Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 9 (1906-1907)

Heft: 5

Rubrik: Revue géologique suisse pour l'année 1906

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: 16.08.2025

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

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

Revue géologique suisse pour l'année 1906.

N° XXXVII

par Ch. Sarasin.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

a) Minéralogie.

1. A. Bähler. Der Bergbau im Ferrarathal. *Jahrb. des S. A. C.*, XLI. Jahrg., 1905-1906, p. 238-243. (Voir p. 599.)

2. H. Baumhauer. Ueber die regelmässige Verwachsung von Rutil und Eisenglanz. *Sitzungsber. der K. preuss. Akad. der Wiss.*, 1906, p. 322-327. (Voir p. 595.)

3. H. Bühler. Ueber die Bedeutung der Fortschritte im Berg- und Hüttenwesen für die schweizerischen Erzlagerstätten. *Eclog.*, Vol. IX, p. 155-156. (Voir p. 599.)

4. R. Harre. Ueber Eisenglanz und Anatas vom Binnenthal. *Zeitschrift f. Kristal.*, XLII, 1906, p. 280-283. (Voir p. 596.)

5. F. Pearce. Ueber die optischen Eigenschaften der Krystalle im konvergenten polarisierten Lichte. *Zeitschr. f. Kristal.*, XLI, p. 113-133. (Voir p. 595.)

6. C. Schmidt. Vivianit in den Diluvialthonen von Noranco bei Lugano. *Eclog.*, IX, p. 75-76. (Voir p. 596.)

7. R. H. Solly. Description of the carrier of Lengenbach. *Min. Soc. of London*, 13 nov. 1906. (Voir p. 597.)

8. R. H. Solly. Some new minerals from the Binnenthal. *Mineral. Mag.*, XIV, p. 72-82. (Voir p. 597.)

9. R. H. Solly. Notes on some Binnenthal minerals (Ilmenite, Seligmannite, Marrite, etc.). *Mineral. Mag.*, XIV, p. 184-190. (Voir p. 599.)

10. C.-O. Trechmann. Sartorite from the Binnenthal. *Mineral. Soc. of London*, 12 juin 1906. (Voir p. 597.)

b) Pétrographie.

11. L. Duparc. L'âge du granite alpin. *Arch. des sc. phys. et nat. Genève*, T. XXI, p. 297-312. (Voir p. 621.)

12. L. Duparc et F. Pearce. Traité de technique minéralogique et petrographique, 1re partie : Les méthodes optiques. *Veit & Cie édit.*, Leipzig 1906. (Voir p. 599.)

13. U. Grubenmann. Die Kristallinen Schiefer. II, spezieller Theil, 176 p., 8 fig. et 8 pl. *Gebr. Bornträger édit.*, Berlin, 1906. (Voir p. 601.)

14. U. Grubenmann. Principien und Vorschläge zu einer Klassification der Kristallinen Schiefer. *Congrès intern. de géologie*, Mexico, 1906. (Voir p. 609.)

15. U. Grubenmann. Ueber einige schweizerische Glaukophangesteine. *Festschrift zum 70. Geburtstag von H. Rosenbusch*, 1906, 24 p. et 1 pl. (Voir p. 612.)

16. E. Kalkowsky. Der Nephrit des Bodensees. *Abhandl. der naturf. Gesel. Isis.* Dresden, 1906. Januar-Juni, p. 28-44. (Voir p. 622.)

17. G. Klemm. Bericht über Untersuchungen an den sog. Gneissen und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen, II. Theil. *Sitzungber. der berliner Akad. der Wissenschaften, Phys. Math. Classe*, 1905, p. 442-453. (Voir p. 614.)

18. G. Klemm. Bericht über Untersuchungen an den sog. Gneissen u. s. w., III. Theil. *Ibid.*, 1906, p. 420-431. (Voir p. 615.)

19. H. Preiswerk. Malchite und Vintlite im Strona- und Sesia-Gneiss. *Festschrift Rosenbusch*, 1906, p. 322-334. (Voir p. 612.)

20. A. Sauer. Ueber die Ernstfelder Gneisse am Nordrande des Aarmassivs. *Ber. über die Versam. des oberrhein. geolog. Ver.*, XXXVIII. Vers. in Konstanz, 1905. (Voir p. 622.)

21. P. Seidel. Beiträge zur Kenntniss der gesteinsbildenden Biotite, vorwiegend aus Paragneissen. *Inaug. Dissert. Univ. Zürich*, 1906, 61 p. (Voir p. 609.)

22. Chr. Tarnuzzer. Uebersicht der Marmorvorkommnisse Graubündens. *Jahresber. der naturf. Gesel. Graubündens.* N. F. XLVII, 1904-1905, p. 149-160. (Voir p. 623.)

23. P. Waindziok. Petrographische Untersuchungen an Gneissen des St. Gothard. *Inaug. Dissert. Univ. Zürich*, 1906, 55 p. (Voir p. 616.)

c) Géophysique.

24. F.-E. Bourcart. Les lacs alpins suisses, étude chimique et physique, 130 p., 3 tableaux, 22 fig.; *Georg édit.*, Genève, 1906. (Voir p. 632.)

25. E. Brückner. Die Höhe der Firnlinie am Hüfigletscher und die Methode der Bestimmung der Höhe der Firnlinie im Allgemeinen. *Vierteljahrsschrift der naturf. Ges. Zürich.* Jahrg. LI, H. 1, p. 50-54. (Voir p. 641.)

26. E. Brückner. Bericht der Flusskommission für das Jahr 1904-1905. *Verhand. schweiz. naturf. Gesell.*, 88. Versam. in Luzern, p. 369-372. (Voir p. 629.)

27. A. Brun. Quelques recherches sur le volcanisme. 2e partie. *Arch. des sc. de Genève*, t. XXII, p. 425-448. (Voir p. 644.)

28. E. Chaix. Utilité d'un atlas international de l'érosion. *Le Globe*, org. de la Soc. de géogr. de Genève, t. XLV. (Voir p. 624.)

29. L.-W. Collet. Les concrétions phosphatées et la glauconie des mers actuelles. *Eclog.*, IX, p. 118-119. (Voir p. 642.)

30. L. Duparc et E. Zehnder. Les eaux des grands lacs suisses. *Arch. des sc. de Genève*, T. XXII, p. 70. (Voir p. 639.)

31. P. Egli. Beitrag zur Kenntniss der Höhlen in der Schweiz. *Vierteljahrschrift der naturf. Ges. Zürich.* XLIX. Jahrg. p. 286-369. (Voir p. 626.)

32. H. Fielding-Reid et E. Muret. Les variations périodiques des glaciers, XIe rapport, 1905. *Zeitschrift f. Gletscherkunde*, T. I, H. 3, 1906, p. 161-181. (Voir p. 640.)

33. F.-A. Forel. Structure rubannée des glaciers. *Ibid.*, T. I, H. 1, p. 65. (Voir p. 642.)

34. F.-A. Forel, M. Lugeon et E. Muret. Les variations périodiques des glaciers des Alpes suisses. 26e rapport, 1905. *Annuaire du Club alpin suisse*, XLIe année. (Voir p. 639.)

35. F.-A. Forel et E. Muret. Rapport sur les variations des glaciers, 1905, Alpes suisses. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, B. I, H. 1, p. 70, 1906. (Voir p. 640.)

36. J. Früh. Ergebnisse fünfundzwanzigjähriger Erdbebenbeobachtung in der Schweiz (1880-1904). *Verh. der schweiz. naturf. Gesel.*, 88. Versam. in Luzern, p. 144-149. (Voir p. 643.)

37. J. Früh. Die Erdbeben der Schweiz im Jahre 1904. *An. der schweiz. meteorol. Zentralanstalt*, Jahrg. 1904. (Voir p. 642.)

38. J. Früh. Ueber Naturbrücken und verwandte Formen mit spezieller Berücksichtigung der Schweiz. *Jahrb. der St. Gall. naturf. Gesel. für 1905*, p. 354-382. (Voir p. 629.)

39. Hagenbach-Bischoff. Bericht der Gletscherkommission für das Jahr 1904-1905. *Verhand. der schweiz. naturf. Ges.*, 88. Vers. in Luzern, p. 373-379. (Voir p. 641.)

40. Arn. Heim. Beziehungen zwischen Faltung und Denudation im Säntisgebirge. *Eclogæ*. Vol. IX, p. 147-155. (Voir p. 624.)

41. Alb. Heim und J. Früh. Bericht der Erdbebenkommission für das Jahr 1904-1905. *Verhand. der schweiz. naturf. Ges.*, 88. Vers. in Luzern, p. 362-364. (Voir p. 642.)

42. J. Kœnigsberger. Ueber die Beeinflussung der geothermischen Tiefenstufe durch Berge und Thäler, Schichtstellung, durch fliessendes Wasser und durch Wärme erzeugende Einlagerungen. *Eclogæ*, vol. IX, p. 133-144. (Voir p. 643.)

43. P.-L. Mercanton. Echelle nivométrique. *C. R. Soc. vaud. des sc. nat.*, *Arch. Genève*, t. XXII, p. 590. (Voir p. 641.)

44. Fr. Mühlberg. Beobachtungen bei der Fassung der Limmatquelle zu Baden und über die dortigen Thermen im Allgemeinen. *Eclog.*, vol. IX, p. 56-58. (Voir p. 631.)

45. Fr. Mühlberg. Bericht über die Angelegenheit der Erstellung einer Quellenkarte des Kantons Aargau. *Mittheil. der aargau. naturf. Gesel.*, H. X, 1906, 16 p. (Voir p. 631.)

46. S. de Perrot. Variations du niveau des lacs de Bienne, Neuchâtel et Morat. *C. R. Soc. neuch. des sc. nat.*, *Arch. Genève*, t. XXI, p. 216-218. (Voir p. 639.)

47. H. Schardt. Les sources isssues de terrains calcaires et leur qualité comme eaux d'alimentation. *Bull. soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXXII, p. 221-242. (Voir p. 630.)

48. H. Schardt. Note sur la valeur de l'érosion souterraine par l'action des sources. *Bull. Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXXIII, p. 168-177, et *Bull. de la Soc. belge de géol.*, t. XX, p. 86-94. (Voir p. 625.)

49. H. Schardt. Note sur l'origine des sources vauclusiennes de la Doux et de la Noiraigue. *Bull. de la Soc. belge de géol.*, t. XIX, p. 559-570. (Voir p. 630.)

50. H. Schardt. Le tremblement de terre du 29 avril 1905. *C. R. Soc. neuch. des sc., Arch. Genève*, t. XXI, p. 215-216. (Voir p. 643.)

51. J. von Sury. Ueber die Radioaktivität einiger schweizerischer Mineralquellen. *Mittheil. der naturf. Gesel. Freiburg*, T. II, H. 4, 1906, 72 p. (Voir p. 631.)

52. E. Uetrecht. Die Ablation der Rhone in ihrem walliser Einzugsgebiet im Jahre 1904-1905. *Inaug. Dissert. Univers. Bern.*, 1906, 66 p., 3 pl. (Voir p. 627.)

d) Tectonique. — Descriptions régionales.

Alpes et Préalpes.

53. E Argand. Sur la tectonique du massif de la Dent Blanche. *C. R. de l'Ac. des sc., Paris*, 26 février 1906. (Voir p. 688.)

54. E. Argand. Sur la tectonique de la zone d'Ivrée et de la zone du Strona. *Ibid.*, 12 mars 1906. (Voir p. 689.)

55. E. Argand. Contribution à l'histoire du géosynclinal piémontais. *Ibid.*, 26 mars 1906. (Voir p. 689.)

56. A. Baltzer. Das Berneroberland und Nachbargebiete. *Sammlung geol. Führer IX. Bornträger édit.*, Berlin, 1906, 348 p. et nombreuses planches. (Voir p. 650.)

57. E. Blumer. Zur Kenntniss des helvetischen Alpennordrandes. *Vierteljahrschrift der naturf. Ges. Zürich*, Jahrg. LI, 1906, p. 473-480. (Voir p. 700.)

58. L.-W. Collet. Note sur la tectonique du massif du Haut-Giffre (Haute-Savoie). *Arch. Genève*, t. XXII, p. 544-546. (Voir p. 692.)

59. S. Franchi. Appunti geologici sulla zona dioritokinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formatione adiacenti. *Boll. del R. Com. geol. d'Italia*, t. XXXVI, fasc. 4, p. 3-30. (Voir p. 683.)

60. G. Gallo, G. Giorgis et A. Stella. Studio chimico-geologico di roccie della regione attraversata delle linee di accesso al Sempione, con appendice sulle acque della galeria ellicoïdale di Varzo. *Vol. Soc. ital. per le strate ferrate del Mediterraneo*. Rome 1906. (Voir p. 685.)

61. W. Hammer. Vorläufige Mittheilung über die Neuaufnahme der Ortlergruppe. *Verh. der K. K. geol. Reichsanstalt*, 1906, N° 6, p. 174-188. (Voir p. 656.)

62. Alb. Heim. Das Säntisgebirge. *Eclog.*, vol. IX, p. 121-122. (Voir p. 700.)

63. Alb. Heim. Ein Profil am Südrande der Alpen, der Pliocänfjord der Breggiaschlucht. *Vierteljahrschrift der naturf. Gesel. Zürich*, t. LI, 1906, p. 1-49, mit 1 Karte und 1 Profiltafel (Voir p. 679.)

64. Alb. Heim. Geologische Begutachtung der Greinabahn. *Ibid.*, Jahrg. LI, 1906, p. 378-396. (Voir p. 690.)

65. Alb. Heim. Ueber die nordoestlichen Lappen des Tessinermassivs. *Ibid.*, Jahrg. LI, 1906, p. 397-402. (Voir p. 682.)

66. Alb. Heim. Die vermeintliche Gewölbeumbiegung des Nordflügels der Glarner Doppelfalte südlich vom Kläusenpass, eine Selbstkorrektur. *Ibid.*, Jahrg. 1906, p. 403-431. (Voir p. 693.)

67. Alb. Heim. Sur la bordure septentrionale du massif du Tessin. *C. R. Soc. helv. des sc. nat.*, 89e session à Saint-Gall, *Arch. Genève*, t. XXII, p. 348-349. (Voir p. 682.)

68. Arn. Heim. Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. *Vierteljahrschrift naturf. Ges. Zürich*, Jahrg. LI, 1906, p. 441-461. (Voir p. 702.)

69. Arn. Heim. Die Erscheinungen der Längszerreissung und Abquetschung am nordschweizerischen Alpenrande *Vierteljahrsschrift naturf. Ges. Zürich*, Jahrg. LI, 1906, p. 462-472. (Voir p. 700.)

70. Arn. Heim. Les chaînes comprises entre le Toggenbourg et le lac de Wallenstadt. *C. R. Soc. helv. des sc. nat.*, 89e session à Saint-Gall., *Arch. Genève*, t. XXII, p. 339-341. (Voir p. 702.)

71. Arn. Heim. Contraste entre la tectonique de la Molasse et celle des chaînes voisines des Alpes externes. *Ibid.*, p. 341-343. (Voir p. 703.)

72. H. Hœk. Das zentrale Plessurgebiet. *Ber. der naturf. Gesell. Freiburg in Br.* B. XVI, 1906, p. 367-448, mit 2 Karten und Profilen. (Voir p. 665.)

73. H. Hœk. Ueber den Deckenbau der Iberger Klippen. *Centralblatt für Min. Geol. u. Pal.*, 1906, p. 461-465. (Voir p. 711.)

74. Fr. Jaccard. La théorie de Marcel Bertrand, ou quelques réflexions sur la note de M. Steinmann intitulée « die Schardt'sche Ueberfaltungstheorie, » etc. *Bull. de la Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XLII, p. 113-123. (Voir p. 710.)

75. Ch. Jacob. Note sur la tectonique du massif crétacé situé au N. du Giffre (Haute-Savoie). *Bull. carte géol. de France*, No 108, t. XVI, 11 p., 1 carte et 1 pl. de profils. (Voir p. 692.)

76. W. Kilian et P. Lory. Sur l'existence de brèches calcaires et polygéniques dans les montagnes situées au SE. du Mont Blanc. *C. R. Acad. des sc. Paris*, 5 février 1906, et *Ann. de l'Univ. de Grenoble*, t. XVIII, p. 193-195. (Voir p. 691.)

77. E. Künzli. Quelques observations dans le massif du Julier. *C. R. Soc. helv. des sc. nat.*, 89e session à Saint-Gall. *Arch. Genève*, t. XXII, p. 345-346. (Voir p. 657.)

78. M. Lugeon. A propos de la zone des cols dans la région de la Lenk et Adelboden. *Bull. de la Soc. vaud. des sc. nat.*, séance du 21 mars 1906, et *Arch. Genève*, t. XXI, p. 642-643. (Voir p. 708.)

79. V. Novarese. La zona d'Ivrea. *Boll. della Soc. geol. ital.*, t. XXV, 1906, p. 176-180. (Voir p. 683.)

80. G. Rœssinger. Réplique à MM. Sarasin et Collet, « la zone des cols dans la région de la Lenk et Adelboden. » *Bull. de la Soc. vaud. des sc. nat.*, séance du 7 mars 1906, et *Arch. Genève*, t. XXI, p. 635-639. (Voir p. 709.)

81. C. Sarasin et L. Collet. La zone des cols dans la région de la Lenk et Adelboden. *Arch. Genève*, t. XXI, p. 56-79 et 156-195, avec 1 carte et 1 pl. de profils. (Voir p. 703.)

82. C. Sarasin et L. Collet. Notice complémentaire sur la zone des cols dans la région de la Lenk. *Arch. Genève*, t. XXII, p. 532-544. (Voir p. 709.)

83. H. Schardt. La tectonique générale des Alpes suisses. *C. R. de la Soc. helv. des sc. nat.*, 89e session à Saint-Gall. *Archives Genève*, t. XXII, p. 354-357. (Voir p. 649.)

84. H. Schardt. La théorie de Marcel Bertrand. *C. R. Soc. vaud. des sc. nat.*, *Archives Genève*, t. XXII, p. 403-404. (Voir p. 711.)

85 W. Schiller u. K. Zœppritz. Geologische Untersuchung im œstlichen Unterengadin, II : Piz Lad Gruppe, und im Oberengadin zwischen Albula Pass und Livigno. *Ber. der naturf. Ges. Freiburg in Br.*. B. XVI, 1906, p. 108-231, mit 4 Tafeln. (Voir p. 657.)

86. C. Schmidt. Alpine Probleme. Rede gehalten am *Jahresfest der Univ. Basel.*, Nov. 1906, 28 p. (Voir p. 647.)

87. W. von Seidlitz. Geologische Untersuchungen im œstlichen Rhætikon. *Ber. der naturf. Ges. Freiburg in Br.*, B. XVI, 1906, p. 232-367, mit 5 Tafeln. (Voir p. 671.)

88. C. de Stefani. La valle Devero nelli Alpi pennine ed il profilo del Sempione. *Bol. della Soc. geol. ital.*, t. XXV, p. 411-426. (Voir p. 687.)

89. G. Steinmann. Geologische Probleme des Alpengebietes. *Zeitschr. des deutschen und œsterreich. Alpenver.*, 1906, B. XXXVII, p. 1-44, mit 1 Tafel u. 30 Textfig. (Voir p. 648.)

90. A. Stella. Cenni geologici sulle nuove linee di accesso al Sempione. *Vol. della Soc. ital. per le strade ferrate del Mediterraneo. Relat. sugli studie e lavori eseguiti del 1897 al 1905.* Roma 1906. (Voir p. 684.)

91. A. Stella. Sui calcescisti della valle di Furgen e sui gneiss di Monte Emilius et di Monte Rafre. *Boll. della Soc. geol. ital.*, t. XXV, p. 46-47, 1906. (Voir p. 688.)

92. P. Termier. La synthèse géologique des Alpes. Conférence faite à l'*Institut Montefiore, Liège: Imprimerie moderne*, 1906. (Voir p. 646.)

93. A. Tobler u. E. Buxtorf. Berichte über die Exkursionen der schweiz. geol. Gesel. in die Klippenregion am Vierwaldstättersee. *Eclogæ*, vol. IX, p. 19-56. (Voir p. 696.)

94. A. Trœsch. Einige Korrekturen der geologischen Karte im Gebiete zwischen Kienthal und Kanderthal. *Mittheil. der naturf. Ges. Bern pro 1903*, p. 56-61. (Voir p. 693.)

95. V. Turnau. Neue Beobachtungen am Gasterenlakkolithe. *Ibid.*, Jahrg. 1906, 11 p., 1 carte et 6 fig. (Voir p. 691.)

Plateau molassique et Jura.

96. W. Paulcke. Referat über die geologischen Verhältnisse des Exkursionsgebietes (Bodenseegegend und Konstanz). *Ber. des oberrhein. geol. Vereins*, 1905, p. 11-19. (Voir p. 712.)

97. J. Weber. Geologische Untersuchungen der Umgebung von Winterthur, mit 1 geol. Karte zu 1 : 25000. *Mittheil. der naturw. Ges. Winterthur*, B. VI, 1905-1906, p. 228-245. (Voir p. 713.)

98. J. Weber. Observations dans la vallée de la Tœss. *C. R. de la Soc. helv. des sc. nat.*, 89e session à Saint-Gall, *Archives Genève*, t. XXII, p. 345. (Voir p. 713.)

e) Stratigraphie et Paléontologie.

Généralités.

99. W. Paulcke. Schichtenfolge am Nordrande der Schweizer Alpen, *als Manuskript gedruckt.*, 1906. (Voir p. 714.)

100. L. Wehrli. Die geologische Entstehung unserer Thonlager. *Beilage zum Programm der höh. Töchterschule Zürich.* 1905-1906. (Voir p. 714.)

101. L. Wehrli. L'origine des argiles en Suisse. *C. R. de la Soc. helv. des sc. nat.*, 89e session à Saint-Gall, *Archives Genève*, t. XXII, p. 349. (Voir p. 714.)

Formations secondaires.

102. E. Baumberger. Fauna der unteren Kreide im westschweizerischen Jura, III. Theil. *Mém. Soc. pal. suisse*, t. XXXIII, 28 p., 4 pl. (Voir p. 720.)

103. E.-W. Benecke. Die Stellung der pflanzenführenden Schichten von Neuewelt. *Centralblatt für Min. Geol. u. Pal.*, 1906, p. 1-10. (Voir p. 715.)

104. M. Clerc. Les polypiers de Gilley. *Bull. de la Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXXIII, p. 158-167. (Voir p. 716.)

· **105**. E. Greppin. Les dépôts jurassiques de Normandie comparés à ceux du Jura suisse. *Feuille des jeunes naturalistes*, IVe série, XXXVIe année, p. 49-52. Paris, février 1906. (Voir p. 716.)

· **106**. Fr. Jaccard. Morphoceras polymorphum. *C. R. de la Soc. vaud. des sc. nat.*, séance du 24 janvier 1906. *Archives Genève*, t. XXI, p. 631. (Voir p. 715.)

· **107**. Fr. Jaccard. Présence de Gyroporelles dans le Trias du massif du Rubly. *C. R. Soc. vaud. des sc. nat.*, séance du 21 mars 1906, et *Arch. Genève*, t. XXI, p. 642. (Voir p. 715.)

· **108**. Ch. Jacob et A. Tobler. Etude stratigraphique et paléontologique du Gault de la vallée de l'Engelberger Aa. *Mém. Soc. paléont. suisse*, t. XXXIII, 1906, 26 p., 2 pl. (Voir p. 717.)

· **109**. M. Lugeon. Crétacique et Tithonique de Leysin. *C. R. de la Soc. vaud. des sc. nat.*, séance du 17 octobre 1906. *Archives Genève*, t. XXII, p. 591. (Voir p. 719.)

· **110**. C. Mayer-Eymar. Classification du Crétacique inférieur des Alpes centrales. *C. R. Soc. helv. des sc. nat.*, 89e session à Saint-Gall, *Arch. Genève*, t. XXII, p. 349. (Voir p. 719.)

· **111**. Fr. Mühlberg. Einige Ergebnisse der staatlichen Kontrolbohrung auf Steinsalz bei Koblenz im Jahre 1903. *Eclogæ*, t. IX, p. 58-60. (Voir p. 715.)

· **112**. E. Renevier. Sur la brèche des Ormonts. *Eclogæ*, vol. IX, p. 120-121. (Voir p. 721.)

