forme de petits cristaux isolés, soit sous forme d'un mince revêtement cristallin. Dans les deux cas on reconnaît (010) (001) (110) (201) ( $\bar{2}01$ ). Le plan des axes optiques et la bissectrice positive sont toujours perpendiculaires au plan de clivage.

La tourmaline est très rare et apparaît sous forme d'aiguilles très fines ou bien sous forme d'inclusions dans la fluorine et le quartz.

*Cristallographie.* — M. H. BAUMHAUER (3) a cherché, en se basant spécialement sur le soufre et l'anathase, à établir une règle pour le développement des faces sur les cristaux d'un même minéral. Il répartit les faces d'une même zone en catégories d'après le degré de complication de leur symbole comme suit :

1<sup>re</sup> série : (111) (112) (113) (114), etc.

2<sup>e</sup> série : (221) (223) (225) (227), etc.

3<sup>e</sup> série : (331) (332) (334) (335) (337) (338), etc.

Il constate ensuite que les faces de la première série sont dans la règle les plus fréquentes, viennent ensuite celle de la seconde, puis celle de la troisième. En outre, dans chaque série les faces les plus habituelles sont celles dont le symbole s'éloigne le moins du symbole fondamental, ainsi (111) (112) (113) (221) (223) (225) (331) (332) (334) (335), tandis que des faces telles que (119) (1.1.10) (2.2.11) (2.2.13) (3.3.13) (3.3.16) sont très rares.

Passant ensuite à l'examen du soufre rhombique, l'auteur montre que pour la zone des protopyramides on peut établir le tableau suivant, dans lequel les chiffres placés sous les symboles indiquent le quotient de fréquence :

(551)	(331)	(111)	(113)	(115)	(117)	(119)
1	7	20	20	17	8	4

Les arêtes les plus marquées qui séparent ces faces sont ensuite tronquées par (224) = (112), (442) = (221) et (228) = (114), puis par (335) et (337). La face (446) = (223) n'a jamais été constatée, tandis qu'on rencontre quelquefois (551). La zone entière comprend ainsi :

I	I	II	III	I	III	II	III	I	II
(551)	(331)	(442)	(553)	(111)	(335)	(224)	(337)	(113)	(228)
		=(221)				=(112)			=(114)
				I	I	I			
				(115)	(117)	(119)			

L'intercalation des faces de la seconde et troisième séries se fait manifestement surtout dans le milieu et d'une façon générale les faces les plus fréquentes sont celles dont les symboles sont les plus simples. Les quotients de fréquence ont été calculés comme suit : (111) 20, (113) 20, (115) 17, (112) 16, (117) 8, (331) 7, (119) 4, (221) 6, (114) 4, (335) 2, (337) 1, (551) 1, (553) 1.

Les cristaux d'anatase du Binnenthal, étudiés ensuite par M. Baumhauer, sont très riches en faces, ce qui rend difficile de préciser les relations qui existent entre ces dernières. La zone des protopyramides comprend : (111) (113) (117) (115) (119) (331) (551), ces faces n'apparaissant du reste jamais toutes sur le même cristal et les formes les plus fréquentes étant (111) (113) et (117). Des mesures ont été effectuées sur dix cristaux, appartenant à des types assez différents et dont l'auteur donne une description détaillée.

Si pour l'anatase on admet la série primaire (551) (331) (111) (113) (115) (117) (119) l'apparition de nouvelles faces se fera entre (111) et (113) où se dessinera (224) = (112) et entre (331) et (111) où se dessinera (442) = (221); les faces (114) (116) et surtout (118) sont beaucoup plus rares; (441) n'a jamais été observée, tandis que (11.11.3) qui devrait s'intercaler entre cette face et (551) est connue comme rareté. Parmi les faces de la troisième série (335) est fréquente, (337) l'est déjà moins et paraît en particulier manquer sur les échantillons du Binnenthal. Les faces de la quatrième série sont toujours rares et petites; ce sont (446) (5.5.11) (4.4.10) (4.4.14) et (5.5.19).

M. Baumhauer, après avoir discuté les séries établies par Goldschmidt, conclut à la confirmation par ses observations de la thèse, d'après laquelle les faces d'une zone forment une première série dans laquelle les indices vont en augmentant en progression arithmétique et dont les termes les plus fréquents sont ceux dont les indices sont les plus faibles; ensuite apparaissent des faces secondaires, tertiaires, quaternaires, dont la fréquence est d'autant moins grande, qu'elles appartiennent à des séries plus élevées. Cette intercalation de nouvelles faces se fait essentiellement là où les

faces préexistantes se coupent suivant les angles les moins obtus.

M. F. GONNARD (6) a décrit et figuré une série de quartz riches en faces provenant de Baveno, de Binn, du Mont Rose, de Traversella, etc.... Les formes rares observées sur ces divers individus sont d'une part des rhomboèdres aigus, d'autre part des trapezoèdres bas appartenant à la zone  $s : r$  et  $s : z$  ; les faces nouvelles sont  $(22.5.\overline{27}.5)$  et  $(\overline{22}.9.13.\overline{21})$ .

Le même a constaté le fait que la face  $\Gamma_1$ , qu'il avait observée sur un quartz de Meylan, a été retrouvée par M. Termier sur un quartz du Valais (5).

*Chimie minérale.* — M. FR. HINDEN (7) a imaginé pour distinguer la calcite de la dolomie la méthode suivante : on introduit 1 gramme de la roche à examiner, pulvérisée dans 5 cm<sup>3</sup> d'une solution de chlorure de fer au 10 0/0. Si le minéral introduit est de la calcite, il se produit un fort dégagement d'acide carbonique, la solution se colore en brun-rougeâtre par la formation de chlorure de fer basique, puis, après quelques minutes, elle devient visqueuse, tout le fer est précipité comme hydroxyde et la préparation ne peut plus réagir avec la solution de rhodanate de potasse. Si le minéral est de la dolomie, rien de semblable ne se produit et la préparation réagit au rhodanate de potasse ; pour obtenir avec la dolomie le même effet qu'avec la calcite il est nécessaire de chauffer la préparation.

S'il s'agit de déterminer les quantités relatives de calcite et de dolomie contenues dans une roche, il faut placer 1 gramme de cette roche pulvérisée dans un verre avec 5 cm<sup>3</sup> de solution de rhodanate de potasse au 5 0/0, puis introduire lentement et en agitant le verre de la solution de chlorure de fer au 10 0/0 jusqu'à ce que la coloration rouge-sang se maintienne. La quantité de chlorure de fer utilisée donnera la quantité de carbonate de chaux contenue dans la roche.

La réaction du chlorure de fer peut fort bien s'employer sur le terrain ; une goutte de solution de ce chlorure posée sur un calcaire y provoquera la formation d'une tache brun-rougeâtre très marquée ; posée sur une dolomie elle ne produira aucun effet.

Une autre méthode donnant des résultats analogues est basée sur le fait que la poudre de calcite cuite dans une solution au 10 0/0 de sulfate de cuivre transforme ce sulfate



en carbonate basique, tandis que la dolomie ne produit aucun effet.

*Gîtes métallifères.* — Les gîtes métallifères du Valais dans leur ensemble ont fait l'objet d'un rapport sommaire rédigé par M. C. SCHMIDT (10).

*Minerais de fer.* — Sur le versant W du Haut de Cry, au-dessus de Chamoson, on trouve intercalées dans les schistes suprajurassiques des lentilles formées par des associations de magnétite, d'hématite, de silicate ferreux, d'un volume total de 300 000 à 400 000 m<sup>3</sup>, avec une teneur moyenne en fer de 30 %.

Le revêtement de Jurassique qui, dans le val Ferret suisse, recouvre le cristallin du massif du Mont Blanc, contient près d'Amone des nids de limonite et des imprégnations assez riches de pyrite; cette dernière a été exploitée il y a une dizaine d'années.

Au Mont Chemin, au-dessus de Martigny, c'est une amphibolite à épidote qui renferme en quantités parfois considérables de la magnétite. Cette roche, associée à des marbres, est intercalée en plusieurs bancs dans les schistes cristallins redressés. On a extrait au milieu du siècle dernier environ 250 000 quintaux de ces gisements, et on peut évaluer à environ 100 000 m<sup>3</sup>, avec une teneur en fer de 50 %, la quantité de minerais qui reste à exploiter.

*Minerais de zinc et de plomb.* — Les schistes cristallins du Valais renferment en divers points des lentilles de quartz plus ou moins riches en galène et en blende. Au col de Verbier (val de Bagne) et à l'Alp Siviez affleurent au milieu des schistes chloriteux des filons-couches de baryte contenant de la galène argentifère (0.25 % d'argent); celle-ci a été exploitée sans succès à cause de la difficulté d'accès.

Les mines de plomb de Goppenstein dans le Lötschenthal sont comprises dans une zone de gneiss schisteux de 100 m. d'épaisseur, qui affleure sur 6 km. de longueur entre un quartzporphyre et un schiste amphibolique. La galène y est renfermée irrégulièrement dans des lits de quartz. L'exploitation, entreprise en grand depuis quelques années, a produit en 1902 3000 tonnes de minerai lavé.

*Minerais de cuivre, de cobalt et de nickel.* — Les schistes chloriteux du val d'Anniviers et du val de Tourtemagne contiennent des lits de quartz, dans lesquels se rencontrent par

places de la chalcopryrite, du fahlerz et de la galène, ainsi aux environs de Saint-Luc et au-dessus de Grimenz. Vers le front du glacier du Durand, un filon quartzeux à chalcopryrite, inclu dans une roche diabasique schisteuse, est momentanément exploité sans grande chance de succès.

Près de Gollyre et de Grand-Praz, deux filons de quartz, qui coupent les schistes cristallins, contiennent dans leur partie supérieure des minerais de cobalt et de nickel, dans leur partie inférieure de la chalcopryrite.

A Kaltenberg, dans la vallée de Tourtemagne, c'est un filon-couche de sidérite intercalé dans les schistes cristallins qui contient des minerais de nickel et surtout de cobalt.

*Gisements d'or.* — Les seuls gisements d'or exploités dans le Valais sont ceux de Gondo, qui appartiennent à la zone filonienne du versant oriental du Mont-Rose et qui correspondent à ceux du val d'Antrona et du val d'Anzasca. Les filons aurifères ont un plongement de 70° à 85° vers le NE et une direction à peu près perpendiculaire à celle du gneiss d'Antigorio qu'ils traversent. Le minerai s'y trouve en nids de 4 à 20 m. de longueur sur moins de 30 cm. d'épaisseur, il comprend de la pyrite fortement aurifère, de la chalcopryrite, de la galène et de la blende, associées à du quartz et de la calcite. L'exploitation, reprise sur un grand pied en 1894, a déjà été abandonnée en 1896.

### *Pétrographie.*

*Massif de l'Aar.* — M. A. BALTZER (13) vient de publier le résultat d'une série d'observations, qu'il a pu faire en 1895 et 1896 sur la **région occidentale du massif de l'Aar**; il profite de l'occasion pour exposer les idées qu'il s'est faites sur l'origine de ce massif en général.

En remontant le glacier d'Ober-Aletsch depuis son extrémité jusqu'à la cabane du S. A. C., on peut voir sur les flancs des Fusshörner le cristallin plonger fortement au SE et relever le profil suivant :

1° Un puissant complexe de gneiss de couleur claire qui constitue la plus grande partie du massif;

2° Un schiste feldspathique verdâtre, compact, pauvre en mica.

3° Un gneiss à biotite imparfaitement schisteux;

4° Un schiste feldspathique verdâtre, tacheté par des amas de biotite, qui affleure derrière la cabane (1<sup>m</sup>5);

- 5° Une quartzite blanche à grain fin (6 m.) ;
- 6° Un gneiss séricitique verdâtre (7 m.) ;
- 7° Un granit du type de la protogine qui n'affleure que sur une faible largeur, mais paraît devoir se continuer sous l'éboulis.

Ce filon de granit se poursuit vers l'ENE et contient des inclusions anguleuses d'amphibolites. Vers le N il est bordé par une nouvelle zone de gneiss séricitiques et amphiboliques, qui le sépare d'un second filon granitique apparaissant sur un éperon septentrional des Fushörner. Dans cet affleurement, la roche, qui est une protogine typique, coupe d'abord le plan de schistosité du gneiss encaissant, puis, vers son extrémité, le filon se recourbe de façon à s'intercaler parallèlement dans le gneiss, en même temps sa texture devient schisteuse et la roche se charge de séricite. Sur un point voisin le granit renferme un grand nombre d'inclusions des schistes encaissants et prend une structure vaguement parallèle. Le granit est donc ici nettement intrusif ; il coupe en discordance les bancs de schistes et les a métamorphisés. Il semble que, contrairement à l'opinion de Fellenberg, la pénétration ait eu lieu à la fin du plissement des schistes ou même après celui-ci.

On peut également considérer comme intrusif le granit qui, au Faulberg et dans les environs de la cabane de la Concordia, forme des bancs digités dans le gneiss qu'il a partiellement refondu et dont il a emprisonné de nombreux fragments.

Plus au NE, à la Grünhornlücke, on voit encore le granit pénétrer intrusivement dans les schistes ; ceux-ci le recouvrent par place suivant un plan parallèle à leur plan de schistosité, ce qui semble indiquer que l'intrusion a été suffisamment lente pour permettre aux schistes de se mouler en partie sur le culot intrusif.

A l'Aletschhorn, ce sont des schistes verts qui se superposent au granit ; mais ici la schistosité n'est plus parallèle au plan de superposition, ce qu'on peut expliquer en admettant un glissement de la couverture cristallophyllienne sur le massif granitique. La roche intrusive envoie de nombreuses apophyses dans les formations ambiantes, par contre les phénomènes d'injection paraissent faire complètement défaut, quoique les circonstances aient dû se prêter particulièrement bien à une action de cette nature.

Quant à la tectonique générale du massif, M. Baltzer croit

devoir considérer celui-ci comme une masse laccolithique ou batholithique, ayant pénétré intrusivement dans le complexe cristallophyllien. Le granit forme un dôme étroit, allongé du SW au NE, depuis le Bietschhorn, par l'Aletschhorn et le Faulberg, jusque dans la partie centrale du massif, où sa tectonique se modifie. Ce dôme est recouvert en concordance ou plus rarement en discordance par un manteau anticlinal de schistes verts, qui est le plus souvent rompu par l'érosion, mais qui est resté continu à l'Aletschhorn et au Finsteraarhorn. Les inclusions de schistes dans le granit comme les apophyses de granit dans les schistes sont fréquentes. Le métamorphisme de contact, très apparent sur certains points, n'est en général pas très développé.

L'âge du granit ne peut être déterminé en aucune façon d'après les données que nous possédons jusqu'ici ; son origine ne peut pas non plus être fixée d'une façon absolue ; il semble pourtant que la masse laccolithique ou batholithique qu'il représente a dû profiter des voissures créées par le plissement dans les schistes, et qu'il a pu ensuite soulever encore la couverture cristallophyllienne sous l'effort de nouvelles poussées. Les plissements qui ont favorisé la montée du magma granitique dans les schistes appartiennent probablement aux mouvements hercyniens ; mais le massif a été repris plus tard par les plissements alpins qui ont considérablement modifié sa forme. Dans son état actuel, le laccolithe déformé de l'Aletschhorn a 10 km. de longueur sur 3 km. de largeur et 900 m. de profondeur.

Les autres culots granitiques du massif de l'Aar ont évidemment la même origine ; quant à ceux du massif du Gothard, il paraît bien probable qu'ils représentent encore une vaste masse laccolithique ; mais il n'est pas possible de déterminer si les venues granitiques des massifs de l'Aar et du Gothard correspondent à des intrusions contemporaines et dérivent du même foyer magmatique.

Au N de la chaîne de l'Aletschhorn se présente le massif granitique de Gasteren, auquel paraissent correspondre vers le NE les granites intercalés dans la zone gneissique septentrionale à Innertkirchen, à la Windgälle, au Gornerenthal. Ces roches se distinguent partout de la protogine par leur acidité moindre et leur teneur plus forte en plagioclase ; elles présentent des variétés porphyroïdes. Par places, le granit passe à un faux gneiss par dynamométamorphisme, et à ce propos l'auteur discute les idées émises par M. Weinschenk sur le dynamométamorphisme des granites centro-alpins.



Il paraît évident que le granit de Gasteren correspond à un laccolithe ; d'autre part, il est antérieur au Permien, puisqu'on en trouve des cailloux dans le Verrucano, tandis que, à cause de sa structure eugranitique, il paraît devoir être plus récent que la protogine.

*Alpes valaisannes.* — Les roches basiques de la région de Viège et du Binnenthal étaient jusqu'ici très imparfaitement connues, soit quant à leur distribution, soit quant à leur structure ; elles ont fait récemment l'objet d'une étude de M. H. PREISWERK (18).

Près de Viège, la zone des schistes lustrés se divise en trois bandes parallèles, séparées par des massifs de gneiss ; de ces trois bandes, celle du milieu, qui s'élève de façon à passer entre le Monte-Leone et l'Ofenhorn, contient de nombreuses intercalations de serpentine et de schistes verts.

Au S de Viège on peut voir plongeant au S et intercalé entre les schistes calcaires de la vallée et le gneiss de Schulmatten la série suivante :

- 1° Un banc de calcaire dolomitique peu épais ;
- 2° Une zone de schistes verts ;
- 3° Une zone de serpentine ;
- 4° Une zone de schistes verts ;
- 5° Un complexe important de calcaires dolomitiques ;

La serpentine peut être considérée comme dérivée d'une péridotite de profondeur, constituée par places presque exclusivement d'olivine, formée ailleurs d'olivine et d'un pyroxène voisin du diallage (Wehrlite). La roche est énergiquement dynamométamorphisée, elle prend localement un aspect absolument schisteux et contient parfois une forte proportion de talc, de façon à passer même à un schiste talqueux franc.

Les schistes verts qui encadrent la serpentine sont constitués essentiellement par de l'amphibole, de la chlorite et du plagioclase, et contiennent en outre deux variétés d'épidote, de la titanite, de la calcite et parfois du mica brun. Le plagioclase, en gros grains, paraît appartenir à l'albite ; l'amphibole et la chlorite sont en quantités relatives très variables, ce qui donne lieu à des types assez différents. La composition chimique d'un échantillon riche en amphibole correspond exactement à celle d'un diabase ou d'un gabbro avec cette seule différence que la teneur en fer est un peu plus faible.

Il paraît donc probable que ces schistes verts dérivent d'une roche diabasique ou gabbroïde, après avoir subi, il est

vrai, une transformation complète, soit de leur structure, soit de leur composition minéralogique.

Ce qui paraît confirmer cette manière de voir, c'est qu'entre les schistes verts et les schistes calcaires on trouve sur différents points des formations qui semblent dues à un métamorphisme de contact, les unes rappelant l'adinole, d'autres consistant surtout en inclusions feldspathiques et quartzieuses dans les schistes calcaires.

La serpentine et les schistes verts se retrouvent sur la rive droite de la Viège. Dans la zone médiane des schistes calcaires affleurent en quantité importante des roches analogues. A la innere Nanzlücke, le passage qui relie le Gamserthal au Simplon, ce sont encore les mêmes serpentines accompagnées de schistes verts qui séparent les schistes calcaires de la nappe recouvrante de gneiss.

*Alpes méridionales.* — M. M. KÆCH (16) a entrepris une étude d'ensemble sur les **épanchements porphyriques** qui, **entre le lac Majeur et le val Sesia**, recouvrent la bordure méridionale des gneiss et micaschistes d'Orta. Ces schistes se poursuivent depuis le val Sesia par le Monte-Cenere jusque dans le flanc S de la Valteline, et sur toute cette longueur ils sont recouverts au S par des nappes de porphyrites et de porphyres, tandis qu'au N ils sont séparés du massif cristallin du Mont-Rose par la zone des amphibolites d'Ivrée. Les nappes porphyriques reposent en discordance évidente sur les schistes cristallins, tandis qu'elles supportent en concordance les sédiments triasiques et liasiques. Vers le S, les porphyres et les formations secondaires disparaissent sous les alluvions pleïstocènes.

L'étude de M. Kæch a porté sur quatre massifs porphyriques distincts : 1° celui d'Arona-Angera, coupé en deux par le lac Majeur ; 2° celui qui forme dans le prolongement du premier le Monte-Commune ; 3° celui qui comprend les collines à l'E de Gozzano ; 4° le plus important de tous qui s'étend entre Maggiora, Brignasco et Borgosesia, et qui forme en particulier le Monte-Ovagone (857 m.). Outre ces nappes, les porphyres constituent encore des filons importants, en particulier entre le lac d'Orta et le Monte-Cossario et dans le val Vina.

Les *porphyrites* sont ici moins abondantes que dans la région de Lugano, mais elles occupent la même position au-dessous des quartzporphyres, dont elles sont souvent séparées

par une couche de tufs sableux ou poudinguiformes. Ce sont des roches noires, brunâtres ou verdâtres, dont les éléments de première consolidation sont d'une part des plagioclases souvent zonés, appartenant en majeure partie au groupe Andésine-Labrador, d'autre part, des minéraux augitiques du type de l'hyperstène et en général complètement décomposés. Les éléments accessoires sont l'apatite, le zircon, la magnétite, l'ilménite et la pyrite ; en général c'est la magnétite, partiellement transformée en limonite, qui prédomine dans les porphyrites brunes, tandis qu'elle est remplacée par l'ilménite dans les roches noires.

La base est formée surtout de microlithes feldspathiques et augitiques avec peu de parties vitreuses et des grains de magnétite et de titanite. Rarement apparaissent des types de passage aux vitrophyrites par suite d'une augmentation notable des parties vitreuses.

A la bordure septentrionale de la nappe porphyrique d'Arona affleure une porphyrite noire, riche en cristaux décomposés de plagioclase et d'augite, dont la base est formée par une substance vitreuse criblée de grains de magnétite ou d'ilménite et de microlithes de feldspath disposés fluidalement. Près d'Angera, des blocs épars appartiennent les uns à une porphyrite brune à hyperstène et labrador et à pâte microcristalline contenant peu de parties vitreuses, les autres à une porphyrite verte fortement décomposée, dont la base consiste en un réseau chloriteux englobant des microlithes feldspathiques. Près de Meina, sur la bordure du même massif, un conglomérat qui recouvre la porphyrite contient des cailloux appartenant à divers types de ces roches basiques ; on y reconnaît : 1° une porphyrite brunâtre, à pâte microlithique, et qui contient comme éléments de première consolidation à côté du feldspath et de l'augite un peu de quartz et de biotite ; 2° une porphyrite augitique avec grains de quartz, dont la pâte devait être en bonne partie vitreuse, mais dont la décomposition est très avancée.

Dans le second massif porphyrique, au N de Gozzano, les porphyrites forment plusieurs affleurements le long de la bordure septentrionale. Ainsi, vers la Fabrica di Grata affleure une porphyrite à pâte gris-foncé, riche en gros cristaux de plagioclase et d'augite et en grains de magnétite, dont la base est formée en grande partie par de petits prismes de feldspath, avec de faibles quantités d'ilménite, de chlorite, d'épidote, de calcite et de parties vitreuses dévitrifiées. Vers le Ponte di Grata, on trouve une porphyrite brune à pâte

fluidale avec des cristaux de première consolidation peu développés. Entre ce point et San Martino apparaît un troisième type caractérisé par la présence de quartz de première consolidation, par la nature acide des plagioclases, qui sont voisins de l'oligoclase, par l'abondance de la magnétite et par la nature de la pâte, qui devait être presque entièrement vitreuse, mais a été transformée en un agrégat cryptocristallin (felsophyrite). Vers la chapelle de San Marino affleure une porphyrite verte riche en plagioclases verdâtres et dont la pâte est en bonne partie vitreuse avec des cristallites feldspathiques.

C'est toujours sous la nappe porphyrique qu'apparaissent les porphyrites dans le massif Maggiora-Valsesia. On distingue ici deux variétés principales : la première est à pâte microlithique brune, avec cristaux abondants de plagioclase et d'augite de première consolidation, la seconde est à pâte gris-foncé en partie vitreuse.

Ces roches basiques sont accompagnées en divers points par des tufs, des brèches, des conglomérats et des sables porphyritiques. Ainsi, près d'Angera, on trouve soit une brèche tuffeuse à petits éléments porphyritiques, soit un sable porphyritique ; un sable analogue recouvre la porphyrite à Meina. Près de la Madonna del Castello, dans le district d'Inverio, apparaît un tuf formé essentiellement d'augite et de plagioclase plus ou moins décomposés et par des fragments de porphyrite à base vitreuse. Vers la sortie du val Vina, dans le district de Gozzano, une brèche est constituée par des fragments porphyritiques montrant des structures assez diverses et liés par un ciment feldspathique verdâtre. Une brèche analogue, mais sans éléments vitreux, existe à la Fabrica di Grata et vers le Ponte di Grata ; enfin, un grès tuffeux a été constaté au-dessus de Grignano, dans le district de Valsesia.

Les *porphyres* de la même région varient considérablement quant à leur structure et leur composition. Leur couleur, habituellement rouge ou brunâtre, devient violacée ou même noire dans les variétés basiques. Les minéraux de première consolidation habituels sont le quartz, une orthose blanche, un plagioclase blanc ou rouge, la biotite ; on voit en outre souvent du zircon, de l'apatite, de la titanite, des oxydes de fer, de la tourmaline et de la pyrite. L'orthose présente rarement des contours cristallographiques et est souvent associée à l'albite sous forme de micropertite. Les plagio-



clases sont tantôt acides (oligoclase-albite), tantôt voisins du labrador. Les dihéxaèdres de quartz sont en général fortement corrodés et riches en inclusions. La biotite forme rarement de grandes plages, elle est toujours décomposée et renferme des inclusions nombreuses primaires de magnétite, de zircon et d'apatite; vers les bords des massifs porphyriques elle est souvent remplacée par un autre minéral basique, dont la décomposition avancée rend la détermination impossible.

Le massif Arona-Angera comprend :

1° Des granophyres typiques avec grands cristaux de quartz, d'orthose et de plagioclase acide et avec une pâte plus ou moins altérée, mais qui devait être presque entièrement constituée par des sphérites ;

2° Des felsophyres, dont les uns sont acides, bruns-rougeâtres, riches en cristaux de quartz et de feldspath, dont les autres sont relativement basiques, sans quartz ni orthose, avec des plagioclases compris entre l'oligoclase et le labrador. La pâte peut présenter une structure fluidale accusée, ou bien au contraire offrir l'aspect des rétinites; elle est du reste presque toujours transformée en une masse cryptocristalline. Les felsophyres basiques représentent probablement un faciès marginal de l'épanchement porphyrique.

Dans le massif d'Inverio on distingue :

1° Un microgranite rouge à pâte microcristalline avec quelques sphérites englobant des cristaux de quartz ou de feldspath.

2° Un felsophyre violacé à pâte très finement cristalline, fluidale par places et très riche soit en biotite, soit en un autre minéral basique indéterminable.

Le massif de Gozzano est constitué par des felsophyres, les uns rouges et quartzifères, les autres violets, très pauvres en quartz et contenant par contre une proportion importante de biotite et d'augite.

Le massif de Maggiora-Borgosesia comprend une grande variété de roches qui se répartissent en deux épanchements successifs, séparés en divers points par une couche de tufs. Dans le vallon du Nespolo, au Poggione Boretta et le long du versant N et NW du Monte-Tenera affleurent des porphyres rouges à pâte microgrenue, pauvres en grands cristaux de quartz, riches au contraire en plagioclase acide et contenant du microcline. Près de Sagliano, on trouve un

felsophyre rouge à pâte felsitique et fluidale, avec de grands cristaux de quartz et de feldspath rose et des paillettes de biotite. Ces deux gisements appartiennent au premier épanchement. Le second épanchement est représenté dans le valon du Nespolo, au Sasso-Bianco, et sur tout le versant S du massif par des felsophyres brunâtres, violacés ou noirs, les uns quartzifères et relativement acides, les autres sans quartz et contenant outre la biotite de la hornblende.

Le filon considérable qui s'étend du lac d'Orta au Monte-Cossario est constitué par un porphyre à pâte grisâtre, microgranitique au milieu, cryptocristalline, granophyrique ou micropegmatitique vers les bords. Les éléments de première consolidation sont des quartz, des orthoses et des associations micropertithiques d'orthose et d'albite.

Dans le val Vina on trouve d'abord un premier filon de granophyre rouge, qui, vers l'E, se digitte en une série de filonnets à structure felsitique et fluidale, et qui est bordé au N et au S par des roches vertes, constituées par une association microgrenue de plagioclase basique et de hornblende. Un second filon, parallèle au premier et bordé par les mêmes roches vertes, est formé par un porphyre, dont la base montre une structure micropoïkilitique et dont les grands cristaux appartiennent au quartz, à un plagioclase acide et à l'orthose.

L'auteur donne ici quelques indications sur la nature des schistes cristallins du val Vina, qui sont coupés par les porphyres ; ce sont des gneiss à deux micas, nettement schisteux, qui passent localement au micaschiste par la disparition progressive du feldspath ; par places ils renferment une quantité importante de graphite. Au contact avec les porphyres, le gneiss présente souvent des modifications, mais celles-ci paraissent être surtout d'ordre métasomatique ou dynamique.

Les *tufs* qui accompagnent les porphyres dans les divers gisements étudiés par M. Kæch appartiennent à des types assez différents :

a) Tufs rouges à base de cendres typiques, dont la composition minéralogique rappelle exactement celle des quartz-porphyres, et qui sont développés le long de la bordure méridionale de la nappe porphyrique d'Arona.

b) Tufs bruns et violacés, associés aux porphyres bruns et violets, dans lesquels les cendres sont encore bien reconnaissables et qui se trouvent au N d'Angera, au Sasso-Bianco,

au N de Grignasco et dans le val Sesia, près de Bettole et d'Ara.

c) Tufs gris ou verdâtres, à base felsitique, d'aspect un peu clastique, riches en plagioclase, et contenant de nombreux fragments de porphyres divers, de gneiss et de quartz, qui affleurent près de Silvera, dans le massif d'Invorio, et près de Fabrica di Grata dans celui de Gozzano.

d) Brèches tuffacées, violettes, à base de cendres, renfermant des lapilli porphyriques et des fragments anguleux de porphyrites, qui existent près de Fabrica di Grata et d'autre part entre Grignasco et Borgosesia.

e) Brèches tuffacées brunes, à base compacte felsitique et contenant de nombreux fragments de porphyres que l'on trouve au N d'Iselle.

Les épanchements porphyriques et porphyritiques du val Sesia et du lac Majeur correspondent exactement aux formations semblables des environs de Lugano et sont intercalés, comme celles-ci, entre le cristallin et le Trias. Quant aux relations qui peuvent exister entre ces roches porphyroïdes et les massifs granitiques qui sont inclus dans le gneiss un peu plus au N (Valsesia, Baveno), il est possible que les deux complexes dérivent d'un même foyer magmatique. Si en effet les porphyres sont accompagnés de porphyrites, le granit de Valsesia passe vers l'W à une syénite et semble même entrer en relations avec les roches basiques de la zone d'Ivrée; d'autre part, parmi les apophyses envoyées par le massif granitique de Baveno, les unes ont la composition de la roche mère, d'autres sont plus acides, d'autres sont notablement plus basiques.

*Alpes orientales.* — M. G. RÜETSCHI (19) a étudié en détail les roches très dynamométamorphosées de structure porphyroïde de la Rofna (Rhin postérieur) et du massif de la Suretta, qui ont été interprétées très diversément par Escher et Studer, puis par MM. Heim, Rolle, Bodmer-Beder et Schmidt.

Ces roches affleurent sur une grande surface entre le Splügen, Sufers, Anderr, le P. de la Tschera, le P. Grisch, le P. Mietz et le P. Spodolazzo; elles sont entourées au N, à l'E et à l'W par des marbres et des dolomies probablement plus jeunes, qui se retrouvent dans l'intérieur du massif sous forme de zones continues orientées SW-NE; du côté du S, elles sont recouvertes par un complexe d'amphibolites et d'éclogites, dont l'âge paraît être plus ancien.

La roche de la Rofna, formée essentiellement de quartz, de feldspath et de mica noir, montre une structure tantôt porphyroïde, tantôt schisteuse; à mesure que la disposition parallèle des éléments s'accroît, la composition minéralogique se modifie aussi en ce sens que les quantités relatives de feldspath et de biotite diminuent notablement, tandis qu'il se développe en quantité toujours plus grande du quartz microgrenu et de la mouscovite.

Outre cette roche fondamentale, on trouve dans le même massif des aplites tantôt compactes, tantôt schisteuses, des nids de roches basiques et des roches porphyroïdes, bréchi-formes, dont la plus caractéristique a reçu de M. Heim le nom de Taspinite.

En amont de Bärenberg et dans la région de Ferrera la roche de la Rofna a conservé une structure porphyrique et un aspect massif; elle est constituée par une masse verdâtre microgrenue de quartz et de feldspath, empâtant de gros éléments de quartz, de feldspath et de biotite; les feldspaths comprennent de l'orthose, du microcline, des micropertthites et de l'albite; ils contiennent de petits cristaux de labrador appartenant à une consolidation antérieure; la biotite est en général très décomposée. L'analyse chimique a montré que cette roche est caractérisée par son degré élevé d'acidité, 72 %, et par la prédominance marquée de la potasse sur la soude (5.95 et 2.70 %); elle permet d'établir la composition minéralogique suivante: quartz 41.88 %, anorthose 39.46 %, oligoclase-albite 10.36 %, biotite (lepidomelane) 8.30 %; cette constitution correspond à celle d'un graniteporphyre. Ainsi, par sa structure et sa composition, cette roche paraît appartenir à la zone périphérique d'un culot granitique.

Dans les environs de Ferrera et sur l'Alp Samada affleurent des aplites filoniennes littéralement écrasées par dynamométamorphisme. Le quartz y est abondant; les feldspaths appartiennent à l'orthose, au microcline, à la micropertthite, à l'albite et à un oligoclase acide; la biotite en se décomposant a donné naissance à de la séricite, tandis que de la paragonite s'est formée au dépens de l'albite, et l'orientation parallèle de ces éléments donne à la roche un aspect schisteux. D'après les données de l'analyse ces aplites sont de nouveau très acides (75 % de silice) et beaucoup plus riches en potasse qu'en soude (6.28 et 2.74 %).

A ces aplites s'associent dans la zone marginale du massif de la Rofna des roches lamprophyriques, à pâte gris-foncé formée de quartz secondaire, de séricite et de paragonite,



avec des grains allongés de feldspath orthose et des lamelles déchiquetées de biotite décomposée. La composition chimique, déterminée par l'auteur, se rapproche de celle de la minette du Kirchhäuser Thal, mais avec une teneur plus forte en potasse (7.01 %); elle montre que la roche primaire devait être formée essentiellement par un feldspath potassique et une biotite. Quant à la structure primaire, difficile à déterminer, elle semble avoir été assez analogue à celle d'une minette, tandis qu'actuellement la roche a pris l'aspect d'un schiste séricitique. En somme on peut admettre que nous avons ici un échantillon dynamométamorphisé d'une ségrégation basique du même magma granito-dioritique, dont les aplites représenteraient la ségrégation acide.

A la suite de ces 3 types, dont l'origine volcanique ne fait pas de doute, M. Rüetschi en décrit d'autres résultant d'un métamorphisme plus ou moins intense.

1° Entre les parties restées intactes de la roche de la Rofna et celles qui ont pris une texture schisteuse la transition est parfois établie par l'intercalation d'un granite-porphyre imparfaitement schisteux, qui est particulièrement bien développé dans les gorges de la Rofna et dans la montagne du Hirli. Les gros éléments quartzeux et feldspathiques ont pris une forme lenticulaire, ils sont en général brisés dans leurs parties périphériques et montrent l'extinction roulante. La composition chimique est la même que celle du granite-porphyre compact.

2° La plus grande partie du massif est constituée par un type plus métamorphisé, dont la schistosité est très marquée par suite de l'orientation parallèle de membranes micacées; le quartz est aplati en lentilles minces cataclastiques; le feldspath, écrasé également, est décomposé en un agrégat très fin; seuls quelques cristaux d'orthose ont résisté à la décomposition et jusqu'à un certain point à la déformation; la biotite est remplacée par des amas d'épidote, de magnétite, de rutile et de titanite. Comme éléments secondaires on trouve des plagioclases sodiques, du quartz, de la séricite et de la zoïsite. La composition chimique est ici encore la même que celle du granite-porphyre compact et nous pouvons désigner cette roche comme granite-porphyre gneissique, rendu schisteux par dynamométamorphisme.

3° Sur la route du Splügen, en aval de Sufers affleure sur 20 m. d'épaisseur une zone de schistes verdâtres, que l'auteur considère comme un terme plus écrasé encore du même

granite-porphyre. Les éléments blancs n'y constituent plus que des lits très fins entre les feuillets serrés d'un mica verdâtre, qui paraît être de la phengite; parmi les feldspaths l'orthose est seule reconnaissable. La composition chimique reste très voisine de celle du granite-porphyre; la composition minéralogique peut être déterminée comme suit: quartz 44.67 %, phengite 30.62 %, anorthose 18.86 %, oligoclase-albite 5.85 %.

4° La taspinite, ainsi dénommée par M. Heim, est une roche granitique d'aspect bréchiforme, dans laquelle apparaissent de gros cristaux d'orthose et des grains importants de quartz liés par un réseau micacé. L'étude microscopique montre que les quartz et les feldspaths sont fissurés, brisés et qu'ils ont pénétré mécaniquement les uns dans les autres. Les produits secondaires, très abondants, sont la séricite, la paragonite, un mica vert dérivé de la biotite, l'albite, la titanite, la pyrite et la calcite. Cette roche forme autour de la partie NE du massif de la Rofna une sorte de bordure recouverte par les dépôts permien, elle se retrouve un peu plus au N à l'Alp Taspin et à l'Alp Cess; elle paraît représenter un granit écrasé et sa composition chimique ne s'éloigne pas beaucoup de celle du granite-porphyre.

Il résulte des observations qui précèdent que le massif de la Rofna correspond à une masse intrusive profondément modifiée par la pression. Dans cette transformation ce sont la biotite puis les plagioclases qui ont disparu les premiers, tandis qu'il se formait en quantité toujours plus grande du quartz secondaire et de la séricite. Il paraît probable que l'eau d'imprégnation dissolvait la biotite et les feldspaths aux points de plus forte compression, puis recristallisait le quartz et la phengite là où la pression était plus faible. La décomposition de la pâte semble avoir commencé notablement après celle des gros éléments. Ainsi on peut suivre pas à pas la transformation du granite-porphyre compact en un schiste micacé bien caractérisé.