· **113**. H. Schardt et A. Dubois. Nouvelles observations sur le Crétacique moyen et le Tertiaire de Baliset près de Rochefort. *Bull. de la Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXXIII, p. 200-208. (Voir p. 719.)

· **114**. H. Schardt et A. Dubois. Le Crétacique moyen près de Rochefort. *C. R. de la Soc. neuch. des sc. nat.*, *Archives Genève*, t. XXI, p. 219-220. (Voir p. 720.)

· **115**. A. Trœsch. Die Berriastufe im Gebiet der Blümlisalp. *Mittheil. der naturf. Ges. Bern*, Jahrg. 1905, p. 22. (Voir p. 716.)

Formations tertiaires.

· **116**. S. Blumer. Ueber Pliocän und Diluvium im südlichen Tessin. *Eclogæ*, vol. IX, p. 61-74. (Voir p. 731.)

· **117**. H. Douxami et P. Marty. Végétaux fossiles de la Molasse de Bonneville. *Bull. Soc. géol. de France*, 4e série, t. V, p. 776-799. (Voir p. 727.)

· **118**. F. Leuthardt. Beiträge zur Kenntniss der Hupperablagerungen im Basler Jura. *Eclogae*, vol. IX, p. 145-146. (Voir p. 721.)

· **119**. R. Martin. Die untere Süsswassermolasse in der Umgebung von Aarwangen. *Eclogæ*, vol. IX, p. 77-117. (Voir p. 727.)

· **120**. F. Schalch. Exkursionen in die Molasse am Ueberlinger See. *Ber. des oberrhein. geol. Vereins*, 38. Versam. in Konstanz, April 1905, p. 30-31. (Voir p. 730.)

· **121**. H.-G. Stehlin. Die Säugethiere des schweizerischen Eocäns, 4. Theil. *Mém. Soc. paléont. suisse*, t. XXXIII, 1906, 94 p., 1 pl. (Voir p. 721.)

122. J. Stitzenberger. Gisements fossilifères dans la Molasse aux environs de Stokach. *C. R. Soc. helv. des sc. nat.*, 89e session à Saint-Gall. *Arch. Genève*, t. XXII, p. 350. (Voir p. 730.)

· **123**. Th. Würtenberger. Die Tertiärflora des Kantons Thurgau. *Mittheil. der Thurgau. naturf. Gesel.*, t. XVII, p. 3-44. (Voir p. 730.)

Formations quaternaires.

124. F. Antennen. Die Vereisung im Eriz und die Moränen von Schwarzenegg. *Eclogæ*, vol. IX, p. 123-132. (Voir p. 747.)

125. S. Bieler. Fragment de vertèbre de Mammouth. *C. R. Soc. vaud. des sc. nat.*, séance du 17 octobre 1906. *Archives Genève*, t. XXII, p. 590. (Voir p. 752.)

126. J. Brunhes. Sur les contradictions de l'érosion glaciaire. *C. R. de l'Ac. des sc., Paris*, séance du 28 mai 1906. (Voir p. 734.)

127. J. Brunhes. Sur une explication nouvelle de surcreusement glaciaire. *Ibid.*, séance du 5 juin 1906. (Voir p. 734.)

128. Ch. Falkner. Le bras du glacier du Rhin qui passait par Saint-Gall et Wyl. *C. R. Soc. helv. des sc. nat.*, 89e session à Saint-Gall. *Archives Genève*, t, XXII, p. 337-339. (Voir p. 750.)

129. J. Früh. Zur Morphologie des unteren Thurgau (Beiträge zur Kenntniss des Rheingletschers). *Mittheil. der Thurgau. naturf. Gesel.*, t. XVII, p. 45-67. (Voir p. 750.)

130. J. Früh. La formation de la vallée de la Tœss. *C. R. Soc. helv. des sc. nat., Archives Genève*, t. XXII, p. 343-345. (Voir p. 732.)

131. J. Früh. L'érosion glaciaire au point de vue de sa forme et de son importance. *C. R. soc. helv. des sc. nat., Archives Genève*, t. XXII, p. 351-354. (Voir p. 732.)

132. A. Ludwig. Ueber die glaciale Erosion und über die Ursachen der Eiszeit. *Jahrb. der St. Gall. naturw. Ges.*, Jahrg. 1906, 40 p. (Voir p. 733.)

133. J. Meister. Exkursionen im Schaffhauser Diluvium. *Ber. des oberrhein. geol. Vereins*, 38. Versam. in Konstanz, April 1905, p. 31-34. (Voir p. 751.)

134. J. Meister. Alluvions interglaciaires à Schaffhouse et leurs nappes phréatiques. *C. R. Soc. helv. des sc. nat., Archives Genève*, t. XXII, p. 346-348. (Voir p. 751.)

135. J. Nuesch. Exkursionen zu den prähistorischen Fundstätten bei Schaffhausen. *Ber. des oberrh. geol. Vereins*, 38. Versam. in Konstanz, p. 34-39. (Voir p. 752.)

136. Fr. Nussbaum. Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes. *Inaug. Dissert. Univ. Bern*, 1906, 230 p., 1 carte, 1 pl. (Voir p. 736.)

137. H. Schardt. Note complémentaire sur l'origine du lac de Neuchâtel et des lacs subjurassiens. *Bull. de la Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXXIII, p. 186-199. (Voir p. 734.)

138. H. Schardt. Note sur la constitution du remplissage d'alluvions du vallon du Locle. *Bull. de la Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXXIII, p. 178-186. (Voir p. 751.)

139. A. Schenk. Description d'un squelette humain préhistorique découvert à Anthy près Thonon (Haute-Savoie). *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XLI, p. 1-16. (Voir p. 752.)

140. A. Schenk. Etude d'ossements et crânes humains provenant des palafittes et de sépultures de l'âge du bronze et de l'âge du fer. *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.*, t. XLII, p. 125-184, avec 8 pl. (Voir p. 752.)

141. V. Turnau. Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg. *Mittheil. der naturf. Gesel. Bern*, Jahrg. 1906, 35 p., 1 carte et 1 pl. (Voir p. 748.)

f) Nécrologies et Bibliographies.

142. H. Bachmann. Dr Fr.-Jos. Kaufmann, 1825-1892. *Verhandl. der schweiz. naturf. Ges.*, 88. Jahresvers. in Luzern, p, 1-7.

143. C. Sarasin. Revue géologique suisse pour l'année 1905. *Eclogæ*, vol. IX, p. 159-356.

Nécrologies et biographies.

Les géologues de Suisse ont eu le chagrin de perdre en 1906 trois de leurs collègues aimés et respectés, dont les carrières ont été du reste fort différentes, d'abord Eugène Renevier, puis Arnold Bodmer-Beder, enfin Edmond Juillerat.

Eugène Renevier est né à Lausanne le 26 mars 1831 ; après avoir suivi le collège dans sa ville natale, il se rendit à Stutgart où il fut élève de l'Ecole polytechnique; c'est là qu'il fit la connaissance d'Oppel et c'est là aussi, semble-t-il que s'affirma son penchant pour la géologie et la paléontologie. De 1851 à 1854, Renevier étudie à Genève avec F.-J. Pictet et publie son travail bien connu sur le gisement de la Perte du Rhône ainsi qu'une étude stratigraphique sur le Crétacique inférieur du pied du Jura. De là, il s'en va à Paris travailler sous la direction d'Hébert et se consacre plus particulièrement à l'étude du Nummulitique.

En 1855 il rentre définitivement à Lausanne et entreprend de là son exploration des Alpes vaudoises, qui vont devenir son champ d'activité favori. Dès 1856, il professe à l'Académie de cette ville, enseignant d'abord la zoologie, puis la géologie à partir de 1859.

L'activité de Renevier ne se démentit dès lors jamais jusqu'à sa mort, partagée entre son enseignement, ses recherches sur le terrain et la direction de son musée de Paléontologie. Son principal mérite a été sans conteste, d'éclaircir la stratigraphie des Hautes Alpes vaudoises fort mal comprise avant lui; sur ce sujet il a publié de 1852 à 1890 de nombreuses notices concernant des points spéciaux, puis, dans sa classique « Monographie des Hautes Alpes vaudoises », il a synthétisé les résultats de ses observations de quarante années.

Renevier a collaboré d'autre part, aux levers géologiques de la carte de France pour la région des Préalpes de Savoie, mais n'a malheureusement pas publié la monographie qui devait compléter la carte.

Dans le domaine de la paléontologie ses deux mémoires sur les fossiles du Nummulitique supérieur et sur la faune de l'Aptien du Jura, publiés avec la collaboration d'Hébert, pour l'un, de Pictet pour l'autre, sont bien connus. Personne n'ignore non plus le rôle que Renevier a joué dans les congrès internationaux et la part qu'il a prise en particulier aux discussions concernant l'unification des nomenclatures stratigra-

ques et des procédés graphiques. Les fruits des persévérantes recherches sur la stratigraphie générale qu'il entreprit à ce propos ont été son tableau des terrains sédimentaires publié en 1873-74 et son Chronographe géologique qui a vu le jour en 1897.

Renevier appréciait du reste hautement les réunions de savants liés par des intérêts communs, et c'est à cause de cette sociabilité bien connue, qu'il devint presque forcément le centre de notre Société géologique suisse, qu'il présida pendant de nombreuses années et jusqu'à sa mort. Non content d'avoir contribué à fonder cette société et à la développer, il voulut lui donner une individualité scientifique, en la dotant d'un organe qui lui fût propre, et c'est ainsi qu'il créa les *Eclogae*, dont il conserva la direction jusqu'au moment où sa vue profondément altérée ne le lui permit plus.

Il est du reste impossible de retracer ici toute l'activité de Renevier, et je dois renvoyer le lecteur pour plus de détails à la biographie qui a été rédigée récemment par son élève et successeur M. M. Lugeon[1]. Le rôle que le vénérable collègue que nous pleurons a joué dans le développement de la géologie en Suisse est considérable grâce à son goût inlassable pour le travail et à ses connaissances très étendues en stratigraphie, grâce aussi à sa bienveillance pour les plus jeunes, qui lui a valu de faire de nombreux élèves et d'encourager bien des débutants dans leurs premiers efforts. Cette bienveillance, Renevier la puisait dans sa grande bonté, qui elle-même découlait de convictions religieuses très profondes, car il fut en effet un chrétien non seulement convaincu, mais très actif.

Arnold Bodmer-Beder, né à Riesbach en 1836, se voua à la carrière industrielle, mais il s'intéressa de bonne heure à la minéralogie, la pétrographie et la géologie et, dans la suite il parvint, par un travail persévérant, à se mettre au courant des procédés de la pétrographie moderne. C'est ainsi qu'il publia de 1894 à 1902 plusieurs études pétrographiques basées sur des matériaux très divers, et dont la plus intéressante est sans contredit celle qui concerne les roches ayant servi à la confection des objets travaillés de l'époque néolithique. Bodmer-Beder fréquentait volontiers les réunions de la Société géologique suisse où sa modestie aimable le faisait hautement apprécier. Il s'est éteint en mai 1906.

M. Lugeon. Eugène Renevier, 1831-1906. Verhandl. der Schweiz naturf. Gesel. 89. Jahresversam. in St.-Gallen, p. LXXXVII-CV, avec liste bibliographique complète.

Edmond Juillerat est né à Sornetan (Jura bernois) le 6 mars 1871. Après avoir étudié à l'école normale de Porrentruy, il se consacra à l'enseignement, commençant par l'école primaire pour devenir bientôt, en 1891, maître de sciences naturelles à l'école normale de Porrentruy, et peu après, en 1893, maître de physique et mathématiques au Gymnase de Bienne.

Son travail ne l'empêcha jamais de poursuivre son instruction personnelle et ses recherches dans le domaine de la stratigraphie du Jura. C'est ainsi qu'il s'associa aux études faites par M. Rollier et M. Baumberger sur le Jurassique et le Crétacique inférieur et qu'il fit dans ce domaine de nombreuses observations; c'est ainsi qu'il fréquenta aussi, de Bienne, les cours de l'Université de Berne. Son zèle et son intérêt pour les sciences naturelles et la géologie en particulier l'amenèrent jusqu'au doctorat, mais, à peine avait-il fait ce dernier effort, que la maladie, suite d'excès de fatigue, le terrassa. Quelques semaines plus tard il était mort, avant d'avoir vu paraître le principal fruit de son activité, les « Relations entre le Malm du Jura central et celui du canton d'Argovie, » qui ont été publiées récemment par les *Archives de Genève.*

Ire PARTIE — MINÉRALOGIE ET PÉTROGRAPHIE

Minéralogie.

Cristallographie. — M. F. Pearce (5), se basant sur une discussion mathématique développée, a montré tout le parti qu'on peut tirer de la détermination des isogyres et ceci particulièrement dans l'examen des coupes, dont la minceur rend en général difficile la fixation des isochromates. Il a proposé une nouvelle méthode, qui permet de reconnaître, dans des cas ou d'autres moyens n'aboutissent pas, le caractère de la biréfringence, méthode qui est basée sur le déplacement inégalement rapide dans le champ des deux branches hyperboliques des isogyres.

Description des minéraux. — M. H. Baumhauer (2) a étudié en détail plusieurs **associations d'hématite et de rutile;** il a constaté ainsi que, comme on l'a admis jusqu'ici, l'une des

faces du deutéroprisme du rutile ($\infty P \infty$) coïncide avec la base de l'hématite; par contre, les grands axes des cristaux de rutile forment avec l'arête OR : R de l'hématite un angle non de 90°, mais de 87°50′. Cette inclinaison amène une face de la deutéropyramide du rutile à coïncider à 37 $^1/_2$′ près avec une face du deutéroprisme de l'hématite, de sorte qu'il semble que l'orientation des cristaux de rutile, subissant deux influences directrices discordantes, s'est faite dans une position intermédiaire.

M. C. Schmidt (**6**) a noté la présence dans les argiles quaternaires de Noranco, près de Lugano, de petites concrétions en forme de batonnets ou de tablettes qui, sous le microscope, se révèlent comme des **agrégats de Vivianite** relativement fraîche et pure. L'analyse chimique de ces formations a donné: P_2O_5 24.56 %, FeO 21.83 %, Fe_2O_3 11.56 %, H_2O 22.15 %, MgO 5.76 %, Ca CO_3 2.50 %, résidu insoluble dans H Cl 13.15 %.

Les dolomies minéralisées du **Binnenthal** continuent à être exploitées activement et de nouvelles trouvailles donnent lieu constamment à de nouveaux travaux. C'est ainsi que M. R.-W. Harre (**4**) signale parmi les **hématites** des types de cristallisations nouveaux : l'un, représenté par plusieurs cristaux de 8 mm. de diamètre, est tabulaire suivant (0001) et montre les faces de $(22\bar{4}3)$ $(10\bar{1}1)$ et d'un scalénoèdre nouveau qui correspond probablement à $(10.\ 5.\ \overline{15}.\ 12)$; l'autre représenté par un seul échantillon de 15 mm. de diamètre, possède aussi une grande face (0001) et sur la périphérie des faces fortement prédominantes de $(22\bar{4}3)$ avec de plus petites faces de $(10\bar{1}1)$ et $(24\bar{6}5)$.

Dans la même publication M. Harre décrit des cristaux d'**anatase** du Binnenthal, qui se rattachent aux divers types distingués par Klein, tout en offrant quelques particularités intéressantes. L'un de ces cristaux est pyramidal avec prédominance de (113) et montre en outre (335) et (111). Un autre, délimité surtout par (117) (101) et (100) possède en outre les faces de (119) (113) (111) (331) (110) (103) et (45. 36. 50). Deux échantillons, caractérisés par la prédominance de (335) et la présence de (100) (101) (113) (532) montrent une face nouvelle (5. 5. 29). Une face (5. 5. 43) a pu être déterminée sur un individu, tandis que les faces (63. 3. 14) et (180. 3. 20) semblent exister sur d'autres cristaux.

M. R.-H. SOLLY (7) a donné une description d'ensemble des carrières du Lengenbach ouvertes dans les dolomies du Binnenthal. Après avoir refait l'histoire de leur exploitation et rappelé les noms des minéralogistes qui y ont été mêlés : Des Cloiseaux, G. von Rath, Baumhauer, il montre que, tandis qu'on ne connaissait en 1898 que 18 espèces de minéraux du Lengenbach, on y a découvert depuis 35 autres espèces, dont 20 étaient nouvelles; de ces dernières 9 purent être dénommées et caractérisées, 2 sont des pseudomorphoses et les autres n'existaient qu'en trop petite quantité pour pouvoir être exactement étudiées. En 1906 l'exploitation a mis à découvert les minéraux intéressants suivants : beaux individus de Trechmannite, cristaux de Baumhauerite curieusement striés et ployés, un grand individu de Seligmannite, une macle de Jordanite selon (301), une macle de Dufrenoysite selon (001), des pseudomorphoses de dolomie et de Baumhauerite d'après de la scapolithe.

M. C.-O. TRECHMANN (10) a eu l'occasion d'étudier deux cristaux particulièrement bien formés de **Sartorite** provenant du Binnenthal. Tous deux sont nettement monocliniques avec a : b : c = c : b : a de v. Rath = 1.27552 : 1 : 1.19487 et β = 77° 48′. L'un des individus est maclé suivant 100. 87 formes cristallographiques ont été constatées sur ces deux cristaux, dont 35 sont des pyramides. Les mesures d'angles que M. Trechmnan a faites dans la zone des prismes des individus en question concordent suffisamment bien avec celles faites sur d'autres échantillons de Sartorite pour faire supposer qu'il s'agit bien d'un même minéral; mais il n'en est plus de même pour les autres zones où soit les formes, soit les angles montrent de curieuses particularités et, étant donnée la rareté des bons cristaux, on doit se demander si l'on n'a pas réuni sous un même nom plusieurs minéraux ayant entre eux des relations d'ordre morphotropique.

M. R.-H. SOLLY (8) a caractérisé plusieurs minéraux provenant de la même région, en se basant en partie sur les travaux de MM. Prior et Hutchinson.

La **Hutchinsonite**, récoltée dans la dolomie du Lengenbach, est un sulfarséniure de thallium, plomb, argent et cuivre, dont la teneur en thallium s'élève à environ 20 %. Elle cristallise dans le système rhombique avec a : b : c = 0.8175 : 1 : 0.7549, formant de petits prismes plats. Couleur noire rougeâtre; faible translucidité; clivage suivant (100). Les

formes suivantes ont été observées : (100) (010) (001) (850) (870) (110) (780) (340) (580) (120) (380) (140) (180) (502) (201) (302) (101) (304) (102) (104) (011) (322) (111) (344) (122) (144). Ces cristaux sont intimément associés à la Sartorite et à la Rathite.

La **Smithite** est un minéral monoclinique avec a : b : c = 2.2309 : 1 : 1.9657 et β = 78° 47 $^1/_2$′, qui cristallise en pyramides d'aspect hexagonal tronquées par la base. Couleur rouge-clair; éclat brillant; translucidité accusée; association généralement avec la Hutchinsonite. Les formes observées sont : (100) (001) (101) ($10\bar{1}$) (411) (311) (211) (322) (111) (355) (011) ($51\bar{1}$) ($41\bar{1}$) ($21\bar{1}$) ($11\bar{1}$) ($21\bar{2}$). Le clivage est très net suivant (100); la formule est égale à Ag As S_2.

La **Trechmannite** forment de petits cristaux rouges sur la Baumhauerite du Lengenbach; elle cristallise dans le système hexagonal rhomboédrique avec a : c = 1 : 0.6556. Les formes constatées sont (111) ($000\bar{1}$) (100) ($21\bar{2}$) ($31\bar{3}$) ($24\bar{6}1$) ($1\bar{1}0$) (1120) ($2\bar{1}\bar{1}$) ($52\bar{7}$) ($31\bar{4}0$) ($32\bar{5}$) ($71\bar{8}0$).

La **Marrite** est un minéral voisin de la Binnite, dont un seul groupe de petits cristaux a été trouvé dans la dolomie du Lengenbach. Elle cristallise dans le système monoclinique avec a : b : c = 0.57634 : 1 : 0.47389 et β = 88° 45′ ; ces cristaux ont une forme cubique et sont très riches en faces; couleur gris de plomb; éclat métallique; dureté 3; pas de clivage. Les formes observées sont : (100) (010) (001) (201) (101) ($20\bar{1}$) ($10\bar{1}$) (170) (160) (150) (140) (130) (120) (230) (110) (320) (210) (720) (072) (031) (073) (021) (011) (023) (012) (013) (015) (121) (111) (212) (211) ($13\bar{1}$) ($12\bar{1}$) ($11\bar{1}$) ($11\bar{2}$) ($21\bar{2}$) ($21\bar{1}$) ($23\bar{3}$) ($22\bar{3}$) ($23\bar{1}$).

La **Lengenbachite** se trouve en cristaux en forme de feuillets plus ou moins enroulés, très fissiles suivant le plan d'applatissement, flexibles mais non élastiques, sur lesquels il n'a pas été possible de faire des mesures exactes, mais qui doivent appartenir au système triclinique, dont la couleur est gris d'acier et l'éclat métallique. La composition chimique correspond à celle d'un sulfarséniure de plomb contenant en petite quantité de l'argent, du cuivre et de l'antimoine.

La **Bowmanite** est un minéral rhomboédrique avec a : c = 1 : 1.847, qui constitue des agrégats en rosettes de petits cristaux tabulaires plus ou moins incurvés. Les formes observées sont (111) (0001) (100) ($10\bar{1}1$) ($\bar{1}11$) ($0\bar{2}21$). Couleur

jaune; éclat vitreux ou huileux; clivage accusé suivant la base; dureté 4 $^1/_2$; poids spécifique 3.2; translucide; un axe optique. D'après M. Bowman ce minéral serait pseudosymétrique et constitué par une association d'individus biaxes. Sa composition chimique paraît correspondre à celle d'un phosphate de chaux et d'alumine contenant de petites quantités de fer, d'eau et peut-être de magnésie.

L'auteur décrit ensuite des cristaux de blende du Binnenthal sur lesquels il a observé 5 formes nouvelles : $(6\bar{1}1)$ $(11.\bar{7}.7)$ $(7\bar{5}5)$ $(13.\bar{1}0.10)$ et $(5\bar{1}4)$, et de grands individus maclés de Seligmannite qui étaient fixés sur des Dufrenoysites et des Baumhauerites.

Enfin, M. R. H. Solly (9) a étudié des échantillons curieux d'Ilmenite, de Seligmannite, de Marrite.

Gîtes métallifères. — M. H. Bühler (3) s'est préoccupé de la rentabilité des exploitations de minerais en Suisse et est arrivé à la conclusion que, grâce au développement des moyens de transport dans nos régions montagneuses et des méthodes d'exploitation, beaucoup de gîtes métallifères inutilisables antérieurement méritent d'être étudiés exactement de nos jours au point de vue de leur exploitation.

M. A. Baehler (1) a consacré une courte notice aux mines du Val Ferrara et du Schams (Grisons). Il refait l'historique des exploitations qui ont été effectuées dans cette région à partir du dix-septième siècle et jusqu'en 1872 et qui ont concerné des minerais divers d'argent, de plomb, de cuivre, de fer. Tout travail métallurgique a cessé dans ce territoire depuis 1872, mais l'auteur exprime l'espoir de voir bientôt renaître certaines exploitations à la faveur de conditions nouvelles plus favorables.

Pétrographie.

Généralités. — Une regrettable lacune qui existait dans la bibliographie didactique française du domaine de la pétrographie vient d'être heureusement comblée par l'apparition du premier volume du *Traité de technique minéralogique et pétrographique* de MM. L. Duparc et F. Pearce (12).

Dans cette première partie de leur traité les auteurs examinent et décrivent, avec la compétence qu'on leur connaît, les méthodes optiques modernes et ils développent, à ce pro-

pos, de nombreuses démonstrations qui, pour la plupart, sont originales en tout ou en partie.

MM. Duparc et Pearce consacrent un chapitre d'introduction à la théorie des ondulations, donnent en passant une démonstration nouvelle de la composition des vibrations et font une étude approfondie de la double réfraction. A propos de la forme des surfaces d'onde, ils prêtent une attention particulière aux cristaux à deux axes et donnent une démonstration développée des équations permettant de fixer la valeur de l'angle des axes optiques en fonction des indices.