Nous devons à M. O. HECKER (14) une étude détaillée des **gabbros de la Haute-Valtelline** entre Bornio et Sondalo. Ces roches, constituées essentiellement par des plagioclases, du diallage, de la hornblende brune, de l'olivine, du pyroxène rhombique et de la biotite, présentent les variations suivantes:

1° Un gabbro gris, plus ou moins foncé, de grain moyen, formé essentiellement de plagioclase, de diallage, d'olivine et de hornblende. Le plagioclase prédomine de beaucoup; il

présente un développement tabulaire et est finement mâclé suivant la loi de l'albite; il est relativement frais et correspond au labrador. L'olivine, en général assez frais, en grains incolores mais riches en inclusions de magnétite, est en général encadré par le diallage et la hornblende; parfois il est entouré d'une double auréole de hornblende secondaire, formée de tremolite incolore vers le centre, d'actinolite verdâtre vers la périphérie. Le diallage est toujours xénomorphe, remplissant les interstices entre les feldspaths; il est vert brunâtre sans pléochroïsme. La hornblende primaire se présente sous forme de petits cristaux bruns, très pléochroïques autour du diallage. La pyrrhotine est bien visible macroscopiquement, tandis que la magnétite n'apparaît qu'en petits grains. La biotite est très rare. La structure est intermédiaire entre la forme hypidiomorphe et la forme diabasique-grenue, les plagioclases étant idiomorphes, les minéraux basiques se groupant autour de l'olivine et la magnétite étant moulée par tous les éléments. L'analyse chimique a donné:  $\text{SiO}_2$  47.31 %,  $\text{TiO}_2$  0.47 %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  7.55 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  20.58 %,  $\text{FeO}$  8.08 %,  $\text{CaO}$  9.84 %,  $\text{MgO}$  2.07 %,  $\text{Na}_2\text{O}$  3.43 %,  $\text{K}_2\text{O}$  0.53 %.

2° Un gabbro à hornblende et diallage mais sans olivine, dont le grain, en général moyen, peut montrer des variations assez fortes. Les plagioclases diffèrent peu de ceux du type précédent; le diallage est fortement pléochroïque passant du vert-grisâtre au brun rougeâtre; il comble les intervalles entre les plagioclases et semble parfois avoir corrodé ceux-ci. La hornblende se développe soit autour du diallage, soit sous forme de gros éléments indépendants; elle est toujours xénomorphe, brune avec un pléochroïsme assez marqué, riche en inclusions de magnétite; elle appartient à une variété riche en alumine. Ces roches présentent souvent des signes d'une compression intense et c'est probablement à un phénomène de cette nature qu'il faut attribuer l'ouralitiséation très avancée par places du diallage et de l'amphibole. Indépendamment de cette action dynamométamorphique la structure est la même que dans le type précédent.

3° Un gabbro à hornblende, caractérisé par la rareté ou même l'absence complète du diallage. Ces roches, formées essentiellement de plagioclase et de hornblende, ont un grain plutôt fin et une couleur variant du gris au brun. Le plagioclase est un labrador; la hornblende brune est très riche en inclusions de magnétite, et souvent fortement ouralitisée, passant ainsi à une hornblende secondaire, verdâtre et peu

pléochroïque. Le coefficient d'acidité de cette roche est un peu supérieur à celui des précédentes, ce qui explique l'absence de l'olivine.

4° Un gabbro passant aux norites et caractérisé par la prédominance de la bronzite. Les plagioclases oscillent entre la composition de l'andésine et du labrador; la bronzite forme des prismes courts, verdâtres peu polychroïques; la hornblende brune, moins abondante que la précédente, moule les plagioclases et la bronzite; souvent elle a corrodé cette dernière, sur laquelle elle s'applique avec une orientation parallèle; le diallage et la biotite sont peu abondants. Il semble ici que la cristallisation de la bronzite ait précédé celle du plagioclase, contrairement à ce qui s'est montré pour les types précédents.

5° Un gabbro passant aux diorites par une augmentation considérable de la teneur en biotite aux dépens du pyroxène rhombique, du diallage et de la hornblende. A l'œil nu la roche est gris-clair, à grain moyen, et paraît formée seulement de feldspath et de biotite. Le plagioclase forme de petits individus allotriomorphes, dont la densité correspond à la formule  $Ab_4 An_3$ .

La biotite se présente d'une part en paillettes grandes et idiomorphes, d'autre part en lamelles petites et irrégulières; le pyroxène rhombique manque complètement; le diallage, semblable à celui des types précédents, apparaît en petits grains; la hornblende est très rare en amas peu importants. Dans quelques coupes on trouve des sections octogonales de grenat rosé. La composition chimique de la roche se rapproche de celle du type 3 avec un coefficient d'acidité un peu plus faible (0.91), une teneur plus faible en oxyde ferrique et en magnésie et une proportion notablement plus forte de soude et de potasse.

Ces diverses roches, malgré les variations chimiques et minéralogiques qu'elles présentent, sont trop voisines les unes des autres pour qu'on puisse douter qu'elles ne dérivent d'un même foyer magmatique.

M. L. HEZNER (15) s'est occupé récemment des **éclogites** et des **amphibolites** en tenant compte plus spécialement des gisements de l'Oetzthal. Comme ce travail concerne essentiellement des roches situées en dehors du territoire de la Suisse et ne traite qu'accidentellement des gisements similaires existant dans notre pays, je me contenterai d'en résumer les conclusions.



Les roches à amphibole et pyroxène de l'Oetzthal dérivent d'un magma gabbroïde uniforme; les variations qu'elles présentent soit dans leur structure, soit dans leur composition minéralogique, résultent essentiellement des conditions qui ont présidé à la consolidation, et en particulier de la profondeur et de la pression. En profondeur ont pris naissance les écloğites, tandis que plus près de la surface le grenat et le pyroxène (omphacite) cèdent progressivement la place à la hornblende. Cette dernière se groupe autour du pyroxène tantôt sous forme de tissu fibreux tantôt sous forme d'amas grenus.

Dans les amphibolites à kelyphite le pyroxène a complètement disparu et la hornblende forme avec le plagioclase autour des grenats des associations granophyriques qui sont auréolées par une zone de magnétite (kelyphite); le passage du grenat à la hornblende paraît se faire ici suivant un mode intermédiaire entre la pseudomorphose et la périmorphose.

A côté des amphibolites riches en grenat à structure diablastique on rencontre d'autres types riches en plagioclase, qui montrent plus ou moins nettement une structure gabbroïde.

A plusieurs reprises l'auteur discute les idées émises par M. E. Joukowsky dans une notice consacrée aux écloğites des Aiguilles rouges, qui est analysée dans la *Revue* pour 1902.

*Roches erratiques.* — M. L. LOUP (17) a récolté dans le bassin de Genève, soit entre le Salève, le Vuache et le Jura, un grand nombre de roches erratiques qu'il a soumises à un examen microscopique détaillé. Les échantillons sont classés d'après leurs affinités pétrographiques de la façon suivante:

**Roches cristalloylliennes :** Parmi les roches gneissiques l'auteur décrit d'abord 4 échantillons différents de gneiss francs, dont un paraît correspondre au gneiss d'Arolla, puis 2 échantillons de granite-gneiss, l'un, trouvé au bord de la rivière des Usses et se rapportant à un type connu des Aiguilles Rouges, le second caractérisé par sa grande richesse en quartz, qui le rapproche des micaschistes. D'autres spécimens de gneiss contiennent ou de l'amphibole ou de la chlorite.

Les nombreux micaschistes étudiés par M. Loup appartiennent à des types assez différents, plusieurs d'entre eux correspondent à des spécimens connus des schistes de

Casanna; les uns sont relativement riches en feldspath et passent ainsi au gneiss; la plupart sont caractérisés par la forte prédominance du mica blanc; le grenat apparaît en quantité plus ou moins abondante dans plusieurs d'entre eux; on trouve également des schistes micacés à tourmaline ou à amphibole. Deux échantillons caractérisés par la présence de la zoïsite diffèrent du reste notablement par leur constitution, l'un est formé par un feutrage d'apatite de sphène, de magnétite, d'hématite, de pyroxène, d'amphibole d'ouralitisation, de quartz, de mica blanc, de zoïsite, de grenat et de chlorite; l'autre est constitué essentiellement par du quartz, du mica blanc et du clinocllore avec de petits cristaux d'amphibole, de pyroxène et de zoïsite.

L'auteur a également étudié toute une série de schistes chloritomicacés, dont plusieurs paraissent appartenir aux schistes de Casanna. La roche étant formée essentiellement de quartz, de chlorite et de mica blanc, les éléments accessoires varient avec les échantillons; ce sont suivant les cas l'amphibole, le glaucophane, l'épidote, le grenat, le sphène, la magnétite, la pyrite; le feldspath, est assez abondant dans certaines variétés; un échantillon particulièrement riche en épidote et pauvre en mica est classé comme schiste chlorito-épidotique.

5 spécimens de schistes chloriteux diffèrent les uns des autres surtout par les quantités relatives qu'ils contiennent de quartz, de feldspath et d'épidote.

2 blocs d'éclogite à glaucophane sont caractérisés par l'abondance du grenat, qui apparaît en gros cristaux au milieu d'un assemblage fin de mica blanc et de glaucophane.

Parmi les amphibolites l'auteur décrit un premier type formé essentiellement par une hornblende d'ouralitisation et par de la zoïsite avec de gros grains de grenat, un second type contenant outre l'amphibole du quartz et un feldspath indéterminable, et un troisième type riche en feldspath.

Une pyroxénite, trouvée près d'Onex, est entièrement composée par un pyroxène intermédiaire entre la bronzite et l'hyperstène; enfin 2 échantillons de serpentine sont caractérisés par la présence du diopside.

**Roches détritiques.** — M. Loup a examiné ensuite 4 spécimens de grès, dont l'un est un grès de Taveyannaz typique, tandis que 2 autres sont des grès calcaréo-quartzeux et que le quatrième renferme surtout du quartz avec de la chlorite et divers produits de décomposition indéterminables.

**Roches éruptives.** — Parmi les roches granitiques l'auteur décrit d'abord 2 échantillons de granits typiques à mica noir, puis 2 spécimens de granit à amphibole verte et une microgranulite qui ressemble à la microgranulite de Salanfe.

Les gabbros plus ou moins ouralitisés sont nombreux dans l'erratique des environs de Genève; l'auteur en examine 9 exemplaires, qui diffèrent les uns des autres surtout par les quantités relatives des éléments feldspathiques et pyroxéniques, par leur teneur en olivine et par le degré plus ou moins avancé de leur décomposition.

Les euphotides sont également abondantes et assez variables dans leur aspect; tandis que les unes sont restées grenues et compactes, d'autres ont pris une texture schisteuse; le degré de décomposition est aussi très inégalement avancé, aussi la teneur en hornblende (actinote), en mica blanc, en chlorite se modifie beaucoup d'un type à l'autre; la zoïsite apparaît dans plusieurs échantillons. La plupart de ces euphotides contiennent en outre du chloritoïde, qui forme de grands cristaux, profondément entaillés et simulant parfois des formes squelettiques; ce minéral est parfois mâclé selon (001), ses propriétés optiques varient, concordant tantôt avec celles données par M. Michel Lévy, tantôt avec celles données par M. Duparc; la bissectrice aiguë est positive et le plan des axes est parallèle à l'allongement; certaines plages sont incolores, tandis que d'autres sont vertes et polychroïques.

En somme, si M. Loup a réussi à donner une diagnose précise des principaux types de roches cristallophylliennes, éruptives et détritiques qu'on rencontre dans l'erratique du bassin de Genève, il n'a pu en identifier qu'une petite partie avec des roches connues en place dans les bassins du Rhône et de l'Arve, ce qui provient surtout de l'état bien peu avancé encore de nos connaissances pétrographiques sur ces régions. Parmi les échantillons étudiés il en est pourtant un certain nombre dont l'origine peut être précisée. C'est le cas tout d'abord pour les poudingues de Valorsine et pour le granitegneiss des Aiguilles Rouges, dont la position dans l'erratique des environs de Genève montre que, comme l'admettait déjà A. Favre, une partie des glaciers de la région supérieure de la vallée de Chamonix a dû se déverser par dessus le col des Grands Montets et suivre avec le glacier du Buet la vallée du Trient pour déboucher dans le Bas Valais.

En second lieu l'erratique étudié par M. Loup comprend d'assez nombreux éléments, qui peuvent être identifiés avec certitude avec les schistes de Casanna.

Une microgranulite trouvée près de Farges au pied du Jura semble devoir provenir de Salanfe.

L'élément le plus intéressant au point de vue pétrographique parmi les matériaux étudiés, est formé par les euphotides à chloritoïde, dont quelques-unes semblent se rattacher à des types connus de la vallée de Saas, tandis que d'autres se rapprochent plutôt des euphotides du glacier de l'Allalin étudiées par M. Schäfer.

Il reste à noter l'absence complète de roches pouvant provenir des chaînes qui bordent au N la vallée du Valais, absence qui s'explique du reste facilement par le fait que la partie droite du grand glacier valaisan devait former vers l'aval la branche rhénanne et se diriger vers le NE sur le plateau suisse.

## II<sup>e</sup> PARTIE — GÉOPHYSIQUE

### *Actions et agents externes.*

#### SOURCES ET EAUX D'INFILTRATION

M. A. HEIM, qui a été mis constamment en relation avec des **chercheurs d'eau** non géologues, a donné un résumé fort instructif de ses observations dans ce domaine (31). Il constate tout d'abord que la plupart de ces chercheurs d'eau donnent absolument au hasard des indications qui sont le plus souvent fausses. Il en est pourtant quelques-uns qui peuvent fournir des renseignements utiles et qui ne se trompent qu'exceptionnellement; ces derniers paraissent se répartir en 2 catégories; dans la première il faut classer un certain nombre de personnes qui, s'étant exercées à ce genre d'observations, arrivent à reconnaître les endroits où l'eau doit se trouver en profondeur; cette notion, qu'elles ne s'avouent pas, suffit pourtant pour leur faire faire inconsciemment à l'endroit voulu le petit mouvement de la main nécessaire pour faire lever ou baisser l'extrémité de la baguette magique (dans les pays français elle s'élève, dans les pays allemands elle s'abaisse), et le chercheur d'eau acquiert ainsi par auto-suggestion la certitude qui lui manquait.

La seconde catégorie comprend un nombre très limité de personnes qui éprouvent, lorsqu'elles se trouvent au-dessus d'une eau souterraine, une impression physiologique spéciale, en général un très faible tremblement, trop légère le plus



souvent pour être consciente, mais qui suffit pour provoquer le mouvement révélateur de la baguette; quelquefois l'impression est assez forte pour être directement perceptible. Ainsi des personnes absolument ignorantes et naïves peuvent fournir des indications remarquablement précises.

Malgré ces quelques cas, dans lesquels le bien fondé des renseignements fournis par les sourciers a été démontré, M. Heim croit devoir mettre sérieusement en garde le public contre une pratique qui a causé déjà d'innombrables désillusions.

Pendant que les galeries du Simplon avançaient, M. H. SCHARDT continuait ses observations sur les venues d'eau si abondantes du côté d'Iselle (38). Son dernier rapport qui tient compte des observations faites jusqu'en juillet 1903, commence par une série de tableaux, donnant les résultats des mesures faites mensuellement à partir de juillet 1901 sur le débit, la température et la dureté des eaux du tunnel. De ces tableaux il ressort que les sources de la galerie I ont subi d'une façon générale une diminution importante, que la température de la plupart d'entre elles s'est abaissée, et qu'il y a eu aussi dans la règle diminution de la dureté.

Dans la galerie II on rencontre tout d'abord entre les km. 3.900 et 4.100 un groupe de sources chaudes de faible débit, dont les températures, primitivement comprises entre 22° et 27°, se sont en général élevées, pour atteindre dans certains cas 29°. Entre les km. 4.350 et 4.420 sortent dans la même galerie de volumineuses sources froides, dont le débit a en général considérablement augmenté et dont la température s'est le plus souvent un peu abaissée tandis que la dureté a augmenté.

Au point de vue thermique on peut distinguer:

a) Les sources chaudes, presque toutes peu considérables, sont localisées dans la région du gneiss d'Antigorio entre le km. 3.860 et 4.975 de la galerie II. Elles ont une température plus haute que celle de la roche ambiante, qui s'est élevée pour plusieurs d'entre elles depuis la percée de cette partie du tunnel et qui peut dépasser 32°. Ces sources ont dans la règle diminué.

b) Les sources isothermes sont celles qui ont à peu près la température du rocher et qui se sont refroidies depuis la percée en même temps que la roche ambiante. Elles sont localisées dans la région du gneiss d'Antigorio, et ont pour

la plupart beaucoup diminué; elles semblent correspondre au déversoir des eaux accumulées dans un réseau de fissures.

c) Les sources froides, très volumineuses, jaillissent toutes du calcaire sous-jacent au gneiss d'Antigorio entre les km. 4.340 et 4.420; elles exercent sur la roche une action nettement réfrigérante, qui se manifeste encore à une assez grande distance. Quelques-unes se sont notablement refroidies, particulièrement celles qui jaillissent de bas en haut; d'autres, après avoir subi un abaissement de température momentané, ont repris leur température première; d'autres enfin, qui résultent évidemment de mélanges d'eaux d'origine distincte, ont présenté des oscillations fréquentes de leur température déterminées par des variations dans les quantités relatives des différentes venues qui les composent.

L'étude chimique des sources de la galerie S a comporté la détermination pour 33 d'entre elles du degré hydrotimétrique, de la teneur en matières solides dissoutes et des quantités proportionnelles du carbonate et du sulfate de chaux. Elle a montré que toutes ces eaux sont essentiellement gypseuses, pouvant contenir jusqu'à 1 gr. de sulfate de chaux par litre, tandis qu'elles ne renferment que peu de carbonate; en outre elles montrent une teneur appréciable en sulfates d'alcalis et en sels ferreux.

Depuis la percée la composition des sources a varié d'une façon sensible et ceci presque partout dans le sens d'une augmentation de la minéralisation aussi bien pour les sources froides que pour les sources chaudes, mais surtout pour les premières. Une série de sources chaudes à faible débit sortant entre les km. 3.824 et 4.341 de la galerie II ont pourtant subi une diminution rapide de leur dureté, tandis que des sources voisines ne se modifiaient pas et que d'autres montraient une augmentation de la minéralisation.

Les eaux jaillissant dans le tunnel y ont jeté une quantité considérable de limon, de sable et même de gravier imparfaitement arrondi, et il paraît évident que ces matériaux, qui obstruaient les conduits suivis par les eaux, en ont été arrachés, lorsque, par suite de la percée, le mouvement de ces eaux a repris avec une violence particulièrement forte. Les sources qui jaillissent de bas en haut sont limpides, parce qu'elles se déchargent dans des cavités inférieures au tunnel des matériaux qu'elles transportent.

Quant aux variations de débit il ressort des jaugeages faits que de mai à décembre 1901, c'est-à-dire du moment où les

premières sources ont jailli dans le tunnel jusqu'à celui où la zone aquifère a été entièrement traversée, la quantité d'eau a été constamment en augmentant, passant de 150 l. s. en mai à 1149 l. s. en décembre. De janvier à mai 1902 il y a eu diminution du débit, puis une crue s'est manifestée pendant la fonte des neiges soit de mai à août. La période de septembre 1902 à avril 1903 marque une nouvelle période d'étiage relatif avec en avril un minimum de 766 l. s. inférieur de 314 l. s. au minimum de l'année précédente. Enfin les mois de mai, juin et juillet 1903 ont correspondu à une crue avec en juillet un maximum de 1150 l. s. inférieur de 54 l. s. seulement au maximum de juillet 1902. Cette faible différence entre ces 2 derniers maxima semble indiquer que la réserve d'eau souterraine est maintenant épuisée et qu'il ne faut plus s'attendre à une diminution notable du débit total; on peut admettre que les venues d'eau sortant dans cette région du tunnel oscilleront entre un minimum d'environ 700 l. s. et un maximum d'environ 1100 l. s., tandis que M. Schardt avait admis en février 1902 un maximum de 300 à 350 l. s.

Entre le km. 0 et le km. 3.8 le gneiss d'Antigorio est resté remarquablement sec malgré sa porosité incontestable, ce qui doit s'expliquer par l'intercalation dans ce gneiss au-dessus du tunnel d'une zone imperméable de micaschistes qui arrête les eaux descendantes. Les premières sources importantes ont été rencontrées au km. 3.83 au point où le tunnel après avoir traversé une première fois ces micaschistes plongeant au NW. s'est approché du jambage plongeant au SE. de ce petit synclinal et dans le voisinage d'une grande faille verticale. Depuis là les venues d'eau ont été fréquentes, soit que le gneiss fût plus fissuré, soit qu'on se rapprochât de la zone aquifère des calcaires triasiques. Puis ceux-ci, une fois atteints, ont fourni la majeure partie des sources.

Pour déterminer l'origine des eaux qui sortent dans le tunnel, M. Schardt a entrepris une étude hydrologique de la région triangulaire délimitée par la Diveria, la Cairasca et la dépression d'Alpien, dans laquelle il distingue: 1° la zone du gneiss d'Antigorio qui forme le flanc N de la vallée de la Diveria jusqu'à l'arête Teggiolo-Alpienrung, et qui est caractérisée par une grande abondance de sources et de cours d'eau superficiels, l'infiltration étant faible; 2° la zone des calcaires dolomitiques avec gypse et schistes calcarifères, à laquelle correspondent la dépression de Valle avec le flanc N du Teggiolo et le flanc S du Pizzo Valgrande, puis les

alpagnes de Corvetsch et Gisen, la dépression d'Alpien et les pâturages de Welsche Matten et Sistelmaten jusqu'à la Vieille Caserne; cette zone, coupée en 2 par l'arête gneissique du Pizzo Cornacchio au Monte Carnera, ne possède pas de sources importantes en dehors des dépressions profondes, elle constitue la zone essentielle de l'infiltration; 3<sup>o</sup> la zone gneissique du Monte Carnera au Monte Leone, dans laquelle l'infiltration profonde est presque nulle.

Comme sources superficielles pouvant être en relation avec les venues d'eau du tunnel il faut envisager d'abord celles de la vallée d'Alpien, dont une a complètement tari depuis les travaux, tandis que le débit d'ensemble ne paraît pas avoir subi une diminution notable, puis celles des environs de la Vieille Caserne, qui sortent au contact du gneiss d'Antigorio et du calcaire dans la vallée de la Diveria et qui paraissent avoir subi une diminution sensible. Parmi les sources de la vallée de la Cairasca, qui sortent des calcaires gypsifères au-dessous et en avant du pli couché de gneiss d'Antigorio, celles de Nembro ont tari déjà en novembre 1901; celles de Straccioni et de la Prese di Gebbo, situées plus bas, ont diminué tout en conservant un fort débit. Le contact entre le gneiss et les calcaires gypsifères y est considérablement disloqué par suite d'effondrements locaux en relation avec la dissolution du gypse en profondeur.

En tenant compte de l'extension de la zone principale d'infiltration, qui s'étend depuis Valle jusqu'à la Vieille Caserne, et de la quantité moyenne des précipitations atmosphériques, on peut évaluer à 550 l. s. le débit total des sources qui doivent résulter de cette infiltration, tandis que le débit moyen des eaux sortant dans le tunnel est d'environ 1000 l. s. avec maximum en juillet et minimum en avril. L'idée la plus simple pour expliquer ce supplément d'eau était de l'attribuer à des infiltrations se produisant le long de la Cairasca; aussi des essais dans ce sens ont-ils été faits avec de la fluorescine, d'abord sans succès puis avec un résultat fort instructif. La matière colorante introduite dans la Cairasca en amont de la plaine de Nembro a reparu d'abord dans les sources de Straccioni plus bas dans la même vallée, puis dans les sources du tunnel. Lors d'un essai fait le 3 décembre 1902 pendant un débit moyen de la Cairasca, il a fallu 11 jours pour que la fluorescine devînt visible dans les eaux du tunnel et la coloration a duré 6 jours. Un second essai fait en avril 1903 pendant un débit remarquablement faible de la Cairasca a été infructueux. Lors



d'un troisième essai fait en juin 1903 pendant un débit très fort, la coloration est apparue dans une source du tunnel déjà au bout de 2 jours, puis elle n'a plus été visible pendant 5 jours, pour reparaitre ensuite d'une façon intermittente dans différentes sources pendant 4 ou 5 jours. Il est donc démontré qu'une partie des eaux du tunnel du Simplon provient de la Cairasca, les communications souterraines qui établissent la liaison devant comporter d'une part des conduits assez directs, d'autre part des cours contournés et compliqués. Un essai de coloration du ruisseau d'Alpien n'a donné aucun résultat.

### ERROSION ET CORROSION

M. J. BRUNHES (23) a résumé devant la Société de géographie de Genève ses nombreuses observations sur le **phénomène tourbillonnaire** et la genèse des **marmites fluviales**, soit dans le canal de décharge de la Maigrauge, soit dans le lit du Nil aux cataractes d'Assouan, soit dans une série de gorges des Alpes suisses. Ayant déjà eu l'occasion de parler de ces observations dans de précédentes revues, je me contente de résumer ici les conclusions de l'auteur :

L'action tourbillonnaire est le procédé d'attaque par excellence des eaux courantes et, si les marmites ne sont pas plus souvent conservées, cela tient à la consistance insuffisante d'un grand nombre de roches. Les tourbillons ne sont impuissants à creuser que si l'eau ne charrie pas de sable, ou bien si les matériaux qu'elle transporte sont, en proportion importante, trop lourds pour suivre le mouvement de rotation.

M. G. RITTER (36) a développé à nouveau l'idée d'après laquelle un grand bassin lacustre se serait étendu pendant la période quaternaire depuis Soleure jusque dans les vallées de la Broye, de l'Orbe et de la Thièle. Le comblement de cet ancien lac serait dû non seulement aux apports effectués par les cours d'eau, mais aussi à la destruction et la lévigation des îles mollassiques qu'il entourait, le Jolimont, le Vuilly, le plateau de Portalban-Estavayer.

Un travail tout à fait comparable de **destruction des falaises par les vagues** s'est continué sur la rive orientale du lac de Neuchâtel jusqu'à l'abaissement du niveau du lac en 1892. Depuis lors les falaises ne reculent plus et se transforment sous l'influence de la désagrégation atmosphérique et du

ruissellement en des pentes douces qui sont destinées à se couvrir de végétation.

M. F. G. BONNEY (21) partant d'une série d'observations personnelles faites dans les Alpes, a discuté l'hypothèse émise par M. Davis, d'après laquelle le creusement de la partie profonde des vallées alpines se serait effectué pendant la période glaciaire. Admettant que les Alpes n'ont pas subi depuis la période miocène de changement d'altitude important, il considère que l'action des glaciers a dû commencer à se faire sentir pendant la période pliocène. Cette action n'a dû durer pour la plus grande partie des vallées que pendant une période limitée et n'a pu produire le plus souvent que des effets peu considérables, purement superficiels et de détail. Les cirques en particulier ne doivent pas être attribués à une action des glaciers.

#### LIMNOLOGIE ET HYDROLOGIE

M. F. A. FOREL (27) a exposé en détail une méthode appliquée par lui à la détermination de la transparence des eaux et indirectement à l'évaluation approximative de la quantité des troubles en suspension dans ces eaux.

Dans une conférence tenue à Vienne, M. A. PENCK (34) a traité de l'origine du lac de Constance. Il a montré que le bassin du lac est dû incontestablement à une érosion glaciaire, qui s'est effectuée en partie pendant l'avant-dernière glaciation, en partie et surtout pendant la dernière. Ces 2 érosions glaciaires superposées et ne correspondant pas à des glaciations de même étendue permettent d'expliquer le contraste entre la forme élargie de l'Obersee et la forme étroite des digitations de l'Ueberlingersee et de l'Untersee.

L'auteur parle ensuite de l'extension dans les environs du lac des dépôts morainiques, dont le volume évalué à 210 km<sup>3</sup> serait 6 fois plus considérable que celui des matières enlevées par l'érosion dans le bassin lacustre.

M. H. SCHARDT (37) attribue la formation du lac des Brenets à la chute dans l'ancienne gorge du Doubs, précédemment ouverte et à pente uniforme, d'un ou de deux éboulements. Ceux-ci ont formé un barrage transversal, dont la nature perméable a permis la fuite souterraine de l'eau accumulée en amont.

MM. M. LUGEON, M. RICKLIN et F. PERRIRAZ (33) ont cherché à déterminer d'après l'atlas Siegfried, la répartition et l'extension des bassins fermés sans écoulement superficiel en Suisse. Ils en ont ainsi reconnu 236, dont 8 dans les Préalpes à l'W. du Rhône, 64 dans les Préalpes entre le Rhône et l'Aar, 28 dans les Hautes Alpes calcaires entre la Savoie et l'Aar, 21 dans les Hautes Alpes calcaires entre l'Aar et la Reuss, 65 dans les Hautes Alpes calcaires entre la Reuss et le Rhin, 11 dans le Valais au S du Rhône, 8 dans le Tessin et 31 dans les Grisons. L'ensemble de ces bassins sans écoulement couvre une surface de 421 km<sup>2</sup>. Leur existence est déterminée par la présence à la surface de roches perméables, agissant comme filtres; ils sont donc rares dans les régions cristallines ou dans le Flysch, ils manquent dans les régions mollassiques, tandis qu'ils sont abondants là où des masses calcaires (Malm, Urgonien, etc...) couvrent de grands espaces. Quelques-uns sont dus à des barrages de moraines ou d'éboulements. Dans toutes les chaînes la majorité des bassins fermés se trouvent dans le voisinage des lignes de faîtes; un grand nombre d'entre eux possèdent un petit lac au niveau très variable.

#### GLACIERS ET NEVÉS

Le rapport rédigé par M. F. A. FOREL, M. LUGEON et C. MURET (29) sur les variations des glaciers suisses en 1902 débute par une discussion écrite par M. Forel, de l'idée émise par M. Kilian (An. du C. A. F., XXVIII, p. 369), que les glaciers alpins sont en voie de disparaître par une longue décrue interrompue seulement par des retours offensifs éphémères. Les arguments de M. Kilian, consistant dans la réduction énorme subie par les glaciers depuis leur grande extension pléistocène et dans l'intensité de la décrue actuelle, ne sont pas absolument probants, d'abord parce qu'il n'est pas démontré que la modification climatérique qui a provoqué le grand retrait quaternaire ne soit pas terminée et que nous ne soyons pas maintenant dans un état d'équilibre, ensuite parce que nous manquons de points de comparaison entre la décrue actuelle et celles qui l'ont précédée.

Bien des faits semblent même être absolument contraires aux idées de M. Kilian; ainsi entre 1818 et 1822 les glaciers ont dépassé dans une mesure considérable les limites de toutes les crues des siècles précédents. D'autre part certaines décrues ont été plus importantes que la décrue actuelle; ainsi

en 1540 le glacier de Grindelwald avait presque complètement disparu, et 2 siècles plus tard, en 1748, le même glacier a atteint de nouveau un minimum très accentué.

Passant ensuite à la théorie des variations glaciaires M. Forel admet avec M. Richter que, au moins pour les grands glaciers, les crues sont dues à une accélération du mouvement, provoquée par la pression exagérée qu'exercent les névés, lorsqu'ils ont été gonflés par des chutes de neige anormalement fortes. La diminution de l'enneigement entraîne ensuite un recul du front des glaciers, qui continue aussi longtemps que les névés n'ont pas acquis par un nouveau gonflement la force voulue pour vaincre les frottements et l'inertie de leurs glaciers émissaires.

La longueur des glaciers dépendant essentiellement du climat, il reste à examiner si celui-ci a subi une modification sensible en Suisse dans la période historique. Or il n'existe aucun indice d'une modification de cette nature, et la constance remarquable de la faune et de la flore depuis l'époque des palafitteurs jusqu'à nos jours parle au contraire en faveur de la constance du climat.

Dans la deuxième partie du même rapport M. Lugeon a collationné les renseignements qu'il a pu recueillir sur l'enneigement en 1902. Il montre qu'une tendance générale à l'abaissement de la ligne de neige et à l'épaississement des névés dans les régions supérieures se manifeste partout; des observations bien claires à ce sujet ont été faites en particulier à Orny et Saleinaz; afin d'obtenir des renseignements plus précis un nivomètre a été peint sur un éperon rocheux du contrefort méridional de la Pointe d'Orny entre le glacier du même nom et le plateau de Trient; il est recommandé à l'attention des touristes.

L'enneigement progressif a été constaté également dans les Alpes de Zermatt, dans le massif du Gothard et dans les Grisons (haute vallée de Fisch, Pitz Kech, etc...).

M. Lugeon analyse ensuite le travail de M. Jegerlehner, sur lequel je reviendrai un peu plus loin, en faisant quelques réserves sur la valeur de la ligne climatique.

La dernière partie du rapport rédigée par MM. Forel et Muret est consacrée à la chronique des glaciers au point de vue de leurs variations. Les observations en 1902 ont porté sur 78 glaciers et ont donné les résultats suivants:

Dans le bassin du Rhône 32 glaciers ont été observés dont 25 dans les Alpes valaisannes et 7 dans les Alpes vaudoises. Dans les Alpes valaisannes la décrue est encore à



peu près générale, le glacier de Boveyre qui avançait encore en 1901 est actuellement en recul, par contre ceux de Zanfleuron et de Kaltwasser paraissent ébaucher un mouvement positif; les glaciers de Lötschen, de Ferpècle, de Corbassière, de Tseudet sont stationnaires. Le glacier du Rhône a fait l'objet, comme les années précédentes, d'une étude détaillée; son front s'est retiré en moyenne de 13.4 m. découvrant une surface de 5505 m<sup>2</sup>. Suivant les différents profils réparés on a constaté une légère augmentation d'épaisseur en relation avec une accélération de l'avancement annuel. Dans les Alpes vaudoises les 7 glaciers observés ont montré une faible crue, mais il est possible que ce mouvement ne soit qu'apparent et résulte de simples changements de forme.

Pourtant dans le bassin de l'Aar les 12 glaciers observés montrent une tendance analogue; les glaciers de Stein et du Wildhorn sont en crue, les autres sont presque tous stationnaires et celui de Rosenlauri a seul marqué un recul important.

Dans le bassin de la Reuss sur 8 glaciers observés 5 sont en décrue, 1 est stationnaire, le glacier d'Erstfeld a faiblement progressé, celui de Kehlfinn a subi une crue plus importante.

Dans le bassin du Rhin les 15 glaciers observés sont en recul plus ou moins accusé. Il en est de même pour les 4 qui ont été observés dans le bassin de l'Inn et pour les 2 qui l'ont été dans le bassin de l'Adda. Quant au bassin du Tessin sur 5 glaciers observés 2 sont stationnaires et 3 en décrue.

Ainsi au milieu d'un retrait général certains glaciers, en particulier dans les Alpes vaudoises et bernoises, ont légèrement progressé. Il est probable que ce mouvement localisé est dû aux conditions spéciales de l'année 1902, dont le printemps et le commencement de l'été puis les mois d'août et septembre ont été froids et humides.

Reprenant dans une note à la Société vaudoise des sciences naturelles la question de la réduction progressive des glaciers jusqu'à disparition complète dans l'avenir, M. Forel (26) montre que cette disparition paraît peu probable pour une époque rapprochée et qu'il semble au contraire que nous allons rentrer dans une phase de crue.

Les mêmes renseignements que nous avons puisés dans le rapport sur les glaciers des Alpes de MM. Forel, Lugeon et Muret se retrouvent dans le rapport général sur les variations

des glaciers rédigé au nom de la commission internationale par MM. S. FINSTERWALDER et E. MURET (24). Cette dernière publication nous montre de plus que dans les Alpes orientales la phase de décrue a été encore plus accentuée que pendant les années précédentes, quelques rares glaciers faisant pourtant exception.

Dans les Alpes italiennes la décrue a été aussi à peu près générale; par contre l'enneigement a été très important. Dans les Alpes françaises la tendance à la décrue prédomine de beaucoup avec quelques glaciers stationnaires.

Suivent de nombreux renseignements sur les glaciers des Pyrénées, de Scandinavie, du Groenland, du Caucase, de Sibérie, de l'Himalaya, etc....

M. J. JEGERLEHNER (32) a cherché à déterminer la **ligne des neiges en Suisse** en tenant compte non pas de la limite véritable des névés en ligne locale, mais en déterminant, d'après la méthode de MM. Richter et Brückner, la **ligne climatique**; cette ligne indépendante des variations dues à des causes locales, correspond à l'altitude au-dessus de laquelle le sol est constamment couvert de neige; elle doit d'après M. Kurovsky coïncider avec la ligne d'altitude moyenne de la surface du névé et du glacier. Pour la déterminer M. Jegerlehner a calculé d'après l'atlas Siegfried la surface de tous les glaciers des Alpes suisses, qui sont au nombre de 1077 et couvrent une surface de 2029 km<sup>2</sup>; il a compulsé en outre un grand nombre de renseignements sur l'altitude et l'extension de chaque glacier, sur l'altitude de la ligne climatique correspondante, etc....

De ces renseignements il ressort que la ligne climatique s'élève de l'extérieur des Alpes vers l'intérieur; elle est à 2740 m. aux Diablerets, à 2750 dans le massif de Morcles et du Muveran, à 3100 m. environ dans les massifs d'Arola et du Cervin, à 3260 m. dans le massif du Mont Rose.

#### TRANSPORTS ÉOLIENS

D'après des observations collationnées par M. F. A. FOREL (25), le 22 février 1903 a été marqué dans l'Europe centrale et occidentale par une température remarquablement élevée, par le passage d'une nuée jaunâtre ou rougeâtre et par la chute d'une poussière excessivement fine. Ce triple phénomène a été observé sur différents points des cantons de Vaud et de Neuchâtel, dans le Jura bernois, à Rothrist en

Argovie, à Fehraltorf (Zurich) et à Rorschach. Il a été constaté d'autre part soit dans le N de la France et le S de l'Angleterre, soit en Allemagne et dans le N de l'Autriche. Il coïncide évidemment avec la chute d'abondantes poussières sahariennes sur la Méditerranée occidentale les 20 et 21 février.

Des échantillons de ces poussières tombées en Suisse, formés de particules de quartz et de calcite, n'ont rien de commun avec des cendres volcaniques, tandis qu'ils présentent avec les poussières sahariennes une si frappante analogie, qu'il ne peut subsister aucun doute sur leur origine.

### *Actions et agents internes.*

#### TREMBLEMENTS DE TERRE.

M. A. RIGGENBACH (35) a fait l'historique du seïsmographe installé dans le Bernouillanum à Bâle depuis 1888; il donne la liste des 13 seïsmes qui ont été enregistrés par cet appareil, de janvier 1889 à février 1903, et indique d'autre part les mouvements qui ont été constatés en dehors de lui et qu'il n'a pas marqués.

#### VOLCANISME

M. F. A. FOREL, étudiant la question de l'origine des cendres volcaniques (28), admet d'abord que celles-ci représentent de la lave pulvérisée, ensuite que cette pulvérisation ne peut pas être due simplement à l'expansion des gaz. Il semble qu'on doive admettre ici une rupture de tension déterminée par le contact de la lave avec de l'eau froide. L'auteur compare ce phénomène avec celui qu'il a pu observer aux hauts fourneaux de Choindez près de Delémont, où les scories sont pulvérisées par la simple projection de la masse en fusion dans un courant d'eau froide, et transformées en débris dont les uns rappellent les cendres volcaniques, les autres les lapilli.

III<sup>e</sup> PARTIE. — TECTONIQUE*Alpes.*

M. M. LUGEON (42) a résumé devant le congrès de Vienne son étude d'ensemble sur les **grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses**; ayant longuement rendu compte de ce travail dans la Revue pour 1902, je puis me contenter de citer simplement ici cette nouvelle publication.

En se basant sur les observations qu'il a pu faire dans le tunnel du Simplon jusqu'en juillet 1903, M. H. SCHARDT (45) a publié un nouveau profil à travers ce massif.

Avant d'entrer en matière, il fait l'historique des études entreprises dans cette région par Studer et Gerlach, par MM. Heim, Lory, Taramelli et Renevier, puis par M. Traverso, M. Schmidt, M. Lugeon, et lui-même.

La **stratigraphie du massif du Simplon** n'a pu être débrouillée que lorsqu'on s'est rendu approximativement compte de sa tectonique et lorsqu'on a reconnu l'importance du métamorphisme qu'ont subi une grande partie de ses formations constituantes. On peut actuellement distinguer les termes suivants :

1<sup>o</sup> Schistes lustrés avec *Belemnites*, schistes calcaires ou granatifères, etc..., qui représentent le Jurassique.

2<sup>o</sup> Dolomies, gypses, quartzites, schistes micacés et chloriteux qui appartiennent au Trias.

3<sup>o</sup> Micaschistes et schistes amphiboliques (Paléozoïque?).

4<sup>o</sup> Gneiss tantôt schisteux et fibreux (Monte Leone), tantôt massif (Antigorio).

On est autorisé à admettre actuellement que les dolomies, les marbres et les gypses de toute la chaîne appartiennent au Trias, et que les schistes calcaires ou granatifères de l'intérieur du massif ne sont que des schistes lustrés dynamométamorphisés, de même que les gneiss fibreux et schisteux du Monte Leone sont une modification dynamométamorphique du gneiss massif d'Antigorio.

Au point de vue tectonique, la constatation la plus importante faite par M. Schardt consiste dans la découverte sur le versant SE du Monte Leone d'un synclinal de calcaires triasiques entourant une masse de schistes lustrés métamor-



phisés, et enveloppé lui-même par une vaste charnière de gneiss fermée au S. La position de ce synclinal de formations secondaires, supporté et surmonté à la fois par le gneiss, permet de démontrer que les autres complexes de Trias et de Jurassique représentent aussi des synclinaux couchés, fermés vers le S, et que les masses de gneiss intercalées appartiennent à des anticlinaux culbutés avec charnière s'enfonçant au N.

Les schistes lustrés de la dépression de Kaltwasser-Aurona-Alp di Veglia, intercalés entre le gneiss du socle du Monte Leone et celui du Wasenhorn, appartiennent à un synclinal ouvert vers le haut et fermé en profondeur par une charnière qui relie entre elles les deux masses de gneiss, tandis que M. Lugeon admettait ici un pli fermé vers le haut séparant deux têtes anticlinales s'enfonçant vers le N. Le front du pli, dont le jambage renversé forme le sommet du Monte Leone, ne peut donc pas se trouver au Wasenhorn; il existe plus au N, dans la zone gneissique de la Ganter, qui correspond ainsi à une charnière anticlinale enfoncée presque verticalement dans les schistes lustrés. Cette charnière s'élargit du côté du NE et se raccorde avec les masses énormes de gneiss qui, se superposant aux schistes lustrés de Berisal-Steinental, bordent le Binnenthal et forment le sommet du Hüllehorn.

Les schistes lustrés se suivent d'une façon continue entre les gneiss du Wasenhorn-Bortelhorn et ceux de la Ganter, du Hüllehorn et du Binnenthal; ils sont liés intimément aux schistes chloriteux, talqueux et amphiboliques avec intercalations de serpentines et de gabbros, qui sont désignés comme schistes métamorphiques récents.

En résumé le **profil tectonique du massif du Simplon** comprend du N au S les termes suivants :

1° La zone des schistes lustrés s'étend du portail N au kilomètre 3,843; elle présente une série de plis aigus et trois intercalations de calcaires dolomitiques et de gypses triasiques.

2° La première zone triasique est comprise entre les km. 3,846 et 4,079; elle contient, outre les dolomies et les gypses, une couche de schiste micacé, et un banc de 80 m. d'épaisseur de gneiss schisteux à deux micas résultant du métamorphisme d'un grès triasique.

3° La zone gneissique de la Ganter, entre les km. 4,079 et 4,424, représente la tête anticlinale plongeante du pli supérieur du Monte Leone.

4° La zone de dolomies et de schistes triasiques du pont de la Ganter est séparée de la précédente par un plan de laminage évident ; elle passe vers le S à des schistes chloriteux, puis à des schistes micacés, gneissiques, granatifères avec bancs calcaires intercalés. Ce dernier complexe peut être considéré ou bien comme entièrement Triasique, ou bien comme formé par des plis serrés de Trias et d'Archéen.

5° La zone du Monte Leone, entre les km. 4,935 et 9,400, comprend d'une part des micaschistes et des gneiss schisteux d'âge relativement récent, évidemment métamorphiques, d'autre part un gneiss grossier schisteux, parfois oillé, qui doit être une modification du gneiss d'Antigorio. En plusieurs endroits s'intercalent dans ce complexe cristallin des schistes calcaires et des calcaires avec sécrétions d'anhydrite, qu'on peut considérer comme des pointements des formations secondaires sous-jacentes à la masse gneissique.

6° La zone de calcaires triasiques authentiques du lac d'Avino commence dans le tunnel au km. 9,400.

7° Le gneiss du lac d'Avino correspond à une tête anticlinale plongeant au N sous les deux zones précédentes.

8° Les calcaires et micaschistes calcarifères de Valle représentent une zone synclinale de terrains secondaires.

9° Le gneiss de Valle est formé vraisemblablement par une tête anticlinale plongeant au N comme celle de la zone 7.

10° Les schistes jurassiques et les calcaires de Valle-Ciamporino figurent un nouveau synclinal.

11° Au dessous de la Punta di Valle, entre les km. 6,832 et 5,326 du côté S, le tunnel a traversé une sorte de gneiss formé par des noyaux lenticulaires gneissiques liés entre eux par un milieu micaschisteux. Cette roche, que l'auteur avait d'abord considérée comme un conglomérat métamorphisé, paraît être une variété intermédiaire entre le gneiss d'Antigorio et celui du Monte Leone. Elle appartient probablement au soubassement des schistes de Valle et représente un bombement anticlinal correspondant à un pli du gneiss inférieur de Crodo-Baceno.

12° Ce dôme est recouvert vers le S par une zone de schistes lustrés et de calcaires triasiques qui le sépare du gneiss d'Antigorio et qui doit se raccorder devant le front de ce dernier avec les schistes de Valle.

13° Le gneiss d'Antigorio, qui forme le plateau de Trasquera-Bugliaga, est traversé par le tunnel depuis le portail S jusqu'au km. 4,325, où on le voit se superposer aux calcaires de la zone précédente.

Ainsi le massif du Simplon est formé par la superposition de plusieurs plis couchés et même en partie culbutés de gneiss, qui sont séparés les uns des autres par des synclinaux de formations secondaires. Une tectonique analogue doit du reste se retrouver dans d'autres parties des Alpes valaisannes, tessinoises et grisonnes. Il semblerait en particulier que le dome du mont Rose représente en fait la carapace d'un grand pli couché dont le front est enfoui, et que le pli de gneiss entamé par les vallées d'Anniviers et d'Hérens a une forme semblable.

M. H. DOUVILLÉ (40) a profité d'un séjour à Interlaken pour étudier au point de vue tectonique les chaînes des Ralligstöcke-Gerihorn, Harder-Dreispietz-Bachfluh et Waldegg-Niederhorn.

L'auteur commence par rappeler qu'il a distingué précédemment dans cette région trois unités tectoniques : 1° la série des roches en place qui forme la chaîne de Waldegg et du Niederhorn au N du lac de Thoune et le Buchholzkopf au S ; 2° un pli couché et charrié vers le NW, dont le jambage renversé forme la chaîne Harder-Dreispietz-Bachfluh ; 3° une nappe intercalée entre les deux unités précédentes, à laquelle appartiennent les klippes des bords du lac (Krättigen-Spiez).

La chaîne de Waldegg, entre les vallées du Lombach et du Sundgraben, est constituée par une voûte urgonienne contre laquelle s'appuient : a) des grès glauconieux de l'Albien inférieur avec *Lagena* et *Orbulina* ; b) un calcaire glauconieux avec *Belemnites minimus* et *Bel. ultimus* appartenant probablement déjà au Cénomaniens ; c) des calcaires schisteux à *Lagena* supracrétaciques ; d) un calcaire à grosses nummulites (*N. Spissus* Deff., *N. Dufrenoyi* d'Arch.), gréseux à la base et ravinant les couches sous-jacentes ; e) les grès du Hohgant, argileux et foncés à la base, durs et gris clair à leur partie supérieure, avec *Num. striatus* et *Num. contortus* ; f) les marnes schisteuses de Leimern contenant des Orbitoïdes et des Lithothamnium. Vers l'W, cette voûte est coupée par une faille longitudinale, qui dans la vallée du Sundgraben fait butter les marnes de Leimern de la Waldegg contre l'Urgonien du Beatenberg. L'axe de cet anticlinal s'abaisse rapidement vers le lac.

La chaîne du Beatenberg correspond à un anticlinal, dont le flanc W est ouvert jusqu'au Berriasien par la tranchée du Justithal. Dans le village du Beatenberg, le Nummulitique inférieur repose directement sur l'Urgonien ; au Niederhorn, le grès du Hohgant contient à sa partie inférieure des calcaires bitumineux à Nummulites et Orbitoïdes, et une couche

de houille; il est séparé des couches de Leimern par un niveau calcaire à grains de quartz, qui renferme *Num. striatus*, *N. contortus*, *N. Lucasi*, *Assilina exponens*, *Velates Schmiedeli*, etc.

La chaîne des Ralligstöcke est une chaîne synclinale formée de Néocomien, d'Urgonien et de grès du Hohgant; les couches plongeant au NW de son flanc oriental représentent la retombée de l'anticlinal du Niederhorn, tandis que les couches plongeant au SE de son flanc occidental doivent appartenir au jambage d'une nouvelle voûte, dont le reste s'est affaissé le long d'une faille longitudinale. La lacune stratigraphique entre l'Urgonien et les grès du Hohgant s'accroît progressivement vers le NW et la transgressivité du nummulitique est évidente. Sur le flanc occidental de la Spitzfluh, les grès éocènes contiennent près de leur base une couche avec nids de charbon, qui correspond évidemment à la couche carbonneuse du Niederhorn, et qui renferme *Cer. conjunctum*, *Cer. deperditum*, *C. tiara*, *Neritina Fischeri* et une série de fossiles d'eau douce, parmi lesquels *Limnea pyramidalis*, *Planorbis pseudoammonius*. Cette faune permet d'attribuer la base des grès du Hohgant au Lutétien supérieur ou au Bartonien inférieur.

Le prolongement de la voûte du Niederhorn est représenté au S du lac entre Därligen et Leissigen par le Buchholzkopf; l'anticlinal est ici recouvert de tous côtés par le Wildflysch que l'auteur attribue au jambage renversé du pli charrié du Harder-Dreispietz; de là il disparaît sous ce pli pour ne redevenir visible qu'au Gerihorn à l'W du Kienthal. Cette voûte du Gerihorn est coupée par une faille verticale, le long de laquelle on voit les grès du Hohgant du côté NW plongeant fortement au NW se plaquer contre l'Urgonien du côté SE, incliné faiblement au SE.

La formation la plus ancienne qui affleure au Gerihorn est un complexe de calcaires bien stratifiés avec lentilles de calcaires à rudistes, qui représente le Néocomien et sur lequel se superpose directement le Nummulitique; celui-ci comprend les termes suivants:

- 1° Grès grossier à *Pecten* et *Num. Dufrenoyi*.
- 2° Grès fin micacé à Assilines et *Num. Lucasi*.
- 3° Grès fin glauconieux à petites nummulites et *Lithothamnium*.
- 4° Calcaire quartzifère avec petites nummulites et *Orbitoides*.
- 5° Calcaire à Lithothamnies, Orbitoïdes et petites num-



mulites, très riche dans sa partie supérieure en *Orthophragmina sella*.

6° Marnes de Leimern avec Globigerines.

Cette série tertiaire est remarquablement analogue à celle des Ralligstöcke.

La chaîne du Harder entre la vallée de Habkern et le lac de Brienz est constituée par le jambage renversé d'un grand pli couché vers le NW; les couches plongent vers le SE et se décomposent comme suit: 1° les calcaires berriasiens qui affleurent au pied SE de la chaîne, 2° les calcaires stratifiés avec lentilles de calcaire à rudistes du Néocomien, 3° l'Urgonien qui forme arête, 4° un grès noir glauconieux avec nodules pyriteux, 5° l'Albien fossilifère avec nodules phosphatés, 6° les calcaires supracrétaciques à Lagena. La même disposition se retrouve au S d'Interlaken dans la chaîne du Rügen-Morgenberghorn. Sur le flanc N de celle-ci le crétacique recouvre une zone de calcaires gréseux à *Orthophragmina discus*, qui s'appuie à leur tour sur les grès à Taonurus d'Iberg et sur le Wildflysch, exactement comme sur le versant qui domine Habkern au SW. Entre ces 2 profils sur le versant oriental du bas de la vallée du Lombach le Wildflysch manque entre les couches d'Iberg renversées et les couches de Leimern de la chaîne de Waldegg.

Le Flysch de Habkern avec ses conglomérats granitiques et ses gros blocs de granite représente une formation littorale, il est en outre nettement laminé au contact avec les couches de Leimern; l'auteur admet donc qu'il s'est déposé le long du rivage méridional de la mer du Flysch et qu'il a été amené dans sa position actuelle par un transport en relation avec la formation du pli couché du Harder.

Le flanc N du Kienthal, étudié récemment par M. Gerber (voir Revue pour 1902) permet de retrouver plus au S le grand pli couché du Harder et de le suivre fort avant dans l'intérieur des chaînes: à la Standfluh une nappe renversée d'Urgonien et de grès d'Iberg se superpose au Wildflysch, puis plus haut dans la vallée apparaît le noyau jurassique du pli charrié, qui n'est séparé du grès de Taveyannaz et du Crétacique de la série inférieure que par des lentilles discontinues de grès nummulitiques, le jambage renversé ayant été presque complètement supprimé.

Sur le flanc S du Kienthal le dôme du Gerihorn est représenté par un anticlinal de grès à *Orthophragmina*, *Pecten* et huitres et de couches de Leimern. Sur cette chaîne autoch-

thone se superpose d'abord une écaille de Trias et de Lias, puis seulement la série renversée du pli du Harder, toute semblable à celle de la Standfluh. Il faut admettre que cette écaille triasico-liasique intercalée ici entre la chaîne du Gerihorn et le Wildflysch du pli du Harder appartient à la même unité tectonique que les calcaires du Tschingel et le Malm, qui affleurent plus en amont sur les 2 flancs du Kienthal sous les grès nummulitiques renversés et sous le noyau jurassique du pli du Harder. Du reste au N de Kandersteg près de Mittholz les calcaires du Tschingel se superposent d'une façon analogue sur les marnes de Leimern de la série autochtone.

En se basant sur ces divers profils l'auteur admet l'existence entre le pli charrié Harder-Dreispietz et les chaînes autochtones Waldegg-Gerihorn d'une nappe composée surtout de terrains triasiques et jurassiques, et il raccorde cette nappe par dessus les chaînes autochtones avec le complexe qui forme au N de celles-ci les Klippes de Kraettigen-Spiez au bord du lac de Thoune, de Frutigen et de l'Engstligenbachthal et qui est recouvert par le Flysch du Niesen et du Suldbachthal.

Revenant aux Ralligstöcke M. Douvillé montre que tout le long du versant occidental de cette chaîne on trouve 2 zones de couches de Leimern, qui encadrent une bande presque continue de grès de Taveyannaz et une série de pointements de gypse triasique (près de Rothbühl) et de calcaires à *Lioceras opalinum* (près de Bodmi). Il explique cette disposition en admettant un synclinal du Nummulitique autochtone affaissé suivant une faille longitudinale et enveloppant des lambeaux de Wildflysch, de Trias et de Lias de la nappe chevauchante du Harder.

Pour résumer la région du lac de Thoune comprend 3 unités tectoniques distinctes :

1<sup>o</sup> Les chaînes autochtones crétaciques-éocènes du Niederhorn, des Ralligstöcke, du Gerihorn, qui correspondent au complexe inférieur de Glaris, autochtone aussi contrairement à l'opinion de M. Lugeon.

2<sup>o</sup> Le grand pli charrié crétacique-tertiaire du Harder-Rügen-Standfluh avec la zone de Wildflysch du Kanderthal et du Niesen et les affleurements de Wildflysch du versant occidental des Ralligstöcke.

3<sup>o</sup> Une nappe disloquée et laminée intercalée entre les 2 complexes précédents bien visible au S du Kienthal, dans le Farnithal, et qui comprend les Klippes de Kraettigen Spiez et du versant occidental des Ralligstöcke.

Nous devons à M. H. HOEK une étude d'ensemble du **massif de la Plessur** (41) c'est-à-dire des chaînes comprises entre les vallées de la Rabiosa, de la Plessur inférieure et du Sapunerbach, de la Landwasser, de l'Albula et du Heidbach. Au point de vue tectonique cette région comprend des éléments très différents:

1° Au SE s'étend la chaîne Strela-Amselfluh, qui représente un grand anticlinal de Verrucano et de Trias couché au NW, et fait partie des chaînes à plissement normal. Le jambage supérieur de ce pli, constitué essentiellement par un puissant massif de calcaire du Wetterstein, forme les sommets de l'Amselfluh, du Strehl, du Valbellahorn. Le coeur comprend du Verrucano et du Muschelkalk; quant au jambage renversé du calcaire de Wetterstein et de la dolomie principale il forme les sommets du Schiesshorn et de la Thierjerfluh et les grandes parois du versant NW de la chaîne; la dolomie y présente de nombreux replis qui augmente beaucoup son épaisseur; le Rhétien y manque complètement.

2° La chaîne du Schafrücken-Erzhorn, séparée de la précédente par la vallée synclinale du Wetschtobel, s'élève progressivement du NE au SW; en même temps sa direction passe du NE-SW à l'E-W, et le synclinal qui sépare ce nouvel anticlinal de celui de Strela-Amselfluh se transforme en un plan de chevauchement, suivant lequel le flanc renversé très réduit du pli interne s'appuie sur le flanc supérieur du pli externe. Sur le versant N de l'Erzhorn le cristallin affleure jusqu'à une grande hauteur et supporte directement la dolomie principale recourbée en un synclinal complexe. Le sommet est formé par un anticlinal de calcaire du Wetterstein recouvert de dolomie principale plongeant au S; celle-ci supporte sur le versant S le Rhétien. Le cristallin de la base de l'Erzhorn chevauche manifestement au N sur la chaîne triasique du Weisshorn de Parpan.

3° Le Weisshorn de Parpan et le Tschirpen appartiennent à une sorte de zone imbriquée, dirigée E-W et resserrée entre le soubassement cristallin de l'Erzhorn et l'avant-pays par dessus lequel elle est repoussée. Le profil exact de cette chaîne, dont toutes les couches plongent au S, comprend la succession suivante du N au S.

a) Les couches de Raibl ou corgneules supérieures (2 m.) qui reposent sur le Lias de l'avant-pays.

b) La dolomie principale (40 à 50 m.) formant paroi.

c) Une série excessivement laminée de Rhétien, de Lias et de Malm en couches irrégulières et souvent interrompues, qui forme un replat bien visible sur tout le versant N.

d) Une nouvelle zone de couches de Raibl.

e) Une nouvelle couche de dolomie principale formant paroi jusqu'au sommet.

La chaîne du Weisshorn-Tschirpen est ainsi nettement constituée par 2 écailles superposées, dont la première chevauche sur le Lias de l'avant-pays, tandis que la seconde est recouverte mécaniquement par le cristallin du soubassement de l'Erzhorn. Il est intéressant de noter pour cette chaîne d'une part l'absence des roches dioritiques si abondantes plus au N, d'autre part le fait que le Lias y présente le faciès calcaire d'Adneth et non le faciès schisteux qu'il montre dans l'avant-pays.

4° La région qui s'étend au N du Weisshorn de Parpan et d'Arosa et qui comprend les montagnes peu élevées du Brüggerhorn, du Weisshorn d'Arosa, des Plattenhörner contraste absolument par ses caractères orographiques et tectoniques avec les chaînes situées au S; elle est caractérisée d'abord par l'abondance des roches diabasiques et des serpentines, ensuite par l'enchevêtrement absolument désordonné qu'y montrent les divers niveaux du Trias et du Jurassique; il est impossible de suivre ici sur le terrain aucun élément tectonique continu. La base du versant occidental des Plattenhörner, du Weisshorn d'Arosa et du Brüggerhorn est formée essentiellement de dolomie principale, englobant des synclinaux de Lias et chevauchant sur des schistes d'âge incertain qui paraissent appartenir au Flysch. Le plan de chevauchement est ici très visible depuis l'Alpstein et l'Urdenenthal à l'W. jusque dans la région de Langwis à l'E; il est faiblement incliné du NW au SE, et reste visible dans la vallée de la Plessur jusqu'à Rüti; pourtant l'auteur ne croit pas devoir raccorder les schistes du soubassement des chaînes externes avec ceux qui affleurent en aval d'Arosa au fond de la vallée.

En résumé M. Hoek considère avec MM. Steinmann et Jennings les chaînes d'Arosa comme le front complètement disloqué et imbriqué d'un système de plis chevauchés vers le N, auquel appartiennent les chaînes Weisshorn-Tschirpen, Erzhorn-Schafrücken et Strela-Amselfluh; le chevauchement de cette masse frontale sur le Flysch du Schanfigg s'éten-



draît sur une distance de 4 à 5 km. Les chaînes extérieures d'Arosa auraient été toujours en connexion avec celles qui se trouvent plus au S et ne constitueraient pas, comme l'admettent MM. Rothpletz et Lugeon un élément tectonique complètement distinct, se rattachant à une racine plus ou moins lointaine.

### PRÉALPES ET KLIPPES

MM. G. RÖESSINGER et STUART JENKINS (43) ont exploré la zone des cols dans la vallée de la Lenck. Parmi les terrains qui y affleurent, ils décrivent des schistes et calcaires à Céphalopodes superposés au Malm, qui appartiennent vraisemblablement au Néocomien, et des calcaires à fossiles siliceux qui représentent le niveau de Wang.

Au Bettelberg, les auteurs ont constaté la présence d'un anticlinal de Lias inférieur, dont la charnière est tournée au SSE; dans la même région, un synclinal de Trias, Lias et Dogger se ferme nettement à l'W. Ces observations, qui demandent confirmation, auraient une grande importance théorique au point de vue de l'origine de la zone des cols et des Préalpes en général.

M. CH. SARASIN (44) a repris l'exploration détaillée du massif triasico-liasique des Annes (Haute-Savoie), qui se rattache aux Préalpes par le facies des terrains qui le composent, qui d'autre part paraît sur presque toute sa périphérie se superposer au Flysch du grand synclinal du Reposoir. Le principal but de cette étude était de déterminer si cette klippe représente un lambeau d'une nappe charriée, ou bien si elle correspond à une ancienne chaîne reprise par les plissements alpins et écrasée à la base, si par conséquent elle est en place.

Le massif des Annes comprend deux unités tectoniques distinctes séparées par un plan de chevauchement : au S. la klippe de Lachat, au N la klippe d'Almet.

La klippe de Lachat, à laquelle appartiennent les deux sommets de la Pointe de Lachat et de la Croix de Châtillon, est constituée par une série normale de Trias et de Lias qui vers l'E, vers le S et vers l'W paraît directement superposée au Flysch.

Le Trias comprend de bas en haut :

- 1° Argiles et grès noirs.
- 2° Corgneules et calcaires dolomitiques blancs jaunâtres.
- 3° Argiles rouges avec bancs dolomitiques à la base.

Le Lias se subdivise comme suit :

1<sup>o</sup> Calcaire dolomitique noir, devenant brun à l'air à *Avicula contorta*.

2<sup>o</sup> Calcaires gris compacts avec zones marneuses, contenant par places des débris de Pentacrines, des *Plicatula Crucis* et des fragments de Pecten (Hettangien).

3<sup>o</sup> Puissant complexe de calcaires noirs, rugueux au toucher, remplis de gros silex, qui renferment *Pentacrinus tuberculatus*.

4<sup>o</sup> Calcaires gris, en bancs séparés par des lits marneux, se délitant facilement, avec de nombreux fragments de Belemnites (*Bel. niger*?).

Le contact entre la klippe et son soubassement de Flysch est masqué tout autour par une accumulation considérable de matériaux éboulés; parmi ceux-ci se montrent d'énormes paquets représentant parfois des bancs entiers et simulant des affleurements en place, qui ont été pris à tort par Maillard comme les termes du jambage renversé d'un pli couché au SE.

Les couches triasiques et liasiques de la montagne de Lachat, qui plongent au S dans la partie méridionale, sont au contraire inclinées au N dans la partie septentrionale et s'enfoncent dans le vallon de Maroly entre le Flysch sous-jacent et le complexe triasico-liasique de la klippe d'Almet.

La chaîne d'Almet est formée en grande partie par un synclinal de Trias et de Lias orienté presque exactement de l'E à l'W et déjeté au N. La série normale de ce synclinal, qui est laminée par places, repose sur le Flysch du versant septentrional; le cœur du pli est formé par des marno-calcaires brunâtres à Belemnites qui représentent probablement le Toarcien; la série renversée de Lias inférieur forme la région culminante. Dans toute sa partie orientale, ce synclinal s'appuie sur le Flysch qu'il recouvre soit au S, soit au N de la Pointe d'Almet; dans sa partie centrale et occidentale, il est moins fortement déjeté au N, et semble se raccorder par un anticlinal écrasé et faillé avec la série de la Pointe de Lachat; en même temps son jambage normal inférieur subit par laminage une diminution d'épaisseur considérable.

Dans le soubassement de la klippe d'Almet, le Flysch contient des écailles de Crétacique très inégalement importantes. L'une d'elles, située dans le voisinage des chalets d'Auferand, comprend un banc épais d'Urgonien sur lequel s'appuie une zone de marno-calcaires rouges, qui présentent exacte-

ment le type du Crétacique supérieur préalpin; le plus souvent le Crétacique supérieur apparaît seul, tantôt sous la forme de couches rouges typiques, tantôt sous la forme de calcaires blancs compacts avec silex exactement analogues au Crétacique supérieur des chaînes voisines (Aravis, Vergys, Leschaux). La transition du type préalpin au type haut-alpin du Crétacique supérieur, qu'on observe facilement dans le soubassement de la chaîne d'Auferrand, a une grande importance et supprime toute nécessité d'admettre une origine lointaine pour le soubassement de la klippe d'Almet.

L'auteur montre dans un dernier chapitre que le grand anticlinal haut-alpin des Vergys est coupé dans la partie qui longe le massif des Annes par une série de failles, qui doivent toutes s'expliquer par un effort exercé sur cet anticlinal lors de son plissement par la klippe qui se trouvait au S. Il admet donc, que déjà lors du soulèvement principal de la chaîne des Vergys, le massif des Annes devait occuper son emplacement actuel, et avoir une extension peu différente de celle qu'il possède de nos jours.

Pour conclure, M. Sarasin montre que, si ses observations n'excluent pas absolument la notion du lambeau de recouvrement pour la klippe des Annes, elles ne la confirment en aucune façon et qu'elles permettent de supposer avec autant de vraisemblance un massif précédemment plissé, émergé et partiellement érodé, puis repris dans les plissements alpins et d'autant plus énergiquement disloqué que sa direction n'était pas parallèle à celle des chaînes voisines en voie de surrection.

## JURA

Dans un article consacré à la tectonique générale du Jura, M. L. ROLLIER recherche quelles sont les causes probables de la surrection des plis jurassiens (48), et quelles sont les relations qui peuvent exister entre le plissement de ces chaînes et celui des chaînes alpines.

Les plis jurassiens, envisagés dans leur ensemble, se distribuent en plusieurs faisceaux distincts séparés par des plateaux peu ou point plissés; ce sont 1° les chaînes internes de Chambéry à Olten, que l'auteur appelle le faisceau helvétique; 2° le faisceau lédonien, qui forme la bordure occidentale depuis le Molard de Don par Salins jusqu'à Mouthier et la source de la Loue; 3° le faisceau du Lomont, qui se détache du précédent à Salins et s'étend en un arc de cercle très prononcé

par Besançon, le Lomont et les chaînes chevauchées de l'Argovie jusqu'à la Lägern. Les plateaux jurassiens intercalés entre ces systèmes de plis sont : 1<sup>o</sup> le plateau de Champagne, entre le confluent de l'Ain et de la Bienne et les sources de la Loue, qui sépare le faisceau helvétique du faisceau lédonien ; 2<sup>o</sup> le plateau d'Ornans, qui sépare le faisceau lédonien de celui du Lomont, et s'étend de l'W à l'E entre le Lison et le Dessoubre ; 3<sup>o</sup> des plateaux moins importants, qui se développent dans la région de Maiche et de Russey, dans le Val de Ruz, dans le Val de Délémont, et qui figurent de simples synclinaux élargis par suite de l'écartement des plis qui les encadrent.

Quant à l'origine des plis jurassiens, il faut se représenter que ceux-ci appartiennent à la couverture sédimentaire d'un socle probablement cristallin, qui a été délimité par l'affaissement de trois grandes dépressions : au SE, le plateau mollassique suisse ; à l'W, la plaine de la Saône ; au N, la dépression du Doubs et du Haut-Rhin. Ces trois dépressions, remplies par les dépôts tertiaires, ont fonctionné par ce fait comme éléments résistants et ont déterminé le plissement des chaînes jurassiennes, de telle façon que chacune d'elles est plus ou moins directement la cause de la surrection d'un des principaux faisceaux jurassiens ; la plaine de la Saône a provoqué la formation des plis du faisceau lédonien, la dépression mollassique suisse a fait naître ceux du faisceau helvétique, la dépression du Doubs et du Haut-Rhin est la cause de la formation de ceux du faisceau du Lomont. Le contact des faisceaux jurassiens avec les dépressions voisines est marqué dans la règle par le déversement des premiers vers les secondes, souvent même par un chevauchement, ce qui s'explique par la résistance à la poussée exercée par le remplissage tertiaire des bassins affaissés.

Ainsi le plissement du Jura ne serait pas, comme on l'admet en général, un simple contre-coup du soulèvement des Alpes ; il serait la conséquence de l'affaissement et du comblement par les dépôts tertiaires des dépressions qui encadrent cet ensemble de chaînes, l'effort tangentiel ayant été ainsi localisé dans la région non affaissée et non surchargée. Du reste le plissement des Alpes pourrait s'expliquer de la même façon comme une conséquence de la formation de la plaine helvético-bavaroise et de la plaine du Pô.

En réponse à l'étude tectonique de la région des cluses d'œnsingen et de Mumliswyl, publiée par M. STEINMANN et ana-



lysée dans la Revue pour 1902, M. FR. MÜHLBERG (47) a fait connaître une série d'observations de détail faites dans la même région, qui tendent à confirmer le caractère de plis chevauchés admis précédemment par lui pour les chaînes traversées par ces cluses.

Parmi les grandes lignes de fractures dirigées N-S, que M. Steinmann a supposées dans cette région, celle qu'il dit avoir suivie depuis la chaîne du Passwang jusqu'à celle du Weissenstein, n'a été constatée par M. Mühlberg que dans la région du Farisberg, entre la Schlossweid et la Schlossfluh, près de la ruine Neu Falkenstein. Cette ligne de fracture, que M. Mühlberg avait déjà signalée dans un travail antérieur, n'a pas exactement la direction que lui a donnée M. Steinmann; elle est orientée NE-SW et forme avec la méridienne un angle de 32 à 36° au lieu de 22°; en outre, son rejet, évalué par M. Steinmann à 150 m., est à peine de 60 m. Le prolongement de cette faille à travers la vallée de Balsthal ne peut être qu'hypothétique, puisque les alluvions y recouvrent partout la roche en place. Dans la chaîne du Weissenstein, la dislocation longitudinale du versant N de la Roggenfluh, que M. Steinmann a considérée comme le prolongement de cette même fracture, est en réalité un plan de chevauchement.

Les deux failles obliques coupant la chaîne du Weissenstein aux abords de la cluse d'Oensingen et se joignant à angle droit vers Aussere Klus que M. Steinmann dit avoir constatées, ne peuvent en réalité être démontrées par aucun argument absolu et il manque toute preuve d'un affaissement triangulaire de cette partie de la chaîne.

A la cluse de Mumliswyl il a été également impossible à M. Mühlberg de trouver aucune trace certaine des deux failles obliques se coupant à angle droit qu'a supposées M. Steinmann pour expliquer un effondrement triangulaire. Ainsi au NW de la Lobisei, où M. Steinmann a admis un décrochement vertical dans le Hauptrogenstein, il y a simplement un clivage de la roche du reste très fréquent dans toute la région. Le Hauptrogenstein n'y est pas vertical; il plonge de 30° au S et surmonte un complexe laminé de couches d'Effingen et de Dogger; il y a donc sur ce point recouvrement mécanique et non faille verticale. D'autres contacts anormaux sont dus visiblement à des glissements.

Par contre des faits nombreux montrent que dans les chaînes du Weissenstein et du Farisberg le sommet de la voûte et le flanc S sont repoussés par dessus le jambage N, et que la formation des cluses qui les traversent est

due en grande partie à l'érosion. Les contacts entre les masses supérieures de Dogger du cœur des chaînes et les couches redressées de Malm du jambage N s'expliquent tout naturellement par un chevauchement. Du reste plus on étudie les chaînes jurassiennes qui bordent le Jura tabulaire, plus on est obligé de reconnaître que la notion des voûtes normales, généralement admise jusqu'ici, est fautive et que les chevauchements constituent un phénomène presque général. Les chaînes du Farisberg et du Weissenstein montrent en particulier nettement une structure dissymétrique, qui est déterminée par une poussée du versant S par dessus le versant N. Dans la chaîne Farisberg-Graitery la ligne de ce chevauchement se suit plus ou moins nettement depuis la cluse de Court jusqu'à celle de Mumliswyl et ce n'est guère qu'à l'E de la cluse de Gännsbrunnen et au Breitenberg que la voûte devient normale. Dans la chaîne du Weissenstein on observe une dislocation tout-à-fait analogue depuis la région au N de Soleure jusqu'à la cluse d'Oensingen; de là vers l'E le chevauchement, d'abord très net, passe à un pli déjeté dont la forme se modifie ensuite de façon à devenir presque droite.

Quant aux cluses M. Mühlberg les considère comme de simples tranchées d'érosion transversales aux chaînes, dont la position correspond aux points les plus bas des axes anticlinaux.

M. H. SCHARDT (49) a constaté entre la vue des Alpes et les Convers (Jura neuchâtelois) un pli faille, qui a amené la suppression locale de la Dalle nacrée et de l'Argovien.

Le crêt qu'on croyait formé par de la Dalle nacrée est en réalité constitué par la grande oolithe et la zone calcaire qu'on identifiait avec le calcaire roux de Furcil correspond au Bajocien supérieur à polypiers.

M. Schardt a donné en outre plusieurs coupes à travers le Néocomien du Jura et a signalé l'existence d'un autre pli-faille important à la Tête de Rang. Cet accident met en contact direct avec le Séquanien le Lias supérieur, qui atteint ici le niveau le plus élevé qu'on lui connaisse dans cette partie du Jura (1150 m.)

Dans une seconde notice (52) le même auteur a décrit un décrochement, qui s'est produit dans le flanc SE de l'anticlinal de Solmont-La Tourne entre Furcil et Brot-dessous et grâce auquel la grande oolithe a été repoussée par dessus les marnes de Furcil. Cette dislocation, peu importante à

Furcil, s'accroît vers l'E et au coteau de Chantemerle la grande oolithe recouvre non seulement les marnes de Furcil, mais encore la Dalle nacrée, le Spongien et l'Argovien.

J'ai signalé dans une précédente revue une note très brève de M. H. SCHARDT parue dans les Archives de Genève et consacrée à un rocher de Jurassique supérieur (Kimmeridgien ou Portlandien), qui en amont de Buttes (val de Travers) repose sur les argiles tertiaires du pied du Chapeau de Napoléon. Ce gisement a été décrit un peu plus tard en détail par le même auteur (50), qui montre qu'il s'agit ici d'un paquet glissé depuis la voûte du Chapeau de Napoléon par suite de l'érosion du jambage vertical de l'anticlinal, probablement après le retrait du glacier.

Je dois également rendre compte ici d'une publication de M. SCHARDT (51) qui concerne les **mouvements survenus dans les rochers entre Furcil et la Clusette** et dont je n'ai signalé encore qu'un court résumé.

En aval de Noiraigue l'Areuse sort de la vallée élargie que représente le Val de Travers pour s'engager dans des gorges étroites. A l'entrée de celles-ci, près de Furcil la rivière coule presque exactement sur l'axe d'un anticlinal à peu près droit, dont le cœur, formé de calcaire roux, supporte du côté du N une série normale de marnes de Furcil, de Dalle nacrée, d'Argovien, de Séquanien, de Kimmeridgien et de Portlandien. De là elle se dirige obliquement par rapport au pli de façon à se rapprocher du synclinal Val-de-Travers-les Oeillons. Le lit actuel de l'Areuse date du reste seulement de l'époque postglaciaire; la rivière coulait anciennement plus à droite et devait occuper un niveau notablement plus bas; ce changement de cours s'est effectué au moment où a été créé en cet endroit le barrage, qui a donné naissance au grand lac de Noiraigue et du Val de Travers, et dont les restes sont bien reconnaissables sur la rive droite de l'Areuse à la Petite Joux. L'on trouve ici un amoncellement de blocs que Du Pasquier a assimilé à un éboulement descendu du Creux du Van.