Un chapitre instructif est consacré à la réflexion totale et à l'emploi de ce principe pour la mesure des indices de réfraction; puis vient une définition physique des lentilles, des instruments d'optique en général et du microscope en particulier, qui réunit fort utilement des notions rarement définies dans des traités d'optique ou de cristallographie. Les appareils de polarisation et le microscope polariseur font l'objet d'un chapitre spécial, dans lequel les auteurs examinent successivement différents modèles existants, entre autres celui que M. Pearce a fait établir par la Société des instruments de physique de Genève.

A propos de l'examen des cristaux en lumière parallèle et des biréfringences les auteurs exposent les diverses méthodes de mesures; ils traitent avec un soin particulier la question de la biréfringence maximum et de sa détermination et, dans une planche en couleur, qui donne les retards en millionimètres de millimètres pour des épaisseurs variant de 0.01 à 0.06 et pour 150 minéraux, ils montrent pour chacun de ceux-ci, quelle sera la teinte qu'il prendra entre les nicols croisés.

Dans les chapitres suivants MM. Duparc et Pearce considèrent la question des extinctions et des éclairements communs; ils exposent les 3 méthodes permettant d'établir la courbe d'extinction en zone: expérimentale, mathématique et stéréographique, en faisant ressortir les avantages de la méthode stéréographique, qu'ils complètent et simplifient d'une façon fort heureuse. Ils montrent que, dans le cas général, la courbe d'extinction passe par un maximum facile à définir, qu'elle est fermée et asymétrique; ils déterminent ensuite dans quels cas cette courbe devient symétrique et comment varient les maxima et les minima. Enfin, avant de terminer ce chapitre, ils étudient les extinctions dans les différents systèmes cristallins, et dans les cas des macles.

Vient ensuite un exposé des méthodes de M. de Fédorov

qui sont complétées sur plusieurs points et rendues plus maniables. Puis les auteurs abordent l'étude des cristaux en lumière convergente et développent en particulier une nouvelle méthode de discussion mathématique des isogyres.

A propos de la mesure de l'angle des axes optiques les auteurs décrivent les différentes méthodes en usage et les appareils correspondants et indiquent pour chaque procédé les causes d'erreur et les précautions nécessaires pour obtenir des valeurs exactes.

La détermination des indices de réfraction fait l'objet d'une étude détaillée, dans laquelle les auteurs, après un exposé de toutes les méthodes, insistent particulièrement sur celle de la réflexion totale. Cette dernière a été grandement facilitée par les modifications apportées par M. Pearce au réfractomètre Pulfrisch-Klein.

Le chapitre suivant est consacré à l'examen du pléochroïsme et de la polarisation rotatoire. Puis vient un exposé complet des opérations optiques qu'il faut successivement effectuer pour déterminer un minéral en coupe mince. Enfin le volume se termine par quelques indications sur la photographie micrographique et un appendice relatif à la projection stéréographique, destiné à faciliter la construction des courbes d'extinction aux personnes peu expertes en géométrie descriptive.

Schistes cristallins. — Dans la Revue pour 1904 j'analysais la première partie d'une étude générale sur les schistes cristallins que venait de publier M. U. GRUBENMANN; depuis lors la seconde partie de cet ouvrage a paru (**13**), établissant un essai de classification des roches cristallophylliennes d'après un principe génétique et donnant une description microscopique et chimique des principaux types.

La classification adoptée par l'auteur, basée essentiellement sur le caractère chimique des roches, met en première ligne les $^0/_0$ moléculaires des principaux éléments constituants, et, pour classer ces quantités d'une façon simple, elle établit les valeurs suivantes :

S = $^0/_0$ moléculaire de $Si\,O_2 + Ti\,O_2$.

A = $^0/_0$ moléculaire de $Na_2O + K_2O$ liés en proportion de 1 : 1 à Al_2O_3.

C = $^0/_0$ moléculaire de $CaO + BaO + SrO$ liés en proportion de 1 : 1 à Al_2O_3.

F = $^0/_0$ moléculaire de $FeO + Fe_2O_3 + MnO + MgO + CaO$ en excès éventuel.

M = % moléculaire de CaO en excès éventuel relativement à Al_2O_3.

T = excès d'Al_2O_3 éventuel après la liaison avec les alcalis et CaO, dans la proportion de 1 : 1.

$$K = \frac{S}{6A + 2C + F}$$

Après le principe fondamental de la composition chimique des roches la classification adoptée par M. Grubenmann tient compte des conditions du métamorphisme subi, qui contribuent à déterminer la composition minéralogique; de la sorte chacun des 12 groupes fondamentaux ou chimiques est subdivisé en 3 sous-groupes qui correspondent à des cristallisations effectuées dans les 3 zones de profondeur précédemment établies.

La délimitation des schistes cristallins, relativement aux autres roches, doit être basée sur la prédominance des caractères métamorphiques sur les caractères primaires, et il paraît impossible de séparer des roches cristallophylliennes proprement dites les schistes résultant d'un métamorphisme de contact.

La nomenclature adoptée tient compte le plus possible des noms déjà existants; les préfixes cata, méso et épi sont employés pour désigner les types de cristallisation profonde, moyenne et superficielle d'un même milieu.

I. **Groupe des Gneiss à feldspaths sodo-potassiques.** — Ces roches sont caractérisées par les valeurs suivantes : S = 70 à 85, A = 5 à 10, C = 0 à 8, F = 3 à 8, M = 0 à 2, T = 0 à 1, K = 1.4 à 1.8.

1° *Ordre des Catagneiss à orthose.* — Ces roches, en général peu schisteuses, ont un grain très variable; leur composition rappelle beaucoup celle des granites; leur structure est caractérisée avant tout par la forme grenue, presque jamais idiomorphe des quartz et des feldspaths. D'après l'abondance de l'élément basique on distingue une famille riche en biotite, une famille pauvre en biotite. La première de beaucoup la plus abondante comprend des termes, qui renferment en quantité notable de la hornblende, plus rarement de l'augite. La seconde famille comprend les roches de la composition des granulites.

2° *L'ordre des Mésogneiss à orthose* comprend des roches de même composition que le précédent mais plus schisteuses

et en général pourvues d'une certaine quantité de mouscovite. La texture, toujours caractérisée par une orientation parallèle, varie du reste beaucoup. Les roches de cette série qui sont d'origine sédimentaire se distinguent souvent facilement de celles d'origine éruptive par certains traits de leur composition minéralogique. Quant aux variations dans la composition on peut distinguer dans cet ordre la famille des Mésogneiss à orthose proprement dits et celle des micaschistes pauvres en alumine et dans la première catégorie rentrent d'une part des types riches en mica, de l'autre des types pauvres en mica.

3° *L'ordre des Gneiss à albite et séricite et des phyllites à séricite pauvres en alumine* comprend les formes superficielles de ce premier groupe. Les roches correspondantes sont schisteuses ou feuilletées, avec un grain généralement fin, dans lequel les éléments macroscopiques sont essentiellement le quartz et la séricite. Au quartz se mêle de l'albite ; à la séricite est souvent associée de la chlorite.

II. **Groupe des Gneiss riches en silicate d'alumine.** — Dans ce groupe rentrent des roches dont la composition peut être caractérisée par les valeurs suivantes : S = 50-75, A = 3-8, C = 0-5, F = 8-25, M = 0, T = 3-25. Tandis que dans le groupe précédent la composition cadre fort souvent avec celle de roches endogènes et que beaucoup de spécimens ont en réalité une origine éruptive, les divers types de ce groupe-ci sont tous dérivés de sédiments argileux ou gréseux.

1° *L'ordre des Gneiss à Sillimanite* comprend les types profonds de ce groupe qui se distinguent de ceux du groupe précédent par leur forte teneur en grenat, en Sillimanite et en Cordierite. L'orientation parallèle est très souvent indiquée, le grain est très variable, le quartz, l'orthose, le grenat, la biotite sont généralement reconnaissables à l'œil nu. D'après la composition minéralogique M. Grubenmann distingue 3 familles : les gneiss à Sillimanite, proprement dits, riches en quartz, en orthose, en Sillimanite, les gneiss à Cordierite, fortement micacés, riches en Cordierite et en oxydes de fer, et les catagneiss granatifères qui contiennent, à côté de la Sillimanite et de la Cordierite, des grenats et sont riches en plagioclase, pauvres en quartz.

2° *L'ordre des Mésogneiss* riches en alumine et des micaschistes typiques comprend des roches très nettement schisteuses, dont la composition diffère de celle des types

précédents par le développement de mouscovite et de paragonite, par l'absence de Sillimanite et de Cordierite et par la présence de disthène et de staurolithe. Ces derniers forment souvent ainsi que le grenat des porphyroblastes au milieu d'une pâte plus fine. Dans cet ordre rentrent des types gneissiques et des types micaschisteux et ces 2 familles peuvent se subdiviser chacune en 3 sous-familles suivant la prédominance du grenat, du disthène ou de la staurolithe.

3° *L'ordre des gneiss albitiques* riches en alumine et des phyllites proprement dites correspond aux formes superficielles du même groupe; dans ces roches le feldspath est représenté presque exclusivement par l'albite, et le mica par la séricite, à laquelle se mêle toujours de la chlorite. Le grenat, le disthène et la staurolithe sont abondants et forment souvent des porphyroblastes. La texture est schisteuse-feuilletée. Les divers types de cet ordre se répartissent d'abord en une famille de gneiss sériciteux et une famille de phyllites dont chacune peut être divisées suivant les quantités relatives de grenat, de disthène et de staurolithe.

III. **Groupe des gneiss à plagioclase.** — Les roches de ce 3e groupe peuvent être caractérisées chimiquement comme suit : S = 55-75, A = 2-8, C = 3-10, F = 8-15, M = 1-4, T = 0. Cette composition correspond nettement à celle des magmas dioritiques acides.

1° *L'ordre des catagneiss à plagioclase* comprend des roches grossièrement schisteuses composées essentiellement de quartz, de plagioclase (oligoclase-andésine), d'augite, de hornblende, de biotite, avec le plus souvent du grenat. La structure est en général granoblastique. L'auteur distingue 2 familles suivant la teneur en éléments noirs et les divise ensuite suivant que prédomine parmi ceux-ci la biotite, la hornblende ou l'augite.

2° *L'ordre des mésogneiss à plagioclase* est caractérisé par une texture plus schisteuse, par la présence assez abondante de zoïsite, d'épidote et de mouscovite et l'absence d'augite. M. Grubenmann distingue ici une famille riche en éléments basiques avec un type amphibolique et un type biotitique, une famille de gneiss pauvres en éléments basiques, une famille de schistes amphiboliques à grandes gerbes de hornblende noyées dans une masse de quartz, de mouscovite et de chlorite.

3° *L'ordre des gneiss et phyllites à épidote* renferme des roches schisteuses composées de quartz, d'albite, de zoïsite,

d'épidote, de chlorite et de séricite. Il est divisé en roches gneissiques et en phyllites et correspond au type superficiel du groupe.

IV. **Groupe des éclogites et amphibolites.** — Pour l'ensemble de ces roches la composition chimique peut être définie comme suit : S = 45-60, K = 0.7-1, A = 3-5, C = 5-15, F = 20-40, M = 3-9, T = 0. Ces valeurs cadrent en général avec celles que fournissent les magmas dioritiques basiques et gabbroïdes et aussi avec celles qui caractérisent certaines marnes dolomitiques argileuses, en sorte qu'on peut admettre pour quelques roches de cette catégorie une origine éruptive, pour d'autres une origine sédimentaire.

1° *L'ordre des éclogites et des pyroxénites à plagioclase* se compose de roches formées essentiellement de pyroxène et de quantités variables de grenat et de plagioclase (andésine-anorthite), dont la texture montre rarement un parallélisme accusé des éléments. Suivant la prédominance du grenat ou du feldspath on distingue la famille des éclogites et celle des pyroxénites à plagioclase.

2° *L'ordre des méso-amphibolites* est le type de la zone moyenne du groupe ; on y fait rentrer des roches de composition minéralogique et de structure assez diverses, en général grossièrement schisteuses, dont la hornblende est toujours le principal élément, mêlé à des quantités variables de plagioclase, de zoïsite, de grenat. Il se divise en trois familles : amphibolites à grenat, amphibolites à plagioclase, amphibolites à zoïsite et scapolithe.

3° *L'ordre des épi-amphibolites, glaucophanites et schistes chloriteux à épidot* comprend des roches composées de hornblende, à laquelle s'associe souvent le glaucophane et qui a passé en quantité plus ou moins considérable à la chlorite et à l'épidot, et d'albite avec très peu de plagioclase en général complètement saussuritisé. La texture est très variable ; l'origine peut être presque toujours dérivée de roches gabbroïdes ou de tuffs correspondants. L'auteur distingue ici les amphibolites albitiques, les schistes chloriteux à épidot et les glaucophanites, auxquels il joint les gabbros dynamométamorphisés.

V. **Groupe des schistes à silicate de magnésie.** — La caractéristique chimique de ce groupe est la suivante : S = 30-52, K = 0.5-0.9, A = 1-1.5, C = 0-5, F = 30-60, M = 0-5, T = 0-20. Le même contraste existe en somme entre ces ro-

ches et celles du groupe précédent qu'entre les roches péridotiques et gabbroïdes.

1° *L'ordre des schistes à olivine et augite* comprend des roches formées essentiellement d'olivine, de divers types d'augite, d'amphibole et de grenat. Le grain est généralement fin et la schistosité peu accusée; la structure habituelle est granoblastique. Suivant la prédominance de l'olivine ou de l'augite on distingue les 2 familles des schistes à olivine et des schistes à pyroxène.

2° *L'ordre des schistes amphiboliques* se compose de roches à grain variable, nettement schisteuses formées essentiellement de hornblende, de Strahlstein, de grunerite, d'anthophyllite, de grenat qui se répartissent normalement en 3 familles : schistes à hornblende, schistes à Strahlstein, schistes à anthophyllite.

3° *L'ordre des schistes chloriteux, talqueux et serpentineux* est caractérisé par la prédominance presque exclusive de la chlorite, du talc, de l'antigorite et du grenat; ces roches sont par suite finement schisteuses; elles se répartissent entre les 3 familles des schistes chloriteux, des schistes talqueux et des schistes à antigorite ou chrysotile.

VI. **Groupe des jadéïtes.** — Caractéristique chimique : S = 60-70, A = 12-18, C et F toujours faibles, M = 0-5, T = 0-0.5, K = 0.6-0.8; parmi les alcalis la soude prédomine toujours fortement sur la potasse. Les jadéïtes ne constituent qu'un seul ordre de roches à grain fin, dans la règle massives, rarement schisteuses, constituées essentiellement par le minéral jadéïte et qui appartiennent à la zone profonde.

VII. **Groupe des chloromélanites.** — Ici la teneur plus faible en silice et en alcalis, plus forte en fer et en magnésie donne les valeurs suivantes : S = 50-60, K = 0.6-0.9, A = 6-10, C = 0-3, F = 20-35, M = 3-15, T = 0, qui correspondent aux magmas de certaines roches théralitiques et lamprophyriques.

1° *L'ordre des chloromélanites*, proprement dites, comprend des roches constituées essentiellement par un mélange isomorphe de jadéïte et d'augite, de structure granoblastique, qui appartiennent à la zone de cristallisation profonde.

2° L'ordre correspondant à la zone moyenne se compose d'une part d'une famille de chloromélanites, dans laquelle

l'augite est plus ou moins complètement remplacée par de l'amphibole et où se sont développés de petits éléments d'épidot et d'albite, d'autre part d'une famille de roches beaucoup plus largement cristallisées et schisteuses, dans lesquelles l'albite est abondante et mêlée à de la biotite et de la hornblende avec dans la règle de l'épidot.

3° *L'ordre des schistes à glaucophane et albite* représente le type superficiel du groupe. Les roches sont à grain fin ou moyen et composées de glaucophane, de séricite, de chlorite, d'épidot et de petits grains d'albite.

VIII. **Groupe des roches quartzitiques.** — S = 80-95, K = 2.5-30, A = 0-5, C = 0-1, F = 1-10, M = 0-1, T = 0-10.

1° *L'ordre des cataquartzites* comprend des roches à grain fin, peu ou pas schisteuses, formées essentiellement de quartz avec des quantités variables de feldspath et de mica. Le type le plus habituel est connu sous le nom de catagneissquartzite.

2° *L'ordre des mésoquartzites* se distingue par la texture plus schisteuse de ses roches; les feldspaths appartiennent surtout à l'orthose et au microcline; la mouscovite prédomine habituellement sur la biotite. La famille des mésogneissquartzites comprend les types riches en feldspath, tandis que les quartzites micacées ne se composent que de quartz et de mica.

3° *L'ordre des épiquartzites* comprend les types les plus schisteux dans lesquels le feldspath, du reste peu abondant, est de l'albite, et où le quartz est mêlé surtout à de la séricite et de la chlorite.

IX. **Groupe des roches riches en silicate de chaux.** — S = 45-65, A = 0-5, C = 0-12, F = 20-50, M = 12-30, T = 0.0, K = 0.7-1.3. La composition de ces roches ne correspond à aucun magma éruptif et leur origine doit être cherchée dans des sédiments marneux ou des grès calcaréo-siliceux.

1° L'ordre correspondant à la zone profonde se compose de roches formées de plagioclases calciques, d'augites calciques, de grenats, de vésuviane et de scapolithe ; la structure est celle des roches cornéennes. L'auteur distingue ici 4 familles suivant la prédominance de l'augite, du grenat, de la vésuviane ou de la scapolithe.

2° Dans la zone moyenne ce groupe est représenté par des roches appartenant à 2 types nettement différents; dans un cas la chaux est liée à l'acide silicique et la roche est un schiste formé surtout de grenat et de quartz avec peu de calcite; dans l'autre cas la chaux se trouve à l'état de carbonate, tandis que l'élément argileux primaire a été recristallisé en quartz et en mica.

3° Les types correspondants dans la zone supérieure sont en général nettement schisteux; leur composition minéralogique varie beaucoup; certains sont constitués essentiellement par de l'épidot mêlé à de la chlorite, du quartz et de la calcite, d'autres se composent de grenat englobé dans un fouillis de talc, de chlorite et d'antigorite; d'autres sont des calcphyllites, c'est-à-dire un mélange de calcite, de quartz et de séricite; d'autres se composent d'une pâte calcitique dans laquelle sont semés de petits éléments d'amphibole, de glaucophane, d'épidot, de grenat, de séricite, de chlorite.

X. **Groupe des marbres.** — Ces roches, caractérisées par la prédominance plus ou moins exclusive du carbonate de chaux, sont massives, plutôt grossièrement cristallisées, généralement blanches et translucides si leur cristallisation s'est faite en profondeur; plus la cristallisation s'est faite dans une zone élevée, plus le grain tend à devenir fin, plus aussi la pigmentation tend à s'accentuer. Au point de vue chimique il faut distinguer les marbres calcitiques et les marbres dolomitiques.

XI. **Groupe des roches à magnétite.** — Le caractère essentiel réside ici dans l'abondance de l'oxyde ferreux, dans la faible teneur en SiO_2 et dans l'absence presque complète de MgO, CaO, KO_2, NaO_2, Al_2O_3. Les roches de ce type peuvent dériver ou bien de produits de différenciation de magmas éruptifs basiques, ou bien de sédiments particulièrement riches en fer. Tandis que dans les roches de cristallisation profonde le fer se trouve uniquement sous forme de magnétite et que celle-ci est souvent associée à de l'augite, de l'olivine, du grenat, etc., le fer est presque toujours en partie à l'état de sesquioxyde dans les roches appartenant à des zones moins profondes et les principaux minéraux accompagnant le minerai sont la hornblende, la biotite, la chlorite, la serpentine, le quartz, la calcite.

XII. **Groupe des roches à corindon.** — Ces roches sont constituées essentiellement par le sesquioxyde d'aluminium, au-

quel se mêle en proportion très variable le sesquioxyde de fer; elles dérivent probablement en partie de beauxites, en partie de produits pneumatolytiques.

Pour compléter cet exposé il me reste à dire que le livre de M. Grubenmann donne les résultats de nombreuses analyses faites sur des roches appartenant à tous les groupes précités et qu'il se termine par un tableau systématique des roches cristallophylliennes.

Un résumé succinct des idées qui forment le fond de cette importante publication a été présenté au Congrès international de Mexico par M. Grubenmann (**14**).

M. P. Seidel (**21**) a entrepris une étude physique et chimique de quelques échantillons de biotite extraits de roches cristallophylliennes diverses. Dans l'interprétation des résultats de ses analyses il a toujours tenu compte à la fois de la théorie de Tschermak, d'après laquelle les micas seraient des mélanges isomorphes de 3 molécules fondamentales susceptibles de se scinder, et de la théorie de Clarke d'après laquelle ils seraient des produits de substitution d'un orthosilicate d'alumine $Al_4 (SiO_4)_3$ dont l'atome Al serait remplacé progressivement, soit par les atomes monovalents H, K, Na, Li, soit par les atomes bivalents Fe, Mn, Mg, Ca, soit directement par Fe'''.

L'auteur a mis le plus grand soin dans l'isolement des paillettes de biotite et il a toujours fait parallèlement l'analyse du mica noir et de la roche qui le contient. Ces opérations ont porté sur 6 échantillons différents :

1° Une concrétion amphibolique-biotitique englobée dans un gneiss du Rotbachgraben dans l'Ahrenthal (Tyrol). La roche est un agrégat macroscopique de hornblende fibreuse et de biotite en grandes paillettes irrégulières, dans lequel sont englobés en petite quantité du quartz, de la magnétite et du rutile. La biotite montre un pléochroïsme accusé brun-jaune et un angle des axes petit. La structure de la roche indique une cristallisation profonde. L'analyse du mica noir a donné : SiO_2 36.32, TiO_2 1.95, Al_2O_3 13.82, Fe_2O_3 3.96, FeO 10.12, MgO 15.21, CaO 0.75, Na_2O 2.26, K_2O 9.78, H_2O 5.72.

2° Une concrétion formée surtout de biotite, avec des grenats rouges et du quartz. Le mica, quoique très frais, est peu pléochroïque brun-jaune; l'angle des axes optiques est petit; la composition chimique est la suivante: SiO_2 37.02, TiO_2 1.65, Al_2O_3 15.98, Fe_2O_3 8.34, FeO 6.94, MgO 16.91,

CaO 0.66, Na_2O 1.74, K_2O 6.38, H_2O 4.25. L'auteur donne ici, outre l'analyse de la biotite celle du grenat et celle de la roche.

3° Un gneiss à deux micas, granatifère, pauvre en feldspath, du Schwarzsee, Schneeberg (Tyrol). Les éléments plus petits de biotite, sont associés à de la mouscovite, qui ne paraît du reste pas en dériver. Le mica noir est frais, peu pléochroïque, et montre un angle des axes optiques plus grand que dans les cas précédents; sa composition est la suivante: SiO_2 36.17, TiO_2 2.63, Al_2O_3 16.26, Fe_2O_3 4.88, FeO 16.92, MgO 7,91, CaO 0.20, Na_2O 1.49, K_2O 9.42, H_2O 3.94.

4° Un gneiss à deux micas riche en quartz du Pfeldersthal (Tyrol). La mouscovite existe en quantité notable généralement associée à de la biotite. Celle-ci forme de grandes paillettes irrégulières, bronzées, fortement pléochroïques; sa composition est la suivante : SiO_2 34.47, TiO_2 3.22, Al_2O_3 13.56, Fe_2O_3 4.70, FeO 17.09, MgO 10.00, CaO 0.78, Na_2O 1.72, K_2O 9.72, H_2O 4.69. L'auteur a ajouté ici l'analyse de la mouscovite.

5° Un gneiss à deux micas de la région de Maiern, Ridnaun (Tyrol) constitué essentiellement de quartz, de biotite et de mouscovite avec de petites quantités de feldspath, de grenat, de chlorite et de rutile. La biotite prédomine sur les autres éléments et forme de grandes paillettes fortement pléochroïques rarement chloritisées; elle paraît avoir été l'origine de la presque totalité de la mouscovite. L'analyse a donné pour sa composition: SiO_2 35.70, TiO_2 1.86, Al_2O_3 18.87, Fe_2O_3 3.03, FeO 12.45, MgO 13.78, CaO 0.25, Na_2O 0.88, K_2O 8.18, H_2O 4.90.