L'axe de l'anticlinal de Furcil s'élève notablement vers l'E. L'Argovien est fortement réduit par écrasement vers la route de la Clusette sur la plongée N de la voûte.

A la suite des excavations considérables pratiquées dans les marnes de Furcil par les deux grandes fabriques de ciment de Noiraigue des tassements successifs se sont pro-

duits dans les couches supérieures d'abord en 1894 et 1896 puis en février 1901. A cette dernière date le mouvement prit une extension particulièrement grande, dix crevasses importantes furent constatées à la surface et l'on put craindre la chute imminente dans le lit de la rivière de toute la masse disloquée; aussi entreprit-on le plus tôt possible des travaux, dont le plan général consistait à provoquer la chute d'une partie des rochers en mouvement en évitant par des mesures de protection l'encombrement de la rivière.

La région des gorges de l'Areuse a fait l'objet d'une monographie géologique rédigée par MM. H. SCHARDT et A. DUBOIS (53). Elle comprend deux anticlinaux, celui de la Montagne de Boudry et celui de Monlesi-Solmont, et entre eux le synclinal du Val de Travers-les Oeillons écrasé.

Tout le plateau de la Montagne de Boudry est formé par le calcaire Kimmeridgien faiblement incliné au SE; au NW du Creux du Van une inflexion brusque relie cette voûte au jambage septentrional, qui est vertical dans sa partie supérieure, renversé vers le bas, et qui recouvre par pli-faille le synclinal Val de Travers-Rochefort. L'axe de cet anticlinal s'abaisse très fortement vers le NE, de sorte qu'au château de Rochefort la voûte portlandienne ne s'élève pas au-dessus de 833 m. Le pli faille qui sépare l'anticlinal de la Montagne de Boudry du synclinal de Rochefort est marqué par la suppression du Portlandien et par places aussi du Kimmeridgien ou même du Séquanien; une partie plus ou moins importante de la série infracrétacique y est également supprimée. Vers le NE ce laminage cesse un peu au delà de Rochefort et c'est au contraire l'anticlinal du Solmont qui chevauche sur le flanc N du synclinal.

Le synclinal de Rochefort relie sans aucun doute le synclinal du Val de Travers à celui du Val de Ruz; il présente des replis secondaires, dont le nombre peut aller jusqu'à cinq et qui sont bien visibles à la Combe Garot.

L'anticlinal du Solmont, dont l'axe passe d'abord sous la plaine de Noiraigue et à Furcil, s'élève rapidement vers le NE; il est ouvert entre Noiraigue et La Tourne de façon à montrer le Jurassique moyen et supérieur; à la Tourne la voûte Kimmeridgienne se ferme. Dans la région de la Clu-sette et de Brot-dessous la grande oolithe du jambage méridional est repoussée par dessus les marnes de Furcil, le Callovien et l'Argovien du cœur de l'anticlinal; cet accident, qui disparaît vers le NE, doit être la conséquence d'un affais-



sement de cette partie du pli en relation avec l'abaissement de l'axe anticlinal vers le SW.

La vallée de l'Areuse après avoir suivi jusqu'au Vanel le synclinal du Val de Travers, le quitte au point où il se relève, et s'engage dans le flanc S puis dans l'axe de l'anticlinal du Solmont. A partir de Furcil elle dévie de nouveau à droite pour se rapprocher du synclinal Val de Travers-Rochefort, qu'elle atteint avant le rocher de Cuchemanteau. Enfin à partir de la Combe aux Epines elle prend une direction transversale et coupe la chaîne du lac pour déboucher à Boudry.

Sur deux points le cours de l'Areuse a été dévié après le retrait du glacier du Val de Travers. D'abord entre le Furcil et le Saut de Brot un barrage considérable, considéré par Du Pasquier comme un éboulement, par les auteurs comme une moraine déposée par un glacier du Creux du Van, l'a repoussé contre le versant N de la vallée. D'autre part un éboulement descendu de Prépunel sur le flanc gauche de la vallée a rejeté l'Areuse en aval de Champ du Moulin vers la droite, la forçant à contourner le rocher de Cuchemanteau. Le matériel morainique et détritique entassé sur le flanc droit au dessus du Saut de Brot, étant miné à la base par la rivière est constamment en mouvement, il semble qu'un glissement particulièrement important a, à un moment donné, comblé le fond de la vallée sur ce point et a provoqué la formation du lac de Noiraigue. Du reste les glissements ont été fréquents dans les gorges de l'Areuse, ainsi au rocher de la Clusette, dans le coteau des Loges, dans le pied des Lanvouennes, à la Combe de la Verrière, dans la masse hauterivienne et urgonienne de Chambrelien-Trois Rods, etc....

Les gorges de l'Areuse fonctionnant comme un drain, on y voit sortir de nombreuses sources, appartenant à des types divers.

#### PLATEAU MOLLASSIQUE

M. E. BAUMBERGER a consacré une courte notice à la **région mollassique des environs du lac de Biene** (46) avec le Bucheggberg, le Bürenberg, le Schlossberg, le Jensberg, le Bütenberg et le Krähenberg. Ces diverses collines sont constituées essentiellement par la Mollasse d'eau douce inférieure et la Mollasse marine.

La Mollasse d'eau douce inférieure est représentée par une épaisseur considérable de grès tendres avec bancs minces ou

lits de rognons plus durs et couches intercalées de marnes rougeâtres.

La Mollasse marine comprend :

1<sup>o</sup> Alternances de grès et de conglomérats avec débris de coquilles et dents de poissons (Muschelnagelfluh de Studer).

2<sup>o</sup> Mollasse tendre bleuâtre (60-70 m.).

3<sup>o</sup> Muschelsandstein avec débris de coquilles, dents de poissons et débris de mammifères.

Ce dernier est recouvert au Krähenberg et au Jensberg par des couches à Helix et à végétaux; près de Nidau et au Bürenberg il supporte une zone de marnes grises puis un complexe épais de mollasse.

Au pied du Jura la Mollasse d'eau douce inférieure, cachée par les moraines et les éboulis doit recouvrir, avec une intercalation peu importante de Sidérolithique, le Jurassique supérieur; mais il paraît probable, d'après le faciès du Crétacique près de Bienne, que celui-ci existe en profondeur sous la Mollasse, qui en couperait ainsi les couches en transgression discordante.

La chaîne du Büntenberg est isoclinale avec plongement général de la Mollasse vers le S; elle appartient avec le Krähenberg au revêtement tertiaire de la première chaîne jurassienne. Vers le SE suit un synclinal évasé et peu profond, qui tend à s'élargir vers le NE et dont l'axe suit d'abord le flanc N du Jensberg, puis la plaine de l'Aar. Ensuite les couches se relèvent, de façon à former au Jensberg et au Bürenberg le jambage N du premier anticlinal mollassique. L'axe de ce pli, du reste très peu saillant, est marqué par les affleurements de Mollasse d'eau douce inférieure qui séparent la Mollasse marine du Bürenberg de celle du Bockstein et du Schöniberg.

Un rapport d'expert rédigé à l'occasion de la percée du **Ricken** par M. C. SCHMIDT (54) contient une description générale de cette chaîne comprise entre Wattwyl et Kaltbrunnen (Saint-Gall).

La Mollasse d'eau douce inférieure qui la constitue essentiellement comprend deux niveaux distincts.

1<sup>o</sup> Les couches d'*Ebnat* (subalpine Mollasse de Studer et Kaufmann, Appenzeller Sandstein de Gutzwiller) se composent de grès calcaires, pauvres en quartz, durs, jaunâtres à la surface, en bancs d'épaisseur variable alternant avec des marnes. Les surfaces de couches sont souvent bitumi-

neuses et couvertes de débris de plantes. Dans la région de Brandholz, de Blomberg et de Krummenau les grès contiennent de nombreux galets calcaires et passent à un conglomérat. Dans la vallée de la Thur ces couches d'Ebnat plongent sous le niveau suivant.

2° Les *couches de Bildhauser* (Mollasse granitique de Studer, Bollinger-St-Margarethen-Sandstein de Gutzwiller, Zuger Sandstein de Kaufmann) sont représentées par un grès gris, plutôt tendre, formé par des produits de désagrégation de roches granitiques, disposé en gros bancs de 1 à 5 m. d'épaisseur, entre lesquels s'intercalent des lits marneux souvent bitumineux. Certains bancs passent à un conglomérat granitique. Il semble qu'au contact entre les deux niveaux superposés il se forme comme un enchevêtrement des deux faciès.

Les couches d'Ebnat forment au Ricken un double anticlinal divisé en deux par un synclinal aigu; c'est contre le flanc N de cette voûte complexe que s'appuient normalement les couches de Bildhauser.

Toute la partie culminante de la chaîne est tapissée par une couche presque continue de 3 à 20 m. d'épaisseur de moraine de fond argileuse et imperméable. Sur le versant N dans la vallée de la Thur au niveau de 618-630 m. se développe une sorte de terrasse constituée par des matériaux glaciaires, du sable et de l'argile. Sur le versant S on peut voir au-dessus d'Utznach et de Kaltbrunn soit de la moraine de fond soit des graviers fluvio-glaciaires.

#### IV<sup>e</sup> PARTIE — STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

##### GÉNÉRALITÉS

Nous devons à M. C. ESCHER-HESS (57) une **étude microscopique** fort utile de quelques spécimens de roches triasiques et liasiques pris dans les Alpes orientales et dans les klippes.

L'auteur distingue parmi les calcaires les types de structure suivants:

1° La roche est essentiellement formée de petits cristaux de calcite avec une faible proportion d'éléments argileux, ocreux ou bitumineux.

2° Elle contient outre les petits cristaux de calcite une

quantité plus ou moins importante d'autres éléments : quartz, feldspath, mica, zircon, tourmaline, staurotide, épidot, titanite, glauconie, etc.... Le calcaire peut ainsi passer à un grès.

3° Une partie plus ou moins importante du sédiment est constituée par des débris organiques, calcaires ou siliceux.

4° Le calcaire est dynamométamorphisé, laminé ou veiné.

5° Il est oolithique.

### Trias :

Le *Buntsandstein du Vorarlberg* est un grès plutôt fin, rouge ou blanc, sans calcite. Un échantillon provenant de Dalaas dans le Klosterthal est formé essentiellement de grains serrés de quartz avec peu de mica et de feldspath, liés par un ciment riche en fer; il contient des bâtonnets irrisés d'origine probablement organique. Des roches semblables se retrouvent abondamment dans la Nagelfluh du Speer et des environs de Zurich.

Le *calcaire de Virgloria* de la vallée de Montafon forme des bancs de 15 à 30 cm. séparés par des lits marneux; il est gris plus ou moins foncé. Le microscope permet d'y distinguer :

1° Un niveau inférieur oolithique, avec des Diplopores et des fossiles problématiques, très abondants du reste dans le Trias alpin, que l'auteur attribue à un Lagénidé.

2° Un niveau moyen contenant des Radiolaires calcifiés, des Foraminifères (*Fronicularia*, *Globigerina*, Miliolidés) et de petits Gastéropodes.

3° Un niveau supérieur sans fossiles déterminables, très riche en substance bitumineuse, dolomitique par places, formé essentiellement de cristaux très fins de calcite.

M. Escher-Hess a examiné d'autre part une série d'échantillons des mêmes couches provenant de Bürs dans l'Alvierthal, d'Alvaneu, du Sertigthal et des environs de Davos. Dans les klippen du lac de Thoune certains affleurements peuvent être attribués sans aucun doute à ce niveau du Trias, en particulier les calcaires du Hondrichwald et du Burghubel, qui ressemblent absolument au calcaire de Virgloria. En outre le calcaire de Saint-Triphon offre sous le microscope une analogie remarquable avec certains niveaux du même calcaire.

Le *Muschelkalk* de Tufenstein et de Nöggenweil (Forêt Noire), de Gebensdorf et de Koblenz (Argovie), diffère nettement du calcaire de Virgloria, en particulier par sa teneur presque nulle en éléments bitumineux.



Les *couches de Partnach* sont des marnes schisteuses, grises, verdâtres ou jaunâtres; sous le microscope elles se montrent formées par un mélange fin de concrétions calcaires, de débris organiques et de particules de limonite et de pyrite.

Le *calcaire de l'Arberg* comprend de bas en haut les termes lithologiques suivants: 1° Calcaire noir poreux, dolomitique et moins foncé par places; 2° Grauwacke blanchâtre; 3° grès brunâtre; 4° calcaire noir compact; 5° calcaire gris vacuolaire.

La *dolomie principale* apparaît sous le microscope comme un calcaire dolomitique grossièrement cristallin, presque pur.

Les *couches de Kössen* comprennent des alternances de bancs calcaires et de lits marneux; sous le microscope la roche se montre finement cristallisée, teintée en brun, avec des sections de Lamellibranches, de Gastéropodes, d'Echinodermes, de Foraminifères (*Fronicularia*, petits Miliolidés, *Nodosaria*, *Marginula*). Ces mêmes couches existent près de Spiez au bord du lac de Thoun avec un faciès un peu différent dépourvu de Foraminifères.

Le *calcaire du Dachstein* de la vallée de Montafon ressemble beaucoup aux calcaires urgoniens et coralliens; il forme de gros bancs de couleur claire; sous le microscope il est finement cristallin, oolithique par places, et contient de nombreux restes de coraux et de Foraminifères (*Textilaria*, Rotalidés, *Fronicularia*, *Dentalina*, *Involutina*, Lagenidés [?]).

### Lias :

Le *calcaire d'Adneth* est peu puissant dans le Vorarlberg; il est rosé, compact, un peu sableux; l'étude microscopique y révèle la présence de Radiolaires, de Spongiaires et de Foraminifères (*Fronicularia*, *Nodosaria*, *Cristellaria*); le quartz et la limonite s'y trouvent en petite quantité; quelques silex se montrent par places; en dehors d'eux les Radiolaires sont calcifiés.

Les *couches de l'Allgäu* comprennent des marno-calcaires bleuâtres, formés par une masse fine argilo-calcaire, dans laquelle sont empâtés des grains de quartz, de glauconie et de pyrite. L'auteur y a distingué plusieurs niveaux lithologiques d'après la teneur plus ou moins forte en quartz et en pyrite et d'après la présence ou l'absence de Foraminifères. Les formes habituelles parmi ces derniers sont: *Globigerina*, *Textilaria*, des Rotalidés, des Lagenidés. Les Radiolaires et les Spongiaires paraissent manquer complètement.

Le *Lias calcaire du Monte Bre*, près de Lugano, diffère

des couches de l'Allgäu par sa plus grande dureté et par la présence de nombreux débris de Spongiaires, qui donnent lieu à la formation de silex. A peu près le même faciès se retrouve dans le Lias qui affleure à l'W de Spiez et dans celui qui est exploité aux carrières de Meillerie (Haute-Savoie).

Dans un échantillon de Lias provenant de Blumenstein, au-dessus de Thoune, M. Escher a pu déterminer *Nodosaria prima* d'Orb., *Fronicularia hexagona*, *Ophthalmidium orbiculare*. Enfin l'auteur examine encore plusieurs spécimens récoltés à l'Albula, au Pitz Lischanna (Engadine), à Erstfeld (vallée de la Reuss, etc....).

En résumé on peut caractériser les diverses formations étudiées dans ce travail comme suit :

Le Buntsandstein est constitué par les produits de la désagrégation de roches cristallines, liés par un ciment non calcitique, riche en fer. Les galets en sont nombreux dans la Nagelfluh de la Suisse orientale.

Le calcaire de Virgloria est bitumineux, pauvre en quartz, oolithique par places, et contient des débris de Gastéropodes, de Foraminifères et de Radiolaires. Il est également abondant dans la Nagelfluh.

Les couches de Partnach sont des marnes pauvres en calcaire, avec grains de quartz, coquilles de Foraminifères et Fucoïdes.

Ce travail est complété par une série de tableaux, dans lesquels l'auteur a réuni les observations qu'il a pu faire sur ses nombreuses coupes minces, en tenant compte de la structure, de la composition et des restes organisés; ces derniers ont été figurés d'après les sections observées; en outre six coupes microscopiques ont été reproduites photographiquement.

#### ARCHÉEN

Nous trouvons dans l'étude faite par M. H. HOEK du **massif de la Plessur** (41) quelques renseignements sur les deux chaînes cristallines du Rothorn Aelplihorn et de la Mädrigerfluh-Langwies, ainsi que sur les nombreux affleurements cristallophylliens de la région d'Arosa, Maran et Pletsch. L'auteur distingue les types suivants :

1<sup>o</sup> Des gneiss œillés, qui semblent résulter du métamorphisme de granites porphyroïdes, affleurent soit à l'Aelplihorn, soit près d'Arosa.

2° Des schistes amphiboliques, probablement dérivés d'anciennes diorites, existent à l'Aelplihorn et à la base du Rothhorn d'Arosa.

3° Des schistes micacés, verdâtres ou brunâtres, très riches en éléments séricitiques, se montrent au Rothhorn de Parpan et au pied du Rothhorn d'Arosa, et prennent un grand développement plus au NE.

4° Un gneiss formé par un mélange assez uniforme de quartz, de feldspath et de mica, est répandu dans toute la région et est particulièrement bien développé au pied N. de la Mädrigerfluh et au-dessous du lac d'Arosa.

### PALÉOZOÏQUE

Les formations paléozoïques, signalées par M. HOEK (41) dans ce même massif, comprennent trois termes principaux :

1° Les **schistes de Casanna**, qui affleurent à Arosa même, vers l'Hôtel des Alpes.

2° Une brèche cristalline contenant des fragments anguleux de granite, d'aplite, de gneiss, de schistes amphiboliques, écrasés les uns contre les autres, presque sans ciment, qui se montre sur un petit espace au N de Tschirpen. Cette formation d'âge indéterminable appartient peut-être déjà au Verrucano.

3° Le **Verrucano**, constitué par des grès rouges avec des nappes de porphyre intercalées, repose toujours sur du gneiss ou du granite. Il est développé dans toute la chaîne Strela-Amsel-fluh, mais manque complètement plus au N. La base de ce complexe est formée essentiellement par des débris de porphyres et de tuffs porphyriques ; puis sur ces grès reposent des schistes rouges foncés, de 10 à 15 m. d'épaisseur, qu'on pourrait contondre à première vue avec les couches à Radio-laires du Malm existant plus au N, mais qui s'en distinguent par l'absence de fossiles, par une dureté moindre et par une schistosité plus prononcée.

### TRIAS

*Alpes orientales.* M. HOEK, toujours dans la même publication (41), nous donne une description détaillée des sédiments triasiques des diverses chaînes environnant Arosa.

Le **Buntsandstein** manque partout dans la chaîne Strela-Sandhubel et ne se rencontre jamais en même temps que le Verrucano; plus au NW, il ne s'intercale qu'en quelques points entre le cristallin et la dolomie principale. Il est formé par un aggrégat de grains de quartz avec des galets de quartz laitieux et de quartzites foncées; coloré généralement en jaune ou rouge, il est parfois transformé par dynamométamorphisme en une quartzite blanche. Il affleure sur l'arête SE du Weisshorn d'Arosa et dans le Schafwald entre Maran et Lützenrüti.

Les **corgneules inférieures** encadrent directement dans la chaîne de la Strela l'anticlinal de Verrucano; leur épaisseur varie de 2 à 40 m.; elles prennent souvent un aspect bréchi-forme et contiennent des fragments de Verrucano.

Le **Muschelkalk**, qui suit sur ses corgneules, est représenté par un calcaire noir, un peu dolomitique par endroits, disposé en bancs réguliers de 40 cm. d'épaisseur et contenant des silex. Il peut atteindre 80 m. de puissance et contient de nombreux restes d'Encrines et de Lamellibranches. Bien développé dans la chaîne de la Strela, il manque dans les chaînes Schafrücken-Erzhorn et Parpaner Weisshorn-Tschirpen, ainsi que dans toute la région située au N. d'Arosa.

Le niveau suivant dans la chaîne de la Strela comprend le **calcaire du Wetterstein**, dont l'épaisseur peut atteindre 350 m., et qui forme de belles parois rocheuses soit au-dessus, soit au-dessous du cœur anticlinal. La roche est compacte, jaunâtre, disposée en bancs épais. Ce complexe existe d'autre part dans la chaîne Schafrücken-Erzhorn, où il est surmonté normalement par la dolomie principale; il manque dans le massif Weisshorn de Parpan-Tschirpen et dans les chaînes au N d'Arosa. La faune comprend seulement de rares débris d'Encrines, de Gastéropodes, de Lithodendron et de Spongiaires. A 50 m. environ au-dessus de la base un banc épais de 2 m. se distingue par l'abondance des Lithodendron.

Les **couches de Raibl** n'existent que dans la chaîne Schafrücken-Tschirpen-Parpaner Weisshorn; elles sont représentées par les corgneules supérieures, qui diffèrent des corgneules inférieures par leur structure plus vacuolaire et par l'absence soit de bancs dolomitiques, soit de fragments de Verrucano.

La **dolomie principale** se superpose dans la chaîne de la Strela, directement sur le calcaire du Wetterstein, dont elle



diffère par sa stratification moins nette et sa couleur moins jaune. La roche est grise, saccharoïde, avec de nombreuses veines de calcite, complètement dépourvue de fossiles, et atteint une épaisseur de 200 à 300 m.

Dans le massif Parpaner Weisshorn-Tschirpen, la dolomie principale se superpose aux corgneules supérieures; au N. d'Arosa, elle s'appuie tantôt directement sur le cristallin, tantôt sur le Buntsandstein.

Le **Rhétien** ou couches de Kössen comprend un complexe de marnes foncées, dans lesquelles s'intercalent de gros bancs de calcaire clair; il atteint par places 90 m. d'épaisseur. La faune localisée dans les lits marneux comprend :

Pentacrinus propinquus Münster.	Cardita austriaca Hauer.
Cidaris verticillata Stop.	Thamnastrea rectilamellosa
Terebratula gregaria Suess.	Winkler.
» pyriformis Suess.	Astreomorpha confusa Winkler.

Ces formations sont bien développées autour de l'Erzhorn et du Rothhorn d'Arosa, où elles recouvrent la dolomie principale, ainsi que dans la chaîne Weisshorn de Parpan-Tschirpen; dans la région au N. d'Arosa, elles ne sont connues que par un seul lambeau, qui se trouve un peu au-dessous du Weisshorn d'Arosa, intercalé entre la dolomie principale et une brèche liasique.

*Jura.* — La flore de la Lettenkohle de Neuwelt près de Bâle, déjà étudiée par Heer, est soumise actuellement à un nouvel examen approfondi par M. F. LEUTHARDT qui vient de publier la partie de son travail concernant les Phanérogames (58).

Les deux niveaux argileux qui contiennent les débris végétaux sont inclus dans un complexe de grès et de marnes, surmonté par un banc à *Estheria minuta* et une zone dolomitique. Leur attribution à la Lettenkohle admise par Heer, Merian et d'autres est sujette à caution; il est possible qu'ils rentrent encore dans le Keuper moyen et en tous cas aucun critère absolu ne permet de fixer leur âge avec certitude.

Dans la couche à végétaux supérieure on distingue de haut en bas: un niveau à Equisetum, un niveau à Baiera, un niveau à Pterophyllum et un niveau à Pecopteris. La couche inférieure comprend de haut en bas un niveau à Baiera et un niveau à Pterophyllum, qui contiennent tous deux par places des fougères (*Bernouillia*, *Merianopteris*, *Pecopteris*). Parmi les végétaux recueillis dans ces 2 couches on peut

admettre que les *Equisetum* ont vécu sur place, tandis que les débris de fougères, de *Pterophyllum* et de *Baiera* ont été apportés par les eaux courantes de régions du reste peu éloignées, leur état de conservation très satisfaisant excluant un transport prolongé. La structure fine du sédiment encaissant permet de supposer que le dépôt a dû se faire dans un lac, une lagune, ou un golfe abrité.

Les espèces que M. Leuthardt a déterminées, décrites et en partie figurées dans de fort belles planches se répartissent comme suit :

Graminées : *Bambusium Imhoffi* Heer.

Conifères : *Baiera furcata* Heer, très commune, *Voltzia heterophylla* Brong., rare, représentée par quelques rameaux sans feuilles, quelques cônes et quelques fleurs mâles, *Widdringtonites Keuperianus*, représenté par un seul fragment de rameau.

Cycadées : *Pterophyllum Jaegeri* Brong., assez commun et caractérisé par la forme allongée et étroite des segments de ses feuilles qui sont tantôt serrés, tantôt espacés ; *Pterophyllum longifolium* Brong., le plus commun de tous les *Pterophyllum* à Neuwelt, avec des segments plus larges que dans l'espèce précédente s'évasant légèrement de l'intérieur vers l'extérieur et présentant une nervure dichotome, plus forte que celle de *Pt. Jaegeri* ; *Pterophyllum brevipenne* Kurr., plus rare que les deux précédents, avec des segments courts diminuant lentement de longueur depuis le milieu de la feuille soit vers la pointe, soit vers la base. Il est possible que les feuilles de *Pt. brevipenne* ne soient que des feuilles jeunes de *Pt. longifolium*. Les troncs et les fleurs de *Pterophyllum* sont très rares à Neuwelt.

## JURASSIQUE

*Alpes orientales.* — Dans son étude monographique du **massif de la Plessur** et d'Arosa M. H. Hoek (41) décrit comme suit les formations jurassiques de cette région :

Le **Lias** manque dans la chaîne Strela-Amselfluh ; dans le massif Tschirpen-Weisshorn de Parpan il est représenté par une faible épaisseur de calcaires compacts et rosés, qui s'intercalent entre le Rhétien et le Malm ; à la base apparaît une brèche à éléments triasiques, dont le ciment est formé en grande partie par les produits de lévigation de la dolomie principale et qui rappelle tout-à-fait la brèche liasique de

l'Ofenpass. Comme fossiles on n'y trouve que des débris assez nombreux mais très mauvais d'ammonites et de belemnites.

Dans la région au N et au NW d'Arosa le développement du Lias est tout différent. Ce sous-système est constitué par un complexe de schistes très variés, calcaires, marneux, argileux ou siliceux, dans lequel sont intercalés des bancs de grès et de conglomérats polygéniques; ceux-ci renferment par places des débris de Crinoïdes et de Belemnites; du reste les fossiles sont très rares dans ce Lias et manquent souvent complètement, aussi, étant donné l'analogie lithologique absolue que montre cette formation avec le Flysch, il est souvent impossible de déterminer auquel des deux complexes appartient un affleurement; c'est le cas en particulier pour les schistes de la vallée de la Plessur en aval d'Arosa. Pourtant la présence dans ces schistes de filons ophiolithiques qui n'ont jamais été constaté dans le Flysch semble devoir les faire attribuer au Lias malgré les nombreuses empreintes de Fucoïdes qu'ils contiennent.

Le **Dogger** paraît manquer dans toute la région étudiée par M. Hoek.

Par contre le **Malm** est développé soit dans la chaîne Weisshorn de Parpan-Tschirpen, soit dans la région au N et au NW d'Arosa, d'une façon uniforme et très caractéristique. Il est représenté par un complexe puissant de schistes siliceux verts ou rougeâtres, finement littés et remplis de Radiolaires, auxquels l'auteur donne le nom de Radiolarite. Sur certains points ces schistes passent à leur partie supérieure à des schistes calcaires, des calcaires compacts et des calcaires marneux; d'autres fois les calcaires marneux reposent sans transition sur la Radiolarite typique. Il semble que d'une façon générale les schistes du Malm perdent de leur importance vers le N, pour être remplacés en proportion toujours plus forte par des calcaires compacts du type tithonique (calcaire de Pretsch).

*Jura.* — Dans une notice consacrée à l'extension primitive du **Kimmeridgien dans le Jura septentrional**, M. L. ROLLIER (61) rappelle d'abord que d'après les travaux récents les calcaires à polypiers de Natheim, les couches de Wettingen, les marbres à Nérinées de Soleure, les calcaires à Bryozoaires de Bienne et de Neuchâtel appartiennent tous au Kimmeridgien supérieur, et représentent un niveau qui n'est connu ni à Istein, ni dans le Jura bâlois et soleurois, ni dans le Jura

bernois au N de Laufon. Tandis que dans le Jura bernois le Kimmeridgien supérieur est représenté par des calcaires à Nérinées et à Bryozoaires, il prend entre le Geissberg et le Randen le faciès de Wettingen et entre deux dans les cantons de Soleure et de Bâle ainsi que dans le N de l'Argovie il manque. Dans cette dernière région [le Séquanien supérieur, dans lequel sont creusées de nombreuses poches sidérolithiques, supporte directement le calcaire grossier miocène.

Dans une poche sidérolithique qui existe près de Lausen (Bâle-Campagne) on trouve, noyé dans un bolus gréseux, de nombreux silex plus ou moins altérés qui ne peuvent provenir que du Kimmeridgien supérieur et qui renferment du reste des fossiles caractéristiques de ce niveau :

Prosopon spinosum v. Meyer	Spondylus aculeiferus Zieten.
Serpula gordialis Schlot.	Alectryonia rastellata Schlot.
Nerinea bicristata Etal.	» pulligera Goldf.
» grandis Voltz	» spiralis Goldf.
Ampullina silicea Quens.	Gryphea alligata Qu.
Mytilus furcatus Goldf.	Terebratula insignis Zieten.
Pecten articulatus Schlot.	» loricata Schlot.
» subtextorius Goldf.	» Fleuriausa d'Orb.
» æquatus Quens.	Cidaris hystricoïdes Qu.
Ctenostreon elongatum Goldf.	» curvata Qu.
Lima læviceps Qu.	Pentacrinus sigmaringensis Qu.
» distincta Qu.	Spongites semicinctus Qu.
» rhomboïdalis Contej.	

Des silex semblables avec les mêmes fossiles ont été découverts dans d'autres poches sidérolithiques voisines et il faut conclure de cette constatation que la région a dû être couverte par les calcaires à silex de Wettingen, puis que ceux-ci ont été supprimés par lévigation pendant la période d'émer-sion crétacique-éocène. Les silex qui y étaient contenus et qui ont seuls échappé à la destruction, ont été entraînés par les eaux en même temps que les sables sidérolithiques dans les cavités du calcaire séquanien.

Dans leur étude géologique de la **région des Gorges de l'Areuse**, MM. H. SCHARDT et A. DUBOIS donnent une nouvelle description des formations jurassiques qui y affleurent (53).

Ce sont les **couches de Brot** qui, entre Brot et Frétereules, représentent le niveau le plus ancien apparaissant dans les gorges. Constitué par des alternances de marnes calcaires et de calcaires spathiques ou oolithiques, ce complexe se divise



en un niveau inférieur riche en polypiers qui paraît correspondre au Bajocien supérieur et un niveau supérieur caractérisé par la présence abondante d'une *Waldheimia cf. subbucculenta* qui représente probablement le Bathonien inférieur. Les auteurs donnent la liste complète des espèces de ce complexe qu'ils ont pu récolter et déterminer; cette faune comprend un grand nombre de polypiers, de rares Gastéropodes, des huîtres et des peignes, de nombreux Brachiopodes, des débris de Cidaris et des restes abondants de Pentacrines.

Les couches de Brot passent à leur partie supérieure à un calcaire massif, très dur, gris ou blanchâtre, à oolithes disséminées, la **Grande Oolithe** qui atteint 23 à 30 m. de puissance et contient comme principal fossile *Ostrea acuminata*.

Ensuite le faciès devient plus marneux et la roche passe au **calcaire roux** très riche en *Rhynchonella spinosa* et en grosses Terebratules.

Celui-ci supporte à son tour les **marnes de Furcil**, qui représentent ici le Bathonien supérieur et qui contiennent *Parkinsonia neuffensis* et *P. Parkinsoni*.

Le Callovien est constitué dans les environs de Noiraigue par la **Dalle nacrée** un complexe puissant de calcaires échinodermiques, grisâtres, jaunissant à la surface, en bancs minces (43 m.), divisé en deux parties très inégales par une zone de 6 m. d'épaisseur de marnes grises feuilletées. Les fossiles déterminables sont rares à ce niveau, on reconnaît pourtant *Pentacrinus Nicoleti* Des., *Pent. Brotentis* de Lor., *Zeilleria Kobyi* Haas.

A propos de ces formations médiojurassiques, les auteurs donnent un tableau comparatif des niveaux correspondants du Jura bernois du Mont Perreux et des Convers, et des environs de Baulmes.

Une lacune stratigraphique, qui existe du reste presque partout dans le Jura méridional, sépare la Dalle nacrée du **Spongien**. Celui-ci, épais d'une trentaine de mètres, comprend des alternances de marnes grumeleuses et de calcaires noduleux gris, qui contiennent la faune caractéristique de Birmensdorf. Au dessus, l'**Argovien supérieur** est représenté par des couches régulièrement alternantes de marnes et de calcaires marneux, ne contenant que quelques Lamellibranches et atteignant 170 m. d'épaisseur.

Au contact entre l'Argovien et le Séquanien apparaissent soit dans la région de la Clusette, soit dans la seconde chaîne,

de beaux récifs de polypiers, qui représentent les derniers vestiges du faciès rauracien beaucoup plus développé vers l'W; ces récifs manquent dans la montagne de Boudry. Le **Séquanien** comprend un niveau inférieur marneux à *Terebratula subsella*, *Waldheimia humeralis*, *Cidaris florigemma*, etc., et un niveau calcaire gris ou jaunâtre peu fossilifère.

Ces calcaires séquaniens se raccordent vers le haut à ceux du **Kimmeridgien**, épais de 180 m. Ces derniers forment des bancs massifs, gris ou jaunâtres, oolithiques par places; à 20 m. environ au dessous de leur limite supérieure, une zone est très riche en Nerinées. Le **Portlandien**, qui n'est séparé de l'étage précédent par aucune limite tranchée, comprend un complexe inférieur de calcaires plaquetés blanchâtres avec feuilletés marneux (60 à 70 m.) et une couche supérieure de dolomies saccharoïdes (30 m.). Le **Purbeckien** ne forme que peu d'affleurements.

Depuis la publication de ce travail, M. H. SCHARDT (62) a rectifié quelque peu le sens qui y est donné au Bajocien et au Bathonien. Se basant sur la découverte d'un *Stephanoceras Humphriesi* dans les calcaires à polypiers supérieurs du Crêt Meuron, au dessus de Neuchâtel, il classe cette formation dans le Bajocien. Puis, comparant au profil jurassique de cette région les dépôts des environs de Furcil, du vallon de la Deneyréaz et du vallon de la Baumine, il fait passer la limite du Bajocien et du Bathonien au-dessus des calcaires à polypiers et des calcaires siliceux gris-bleu des Combettes et de Grange Neuve, soit notablement plus haut que ne l'avait fait M. Rittener.

M. R. BULLEN NEWTON, a décrit et figuré sous le nom de *Ctenostreon Burkhardti* (60), une nouvelle espèce trouvée dans l'oolithe médiojurassique du Jura suisse.

Continuant ses études sur l'**Oxfordien du Jura lédonien** (59), M. P. DE LORIOU vient de nous donner la description d'une série d'espèces de Céphalopodes, de Gastéropodes et de Lamel-libranches contenus dans les niveaux moyen et supérieur de cet étage. La première partie de ce travail est consacrée aux Ammonites dont vingt et une formes sont étudiées :

<i>Perisphinctes laisinensis</i> nov. sp.	Per. biplex Sow.
<i>Perisph. Berlieri</i> nov. sp.,	Per. Orbigny de Lor. (= Am. bi-
Per. virgulatus Qu.	plex d'Orb. et Am. plicatilis d'Orb.
Per. orientalis Siemir.	Per. Lincki Chof.

<i>Per. Parandieri</i> nov. sp.	<i>Peltoceras transversarium</i> Waagen.
<i>Per. lucingensis</i> Favre	<i>Pelt. Eugenei</i> Rasp.
<i>Per. Elisabethæ</i> de Riaz.	<i>Aspidoceras</i> Ægir Opperl.
<i>Per. rhodanicus</i> Dum.	<i>Asp. babeianum</i> d'Orb.
<i>Per. promiscuus</i> Bukow.	<i>Asp. Choffati</i> nov. sp.
<i>Per. Marnesiæ</i> nov. sp.	<i>Asp. sorlinense</i> nov. sp.
<i>Per. cfr. Sayni</i> de Riaz.	
<i>Sutneria ledonica</i> nov. sp.	

Les Nautilus sont représentés par trois espèces dont deux sont nouvelles : *N. giganteus* d'Orb., *N. ledonicus* nov. sp., voisin du *N. granulosus*, mais avec une ligne suturale plus arquée sur les flancs, *N. Girardoti* nov. sp., qui rappelle par sa forme générale le *N. sinuatus*, et qui par sa ligne de suture se rattache au type Aganides.

Les Gastéropodes se répartissent entre les espèces suivantes :

<i>Alaria Gagnebini</i> Piette.	<i>Pl. sorlinensis</i> nov. sp.
<i>Chenopus Choffati</i> nov. sp.	<i>Pl. babeauana</i> d'Orb.
<i>Nerinea Berlieri</i> nov. sp.	<i>Pl. chatillonensis</i> nov. sp.
<i>Natica Girardoti</i> nov. sp.	<i>Pl. marignasensis</i> nov. sp.
<i>Ziziphinus alsaticus</i> Andræ.	<i>Pl. billodensis</i> nov. sp.
<i>Littorina Meriani</i> Goldf.	<i>Pl. discus</i> Desl.
<i>Bourguettia striata</i> Desh.	<i>Pl. Berlieri</i> nov. sp.
<i>Pleurotomaria Münsteri</i> Rœm.	<i>Pl. ledonica</i> nov. sp.
<i>Pl. cf. Euterpe</i> d'Orb.	<i>Berliera ledonica</i> nov. sp.

M. de Loriol crée ici le nouveau genre *Berliera* pour une espèce patelliforme, au sommet peu excentrique incliné vers le bord postérieur (?), qui est représentée seulement par des moules internes. Ceux-ci sont caractérisés par leurs replis concentriques très marqués et par la présence entre le crochet et le bord postérieur d'un sillon étroit et profond, qui correspond évidemment à une lame interne non enroulée de la coquille. Ce caractère semble rapprocher les *Berliera* des *Calyptra* ou plutôt des *Bicatillus* (s. g. de *Crucibulum*).

L'étude des Lamellibranches n'est pas terminée et ne comprend pour le moment que les Desmodontes. Les Pholodomyes sont particulièrement abondantes avec *Ph. canaliculata* Rœm., *Ph. hemicardia* Rœm., *Ph. lineata* Goldf., *Ph. exaltata* Ag., *Ph. parvicosta* Ag., *Ph. acuminata* Hartm.

Les Goniomyes sont représentées par quatre espèces connues : *Gon. marginata* Ag., *Gon. sulcata* Ag., *Gon. flexuosa* Buv. et *Gon. Matheyi* de Lor., auxquelles s'ajoutent une forme nouvelle : *Gon. Berlieri* nov. sp.