6° Un gneiss à deux micas de la moraine du Rotmoosfernen, Obergurgl (Tyrol). La roche est constituée par un fin agrégat de quartz et de mouscovite, au milieu duquel se détachent de nombreuses paillettes relativement grandes de biotite et des cristaux de grenat; les feldspaths sont peu abondants. Le mica noir n'est que rarement chloritisé, il est pur et fortement pléochroïque brun rougeâtre-jaune et l'angle des axes optiques y est très petit. Le résultat de l'analyse est le suivant: SiO_2 33.42, TiO_2 1.86, Al_2O_3 16.91, Fe_2O_3 14.83, FeO 3.06, MgO 12.55, CaO 0.55, Na_2O 1.95, K_2O 8.87, H_2O 5.81.

En appliquant à ces résultats les formules de Tschermak, on voit qu'on peut fort bien considérer ces différentes biotites commes des mélanges isomorphes de mouscovite, d'oli-

vine et d'une molécule $H_2Mg\ (Al\ Fe)_4\ Si_2O_{12}$; on acquiert en tous cas la certitude de ne pas avoir affaire à un minéral de composition déterminée. Ces résultats ne sont pas en contradiction d'autre part avec l'idée de Clarke et les biotites considérées peuvent aussi être envisagées comme des mélanges isomorphes de 3 orthosilicates ayant respectivement les formules caractéristiques pour la mouscovite, la biotite et la phlogopite.

Quant à l'origine des roches étudiées, il semble certain que les 4 derniers échantillons sont des sédiments métamorphisés; le N° 2 parait être aussi d'origine sédimentaire, tandis que le N° 1 a le caractère d'une ségrégation basique dérivant d'un magma tonalitique.

La composition générale de ces différents micas noirs est caractérisée d'abord par le peu de variabilité que montre la teneur en silice et par le fait que SiO_2 n'est jamais en excès. Les quantités de TiO_2 varient dans la règle parallèlement avec les quantités de fer, ce qui parait indiquer que la plus grande partie de l'acide titanique se trouve, sous forme de $Fe_2\ TiO_4$. Quant aux quantités relatives des différents oxydes métalliques et de l'eau, on peut distinguer parmi les 6 échantillons analysés 2 catégories: l'une, comprenant les Nos 1, 3 et 4, correspond à une combinaison des 3 molécules $Si_6\ (AlFe)_6\ K_4H_2O_{24}$ (mouscovite), $Si_6\ (AlFe)_4\ K_4H_2O_{21}$ et $(Mg\ Fe)_2\ SiO_4$ (olivine) et est caractérisée par une teneur relativement faible en $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ et une forte teneur en alcalis; l'autre comprenant les Nos 2, 5 et 6, correspond à une combinaison des molécules de la mouscovite et de l'olivine avec une molécule $H_2\ Mg\ (Al\ Fe)_4\ Si_2O_{12}$ et montre des caractères inverses. Comparés aux micas noirs des roches granitiques les échantillons considérés ici se distinguent par leur richesse notablement plus forte en alcalis et en eau.

Quant aux propriétés physiques l'auteur montre d'abord que le poids spécifique, qui oscille entre 2.84 et 3.02, dépend en première ligne de la teneur en fer. La couleur est aussi déterminée par les quantités relatives du fer, mais il ne paraît pas en être de même du pléochroïsme.

Enfin M. Seidel termine son travail par une comparaison des biotites des schistes cristallins avec celles des roches endogènes et conclut que les différences existant entre ces 2 cas s'expliquent par une augmentation du nombre des molécules de mouscovite et une diminution du nombre des molécules d'olivine.

Alpes méridionales. M. H. Preiswerk (**19**) a examiné pétrographiquement un certain nombre de **roches filonniennes basiques** qui coupent le gneiss dans la zone de Strona aux environs du lac Majeur.

A un kilomètre de Mergozzo sur la route de Pallanza, 3 filons coupent en discordance les schistes cristallins. L'un est formé par une roche foncée vert-brunâtre à grain fin, qui se révèle sous le microscope comme un agrégat holocristallin de feldspath (labrador) de hornblende brune et verte et de biotite avec une structure rappelant celle des diabases. Le second appartient à une roche très riche en feldspath (andesine-labrador) auquel se mêlent des quartz, de la biotite et de la hornblende verte. Le troisième appartient à un type intermédiaire entre les 2 précédents.

Les analyses chimiques de ces roches ont montré que celles-ci, quoique offrant des différences considérables, forment une série normale et qu'elles se rattachent aux malchites. Ce rapprochement serait du reste confirmé par l'absence presque absolue de structure porphyrique. Quant aux relations de ces filons avec d'autres roches endogènes, on peut les rattacher aux roches dioritiques de la zone des amphibolites d'Ivrée ou plus probablement, au granite voisin du Monte Orfano.

Dans le val Canobbina un peu en amont de Treffiume le gneiss est traversé par plusieurs filons d'une porphyrite dioritique fortement décomposée, qui se distingue des roches précitées par une structure porphyrique bien marquée.

Enfin M. Preiswerk décrit une roche filonnienne qui coupe le gneiss du N de la zône des amphibolites d'Ivrée, au Passe Piccola Mologna, à l'E de Gaby (Val Gressonay). Il s'agit ici d'une porphyrite dioritique, dont la pâte verdâtre englobe de grands cristaux de hornblende brune ou verte et de plagioclase basique et qui par sa structure se rattache aux vintlites de Rosenbusch.

M. U. Grubenmann (**15**) a réuni quelques échantillons de **schistes à glaucophane** récoltés les uns en place dans la vallée de Bagne (zones des schistes de Casanna), les autres dans l'erratique aux environs de Berne.

Les schistes à glaucophane du Val de Bagne affleurent entre Lourtier et Fionnay sur 4 kilomètres environ de largeur et comprennent 4 types nettement différents: *a*) des schistes à glaucophane riches en calcite, *b*) des schistes à chlorite, épidot

et glaucophane, *c*) des schistes à mouscovite et glaucophane, *d*) des gneiss à glaucophane.

Les schistes calcitiques à glaucophane montrent généralement une schistosité confuse, et sont formés de calcite, de mica blanc, d'épidot, de chlorite et de glaucophane avec de petites quantités de feldspath, de quartz et de titanite. Leur structure est cristalloblastique; leur composition est, d'après une analyse : SiO_2 33.40, TiO_2 5.54, Al_2O_3 8.36, Fe_2O_3 7.82, FeO 7.37, CaO 13.99, MgO 7.84, K_2O 1.16, Na_2O 1.98, H_2O 3.50, CO_2 8.80. D'après ces données il paraît logique d'admettre que ces formations résultent du métamorphisme d'un mélange de dépôt calcaire et de tuffs basanitiques.

Les schistes à chlorite, épidote et glaucophane sont liés aux précédents par une transition graduelle ; tantôt ils montrent une texture schisteuse avec des cristaux de glaucophane bien formés et de petites quantités de calcite, de quartz et d'albite, tantôt ils ont une texture massive et le glaucophane est en forme de grains irréguliers entourés de chlorite. Ces 2 variétés ont été analysées et la seconde qui correspond à un type plus franc, montre la composition suivante : SiO_2 47.66 TiO_2 4.26, Al_2O_3 12.12, Fe_2O_3 5.12, FeO 7.90, CaO 7.55, MgO 6.06, K_2O 1.83, Na_2O 4.57, H_2O 3.31. Ces caractères indiquent évidemment un tuff correspondant aux tephrites à néphéline.

Les schistes à mouscovite et glaucophane sont formés par des lits alternants de ces 2 minéraux essentiels, auxquels se mêlent en petite quantité de la chlorite, de l'épidot, de l'abite et quelquefois du quartz. Leur composition chimique est voisine de celles des roches précédentes et s'en distingue surtout par une plus forte teneur en potasse; elle correspond exactement à celle d'un tuff de téphrite à leucite.

Les gneiss à glaucophane sont formés par un agrégat de quartz en petits grains, d'abite et de mouscovite, dans lequel sont semés des cristaux de glaucophane et des paillettes de chlorite. Les éléments sont en grande partie brisés et la structure tend ainsi vers la forme cataclastique. L'analyse a donné : SiO_2 61.68, TiO_2 1.43, Al_2O_3 17.28, Fe_2O_3 2.77, FeO 3.96, CaO 0.91, MgO 1.90, K_2O 3.94, Na_2O 3.23, H_2O 3.00. Cette composition ne concorde exactement avec celle d'aucune roche volcanique et l'idée la plus vraisemblable serait qu'il s'agit ici d'un mélange comprenant d'une part un tuff téphritique ou basanitique, d'autre part un sédiment argilosiliceux.

De ce qui précède il résulte que les schistes à glaucophane

du Val de Bagne forment une série dans laquelle plusieurs caractères restent constants; leur nature minéralogique permet de les classer dans les roches à cristallisation superficielle et leur dérivation complète ou partielle de tuffs théralithiques ne peut pas faire de doute. Quant à l'origine du glaucophane lui-même il semble qu'il faille la chercher dans la décomposition d'une augite sodifère.

M. Grubenmann a trouvé dans l'erratique de Langnau (Emmenthal) un bloc présentant presque exactement les caractères des schistes à chlorite épidote et glaucophane du Val de Bagne et possédant une composition chimique toute semblable. Un autre bloc erratique, qui existait à Lüscherz au bord du lac de Bienne, est constitué par un agrégat fin d'augite verte, de hornblende vert-bleuâtre, de glaucophane bleu et de quartz en très petite quantité, qui englobe de grands cristaux de grenat. L'augite est une omphacite qui a évidemment servi de point de départ à la formation des amphiboles; celles-ci comprennent tous les termes du passage de la hornblende au glaucophane. La composition chimique est : SiO_2 44.31, TiO_2 6.38, Al_2O_3 12.68, Fe_2O_3 9.83, FeO 8.72, CaO 9.54, MgO 3.42, K_2O 0.82, Na_2O 3.60, H_2O 0.96; par la teneur relativement faible en alcalis elle rappelle celle des gabbros. L'origine de ce bloc erratique est du reste douteuse; peut-être faut-il la chercher dans la région de Zermatt et de l'Allalin.

M. G. Klemm (17), qui avait décrit dans une précédente publication (voir *Revue* pour 1904) le **gneiss du Tessin** comme un granite tertiaire, ayant nettement métamorphisé les sédiments ambiants, a consacré 2 nouvelles notices à l'étude des schistes cristallins et des sédiments métamorphisés de la région d'Airolo, en cherchant à définir en particulier leurs relations avec les granites du massif voisin du Gothard.

Il décrit d'abord une coupe prise dans les gorges de Ronco di Berri, près de la sortie du Val Canaria, au-dessus du banc supérieur de calcaire dolomitique. Un peu au-dessous du point où le chemin de l'Alp Pontino traverse la gorge, on voit ce banc passer graduellement à une couche épaisse de 3 à 4 m., qui contient en quantité de plus en plus grande vers le haut un mica argenté; puis vient un schiste à paragonite, sur lequel se superposent des schistes micacés d'aspect très varié. A 10 m. environ au-dessus du chemin apparassent des schistes micacés blancs contenant de grands agrégats de hornblende, de gros cristaux de grenat absolu-

ment remplis d'inclusions de quartz et de malacolithe, des feldspaths, de l'apatite, du rutile, du zircon, de la magnétite; et depuis là on voit alterner constamment les uns avec les autres et passer souvent l'un à l'autre des types pétrographiques très divers, entre autres des micaschistes francs, des micaschistes à amphibole, des schistes amphiboliques, des amphibolites franches. Le complexe ainsi composé, dont l'épaisseur totale peut atteindre 600-700 m., est considéré par M. Klemm comme un ensemble de sédiments métamorphisés.

Tandis qu'à l'W d'Airolo le calcaire dolomitique et les schistes cristallins qu'il supporte plongent au NW, l'on voit sur l'autre versant de la vallée des phyllades calcaires qui plongent au SE, et la dislocation qui doit exister entre eux paraît se prolonger jusqu'au Stalvedro vers Airolo. Le fait que ce décrochement n'affecte pas la masse granitique semble indiquer qu'il s'agit ici d'une dislocation relativement ancienne, qui s'est produite dans la région axiale de la voûte pendant son soulèvement.

La coupe de la bordure méridionale du massif du Gothard, le long du Val Tremola, montre d'abord des alternances de schistes amphiboliques et de schistes micacés à biotite; dans ce complexe s'intercalent bientôt, en quantité toujours plus grande à mesure qu'on se rapproche du granite, des apophyses granitiques; en même temps l'injection dans les schistes s'accentue rapidement et l'on arrive ainsi aux gneiss de Sorescia, qui comprennent du reste des types de structures bien différentes.

A propos du granite lui-même, M. Klemm observe que, là où la roche intrusive contient des inclusions schisteuses, elle prend elle-même une structure schisteuse plus ou moins onduleuse (le même fait a été décrit en détail et exactement défini par MM. Duparc et Mrazec pour la protogine du Mont-Blanc). Il admet que les inclusions ont été introduites dans le magma encore pâteux par les mouvements orogéniques, qui se sont continués longtemps encore après l'intrusion. Quant aux caractères de structure qu'on a longtemps attribués à un dynamométamorphisme du granite, M. Klemm les rattache à un phénomène protoclastique et il fait ressortir le contraste absolu qui existe entre la structure régulièrement fluidale des granites du Gothard qui ne comporte aucune cataclase et celles des granites écrasés et laminés.

Dans une seconde note (**18**) M. Klemm cherche d'abord à démontrer que la zone de terrains sédimentaires d'Airolo ne

représente pas un véritable synclinal intercalé entre le granite du Gothard et celui du massif tessinois, qu'elle ne doit pas se continuer en profondeur et qu'elle correspond à une énorme enclave englobée dans la roche intrusive.

Du reste la composition chimique du granite tessinois est presque exactement la même que celle du granite du Gothard, lorsqu'elle n'est pas altérée par une résorption abondante d'éléments étrangers; elle montre en particulier ce caractère de la prédominance de la soude sur la potasse, qui s'efface progressivement dans les granites à texture fluidale des environs de Faido et de Dazio Grande. L'auteur donne ici à l'appui de son dire les résultats d'une série d'analyses.

Dans la direction du S, depuis la région de Claro et Castione, le granite du Tessin est recouvert par une zone complexe de roches appartenant à la zone des amphibolites d'Ivrée et comprenant des micaschistes, des cornéennes, des marbres, des amphibolites. Dans tout cet ensemble les phénomènes d'injections granitiques sont très accusés et l'auteur décrit à ce propos en détail une carrière située entre Bellinzone et Locarno, où l'injection se manifeste avec une remarquable clarté.

Massifs centraux. — M. P. Waindziok (**23**) a fait une étude pétrographique des **gneiss du Gothard** et des roches qui alternent avec eux, d'après un profil relevé le long de la route du col entre Hospenthal et le débouché du Val della Sella dans le Val Tremola.

Le profil d'ensemble suivant cette ligne comprend, du N au S, les zones lithologiques suivantes :

1° Des schistes sériciteux (600 m.).

2° Le gneiss de Gurschen schisteux et relié au terme précédent par une transition (450 m.).

3° Le gneiss de Gamsboden, d'origine probablement éruptive, (environ 4000 m.).

4° Le gneiss de Guspis rappelant le numéro 2, mais hétérogène et comportant des injections abondantes et des intercalations de gneiss éruptif.

5° Le gneiss de Fibbia, qui forme la région du col, et qui, appartenant incontestablement aux orthogneiss, prend vers le S une structure de plus en plus franchement granitique ; il passe ainsi à

6° Le granite de Tremola qui a un aspect aplitique et contient en quantité de plus en plus forte vers le S des grenats rouges.

7° Le gneiss de Sorescia qui rappelle celui de Gurschen mais est caractérisé par les nombreuses injections diverses qu'il a subies.

8° Les schistes de Tremola.

Ces formations sont disposées, comme on le sait, en un éventail légèrement déjeté au N.

M. Waindziok commence son étude par les éléments d'origine intrusive, soit le gneiss de Fibbia, le granite de Tremola et le gneiss de Gamsboden.

Le **gneiss de Fibbia** présente 3 variétés : *a*) une variété granitique, formée de feldspath, quartz et biotite, souvent granatifère, riche en séricite et de structure cataclastique, *b*) une variété gneissique, à texture lenticulaire, plus riche en biotite que la précédente, *c*) une variété porphyroïde avec gros cristaux de feldspath. Le quartz, généralement pulvérisé, forme des amas de grains plus ou moins grossiers. Les gros cristaux de feldspath sont des microperthites ; les plagioclases appartiennent à la série albite-oligloclase-andésine. La biotite, plus ou moins attaquée, est toujours accompagnée d'épidot, de chlorite et de mouscovite. Les éléments accessoires sont le zircon, la magnétite, l'apatite et le rutile. La cataclase s'accentue progressivement du type granitique au type porphyroïde et au type gneissique en même temps que les feldspaths montrent une décomposition toujours plus importante en zoïsite et séricite. La composition chimique est : SiO_2 71.57, Al_2O_3 16.91, Fe_2O_3 0.47, FeO 0.78, CaO 1.22, MgO 0.46, K_2O 3.79, Na_2O 5.56. D'après ces données on peut considérer le gneiss de Fibbia comme un granite acide métamorphisé et devenu cataclastique.

Le **granite de Tremola** se distingue de la roche précitée par son grain plus fin, son aspect aplitique et sa plus forte teneur en grenat, mais s'y rattache du reste étroitement. Sa composition chimique est : SiO_2 73.23, Al_2O_3 11.46, Fe_2O_3 2.44, FeO 1.15, CaO 0.51, MgO 0.63, K_2O 5.33, Na_2O 4.12. Il représente certainement un faciès aplitique latéral du gneiss de Fibbia.

Le **gneiss de Gamsboden** montre dans sa partie méridionale une texture œillée avec de gros cristaux de feldspath et des amas lenticulaires de quartz ; il rappelle alors beaucoup le gneiss de Fibbia. Vers le N son grain devient plus fin et sa schistosité plus régulière. Le quartz y est microgranulitique ; les feldspaths sont des microperthites et surtout des plagio-

clases du groupe andésine; la biotite est accompagnée d'une quantité presque égale de mouscovite. Les éléments accessoires sont le zircon, la magnétite, le grenat. La cataclase est ici bien nette et la structure granitique originelle est plus effacée que dans les cas précédents. La composition chimique est très voisine de celle du granite de Tremola : SiO_2 73,62, TiO_2 0.33, Al_2O_3 12.96, Fe_2O_3 2.25, FeO 0.75, CaO 1.81, MgO 0.45, K_2O 3.92, Na_2O 3.24; ausssi doit-on admettre que les 3 types de roches étudiés ici dérivent d'un même magma granitique acide et forment un seul tout, auquel le nom de granite du Gothard conviendrait mieux que tout autre.

Avant de passer à l'étude d'autres roches, M. Waindziok consacre un chapitre à l'examen des associations microperthitiques d'orthose ou de microcline avec de l'albite qui se retrouvent dans les 3 types précités. Il montre que ces cristallisations se présentent sous 2 formes essentiellement différentes : l'une est caractérisée par la régularité avec laquelle les 2 feldspaths sont associés en lamelles parallèles, elle est incontestablement primaire et a dû se constituer par la dissociation pendant la consolidation de la roche d'une molécule originelle correspondant à une feldspath sodo-potassique. L'autre forme comporte au contraire des associations indépendantes de la cristallisation et se faisant suivant des lignes brisées irrégulières; les éléments albitiques se prolongent souvent en dehors de la microperthite et se soudent vers l'extérieur avec une auréole d'albite; ces formations sont sans doute secondaires et peuvent résulter ou bien de compressions énergiques ou bien de l'intervention des eaux d'imprégnation.

Vient ensuite un chapitre consacré aux roches filonniennes qui comprennent des types mélanocrates et leucocrates. Les filons mélanocrates ou lamprophyriques sont nettement prédominants surtout par leur volume; ils se répartissent normalement en roches à biotite, roches à amphibole et biotite et roches à amphibole.

Un premier échantillon de roche biotitique se trouve à 700-800 m. au N de l'hospice à l'E de la route. La biotite est ici l'élément principal auquel se mêlent de petits cristaux de zoïsite et d'albite et quelques individus plus gros de ce dernier minéral. La structure est homéoblastique et l'orientation des éléments est vaguement parallèle. La composition chimique correspond à celle des Kersantites. Un second filon de composition minéralogique et chimique très voisine coupe le gneiss de Fibbia à 500 m. environ au S de l'hospice. Au S

du lac de Lucendro apparaît un autre filon, dont la roche porphyroïde est constituée par une pâte finement granoblastique de quartz et de feldspath, au milieu de laquelle se détachent des porphyroblastes de biotite. D'après la composition minéralogique et chimique il s'agit ici d'un terme de passage des Kersantites aux Minettes.

Comme type de roche à biotite et amphibole M. Waindziok décrit un filon existant dans le voisinage du précédent au milieu du gneiss de Fibbia. Ici la roche se compose d'une pâte fine, homéoblastique, de hornblende, de feldspath et de quartz, englobant des porphyroblastes de biotite. La composition chimique se distingue de celle des types précédents par une teneur plus faible en Al_2O_3, MgO et H_2O, plus forte en CaO et Na_2O; elle correspond à la composition des spersartites biotitiques.

Les roches amphiboliques sont représentées d'abord par un filon coupant le granite de Tremola. C'est une amphibole vert-bleuâtre qui forme ici l'élément essentiel et qui, par l'orientation parallèle de ses prismes, donne à la roche un aspect schisteux ; très peu de biotite s'y mêle et le feldspath ne forme que des cristaux peu nombreux se détachant sur la masse de la hornblende. En tenant compte de la composition chimique on doit considérer le type ici décrit comme un terme de passage entre les vogesites et les spessartites, fortement métamorphisé. Un second filon existant dans le bas des gorges de Tremola est constitué essentiellement par des prismes allongés et orientés parallèlement de hornblende ; la biotite y forme de grosses lamelles porphyroblastiques, les éléments blancs (quartz, albite, zoïsite) sont associés en amas finement granuleux dans les interstices de l'amphibole. La composition chimique se rapproche de celle des Kersantites.

Les filons leucocrates de la région du Gothard, innombrables et en général finement ramifiés, sont essentiellement des filons aplitiques. D'autre part, M. Waindziok a relevé la présence à Mätteli, au milieu du gneiss de Gamsboden, d'un filon formé par une roche très énergiquement métamorphisée et ayant pris, par suite, un aspect schisteux, qui paraît devoir correspondre à un magma intermédiaire entre celui des quartzsyénites et des diorites quartzifères.

Passant ensuite aux éléments lithologiques d'origine sédimentaires, M. Waindziok définit d'abord les caractères des schistes sériciteux de Hospenthal. La roche est constituée par des feuillets micacés blancs-verdâtres, entre lesquels s'intercalent des amas de quartz contenant en petite quantité de

l'orthose et un plagioclase acide. Les éléments accessoires sont la magnétite, l'apatite, le zircon, la tourmaline. La composition est celle d'un sédiment psammitique riche en quartz (SiO_2 71.77 %).

Le gneiss de Gurschen dans sa partie médiane est un gneiss finement schisteux contenant en abondance une biotite brune. Vers le N il passe aux schistes sericiteux, vers le S il prend un grain de plus en plus grossier et est toujours plus fortement affecté par des injections granitiques, en sorte que sa limite avec le gneiss de Gamsboden n'est pas franche. Sa composition chimique n'est pas différente de celles des schistes précités et indique aussi un sédiment psammitique.

La zone intercalée entre les orthogneiss de Gamsboden et de Fibbia et désignée sous le nom général de gneiss de Guspis est en réalité un complexe très hétérogène de schistes gneissiques, de schistes chloriteux, de schistes amphiboliques, dont le principal caractère commun réside dans une injection aplitique intense et générale. Elle comprend certainement en majeure partie des sédiments de nature argileuse fortement métamorphisés et injectés, puis des filons les uns aplitiques, les autres lamprophyriques.