Comme *Cercomya*, M. de Loriol a déterminé *Cerc. siliqua*

Ag., *Cerc. antica* Ag., et deux espèces nouvelles : *Cerc. bouranensis* et *Cerc. sorlinensis*.

Les autres espèces de Desmodontes sont : *Arcomya latissima* Ag., *Pleuromya varians* Ag., *Thracia pinguis* Desh., *Thr. ledonica* nov. sp. et *Girardotia elegans* nov. sp. Cette dernière espèce, qui devient le type d'un nouveau genre, a une coquille un peu inéquivalve, fortement baillante en avant et en arrière, de forme ovale, courte en avant, allongée en arrière; les flancs sont déprimés sous les crochets; l'ornementation consiste en de nombreuses côtes concentriques très fines, légèrement granuleuses sur toute la surface, et en quelques fortes côtes rayonnantes sur la partie antérieure. Sur la valve droite, qui est la plus petite, un sillon étroit s'étend du crochet au bord inférieur; sur la valve gauche, ce sillon est remplacé par une forte côte; le test est très mince. Cette espèce paraît devoir rentrer dans la famille des Pholadidés.

#### CRÉTACIQUE

*Alpes.* — Dans son étude du massif de la Plessur et d'Arosa, M. HOEK (41) attribue au Crétacique une brèche formée essentiellement par des éléments de Trias et de Malm et qui contient par place une petite quantité de fragments cristallins. Ce dépôt, assez variable dans sa composition, repose tantôt sur le Lias, tantôt sur la dolomie principale, jamais sur le Malm; il est très répandu dans les environs de Maran et existe d'autre part sur le chemin de Sattelalp au Weisshorn d'Arosa, où il est injecté par de la serpentine, et au sommet du Brüggerhorn. Cette brèche n'a fourni jusqu'ici aucun fossile, mais l'auteur, suivant en cela M. Steinmann, croit pouvoir lui attribuer provisoirement un âge cénomaniens.

La région au N et à l'W d'Arosa est caractérisée par l'abondance de diabases à olivine et de serpentines, qui traversent sous forme de filons tous les sédiments de la région, y compris le Crétacique, ou s'intercalent entre les couches en forme de nappes. Seuls les schistes d'âge indéterminé des environs d'Arosa ne contiennent aucune trace de ces roches filoniennes, ce qui tend à les faire considérer comme Flysch.

Dans son étude tectonique des Ralligstöcke et du Gerihorn, M. H. DOUVILLÉ donne plusieurs coupes à travers le Crétacique inférieur de ces chaînes, qui sont résumées plus haut. (Voir p. 272.)



*Jura.* — M. E. BAUMBERGER (55) a relevé en détail plusieurs coupes à travers les couches infracrétaciques du **synclinal Diesse-Jorat-Orvin**, entre le Chasseral et le lac de Bienna.

Entre Prêles et Lignièrès, on trouve au-dessus des marnes purbeckiennes :

- 1° Calcaire marneux jaunâtre très délité (0<sup>m</sup>50).
- 2° Banc calcaire jaune-clair (0<sup>m</sup>20) passant à
- 3° Calcaire marneux délité jaune-clair avec *Pteroc. Jaccardi* Pict. et Camp. et des Nérinées.
- 4° Marbre bâtard clair (0<sup>m</sup>50 à 1 m.)
- 5° Calcaire marneux à Gastéropodes (1 m.)
- 6° Marbre bâtard blanc (2<sup>m</sup>50).
- 7° Calcaire marneux à *Ter. valdensis* de Lor., *Natica valdensis* Pict. et C., *Trigonia* ex aff. *caudata* et des Gastéropodes indéterminables (0<sup>m</sup>50).
- 8° Marbre bâtard blanc (3<sup>m</sup>5-4 m.)

Cette série appartient entièrement au Valangien inférieur ou Berriasien jurassien; elle se continue par une zone encore importante de marbre bâtard, qui forme la crête et le flanc N des Pâturages dessus. Ce marbre est nettement oolithique et renferme des Gastéropodes parmi lesquels des Nérinées et *Chama gracilis* Pict. et C.

Un profil tout semblable à celui de Prêles s'observe à la sortie des gorges du ruisseau de Twann vers la scierie de Lamboing. Ici l'auteur a récolté dans une zone marneuse sous-jacente au marbre bâtard une faune assez abondante: *Ter. valdensis*, *Nerinea Etalloni*, *Natica Sautieri*, *Nat. Pidanceti*, *Nat. Leviathan*, *Tylostoma Laharpi*, *Reptomulticava Gillieron*.

Dans le vallon de Jorat, qui relie la vallée de Lamboing à celle d'Orvin la série infracrétacique est plus complète. Les couches marno-calcaires qui forment la base du Valangien renferment une faune nettement benthonienne:

<i>Terebratula valdensis</i> de Lor.	<i>Pholadomya elongata</i> Müntst.
<i>Aporrhais valanginiensis</i> P. et C.	<i>Hinnites Renevieri</i> P. et C.
<i>Nerinea Etalloni</i> P. et C.	<i>Toxaster granosus</i> d'Orb.
<i>Natica Sautieri</i> Coq.	<i>Pleurosmilia Renevieri</i> P. et C.
<i>Turritella Jaccardi</i> P. et C.	<i>Trochocyathus conulus</i> Ph.

Le Valangien supérieur n'affleure nulle part, mais on en rencontre des débris éboulés sur plusieurs points. Les marnes d'Hauterive sont entamées sur 15 à 20 m. par une nouvelle route et ont fourni d'assez nombreux fossiles parmi lesquels :

*Hoplites radiatus* Brug., *Holcostephanus psilostomus* Neum. et Uhl., *Rhynch. multiformis* Röm., *Ter. acuta* Sow., *Toxaster complanatus* Ag., *Holaster intermedius* Ag., *Exogyra Couloni*, etc....

En résumé la série infracrétacique du synclinal Prèles-Orvin diffère de celle des bords du lac de Biemme par l'importance plus grande qu'y prend la zone marno-calcaire de la base du Valangien aux dépens du marbre bâtard.

M. E. BAUMBERGER (56) a en outre publié une étude comparative des principaux gisements du **Crétacique inférieur du Jura**, spécialement du Berriasien et du Valangien. Tous ses profils de détail sont rapportés à la classification générale suivante:

Hauterivien inférieur	{	Marnes grises avec zones de concrétions calcaires, renfermant une faune benthonienne abondante.
	{	Marnes bleuâtres à <i>Hoplites radiatus</i> .
Valangien .	{	Marnes à <i>Astieria</i> et à Bryozoaires.
	{	Calcaire roux avec intercalations de limonite.
	{	Marnes d'Arzier.
Berriasien .	{	Marbre bâtard.
	{	Zone de calcaires oolithiques et de marnes.

La couverture crétacique du jambage oriental de l'anticlinal Twannberg-Macolin n'apparaît d'une façon complète qu'au dessus de Twann où l'auteur a relevé la succession suivante:

Berriasien 25 m.	1°	Calcaire oolithique jaunâtre terminé par un lit marneux (1 m.).
	2°	Calcaire blanc compact, non stratifié (5.4 m.).
	3°	Calcaire jaunâtre (0.3 m.).
	4°	Calcaire marneux à <i>Ter. valdensis</i> et à Gastéropodes (0.35 m.).
	5°	Calcaire jaunâtre peu compact (2 m.).
	6°	Banc calcaire très marqué (0.6 m.).
	7°	Calcaire non stratifié (4 m.).
	8°	Calcaire marneux avec <i>Ter. valdensis</i> de Lor., des Nérinées, d'autres Gastéropodes et des Lamellibranches (0.3 m.).
	9°	Marbre bâtard jaunâtre (5.9 m.).
	10°	Marno-calcaire à <i>Ter. valdensis</i> et <i>Janira valanginiensis</i> (1 m.).
	11°	Marbre bâtard en gros bancs (4 à 6 m.).

- Valangien 6 m. {
- 1° Calcaire marneux à grosses oolithes (niveau des marnes d'Arzier) (0.2-0.3 m.).
  - 2° Calcaire roux peu résistant (2.25 m.).
  - 3° Limonite à *Hoplites Thurmanni*, *Ter. Carteroni*, *Ter. valdensis*, *Pygurus rostratus*, etc.... (0.9 m.).
  - 4° Calcaire limonitique (0.7 m.).
  - 5° Calcaire roux avec amas marneux qui contiennent *Waldheimia Moreana*, *W. tamarindus*, *Ter. russillensis*, *Ter. Campichei*, *Ter. latifrons*, *Rhynchonella valangiensis*, etc.... (1.50 m.).
  - 6° Marnes à Bryozoaires(?).

Marnes d'Hauterive à *Ostrea Couloni*, *Toxaster complanatus*, etc....

M. Baumberger examine avec la même précision d'autres profils partiels pris le long de la chaîne du lac entre Vingelz et le Landeron, qui tout en variant quelque peu dans le détail, montrent la même disposition générale que celui de Twann.

Dans le synclinal de Diesse-Jorat les affleurements sont rares et le Berriasien est caractérisé par l'épaisseur relativement grande de la zone inférieure de marno-calcaires et de calcaires spathiques et par la réduction du marbre bâtard. L'épaisseur totale du Berriasien dans la chaîne du lac est anormalement faible; elle atteint dans la règle environ 80 m.

Dans le Val Saint-Imier l'auteur étudie successivement les environs de Renan, ceux de Sonvilliers et ceux de Saint-Imier. Dans ces trois territoires la série infracrétacique reste du reste à peu près la même. Le Berriasien s'y divise en un terme inférieur marno-calcaire et le complexe massif du marbre bâtard; le Valangien y est représenté par des calcaires ocreux très délitables; le niveau des marnes d'Arzier n'a pu être constaté nulle part d'une façon certaine.

La cluse du Seyon au-dessus de Neuchâtel fournit une bonne coupe à travers le Berriasien et le Valangien, que M. Baumberger donne en détail. Le Berriasien atteint ici une épaisseur totale de 24 à 26 m., dont le marbre bâtard forme plus de la moitié; le Valangien débute par une zone de calcaire peu résistant à Spongiaires (0.2 m.), sur laquelle repose le calcaire roux.

L'auteur donne ensuite le profil détaillé du Berriasien et du Valangien des environs de Valangin. Le Berriasien est épais dans cette région d'environ 40 m.; dans le complexe marno-calcaire de la base une zone marneuse est particulièrement riche en fossiles: *Pteroceras Jaccardi*, *Aporrhais*

*Jaccardi, Natica Sautieri, Natica Pidanceti, Natica Etalloni, Monopleura valdensis, Pecten Arzierensis, Hinnites Renevieri, Ostrea tuberculifera, Terebr. valdensis, Phyllobrissus Duboisi, etc....* Le marbre bâtard divisé en trois bancs par des zones marno-calcaires a une puissance de près de 20 m. et se termine par une zone de calcaire spathique, oolithique par places, riche en Nérinées (4.5 m.).

Le Valangien montre la coupe suivante:

1<sup>o</sup> Marno-calcaire jaunâtre avec *Ter. valdensis, Zeilleria tamarindus, Rhynch. valangiensis, Nerinea Blancheti, Ner. Etalloni, etc....* (0.3 m.).

2<sup>o</sup> Calcaire roux en gros bancs (9 m.).

3<sup>o</sup> Calcaire limonitique en bancs minces (3.5 m.).

4<sup>o</sup> Couche de Villiers, marnes jaunâtres avec chailles limonitiques, qui contiennent la faune caractéristique de ce niveau (0.2 m.).

5<sup>o</sup> Marnes plastiques jaunâtres avec *Holcostephanus Athers-toni, Fimbria corrugata, Alectryonia rectangularis* (0.1-0.2 m.).

Sur le versant S de la Tourne affleure sous les éboulis de Portlandien une série formée de marbre bâtard (10 à 11 m.), de marne jaune (niveau d'Arzier, 0.5 m.), de calcaire roux (6 m.) et de marno-calcaire limoniteux (niveau de Villiers) avec *Ter. valdensis, Waldheimia villersensis, Waldh. collinaria, Janira atava, Lima Dubisiensis*.

Dans les synclinaux de Pont-Martel-La Sagne et de Chaux-de-Fond-Loche-Brévine les affleurements sont peu nombreux et peu favorables. Au Jet d'Eau près du col des Roches le marbre bâtard, notablement réduit, est remplacé en bonne partie par des marno-calcaires gris plus ou moins oolithiques.

Les affleurements infracrétaciques de Trois Rods au-dessus de Boudry peuvent être caractérisés comme suit: le Berriasien débute par un complexe de 13 à 15 m. d'épaisseur de calcaires jaunes très délitables, dans lequel s'intercalent plusieurs lits marneux; au-dessus viennent d'abord une couche marno-calcaire à Gastéropodes, puis le marbre bâtard puissant de 20 m. et divisé surtout vers le haut par des lits marneux. Le Valangien débute par la marne du niveau d'Arzier (3.5 m.), et comprend encore environ 5 m. de calcaires ocreux, en partie oolithiques. M. Baumberger examine ensuite les caractères des mêmes étages dans la région de Saint-Aubin et de Bonvillars, puis passe aux environs de Ballaigues où il a relevé dans le Berriasien le profil suivant:



1° Calcaires très délitables avec petits lits marneux qui contiennent *Ter. valdensis*, *Ter. pseudojurensis*, *Toxaster granosus*, *Pygurus Gillieronii* (5 à 7 m.).

2° Marnes grises bleuâtres et marno-calcaires à *Ter. valdensis* et *Lima Dubisiensis* (2 m.).

3° Marbre bâtard en gros bancs (7 m.).

4° Marnes et marno-calcaires bleuâtres à *Ter. valdensis*, *Ter. pseudojurensis*, *Tylostoma Laharpi*, *Pteroceras Jaccardi*, *Pholadomya elongata*, *Toxaster granosus*, *Phyllobrissus Duboisi* (5 à 6 m.).

5° Marbre bâtard compact à la base, délité au sommet (8 à 10 m.).

6° Marnes jaunâtres riches en Terebratules avec *Pseudodiadema Guiraudi* (1 m.).

7° Calcaire délité (3 à 4 m.).

Ce profil est intéressant surtout par l'intercalation dans le marbre bâtard d'une zone épaisse de dépôts marneux.

Les données fournies par M. Baumberger sur le Berriasien et le Valangien de la région de Sainte-Croix étant conformes à celles que M. Rittener a publiées dans l'étude que j'ai analysée l'année dernière, je n'y reviendrai pas ici.

Dans la tranchée du chemin de fer à l'W de Couvet affleurent les deux étages inférieurs du Crétacique; le marbre bâtard y contient plusieurs zones marneuses et dans le Valangien les couches marneuses et calcaires alternent un grand nombre de fois, la plupart de ces niveaux étant limonitiques.

A l'W de Villiers le long de la voie ferrée le Berriasien est représenté essentiellement par le marbre bâtard, dont l'épaisseur atteint à peine 10 m. Dans le Valangien on distingue :

1° Marnes jaunes d'Arzier à *Ner. Blancheti* et *Astarte valanginiensis* (0.50 m.).

2° Calcaire roux devenant limonitique vers le haut avec *Pteroc. Desori*, *Pygurus rostratus*, *Oxynoticeras heteropleurum* (4 m.).

3° Marnes limonitiques, avec chailles à la partie supérieure, riches en Brachiopodes, Lamellibranches, Gastéropodes et Echinides (0<sup>m</sup>25).

4° Marnes jaunes à *Holcostephanus Atherstoni* (0<sup>m</sup>20).

Des affleurements semblables se retrouvent sur la route de Villiers à Morteau et à l'E du Mont Dé.

Il résulte de la comparaison de ces divers profils d'abord

que l'épaisseur du Berriasien et du Valangien va en diminuant dans la direction du NW, ensuite que cette diminution est évidemment primaire, en relation avec une sédimentation réduite. L'aire d'extension de ces deux étages est limitée dans la même direction par la ligne Russey-Nods-Bolandoz, mais il paraît évident que cette limite a été déterminée en partie après coup par l'érosion.

D'autre part le Berriasien, qui mesure 40 à 45 m. au bord du lac de Neuchâtel et 15 à 18 m. seulement dans le Val Saint-Imier, atteint 80 à 90 m. au Vuache; et le Valangien passe d'une épaisseur de 6 à 13 m. entre Bienne et Neuchâtel à une épaisseur de 38 m. au Vuache.

Dans le Berriasien l'importance relative du niveau inférieur formé de marnes et de calcaires oolithiques grisâtres et du marbre bâtard varie beaucoup; d'une façon générale le faciès marneux diminue progressivement d'importance du NE au SW; de son côté le marbre bâtard, compact et homogène vers le S, tend à devenir plus oolithique et plus délitable vers le N.

Le Valangien débute par le niveau très constant des marnes d'Arzier qui est caractérisé par son faciès variable et par l'intercalation fréquente de calcaires marneux. L'épaisseur de cette zone, qui atteint rarement 1 m. dans le Jura neuchâtelois, devient particulièrement grande dans les environs de Sainte-Croix et augmente d'une façon générale du NE au SW.

Le calcaire roux est un calcaire échinodermique typique sauf dans le voisinage de sa limite septentrionale où il devient oolithique, ainsi à Bienne et dans la vallée du Doubs. Tandis que le faciès limonitique apparaît dès la base de ce complexe sur le plateau de Nozeroy, il ne commence généralement que dans la partie supérieure dans le Jura neuchâtelois; du reste le faciès de ce Valangien moyen est très variable et les profils diffèrent souvent absolument sur deux points éloignés à peine d'un kilomètre. Vers sa limite d'extension septentrionale le calcaire roux se termine par une zone de marnes richement limonitiques, la couche de Villiers.

Le terme supérieur habituel du Valangien est constitué par des marnes, qui entre Neuchâtel et Morteau sont plastiques et contiennent des Céphalopodes, tandis que soit vers l'E soit vers l'W elles deviennent sableuses et sont riches surtout en Bryozoaires.

Dans leur monographie géologique des **Gorges de l'Areuse** MM. H. SCHARDT et A. DUBOIS (53) donnent une description détaillée des formations crétaciques de cette région.

Le Valangien inférieur ou Berriasien y est représenté par les calcaires marmoréens blancs ou jaunâtres, très pauvres en fossiles du marbre bâtard. Le Valangien proprement dit débute par une couche marneuse caractérisée par l'abondance des Terebratules (*Ter. valdensis*, *Ter. russillensis*) et qui représente le niveau d'Arzier sans du reste contenir la même faune; au-dessus vient le calcaire roux limoniteux.

La marne d'Hauterive débute ici comme à Villers-le-Lac et à Neuchâtel par le niveau marneux, jaunâtre, à *Holcostephanus multiplicatus*, *Alectryonia rectangularis*, *Exogyra Couloni* et *Terebratula sella*. Au-dessus la marne grise contient la même faune qu'à Hauterive.

L'Hauterivien supérieur comprend: 1° un calcaire spathique constitué essentiellement par des débris d'Ostracés et d'Echinodermes; 2° une couche marneuse à Bryozoaires, Spongiaires et Brachyopodes (*Eudesia semistriata*); 3° un calcaire finement oolithique jaunâtre.

Dans l'Urgonien on distingue un faciès à *Goniopygus peltatus* et à Brachiopodes et un faciès à *Requienia ammonia*, qui sont en général superposés, mais qui vers le N tendent à s'enchevêtrer. Les couches à *Goniopygus* sont formées par un calcaire en bancs, jaunâtre, en partie oolithique, alternant avec des lits marneux, et contenant: *Panopea neocomiensis*, *Alectryonia tuberculifera*, *Terebratula russillensis*, *Rhynch. lata*, *Rhynch. irregularis*, *Cidaris Lardyi*, *Pseudocidaris clunifera*, *Goniopygus peltatus*. Le faciès à Requienies, qui représente dans la règle l'Urgonien supérieur, comprend un complexe d'une dizaine de mètres de calcaires blancs coralligènes.

L'Aptien fait défaut; quant à l'Albien il est constitué par une assise inférieure de sables verts à fossiles phosphatés et par une couche d'argile rouge, qui termine la série crétacique; les auteurs ne connaissent en effet nulle part dans le voisinage des gorges de dépôt qui puisse être attribué au Cénomaniens.

M. H. SCHARDT (63) a décrit avec plus de détails le gisement d'**Albien de la Coudre** au N de Neuchâtel, mis à jour par les travaux de la ligne directe Neuchâtel-Berne. Ce gisement, formé essentiellement par les grès verts de l'Albien inférieur avec une mince couche d'argile rouge, remplit une

petite dépression de la surface de l'Urgonien et contient de nombreux fossiles phosphatés tout à fait semblables à ceux de la Perte du Rhône. De la liste complète de cette faune que donne M. Schardt j'extrais seulement la partie qui concerne les Céphalopodes :

Belemnites minimus List.	Acanthoceras mamillatus Schlot.
Nautilus Clementinus d'Orb.	» Milleti d'Orb.
» albensis d'Orb.	Desmoceras latidorsatum Mich.

Les Gastéropodes et les Lamellibranches sont particulièrement abondants.

L'excavation qui contient le dépôt albien est en bonne partie due à l'érosion préalpine et l'on n'y trouve entre l'Urgonien et le Gault aucune trace des calcaires jaunes spathiques qui près de là, à Monruz, semblent représenter le Rhodanien. Le calcaire blanc Urgonien est nettement corrodé sous le Gault, et coupé par de nombreuses crevasses en partie larges et profondes, dans lesquelles les grès verts pénètrent de façon à former des remplissages absolument semblables à ceux du Sidérolithique. Les murs de ces crevasses ainsi que les blocs d'Urgonien empâtés dans le remplissage albien sont fortement corrodés; en outre la surface de l'Urgonien est criblée de trous cylindriques creusés par des coquilles perforantes et remplis de sable albien parfois fossilifère.

Le gisement d'Albien de la Coudre représente évidemment un reste épargné par l'érosion glaciaire d'un dépôt beaucoup plus étendu, formé dans le synclinal déjà ébauché alors de Voens-Enges. Il est constitué incontestablement par une formation non remaniée, ainsi que tous les remplissages d'aspect sidérolithique qui en dépendent, et ce fait certain rend fort probable que bon nombre de bolus attribués au Sidérolithique sont en réalité beaucoup plus anciens.

Quant à l'origine du dépôt, M. Schardt considère celui-ci comme provenant exclusivement de la lévigation des calcaires urgoniens, hauteriviens et valangiens et ayant été amené à la surface par les mêmes cheminées qu'il remplit actuellement. Le phosphate de chaux si abondant dans le Gault de la Coudre a été très probablement fourni par les nombreux organismes qui y ont été enfouis et décomposés. L'auteur admet que les sources sous-marines, qui ont amené les sables verts à la surface de l'Urgonien, étaient chargées d'acide carbonique, et qu'elles ont ainsi à la fois activé la décompo-



sition des organismes et agi d'une façon toxique sur la faune marine.

Il est possible qu'une partie des sables verts proviennent d'une érosion superficielle, mais bien des faits parlent plutôt en faveur d'une lévigation souterraine. Ce qui est en tous cas certain c'est que les grès verts albiens et ceux du Sidérolithique doivent avoir une origine semblable.

### NUMMULITIQUE ET FLYSCH

Dans une étude d'ensemble sur les couches à *Nummulina contorta* et *Cerithium Diaboli* M. E. HAUG (64) établit, en se basant sur la faune de Nummulites et de Mollusques contenus dans ce niveau, que ces couches en général et en particulier celles des Diablerets appartiennent au Bartonien supérieur, comme l'avait déjà admis M. Renevier.

M. H. DOUVILLÉ dans sa description géologique des chaînes des Ralligstöcke, du Gerihorn, etc.... (40) donne des détails intéressants sur les terrains nummulitiques de cette région et sur le Flysch; ces renseignements sont résumés plus haut (voir page 272).

Ayant repris la question de l'âge du Flysch, M. Ch. MAYER-EYMAR (67) a étudié à nouveau la coupe des formations éocènes du Beatenberg et du Niederhorn au N du lac de Thoune, dans laquelle il distingue les niveaux suivants:

1° Niveau glauconieux à *Prenaster alpinus*, *Echinolampas affinis*, *Terebr. alpina* qui forme la base du Nummulitique moyen.

2° Banc calcaire à *Num. complanatus* et *Num. distans*, qui correspond à la partie inférieure du calcaire grossier de Paris.

3° Banc de grès fin violacé, qui peut être parallélisé avec la base du calcaire grossier supérieur.

4° Zone de lignites, qui a été exploitée au Niederhorn et qui paraît représenter le niveau des couches de Provins de la France orientale et du Jura.

5° Grès blanc du Hohgant avec *Num. variolarius*, *Ostrea Defrancei*, *Ostrea cubitus*, épais de plus de 100 m.

6° Grès gris foncé en bancs peu épais avec *Orbitoides papyracea*, *Orb. stellata*, *Orb. tenella* et une faune de Mollusques nettement bartonienne. Vers le haut, ce grès devient calcaire et passe ainsi à

7° Calcaire à *Lithothamnium* qui représente le Bartonien supérieur. Le même dépôt renferme en effet au Schimberg *Orb. papyracea*, *Orb. stellata*, *Orb. tenella* et des Mollusques bartoniens: *Cardita sulcata*, *Dentalium grande*, *Serpulorbis chlathratus*.

C'est sur ce Bartonien supérieur que repose le Flysch de la vallée de Habkern, qui forme le Ligurien de M. Mayer-Eymar et correspond exactement comme position à celui de la Mortola près de Nice. L'auteur a constaté d'autre part à Klausenbourg en Transylvanie la superposition directe du Flysch sur le Bartonien supérieur, et à Biarritz il a trouvé entre les couches à *Orbitoides Fortisi* et la Mollasse sableuse à *Scutella subtetragona* un grès à Fucoïdes, qu'il identifie avec le Flysch et fait rentrer dans son étage ligurien.

M. M. KAECH (65) a signalé la présence dans les collections du musée de Bâle d'une plaque de schiste du Flysch, provenant de la partie inférieure du Thalweg du glacier de Rosenlauri (Oberland bernois), et qui contient un fragment de squelette de poisson (*Palimphytes*). Cet échantillon, déjà étiqueté par Merian, doit venir d'une zone de Flysch, qui est évidemment le prolongement du Flysch d'Engelberg, dans lequel des restes de poissons assez nombreux ont été découverts.

#### SIDÉROLITHIQUE

M. H. STEHLIN (72) a entrepris l'œuvre considérable de reviser tous les restes de **Mammifères provenant de l'Eocène suisse** qui existent actuellement dans les divers musées; il vient de publier la première partie de cette étude, qui est consacrée aux genres *Chasmothierium* et *Lophiodon*.

La grande majorité de ces fossiles proviennent du Sidérolithique du pied du Jura, de Sanct-Verena près de Soleure, d'Egerkingen et Oberbuchsiten, d'Obergösgen, de la région du Mormont, d'Eclépens et de Bavois, du Mont de Chamblon près d'Yverdon. D'autres ont été découverts près de Moutier, dans les environs de Porrentruy, dans la vallée de Délémont, etc....

*Chasmothierium Cartieri* Rutim. L'auteur considère comme devant appartenir à la même espèce les dents provenant d'Egerkingen décrites par Rütimeyer sous les noms suivants: *Lophiodon Cartieri* (1862), *Chasmothierium Cartieri* (1862), *Lophiodon buchsovillanum* pr. par. (1862, fig. 38), *Lophio-*

*don* sp. (1862, fig. 45-47), *Loph. annectens* (1891), *Propaleotherium isselanum* (1891 pr. par., Pl. III, fig. 7 a-c non d).

La série maxillaire décrite par Rüttimeyer comme  $M_2$ - $D_1$  de *Lophiodon Cartieri*, représente en réalité, comme l'a admis Kowalevsky  $M_1$ - $D_2$  de *Chasmotherium Cartieri*; c'est à cette même espèce qu'appartiennent les 3 prémolaires supérieures décrites par Rüttimeyer sous le nom de *Lophiodon annectens*; sur ce fragment on peut voir en avant de  $P_3$  un fragment d'alvéole qui ne peut correspondre qu'à  $P_4$ . La molaire supérieure attribuée par Rüttimeyer à *Loph. buchsovillanum* (1862, Pl. III, fig. 38), doit être une  $M_3$  de *Ch. Cartieri*. Une autre dent considérée par le même auteur successivement comme  $D$  d'un *Lophiodon* indéterminé, puis comme prémolaire de *Loph. annectens* et enfin comme molaire de la même espèce est vraisemblablement une  $P_2$  de *Chasm. Cartieri*, exactement du reste comme deux autres dents considérées comme  $D$  et attribuées aussi à *Loph. annectens* par Rüttimeyer (1891, Pl. I, fig. 13 a et b.)

D'après ces divers fragments et d'autres dents assez nombreuses étudiées en détail par M. Stehlin on peut caractériser la série maxillaire comme suit:

$M_3$  est nettement rétrécie d'avant en arrière, avec un seul tubercule bien développé sur la crête longitudinale et des crêtes transversales un peu divergentes;  $M_2$  et  $M_1$  qui se ressemblent beaucoup, ont une forme quadrangulaire;  $M_1$ , qui est mieux représenté, a des crêtes transversales un peu arquées et déjetées en arrière, elle ressemble en plus petit à une molaire de *Loph. rhinoceros*. Les trois prémolaires sont entourées par un cingulum basal; sur  $P_1$  les deux tubercules principaux sont presque égaux et les crêtes ne sont que faiblement incurvées, le contour de la dent est rétréci d'arrière en avant; ce dernier caractère est encore plus marqué sur  $P_2$ , dont les crêtes transversales se soudent en outre non au sommet mais à la base de la crête longitudinale externe;  $P_3$  a un contour ovale, un seul tubercule externe et une crête antérieure très oblique.  $D_1$  ressemble à  $M_1$  mais avec un parastyle moins puissant et une couronne moins élevée;  $D_2$  est un peu rétrécie en avant et porte une crête antérieure arquée et un petit parastyle;  $D_3$  est presque triangulaire avec un tubercule antero-externe fortement prédominant et médian et une crête antérieure arquée et très oblique; elle se rapproche beaucoup plutôt de  $D_3$  de *Rhinoceros*, que de la même dent de *Tapirus* ou de *Lophiodon*. L'existence de  $P_4$

paraît démontrée quoiqu'aucun représentant de cette dent ne soit connu jusqu'ici.

Plusieurs échantillons étudiés précédemment par Rüttimeyer semblent appartenir à la série mandibulaire de *Chasmotherrium Cartieri*, ainsi une dent déterminée par lui comme molaire de cette espèce (1862, Pl. V, fig. 72) lui appartient bien réellement mais en tant que  $P_2$ ; ensuite 2 exemplaires figurés par le même auteur d'abord comme  $P_1$  de *Ch. Cartieri* (1862, Pl. V, fig. 70), puis comme  $P$  de *Propaleotherium isselanum* (1891, Pl. III, fig. 7 et 7 c), représentent  $P_3$  de *Chasm. Cartieri*; puis la dent déterminée comme  $D$  de *Propaleoth. isselanum* par Rüttimeyer (1891, Pl. III, fig. 76), doit être considérée comme  $D_3$  de *Chasm. Cartieri*. Outre ces restes déjà connus M. Stehlin en a réuni d'autres assez nombreux, qui lui ont permis de caractériser comme suit la série inférieure :

Les molaires se rapprochent de celles de *Lophiodon* avec un type peu crescentoïde;  $M_3$  est celle qui s'éloigne le plus de la dent correspondante de *Lophiodon*; elle est caractérisée par l'absence du talon qui est remplacé par une petite saillie dominant le cingulum postérieur.  $P_1$  est plus large que les autres prémolaires et porte une crête antérieure peu oblique avec deux tubercules antérieurs sensiblement égaux; sur  $P_2$  les tubercules internes surtout celui du lobe postérieur sont réduits, les tubercules externes sont bien développés et autour de leurs sommets rayonnent une crête dirigée en avant, une autre dirigée en arrière et une troisième dirigée en dedans; la réduction des tubercules internes est encore plus marquée sur  $P_3$ , dont le tubercule postero-externe est presque médian. Des marques d'usure observées sur la face antérieure d'un  $P_3$  semblent indiquer l'existence d'une  $P_4$  inférieure chez *Chasmotherrium Cartieri* comme chez *Chasm. minimum*.

M. Stehlin a examiné sept  $D_1$ , deux  $D_2$  et trois  $D_3$  inférieures de la même espèce.  $D_1$  reproduit presque exactement en plus petit les caractères des molaires;  $D_2$  se rapproche de  $D_2$  de *Rhinoceros*, elle est rétrécie en avant et porte trois crêtes transverses; les deux crêtes postérieures sont développées comme celles des molaires sauf que la seconde montre à la façon des prémolaires un repli sur son versant postero-externe; sur la crête antérieure le tubercule externe est seul bien marqué.  $D_3$  a comme  $D_2$  une crête longitudinale reliant entre eux les trois tubercules externes, mais sa forme étant beaucoup plus étroite les crêtes transversales sont très réduites;



le tubercule médian est fortement prédominant; l'analogie avec *Rhinoceros* est ici encore évidente.

En dehors d'Egerkingen il existe des restes de *Chasm. Cartieri* provenant des carrières d'Eclépens; ici deux dents attribuées par Pictet à un « *Lophiodon* de la taille de l'*occitanicum* » sont en réalité une prémolaire supérieure,  $P_1$  ou  $P_2$ , et une dent de lait inférieure  $D_1$  de l'espèce en question. D'autre part en se basant sur les données fournies par différents auteurs M. Stehlin croit pouvoir admettre l'existence de *Chasmotherium Cartieri* dans le Sidérolithique de Lissieu, dans le calcaire grossier de Gentilly (*Colodon minimus* Gaudry), dans l'Eocène moyen de Buchsweiler (*Paleotapirus buxovillanus* Filhol), etc.... Cette forme est ainsi caractéristique du Lutétien supérieur.

Le *Chasmotherium minimum*, dont les restes sont abondants dans l'Eocène moyen de « les Prunes » près d'Argenton sur Creuse, n'est représenté à Egerkingen que par une prémolaire supérieure.

Le genre *Chasmotherium* diffère de *Lophiodon* par la présence d'un talon aux prémolaires inférieures, par l'existence d'une  $P_4$  et surtout par la dentition de lait. Ce sont au contraire ces mêmes caractères qui le rapproche de *Rhinoceros*, dont il se distingue par la forme non sélénoïde des crêtes transverses des molaires inférieures, par la structure des prémolaires inférieures, par le développement des parastyles, etc.... L'attribution faite par MM. Gaudry, Filhol, Osborn et Cope de certains restes de *Chasmotherium* à différents genres nord-américains: *Colodon*, *Hyrachyus*, *Helaletes*, *Isectolophus*, *Heptodon*, ne doit pas être maintenue; non seulement il n'y a aucune identification possible entre *Chasmotherium* et l'un quelconque de ces genres, mais il faut admettre pour le premier une origine absolument distincte, le rattachant à une forme voisine de *Lophiodon*.

*Lophiodon rhinocerodes* Rüt. (= *L. tapiroïdes* Rüt. (non Cuvier) pro. par. 1891, Pl. I, fig. 14, = *L. isselense* Rüt. (non Blainville) pro. par. 1891, Pl. I, fig. 9).

Depuis que cette espèce a été créée par Rütimeyer d'après quelques dents recueillies à Egerkingen, de nouveaux échantillons ont été découverts qui permettent d'en préciser la caractéristique.

A la mâchoire supérieure  $M_2$ , figurée d'une façon insuffisamment exacte par Rütimeyer, a une forme tantôt quadratique, tantôt un peu rétrécie en avant, elle porte un cingulum continu sur les faces postérieure, extérieure et antérieure et

un parastyle proéminent.  $M_3$  s'en distingue par sa forme rétrécie en arrière et par la réduction du tubercule postéro-externe.  $P_1$  est presque rectangulaire avec un cingulum continu tout autour et très large du côté interne; le parastyle y prend un développement semblable à celui du tubercule antéro-externe, tandis que la crête postérieure et le tubercule postéro-externe n'existent pas.  $P_2$  offre les mêmes caractères mais est plus petite et rétrécie vers l'intérieur par suite de l'obliquité de la face antérieure.  $P_3$  a une forme presque triangulaire; sa paroi externe est déjetée. Comme dents de lait on peut attribuer à *Loph. rhinoceros* une  $D_1$  qui ressemble avec une forme plus quadratique à l'exemplaire figuré par Noulet comme  $D_1$  de *Loph. lautricense*, puis 2 dents représentant probablement  $D_2$ , dont l'une a été figurée par Rüttimeyer comme dent de lait de *Loph. isselense* (1891, Pl. I, fig. 9).

A la mâchoire inférieure les molaires présentent la structure caractéristique pour *Lophiodon* en général; l'analogie que M. Gaudry avait admise entre  $M_1$  de *Loph. rhinoceros* et la même dent des *Rhinoceros* n'existe pas en réalité, et le savant paléontologiste français a été ici induit en erreur par des figures d'usure.  $P_1$  a une forme plus courte que les molaires, avec une crête postérieure et un tubercule postéro-interne réduits; une crête longitudinale y relie les deux tubercules internes et la crête antérieure y est nettement oblique.  $P_2$  est plus petite, la crête antérieure y est encore plus oblique, le tubercule postero-interne n'existe plus et le tubercule postero-externe est raccordé au tubercule antero-interne par une crête arquée.  $P_3$  porte une crête longitudinale reliant entre elles 3 pointes, dont les deux postérieures sont puissantes, la troisième est petite; le cingulum est continu tout autour. C'est à cette dent de *L. rhinoceros* qu'il faut rapporter l'échantillon figuré par Rüttimeyer comme  $D_3$  de la même espèce (1862, Pl. I, fig. 9-11). Comme dents de lait inférieures le gisement d'Egerkingen n'a fourni que deux exemplaires de  $D_1$  qui ressemblent aux molaires.

Quelques canines de *Loph. rhinoceros*, trouvées à Egerkingen, montrent un cingulum continu et deux arêtes dont l'une est dirigée vers le bord postérieur, l'autre vers le bord intérieur.

Sans qu'on puisse préciser absolument l'époque d'existence de *Loph. rhinoceros*, on peut pourtant affirmer qu'elle doit rentrer dans le Bartonien ou plus probablement le Lutétien supérieur. Cette espèce est du reste étroitement

voisine de *Loph. lautricense* Noulet du Bartonien, dont elle diffère par la structure plus compliquée de ses prémolaires supérieures. Cette dernière forme paraît avoir été commune au Mormont et il faut probablement lui attribuer une série de dents trouvées dans cette région et déterminées par Pictet sous différents noms.