Le gneiss de Sorescia est également un schiste injecté, dans lequel le quartz forme des filonnets et des lentilles granulitiques entre les lits à structure gneissique. La biotite y est abondante, partiellement décomposée en chlorite et en mouscovite; les feldspaths, beaucoup moins abondants que le quartz, sont surtout de l'orthose et de l'albite. Le disthène, l'épidot, la zoïsite, le grenat sont généralement répandus. Ici de nouveau nous avons un sédiment métamorphisé et imprégné d'éléments granitiques.

De ce qui précède il résulte que les terrains constituants du massif du Gothard sont en grande partie d'origine éruptive (gneiss de Gamsboden et de Fibbia, granite de Tremola) et se rattachent à un même magma fondamental. L'autre partie des schistes cristallins (gneiss de Gurchen, schistes sériciteux, gneiss de Guspis, gneiss de Sorescia) représente les restes de la calotte sédimentaire du culot éruptif. Enfin des roches filonniennes basiques et acides recoupent le tout. Tout cet ensemble hétérogène a subi pendant le soulèvement du massif un métamorphisme énergique, qui a déterminé dans les roches endogènes une cataclase intense, dans les formations sédimentaires une recristallisation plus ou moins complète.

L'idée émise récemment par M. Sandberg de **l'âge tertiaire du granite** (protogine) du Mont Blanc (voir *Revue* pour 1905) a suscité une assez vive réplique de M. L. Duparc (**11**). M. Sandberg avait conclu que le métamorphisme, qui affecte plus ou moins les formations diverses constituant la zone comprise entre les Schistes de Casanna et le massif du Mont Blanc, est réparti en fonction du plissement et est dû à une cause résidant en profondeur et agissant encore pendant la surrection des plis; il avait admis comme un facteur essentiel le métamorphisme de contact dû à l'intrusion d'une roche qui ne pouvait être autre que le granite alpin. M. Duparc lui objecte que les évaluations qu'il a faites du degré d'intensité du métamorphisme sont fort sujettes à caution, que de plus le fait de parler de métamorphisme de contact dans un cas où il n'y a pas contact avec une roche intrusive visible, est bien risqué, qu'enfin la notion qu'il suggère devrait forcément faire admettre une ubiquité étendue du magma éruptif, contrairement à l'idée de la notion généralement répandue de la localisation de celui-ci dans l'espace et aussi dans le temps quant à l'époque de son intrusion. Quant à la supposition que les Klippes cristallines des régions préalpines représenteraient des paquets encore plastiques entraînés pendant le chariage jusque dans les régions frontales des grandes nappes et refroidis sur place, elle est réfutée de la façon la plus absolue par la nature même des roches qui constituent ces Klippes.

Passant à la question des conglomérats houillers, M. Duparc montre que ni l'absence de galets calcaires dans ces dépôts, ni la rareté des galets détritiques ou filonniens, ni le caractère de fraîcheur de ces éléments, ni les formes imparfaitement roulées des arènes, n'impliquent un métamorphisme intense de la formation; si celle-ci a souvent un aspect cristallin, cela tient au fait qu'elle était primitivement constituée d'arènes granitiques peu roulées. Le métamorphisme qui s'observe parfois sur les galets est toujours un écrasement ou un laminage purement mécanique. Aussi, étant donné que le matériel constitutif des conglomérats houillers comprend tous les principaux types de roches granitiques ou cristallophylliennes qui forment les chaînes voisines, le fait que ces roches existaient déjà sous leur forme actuelle à l'époque carbonifférienne ne peut-il faire aucun doute.

Quant à l'origine du conglomérat jurassique de l'Amone (Val Ferret suisse), elle est encore plus évidente; les galets qui sont inclus dans ce dépôt correspondent si exactement

d'une part aux divers types de quartzporphyres du Val Ferret, de l'autre au granite si caractéristique de la même région, que la question de l'existence en surface et sous leur forme actuelle du granite et des porphyres déjà avant la période jurassique ne souffre même pas de discussion.

M. A. Sauer (**20**) a consacré une courte notice à la **zone des gneiss d'Erstfeld** dans la bordure septentrionale du massif de l'Aar. Il montre que dans la composition de cette zone entrent 2 éléments essentiels nettement différents: l'un est un gneiss de grain grossier, riche en biotite, qui rappelle à s'y méprendre les gneiss éruptifs de la Forêt-Noire; l'autre est un gneiss à grain fin, dans lequel le quartz forme des lits distincts et dont l'analogie avec les gneiss sédimentaires de la Forêt-Noire est frappante aussi; il contient des intercalations de calcaires et de roche à wollastonite. On trouve en outre dans cette même zone des filons de minettes, d'orthophyres et de porphyrites.

L'auteur remarque que nulle part dans le massif du Gothard on ne revoit une zone comparable à celle des gneiss d'Erstfeld, tandis que celle-ci se rattache étroitement par l'ensemble de ses caractères lithologiques à la Forêt-Noire. Il considère de plus que la zone des schistes sériciteux et des phyllades, qui borde au S la zone d'Erstfeld, n'est pas autre chose que le produit d'un laminage intense ayant affecté toute la partie méridionale des gneiss d'Erstfeld, auxquels elle appartiendrait donc par son origine.

Néphrites néolithiques. — M. E. Kalkowsky (**16**) a pu réunir un nombre considérable de **haches polies en néphrite** provenant des bords du lac de Constance (environ 700) et a soumis plus de 200 de ces échantillons à un examen microscopique. Il estime le nombre des haches de néphrite ayant existé autour de ce lac à environ 30000 ce qui aurait nécessité une quantité de matière brute égale à 6000 kg. ou 2 m^3. Ces objets ne se retrouvent pas dans toutes les stations néolitiques, mais elles ne sont pas non plus limitées à certains territoires. Leur confection a du comporter en général d'abord un sciage de la pierre, puis un polissage.

Au point de vue pétrographique les néphrites du lac de Constance se répartissent en néphrites communes, néphrites schisteuses homogènes et néphrites onduleuses. On ne retrouve pas parmi elles plusieurs types communs ailleurs tels que les néphrites translucides vert-clair, les néphrites très

faiblement colorées, les néphrites fibreuses ou grossièrement grenues, ou les néphrites à structure sphérolithique.

Parmi les matériaux qu'il a eus en main M. Kalkowsky n'a constaté aucun passage de la néphrite à la serpentine; il n'a même jamais trouvé d'actinolithe dans les haches de serpentine provenant des lacs de Constance et de Neuchâtel. Mais l'analogie des néphrites des stations néolitiques du lac de Constance avec celles de la Ligurie méridionale est si frappante, qu'on peut supposer pour les premières la même origine qui paraît évidente pour les secondes et admettre que les unes et les autres dérivent de serpentines par l'intervention d'un processus hydrochimique ayant agi en profondeur pendant une phase de soulèvements orogéniques.

Marbres des Grisons. — M. Chr. Tarnuzzer (**22**) a publié une description synthétique des divers gisements de marbres existant dans le canton des Grisons:

1° Dans les environs de Vals existent une série de coins ou de lentilles de calcaires marmorisés, enfoncés en synclinaux écrasés dans les micaschistes ou le granite de l'Adula et qui appartiennent probablement au Trias. Des gisements analogues se trouvent au Splugen, au Bernardin, dans le Val Calanca et le Val Mesocco, etc.

2° Dans la région de Tarasp la serpentine est traversée en divers endroits par des filons de marbres dolomitiques souvent colorés en vert par une forte teneur en fuchsite.

3° Des calcaires plus ou moins marmorisés, d'âge probablement paléozoïque se trouvent en contact avec la serpentine et les schistes sériciteux soit près de Dissentis, soit dans le Val Lischanna et le Val Triazza.

4° Des marbres triasiques, correspondant à la Rötidolomit, existent à l'E d'Andeer et Pigneu, à Ferrera sur l'Averserrhein, au-dessus de Juf et à l'Averser Weissberg. Ils se retrouvent sur un grand nombre de points dans le massif du Julier (Forcellina Pass, Septimer, Fex, Piz Tremoggia, Casaccia, Le Prese, etc.) souvent associés à des marbres jurassiques.

5° Les marbres jurassiques représentent des zones calcaires intercalées dans les schistes lustrés et métamorphisées. Ils existent soit dans le Schams, soit dans la vallée d'Avers, soit dans les environs de Vals et le Petersthal, soit dans l'Oberhalbstein au Val Nandro, au Val Gronda au Val Bercla, soit dans le massif du Julier au Piz Lunghino, au Sassalbo, soit près d'Ardetz.

IIe PARTIE — GÉOPHYSIQUE

Actions et agents externes.

Erosion et corrosion

M. E. Chaix (**28**), frappé du manque d'uniformité qui existe dans la terminologie concernant les phénomènes de l'érosion suivant les pays et les auteurs et de la difficulté qu'on a souvent à comprendre une forme, si on ne l'a pas vue directement ou indirectement par l'intermédiaire d'une bonne figure, voudrait susciter la publication d'un **atlas international de l'érosion,** basé sur un accord concernant une classification des phénomènes, les types normaux pour chaque classe et une nomenclature parallèle en diverses langues. Il propose un premier essai de classification des phénomènes de l'érosion et discute les questions des types normaux et de la nomenclature. Dans son idée, chaque figure de l'atlas projeté devrait être accompagnée de son explication complète et de l'indication des termes correspondants dans les diverses langues. L'édition photographique pourrait être doublée d'une édition diapositive sur verre.

M. Arn. Heim (**40**) a entrepris d'étudier, en se basant plus particulièrement sur la carte du Säntis et les profils à travers cette chaîne publiés récemment par son père (Beiträge zur geol. Karte, Lief. 16), les rapports existant entre l'*intensité du plissement et celle de l'érosion.* Il établit pour cela les notions suivantes.

Sous le nom de *masse de plissement* l'auteur désigne le volume total compris entre un niveau de base déterminé et la surface d'une couche, celle du Gault dans le cas particulier; en déterminant ce volume suivant les plans de certains profils on obtient d'abord des *surfaces de plissement* et en divisant ces surfaces calculées en hectares par la longueur du niveau de base du profil (ici 1000 m.) on obtient le *niveau de plissement*, qui n'est autre chose que l'altitude moyenne au-dessus du niveau de base de la couche considérée.

La *surface de profil topographique* indique les dimensions du plan vertical délimité par le niveau de base et la ligne de surface et l'on obtient l'altitude moyenne du profil en divisant cette valeur par la longueur de la ligne de base.

La valeur de l'érosion peut être calculée en fixant d'une part la quantité de matières enlevées au-dessous de la couche servant de repère, de l'autre le volume total des formations plus jeunes qui subsistent au-dessus de cette même couche.

Quant au rapport existant entre la surface topographique et les dimensions du plan horizontal sur lequel elle se projette, il est évident qu'il variera dans des proportions considérables suivant que le relevé du détail du relief sera poussé plus ou moins loin et cela rend la comparaison presque impossible entre des chiffres obtenus par différents auteurs pour des régions diverses.

Enfin l'intensité du ridement peut être calculée d'une façon absolue en soustrayant la largeur d'une couche plissée de la largeur qu'elle prendrait étant développée, ou bien d'une façon relative, en divisant la seconde valeur par la première; et l'on comprendra facilement que les chiffres ainsi obtenus pour divers profils par ces 2 méthodes pourront varier d'une façon indépendante.

En appliquant ces principes de mensuration au Säntis, M. Heim a clairement montré que toutes les valeurs qui se rapportent à l'intensité de l'effort tangentiel, masses de plissement, niveau de plissement, degré du ridement, sont les plus fortes suivant un profil passant par la région médiane de la chaîne et coupant les sommets de l'Altmann et du Säntis, tandis qu'elles diminuent de là soit vers l'Est, soit vers l'W. C'est suivant à peu près la même ligne transversale qu'on rencontre le profil à altitude moyenne la plus forte. Quant à l'importance de l'érosion elle atteint son maximum dans la partie occidentale du massif vers l'extrémité W du Schafberg. Comme de juste la dénudation est beaucoup plus forte sur les anticlinaux que dans les synclinaux et pour les premiers sa valeur croit en proportion de l'élévation des plis; c'est ainsi que l'anticlinal III est le plus profondément entamé, puis l'anticlinal I.

M. H. Schardt (48) s'est occupé spécialement de l'**érosion souterraine** qu'effectuent les eaux d'infiltration, lorsqu'elles traversent des milieux solubles, plus particulièrement le sulfate de chaux et le carbonate de chaux. Après avoir rappelé que les eaux sortant dans le tunnel du Simplon enlèvent annuellement à la montagne plus de 10 000 m³ de sulfate de chaux, il décrit le cas de la source du Mehlbach qui sort au pied de l'Arvigrat (Unterwald). Ici il est facile de démontrer non seulement l'importance du phénomène de dissolution,

mais aussi la rapidité avec laquelle il s'opère; en effet sur un parcours souterrain dans du gypse qui correspond à une distance de 800 m. et qui s'effectue en une demi-heure à 2 heures, les eaux, antérieurement très peu gypseuses, se saturent en sulfate de chaux et se chargent des impuretés mêlées au gypse jusqu'à devenir laiteuses. On peut calculer que le Mehlbach enlève annuellement environ 3700 m^3 de gypse et de limon à la montagne.

Les quantités de carbonate de chaux enlevées annuellement par les sources dans les régions calcaires sont considérables aussi. Ainsi 3 grandes sources du Jura neuchâtelois, celles de l'Areuse, de la Serrière et de la Noiraigue, dont la dureté est de 20°, enlèvent respectivement par an 9628 m^3, 6015 m^3 et 3609 m^3.

M. Schardt développe en terminant quelques propositions concernant la régularisation par des travaux d'art du débit de certaines sources vauclusiennes.

M. P. Egli (**31**) a traité à un point de vue un peu différent un sujet analogue lorsqu'il a décrit la **grotte du Höll-Loch** dans le Muottathal.

Après avoir fait ressortir la localisation très nette des grandes grottes dans les régions où les formations calcaires prennent une extension importante, telles que le Jura et les Alpes calcaires, l'auteur donne en détail les résultats des nombreuses explorations qu'il a pratiquées dans le Höll-Loch. Celui-ci a la forme d'un long boyau étroit, qui comprend des galeries inclinées, séparées les unes des autres soit par des paliers abrupts, soit par des coudes brusques, et duquel partent en grand nombre des fissures, des cheminées, des conduits latéraux, etc.... Tandis que la section de la galerie a en général entre 2 et 4 m. de diamètre, elle s'élargit par places de façon à donner naissance à des salles (Rittersaal, Aquarium, Keller, etc....); elle est le plus souvent ogivale, rarement rectangulaire. Le plancher montre à divers endroits une surface corrodée et attaquée par l'érosion tourbillonaire; ailleurs il est couvert par des amas de graviers provenant exclusivement des roches encaissantes et qui sont parfois cimentés. Les dépôts stalagmitiques sont en somme peu abondants; sur un point l'auteur a trouvé des cristaux de gypse dans une couche argileuse.

La grotte coupe successivement le Schrattenkalk, les grès verts du Gault et le Seewerkalk de la région occidentale du massif de Silbern, et sa formation provient évidemment de la

présence au travers de ces couches de grandes fissures de dislocation, qui ont été aggrandies progressivement par les eaux d'infiltration. Des sources débouchent encore actuellement dans la galerie, dont la plus importante a un débit moyen de 150 litres-minute. Le réseau des veines d'eau paraît être assez compliqué et comporte plusieurs systèmes indépendants. La galerie est d'autre part le siège d'un courant d'air constant dirigé tantôt dans un sens tantôt dans l'autre suivant les conditions extérieures de la température; aussi la température à l'intérieur oscille-t-elle dans des limites étendues (- 0.5 à + 8°).

Comme annexe à sa description M. Egli donne une liste alphabétique de toutes les grottes dont il connaît l'existence, avec l'indication de la bibliographie se rapportant à chacune d'elles.

M. E. Uetrecht (**52**) a effectué, d'avril 1904 à mars 1905, une étude du Rhône à la Porte-du-Scex, destinée à déterminer avant tout la quantité de matériaux transportés par le fleuve pendant une année. Dans son rapport il commence par donner un aperçu des caractères spéciaux du bassin d'alimentation du Rhône, en faisant ressortir sa diversité et en insistant particulièrement sur les relations existant entre la vallée principale et les vallées latérales. Il donne à ce propos un tableau des inclinaisons des divers tronçons de la vallée principale du glacier du Rhône au Bouveret et un tableau de la surface des bassins d'alimentation des différents affluents. Il fait ressortir le rôle prédominant que jouent dans l'alimentation du Rhône les torrents glaciaires et les eaux de fusion des neiges. Quant à la constitution géologique et lithologique du sol, le bassin du Rhône comprend d'une part les Alpes cristallines du Valais, de l'autre les Hautes-Alpes calcaires bernoises et vaudoises; les divers éléments lithologiques occupent respectivement les surfaces suivantes :

Roches granitiques et schistes cristallins	3893.7 km²,	74.54 %
Roches sédimentaires	1062.5 »	20.35 %
Terrains d'alluvion	263.9 »	5.05 %

Des 5220 km² que comprend le bassin d'alimentation 2408 correspondent à des niveaux inférieurs à 2100 m. et 721 à des niveaux supérieurs à 3000 m. soit à la limite des neiges persistantes. Quant aux conditions de végétation et de couverture du sol 932 km² (17.9 %) sont occupés par les

glaciers et névés, 829 km² sont occupés par des bois, 1343 km² correspondent à des sols rocheux ou à des éboulis.

La quantité annuelle des précipitations athmosphériqnes dans le bassin du Rhône peut être évaluée approximativement à 5.64 km³, chiffre probablement trop faible, mais il faut remarquer que, tandis que la vallée du Rhône même est remarquablement sèche, la quantité des précipitations augmente très rapidement avec l'altitude.

Le travail de M. Uetrecht a comporté d'une part des prises d'eau journalières et la détermination des quantités de matières transportées en solution et en suspension, d'autre part la fixation pour chaque jour de la quantité d'eau passant à la Porte-du-Scex. Cette deuxième opération a pu être effectuée avec une exactitude très satisfaisante grâce aux installations faites en cet endroit par le Bureau hydrométrique. Le débit du Rhône pendant l'année 1904-1905, obtenu de cette façon, paraît être absolument normal; d'autre part aucun accident ou aucun travail effectué sur le cours du fleuve en amont n'a pu influer d'une façon importante sur la quantité des troubles transportés. Par contre il faut remarquer que les prises d'eau ont été faites à 3 h. de l'après-midi soit à un moment où, d'après l'expérience, le transport des matériaux en suspension paraît être minimum.

Vient ici le tableau des observations journalières que je résume en un tableau des données mensuelles :

Mois	Débit moyen en m³ par seconde	Debit mensuel total en m³	Matières dissoutes en grammes par litre	Matières en suspension en grammes par litre	Quantité totale de matière transportée en kg.	Température de l'eau en 0°C
Avril...	149.30	386 467 200	0.253	0.182	181 868 277	9.71
Mai....	314.29	841 795 200	0.177	0.394	610 320 137	10.84
Juin....	520.17	1 348 272 000	0.128	0.580	997 991 885	10.16
Juillet..	491.55	1 316 563 200	0.123	0.690	1 108 409 840	11.29
Août...	378.13	1 012 780 800	0.106	0.523	740 576 222	9.57
Sept....	181.00	469 152 000	0.178	0.139	155 656 512	8.82
Octobre.	82.06	219 801 600	0.255	0.081	72 278 354	8.43
Nov....	44.57	115 516 800	0.294	0.016	35 538 806	7.33
Déc....	36.97	99 014 400	0.331	0.021	34 781 702	— 0.23 ?
Janvier.	35.55	95 212 800	0.346	0.036	36 778 070	— 0.23 ?
Février.	24.89	60 220 800	0.383	0.019	24 194 849	1.88
Mars...	32.87	88 041 600	0.374	0.058	40 617 676	6.35
TOTAL	—	6 052 838 400	—	—	4 039 012 330	—

Ces résultats montrent clairement comment à mesure que le débit augmente les eaux se troublent davantage, tandis que leur teneur en matières dissoutes diminue au contraire par dilution. Il en résulte que, tandis que la quantité des matières transportées en suspension est 836 fois plus forte en juillet qu'en février, les matières en solution transportées ne sont que 7 fois plus fortes en juillet qu'en février, et cela malgré que le débit du fleuve est 22 fois plus abondant. Il faut remarquer qu'à débit égal les eaux sont plus chargées, soit en troubles, soit en matières dissoutes au printemps qu'en automne, et que d'autre part l'augmentation de la quantité des matières en suspension, qui est très rapide pendant la première phase d'une crue, cesse souvent avant l'apogée de la crue et est même remplacée par une diminution.

Le chiffre obtenu pour le débit total du Rhône d'avril 1904 à mars 1905, soit 6 052 838 400 m³, paraît fort, ce qui s'explique d'une part par une ablation particulièrement importante des glaciers pendant l'été 1905, de l'autre par le fait que la quantité des précipitations atmosphériques tombant sur les régions élevées du Valais doit être notablement plus forte qu'on ne l'a admis. La quantité de matières solides enlevées annuellement dans le bassin du Rhône correspond à la suppression d'une couche de 0.288 mm. d'épaisseur.

M. Uetrecht, dans son chapitre final, établit des comparaisons intéressantes entre ses résultats et d'autres travaux analogues, plus particulièrement l'étude faite par M. Baëff des eaux de l'Arve. Il donne en outre quelques renseignements chimiques sur les éléments en solution dans l'eau du Rhône et sur ceux qu'on trouve dans les eaux et les vases du lac d'Oeschinen.

M. E. Brückner (**26**) a, de son côté, collationné les observations faites sur les transports effectués par les cours d'eau. Au lac d'Oeschinen, où les expériences poursuivies depuis plusieurs années ont été continuées en 1904, on a constaté un dépôt sur le fond d'une couche de vase de 10-11 mm. entre le 23 mai et le 28 octobre.

M. Brückner donne ensuite un court aperçu du travail précité sur le Rhône, auquel il s'est lui-même intéressé.

Enfin il convient de citer ici brièvement une notice de M. J. Früh (**38**) qui traite à un point de vue, plutôt géographique que géologique, des obstacles qu'offre la surface du sol à la circulation et des **ponts naturels** qui permettent de les

franchir. Il distingue d'abord les zones de terrain mou (tourbières, marais) à travers lesquelles les passages ont presque toujours dû être édifiés artificiellement.

Les eaux courantes ont créé de grandes coupures linéaires plus ou moins profondes, et celles-ci ont été par places interrompues par des remblais récents, qui peuvent être ou bien des accumulations de neige, ou bien des amas de cendres volcaniques, ou bien un éboulement, ou bien encore des incrustations effectuées par des eaux minéralisées.

Dans le cas de coupures dues à des effondrements dans des cavités souterraines créées par les eaux d'infiltration, des ponts peuvent subsister ou bien par le non effondrement de zones plus ou moins larges, ou bien par le maintien entre les 2 lèvres de gros blocs.

Soit les cours d'eau, soit les avalanches sont capables, dans certaines conditions, de se creuser des passages en forme de canal, recouverts ainsi par un pont naturel.

Enfin, dans la catégorie des voies de communication naturelles au travers d'un obstacle il faut citer les fenêtres qui traversent parfois les arêtes rocheuses étroites d'un versant à l'autre.

Ce travail est complété par la description de nombreux exemples choisis en majeure partie dans les régions alpines et subalpines de la Suisse.

Sources et eaux d'infiltration.

J'analysais dans la *Revue* pour 1904 un rapport de M. H. Schardt sur les dangers qu'offrent les **sources issues de terrains calcaires** à cause de leur filtration imparfaite. Le même auteur a reproduit depuis lors à peu près les mêmes conclusions dans une seconde publication (**47**). Il insiste à nouveau sur la nécessité de protéger, dans les régions calcaires, les territoires d'alimentation des sources servant à la consommation et d'élaborer des lois permettant d'éviter, dans l'avenir, de dangereuses infections.

Je puis me contenter de citer ici une nouvelle notice que M. H. Schardt a consacrée à l'origine des sources de l'Areuse et de la Noiraigue (**49**), notice qui reproduit exactement l'énoncé des observations, que le même auteur avait publiées précédemment sur le même sujet (voir *Revue* pour 1905).

Il suffit également de mentionner cette année la publication

des observations faites sur les **sources de Baden** par M. Fr. Mühlberg (**44**), puisque cette nouvelle notice n'est que l'édition allemande de celle que je citais l'an dernier.

D'autre part, M. Fr. Mühlberg, qui avait entrepris avec de nombreux collaborateurs l'étude d'ensemble des **eaux de source du canton d'Argovie** et qui comptait collationner les observations faites sur une carte des sources de cette région, a dû renoncer à ce projet faute d'appui dans les sphères officielles et se contenter d'un bref rapport sur le travail fait et restant à faire (**45**).

M. J. von Sury (**51**) a examiné les eaux d'une série de sources minérales existant en Suisse au point de leur **radioactivité**. Dans ce travail il tient compte, au moins d'une façon générale, de la composition chimique des eaux et des conditions géologiques dans lesquelles elles apparaissent à la surface.

Les sources de Baden sont étudiées d'abord, soit au point de vue géologique, soit surtout au point de vue de la radioactivité des gaz qu'elles émettent, des boues qu'elles déposent et d'elles-mêmes. La radioactivité des gaz sortant à Verenahof, calculée en unités de Mache, est égale à 2.12; celle des eaux varie de 0.58 à 0.24.

Les eaux de Louèche, caractérisées par leur forte teneur en $CaSO_4$, ont une radioactivité de 0.26 (source Lorenz) à 0.02 (source Ross).

Les eaux de Tarasp émettent de l'acide carbonique dont la radioactivité est égale à 0.59.

Une source sulfureuse sortant du pied de la Dent de Brenleires a une radioactivité de 0.72; les eaux de Bonn sur la Sarine ont une activité de 0.29; celles de Schwarzenburg (Berne) ont une activité de 0.16.

Dans les Grisons les sources suivantes ont donné les valeurs de radioactivité de :

Ragaz, 0.33.
Alveneu (Albula), 1.12.
Andeer, 0.51.
Fideris, 0.17.
Dissentis, 11.37.

La radioactivité particulièrement forte de la source de Dissentis existe non seulement dans l'eau, mais aussi dans les dégagements gazeux (surtout de l'azote) qu'elles émettent et dans les vases.

Lacs.

M. E. Bourcart (**24**), dont je signalais il y a deux ans une courte publication préliminaire consacrée à l'étude physique et chimique des **eaux de quelques lacs alpins suisses**, a terminé récemment son travail.

La méthode suivie par l'auteur pour ses recherches est sensiblement la même que celle employée par M. Delebecque pour l'étude des lacs français. Elle a comporté d'une façon générale des mesures de profondeur, de température à des distances variées de la surface, de transparence, ainsi que des prises d'eau à différentes profondeurs et de vases. M. Bourcart a en outre tenu compte de l'époque de ses observations et du caractère général soit du bassin lacustre lui-même, soit de ses affluents. Toutes les précautions ont été prises pour éviter que les eaux ou les vases subissent une modification de composition avant le moment de l'analyse. Les analyses d'eau ont été faites après un filtrage très soigné, sans tenir compte par conséquent des matières en suspension.

Le résidu sec n'était dosé qu'après avoir été maintenu pendant 4 à 5 heures à une température de 170°, de façon à éliminer l'eau de cristallisation ou d'interposition, sans risquer de décomposer aucun carbonate. Venait ensuite l'analyse, dont l'auteur indique en détail les procédés. Les résultats ainsi obtenus, ne donnant naturellement que les teneurs en oxydes d'une part, en acides de l'autre, ne représentent pas directement la composition de l'eau; il faut les interpréter, et pour cela M. Bourcart a admis, en se basant sur les faits connus, que le chlore est combiné à Na et K, que l'acide sulfurique est lié d'abord aux Na et K restés libres, puis au Mg et finalement au Ca, et que l'excédent des substances se trouve à l'état de carbonates. Comme contrôle il faut alors que le poids total des substances dissoutes ainsi calculées soit approximativement égal à celui du résidu sec antérieurement dosé.

Les résultats obtenus pour les différents lacs sont les suivants :

Le **Lac Tanney** situé au-dessus de Vouvry, à 1411 m. d'altitude, dans un synclinal de Malm et de Couches rouges a un résidu sec de 126.8 milligr. par litre formé essentiellement de $Ca\ CO_3$, 107.0 milligr. avec 4.6 milligr. de $Mg\ CO_3$, 6.0 milligr. de $Mg\ SO_4$, 3.0 milligr. de SiO_2 et de faibles quantités

d'alcalis liés soit au chlore, soit à l'acide sulfurique, de fer et d'alumine.

Le **Lac Champey** creusé dans les roches granitiques a tout naturellement un résidu sec très faible de 26.9 milligr., qui comprend 13.4 milligr. de Ca CO_3, très peu de magnésie à l'état de sulfate et de carbonate, 4.1 milligr. de sulfates d'alcalis, 4.6 milligr. de Na Cl, 3.9 milligr. de SiO_2.

Le **Lac Noir**, au contraire, reçoit ses eaux de régions où affleurent les calcaires jurassiques préalpins avec les corgneules et les gypses du Trias; aussi le résidu sec est-il ici particulièrement fort, soit 270.5 milligr. par litre et formé essentiellement de Ca CO_3, 120.0 milligr., Ca SO_4, 106.3 milligr. et Mg So_4 30.3 milligr.

Le **Lac d'Amsoldingen**, au-dessus de Thoune, est situé dans la Molasse, ainsi du reste que le cours de ses 4 petits affluents; ses eaux laissent un résidu sec de 201.7 milligr. formé de 165.0 milligr. de Ca CO_3, de 10.8 milligr. de Mg CO_3, de 2.0 milligr. de $MgSO_4$, de 4.1 milligr. de K_2SO_4, de 4.0 milligr. de Na_2 SO_4, de 5.8 milligr. de Na Cl, de 6.0 milligr. de SiO_2 et de traces de fer et d'alumine.

Le **Lac de Lauenen** au-dessus de Saanen est alimenté en partie par de nombreuses sources dont les eaux ont circulé dans les formations triasiques de la région. Aussi avons-nous ici un résidu sec très fort 304.8 milligr. avec une forte prédominance des sulfates soit Ca SO_4 140.9 m., Mg SO_4 39.6 m., K_2 SO_4 2.7 m., Na_2 SO_4 4.6 m.; le Ca CO_3 représente 105.0 mg. et la Si O_2 3.2 mg.

Le **Lac d'Arnon** au-dessus de Saanen est situé dans le Flysch; ses eaux, dont le résidu sec est de 145.8 milligr., sont surtout calcaires avec 127.3 mg. de Ca CO_3 et 7.3 mg. de Mg CO_3; elles sont en outre remarquables par le peu de SO_3 qu'elles contiennent et surtout par leur forte teneur en manganèse 0.9 mg. L'auteur a analysé pour ce lac, outre l'eau du fond dont il est tenu compte dans tous les cas, l'eau de surface et celle des 2 principaux affluents et il montre que l'eau de surface correspond à un mélange des eaux des affluents, tandis que sa concentration naturelle a donné l'eau plus minéralisée du fond.

Le **Lac d'Œschinen** sur Kandersteg est alimenté par des torrents glaciaires très courts qui y tombent en cascades; aussi le résidu sec est-il faible, 78.4 milligr.; les carbonates en font la plus grande partie soit 66.6 mg. de Ca CO_3 et 2.5 mg.

de Mg CO_3 ; l'acide sulfurique s'y trouve en quantité appréciable (11.2 mg. de Mg SO_4).

Le **Lac Bleu** au-dessus de Frutigen est alimenté par une source émergeant à une courte distance; le résidu sec est surtout calcaire avec 118.9 milligr. de Ca CO_3 et 15.8 mg. de Mg CO_3 ; il est en outre remarquable par sa forte teneur en SO_3, soit 30.5 mg. de Mg SO_4, 3.8 mg. de Na_2 SO_4 et 2.8 mg. de K_2SO_4. Ce fait semble indiquer la présence du Trias dans le voisinage.

Le **Lac de Mergelen,** barré par le glacier d'Aletsch, a le caractère d'un lac de col, qui se déverse à la fois vers l'Aletsch par un écoulement sous-lacustre et vers la vallée de Fiesch par un écoulement superficiel. Ces eaux, qui sont essentiellement des eaux de névés, contiennent peu de matières dissoutes, 12.9 milligr. par litre ; les alcalis y sont relativement abondants et y sont liés essentiellement à l'acide sulfurique ; Ca CO_3 y représente 6.1 mg.

Le **Lac du Grimsel** creusé dans le granite a des eaux particulièrement peu minéralisées avec un résidu sec de 8.5 milligr. formé essentiellement de sulfates d'alcalis (Na_2 SO_4 2.6 mg., K_2 SO_4 2.0 mg.) et de carbonate de chaux (3.9 mg.) avec peu de silice (1,1 mg.).

Le **Lac d'Engstlen,** sur Innertkirchen, est situé au contact du Flysch et du Dogger qui le chevauche. Ses eaux, qui proviennent probablement en partie de sources sous-lacustres sont fortement influencées par la prédominance des roches calcaires aux alentours; leur teneur relativement forte en magnésie et en acide sulfurique provient évidemment de la présence du Trias au S du lac. Pour un résidu sec de 97.5 milligr. M. Bourcart calcule 76.3 mg. de Ca CO_3, 8.2 mg. de Ca SO_4, 9.3 mg. de Mg SO_4, 2.3 mg. de K_2 SO_4. 0.9 mg. de Na_2 SO_4 et 3.0 mg. de Si O_2.

Le **Lac de Melch** (Unterwald) est situé dans un terrain d'éboulis et dominé par des parois de calcaires jurassiques. Les eaux avec un résidu sec de 83.7 milligr. sont essentiellement calcaires (72.6 mg. de Ca CO_3) et contiennent des quantités peu importantes de sulfates de magnésie, de soude et de potasse et peu de silice ; le manganèse y est relativement abondant (0.2 mg.)

Le **Lac de Lungern** est situé au milieu des calcaires crétaciques aussi ses eaux sont-elles très riches en Ca CO_3 (153.1 mg.) ; par un des affluents, le Dundelbach, qui descend d'un terri-

toire où existe du Trias, elles reçoivent une forte proportion de magnésie et d'acide sulfurique (10.3 mg. de $Mg\ CO_3$, 18.9 mg. de $Mg\ SO_4$, 3.3 mg. de $K_2\ SO_4$, 6.2 mg. de $Na_2\ SO_4$); elles contiennent en outre 2.0 mg. de Na Cl et 4.5 mg. de $Si\ O_2$.

Le **Lac de Kloenthal** (Glaris) est alimenté par une région formée surtout de terrains jurassiques et crétaciques, en petite partie de Trias ; le fait que ses eaux proviennent en bonne partie de névés explique une minéralisation modérée ($Ca\ CO_3$ 111.1 milligr., $Mg\ CO_3$ 7.0, $Mg\ SO_4$ 11.9, $K_2\ SO_4$ 2.1, $Na_2\ SO_4$ 4.9, $Si\ O_2$ 3.0).

Le **Lac de Murg** (Saint-Gall) est situé dans le Verrucano; ses eaux, très riches en acide sulfurique ($Ca\ SO_4$ 17.2, $Mg\ SO_4$ 21.9, $K_2\ SO_4$ 1.8, $Na_2\ SO_4$ 3.3), proviennent évidemment en partie de territoires comprenant du Trias ; le $Ca\ CO_3$ représente seulement 47.4 mg. ; la silice est relativement abondante (8.5 mg.).

Le **Lac de Greppelen,** situé dans le synclinal de Flysch du Toggenbourg entre les chaînes crétaciques du Säntis et des Churfirsten, est un lac calcique typique ; pour un résidu sec total de 116.1 milligr., la quantité du $Ca\ CO_3$ atteint 105.6. Les **Lacs de Schönenboden, de Seealp et de Fählen,** qui sont alimentés par les chaînes essentiellement calcaires du Säntis, sont tout trois caractérisés aussi par le rôle fortement prépondérant que joue le $Ca\ CO_3$ parmi les matières dissoutes dans leurs eaux.

Le **Lac de Davos** est un lac de col typique; ses eaux, qui proviennent en partie de régions où existent du Trias et des serpentines, sont remarquables par leur très forte teneur en magnésie; leur résidu sec se compose en effet de $Ca\ CO_3$ 24.2 mg., $Mg\ CO_3$ 21.0 mg., $Mg\ SO_4$ 4.5 mg., $K_2\ SO_4$ 2.6 mg., $Na_2\ SO_4$ 3.3 mg., Na Cl 1.5 mg., $Si\ O_2$ 7.1 mg.

Le **Lac Schotten,** à la Fluela, est aussi un lac de col alimenté par un territoire très restreint formé essentiellement de gneiss; ses eaux sont peu minéralisées (résidu sec 30.0 milligr.) avec 17.8 de $Ca\ CO_3$, 0.7 de $Mg\ CO_3$, 5.9 de $Mg\ SO_4$ 3.0 de $K_2\ SO_4$, 0.6 de K Cl, 1.5 de Na Cl 1.4 de $Si\ O_2$.

Le **Lac Bianco,** au col de la Bernina, a aussi des eaux très faiblement minéralisées (résidu sec 18.6 milligr., $Ca\ CO_3$ 8.4, $Ca\ SO_4$ 0.2, $Mg\ SO_4$ 3.6, $K_2\ SO_4$ 1.8, $Na_2\ SO_4$ 2.2, $Si\ O_2$ 2.3).

Le **Lac de Poschiavo** doit à la présence du Trias, dans le bassin qui l'alimente, une richesse relativement grande de ses eaux en magnésie et en acide sulfurique ($Ca\ CO_3$ 33.8 millgr.,

$Mg\ CO_3$ 0.8 mg., $Mg\ SO_4$ 16.9 mg., $K_2\ SO_4$ 2.7 mg., $Na_2\ SO_4$ 2.4 mg., Na Cl 1.3 mg., $Si\ O_2$ 4.0 mg.). Le **Lac de Saint-Moritz** se trouve dans des conditions assez analogues et la composition de ses eaux est voisine, quoique plus riche en acide sulfurique et plus fortement minéralisée ($Ca\ CO_3$ 44.5, $Ca\ SO_4$ 13.1, $Mg\ SO_4$ 19.2, $K_2\ SO_4$ 3.2, $Na_2\ SO_4$ 3.1, $Si\ O_2$ 3.4). Le **Lac de Campfer**, dont les eaux se jettent dans le lac de Saint-Moritz, montre une minéralisation moins accentuée ($Ca\ CO_3$ 36.7, $Ca\ SO_4$ 0.5, $Mg\ SO_4$ 14.1, $K_2\ SO_4$ 3.3, $Na_2\ SO_4$ 1.7 $Si\ O_2$ 2.2). Quant au **Lac de Silvaplana**, qui n'est séparé du précédent que par un simple étranglement, ses eaux sont un peu plus calcaires ($Ca\ CO_3$ 42.7, $Mg\ CO_3$ 08, $Mg\ SO_4$ 15.9, $K_2\ SO_4$ 2.6, $Na_2\ SO_4$ 2.6, $Si\ O_2$ 2.6). Enfin le **Lac de Sils**, le plus élevé des lacs de la Haute-Engadine a des eaux de nouveau plus pauvres en matières dissoutes ($Ca\ CO_3$ 36.0, $Mg\ CO_3$ 0.9, $Mg\ SO_4$ 10.7, $K_2\ SO_4$ 3.4, $Na_2\ SO_4$ 3.0, $Si\ O_2$ 1.8).

Le **Lac Ritom**, sur Airolo, est situé dans un synclinal de Trias et de Schistes lustrés et est alimenté en partie par divers affluents, dont deux descendent des lacs Tom et Cadagno, en partie par des sources. Il présente cette particularité très frappante que, tandis que ses eaux de surface jusqu'à une profondeur de 13 m. ont une minéralisation normale, ses eaux profondes contiennent au contraire une quantité énorme de matières dissoutes et une proportion de H_2S qui va jusqu'à 17 milligr. par litre. Le résidu sec de l'eau de surface comprend : $Ca\ CO_3$ 40.8, $Ca\ SO_4$ 36 6, $Mg\ SO_4$ 33.3, $K_2\ SO_4$ 4.4, $Na_2\ SO_4$ 4.6, $Si\ O_2$ 2.8 ; il correspond à des eaux provenant de territoires triasiques, mais diluées par d'autres ayant circulé surtout sur le cristalin. Cette composition concorde du reste exactement avec une composition moyenne obtenue en additionnant les résultats fournis par les eaux des 3 principaux affluents ; elle se retrouve d'autre part presque sans changement dans les eaux de l'émissaire. L'eau du fond par contre a fourni un résidu sec composé de : $Ca\ CO_3$ 90.9, $Ca\ SO_4$ 1668.0, $Mg\ SO_4$ 588.6, $K_2\ SO_4$ 7.8, $Na_2\ SO_4$ 6.1, $Si\ O_2$ 10.0, auquel il faut ajouter 17.6 de H_2S. Ces faits indiquent clairement l'existence dans le lac Ritom de 2 nappes superposées et d'origines distinctes : la nappe supérieure alimentée par les cours d'eau surperficiels et se débitant par l'émissaire, dont l'eau peu minéralisée montre, pendant les mois d'été, un abaissement régulier de la température de la surface jusqu'à une profondeur de 13 m. environ, puis une nappe profonde, dont l'eau, très riche en sulfates et en hydrogène sulfuré, conserve sur toute sa hauteur une température re-

marquablement constante de 6.6° et qui est évidemment en relation avec un système souterrain, soit une nappe, soit un réseau de conduits les uns afférants les autres déférants.

Les **Lacs** voisins **Tom** et **Cadagno** ont des eaux influencées par les gisements voisins de Trias. Le résidu sec du premier comprend : $Ca\ CO_3$ 27.8, $Mg\ CO_3$ 13,2, $K_2\ SO_4$ 6.6, $Na_2\ SO_4$ 5.7, $Si\ O_2$ 5.7 ; celui du second comprend : $Ca\ CO_3$ 39.3, $Ca\ SO_4$ 5.1, $Mg\ SO_4$ 32.4, $K_2\ SO_4$, 5.4 $Na_2\ SO_4$ 4.3, $Si\ O_2$ 2.6. Le lac Cadagno, dont l'eau profonde est très riche en sulfates et contient aussi de l'hydrogène sulfuré, paraît comprendre aussi 2 couches d'eau de composition bien différente, dont la plus basse doit être alimentée par des sources sous-lacustres.

Les **Lacs du Saint-Gothard**, vrais lacs de col situés au milieu d'une région cristalline ont des eaux remarquablement pauvres en matières dissoutes ; le plus grand d'entre eux a un résidu sec comprenant : $Ca\ CO_3$ 1.78, $Mg\ CO_3$ 0.15, $K_2\ CO_3$ 1.30, $Na_2\ CO_3$ 1.28, $Na_2\ SO_4$ 0,85, $Si\ O_2$ 0.8. Le **Lac de Lucendro** qui se trouve un peu au-dessous sur le versant tessinois a aussi des eaux presque pures avec un résidu sec de : $Ca\ CO_3$ 3.20, $Mg\ CO_3$ 0.38, $K_2\ CO_3$ 1.57, $Na_2\ CO_3$ 2.91, $Si\ O_2$ 0.9. Le **Lac d'Oberalp** dans le voisinage duquel affleurent des calcschistes et des calcaires a des eaux notablement plus riches en carbonates et en sulfates avec un résidu sec de : $Ca\ CO_3$ 17.8, $Mg\ CO_3$ 0.5, $Mg\ SO_4$ 1.4, $K_2\ SO_4$ 3.3, $Na_2\ SO_4$ 3.7, $Si\ O_2$ 1.6.

Après cette partie descriptive, M. E. Bourcart fait une synthèse de ses divers résultats et un examen critique des données qu'il a recueillies sur la profondeur, les variations de niveau, les affluents et les émissaires des lacs étudiés. Il remarque que le fond du bassin lacustre est presque toujours tapissé par une vase fine, dont les éléments proviennent en partie de précipitations détritiques, en partie de précipitations chimiques, en partie d'organismes. Les algues sont particulièrement abondantes dans la vase profonde de certains lacs. A propos de la couleur de l'eau des lacs, l'auteur soutient l'opinion que celle-ci n'est due ni aux matières en suspension, ni aux sels inorganiques (calciques et magnésiens) en solution, mais bien aux matières organiques dissoutes, qui par leur coloration brune font passer au vert la couleur bleue de l'eau pure ; il se base pour cela sur l'indépendance qu'il a clairement constatée entre la couleur et la transparence d'une part, la couleur et la minéralisation de l'autre. Quant aux conditions de température des lacs, elles varient immensé-

ment suivant le climat et l'altitude, suivant la nature des affluents, la profondeur, etc....

Passant à la composition chimique des eaux des lacs, M. Bourcart commence par discuter la question de l'origine des matières dissoutes et montre que, tandis que les unes ont été l'objet d'une simple dissolution aqueuse (substances organiques, chlorures, sulfates, etc.), d'autres résultent de réactions plus compliquées, parmi lesquelles il convient de citer les oxydations, l'action du CO_2 sur les carbonates, la réaction de la chaux sur les sels de fer et les substances organiques, etc.... La composition des eaux est d'autre part fortement influencée par des phénomènes de dilution et de concentration, qui se font sentir de façons très diverses suivant les lacs et pour chacun d'eux suivant les saisons. Les effets des dilutions étant surtout sensibles dans les couches supérieures, tandis que les concentrations agissent plus particulièrement sur les couches profondes, ces interventions contraires tendront presque toujours à accentuer l'écart dans le degré de minéralisation de l'eau en profondeur et à la surface. Quant à une décalcification des lacs alpins par les organismes il ne semble pas qu'elle prenne jamais nne grande importance et d'autre part des précipitations chimiques ne paraissent se former qu'en très petite quantité et dans des conditions spéciales.

Les lacs alpins se répartissent très naturellement d'après la nature de leur bassin d'alimentation en lacs de régions aux roches silicatées et en lacs de régions aux roches calcaires; dans les premiers les eaux sont toujours beaucoup moins riches en matières dissoutes que dans les seconds et les lacs les plus minéralisés sont ceux qui sont situés à proximité de territoires triasiques riches en gypse. Pour des bassins d'alimentation de même nature géologique les eaux des lacs seront dans la règle d'autant plus minéralisées que le bassin d'alimentation est plus étendu et que la proportion des eaux de source parmi les eaux affluentes sera plus forte. Les quantités dissoutes de SiO_2 de Fe_2O_3 et de Al_2O_3 ne dépendent pas de la nature du sol; celles de la chaux au contraire en dépendent essentiellement et varient dans des proportions énormes, de 1.0 à 737.0 milligr. par litre. La magnésie dont l'origine triasique paraît évidente, se rencontre souvent en grande quantité dans le bassin d'alimentation calcaire. Le manganèse n'existe en quantité appréciable que dans les lacs d'Arnon, de Taney et de Melch. Les alcalis se trouvent dans les lacs toujours en très petite quantité et proviennent soit

de la décomposition des silicates soit d'eaux fécales. L'acide sulfurique comme la magnésie dérive manifestement de gisements triasiques; aussi ces 2 substances se trouvent-elles presque toujours en quantité corrélatives. L'hydrogène sulfuré, qui n'existe que dans les eaux particulièrement riches en sulfates, provient de la décomposition de ceux-ci sous l'influence de certains organismes.

En résumé, l'auteur conclut que la qualité chimique de l'eau des lacs alpins dépend en très grande partie de la nature géologique du bassin d'alimentation, en petite partie seulement, spécialement en ce qui concerne les substances organiques, des caractères du bassin lacustre même et de ses abords immédiats.

MM. L. Duparc et Zehnder (**30**) ont fait une brève communication préliminaire sur les résultats généraux qu'ils ont obtenus en analysant les **eaux du lac Léman**, prises à différentes époques de l'année et dans des conditions diverses pendant une période s'étendant de 1888 à 1906. Ils ont constaté ainsi que, abstraction faite des éléments en suspension, les eaux du lac ont une composition remarquablement constante, et qu'elles contiennent outre le carbonate de chaux une proportion notable de sulfates, se distinguant ainsi nettement de celles du lac de Neuchâtel.

Dans les lacs de Lugano et Majeur la teneur des eaux en sulfate est beaucoup moins forte.