Les diverses espèces de *Lophiodon* peuvent être différenciées d'après les caractères suivants :

- 1° les dimensions générales de chaque dent;
- 2° la forme de la paroi extérieure des deux premières molaires supérieures, qui peut présenter au pied des tubercules externes deux convexités rapprochées et presque équivalentes (type tapiroïde) ou bien s'allonger en arrière du tubercule antérieur et ne montrer au pied du tubercule postérieur qu'une convexité peu prononcée (type rhinocerotoïde);
- 3° les dimensions du parastyle sur les molaires supérieures;
- 4° le développement très variable de l'arête qui s'étend en avant du tubercule postéro-externe;
- 5° l'extension du cingulum sur les dents des séries maxillaires et mandibulaires.

*Lophiodon leptorhynchum* Filhol est une petite espèce, dont M. Depéret a donné une description détaillée; il est caractérisé par la forme rhinocerotoïde peu accusée de ses  $M_1$ - $M_2$  supérieures et par le développement puissant du parastyle sur  $M_1$ - $M_3$  supérieures. Les deux sexes diffèrent soit par leurs dimensions soit par le détail de la structure du crâne. M. Depéret place cette espèce dans le Bartonien inférieur, tandis que M. Stehlin serait tenté de la faire rentrer avec les autres formes de la Livinière dans le Lutétien supérieur.

*Lophiodon occitanicum* Cuvier n'est connu que par un fragment de mandibule avec  $M_3$ - $M_2$ ; il ne se distingue du précédent que par sa taille plus petite.

*Lophiodon isselense* auctor. emend. Filhol est plus grand que *Loph. leptorhynchum* et le caractère rhinocerotoïde de  $M_1$ - $M_2$  supérieures y est plus accusé. Les variations importantes de cette espèce, exposées par Filhol, sont probablement en partie d'ordre sexuel. *Loph. isselense* a été découvert à Issel dans un conglomérat du Lutétien.

*Lophiodon tapiroïdes* Cuv. se rapproche beaucoup de *L. rhinocerodes*, mais est un peu plus petit;  $M_1$ - $M_2$  supérieures montrent le type rhinocerotoïde et des parastyles bien développés. Cette espèce provient du Lutétien supérieur.

*Lophiodon Cuvieri* Watelet, trouvé dans le Lutétien supérieur à Jouy et Filain, est connu par un crâne assez complet;  $M_1$ - $M_2$  ont le type tapiroïde avec des parastyles petits et peu distincts.

*Lophiodon parisiense* Gerv., du Lutétien supérieur, possède des molaires supérieures tapiroïdes avec un parastyle rudimentaire et un cingulum très limité; il diffère du précédent par ses plus petites dimensions.

*Lophiodon Larteti* Filhol (= *L. remense* Lem.), du Sparnacien supérieur, a des molaires supérieures d'un type intermédiaire, avec un parastyle puissant et un cingulum limité, qui rappellent celles de *L. leptorhynchum*, mais l'accroissement de  $M_1$  à  $M_3$  est ici moins prononcé.

*Lophiodon subpyrenaicum* Filh. diffère du précédent par sa taille plus petite, par la position moins oblique des crêtes transverses des molaires inférieures, par la forme moins étendue de  $M_2$  inférieure et par l'absence du talon sur  $M_3$  inférieure; il est cependant possible que la distinction de ces deux espèces ne soit pas justifiée. Lutétien.

*Lophiodon buxovillanum* Cuv. diffère des autres *Lophiodon* par des caractères suffisamment importants pour qu'il convienne peut-être d'en faire un genre spécial. Les molaires inférieures rappellent celles de *Rhinoceros* et d'*Aceratherium*, les prémolaires inférieures ont une structure très simple, le diastème en avant de  $P_3$  est très réduit. Lutétien supérieur.

Quelques dents isolées trouvées à Egerkingen, et qui n'appartiennent pas aux espèces communes dans ce gisement, semblent se répartir comme suit: *Loph. Cuvieri* 1  $M_3$  sup., 1  $M_2$  sup., 3  $M_1$  sup., 2  $P_1$  sup., 1  $P_2$  sup., 1  $P_3$  sup., 1 fragment de maxillaire avec  $D_1$ - $D_3$ , 1  $D_2$  sup., 1  $M_2$  inf., 4  $M_1$  inf., 5  $P_1$  inf., 6  $P_2$  inf., 2  $P_3$  inf., 1  $D_2$  inf. et 1  $D_3$  inf. *Loph. tapiroïdes* 1  $M_3$  sup., 1  $M_2$  sup., 3  $M_3$  sup., 2  $P_1$  sup., 1  $P_2$  sup., 1  $P_3$  sup., 1  $M_3$  inf., 2  $M_2$  inf., 2  $M_1$  inf., 2  $P_1$  inf., 3  $P_3$  inf., 1  $D_3$  inf. *Lophiodon* sp. d'Argenton quelques molaires et prémolaires supérieures. *Loph. Larteti*(?) 1  $M_3$  sup.

Au Mormont les restes de *Lophiodon tapiroïdes* sont abondants; Pictet en a déjà décrit plusieurs dents; M. Stehlin fournit quelques renseignements complémentaires.

Conformément à l'opinion émise par M. Depéret, le genre *Lophiodon* ne se rattache directement à aucun genre connu d'Europe ou d'Amérique; d'autre part il ne peut pas être considéré comme un type ancestral de *Rhinoceros*, d'*Aceratherium* ou de *Tapir*.



## MOLLASSE

*Plateau suisse.* — M. E. KISSLING (66) a réuni dans une monographie d'ordre plutôt technique les divers documents qui concernent les **gisements de charbon de la Mollasse** compris dans le plateau suisse à l'W de la Reuss. Il répartit ces gisements suivant le niveau stratigraphique qu'ils occupent, les uns faisant partie de la Mollasse d'eau douce inférieure, les autres de la Mollasse marine, d'autres de la Mollasse d'eau douce supérieure.

**Mollasse d'eau douce inférieure.** — La Mollasse aquitaine de Paudex à l'E de Lausanne présente la composition suivante:

- 1° Marnes à *Potamides margaritaceus* de Saint-Sulpice.
- 2° Mollasse rouge.
- 3° Mollasse à intercalations de charbon et de calcaire d'eau douce.
- 4° Mollasse à gypse et à Néritines.

Sur cette série se superpose la Mollasse grise de Lausanne. La couche 3 est marno-sableuse; les lits charbonneux y sont intimément liés à des calcaires d'eau douce; parmi eux deux surtout sont importants; l'un inférieur, désigné sous le nom de Petit filon, a 8 à 9 cm. d'épaisseur, le second mesure 20 à 25 cm. Ces deux couches ont été exploitées déjà dans le dix-huitième siècle et le sont encore actuellement; les extractions principales se font par le ravin de la Paudèze.

Les marnes à charbon de Paudex contiennent à côté d'une flore assez variée, dont l'auteur donne la liste complète, une série de Mollusques d'eau douce: *Helix Ramondi* Br., *H. rugulosa* Mart., *H. massiliensis* Math., et une faune de vertébrés bien connue qui comprend:

Emys Laharpei Pict. et H.	Trionyx Lorioli Portis.
» tuberculata Portis.	» Rochettiana Portis.
» Charpentieri Pict et H.	» valdensis Portis.
» lignitarum Portis.	Stenofiber minutus H. v. Meyer.
» Renevieri Portis.	Anthracotherium valdense Kow.
» sulcata Portis.	» Laharpei Renev.
Pleurosternon miocaenum Portis.	» minus (?) Cuv.

Le même complexe avec deux lits charbonneux également se retrouve vers le NE à Belmont, où il a été exploité dès le commencement du dix-neuvième siècle jusqu'à nos jours. Il existe plus loin dans la vallée de la Broye au S de Châtillens

et dans celle du Flon entre Oron-la-Ville et Oron-le-Chatel, où il a déjà été l'objet d'une concession en 1768, et où il a été exploité dès lors d'une façon intermittente jusqu'à une époque récente.

Une couche de charbon de 20 à 30 cm., incluse dans la Mollasse aquitanaïenne, se poursuit depuis la vallée de la Mionnaz près de Palézieux, jusque dans la région de Semsales; elle a été exploitée à diverses époques depuis le milieu du dix-neuvième siècle à Pierre à Confry, à Essert, à Semsales; sur ce dernier point l'extraction continue actuellement pour l'usage d'une verrerie. Les fossiles récoltés dans cette formation permettent d'établir le parallélisme avec les couches à charbon de Paudex et Belmont.

C'est dans le prolongement NE des couches à charbon de Semsales qu'on a extrait des lignites à Marsens en 1892.

Il existe dans la région de Thoune plusieurs petits gisements de charbon, qui ont été exploités sans succès; les mieux connus sont ceux du Grüsisberg dans la partie supérieure de la Kratzbachschlucht, du Hardlisberg, du Sieglisberg, d'Eriz. D'autres affleurements analogues se trouvent plus au NE dans les environs de Marbach et d'Escholzmatt.

Dans la zone mollassique subjurassienne la Mollasse d'eau douce inférieure contient par places des lits peu épais de charbon, ainsi aux Granges de Vésin, près de Neuenegg et de Laupen, à Frienisberg et à Wynau.

La **Mollasse marine** est en général fort pauvre en charbon; on n'y trouve que sur quelques points des amas lenticulaires peu considérables, ainsi au Gurten et au Belpberg, sur le versant NW du Bantigen, au Tannstigli dans la région de Krauchthal, près de Burgdorf, à Madiswyl et Russwyl, au Jolimont, dans les environs de Zofingue.

La **Mollasse d'eau douce supérieure** contient entre Lutzelfluh et Sumiswald sur le versant occidental du Napf des couches à végétaux avec *Acer angustilobum*, *Lygodium acutangulum*, *Alnus rostratus*, *Juglans acuminata*, dans lesquelles s'intercalent quelques lits de charbon. Des formations analogues existent dans le Wildeneygraben, où l'on a récolté *Helix inflexa*, *Clausilia grandis*, et d'autre part dans les ravins qui débouchent dans la vallée de l'Ilfis entre Langnau et Trubschachen. Dans le Schleifsteingraben et le Ramserengraben on peut voir entre deux bancs de Nagelfluh une zone de mollasse en partie marneuse, dans la région supérieure de laquelle s'intercale un lit de charbon. Dans le Teufelbach-

graben il y a deux couches de lignite, ainsi que dans le Krümpelbachgraben, où la mollasse encaissante est particulièrement fossilifère: *Glandina inflata* var. *porrecta*, *Patula euglyphoïdes*, *Helix inflexa*, *H. coarctata*, *Pupa Schübleri*, *Stenogyra minuta*, *Bythinia gracilis*, *Segmentina declivis*, *Planorbis Mantelli*.

Toutes ces couches à végétaux de la partie occidentale du Napf appartiennent à la partie inférieure de la Mollasse d'eau douce supérieure; elles commencent vers l'W au Schwandenbad, où elles atteignent à peine 1.4 m. d'épaisseur et sont intercalées entre deux couches de Mollasse marine; puis vers l'E elles augmentent notablement de puissance et ne sont plus surmontées par des sédiments à fossiles marins. Sur le versant N du Napf elles se retrouvent avec de nouveau des lignites intercalés dans le bassin de la Grüne; dans la partie orientale de la même chaîne elles existent dans le Fontanenthal.

La Mollasse d'eau douce supérieure contient enfin quelques intercalations charbonneuse dans la région comprise entre la Suhr et la Wyna près de Buron et de Gontenschwyl et immédiatement à l'W de la Reuss à Hägglingen près de Mellingen.

Dans une nouvelle publication consacrée au **Calcaire grossier du Randen** M. L. ROLLIER (68) commence par montrer l'impossibilité de paralléliser cette formation avec le Muschelsandstein, comme l'ont fait Mayer-Eymar, Miller et d'autres. En effet, tandis que le dépôt du Randen correspond évidemment à une extension maximale de la mer, le Muschelsandstein manque dans tout le canton de Zürich, et ce sont les grès grossiers et conglomérats d'Endingen et de Kaltwangen, supportés directement par le Jurassique supérieur et plus jeunes que les couches glauconieuses à *Cardium commune*, qui passent latéralement au calcaire grossier.

Le Muschelsandstein, qui appartient ainsi que la Mollasse grise de Lausanne, la Nagelfluh subalpine et la Mollasse granitique de Saint-Gall à la partie inférieure du Miocène, supporte d'abord les couches glauconieuses à *Cardium commune*, puis un complexe de Nagelfluh à *Ostrea crassissima*, qui prend un grand développement dans la région de Saint-Gall, de Bregenz et du Pfänder, qui contient de nombreux galets provenant du Rhaetikon, et qui représente le Vindobonien.

Ces mêmes galets du Rhaetikon se retrouvent, mais nota-

blement plus petits, dans le même niveau de Nagelfluh aux environs du lac d'Ueberlingen et de Stockach; de là ils passent dans le calcaire grossier du Randen, et leur présence d'une part dans la Nagelfluh du Pfänder, d'autre part dans le calcaire grossier du Randen permet d'établir entre ces deux dépôts un parallélisme, d'autant mieux que des éléments semblables ne se rencontrent jamais dans la Mollasse granitique de Saint-Gall. La superposition de la Nagelfluh à *Ostrea crassissima* et à galets vindéliens sur l'Helvétien est du reste évidente soit au Kaltwangen, au Kohlfirst et dans l'Irchel, soit dans le bassin de la Thur près de Flaech et d'Andelfingen, où la carte géologique n'indique par erreur que de la Mollasse d'eau douce inférieure. On peut démontrer en outre en se basant sur une série de coupes prises dans le N du canton de Zürich que cette Nagelfluh vindobonienne est en transgression marquée sur le Muschelsandstein, qui ne dépasse pas au N la région de Baden.

Si au N de Zurich les galets vindéliens n'apparaissent jamais au-dessous du Vindobonien, on les trouve déjà dans l'Helvétien inférieur dans le bassin supérieur du lac de Zurich et dès la base de cet étage à la Hohe Rohnen, ce qui peut du reste s'expliquer facilement par l'extension progressive du S au N d'un delta subalpin.

L'âge du calcaire grossier du Randen peut enfin être précisé paléontologiquement grâce à la découverte faite par M. Rollier d'assez nombreux fossiles, qui presque tous appartiennent à des espèces communes dans les faluns de la Tourraine et dans les sables de Grund.

Il paraît ainsi démontré par divers arguments que le calcaire du Randen est contemporain de la Nagelfluh à *Ostrea crassissima* et à galets vindéliens du NE de la Suisse et que ces deux dépôts correspondent à une seconde phase de la transgression miocène, qui a marqué l'époque vindobonienne (faluns de la Tourraine, sables de Grund). Il est nettement plus récent que le Muschelsandstein et la Mollasse glauconieuse à *Cardium commune* qui, avec la Mollasse grise de Lausanne, appartiennent à une première phase de la transgression miocène, soit à l'Helvétien (= Burdigalien de M. Depéret).

J'ai signalé déjà dans la Revue pour 1901 une courte notice de M. H. SCHARDT sur la **Mollasse aquitanienne de Marin** (canton de Neuchâtel). Depuis lors M. Schardt (69) est revenu avec plus de détails sur la même coupe qu'il a pu étudier dans une tranchée de la ligne directe Neuchâtel-Berne.



L'Aquitaniien formé ici par des alternances de grès tendres et de marnes, montre une coloration prédominante rouge, mais une teinte du reste assez variable en jaune, gris, violacé. Il est coupé par deux petites failles presque verticales inverses laissant entre elles une partie relativement surélevée de 74 m. de large.

*Jura.* — M. H. SCHARDT (70) a décrit un contact intéressant entre l'Urgonien et un calcaire d'eau douce tertiaire, qui s'observe dans la tranchée du chemin de fer près de Gorgier (canton de Neuchâtel). Tandis que l'Urgonien plonge de 12° à 15° au SE du côté du lac de Neuchâtel, le dépôt tertiaire plonge de 12° au SW. Il débute par un banc bréchiforme et noduleux, puis est formé par un calcaire blanc, d'aspect crayeux mais très dur, contenant des galets en partie très gros d'Urgonien. Aucun fossile n'a été découvert dans ce niveau, mais, en se basant sur une analogie lithologique marquée, on peut identifier provisoirement le calcaire de Gorgier avec le calcaire aquitaniien à *Helix Ramondi* de Trois Rods, et considérer ces deux dépôts similaires comme formés vers le rivage d'un lac par des cours d'eau affluents.

Dans leur étude des **Gorges de l'Areuse** MM. H. SCHARDT et A. DUBOIS (53) consacrent un paragraphe aux formations tertiaires de la région. Celles-ci constituent une bordure continue à la chaîne du lac et existent d'autre part dans le premier synclinal jurassien aux abords de Champ du Moulin. Au-dessus de Boudry la série tertiaire qui recouvre l'Urgonien comprend:

1° Aquitaniien inférieur, formé par un calcaire lacustre en gros bancs avec intercalations marno-calcaires, qui contient *Helix Ramondi*.

2° Aquitaniien supérieur. Marnes bariolées avec bancs de grès tendre et de calcaire fétide à *Planorbis*, avec *Helix Morognesi*, *Limnea pachygaster*, *Planorbis dealbatus*.

3° *Langhien*. Mollasse sableuse en gros bancs (20 à 25 m.).

Dans le synclinal de Rochefort l'Aquitaniien inférieur paraît manquer, tandis qu'on y trouve les marnes et les calcaires fétides de l'Aquitaniien supérieur.

M. H. SCHARDT (71) a étudié en compagnie de M. A. Dubois une coupe à travers l'**Oeningien** mise à découvert par l'établissement d'une conduite d'eau sur le coteau d'Envers au-dessus du Locle. Il a distingué dans ce gisement plus de

80 couches différentes, dont quelques-unes renferment beaucoup de fossiles. De nombreux lits charbonneux s'intercalent dans la partie supérieure de ce complexe, ce qui indique la transformation progressive d'un lac peu profond en un marais tourbeux.

#### QUATERNAIRE

*Formations plistocènes.* — MM. A. PENCK et E. BRÜCKNER (83) ont commencé déjà en 1901 à publier par livraisons successives une étude des **dépôts glaciaires dans les Alpes et les régions subalpines**, dont une partie importante a maintenant paru. Le but de ce travail est d'établir d'après des principes uniformes une classification des formations quaternaires de ces territoires, de les répartir entre les diverses glaciations successives, de déterminer l'extension de chacune de ces dernières et l'importance des retraits interglaciaires, et de fixer les modifications topographiques subies par les Alpes ou leur avant-pays du fait soit des glaciers, soit de leurs émissaires, soit de toute autre cause extérieure ou tectonique.

Parmi les dépôts quaternaires il est nécessaire de distinguer d'une part les formations fluvio-glaciaires, d'autre part les moraines, puis de classer celles-ci suivant qu'elles se sont formées superficiellement et qu'elles sont constituées par des éléments anguleux (moraines à blocs), où qu'elles se sont déposées sous le glacier et qu'elles comprennent des éléments broyés, usés, polis, striés, noyés dans une boue plus ou moins abondante (moraines à galets). Parmi ces moraines profondes on peut encore établir deux types principaux: *a*) les moraines boueuses dans lesquelles prédominent les éléments fins; *b*) les moraines de gravier qui ont été au contraire privées par lavage de leurs matériaux ténus, entre lesquels existent tous les termes transitoires.

Tout front de glacier s'entoure pendant une période de maximum d'un édifice caractéristique, qui comprend d'abord la ceinture des grandes moraines frontales, puis, adossées contre celles-ci en couches inclinées, les alluvions fluvio-glaciaires. Après le retrait du glacier on peut voir en dedans des moraines frontales une dépression en cuvette, généralement tapissée par la moraine de fond et mamelonnée souvent en rayons par des drumlins. Ces formes caractéristiques se modifient ensuite peu-à-peu et plus un système morainique est ancien, plus son aspect est altéré, plus aussi les maté-

riaux qui le composent sont à la fois décomposés et cimentés.

Après cette partie introductive M. Penck passe à la description détaillée des formations glaciaires du versant N des Alpes orientales dans les bassins de l'Iller, de la Lech, de l'Inn, de la Salzach et de l'Enns. Je me contenterai, pour cette région qui est en dehors des limites de notre pays, de résumer les idées générales qui ressortent du travail de M. Penck.

Dans les bassins de l'Iller et de la Lech, sur la pénélaine de Munich et le plateau de la Trauns et de l'Enns on retrouve les quatre grands systèmes d'alluvions du Deckenschotter supérieur, du Deckenschotter inférieur, des Hautes Terrasses et des Basses Terrasses avec cette seule exception que le Deckenschotter supérieur ne paraît plus exister dans la région de Munich. Les Basses Terrasses sont partout en relation évidente avec les moraines terminales de la dernière glaciation et ne sont jamais recouvertes d'un revêtement important de Lehm; elles fournissent une base certaine pour l'identification des autres niveaux. Dans la région de Munich les moraines externes, en relation bien nette avec les Hautes Terrasses donnent un point de repaire important.

Ces quatre niveaux d'alluvions doivent être considérés comme des dépôts fluvio-glaciaires appartenant tous à la période quaternaire, car les restes fossiles qui y ont été trouvés sont tous caractéristiques pour les formations pleistocènes. On arrive ainsi à admettre quatre glaciations successives que les auteurs désignent comme suit:

1° Glaciation de Günz, correspondant au Deckenschotter supérieur.

2° Glaciation de Mindel correspondant au Deckenschotter inférieur.

3° Glaciation de Riss correspondant aux Hautes-Terrasses.

4° Glaciation de Würm correspondant aux Basses-Terrasses.

Le Loess recouvre le Deckenschotter inférieur et les Hautes Terrasses, mais jamais les Basses Terrasses; sur le Deckenschotter supérieur il n'y a pas de Loess proprement dit mais une argile sableuse (Lehm), qui peut être considérée comme du Loess décalcifié et agglutiné.

Le fait que le Deckenschotter prend une grande extension en avant des Alpes et qu'il repose sur une pénélaine de dénudation montre qu'à l'époque préglaciaire les cours d'eau sortant des Alpes devaient être également impuissants à creuser des vallées et à alluvionner sur de grands espaces,

que par conséquent les Alpes devaient avoir un relief moins accusé qu'actuellement avec des vallées moins profondes et des crêtes moins élevées. D'autre part le niveau relatif du Deckenschotter au-dessus des seuils de vallée actuels en différents points présente des irrégularités frappantes, qui ne peuvent s'expliquer que par des mouvements d'ordre tectonique ayant suivi son dépôt. On peut en particulier constater un bombement anticlinal postglaciaire dirigé transversalement à la vallée du Danube aux environs de Linz et un relèvement de la partie S du plateau de l'Iller et de la Lech.

Tandis que les moraines des glaciations de Würm et de Riss se marquent visiblement dans la topographie, celles des glaciations de Mindel et de Günz ont perdu tout relief et ne peuvent être déterminées que par leur position relativement aux alluvions du Deckenschotter. Partout la glaciation de Würm est restée en deçà des limites de celle de Riss; celle-ci a dépassé l'extension de la glaciation de Mindel dans les bassins de l'Isar et de la Lech, tandis qu'elle ne l'a pas atteinte dans ceux du Trems, de la Traun et de la Salzach. La glaciation de Günz paraît avoir eu à peu près la même extension que celle de Würm.

L'origine des **bassins lacustres** subalpins ne peut pas s'expliquer simplement par l'intervention de barrages morainiques, et ne peut pas non plus être d'origine tectonique, vu que les alluvions des tronçons de vallées correspondants montrent une inclinaison régulière vers l'aval, et que les dislocations qui ont affecté certaines régions pourvues de lacs sont bien plus anciennes que la formation de ceux-ci. Il faut faire intervenir ici l'érosion glaciaire qui, en surcreusant les vallées, a provoqué la formation vers la sortie de celles-ci d'une dépression évasée de l'amont vers l'aval en forme de demi-entonnoir, aboutissant au cirque des moraines terminales mais nettement creusée dans des formations plus anciennes. Dans l'intérieur des vallées l'érosion glaciaire a effectué un polissage des formes déchiquetées préexistantes; le niveau de surface des glaciers est ainsi facile à établir d'autant plus que cette détermination peut être en général confirmée d'après le niveau assez constant des Karrs sur les deux flancs de la vallée.

Le **glacier de l'Inn** a dû élever sa surface dans l'Engadine jusqu'à environ 2600 m., bien au-dessus des divers cols qui relie cette vallée aux vallées voisines. Dans tout son bassin les tronçons principaux des vallées ont subi depuis les temps



préglaciaires un surcreusement considérable, dont l'importance va en augmentant de l'amont vers l'aval, et qui a atteint par places 400 ou 500 m. Ce travail d'affouillement, dont la valeur a dépendu de l'épaisseur de la glace, est la cause de la disposition étagée des vallées latérales relativement aux vallées principales. D'autre part, chaque convergence de glaciers l'a accru; chaque division d'un glacier en deux troncs divergeants l'a diminué; aussi les thalwegs des vallées occupées par de grands glaciers ont ils perdu leur inclinaison régulière de l'amont vers l'aval, et se sont divisés en des chaînes de dépressions elliptiques en forme de cuvette, disposées plus ou moins en escalier et séparées les unes des autres par des seuils et des tronçons à forte pente. Chaque cuvette est dûe à la convergence de deux glaciers, tandis que le seuil qui la limite vers l'aval a été épargné grâce au déversement d'une partie de la glace par un col en dehors de la vallée.

Le retrait qui a suivi la glaciation de Würm a été interrompu par trois stades d'arrêt ou même de légère progression, dont on retrouve facilement les traces à l'intérieur des moraines internes, et que les auteurs désignent sous les noms de **stade de Bühl**, **stade de Gschnitz** et **stade de Daun**; entre le stade de Bühl et la glaciation de Würm s'intercale l'oscillation négative d'Achen. Tandis que pendant la glaciation de Würm la limite des neiges persistantes était à environ 1100-1300 m., elle a été à 1400-1500 pendant le stade de Bühl, à 1700-1800 m. pendant celui de Gschnitz et à 1900-2000 pendant celui de Daun.

La seconde partie de la monographie de MM. Penck et Brückner est consacrée aux formations glaciaires du versant N des Alpes occidentales. Ici la présence du Jura en avant de la plaine suisse a empêché les glaciers de s'écouler normalement vers l'avant pays et les a obligés à se confondre en partie; aussi ne trouvons-nous pendant la grande glaciation que trois glaciers individualisés, ceux du Rhin, du Rhône et de l'Isère. Pendant la glaciation de Würm le glacier de l'Aar a été encore capté par celui du Rhône, tandis que ceux de la Reuss et de la Linth sont devenus indépendants.

Les moraines externes, qui forment autour du lac de Constance un grand arc de cercle, sont bordées extérieurement par une accumulation importante d'alluvions. Vers le NE, le plateau compris entre le Riss et l'Iller, est formé par le Deckenschotter ancien, coupé dans le bassin de la Roth par une

zone de Deckenschotter récent. Les Hautes-Terrasses existent dans les vallées du Riss et de l'Iller, les Basses-Terrasses dans celle de l'Iller. Les trois plus récents de ces systèmes d'alluvions se raccordent nettement vers le S, avec les moraines des glaciations de Mindel, de Riss et de Würm. Le Deckenschotter ancien, recouvert par les moraines externes, s'étend vers le S, jusque dans le domaine des moraines internes.

Plus à l'W, au S de Pfullendorf, on peut distinguer les deux niveaux du Deckenschotter, et les raccorder tous deux avec de véritables moraines, dont les unes, celles de Mindel, se trouvent au Heiligenberg, les autres, celles de Günz, se trouvent au Höchsten, dans la région des moraines internes.

Le long du Rhin, en aval de Schafhouse, les quatre niveaux d'alluvions se superposent comme suit : les Basses-Terrasses à 30 m. au-dessus du fleuve, les Hautes-Terrasses à 20 m. au-dessus des précédentes, puis les deux niveaux du Deckenschotter, dont le plus ancien est à 120 m. au-dessus du Rhin. Le Deckenschotter ancien semble du reste avoir subi des dislocations tectoniques, qui ont provoqué une dénivellation de sa surface de 70 m. entre l'Achenberg près de Zursach et Koblenz. Depuis Zursach, son niveau s'élève vers le S, avec une pente moyenne de  $12\frac{0}{100}$  jusqu'au versant N du Randen, où il s'enchevêtre avec une moraine terminale.

Le Deckenschotter récent couronne les crêtes depuis la région de Schafhouse et Eglisau jusqu'au lac de Constance, ces lambeaux correspondant à une nappe inclinée vers le NW et non vers l'W, comme on devrait s'y attendre; pour expliquer cette inclinaison anormale, il semble nécessaire d'admettre une dislocation tectonique de ces alluvions. Il paraît évident aussi ici que l'alluvionnement du Deckenschotter a été précédé par l'établissement d'une pénéplaine de dénudation et qu'il a été suivi par des mouvements tectoniques, dont le plus important a provoqué un exhaussement du plateau mollassique subalpin, suivant un axe parallèle à la direction des Alpes.

Les moraines externes du glacier du Rhin s'avancent au N jusqu'à la Rauhe-Alb et atteignent leur plus grande altitude au Hochen dans le prolongement du lac d'Ueberlingen. De là, elles s'abaissent vers l'E, atteignent le Danube à Sigma-ringen, le suivent jusqu'à Marchthal, puis s'infléchissent au SE, de façon à rejoindre près de Legau les moraines externes du glacier de l'Iller. Ces moraines, passablement décomposées et altérées dans leur forme, appartiennent pour la plus

grande partie à la glaciation de Riss, pour une petite part à celle de Mindel.

Les moraines internes atteignent leur point culminant au Höchsten (770 m.); de là, elles s'abaissent vers l'ENE, jusqu'à la vallée du Riss, qu'elles traversent près d'Essendorf (610 m.), puis elles s'infléchissent d'abord au SE, ensuite au S, pour aboutir à Oberstaufen, vers la source de la Weissach (1000 m.) Depuis le Höchsten, ces moraines atteignent d'autre part le pied du Jura souabe près d'Engen, passent près de Schafhouse, suivent de là la rive gauche du Rhin jusqu'à la Töss, puis la rive droite de cette rivière jusque près de Winterthur et aboutissent finalement à Wil sur la Thur. Ainsi les moraines terminales internes du glacier du Rhin ne se soudent pas latéralement à celles des glaciers voisins, mais s'infléchissent fortement en arrière.

Dans l'intérieur de ces moraines de Würm se développe un second système de moraines frontales, formant autour de la dépression du lac de Constance un cirque lobé, qui se suit depuis Andelfingen sur la Thur, par Stein et Diessenhofen sur le Rhin, l'extrémité du lac d'Ueberlingen, Taisersdorf et Wilhemsdorf, jusqu'aux collines de la Waldburg. L'intérieur de ce cirque offre un bel exemple de paysage drumlinique, qu'il faut attribuer au remaniement lors de la dernière glaciation d'une moraine frontale préexistante.

Les limites de la glaciation de Würm sont fort bien marquées par les moraines internes; quant aux glaciations de Riss et de Mindel, qui ont une importance presque égale et auxquelles appartiennent les moraines externes, c'est la première qui a pris la plus grande extension à l'W du Riss, tandis que la seconde l'a dépassée au contraire à l'E de ce cours d'eau. Enfin la glaciation de Günz n'a guère dépassé les limites du bassin de Constance.

Le lac de Constance est visiblement creusé par érosion glaciaire dans le Deckenschotter. Les cours d'eau avaient préparé le travail en créant plusieurs vallées; puis le glacier a élargi ces tranchées, les a transformées en bassins, et les a finalement réunies en partie en une vaste dépression digitée.

Comme **formations interglaciaires**, on connaît dans le bassin de Constance: 1° une couche de charbon lité, intercalée entre deux moraines, près de Rorschach, qui contient les débris d'une flore de sapins, de pins et de chênes, indiquant un climat peu chaud; 2° un tuff calcaire, situé dans une vallée creusée dans le Deckenschotter, près de Flurlingen, et recou-

vert de moraines, dont la flore dénote un climat voisin du climat actuel. Ces deux dépôts paraissent appartenir à la période interglaciaire Riss-Würm.

Les diverses **stations préhistoriques des environs de Schafhouse** sont toutes plus récentes que la dernière glaciation. La plus ancienne faune, dont on y ait trouvé des restes, comprend un mélange d'animaux subarctiques, alpins et habitants des steppes, et indique un climat froid et continental. Ensuite s'est développée une faune forestière, qui a pris son plein épanouissement dans l'époque néolithique.

Les **moraines latérales de la dernière glaciation** se poursuivent sur les deux flancs de l'ancien glacier du Rhin : d'un côté jusqu'au Toggenburg, de l'autre jusque près d'Oberstangen; elles disparaissent ensuite, ne dépassant pas le niveau de 1000 m., qui paraît correspondre ici à la limite des neiges persistantes. La surface du glacier semble avoir été alors à environ 1200 m. au Gäbbris, à 1700 m. dans la région de Sarganz, et à plus de 2000 m. vers Coire.

La **vallée du Rhin**, entre Sarganz et Bregenz, a été sans aucun doute recreusée et élargie en entonnoir par le glacier, comme l'attestent sa grande largeur, ses versants abrupts avec des quantités relativement petites d'éboulis au pied, et le fait que les vallées secondaires y débouchent toutes notablement au-dessus de son seuil. Elle se rétrécit, comme de juste, en aval de la bifurcation de Sarganz, tandis qu'elle s'élargit au débouché des vallées de l'Ill et de la Landquart. Les traces du surcreusement glaciaire sont encore bien visibles dans la vallée du Rhin antérieur en amont de Flims. Quant aux vallées du Rhin postérieur et de l'Albula, elles sont divisées en tronçons élargis et surcreusés indépendants (bassin de Schams, Domleschg), séparés par des paliers que traversent des gorges étroites (Rofna, via Mala).

M. Penck attribue ainsi un rôle considérable à l'**érosion glaciaire dans le modelage des vallées** des divers bras du Rhin; il discute à ce propos l'hypothèse émise par M. Heim d'une érosion purement fluviale, interrompue par des phases d'alluvionnement, qui aurait donné naissance à trois systèmes de terrasses superposés : l'un entre 1300 et 1500 m., le second entre 1800 et 2000 m., le troisième entre 2000 et 2400 m. Le fond préglaciaire de l'ancienne vallée est très probablement représenté en amont de Coire par une terrasse qui dé-



bute près d'Ilanz au niveau de 1400 m. (terrasse inférieure de Heim) et s'élève vers l'W de façon à atteindre dans le Tavetsch le niveau de 1800 m. (terrasse moyenne de Heim). En prolongeant ce niveau avec une inclinaison de plus en plus faible vers l'aval, on voit qu'il se raccorde à l'altitude de 900 m. environ avec la pénélaine subalpine, et que par conséquent toute hypothèse admettant un tassement post-glaciaire des Alpes devient impossible.

Les moraines sont peu abondantes dans la vallée même du Rhin; par contre, on trouve dans les vallées inférieures de l'Ill, de la Tamina, de la Landquart une série de moraines, que M. Penck attribue toutes au stade de Bühl, et qui correspondent d'une part à une limite des neiges persistantes située au-dessus de 1400 m., d'autre part à un glacier principal ne dépassant pas au N la région de Bregenz.

Le gigantesque **éboulement de Flims**, qui couvre le fond de la vallée en amont de Coire, ne paraît pas être interglaciaire comme l'a admis M. Heim; en effet, les moraines qui le recouvrent par places, sont toutes situées au-dessous de 1100 m., tandis que le glacier s'est élevé bien au-dessus de ce niveau pendant la glaciation de Würm et même pendant le stade de Bühl; il faut admettre que l'éboulement s'est produit entre le stade de Bühl et celui de Gschnitz et que les moraines superposées appartiennent à ce dernier. Quant au stade de Daun, il est représenté dans la même région par une moraine frontale existant au-dessus de la niche d'arrachement à l'Alm Segnes, par les moraines frontales du Tavetsch, et probablement aussi par celles de la sortie du val Acletta avec les graviers fluvio-glaciaires de Dissentis.

Le **Säntis** a alimenté des glaciers indépendants pendant les stades de Bühl et de Gschnitz, comme l'attestent en particulier une moraine frontale existant sur le versant N près de Weissbad (800 m.) et impliquant une limite des neiges entre 1400 et 1500 m., et une moraine frontale située à la Meglisalp (1500 m.) qui correspond à une limite des neiges située à 1800 m.

M. Brückner a rédigé le chapitre consacré aux glaciers de la Linth, de la Reuss, de l'Aar et du Rhône; il commence cette étude par l'examen de la région classique des **environs de Brugg**.

Les Basses-Terrasses prennent ici une grande extension et ont une surface étagée en plusieurs niveaux compris entre

355 et 372 m. La surface des Hautes-Terrasses se trouve entre 396 et 410 m.; elle est tapissée par une couche ondulée de moraines à stratification oblique et par une épaisseur importante de Lehm; les alluvions y montrent une cimentation assez marquée. Le Deckenschotter récent forme les sommets du Brugger Berg (510 m.) et du Gebenstorfer Horn (517 m.); il est épais de 50 à 70 m., recouvert de Lehm et fortement cimenté. Le Deckenschotter ancien, épais de 30 m. environ, recouvre la Mollasse à l'altitude de 550-560 m.; il forme le sommet du Freienwiler Berg, et montre soit une forte cimentation, soit une décomposition avancée.

De Brugg, les Basses-Terrasses se suivent vers l'W, tout le long de la vallée de l'Aar jusqu'à Wangen, où elles passent aux moraines du glacier du Rhône, tandis qu'elles se raccordent vers le S, aux débouchés des vallées de la Bünz, de l'Aa, de la Wyna, de la Suhr et de la Wigger, avec les moraines du glacier de la Reuss. Vers le SE, c'est à Killwangen et Würenlos, qu'elles se confondent avec les moraines du glacier de la Limmat.

La surface des Hautes-Terrasses a été intensément érodée avant la glaciation de Würm, son niveau est donc très variable, et peut même s'abaisser au-dessous des Basses Terrasses. En amont d'Aarau, comme dans les vallées latérales, ces alluvions n'existent qu'à l'état de lambeaux.

Les deux niveaux du Deckenschotter sont encore plus réduits en amont de Brugg. Dans le Wynenthal, le Deckenschotter récent est représenté par une couche d'alluvions épaisse d'environ 20 m., et superposée à la Mollasse suivant un plan assez fortement incliné (620 m. à l'W d'Ober Kulm, 550 m. au S de Suhr), tandis qu'à 80 ou 100 m. au-dessus apparaît à l'E de Suhr le Deckenschotter ancien, qui contient des galets striés, et a dû par conséquent se déposer à proximité d'un glacier. Dans le bassin de la Limmat, le Deckenschotter inférieur existe au Tannenbergr, au Kreuzberg, près de Baden, entre 485 et 525 m., au Sulzberg et près de Buchs, à l'E de la Lägern. Le Deckenschotter supérieur couronne la chaîne qui sépare les vallées de la Reuss et de la Limmat; il est épais de 30 à 40 m. et sa base s'abaisse depuis l'altitude de 630 m. au Heitersberg à celle de 565 m. à l'extrémité SE du Siggerberg.