M. S. de Perrot (**46**) continue la publication de son rapport annuel sur les **variations des lacs de Bienne, Neuchâtel et Morat.** Il indique ainsi qu'en 1904 le niveau du lac de Bienne a été à 9 reprises et pendant 31 jours plus élevé que celui du lac de Neuchâtel, que la différence entre les niveaux maximum et minimum pour le lac de Bienne a été de 1 m. 70 et que le niveau moyen a été de 0.2 m. plus élevé qu'en 1903.

Pour le lac de Neuchâtel le niveau moyen a été de 0.17 m. plus élevé qu'en 1903 et la différence entre le maximum et le minimum a été de 1.5 m.

Pour le lac de Morat le niveau moyen a été de 0.15 m. plus haut qu'en 1903 et la différenee entre le maximum et le minimum a été de 1.475 m.

Glaciers et Névés

Variations des glaciers. Le rapport annuel de MM. F.-A. Forel, M. Lugeon et E. Muret (**34**) sur les variations des

glaciers suisses débute cette année par un examen rétrospectif sur les résultats obtenus par les observations poursuivies de 1895 à 1904. De cette récapitulation il résulte que, sur 96 glaciers observés pendant cette période, 50 ont été en décrue continue et 25 en décrue interrompue pendant un an seulement par un mouvement inverse. Les autres glaciers ont donné des signes de crue pendant au moins 2 ans, mais pour 16 seulement d'entre eux la crue paraît certaine, et il est à remarquer que de ces 16 glaciers 12 appartiennent au bassin du Rhône.

Dans les Alpes autrichiennes les conditions sont à peu près les mêmes, puisque, sur 115 glaciers observés, 63 ont été constamment en décrue de 1895 à 1904, 28 ont été en décrue interrompue pendant une seule année et 24 ont montré des crues plus ou moins prolongées.

M. M. Lugeon rend ensuite compte des observations qu'il poursuit avec M. P. Mercanton sur l'enneigement et montre que la régression a continué à se manifester dans l'enneigement du massif d'Orny en 1905, le retrait de la ligne des neiges a été très rapide pendant la première partie de l'été, mais il s'est tant ralenti à partir du 15 août que le résultat final a été peu différent de celui de 1904. Dans les massifs des Diablerets, du Wildstrubel et du Saint-Gothard la réduction des névés a été extrêment forte.

Quand aux variations des glaciers en 1905, dont la chronique est rédigée par MM. Forel et Muret, elles ont été presque exclusivement négatives. Dans le bassin du Rhône les retraits sont souvent considérables aucun cas de crue n'a été observé ; pourtant dans les Alpes vaudoises l'état stationnaire paraît subsister pour plusieurs glaciers. Dans les bassins de l'Aar et de la Reuss on a constaté partout des reculs plus ou moins accentués. Dans le bassin du Rhin les glaciers des Grisons paraissent reculer tous, tandis que dans les Alpes de Saint-Gall les 2 petits glaciers de Piz Sol et de Sardona ont avancé de quelques mètres. Dans le bassin de l'Inn, le glacier de Picuogl a seul montré des signes de crue. Dans le bassin de l'Adda et du Tessin la décrue est générale et même par places très forte.

Ces résultats ont été résumés par MM. F.-A. Forel et E. Muret (**35**) dans un petit rapport spécial et incorporés dans le rapport général sur les variations des glaciers en 1905, qui est rédigé par MM. Fielding-Reid et E. Muret (**32**).

D'autre part les observations faites en 1904 sur le **glacier du Rhône** ont montré, d'après un rapport publié par M. HAGENBACH-BISCHOFF (**39**) que la surface de ce glacier a subi de 1903 à 1904 un abaissement général qui atteint les chiffres moyens de 4.23 m. dans la partie frontale et de 0.2 à 1 m. dans la région supérieure. La surface des névés du champ d'alimentation s'est aussi abaissée contrairement à ce qui s'était passé l'année précédente, en même temps que la vitesse du mouvement de ces névés a été moins grande en 1904-05 qu'en 1903-04. Par contre la vitesse maximale du glacier lui-même, égale à 92 m. pour l'année entière, a été un peu supérieure à celle de la période précédente, ce qui s'explique par le fait que le niveau bas des névés et du glacier n'a été amené qu'en juillet par une ablation particulièrement forte.

Le front du glacier avait reculé sur toute sa partie droite et médiane ; il avait un peu avancé par contre sur sa partie gauche, ce qui donne en définitive un recul moyen de 8 m., découvrant une surface de 3380 — 180, soit 3200 m².

Au point de vue météorologique on peut dire que la période 1903-04 a été caractérisée dans la région du glacier du Rhône par des chutes de neige relativement peu abondantes en hiver et surtout par une très forte ablation en juin et juillet.

M. P.-L. MERCANTON (**43**) a installé une nouvelle **échelle nivométrique** au Grindelwaldner Viescherfirn à l'altitude de 3100 m., et la signale à l'attention des touristes en en donnant une brève description.

En réponse à une notice antérieure de M. G.-A. Voskule, consacrée à l'altitude moyenne du glacier de Hüfi et au niveau de la limite des neiges dans son bassin d'alimentation, M. E. BRÜCKNER (**25**) a montré que le désaccord existant entre les résultats publiés par M. Voskule et la théorie de M. Kurowsky n'est qu'apparent et résulte d'un emploi fautif de la méthode de M. Kurowsky. En réalité l'altitude moyenne du glacier et des névés qui l'alimentent est de 2670 m., tandis que la limite des neiges est à 2650 m. ; les 2 chiffres sont donc remarquablement concordants pour le glacier de Hüfi comme pour tous les autres.

La théorie de M. Buckowsky n'a du reste pas seulement une base empirique, comme beaucoup semblent le croire ; elle se justifie facilement par un raisonnement mathématique, que M. Brückner développe à nouveau.

Structure rubannée. — A la suite d'une conférence, dans laquelle M. Fieldig-Reid a voulu démontrer que la structure rubannée des glaciers dérive de la stratification des névés, M. F.-A. Forel (**33**) a cité le glacier du Rhône comme un exemple dans lequel cette théorie ne peut pas se vérifier. Ici en effet, la grande épaisseur du glacier supérieur est réduite dans la cataracte à presque rien, 4 m. sur une largeur importante, 10 m. peut-être dans la région médiane; puis la glace s'amoncelle de nouveau en bas de la chute en une masse puissante; il y a donc d'abord distension, étirement, ensuite entassement et soudure, et il semble impossible qu'aucune trace de stratification primaire ait pu subsister. Pourtant la structure rubannée est très particulièrement nette dans la coquille frontale du glacier du Rhône.

Sédimentation

M. L.-W. Collet (**29**) a fait un nouvel exposé de son travail sur les **concrétions phosphatées** et la **glaucomie** dans les sédiments marins, que je citais dans la *Revue* pour 1905, et a reproduit les mêmes conclusions.

Action et Agents internes.

Tremblements de terre

L'étude séïsmologique de l'année 1904 pour le territoire de la Suisse a été faite encore cette fois par M. J. Früh ; ses résultats ont été publiés d'abord d'une façon sommaire par MM. A. Heim et J. Früh (**41**), puis avec plus de détails par M. J. Früh (**37**). D'après cette dernière publication nous voyons que cette année a été pauvre en phénomènes sismiques en ce qui concerne notre pays. Les séïsmes se repartissent comme suit :

Le 11 janvier à 11 h. 23-25 m. av. m. un ébranlement s'est fait sentir dans l'E des Grisons, dans un territoire elliptique, dont le grand axe est dirigé d'Alvaschein à Ardetz, le petit axe de Coire à Bevers. Intensité IV-V de l'échelle Rossi-Forel.

Le 5 février à 1 h. 40 m. ap. m. une très légère secousse s'est produite à Lohn (Schafhouse).

Le 10 mars entre 9 h. 47 m. et 10 h. du soir plusieurs secousses ont été ressenties dans la Basse-Engadine entre Martinsbruck et Remüs, et de légers mouvements ont été perçus à peu près au même moment à Ilanz et à Coire.

Le 28 mars à 2 h. 20 m. ap. m. un séïsme assez fort a affecté la région comprise entre Singine et Broye, depuis Guggisberg jusqu'à Payerne.

Le 2 mai à 12 h. 35 av. m. une secousse faible s'est produite dans le canton de Schafhouse.

Le 15 juin à 2 h. av. m. léger ébranlement local à Versoix (Genève).

Le 18 juin à 11 h. 35 m. ap. m. 2 chocs rapprochés à Yverdon.

Le 26 août à 7 h. ap. m. une secousse assez forte à Bressonnaz (Vaud).

Le 31 août entre 1 h. et 3 h. du matin 3 ébranlements successifs ont été ressentis à Clarens, dont l'un a étendu ses effets jusque dans le Pays d'En Haut à Rougemont.

Le 17 octobre à 2 h. 10-12 m. av. m. léger séïsme dans la Haute-Engadine entre Sils-Maria et Bevers.

Le 4 décembre entre 6 h. et 6 h. 30 du matin 2 secousses ont successivement affecté le territoire des Alpes glaronnaises entre Flims et Wallenstadt.

M. J. Früh a fait, d'autre part, un court exposé (**36**) du développement de la séïsmologie en Suisse, de l'organisation actuelle des observations dans notre pays et des principaux résultats acquis entre 1880 et 1904.

M. H. Schardt (**50**) a réuni quelques documents sur les effets du tremblement de terre du 29 avril 1905 dans le territoire du canton de Neuchâtel. Ce séïsme, dont le centre a été dans la zone de Chamonix-Martigny, a été ressenti autour de Neuchâtel sous la forme de 2 secousses ondulatoires, espacées de quelques secondes et atteignant l'intensité V-VI de l'échelle Rossi-Forel à 2 h. 47-48 m. du matin.

Géothermie

M. J. Kœnigsberger (**42**) a étudié, au point de vue physique et mathématique les influences exercées par le relief, la position et la conductibité des couches, les infiltrations ou les réactions dégageant de la chaleur sur le **degré géothermique**; il a acquis ainsi la conviction, qu'on peut arriver à la détermination du degré géothermique en appliquant simplement la théorie de la conductibilité aux formes spéciales topographiques de la région à examiner.

A propos de l'influence du relief l'auteur montre la nécessité de tenir compte, pour l'évaluation de la température dans

l'intérieur d'une chaîne, de l'influence produite par les chaînes voisines. Il montre, d'autre part, qu'on peut remplacer pour les calculs la ligne de relief par une courbe simple de forme analogue et enveloppant la même surface, et donne une formule qui permet de calculer le degré géothermique pour chaque point. Cette formule appliquée au tunnel du Gothard a donné des résultats remarquablement conformes à l'observation; pour le tunnel du Simplon elle permet d'établir des chiffres beaucoup plus voisins de ceux qui ont été constatés que ceux qu'on avait obtenus par les calculs antérieurs.

D'après cette méthode, M. Kœnigsberger peut établir que les causes d'irrégularités géothermiques exercent un effet beaucoup moindre qu'on ne l'a toujours admis. Ainsi, s'il est incontestable que la position verticale des couches tend à provoquer un allongement du degré géothermique, il faut se garder de vouloir établir une règle générale et les conséquences de cette cause seront très différentes suivant que le plongement vertical se poursuit à de grandes profondeurs (massifs centraux) ou qu'il cesse à peu de distance de la surface. Les irrégularités dans la conductibilité de 2 roches en contact n'ont également qu'un effet en général peu marqué.

Quant aux influences déterminées par les venues d'eau ou des réactions réchauffantes, elles sont étroitement limitées au voisinage immédiat des zones directement affectées. Elles peuvent être, comme le montre M. Kœnigsberger, exactement calculées.

Volcanisme

M. A. Brun (**27**), dont je signalais l'an dernier une série d'expériences intéressant la **Théorie du volcanisme**, a eu depuis lors l'occasion d'assister à l'éruption du Vésuve d'avril 1906, et a repris ensuite ses recherches de laboratoire.

Au Vésuve il a constaté parmi les fumerolles d'abondants dégagements ammoniacaux et de H Cl, puis il a pu s'assurer que les laves vésuviennes sont épuisées de leur chlore avant de l'être de leur azote; aussi fournissent-elles, si on les réchauffe, surtout de l'ammoniaque.

Ayant au laboratoire régénéré des laves en y rajoutant un peu de salmiac, ou bien les 3 générateurs dont ce sel dérive soit un azoture, un hydrocarbure et un siliciochlorure, M. Brun a obtenu, par la chauffe, des effets explosifs considérables; il a noté de plus que les projections de l'explosion

peuvent être acides sous l'action d'explosifs secs et que leur acidité augmente avec la force de l'explosion, ce qui concorde exactement avec des observations faites sur les cendres du Vésuve.

Toutes les cendres du Vésuve provenant de l'éruptipn de 1906 que M. Brun a étudiées se sont trouvées plus ou moins acides; elles contenaient en outre du sel ammoniac, des chlorures alcalins et du chlorure de magnésium, du sulfate de chaux et des hydrocarbures. Ces caractères se retrouvent pour des roches datant d'éruptions beaucoup plus anciennes et de nombreuses recherches faites sur toute une série de cendres de provenances et d'âges très différents permettent de considérer comme certain que toutes les cendres donnent à la chauffe des dégagements d'ammoniaque, auxquels se mêlent souvent des vapeurs de salmiac et presque toujours des hydrocarbures. Ces dégagements sont évidemment un prolongement du phénomène fumerollien, qui lui-même est intimement lié aux émanations cratériennes, en sorte que l'origine profonde de l'ammoniaque et du salmiac ne fait pas de doute.

Examinant la question de la proportion de vapeur d'eau mêlée aux émissions volcaniques, M. Brun montre d'abord que le fait de trouver de l'eau dans un cratère après l'éruption ou de constater pendant celle-ci des condensations de vapeur d'eau et des chutes de pluie ne signifie pas grand'chose. Par contre M. Brun a constaté pendant la période de moyenne activité, celle des dégagements de chlorures et de chlorhydrate d'ammoniaque, que les parois du cratère restaient sèches et que les nombreux sels hygroscopiques qui s'y déposent ne montrent aucun signe de déliquescence, ce qui exclut la possibilité de dégagements de vapeur d'eau. De plus les divers produits gazeux, dans la genèse desquels on a voulu faire intervenir l'eau, naissent par une toute autre réaction; ainsi le H_2S naît à la suite d'une réduction du sulfate de chaux par un hydrocarbure; le SO_2 se forme par l'action à l'abri de l'air de la silice sur un sulfate; le H Cl provient de la réaction d'un hydrocarbure sur un chlorosiliciure ou sur un chlorure. Si l'on ajoute à cela le fait que le chlorure de magnésium, très abondant dans certaines cendres, ne peut pas subsister même quelques secondes en présence de la vapeur d'eau et d'un sulfate à une température de 300° ou plus, et le fait que les cendres, qui se rubéfient avec une frappante rapidité en présence de l'air humide retombent non seulement presque absolument sèches, mais encore non rubéfiées, on arrive à la

persuasion que la vapeur d'eau doit faire défaut ou se trouver en quantité minime parmi les émations du cratère.

Pour compléter son exposé M. Brun signale encore le fait qu'il a pu faire cristalliser des magmas contenant jusqu'à 75 % de silice sans eau ni pression, mais en les maintenant simplement à une température adéquate à leur composition. Puis il conclut que l'azote, le chlore et l'hydrogène des dégagements volcaniques sont d'origine cratérienne et que les réactions volcaniques se passent comme dans un milieu quasi anhydre.

IIIe PARTIE. — TECTONIQUE. DESCRIPTIONS RÉGIONALES

Alpes.

Tectonique générale. — La théorie des nappes de charriage, dont les adeptes deviennent chaque année plus nombreux, fournit incontestablement une base très favorable à une explication synthétique de la structure tectonique des Alpes. Aussi plusieurs auteurs ont-ils cherché dernièrement à donner un exposé général de l'ensemble des grands plis alpins, en partant de cette notion fondamentale.

C'est d'abord M. P. Termier (**92**) qui consacre une conférence à la **synthèse géologique des Alpes**. Il montre en commençant que les nappes de charriages ne sont que des plis amplifiés et couchés ayant perdu par étirement leur jambage renversé et se moulant sur l'avant-pays; puis il définit les structures en nappes empilées avec leurs laminages intenses qui déterminent d'une façon capricieuse des réductions et des suppressions de couches en grand nombre et donnent ainsi aux séries superposées des allures lenticulaires.

L'auteur parle ensuite des carapaces de nappes, qui imitent souvent absolument la surface d'un massif autochtone, et des fenêtres qui mettent à nu par la déchirure locale d'une nappe, les roches qui forment son soubassement. Il montre l'ampleur qu'a pris le phénomène des charriages et il attire l'attention sur la valeur très relative des arguments tirés du sens du plongement ou de l'orientation d'une charnière pour définir la direction du mouvement général d'une nappe.

Passant aux différentes zones alpines, M. Termier définit d'abord la zone axiale ou des schistes lustrés, qui se suit de Gênes au Rhin et réapparaît ensuite en fenêtres dans la

Basse-Engadine et dans le massif des Hohe Tauern. Cette zone comprend de haut en bas les Schistes lustrés (Eocène-Trias supérieur), le Trias formé de calcaires et de quartzites, les schistes métamorphiques permo-carbonifères et plus anciens et des granites qui résultent de la transformation complète des termes les plus reculés; elle est caractérisée par la concordance absolue de tous ses niveaux et par leur métamorphisme intense, qui se poursuit, en s'atténuant il est vrai, jusqu'à l'Eocène.

Au N de la zone axiale les Alpes suisses ont, sur presque toute leur étendue, le caractère de pays de nappes; il en est de même au S dans les Alpes pennines et de là jusque dans les massifs des Grisons et des Alpes orientales. Enfin, cette zone interne des Alpes méridionales est brusquement limitée vers le S par une dislocation de première importance, qui la sépare d'une région tectoniquement et lithologiquement différente; il s'agit de la ligne judicarienne ou du Tonale et du pays des Dinarides. A ce propos M. Termier reprend ici la notion qu'il a déjà précédemment développée (voir *Revues* pour 1904 et 1905) d'un chevauchement des Dinarides sur les Alpes. Il se représente les Dinarides comme appartenant à un fragment de l'écorce terrestre détaché de son substratum originel et transporté sous un effort tangentiel sans plissement sensible sur un plan de friction voisin de l'horizontale. Cette énorme écaille, se mouvant vers le N, aurait fonctionné comme un traîneau écraseur et aurait couché les plis alpins qui se formaient devant et sous elle; elle serait ainsi la cause déterminante de la tectonique générale des Alpes.

M. C. Schmidt (**86**) a fait, à l'occasion d'une solennité universitaire à Bâle, un exposé des idées modernes sur l'origine des Préalpes et des Klippes et les nappes glaronnaises. Il a fait ressortir les relations existant entre les massifs de l'Aar et du Mont-Blanc et les plis couchés des Hautes Alpes calcaires, puis, passant aux Alpes pennines, il a décrit les plis-nappes qui se développent dans cette zone interne.

Après avoir exposé dans ses grandes lignes le côté tectonique de la théorie des grandes nappes alpines, M. Schmidt a exposé comment cette théorie donne seule une explication satisfaisante de la répartition des faciès dans les diverses zones alpines, en insistant particulièrement sur les affinités existant entre le Trias des Klippes de Giswyl et des Mythen et celui des Alpes lombardes.

Enfin, dans un chapitre final, l'auteur touche à la question

du métamorphisme des roches, en se gardant de vouloir trancher entre les diverses hypothèses en cours.

M. G. Steinmann (**89**) a donné un aperçu général de la **Tectonique des chaînes alpines**, telle qu'elle ressort des travaux récents. Dans cet exposé il commence par définir les effets de l'effort tangentiel en même temps que ceux des agents modelants de la géodynamique externe; puis il montre la nécessité, pour comprendre le système alpin, de tenir compte de toutes les phases par lesquelles ont passé les régions alpines pendant les longues périodes qui ont précédé leur surrection définitive.

L'auteur décrit d'abord les chaînes relativement simples du Jura qu'il définit comme un faisceau de plis dont les anticlinaux tendent à prendre des formes de plus en plus abruptes dans la direction du N et de l'E, pour passer finalement au S des Vosges et de la Fôrêt Noire, à des plis couchés au N ou même chevauchants. C'est ainsi que dans la chaîne du Mont Terrible un anticlinal presque droit vers l'W finit par se coucher sur une largeur de plusieurs kilomètres sur son avant-pays dans sa partie orientale, à la façon d'une nappe sans racine, et nous fournit un exemple incontestable de grand recouvrement, semblable à ceux dont les Klippes représentent plus au S des lambeaux isolés par l'érosion.

A propos du Jura M. Steinmann montre encore l'importance qu'il y a aussi au point de vue tectonique à définir exactement les divers faciès; c'est ainsi que dans le Jura bâlois et argovien la série jurassique et molassique montre un développement tout différent dans la région tabulaire et dans les plis jurassiens chevauchants, la limite entre les 2 faciès coïncidant avec l'amorce du chevauchement. Les fractures jouent d'autre part un rôle important dans la constitution complète de la tectonique et particulièrement les fractures transversales.

Passant ensuite aux Alpes, l'auteur décrit d'abord les coins bien connus de calcaire, enfoncés dans le gneiss du massif de la Jungfrau; puis il définit la structure si curieuse de la chaîne du Mont Joly avec ses nappes couchées horizontalement les unes sur les autres, dont la plupart s'amorcent d'une façon encore visible dans les synclinaux sédimentaires du versant N du massif du Mont Blanc. Il montre le développement de la grande nappe glaronnaise et celui de la nappe bien plus considérable encore qui s'est étendue au-

dessus d'elle, mais qui, morcelée par l'érosion, est réduite de nos jours aux Préalpes et aux nombreuses Klippes de toutes dimensions qui jonchent la surface du Flysch. Détaillant ensuite la tectonique des Préalpes, il distingue dans ce complexe tectonique 4 nappes superposées, dont chacune devait s'amorcer plus loin au S que celle sur laquelle elle s'appuie. Enfin il montre qu'une disposition comparable se retrouve dans les Alpes pennines et qu'au Simplon 4 nappes de gneiss se moulent successivement les unes sur les autres.

La formation de ces plis couchés gigantesques a dû s'effectuer, d'après M. Steinmann, avant le ridement principal des territoires sur lesquels ils chevauchent, puisque les roches qui les constituent se retrouvent à l'état de galets dans la Molasse, qui est elle-même fortement redressée. L'érosion a supprimé de ces nappes toute la partie interne, qui se trouvait à un niveau particulièrement élevé et n'en a laissé subsister que la région frontale accumulée dans les dépressions du soubassement.

L'ensemble des régions alpines se subdivise stratigraphiquement en 4 zones de faciès différent, qui se suivaient primitivement du N au S : faciès helvétique ou des Hautes Alpes, faciès préalpin, faciès des schistes lustrés et faciès austro-alpin ; l'on arrive donc forcément, en considérant les limites respectives actuelles de ces diverses séries stratigraphiques, à la notion que vers l'E les Alpes calcaires septentrionales d'Autriche sont formées, elles aussi, par une gigantesque nappe du faciès austro-alpin, supérieur à toutes les autres. La réalité de ce dernier recouvrement est du reste démontrée par le fait que, soit dans la Basse Engadine, soit dans la coupure Oetzthal-Brenner l'érosion profonde a ramené au jour des Schistes lustrés sous-jacents aux formations austro-alpines. Cette nappe des Alpes orientales comprend non seulement les grandes masses calcaires du Trias et du Jurassique, mais aussi les masses, beaucoup plus considérables encore des schistes cristallins, qui ont longtemps été considérées comme constituant des massifs centraux typiques. La largeur du recouvrement mécanique dépasse dans ces régions 120 kilomètres.

Cet exposé synthétique et didactique de M. Steinmann est agrémenté de nombreuses figures qui en rendent la lecture très facile.

M. H. Schardt (**83**) a, lui aussi, tenu à donner une image de la composition tectonique des Alpes telle qu'il se la repré-

sente. Il a insisté à son tour sur l'énorme développement que prennent les plis-nappes dans les différentes zones alpines et a cherché à fixer pour chaque système de nappes la zone des racines. Pour lui les plis couchés des Hautes Alpes calcaires s'enracinent dans la zone Aiguilles Rouges-Massif de l'Aar; les nappes préalpines devaient s'amorcer dans les synclinaux séparant les grands plis couchés des Alpes valaisannes et tessinoises et la nappe du Rhaeticon et des Alpes orientales doit avoir son origine au S de la zone des amphibolites d'Ivrée.