En aval de Brugg, la Basse-Terrasse se suit jusqu'à Koblenz, où elle se confond avec celle du Rhin. La Haute-Terrasse, qui est bien développée encore près de Koblenz, est réduite à quelques lambeaux plus à l'W, une grande partie

des dépôts de cette région que Du Pasquier lui a attribués étant en réalité de la moraine; les plus importants de ces lambeaux se trouvent au débouché du Frickthal au niveau de 345 m., dans la région d'Ober Wallbach et Mölin, et dans le bas de la vallée de l'Ergolz. Dans la région de Rheinfelden, on voit par places la surface érodée des Hautes-Terrasses recouverte par les alluvions des Basses-Terrasses.

Le Deckenschotter inférieur est représenté dans la vallée du Rhin par le banc d'alluvions agglutinées qui, au N de Mölin sur la rive droite, recouvre le Trias au niveau de 335 m., et qui a été attribué à tort par M. Gutzwiller à la Haute Terrasse, puis par une terrasse d'alluvions située entre Gibenach et Baselaugst au niveau de 360 m., et enfin par une autre terrasse existant au Blötzen à 350 m. d'altitude vers la sortie de la vallée de l'Ergolz. Le Deckenschotter supérieur n'a été constaté qu'au S de Rheinfelden, où une couche d'alluvions se superpose entre 385 et 390 m. sur une surface irrégulière de Jurassique et de Trias; ce dépôt a été considéré à tort par Du Pasquier comme Haute Terrasse.

Dans les **environs de Bâle**, M. Brückner établit une classification des alluvions très différente de celle admise par M. Gutzwiller; il considère comme Basse Terrasse la terrasse de 276 m., comme Haute Terrasse celle de 310-315 m. (Sainte-Marguerite et Gundeldingen), comme Deckenschotter inférieur les alluvions du Bruderholz (340-350 m.), que M. Gutzwiller rangeait encore dans la Haute Terrasse, et comme Deckenschotter supérieur les alluvions très décomposées de la Weiermatt, à l'E de Mönchenstein (380 m.), considérées encore par M. Gutzwiller comme un niveau supérieur de la Haute Terrasse. Les trois complexes d'alluvions supérieurs de Bâle se retrouvent soit dans le Wiesenthal au NE, soit en Alsace à l'W, quoiqu'une épaisse couverture de Lehm rende souvent difficile de les distinguer. D'autre part, il semble qu'au N de Bâle des dislocations survenues entre le dépôt de la Haute Terrasse et du Deckenschotter, aient occasionné des irrégularités frappantes dans l'écart vertical qui sépare ces deux niveaux.

A l'W de Bâle, les **alluvions du Sundgau** couvrent de grands espaces; elles se distinguent du Deckenschotter par leur niveau plus élevé, leur décomposition plus avancée et leur teneur très forte en quartzites, et doivent être considérées comme un dépôt bien plus ancien.

Les quatre systèmes d'alluvions, qui se suivent ainsi entre

Brugg et Bâle, tendent nettement à diminuer de l'amont vers l'aval les écarts verticaux qui les séparent; à Brugg, il y a environ 50 m. entre la surface des deux niveaux du Deckenschotter et 10 m. entre la surface du Deckenschotter récent et la base du Deckenschotter ancien; de même la surface de la Haute Terrasse est au-dessous de la base du Deckenschotter inférieur. Ainsi les systèmes d'alluvions sont d'autant plus inclinés qu'ils sont plus anciens; quant à leur épaisseur, elle atteint son maximum là où chaque dépôt passe aux moraines correspondantes, soit dans la région de Brugg pour les deux niveaux du Deckenschotter et pour la Basse-Terrasse, dans celle de Rheinfelden pour la Haute-Terrasse. L'inclinaison du Deckenschotter paraît du reste anormale vers l'extrémité orientale du Jura et doit probablement s'expliquer par un exhaussement postérieur. Ces quatre dépôts alluvionnés correspondent aux quatre glaciations constatées par M. Penck dans les Alpes orientales, et il ne semble pas qu'il y ait d'argument absolu pour admettre une cinquième glaciation intercalée entre celles de Würm et de Riss, comme le fait M. Mühlberg.

Le degré de décomposition de ces dépôts successifs dépendant de leur ancienneté, il faut remarquer que le contraste à ce point de vue est surtout marqué entre le Deckenschotter inférieur et la Haute-Terrasse, ce qui doit indiquer une durée particulièrement longue pour l'intervalle entre les deux alluvionnements correspondants. Le Deckenschotter est en outre différencié par sa teneur abondante en galets de quartzites et de roches mollassiques. Ces alluvions anciennes de Suisse ne peuvent pas être homologuées avec les graviers pliocènes à *Elephas meridionalis* de Lyon, comme l'avait fait Du Pasquier; elles sont pleïstocènes, comme le montre une faune de Mollusques caractéristique de cette période découverte dans une couche marneuse d'un complexe d'alluvions, que M. Gutzwiller avait attribué à tort à la Haute-Terrasse, tandis qu'il représente en réalité le Deckenschotter supérieur.

Le **Loess** prend un développement considérable dans la vallée du Rhin et dans les environs de Bâle; il faut y distinguer une couche récente qui se superpose aux surfaces ravinées de la Haute-Terrasse et une couche ancienne qui est recouverte par celle-ci et appartient par conséquent à la phase interglaciaire Mindel-Riss.

La superposition des lambeaux subsistant actuellement du Deckenschotter supérieur sur la Mollasse ou le Jurassique, au



S et à l'E de Koblenz, indique la préexistence d'un plan faiblement ondulé, incliné d'une façon convergente du S et du SE vers Koblenz, et s'étendant d'un côté jusqu'à l'Irchel, de l'autre jusqu'à la Wandfluh près de Kulm. En se basant sur ce fragment connu de pénéplaine, on peut reconstituer le plan de superposition du Deckenschotter jusqu'au pied des Alpes et déterminer son inclinaison, qui de 4 ‰ à 6 ‰ aux abords du Jura, atteint 12 ‰ ou 14 ‰ dans le voisinage des Alpes. C'est à cette pénéplaine qu'appartiennent l'arête de l'Uetli-berg et le plateau du Zugerberg, les sommets du Born et de l'Engelberg près d'Olten (720 m.), les plateaux de Thollon et de la Côte au S et au N du lac de Genève, etc..... Ce plateau morcelé présente une inclinaison générale des Alpes vers l'extérieur; dans le bassin inférieur de l'Aar cette pente s'incurve vers le NE, dans la région du lac de Genève elle est déviée à l'W. Il faut du reste, pour expliquer cette inclinaison anormalement forte, faire intervenir un exhaussement relatif des Alpes après le dépôt du Deckenschotter.

Une seconde pénéplaine, plus ancienne que celle du plateau mollassique et aujourd'hui en partie disloquée, a existé sur l'emplacement du Jura. Dans cette région, il est facile de distinguer d'une part les chaînes jurassiennes, dont chacune correspond à un anticlinal, d'autre part le Jura tabulaire. Une partie importante de ce dernier, qui comprend les Franches-Montagnes, la région NW du Jura neuchâtelois et vaudois et de vastes étendues dans le Jura français, est caractérisée par le fait que les couches sont plissées, mais que les plis sont abrasés et que les lignes de relief sont déterminées seulement par l'affleurement de formations résistantes. Dans le reste du Jura tabulaire, soit dans une grande partie du Jura bâlois et argovien, à l'E de la Birse, les couches sont horizontales, mais traversées par de nombreuses failles, dont aucune n'est marquée par une dénivellation quelconque. Ainsi le Jura tabulaire représente une ancienne pénéplaine formée probablement au début de la période pliocène, et dont l'inclinaison vers le NW est évidente. Or cette surface inclinée se prolonge avec une pente de plus en plus forte vers le SE dans l'intérieur des chaînes jurassiennes, sous forme de troncatures obliques de leurs versants externes. A la Tête de Rang et au Mont-Damin, cette surface d'abrasion plonge de 5° à 6° vers le NW, au Chasseral son inclinaison atteint 15° à 18°. Cette topographie générale doit s'expliquer d'après M. Brückner comme suit; Le Jura a subi un premier plissement au début du Pliocène, puis ces plis ont été abrasés et

une pénéplaine a été établie, enfin une nouvelle phase de plissement a provoqué d'une part la dislocation de cette pénéplaine dans sa partie interne, d'autre part un exhaussement de toute la région et par conséquent la reprise de l'érosion. Comme les alluvions du Sundgau, au N. du Jura, contiennent abondamment des galets provenant des Alpes valaisannes et bernoises, il faut admettre qu'au moment où s'effectuaient ces alluvionnements les cours d'eau descendant des Alpes s'écoulaient normalement vers le NW, et que le Jura ne s'élevait par conséquent pas au-dessus du niveau du plateau suisse.

Pendant les grandes glaciations, le Jura ayant pris son relief définitif, a dévié le glacier du Rhône d'un côté vers l'W, de l'autre vers le NE. Le niveau du glacier le long de cette chaîne, pendant la **glaciation de Riss**, peut être fixé à peu près comme suit : au Chasseron, en face du débouché de la vallée du Rhône dans la plaine mollassique, 1450 m.; au Mont-Tendre, 1415 m.; au Credo, 1140 m.; au Chasseral, 1300 m.; au-dessus d'Oensingen, 1010 m.; au Flühberg sur Olten, 860 m.; à la Geissfluh, 850 m.; à la Lägern, 830 m. Les points, où au même moment le glacier du Rhône a franchi la première chaîne, sont : le col de Saint-Cergues, l'échancrure large de vingt et un kilomètres qui sépare le Mont-Tendre du Chasseron, la dépression comprise entre le Chasseron et le Creux du Van, la vallée de l'Areuse et celle de la Schüss au N. du Chasseral. Plus loin, vers le NE, après la barrière relativement élevée du Weissenstein, la crête du Jura s'abaisse de telle sorte que quelques sommets (Bölchen, Wiesenberg, Wasserfluh) devaient seuls émerger du glacier, et qu'à partir de la Staffelegg la chaîne devait être entièrement recouverte, à la seule exception de la Lägern. A ces langues du glacier du Rhône, qui traversaient ainsi le Jura, venaient s'ajouter des glaciers locaux, et la limite de cet ensemble, vers le NW, passe approximativement par les vallées du Surand et de l'Ain, par Bourg, Lons-le-Saulnier, Ornans, Rheinfelden et le versant méridional de la Forêt-Noire, pour atteindre la vallée de la Wutach.

Ainsi le glaciaire alpin est presque universellement répandu dans le Jura argovien et bâlois jusqu'à la vallée de l'Érgolz et celle du Frenkenbach, au Passwang et au Weissenstein. Il prend également une grande importance dans les Franches Montagnes jusqu'à Belleley, dans la région de Maiche à l'W du Doubs, du Russey, de Morteau, sur le plateau entre Pontarlier et Salins, etc.... Il contient, cela va sans dire, outre

les éléments provenant des Alpes une quantité considérable de matériaux enlevés au Jura lui-même. Entre le Mont Tendre et Bellegarde l'unique langue de glacier qu'a traversé la chaîne à Saint-Cergues a été trop minime pour influencer d'une façon appréciable sur la composition des moraines situées plus au N et le glacière de cette partie du Jura est exclusivement jurassien. Ce n'est qu'après avoir franchi la cluse du Rhône que le grand glacier alpin a pu s'épancher dans quelques vallées longitudinales du Jura et y jeter ses moraines caractéristiques.

D'après la répartition de cet ensemble morainique, qui appartient en entier à la glaciation du Riss, on peut fixer la limite correspondante des neiges persistantes à 1100 m. D'autre part, en étudiant la distribution de l'erratique dans l'intérieur des moraines externes, on peut se convaincre que les grands troncs glaciaires, tout en se soudant latéralement les uns aux autres, ont conservé leur individualité en cheminant parallèlement sur le plateau suisse et que, en second lieu, leurs dimensions relatives ont considérablement varié pendant les diverses phases de la grande glaciation.

Les **moraines de Würm** ou moraines internes sont en retrait beaucoup plus marqué relativement à celles de Riss en Suisse que devant le front des Alpes orientales, ce qui résulte évidemment du barrage formé par le Jura. Du côté du NE les moraines terminales des glaciers de la Linth et de la Reuss forment une large pointe vers le N entre les vallées de la Toess et de la Wigger; sur tout ce front elles dessinent un lobe accusé en avant dans chaque vallée, tandis qu'elles sont en retrait sur les dos d'âne mollassique. Elles se trouvent aux altitudes suivantes: 430 m. près de Bülach sur la Glatt, 400 m. près de Killwangen sur la Limmat et près de Mellingen sur la Reuss, 450 m. à Othmarsingen sur la Bünz, 510 m. à Zetzwil sur la Wyna, 500 m. près de Staffelbach sur la Suhr.

Devant le front de ces moraines internes apparaissent sur différents points d'autres moraines, dont le relief a été partiellement détruit et qui sont recouvertes par les alluvions de la dernière glaciation, ainsi près de Neuenhof dans la vallée de la Limmat, près de Birmensdorf dans celle de la Reuss, près de Seon dans celle de l'Aa. Ces moraines, considérées par M. Mühlberg comme faisant partie de l'avant dernière glaciation, doivent être considérées comme représentant une première crue de la dernière glaciation, qui a

été il est vrai séparée de la crue correspondant aux moraines internes principales par une phase de retrait assez longue; en effet leur démantèlement avancé indique leur âge relativement ancien, tandis que le fait que les alluvions qui en découlent se confondent bientôt vers l'aval avec celles des Basses Terrasses établit leurs relations avec la dernière glaciation.

Les moraines du **glacier de la Linth** sont très développées vers l'amont dans la région d'Uznach et de Reichenberg et ses blocs erratiques se retrouvent jusqu'à 1300 m. au Regelstein, à 1247 m. au Stöckerli à l'W du Wäggethal; ses moraines atteignent encore le niveau de 1000 m. sur le versant N de la Hohe Rhone.

Les moraines du **glacier de la Reuss** s'élèvent jusqu'à 1150 m. au Rigi; ses blocs erratiques se retrouvent jusqu'à 1400 m. à la Hochfluh, jusqu'à environ 1200 m. au Rübberg.

En dedans des moraines internes on rencontre deux systèmes de moraines frontales de retrait, le premier à environ 5 ou 6 km. en arrière des moraines internes, le second à 11 km. en arrière du premier.

Les dépôts d'alluvions existant dans l'intérieur des moraines internes se répartissent de la façon suivante:

1<sup>o</sup> Les **alluvions de la Glatt**, qui paraissent avoir formé primitivement une nappe continue et inclinée au NW entre Ottikon et Seebach, sont recouvertes par places par des moraines, avec lesquelles elles s'enchevêtrent localement; elles appartiennent évidemment à la glaciation de Würm.

2<sup>o</sup> Les **alluvions du plateau de Menzingen** entre Lorze et Sihl se divisent, contrairement à l'opinion de M. Aepli, en deux niveaux absolument distincts; le premier bien développé au-dessus de la Lorze, se superpose à de la moraine à une altitude, qui passe de 560 m. à l'E de Baar à 612 m. en aval d'Egeri, où il s'enchevêtre avec de la moraine de la dernière glaciation; le long de la Sihl son niveau de base s'élève de 570 m. à Laubau et Mettel à 612 m. à la Waldhalde; ce dépôt peut être considéré comme s'étant formé pendant la phase de retrait de la glaciation de Würm (oscillation de Laufen). Le second complexe d'alluvions constitue entre Baar et Sihlbrugg une série de sommets, la Baarburg, le Josefs-gütsch, l'Oberkellenholz; il se superpose tantôt directement, tantôt avec une mince intercalation de moraine, à la Molasse; sa base est entre 642 et 655 m., sa surface entre 680



et 690 m.; il est nettement agglutiné, plus ancien sans doute que le précédent et a dû se déposer pendant la phase de retrait de la glaciation de Riss.

3° Les **alluvions de l'Albis et de l'Uetliberg** réduites à l'état de quelques lambeaux couronnant la crête, ont dû former une nappe continue superposée à la Mollasse suivant un plan incliné vers le N (870 m. à l'Albishorn, 845 m. à l'Uetliberg); elles sont fortement cimentées et leur décomposition est avancée; elles contiennent des intercalations franchement morainiques qui sont surtout abondantes vers la base. Ces dépôts correspondent vraisemblablement à la phase de retrait qui a suivi la glaciation de Mindel ou celle de Günz. Il existe ainsi entre Linth et Reuss trois systèmes d'alluvions superposés, correspondant aux phases de retrait de trois glaciations successives; soit l'état de conservation différent de ces trois dépôts, soit leur inclinaison générale vers le NW sans aucune contrepente rendent impossible l'hypothèse de MM. Heim et Aeppli, qui les attribue tous trois au Deckenschotter, et qui explique les irrégularités du niveau de base par des dislocations postérieures à leur formation.

Le bassin du **lac de Zurich** est incontestablement un tronçon surcreusé par le glacier; plusieurs des vallées latérales, le Wäggithal, les vallées du Rübibach et du Rütibach, débouchent dans la vallée de la Linth par des gorges à pente rapide et de formation récente; d'autre part les deux versants qui dominant le lac sont nettement coupés par un palier faiblement incliné vers l'axe de la vallée. Ce palier se suit sur la rive droite depuis la région de Rieden entre 720 et 630 m., par le versant S du Pfauenstiel entre 620 et 640 m., puis au-dessus de Meilen et Küssnacht entre 520 et 560 m., jusqu'à Hottingen entre 450 et 480 m.; il se raccorde nettement vers l'aval avec la Haute Terrasse et correspond au bord d'une ancienne vallée très large, datant de la période interglaciaire Mindel-Riss. Nulle part il ne présente de contrepente, ce qui exclut toute idée de dislocations postérieures à son établissement, telles que les a admises M. Aeppli. L'inclinaison inverse de certaines terrasses des bords du lac, qui a servi de point de départ à M. Aeppli pour admettre ces dislocations, est due à une toute autre cause; en réalité ces terrasses se sont formées grâce à la présence dans la Mollasse de couches alternativement dures et tendres, et leur forme est déterminée par celle des bancs durs; quand ceux-ci, qui sont presque horizontaux, plongent vers l'amont, la

terrasse qui correspond à leur surface plonge dans la même direction et présente par conséquent une inclinaison inverse, sans qu'aucune dislocation postglaciaire soit intervenue. Ainsi l'anticlinal formé par la surface de ces terrasses dans la région de Käpfnach coïncide exactement avec un anticlinal mollassique; de plus le plongement de la surface des terrasses est partout exactement le même que celui de la Mollasse, et les talus qui séparent les unes des autres les terrasses superposées, sont formés partout où l'observation a été possible par des bancs durs. Si M. Aepli n'a pas trouvé le même plongement pour la Mollasse et pour les terrasses, c'est qu'il l'a mesuré une fois perpendiculairement aux plis mollassiques, une autre fois parallèlement à l'axe de la vallée. Enfin les axes anticlinaux admis par M. Aepli pour les terrasses du bord du lac ne peuvent pas coïncider avec les ridements qu'il faudrait admettre, si l'on voulait comme l'a fait cet auteur, considérer les alluvions de Baar-Laubau, celles de la Baarbrug et celles de l'Albis-Uetliberg comme constituant une même nappe de Deckenschotter, postérieurement disloquée. Et les synclinaux admis par M. Aepli pour les terrasses ne correspondent pas non plus avec les régions basses du bassin du lac. Ainsi tout porte à croire que les terrasses classiques des bords du lac de Zurich sont des terrasses d'érosion, influencées dans leur forme non pas par des dislocations subséquentes, mais par la nature et la disposition des couches mollassiques, et que le bassin du lac est dû à un surcreusement glaciaire opéré pendant les deux dernières glaciations sans aucune intervention d'ordre tectonique.

La dépression de la Glatt, séparée de la vallée de la Linth par une crête dépassant de 110 m. seulement le niveau du lac, doit être envisagée comme une digitation du bassin de Zurich, dont le fond a été partiellement comblé par les alluvions de la dernière glaciation, et dans laquelle ont été créés d'une part le lac de Pfäffikon par un simple barrage morainique, d'autre part celui de Greifensee par un nouvel affouillement glaciaire dans la nappe d'alluvion et le dépôt vers l'aval d'une moraine frontale.

Le stade glaciaire de Bühl est indiqué en amont de Zurich par la moraine qui forme entre Pfäffikon et Rapperschwyl la presqu'île de Hurden; c'est à lui aussi qu'appartiennent plus au S les dépôts fluvioglaciaires du versant S de l'Unter Buchberg et ceux des environs d'Utnach. Près de cette dernière localité on a découvert sous ces formations des schistes charbonneux, qui correspondent sans doute à l'oscillation

négative d'Achen et qui indiquent un climat moins chaud que le climat actuel avec une limite des neiges persistantes située entre 1300 et 1800 m.

Comme celui de Zurich, le **lac de Lucerne** est le résultat d'un affouillement glaciaire. Sur les deux rives du lac d'Uri on retrouve entre 300 et 350 m. au-dessus de l'eau les restes d'un ancien fond de vallée, représentés par une terrasse faiblement inclinée vers le lac, dont la surface est côtelée par suite de l'inégale dureté des formations qu'elle coupe. Cette même terrasse existe, à l'état de lambeaux il est vrai, entre Brunnen et Vitznau à 250-300 m. au-dessus de l'eau, et elle paraît se raccorder vers l'W avec le plateau mollassique qui domine à l'W le lac de Küssnacht (650 m.). Partout la pente de cet ancien thalweg est normale de l'amont vers l'aval. Un surcreusement glaciaire tout semblable effectué par des digitations du glacier de la Reuss a été la cause essentielle de la formation des lacs de Loverz et de Zug et des bassins lacustres des vallées de l'Aa et de la Suhr; c'est à la même cause qu'il faut attribuer la faible pente de ces vallées.

Pendant le **stade de Bühl**, tandis que le bras du glacier de l'Aar qui traversait le Brunig étendait son front jusque contre le versant occidental du Bürgenstock, le glacier de la Reuss déposait ses moraines frontales dans la région de Kriens et de Lucerne, vers l'extrémité N du lac de Küssnacht et dans le bassin du lac de Zoug. En dedans de ces moraines de Bühl, il existe quatre systèmes de moraines de retrait, échelonnées à des intervalles de 4 à 6 kilomètres.

Entre les glaciers de la Reuss et de la Linth se développait pendant la période de Würm un **glacier de la Sihl**, qui s'étendait sur une longueur de 16 kilomètres jusqu'à Einsiedeln, et couvrait une superficie de 120 à 130 kilomètres carrés; d'après ces dimensions, on peut fixer la limite des neiges persistantes entre 1300 et 1350 m. Au même moment le **glacier de l'Emme** poussait son front jusqu'au delà d'Eggiwyl au N, et jusque près de Marbach dans la vallée de l'Ilfis à l'E.; il couvrait un territoire de 100 à 110 kilomètres carrés et correspondait à une limite des neiges persistantes située à 1350 m. Contrairement à une opinion émise récemment par M. Antennen, ce glacier devait être alors tout à fait indépendant de celui de l'Aar.

M. A. PENCK (82) a traité dans une conférence spéciale de la question de l'**origine des lacs subalpins**. Il reconnaît que

des mouvements tectoniques ont eu lieu pendant la période pleïstocène, mais il montre que la position de la plupart des lacs subalpins n'est déterminée en aucune façon par ces ride-ments, tandis qu'il existe au contraire une relation évidente entre la répartition de ces lacs et l'extension des glaciers qua-ternaires.

Il faut admettre qu'avant le grand développement des gla-ciers alpins une vaste pénéplaine s'étendait devant le front des Alpes, et que les vallées alpines avaient un profil longi-tudinal normal sans contrepente et une section très élargie. Cette topographie a été modifiée ensuite par les glaciers dans le sens que le fond des vallées alpines a été recreusé en une tranchée moins largement ouverte, et que des contrepentes, par conséquent des bassins lacustres ont été créés par l'im-portance inégale qu'a prise le creusement glaciaire suivant la pression variable de la glace. Cet affouillement, beaucoup plus énergique dans les grandes vallées que dans les vallées secondaires, a été la cause que les secondes débouchent dans les premières notablement au-dessus de leur thalweg.

Aux abords du front des grands glaciers, sur la pénéplaine préalpine, l'érosion a dû diminuer d'importance vers l'aval, en même temps que l'épaisseur de la couche de glace; la pente a donc été forcément réduite, et a pu, en de nombreux points, devenir nulle ou même inverse; des cuvettes d'érosion se sont formées, tandis que vers l'aval les moraines frontales se déposaient, constituant un barrage plus ou moins impor-tant. Ainsi se sont formés en Suisse de très nombreux bas-sins lacustres et ce type topographique est particulièrement classique pour notre pays.

M. J. FRÜH (75) a étudié en détail un gisement de **Loess des environs d'Andelfingen** (Zurich), qui se trouve sur le flanc SW du Mühleberg, superposé à la moraine de fond de la dernière glaciation. Ce sable est jaunâtre, très fin, avec pré-dominance de grains ne dépassant pas 0.005 de diamètre. Les éléments sont en général anguleux et comprennent sur-tout du quartz et du mica, en proportion importante du feld-spath et de la calcite, en petite quantité des microcristaux de hornblende, d'augite et de rutile, ainsi que des fragments de spicules siliceux. Le Loess n'est ni agglutiné, ni stratifié; il montre une structure poreuse avec les fines tubulures carac-téristiques. Il ne peut donc pas être considéré comme un dépôt fluviatile ou lacustre, d'autant moins qu'il tranche net-tement par sa structure et sa couleur avec les formations mo-



rainiques sous-jacentes ; son origine est incontestablement éolienne, comme celle du Loess en général, et il renferme les fossiles caractéristiques de ce terrain : *Pupa muscorum* L., *Succinea oblonga* Drap., *Helix hispida* L.

Un autre gisement analogue a été mis au jour, un peu à l'W du sommet du Mühleberg, et il paraît probable, d'après diverses observations faites par l'auteur, que le Loess est assez répandu dans toute cette région. Ces dépôts ont du se former immédiatement après la dernière glaciation, avant que la végétation ait repris possession de ces territoires.

M. F.-G. BONNEY (74) a attiré l'attention sur le danger d'assimiler trop facilement aux moraines des formations qui leur ressemblent, tout en ayant une origine absolument distincte. En effet, la descente de torrents de boue, assez fréquente dans les pays montagneux, accumule au bas des pentes des amas de débris, qui sont dans certains cas difficiles à distinguer des moraines.

Diverses formations, considérées comme déposées par des glaciers, doivent rentrer beaucoup plutôt dans la catégorie des coulées de boue ; tel est le cas en particulier d'une série de grands cônes de débris qui, en aval d'Andeer, s'appuient contre le flanc gauche de la vallée. De même le dépôt terreux à blocs, dans lequel sont taillées les fameuses roches perchées d'Useignes, dans le Val d'Hérens, paraît être plutôt une avalanche de boue qu'une moraine ; une origine analogue semble probable pour les graviers dans lesquels sont modelés les piliers de Stalden, dans la vallée de la Viège, et il faut admettre que bon nombre de soi-disant moraines sont dues à des phénomènes semblables.

Dans une étude sur les **formations quaternaires des environs de Montreux**, M. ST. MEUNIER (77) a développé certaines idées qui contrastent absolument avec quelques notions généralement admises dans notre pays. Parmi les dépôts pleistocènes de cette région il distingue :

1° Les tuffs calcaires sont abondants, ce qui s'explique du reste facilement par la part prédominante que prend le carbonate de chaux dans la constitution du Jurassique et du Crétacique dans les chaînes voisines. Leur dépôt est dû le plus souvent à l'intervention de végétaux inférieurs et spécialement d'algues. Ils se sont formés dès le début des temps quaternaires jusqu'à nos jours.

2° Le lit des torrents est souvent encombré par des amas,

non ou imparfaitement triés, de blocs, de graviers, de sable et de boue, qui proviennent en partie des transports opérés par le cours d'eau, en partie de chutes de pierres et de glissements de terrain sur les flancs du ravin. A la sortie des vallées torrentielles, de vastes deltas boueux se sont formés à une époque déjà ancienne et, si la forme en éventail a été détruite subséquemment par l'érosion, ces dépôts, caractérisés par la prédominance des matériaux fins et par l'absence de triage marqué, peuvent être facilement confondus avec d'anciennes moraines.

3° Le bas des pentes est généralement couvert par un placage très inégalement incliné et formé de blocs, de graviers, de sable et de boue, dans lequel les éléments sont souvent en partie polis et striés, et qui s'appuient fréquemment sur des surfaces rocheuses émoussées et comme polies. Ces dépôts, qui résultent d'éboulements ou de glissements successifs, montrent dans nombre de cas une sorte de stratification oblique; ils simulent par plusieurs caractères les formations morainiques et ont en fait donné lieu à de fréquentes confusions.

M. St. Meunier montre ensuite l'action considérable qu'exercent dans tous les sols terreux l'érosion pluviale, dont l'un des effets les plus caractéristiques est connu sous le nom de « pyramide des fées, » et le ruissellement qui, en s'attaquant à toutes les aspérités, tend à adoucir constamment les formes du relief. D'autre part, les eaux superficielles provoquent dans les terrains boueux des glissements constants, par conséquent des frottements des éléments les uns contre les autres, et ainsi une usure, un polissage, un striage des blocs et graviers.

Tandis que dans l'action des cours d'eau, on ne tient généralement compte que de l'effet produit par le filet d'eau superficiel, il faut en réalité faire intervenir toute l'eau qui circule soit dans les amas encombrant le lit, soit dans le sol ambiant; cette eau est, en effet, capable d'entraîner une quantité importante de matériaux et contribue ainsi d'une façon effective à l'érosion torrentielle, particulièrement à l'érosion régressive. Or c'est cette dernière qui, en prolongeant constamment vers l'amont ses tranchées, tend à diviser tout pays montagneux en segments délimités par un réseau orthogonal de coupures profondes, et provoque d'innombrables captages. Des pentes, primitivement continues dans une même direction, peuvent ainsi avoir été coupées par une profonde

tranchée; aussi, pour comprendre l'origine de certains dépôts à blocs, séparés de leur point d'origine par une de ces vallées relativement récentes, est-il nécessaire de rétablir l'ancienne topographie avec la pente non interrompue. De cette façon, on arrive à envisager comme placages d'éboulement ou comme avalanches de boue des formations que la plupart des auteurs considèrent à tort, en se basant sur la topographie actuelle, comme des formations erratiques. L'auteur cite ici comme exemple un bloc de poudingue du Chaussy, qui existe sur le versant occidental du col de Jaman, et pour lequel M. Schardt a admis une origine erratique et un transport effectué par le glacier du Rhône, tandis qu'il a été probablement amené sur son emplacement actuel par un torrent descendant de la chaîne du Chaussy dans la direction de Jaman avant le creusement de la vallée de l'Hongrin.

Les eaux, qui circulent dans les placages caillouteux, leur enlèvent sans cesse soit par dissolution, soit par lavage, une quantité importante de matériaux, et la diminution de masse qui en résulte provoque un tassement continu, un mouvement de descente presque ininterrompu. Par ce fait, les éléments du placage subissent des frottements incessants; ils s'usent, arrondissent leurs angles, diminuent de volume, se polissent et se couvrent de stries, prenant une analogie remarquable avec des éléments morainiques. Ainsi il y a passage graduel d'un dépôt constitué essentiellement par des produits anguleux de la désagrégation atmosphérique à une formation dont les éléments sont arrondis, polis ou striés; et, par le même mouvement de descente, les surfaces rocheuses sous-jacentes sont usées, polies et striées.

De ce qui précède l'auteur conclut:

Il est facile d'expliquer l'origine lointaine des blocs dits erratiques des Préalpes vaudoises en faisant intervenir des épanchements boueux, qui sont capables d'entraîner fort loin des matériaux même volumineux.

La présence de galets polis et striés dans un dépôt n'implique pas forcément une origine glaciaire, elle s'explique souvent par le mouvement de descente qui affecte tous les placages. Il semble même évident que, si les stries des galets contenus dans les formations considérées comme moraines de la période glaciaire dataient d'une époque aussi lointaine, elles auraient depuis longtemps disparu par corrosion.

Aussi M. Meunier affirme-t-il qu'il ne connaît dans la région des Préalpes qu'il a parcourue aucun vestige direct de l'existence de glaciers.

Le phénomène glaciaire dépend sous chaque latitude exclusivement de l'altitude; les vicissitudes de l'évolution d'un glacier sont des conséquences de son action dénudatrice, elles ne dépendent pas de conditions générales variant avec le temps. Ainsi, si les glaciers alpins ont pris une extension particulièrement grande après le soulèvement des Alpes, cela tient au fait que celles-ci ont atteint alors leur altitude maximum. Ensuite, les glaciers agissant comme facteur de dénudation excessivement puissant, ont abaissé le niveau des montagnes qui les portaient, ils ont ainsi diminué leurs champs d'alimentation et ont travaillé à leur propre réduction, qui se poursuit encore de nos jours. Quant aux retours offensifs qui ont interrompu le recul de tous les glaciers, on n'a aucune raison plausible de les considérer comme s'étant produits simultanément lors de grandes crues générales, et de les attribuer à une seule et même cause. Chaque progression d'un glacier doit être envisagée comme un phénomène individuel et indépendant, dû à une cause locale, et cette cause doit être cherchée dans l'érosion glaciaire régressive. Un glacier comme un cours d'eau peut, en éliminant la ligne de faite qui le sépare d'un glacier voisin, s'emparer de ce dernier et augmenter d'autant son volume; il se prépare de cette façon une crue qui peut être considérable; puis lorsque l'effet de ce captage a produit son effet complet, la dénudation et l'abaissement général du niveau qui en résulte reprennent leur rôle normalement et la décrue recommence.

S'il faut admettre une extension particulièrement grande des glaciers alpins, les dépôts morainiques qui correspondent à cette vaste glaciation sont trop anciens et trop facilement attaquables par les phénomènes de corrosion et d'érosion pour avoir pu être conservés jusqu'à nos jours. Les seuls vestiges certains qui en restent se réduisent à quelques blocs erratiques épars.

M. ST. MEUNIER (78) revient plus brièvement sur la question des **galets striés** dans une seconde note consacrée aussi spécialement aux environs de Montreux, et soutient que la présence de ces galets dans un dépôt n'implique en aucune façon pour ce dernier une origine glaciaire, comme on l'admet presque généralement depuis Agassiz.

Il prend comme exemple la falaise qui s'élève au-dessus de la baie de Clarens sur la rive gauche au lieu dit « en Saumont. » Ce gisement comprend une argile grise dans laquelle sont empâtés d'innombrables cailloux de toutes



formes et de toutes dimensions, dont la plupart sont calcaires, tandis que d'autres appartiennent à des grès ou à diverses roches cristallines; les galets calcaires sont arrondis et polis. Ce dépôt, en tous cas très épais, recouvre les deux rives du torrent, il se poursuit le long des cours d'eau affluents, et des formations analogues se retrouvent le long du Chauderon; or partout on peut observer une disposition obliquement stratifiée des éléments, qui ne s'accorde pas avec une origine morainique, tandis qu'elle correspond à la stratification des éboulis ou des coulées de boue.

L'auteur a observé d'autre part sur la route de Glion aux Avants le passage absolument graduel des formations à galets polis et striés aux éboulis typiques à éléments anguleux. Ailleurs, dans les environs de Brent il a constaté que dans un même placage boueux à pierrailles les éléments restent anguleux là où cette formation repose sur une surface peu inclinée, tandis qu'ils deviennent de plus en plus arrondis, polis et striés là où la pente augmente.

Ainsi les placages boueux en question, considérés presque toujours comme des moraines, seraient simplement des éboulis, attaqués par les eaux d'infiltration, subissant de ce fait un mouvement de tassement continu, et dont les éléments calcaires ont été usés, arrondis, polis et striés pendant ce mouvement de descente par les innombrables frottements, auxquels ils ont été exposés. La possibilité d'un polissage et d'un striage des éléments tendres pendant un tassement prolongé, tel que l'admet M. Meunier, est du reste incontestable, et a été démontrée par lui-même à la suite d'expériences faites avec des boules polies de plâtre noyées dans un mélange de sable quartzeux et de sel marin soumis à une dissolution lente par l'eau.

Les conclusions de ce travail sont sensiblement les mêmes que celles de l'étude analysée ci-dessus; l'auteur y nie le caractère glaciaire des formations considérées comme telles dans les Préalpes vaudoises, et il explique la présence dans cette région des blocs dits erratiques par un transport effectué par les cours d'eau à un moment, où la topographie générale des Alpes et des Préalpes n'avait pas encore été déchiquetée par l'érosion torrentielle, où par conséquent des pentes, aujourd'hui coupées par une ou plusieurs vallées, étaient encore continues.

M. B. AEBERHARDT (73) a cherché à établir une classification des formations quaternaires des environs de Bienne.

Entre Bienne et Brügg affleurent une succession de strates d'argile, de sable et de graviers fins, dans lesquelles abondent les fragments de Portlandien jurassien, tandis que les calcaires infracrétaciques y sont très rares et que les éléments alpins y manquent complètement. Ce complexe, qui est recouvert par de la moraine de la dernière glaciation, a été vraisemblablement déposé par la Suze dans un lac de Bienne interglaciaire, dont le niveau devait dépasser 450 m.

A l'E le lac de Bienne est dominé par une terrasse d'alluvions, d'un km. de longueur sur 500 m. de largeur qui porte les villages de Sutz et de Gerolfingen. Ces dépôts, régulièrement stratifiés et intercalés entre 2 moraines profondes à éléments rhodaniens, sont formés en grande partie par des galets suprajurassiques et infracrétaciques jurassiens et ne contiennent que fort peu de roches valaisannes; ils ont dû être amenés par la Thièle et la Menthoue, qui coulaient alors parallèlement jusqu'en aval du Jolimont pour se réunir au N de l'île Saint-Pierre. Dans la période qui précède l'avant-dernière glaciation ces deux cours d'eau avaient abaissé leur lit jusqu'au niveau de 440 m. Pendant la grande extension du glacier du Rhône leurs vallées ont été tapissées par de la moraine profonde, sur laquelle sont venues se superposer après le retrait du glacier les alluvions de niveau de Sutz. Ensuite une nouvelle phase d'affouillement a entamé cette nappe de graviers récente, n'en laissant subsister que des lambeaux, puis la dernière glaciation a couvert le pays de ces moraines.

Une terrasse correspondant comme niveau et comme âge à celle de Sutz s'étend au pied de la colline mollassique de Kerzers-Bargen. Les alluvions ont subi ici une érosion considérable avant le dépôt de la moraine néoglaciale, qui les recouvre par places suivant un plan incliné de 45°; elles renferment abondamment des calcaires alpins, des grès du Flysch, des porphyres et des quartzites de la Nagelfluh, mais aucun de leurs éléments n'indique une origine rhodanienne. Aussi semble-t-il probable que nous ayons ici un dépôt effectué par la Broye avant la formation du lac de Morat et avant la dernière glaciation.

Des alluvions correspondantes se superposent dans la région de Treiten, Finsterhennen, Siselen, Walperschwyl, Bühl et Lyss, au niveau de 460 m., tantôt directement sur la Mollasse, tantôt sur la moraine de fond de l'avant-dernière glaciation, et ici encore les éléments typiques des moraines rhodaniennes manquent absolument.

Au N et à l'E de Bienne M. Aeberhardt a retrouvé des lambeaux de deux nappes d'alluvions supérieures. L'une est représentée au Büttenberg et au-dessus d'Arch entre 530 et 550 m. par des dépôts stratifiés, constitués par des galets de Nagelfluh, de grès du Flysch, de calcaires alpins, de granites de Habkern et du Grimsel et ne contenant pas de roches valaisannes; elle a été créée probablement par l'Aar, la Sarine et la Broye et n'a en tous cas aucune relation possible avec le bras rhénan du glacier du Rhône. La seconde nappe d'alluvions existe sur le flanc S du Frienisberg entre Bienne et Berne sous la forme d'un poudingue fortement agglutiné avec de nombreux galets de calcaire blanc, mais sans aucun élément d'origine valaisanne. Ce dépôt, qui occupe le niveau de 680 m., doit être attribué à l'Aar à un moment où celle-ci n'avait creusé encore qu'un chenal de 100 m. environ dans le plateau mollassique.

D'après les observations qui précèdent M. Aeberhardt a reconstitué comme suit les phases successives de la formation des vallées:

A la fin des temps tertiaires, le Seeland avait la forme d'un plateau faiblement incliné du S au N, et limité par un Jura encore peu élevé. C'est alors que des rivières descendant des Alpes se sont creusées dans ce plateau des vallées jusqu'au niveau de 700 m., puis ont, par leurs divagations, établi à ce même niveau une pénéplaine, que ne dominèrent plus que quelques îlots, dont le Frienisberg est le seul important.

Cette phase d'érosion a été suivie par un alluvionnement, qui paraît correspondre à celui du Deckenschotter, sans que rien n'indique s'il a été purement fluvial, ou s'il s'est produit devant le front de grands glaciers.

Ensuite l'érosion a repris et le niveau des rivières s'est abaissé finalement jusqu'à 530 m. environ. C'est sur les thalwegs élargis ainsi formés que se déposèrent de nouvelles alluvions, dont celles du Büttenberg et d'Arch sont des restes. La composition de ces dépôts, qui ne comporte aucun élément d'origine valaisanne et que fort peu de galets d'origine jurassienne, montre d'une part qu'il ne peut pas s'agir ici d'une formation dépendant en aucune façon du glacier du Rhône, d'autre part que le Jura était loin alors d'avoir son altitude actuelle; de la fréquence dans ces alluvions des roches provenant des Alpes bernoises, on peut conclure que l'Aar a été le principal agent de cet alluvionnement, et que le cours de cette rivière n'était pas encore coupé par les lacs de Thoun et de Brienz. Les dépôts de Büttenberg et d'Arch

sont non seulement plus anciens que l'avant-dernière glaciation, mais ont subi avant cette dernière une longue phase d'érosion; ils correspondent donc, non aux Hautes Terrasses, mais au Deckenschotter inférieur.

La phase d'érosion, qui a suivi le dépôt des alluvions du Büttenberg a abaissé le seuil des vallées jusqu'à 460 m.; puis l'avant-dernière glaciation s'est produite, couvrant la région de moraines de fond, et arrondissant les formes du relief.

Une fois le glacier retiré de nouveau dans les Alpes, la Broye déposa les alluvions de Kerzers, Finsterhennen, Bühl, etc..., la Thièle celles de Sutz, qui peuvent être parallélisées avec les Hautes Terrasses. L'abondance des galets jurassiens dans les graviers de Sutz doit être la conséquence d'un soulèvement important du Jura.

Après une dernière phase d'érosion, qui abaissa le niveau des rivières plus bas que leur niveau actuel, le glacier du Rhône envahit une fois encore la région, sur laquelle il laissa en se retirant le puissant complexe des moraines récentes; puis se déposèrent les alluvions de retrait (Basses Terrasses), qui comblèrent les fonds de vallées.

L'hydrologie de toute cette partie du plateau mollassique a été à plusieurs reprises modifiée; ainsi l'Aar paraît avoir creusé d'abord la vallée de l'Urteren, puis celle de Schüpfen; la Sarine semble avoir coulé d'abord par Ottiswyl et la vallée du Limpbach, puis par Diesbach et Oberwyl. D'autre part on peut considérer comme probable qu'avant la dernière glaciation la Menthoue et la Thièle coulaient parallèlement jusqu'en aval de l'île Saint-Pierre, et que de là la Thièle suivait le pied du Jura jusqu'à Longeau, pour rejoindre l'Aar à l'extrémité orientale du Büttenberg. De même la petite Glane et la Broye occupaient deux vallées distinctes, séparées par les hauteurs de Treiten, Siselen et Bühl, pour se rejoindre en aval de ce dernier point.

Etant donné la présence à Sutz, à Kerzers, à Finsterhennen, etc..., d'alluvions nettement fluviales édifiées par la Thièle, la Menthoue, la Broye, on est obligé de considérer les lacs de Neuchâtel, Bienne et Morat, comme plus récents que la dernière glaciation. Il existait incontestablement déjà auparavant des lacs dans la même région, mais ces lacs avaient un niveau et une extension toute différente des lacs actuels. Ces derniers doivent vraisemblablement leur origine d'une part à l'érosion glaciaire qui a surcreusé par places les anciens fonds de vallée, d'autre part à des ridements tectoniques en relation avec le soulèvement du Jura. Il est possible



que l'Aar et la Sarine aient contribué, en jetant leurs alluvions en travers des vallées de la Broye et de la Thièle, à exhausser le niveau des lacs situés en amont, mais cette action n'a pu jouer qu'un rôle secondaire dans la création des bassins lacustres.

Enfin l'absence complète d'éléments rhodaniens dans les alluvions de la région du Seeland montre clairement le non-fondé de toute hypothèse faisant couler le Rhône vers le NE, soit par la vallée de la Venoge et la dépression du lac de Neuchâtel, comme l'admettait Rüttimeyer pour la période pleistocène, soit par la vallée morte d'Attalens et la vallée de la Broye, comme l'a proposé récemment pour la période pliocène M. Lugeon.

M. H. SCHARDT (88) a constaté au S de la route de Champion à Anet l'existence de véritables **dunes** bien reconnaissables soit par leur forme, soit par la nature du sable qui les constitue, qui forment les collines du Dähliandhubel et du Islerenhölzli. Ces dépôts, accumulés par des vents venant du NE, sont en relation avec l'extension considérable des terrains morainiques dans cette direction; ils sont nettement plus anciens que la tourbe.

A la gare d'Anet, des travaux récents ont mis à jour un ancien delta, caractérisé par l'abondance des éléments jurassiens, et recouvert d'abord par un limon lacustre, puis, du côté de l'W, par une moraine avec quelques cailloux jurassiens. M. Schardt attribue ce dépôt curieux, situé à 30 m. au-dessus du niveau du lac de Bienne, à la phase de retrait de la dernière glaciation, et se demande s'il n'y a pas là un phénomène en relation avec la récurrence des glaciers jurassiens lors du retrait du glacier du Rhône.

M. H. SCHARDT (87) a signalé l'existence dans la combe hauterivienne des Fahys, près de Neuchâtel, et sur le côté N du ravin de Monruz, d'un dépôt de **marne tuffeuse** blanchâtre, avec *Zonites nitidosa* Fer., *Patula rotundata* Müll., *Clausilia rugosa* Drap., *Limnea truncatula* Müll., *Planorbis rotundatus* Poir. Ce dépôt, épais de plus de 3 m. et supporté probablement par de la moraine, semble être dû au ruissellement d'eau calcaire; il est coupé par le ravin préglaciaire de Monruz et a depuis longtemps cessé de s'accroître.

M. H. SCHARDT (85) décrit une **couche de tourbe**, qui sur l'emplacement du Locle, existe à 4 ou 5 m. de profondeur, sous un complexe de limon et de gravier. Cette formation,

constituée par des débris de Carex, de roseaux, d'aulnes et de bouleaux, a dû se former dans un marais sujet aux inondations ; elle repose sur une couche très épaisse de limon datant probablement de la période glaciaire ; sous le temple du Locle, elle est interrompue par une sorte de dôme de calcaire oeningien, duquel sortent de nombreuses venues d'eau.

M. H. SCHARDT (86) a observé dans les exploitations de marnes aquitaniennes de Couvet (Val de Travers) un curieux exemple de **laminage glaciaire**. Les marnes, qui plongent d'une façon générale au SE, vers l'intérieur de la montagne, s'incurvent près de leur contact avec la moraine, de façon à plonger inversément au NW, parallèlement au talus. En outre, la surface de la masse est comme dentelée en une série de feuillets distincts, qui pénètrent en coin dans la moraine superposée. Ce phénomène doit évidemment s'expliquer par une déformation plastique des têtes de couches, un étirement produit par la poussée de la glace descendant sur le flanc de la montagne.

Un cas analogue de laminage glaciaire, s'exerçant cette fois sur la Mollasse marine et l'Oeningien, a été mis à jour par les travaux d'établissement de la plateforme de la nouvelle gare de la Chaux-de-Fonds.

Dans l'étude géologique de la région des **Gorges de l'Areuse**, faite par MM. H. SCHARDT et A. DUBOIS, les auteurs consacrent un chapitre spécial aux formations glaciaires (53). Celles-ci se rattachent d'une part au glacier du Rhône, d'autre part au glacier jurassien du Val de Travers. La moraine du glacier du Rhône tapisse en divers points le fond des gorges, prenant tantôt la forme d'argiles feuilletées (entre Noiraigue et le Saut-de-Brot, près de Champ du-Moulin), tantôt celle d'argiles à galets, tantôt celle de graviers plus ou moins nettement stratifiés.

Pendant la phase de retrait du glacier du Rhône les glaciers jurassiens ont pris possession d'une partie de l'espace laissé libre ; celui du Val-de-Travers en particulier a poussé son front jusque sur le plateau de Perreux et la région de Bôle-Colombier, où il a laissé un système bien reconnaissable de moraines frontales. Ensuite ce glacier s'est retiré à son tour et son émissaire torrentiel a déposé entre Chanélaz et Cortaillod le vaste delta, qui correspond à un niveau du lac supérieur de 40 m. au niveau actuel.

Il semble qu'il ait existé en outre un glacier dans la vallée des Ponts et trois petits glaciers suspendus sur les flancs de

la vallée de l'Areuse, le premier au-dessus de Prépunel, le second sur les flancs du Solmont, le troisième dans le cirque du Creux du Van. C'est très probablement comme moraines de ce dernier qu'il convient d'envisager l'énorme amas détritique d'origine exclusivement jurassienne qui existe entre la Ferme Robert et l'Areuse et que Du Pasquier avait assimilé à un cône d'éboulement.

La plaine d'alluvions du Champ-du-Moulin doit correspondre à un lac né après le retrait du glacier du Val-de-Travers à la suite d'un éboulement ayant formé barrage. Quant au lac de Noiraigue il a été la conséquence de l'accumulation vers l'aval par le glacier du Creux du Van d'une quantité considérable de matériaux morainiques et il a disparu par l'érosion de ce barrage.

*Faunes pleistocènes.* — M. E. RENEVIER (84) a signalé la découverte faite à Grandcour (Vaud) dans la tourbe d'un squelette assez complet d'élan (*Cervus alces*), une espèce qui ne vit plus actuellement que près du pôle.

La Revue pour 1902 signalait déjà une étude préliminaire de M. Th. STUDER sur la faune du **Kesslerloch**, station paléolithique des environs de Schaffhouse. Depuis lors le savant professeur de Berne a mené à bien l'examen détaillé des ossements mis au jour par les récentes fouilles entreprises dans cette station par M. J. NUESCH (91). Il y a reconnu les restes suivants :

*Felis manul* est représenté par un fragment de mandibule avec une carnassière particulièrement forte, et par 2 extrémités distales d'humerus, qui montrent une épiphyse puissamment construite et un foramen épicondylien allongé et étroit.

*Canis lupus*, dont on a retrouvé plusieurs fragments de mâchoires et divers os des membres appartenant probablement à 5 individus de grande taille, présente des variations importantes, sans qu'il y ait lieu du reste d'établir des distinctions spécifiques.

*Vulpes alopec.* 15 fragments de mâchoires, appartenant à cette espèce, montrent des dimensions relativement grandes et de puissantes carnassières.

*Leucocyon lagopus* a, comparé à l'espèce précédente, un museau plus court, une dentition plus serrée et une  $M_2$  inférieure toute différente.

*Mustela martes* est représentée par un radius et une demi mandibule.

*Lutra vulgaris*. Une demi-mandibule indique un individu relativement fort.

*Ursus arctos*. Dents isolées, 1 fragment d'humerus et 6 phalanges.

*Crocidura araneus*. 1 bassin, 1 humerus, 1 tibia.

*Lepus timidus* est représenté par des restes particulièrement abondants, qui indiquent une race forte; la branche horizontale de la mandibule en particulier est massive et haute, comme chez le lièvre blanc du Groenland.

*Arctomys marmotta*. 1 incisive et 1 tibia.

*Spermophilus guttatus*, 1 mandibule de détermination douteuse.

*Spermophilus rufescens*. 1 fragment d'humerus, 1 fragment de cubitus, 1 fémur et 4 tibias.

*Cricetus vulgaris*. 1 mandibule.

*Microtus terrestris*. 1 fémur, 1 tibia.

*Dicrostonyx torquatus*. 4 mandibules et 2 fragments de mandibules.

*Myoxus glis*. 3 fragments de mandibules.

*Castor fiber*. 1 humerus.

*Elephas primigenius* est représenté par plusieurs molaires, des défenses et un assez grand nombre d'os, dont beaucoup appartiennent à des individus jeunes; ces os sont presque tous brisés.

*Rhinoceros tichorhimus*. 1 prémolaire, 1 fémur, 1 vertèbre, 1 fragment de bassin ayant probablement fait partie d'un seul individu.

*Equus caballus* n'est connu au Kesslerloch que par un fragment de crâne, 1 demi-maxillaire avec la série dentaire complète, 2 vertèbres, 1 scapulaire, 1 métatarse et 1 astragale. Ces restes correspondent à une petite variété analogue au cheval du Schweizersbild et à celui du Pleïstocène de France et d'Italie. Cette race préhistorique était caractérisée par la longueur de sa série dentaire, les grandes dimensions de ses incisives, la forme massive de ses maxillaires et la grosseur de ses membres.

*Equus hemionus* est ici beaucoup mieux représenté qu'au Schweizersbild par une série dentaire supérieure gauche complète, un fragment de maxillaire, 1 fragment de mandibule avec les 6 incisives, des dents isolées et 1 os du pied. Les molaires sont courtes (50 à 60 mm.) avec une couche d'émail épaisse, peu plissée et fortement saillante; les incisives sont étroites et épaisses.

*Sus scrofa*, une diaphyse d'humerus d'un jeune.



*Rangifer tarandus*. Les restes de cette espèce semblent se répartir entre au moins 300 individus; quoiqu'ils soient presque tous brisés on peut constater qu'ils appartenaient à une forme un peu plus grande que le renne domestique actuel.

*Rupicapra tragus*. 2 molaires et quelques débris d'os des membres ayant fait partie d'un grand individu.

*Capra ibex*. Le bouquetin est représenté par quelques dents isolées, 1 fragment de mandibule, 1 scapulaire et 1 astragale. Les dents sont extraordinairement longues et les molaires atteignent 52 mm. de hauteur.

*Bison priscus*.

*Bos primigenius*.

Parmi les oiseaux M. Studer a déterminé les espèces suivantes: *Cervus corax*, *Cervus coronae*, *Turdus pilaris*, *Lagopus alpinus*, *Lag. albus*, *Anas boschas*. Un seul reptile, *Tropidonotus natrix* a été découvert.

Il convient pour avoir une idée complète de cette faune d'y ajouter quelques espèces déterminées précédemment par Rüttimeyer et non retrouvées par M. Studer, soit:

Felis leo L.	Cervus elaphus L.
Felis catus L.	Turdus iliacus L.
Lyncus lynx L.	Pandion haliaetus L.
Gulo luscus L.	Cygnus musicus L.
Lepus europeus L.	Anser cinereus L.
Microtus nivalis Mart.	Rana sp.

La faune du Kesslerloch diffère de celle de la station voisine du Schweizersbild par le nombre relativement grand d'habitants des forêts et par le rôle beaucoup plus important qu'y jouent le mammoth et le rhinocéros; le mammoth servait incontestablement de nourriture aux troglodytes de cette caverne. Certaines des espèces trouvées au Kesslerloch comme le lion, le loup, le renard, le castor, le sanglier, le cerf, etc... faisaient déjà partie de la faune de plaine préglaciaire; d'autres, comme la marmotte, le chevreuil, le chamois, appartiennent à la faune alpine; d'autres, comme le cricet, le spermophile, le cheval, l'hémione sont des habitants des steppes; d'autres, comme le renard blanc, le glouton, le lièvre blanc, le lemming à collier, le mammoth, etc... représentent la faune des toundras; d'autres, comme le lynx, l'ours, la marte, le sanglier sont des habitants des bois; enfin d'autres, comme le canard, l'oie, le cygne, le castor sont des animaux aquatiques. Nous trouvons ainsi réunis les restes de 6 faunes

distinctes et cet assemblage a été évidemment créé par l'homme chasseur, qui, grâce aux conditions géographiques spéciales du moment, en particulier grâce à la proximité relative des grands glaciers subalpins, trouvait non loin de sa demeure, vers le S la faune alpine et la faune des toundras, dans les vallons du Jura la faune des forêts et la faune aquatique et plus au N la faune des steppes et des plaines.

*Stations et populations préhistoriques.* — C'est en 1874 que M. F. de Mandach découvrit dans la **grotte du Dachsenbüel** entre Herblingen et le Schweizersbild au N de Schaffhouse une sépulture contenant deux squelettes humains et divers objets travaillés de l'époque néolithique. M. J. NUESCH (79) vient de refaire une étude détaillée de ces trouvailles, qui étaient restées complètement oubliées dans les tiroirs du Musée de Schaffhouse.

Les objets travaillés se répartissent comme suit :

a) Les silex sont tous exclusivement taillés et comprennent les types habituels : couteaux, scies, ciseaux, etc....

b) Les objets confectionnés en bois de cerf indiquent un travail soigné ; ce sont 1 ciseau, 1 pointe de lance cassée, 1 poinçon et une sorte de bâton poli et arrondi à son extrémité.

c) Comme objets d'ornement on a trouvé une sorte de perle en silex rouge percée à ses deux extrémités, une défense de sanglier percée à la racine, un collier formé de 25 coquilles de *Teredo mediterranea*.

d) Quelques débris de poteries, trouvés en dehors de la sépulture, et qui peuvent non seulement n'être pas contemporains de celle-ci, mais appartenir à des époques diverses, sont confectionnés avec une argile grise grossière ; ils ne portent aucune ornementation et ne montrent qu'extérieurement des traces de cuisson. De deux fragments plus soignés provenant de la même grotte l'un possède des ornements rudimentaires, l'autre est encore pourvu de son anse.

L'absence complète de pierres polies et de poteries dans la sépulture de Dachsenbüel montre que celle-ci ne peut appartenir qu'à une phase ancienne des temps néolithiques, tandis que la confection très soignée des objets en bois de renne exclut toute idée d'un âge paléolithique.

Les débris d'ossements trouvés autour de ce tombeau appartiennent probablement à des époques relativement récentes. M. MAX SCHLOSSER, qui les a examinés, y a reconnu

des restes de renard, de chien, de blaireau, de fouine et de divers animaux domestiques.

Quant aux restes humains, ils appartenant à 8 squelettes, dont 4 correspondaient à des adultes de la grande race, 2 à des adultes de pygmées et 2 à des enfants. Dans le tombeau, entouré de grosses pierres, se trouvaient les squelettes presque intacts d'un homme de la grande race et d'une femme pygmée; les autres ossements humains étaient en dehors de cette sépulture, mais sous la grotte.

Les ossements de pygmées, trouvés au Dachsenbüel, ne présentent en aucune façon des caractères de dégénérescence, tandis qu'ils diffèrent par certains traits bien typiques de ceux des hommes de la grande race. Nous avons donc affaire ici à une race spéciale, dont on découvre des représentants toujours plus nombreux dans les stations préhistoriques d'Europe, et qui est du reste encore représentée de nos jours. Cette race pygmée a constitué probablement la population primitive de notre continent et a vécu ensuite longtemps à côté de la grande race.

L'examen détaillé de ces restes humains de Dachsenbüel a été entrepris par M. J. KOLLMANN (76), qui malheureusement n'a pu retrouver qu'une partie des ossements déterrés par Mandach. Les débris des deux squelettes de pygmées ont été mêlés, les crânes manquent et les os des membres ne sont que partiellement conservés. Les éléments qui subsistent suffisent pourtant pour démontrer d'abord la taille très petite des individus auxquels ils appartenant, ensuite l'absence complète de tout caractère de dégénérescence et la présence de traits particuliers indiquant une race différenciée, semblable aux pygmées actuels.

Passant ensuite à des considérations d'ordre purement anthropologique et reprenant les données assez nombreuses qu'on possède actuellement sur les races naines, M. Kollmann établit la descendance de l'homme comme suit : Le type primitif était un pygmée d'un aspect uniforme et habitant une région d'abord limitée; puis cette race ancienne s'est multipliée, s'est répandue sur des territoires toujours plus étendus, et s'est scindée en trois sous-espèces caractéristiques chacune d'une région. Ensuite chacune de ces sous-espèces a donné naissance à deux mutations : l'une petite et voisine du type primitif, l'autre grande et perfectionnée physiquement et intellectuellement.

Les ossements du Dachsenbüel, appartenant à des individus

de la grande race, ne sont que très incomplets ; ils permettent de calculer la taille de l'homme adulte à 1650-1660 mm. et ne diffèrent par aucun caractère essentiel des parties correspondantes des races actuelles. Cette analogie remarquable, qui existe entre les squelettes néolithiques et ceux de l'homme actuel, montre que, si l'espèce humaine est très variable dans un grand nombre de traits, les variations qu'elle a subies depuis plusieurs milliers d'années n'ont jamais pris un caractère de persistance suffisant, pour amener une modification durable typique pour une race nouvelle ; l'espèce humaine doit être considérée comme immuable depuis fort longtemps.

M. J. NUESCH (81) a d'autre part entrepris de nouvelles fouilles dans la **grotte du Kesslerloch**, partiellement exploitée déjà en 1874 par M. Merck. Cette caverne s'ouvre dans le Jurassique supérieur, à 1 km. à l'W de Thayngen (Schaffhouse), dans un ancien tronçon de la vallée du Rhin, qui n'est plus occupé actuellement que par un petit cours d'eau, la Fulach. La formation de cette vallée dans sa forme actuelle, et, à plus forte raison la station du Kesslerloch, qui s'y trouve, sont en tout cas postglaciaires.

M. Merck avait déjà constaté la présence, sous une brèche à ciment tuffeux et pauvre en objets travaillés, d'une couche contenant en abondance des silex du type paléolithique. En fouillant les parties restées intactes de cette couche, soit dans la grotte soit dans ses abords, M. Nuesch a récolté un matériel abondant. Les débris de mammifères et d'oiseaux y sont très nombreux, mais presque toujours fragmentés ; leur étude détaillée, faite par M. Studer et analysée plus haut, a montré qu'il s'agit ici d'un mélange créé par l'homme de restes d'animaux appartenant à plusieurs faunes distinctes.

Les débris d'un squelette humain, découverts déjà en 1874, dénotent une taille remarquablement petite (120 cm.), et ne peuvent avoir appartenu qu'à un pygmée ; le fémur devait atteindre à peine 32 cm. de longueur ; la mandibule, très petite, est caractérisée par l'absence complète de prognathisme ; la mâchoire correspond à un individu adulte, mais encore jeune. D'après les effets qui accompagnaient ces ossements, on peut admettre qu'ils datent du début de la période néolithique.

La plupart des objets travaillés, découverts au Kesslerloch, sont confectionnés avec des os ou des bois de renne ou des os de lièvre blanc ; quelques-uns sont en ivoire ou en os de mammoth ; les plus intéressants sont ceux qui portent une



ornementation. Parmi ces derniers, il faut citer d'abord une série de figures sculptées dans des bois de renne, dont l'une représente grossièrement un homme, une seconde donne l'image assez exacte d'un poisson, une troisième représente une tête de cervidé, une quatrième reproduit le cou et la tête d'un animal méconnaissable; enfin quatre autres représentent des plantes. Ces œuvres d'art paléolithiques, trouvées récemment, viennent s'ajouter à celles, qui sont devenues classiques depuis les fouilles de 1874, et qui figurent: la première un renne paissant, la seconde un cheval, la troisième une tête de bœuf moschou.

En outre, on a découvert au Kesslerloch plusieurs objets en bois de renne, portant une ornementation géométrique très remarquable. Le motif principal de cette décoration consiste en général en de petits rhombes alignés en séries droites et laissés en saillie sur un fond creusé; des rainures longitudinales complètent le dessin. D'autres fois, les rhombes sont au contraire creusés, ou bien ils manquent complètement, et sont remplacés par un système régulier de rainures croisées. Ce type de décoration rappelle tout à fait celui qu'on connaît des stations paléolithiques du S. de la France et de la Moravie, ce qui donne une idée des relations existant déjà alors entre les peuplades de ces trois régions. Il y a lieu en outre de remarquer qu'on trouve dans la même couche au Kesslerloch les types d'œuvres d'art préhistoriques, considérés par MM. Piette et Hoernes comme successifs, la sculpture en relief comme dans la représentation de l'homme et du poisson, la représentation au trait comme dans la figure du renne paissant, du cheval, etc..., et la décoration géométrique. Ces diverses œuvres d'art ont du reste fait l'objet d'une étude spéciale de la part de M. O. SCHOETENSACK (90).

Parmi les objets travaillés en os du Kesslerloch, les aiguilles et les alènes sont particulièrement abondantes, et confectionnées avec une perfection remarquable. Les pointes de javelot et de lance, également nombreuses, montrent des types de fabrication variés, ayant une section tantôt circulaire, tantôt crescentiforme, tantôt triangulaire, tantôt quadrangulaire; plusieurs d'entre elles portent une décoration rudimentaire ou bien des signes, qui paraissent avoir été des marques de propriété.

Les objets en pierre sont tous des silex taillés du type paléolithique; on en a récolté plus de dix mille, ayant les

formes habituelles de couteaux, de scies, de ciseaux, de poinçons, etc....

La couche à silex taillés du Kesslerloch est incontestablement postérieure au retrait définitif des glaciers, mais elle repose directement sur l'argile glaciaire, au lieu d'en être séparée comme au Schweizersbild par une zone de brèche calcaire; ce fait indique que le Kesslerloch a été occupé longtemps avant le Schweizersbild et bientôt après le retrait du glacier, comme le prouve d'autre part la fréquence au Kesslerloch des restes de mammoth. Du reste la décoration géométrique, qui se retrouve sur une série d'objets du Kesslerloch, appartient à une époque plus ancienne que les simples dessins au trait seuls connus au Schweizersbild. Il y a eu un recul de l'art entre l'époque d'occupation de ces deux stations, et ce recul peut probablement s'expliquer par une modification défavorable du climat. Le Kesslerloch aurait été habité pendant la phase de retrait des glaciers d'Achen, tandis que l'occupation du Schweizersbild aurait commencé pendant le retour offensif des glaces correspondant au stade de Bühl.

Ces observations fort intéressantes de M. Nuesch sur la station paléolithique du Kesslerloch ont été résumées par lui-même devant la Société d'anthropologie d'Allemagne (80).

Tandis que nos connaissances sur les peuplades paléolithiques et néolithiques du N de la Suisse se complétaient ainsi, M. A. SCHENCK (89) entreprenait de son côté une étude des plus instructives sur les **squelettes néolithiques de Chamblandes** près Lausanne.

Ce travail a porté sur 5 crânes isolés, 15 squelettes adultes complets, 5 squelettes d'enfants et quelques os divers, mis au jour successivement en 1881, 1894 et 1901. Il m'est impossible de suivre l'auteur dans la description détaillée qu'il a faite de chacun de ces éléments et je dois me contenter de résumer ici ses conclusions générales.

Bien que tous les crânes trouvés à Chamblandes soient allongés, on y reconnaît l'existence de trois types principaux :

1<sup>o</sup> Une première forme est caractérisée par une voûte crânienne élevée et bien développée, par des orbites basses et écartées, par une face chamaeprosope et orthognathe avec un nez platyrhinien ou mésorhinien. Vu de profil le front est droit et se relie par une courbe assez brusque avec le sommet de la tête, qui s'élève faiblement jusqu'au tiers postérieur des pariétaux; depuis là le crâne s'abaisse jusqu'au

chignon qui est très prononcé. Vue d'en haut la tête montre une saillie bien marquée des bosses pariétales. Sept crânes appartiennent à ce type qui se rattache étroitement à celui de Baumes, Chaudes et Cro-Magnon (néolithique).

2° Dans la seconde forme la face est légèrement prognathe et leptoprosope avec un nez leptorhinien, des orbites moins écartées et des os malaires moins saillants que dans la forme précédente. Vu de profil le crâne dessine une courbe régulière depuis le front jusqu'à la région occipitale, qui ne montre pas de chignon; vu d'en haut il présente une forme elliptique sans saillie prononcée des bosses pariétales; vu de derrière il se distingue du type précédent par sa forme sphéroïde et non pentagonale. Deux crânes rentrent dans cette catégorie, qui correspond à la race dolichocéphale néolithique d'origine septentrionale, que M. Hervé appelle type de Genay.

3° La troisième forme est mésaticéphale, leptoprosope et fortement prognathe avec un nez platyrhinien, des orbites microsèmes et des os malaires plutôt petits. Elle rappelle sauf la mésaticéphalie le type paléolithique de Grimaldi, mais constitue en somme un type à part, celui de Chamblandes comme l'appelle M. Schenck. Deux crânes appartiennent à cette catégorie.

Si l'on classe les crânes de Chamblandes d'après leur indice céphalique ou indice de largeur, on en trouve 9 dont l'indice est inférieur à 75 (dolichocéphales), 5 dont l'indice est compris entre 75 et 77 (sous-dolichocéphales) et 4 dont l'indice est compris entre 77 et 80 (mésaticéphales). L'indice moyen de hauteur-longueur est égal à 72.43, celui de hauteur-largeur à 95.31; leur caractère général est donc un fort développement vertical. L'indice frontal ou stéphanique de Broca est en moyenne de 83.36, correspondant à un front plus large et plus bas qu'il ne l'est en moyenne sur les crânes allongés des Vaudois et des Valaisans actuels. L'indice orbitaire moyen est de 79.43 marquant bien le caractère microsème; l'indice nasal moyen, égal à 49.43, correspond au type mésorhinien; l'indice de prognathisme est de 96.87, les crânes masculins étant notablement plus prognathes que les crânes féminins. La capacité crânienne est en moyenne de 1525 cm<sup>3</sup>. pour les hommes, de 1436 cm<sup>3</sup>. pour les femmes, à peine inférieure à celle des races actuelles d'Europe. Les sutures crâniennes sont en général simples et commencent toujours par s'oblitérer dans la région antérieure du crâne, ce qui est un trait caractéristique des races inférieures. La

mandibule est généralement forte avec une symphyse puissante et un menton triangulaire et pointu.

Les omoplates, qui appartiennent en majeure partie à des femmes, montrent un indice scapulaire moyen de 70.27 à gauche et 74.62 à droite et un indice sous-épineux de 105 à gauche et 106.18 à droite; ces proportions rappellent les caractères des races nègres et des Andamans.

Les clavicules de Chamblandes sont en moyenne plus courtes que celles des Européens actuels, plutôt cylindriques, avec une courbure très accusée. Les humerus sont fortement arqués dans leur partie supérieure, le V deltoïdien y est très développé et les lèvres de la coulisse bicipitale y sont très saillantes; le fond de la cavité oléocranienne n'est perforé que chez 3 humerus; il est transparent chez 4 humerus. Les cubitus sont élargis dans leur partie supérieure et montrent une double courbure très nette.

Dans les fémurs les deux condyles inférieurs sont presque égaux et l'angle d'inclinaison du col sur la diaphyse est en moyenne de  $127^{\circ}9'$ . L'indice de grosseur des fémurs est de 20.6, la platymérie y est bien accusée surtout chez les individus adultes et robustes; la saillie pilastrique est bien plus marquée sur les fémurs de Chamblandes que sur ceux de nos races actuelles; le troisième trochanter est visible sur 3 fémurs masculins et 2 fémurs féminins et la fosse hypotrochantérienne apparaît sur 4 échantillons masculins et 3 féminins.

Les tibias sont en général caractérisés par le fort déjettement en arrière de leur partie supérieure, par les grandes dimensions de leur tubérosité antérieure et par la présence d'une fosse profonde en arrière et au-dessous de la surface articulaire. La platycnémie est assez accusée avec un indice moyen de 62.71 pour les hommes, de 64.95 pour les femmes.

Les péronés possèdent des crêtes d'insertion très développées et sont en outre cannelés sur leurs faces; ils correspondent à une très forte musculature.

La taille moyenne des squelettes de Chamblandes est petite, 1<sup>m</sup>582 pour les hommes, 1<sup>m</sup>486 pour les femmes; elle rentre dans les limites fixées pour les pygmées par M. Kollmann. L'indice radio-huméral moyen est de 77.41 pour les hommes, de 76.54 pour les femmes; l'indice tibio-fémoral est de 82.46 pour les hommes, de 82.92 pour les femmes.

Comparée aux Européens actuels la race néolithique de Chamblandes montre une capacité crânienne presque égale et un développement du front important; elle possède par



contre des caractères d'infériorité, qui sont: 1° le prognathisme facial, 2° les dimensions relatives des molaires qui augmentent de la première à la troisième, 3° la forme incurvée des humerus et des cubitus, 4° la platymérie des fémurs et la présence d'un troisième trochanter et d'une fosse hypotrochantérienne, 5° la platycnémie des tibias, la rétroversion de la tête et la présence de facettes astragaliennes.

La plupart des squelettes se rapprochent intimément de ceux de la race de Cro-Magnon, qui paraît dériver de la race paléolithique de Laugerie-Chancelade. Il semble donc que les populations qui vivaient en Suisse à l'époque magdaléenne appartenaient à la même race, qui était alors très répandue en France, et que c'est cette race plus ou moins métissée, qui s'est perpétuée dans notre pays jusqu'au début du Néolithique.

---

## TABLE DES MATIÈRES

---

	Pages
Liste bibliographique . . . . .	225
Nécrologies et biographies . . . . .	230
<b>I. Minéralogie et Pétrographie . . . . .</b>	<b>230</b>
MINÉRALOGIE. <i>Description de minéraux</i> . . . . .	230
<i>Cristallographie</i> . . . . .	235
<i>Chimie minérale</i> . . . . .	237
PÉTROGRAPHIE. Massif de l'Aar . . . . .	239
Alpes valaisannes . . . . .	242
Alpes méridionales . . . . .	243
Alpes orientales . . . . .	248
Roches erratiques . . . . .	254
<b>II. Géophysique. ACTIONS ET AGENTS INTERNES . . . . .</b>	<b>257</b>
<i>Sources et eaux d'infiltration.</i> . . . . .	257
<i>Erosion et corrosion, érosion tourbillonnaire, action des vagues</i> . . . . .	262
<i>Limnologie et hydrologie. Lac de Constance, lac des Brenets,</i> <i>bassins fermés de la Suisse</i> . . . . .	263
<i>Glaciers et névés. Variations des glaciers</i> . . . . .	264
<i>Transports éoliens</i> . . . . .	267
ACTIONS ET AGENTS INTERNES. <i>Tremblements de terre.</i> . . . . .	268
<i>Volcanisme</i> . . . . .	268
<b>III. Tectonique. ALPES. Massif du Simplon . . . . .</b>	<b>269</b>
<i>Alpes calcaires occidentales. Ralligstöcke. Gerihorn</i> . . . . .	272
<i>Alpes calcaires orientales. Massif de la Plessur</i> . . . . .	276
PRÉALPES ET KLIPPES. Vallée de la Lenck. Klippes des Annes . . . . .	278
JURA. Tectonique générale . . . . .	280
Environs d'Ensingen et Mumliswyl . . . . .	281
Jura neuchâtelois . . . . .	283
PLATEAU MOLLASSIQUE. Environs de Bienne . . . . .	286
Chaîne du Ricken . . . . .	287

	Pages
<b>IV. Stratigraphie et Paléontologie. Coupes minces de roches sédimentaires</b> . . . . .	288
<i>Archéen. Massif de la Plessur</i> . . . . .	291
<i>Paléozoïque. Massif de la Plessur</i> . . . . .	292
<i>Trias. Alpes orientales</i> . . . . .	292
Jura bâlois . . . . .	294
<i>Jurassique. Alpes orientales</i> . . . . .	295
Jura septentrional . . . . .	296
Jura neuchâtelois . . . . .	297
Jura lédonien . . . . .	299
<i>Crétacique. Alpes calcaires orientales</i> . . . . .	301
Jura neuchâtelois et bernois . . . . .	302
<i>Nummulitique et Flysch</i> . . . . .	310
<i>Sidérolithique. Mammifères éocènes de Suisse</i> . . . . .	311
<i>Mollasse. Charbons mollassiques</i> . . . . .	318
Calcaire grossier du Randen . . . . .	320
Mollasse des régions jurassiennes. . . . .	321
<i>Quaternaire. Formations pléistocènes.</i> . . . . .	323
Loess d'Andelfingen . . . . .	344
Dépôts quaternaires des environs de Montreux . . . . .	342
Alluvions de la région de Bienne . . . . .	346
Formations quaternaires du Jura . . . . .	350
Faunes pléistocènes . . . . .	352
<i>Stations et populations préhistoriques. Dachsenbüel</i> . . . . .	355
Kesslerloch. . . . .	357
Chamblandes . . . . .	359