J'intercale ici le compte rendu du *Guide géologique* rédigé récemment par M. A. Baltzer (**56**) pour l'Oberland bernois, parce que cette description concerne en réalité des régions très diverses, depuis le Jura bernois jusque dans la zone des schistes lustrés.

A propos du **Jura bernois** l'auteur débute par l'énumération des divers plis qui forment du N au S les chaînes du Vellerat, des Raimeux, du Graitery-Moron, du Montoz, du Chasseral et du Lac, puis il donne le tableau stratigraphique des formations tertiaires et jurassiques, en faisant clairement ressortir le contraste qui existe au niveau de l'Argovien entre le faciès oriental développé dans les chaînes du Montoz et du Chasseral, et le faciès occidental, qui se trouve dans les chaînes des Raimeux et du Vellerat.

Traitant du cours de la Birse, M. Baltzer discute tout naturellement la question du mode de formation des cluses et arrive à la conclusion que l'explication la plus vraisemblable est celle qui admet l'antécédance des cours d'eau, en faisant intervenir comme éléments déterminants de la position des traversées de chaînes des phénomènes tectoniques, tels qu'ensellements transversaux, chutes brusques des axes de plis, fractures et dislocations transversales.

Après un aperçu sommaire sur la vallée inférieure de la Birse, vient une description du synclinal tertiaire de Delémont, dont les couches montrent des affinités à la fois avec celles du Plateau suisse et du bassin de Mayence, et de la cluse de Choindez qui vers l'amont coupe les chaînes du Vellerat et des Raimeux. Ici affleurent en une belle voûte toutes les couches du Jurassique supérieur et du Dogger jusqu'aux marnes à *Ostrea acuminata*. Les 2 anticlinaux du Vellerat et des Raimeux ne sont séparés que par un synclinal étroit et peu profond, qui donne naissance au vallon de la Verrerie; le second anticlinal est ouvert jusqu'au Keuper.

La cluse de Moutier forme le dernier tronçon de la coupure transversale qui relie les vallées de Moutier et de Delémont, elle coupe une digitation latérale de l'anticlinal des Raimeux, qui, s'enfonçant rapidement vers l'W, ne tarde pas à disparaître; le Jurassique n'est entamé ici que jusqu'à l'Oxfordien; au niveau de l'Argovien on constate un faciès mixte entre les types argovien et bernois.

Entre Moutier et Court s'ouvre une nouvelle cluse au travers de la chaîne du Graitery. L'Argovien et l'Oxfordien y sont mis à nu, et dans le premier on peut voir comment le faciès coralligène cède la place au faciès marno-calcaire par réduction progressive vers le S. Ensuite vient le synclinal tertiaire de Tavannnes avec ses grès à *Dinotherium bavaricum* et à cailloux alpins, ses calcaires à *Planorbis cornu* et ses marnes œningiennes.

Après avoir décrit sommairement la chaîne du Montoz-Weissenstein et le vallon de Sonceboz, M. Baltzer s'arrête un peu plus longuement à la cluse de la Reuchenette, dont il décrit les couches oxfordiennes, argoviennes et séquaniennes.

Le second chapitre du *Guide de l'Oberland* est consacré au tronçon Berne-Thoune de la vallée de l'Aar, plus particulièrement aux formations molassiques du Belpberg, dont une belle coupe existe au Marschgraben. Puis M. Baltzer aborde l'étude des régions oberlandaises par une description des **environs du lac de Thoune**; il fait ressortir le contraste tectonique et par suite orographique bien connu, qui se manifeste entre les 2 rives du lac et expose sobrement à ce sujet la notion du recouvrement mécanique des Préalpes sur la Molasse et sur les chaînes crétaciques à faciès haut-alpin.

L'auteur décrit ensuite l'ancien delta interglaciaire de la Kander au-dessus de Gwatt et la moraine qui le recouvre, puis les alluvions que la Kander a déposées sur la ligne Kandergrund-Thunerallmend, et il discute à ce propos les idées émises par M. Zollinger sur les cours anciens de la Kander et de la Simme. Enfin il consacre quelques lignes aux Klippes triasiques et liasiques des environs de Spiez, sur l'origine desquelles il ne se prononce du reste pas catégoriquement.

Au N du lac de Thoune, M. Baltzer donne un aperçu de la chaîne des Ralligstöcke et du vallon anticlinal du Justisthal, montrant le chevauchement au NW des formations infracrétaciques sur le Flysch, dans lequel s'intercalent de petites klippes préalpines, et sur la Molasse ; il définit la succession stratigraphique crétacique-oligocène qui constitue ici les Alpes

calcaires externes. Puis il décrit le trajet de Sigriswyl à Merligen, le long duquel les formations crétaciques et tertiaires sont affectées de nombreuses dislocations.

Le chapitre suivant, qui est consacré aux environs d'Interlaken, débute par la description de l'éperon terminal du Därligengrat, où l'on trouve tous les termes du Crétacique moyen et supérieur qui manquent dans les chaînes plus externes, soit les couches à *Orbitolina lenticularis*, les grès foncés du Gault et les calcaires de Seewen. Un peu plus loin, sur la petite voûte du Buchholzkopf, l'Urgonien est par contre de nouveau recouvert directement par les grès nummulitiques du Hohgant.

La Wagnerenschlucht et le Saxetenthal permettent de pénétrer dans l'intérieur des Alpes calcaires médianes et de voir le Néocomien et le Berriasien renversés par dessus l'Urgonien précité.

Au N d'Interlaken la vallée de Habkern est creusée dans le Flysch entre le pli du Brienzergrat et la voûte du Beatenberg et est célèbre par les gros blocs exotiques de granite que contiennent ici les dépôts tertiaires.

M. Baltzer passe de là dans le **Kienthal**, dont la tectonique a été définie récemment par M. Gerber (voir *Revue* pour 1905) ; il décrit le chevauchement des Alpes calcaires médianes sur les Alpes calcaires internes, tel qu'on le voit soit au fond de la vallée, soit à la Sefinerfurgge, caractérise la structure en plis empilés de la chaîne des Büttlassen, et montre la continuité de la zone tertiaire du Kienthal avec celle de Mürren. De cette dernière localité il nous fait monter sur les flancs du massif de l'Aar, par Obersteinberg jusqu'au Roththal et au Lauterbrunner Breithorn, pour nous exposer le développement des fameux coins calcaires enfoncés dans le cristallin.

A propos du **Männlichen**, l'auteur nous montre comment cette chaîne est constituée par un empilement de 4 plis horizontaux de Dogger, dont tout l'ensemble est en chevauchement sur les Alpes calcaires internes. Puis il décrit les grands plis que dessinent les calcaires jarassiques et les gneiss en face de Grindelwald dans la paroi de l'Eiger, du Mettenberg et du Vorder Wetterhorn. Le **groupe du Faulhorn** fait l'objet d'une description détaillée, dans laquelle M. Baltzer fait ressortir à la fois le caractère stratigraphique de la région avec ses schistes berriasiens, ses calcaires tithoniques et séquaniens, ses schistes oxfordiens, ses calcaires spathiques bathoniens et

ses schistes à *Cancellophycus scoparius* du Bajocien, et le caractère tectonique, qui lui est donné par ses plis serrés tous déjetés au NW et diminuant progressivement de hauteur jusqu'au lac de Brienz, qui est logé dans un synclinal peut-être faillé de Crétacique inférieur.

Remontant la vallée de l'Aar depuis le lac de Brienz l'on arrive bientôt au bassin du Hassli séparé de celui de Meiringen par le seuil calcaire de Kirchet. M. Baltzer ne croit pas devoir admettre une intervention importante de l'érosion glaciaire dans la formation de la large cuvette du Hassli ; il suppose un bombement tectonique transversal à la vallée et s'étant effectué dans les temps postglaciaires sur la ligne du Kirchet. Ce bombement a causé la formation d'un lac à l'amont ; quant au caractère épigénétique des gorges de l'Aar et à l'existence de 3 anciennes gorges successivement abandonnées, ils s'expliquent par des obturations effectuées à plusieurs reprises par les glaciers.

La région d'Innertkirchen est célèbre par les 5 grands plis couchés que forme le gneiss dans la paroi du Gstellihorn entre un nombre égal de synclinaux calcaires. Ici commence le **massif cristallin de l'Aar;** sur sa bordure septentrionale on trouve d'abord un granite; puis vient un complexe de schistes divers (gneiss, schistes micacés, sériciteux, chloriteux, quartzitiques, etc...) qui se termine au S par des bancs de calcaires marmorisés ; après quoi les gneiss reprennent jusque près de Guttannen. En amont de cette localité commence le granite, dont la texture et la composition montrent des variations importantes et dont la masse est profondément divisée par un coin enfoncé de haut en bas de schistes amphiboliques et talqueux. Avant l'hospice du Grimsel ce granite passe de nouveau à un gneiss typique dans lequel s'intercalent seulement des apophyses intrusives.

En visitant du Grimsel le glacier de l'Oberaar on peut voir de beaux contacts entre le granite et les schistes encaissants. Au col même du Grimsel affleurent des gneiss œillés en bancs verticaux, puis bientôt après commencent les schistes sériciteux de la bordure méridionale du massif.

Dans un nouveau chapitre M. Baltzer donne une description sommaire de la montée de Fiesch au sommet de l'Eggischhorn qui se fait dans cette même zone bordure, du Märjelensee et de la partie supérieure du glacier d'Aletsch. Il nous amène ainsi jusqu'aux rochers du Faulberg, où le contact du granite et des schistes est particulièrement bien visible. Pas-

sant ensuite à Rieder Alp il nous conduit à Bel-Alp et au Sparrhorn, pour nous montrer finalement les beaux contacts entre le granite et les schistes cristallins qu'il a étudiés au pied de l'Aletschhorn, au-dessus du glacier d'Ober-Aletsch. Ici on peut voir des apophyses intrusives dans les schistes, des enclaves schisteuses dans le granite et aussi des enchevêtrements des 2 milieux dus à des causes tectoniques.

L'auteur nous reconduit maintenant à travers le massif de l'Aar par le Lötschenthal, le Lötschenpass et le Gasterenthal, nous faisant traverser d'abord la zone méridionale des roches gneissiques et des micaschistes jusqu'à Goppenstein, puis la zone des schistes verts qui représente la calotte sédimentaire des massifs granitiques de l'Aletschhorn, du Bietschhorn et de Gasteren, puis les grès du Verrucano moulés sur le granite de Gasteren, qui disparaissent au N sous les couches triasiques-jurassiques du Balmhorn, enfin le vaste dôme granitique de Gasteren, dont l'intrusion date de la fin des temps paléozoïques.

Un autre itinéraire également envisagé nous amène par la vallée du Rhône à Montreux, en nous faisant voir en passant la région maintenant classique de la Dent du Midi, du Val d'Illiez, de Vionnaz et de Vouvry.

Ici M. Baltzer cède la plume à M. H. Schardt pour nous reconduire **à travers les Préalpes de Montreux à Spiez.** Les environs même de Montreux sont assez longuement décrits, avec le chevauchement des Préalpes externes sur la Molasse et celui des Préalpes médianes sur la zone externe, avec la forme caractéristique des plis tous fortement déjetés à l'extérieur et presque tous faillés et chevauchants. Ensuite, suivant le trajet de la ligne Montreux-Montbovon-Château-d'Œx, M. Schardt nous fait passer par le synclinal crétacique des Allières, puis par la cluse de Rossinière, qui entame jusqu'au Trias l'anticlinal double de la Chaîne du Vanil-Noir et permet ainsi d'établir une coupe complète des formations jurassiques. Après la description du synclinal de Flysch de Château-d'Œx, vient celle du pli-faille du Mont Laitmaire avec le faciès spécial de ses couches jurassiques. Puis l'auteur nous mène par le vallon de la Gérine dans le massif du Rubly, où il nous démontre la superposition de la Brèche de la Hornfluh sur les Couches Rouges et le Flysch des Préalpes médianes, un premier lambeau de recouvrement formant le Mont Cananéen au NW du Rubly, un autre lambeau, beaucoup plus important, s'intercalant entre les plis médio-préalpins du Ru-

bly et de la Gummfluh et se divisant d'une façon très compliquée en 3 écailles superposées.

Enfin cette orientation générale dans le territoire préalpin se termine par un rapide exposé du trajet en chemin de fer de Château-d'Œx à Spiez, dans lequel sont traités successivement la zone de Flysch des Saanenmöser avec ses klippes de porphyrites enfoncées dans les schistes tertiaires, les lambeaux chevauchants de brèche de la Hornfluh et du Fluhwald, la vallée synclinale du Bas Simmenthal et le débouché de cette vallée entre la Burgfluh et la Simmenfluh. A propos des Klippes triasiques - liasiques des environs de Spiez, M. Schardt montre que ces formations doivent forcément appartenir à la même unité tectonique que les terrains secondaires de la zone des cols sous-jacente à la zone du Niesen et que tout cet ensemble doit représenter une nappe préalpine inférieure.

Après cet aperçu sur les Préalpes, M. Baltzer reprend la plume pour nous décrire la traversée du **Brünig**, de Meiringen au lac des Quatre-Cantons. Il consacre un chapitre spécial aux klippes de Giswyl formées de calcaires triasiques (Giswylerstock et Jänzimatthorn), de Dogger à Zoophycos (Jänzimatthorn) de Malm à radiolaires et de Couches rouges (Rothspitz). Ces formations de faciès préalpin, repliées sur elles-mêmes et divisées en 3 lambeaux distincts, reposent sur le Flysch des chaînes à faciès helvétique et appartiennent incontestablement à une nappe chevauchante dont l'origine reste douteuse pour l'auteur.

Par le Brünig nous arrivons aux Alpes calcaires des environs du lac des Quatre-Cantons. L'auteur commence la description de ce nouveau secteur par la définition exacte de la série infracrétacique, telle qu'elle affleure au pied du Lopperberg entre Stansstad et Alpnachstad. Puis il aborde l'étude du **Pilate**, dont il précise les caractères stratigraphiques d'après les derniers travaux de M. Buxtorf (calc. glauconieux valangiens à *Hopl. neocomiensis* et *Hopl. Grassi*, Kieselkalk hauterivien, couches glauconieuses de l'Altmann et marno-calcaires du Drusberg représentant le Barrémien inférieur, Schrattenkalk du Barrémien-Aptien avec ses intercalations marneuses à *Orbitolina lenticularis* dans la partie supérieure, Gault très imparfaitement développé seulement dans le Sud, Crétacique supérieur manquant). Au point de vue tectonique la chaîne du Pilate commence vers l'W par une simple série normale néocomienne-oligocène chevauchant au NW sur le

Flysch et la Molasse, puis sa structure se complique rapidement, de façon à comporter jusqu'à 4 plis anticlinaux serrés isoclinalement et déjetés au NW. Dans le versant S de l'Esel et au Matthorn, l'anticlinal le plus méridional, qui est aussi le plus important, a son front culbuté et enfoncé en un faux synclinal néocomien au milieu du Nummulitique qui le borde au N. Le sommet même de l'Esel est formé par un grand anticlinal, qui se divise en 2 digitations séparées par l'étroit synclinal de Nummulitique et de Flysch de l'hôtel Bellevue.

L'auteur expose sommairement l'idée que les plis du Pilate, loin d'être en place, appartiendraient à une nappe de charriage inférieure.

Après nous avoir donné un rapide aperçu sur le Gadmenthal, le Susten et le Meienthal, M. Baltzer nous conduit, en un dernier voyage, du Grimsel à la Furca, puis au Gothard et à Airolo, pour nous ramener finalement au profil si remarquable de l'Urnersee et de l'Axenstrasse. Le synclinal de la Furca, qui sépare les massifs de l'Aar et du Gothard, est formé de dolomies triasiques et de calcschistes jurassiques ; il est plusieurs fois digité et prend la forme d'un éventail renversé. A propos du **massif du Gothard** M. Baltzer fait ressortir sa structure en éventail et reproduit à peu près les données pétrographiques qui résultent du récent travail de M. Waindziok (voir plus haut, p. 616). Quant à la région du lac des Quatre-Cantons, l'auteur commence par exposer les différentes hypothèses émises sur le mode de formation du bassin lacustre, puis il décrit la coupe géologique des chaînes de l'Axenberg et du Frohnalpstock entre Flühlen et Brunnen, en donnant parallèlement l'interprétation ancienne de M. Heim et l'explication moderne de M. Lugeon.

Alpes orientales. — M. W. Hammer (**61**), après avoir exploré à nouveau le **groupe de l'Ortler**, a publié sur ce sujet une notice préliminaire, dont j'extrais les faits suivants :

Le calcaire de l'Ortler est directement surmonté par des couches de Koessen indiscutables et peut, par conséquent, être identifié sans hésitation avec le Hauptdolomit. Ces couches de Koessen sont bien visibles dans le Val Vitelli, à la Nagler Spitz et au Madatschkogel.

Le Trias de l'Ortler est coupé brusquement au N par une grande fracture verticale, qui se suit de Trafoi, par la montagne de Zumpanell, jusque dans le Suldenthal et de là dans les montagnes de Laas. Le massif de l'Ortler est donc limité au N comme au S par de grandes fractures.

L'auteur rectifie ensuite, sur divers points, les observations antérieures de M. Termier sur la même région, et se base sur ces rectifications pour montrer que l'interprétation générale, donnée par le savant géologue français, de cette partie des Alpes (voir *Revue* pour 1905) n'est pas acceptable.

M. E. Künzli (**77**) a relevé, dans le versant SE du **Julier**, une coupe dirigée de l'E à l'W et y a constaté la présence de roches beaucoup plus variées que le ne fait supposer la carte de Theobald. A côté du granite du Julier on trouve, en effet, au N de Silvaplana, des granites à amphiboles, des roches filonniennes aplitiques et dioritiques et des schistes métamorphisés par les roches volcaniques en contact.

Pour faire suite à son étude récente du massif de Lischanna (Basse Engadine), M. W. Schiller a entrepris l'exploration des montagnes qui bordent, plus au N, la vallée de l'Inn du côté de l'E, et s'étendent entre le val d'Uina, le **Piz Lad** et Martinsbruck (**85**).

Cette région se divise transversalement en 3 zones dirigées à peu près N-S et superposées : la première formée de roches cristallines, la seconde de calcaires triasiques-jurassiques, la troisième de roches cristallines. La première et la troisième zones comprennent comme élément essentiel des gneiss, mais on trouve, soit dans l'une soit dans l'autre, des intercalations intrusives de roches basiques, amphibolites et diabases, et dans la première un important massif de granite affleure au NE de Remus sur la rive gauche de l'Inn.

Sur les gneiss s'appuie par places une zone peu épaisse de schistes micacés appartenant aux schistes de Casanna, puis viennent localement des grès, des conglomérats et des schistes polycolores du Verrucano qui supportent le Trias. Celui-ci débute, dans la règle, par un complexe de calcaires dolomitiques et de schistes calcaires, qui contient des débris d'encrines et correspond au **Muschelkalk**. Directement au-dessus commence le **calcaire du Wetterstein** gris-jaunâtre, bien stratifié et contenant, avec des *Physoporelles*, des coquilles indéterminables de Lamellibranches et de Gastéropodes. Les couches de Raibl sont représentées par des argiles plus ou moins gréseuses, rouges, jaunâtres ou vertes ; mais ce faciès n'existe pas partout et le calcaire de Wetterstein paraît alors se confondre avec le Hauptdolomit, d'autant plus que certains bancs contiennent des Megalodon. Le Hauptdolomit typique n'existe du reste pas dans la région ; on trouve, par contre, des couches marno-calcaires, grises et jaunâtres, contenant

de nombreux débris de Pectinidés et de Limidés, de Crinoïdes et de polypiers qui offrent tous les caractères du Rhétien.

Le Lias comporte, dans la chaîne du S-chalambert-Piz Lad des termes plus variés que plus au S ; ce sont : d'abord une brèche dolomitique associée à des calcaires et des marnes gris ou rouges, puis des calcaires à Crinoïdes et à fragments dolomitiques qui semblent appartenir au Lias inférieur ; ce sont ensuite des schistes marneux et argileux, du type des schistes de l'Allgäu, du Lias moyen et enfin des marno-calcaires ocreux contenant *Hildoc. bifrons* avec d'autres Harpoceratidés, des Belemnites, des débris de Crinoïdes, etc. Le Dogger manquant, la série recommence par des calcaires gris à *Aspid. acanthicum*, qui n'existent du reste qu'au sommet du Piz S-chalambert dadaint. Le Jurassique supérieur paraît comprendre en outre des faciès très divers, dont la plupart sont complètement dépourvus de fossiles caractéristiques. M. Schiller y fait rentrer des calcaires à Crinoïdes d'aspects variés et dont les uns contiennent des Aptychus, d'autres des Belemnites, un calcaire ocreux riche en fossiles (Trochocyathus, Phyllocrinus, Aptychus, Belemnites), des calcaires à radiolaires, des brèches à éléments dolomitiques accentuant le caractère transgressif du Malm.

Dans la vallée de l'Inn, les schistes cristallins précités recouvrent, comme on le sait, en chevauchement, les schistes lustrés de la Basse-Engadine, qui paraissent appartenir, en partie au Jurassique, en partie au Crétacique, peut-être même au Tertiaire. Dans le voisinage immédiat du plan de chevauchement on retrouve les mêmes serpentines qui existent ailleurs dans une situation semblable.

Le caractère général tectonique de la chaîne du Piz Lad, rappelant beaucoup celui du massif de Lischanna, est marqué avant tout par la superposition de plusieurs plis et chevauchements correspondant à une poussée venue du SE ; mais, comme l'indiquent les différents profils établis par M. Schiller, le détail de la tectonique subit du NE au SW des modifications progressives très importantes. Les observations de l'auteur ne cadrent du reste pas avec plusieurs des idées générales émises par M. Termier.

Le premier profil étudié vers le N est celui qui passe par Martinsbruck et le Piz Lad. Dans la vallée, vers Martinsbruck affleurent des schistes lustrés très énergiquement disloqués et montrant un plongement d'ensemble au SE. Au-dessus de ces schistes vient une zone importante de diabases, de ser-

pentines et de schistes spiliteux ; puis on traverse une écaille de schistes lustrés, qui cesse du reste rapidement dans la direction du SW, et on atteint le gneiss formant une puissante assise. Celle-ci supporte directement les calcaires triasiques du sommet du Piz Lad, qui comprennent du Muschelkalk, des calcaires du Wetterstein et probablement aussi du Hauptdolomit. L'ensemble de ce Trias est recourbé en un synclinal déjeté et sur le versant E du Piz Lad on traverse bientôt une mince zone de Muschelkalk renversée sur le calcaire du Wetterstein et recouverte par les gneiss de la zone orientale.

Un peu plus au S, le long du val Torta, le profil s'est déjà notablement modifié ; l'on retrouve en bas les schistes lustrés, puis la zone de serpentines et de diabases, mais l'écaille de schistes lustrés qui séparait cette dernière du gneiss à disparu ; les serpentines sont donc chevauchées directement par le gneiss de la zone occidentale ; celui-ci, par contre, est séparé du Trias de la région culminante du Piz Lad par une importante zone de calcaires à silex, dont M. Schiller fait du Tithonique et par une zone de broyage, dans laquelle sont mêlés des schistes de Casanna, du Verrucano, du Muschelkalk et des couches de Raibl. Le Trias de l'arête, qui est évidemment en contact mécanique avec les calcaires jurassiques sous-jacents, est formé essentiellement par le calcaire du Wetterstein, replié en synclinal couché et recouvert du côté de l'E par le Muschelkalk et le gneiss. Des lambeaux de ces formations recouvrantes sont enfoncés dans la masse du Wettersteinkalk jusque dans la région même de l'arête.

Une troisième coupe étudiée passe au N de Remüs et du val d'Assa, puis dans le versant S du Piz Ajuz, pour aboutir à l'Ausser Nockenkopf. Ici le contact entre les schistes lustrés et la masse chevauchante de gneiss a passé sur la rive gauche de l'Inn ; le gneiss contient un gros amas lenticulaire de roche granitique ; la zone des serpentines et diabases paraît manquer presque partout. D'autre part, au-dessus de la zone occidentale de gneiss, la bande marquée plus au N par une simple traînée de calcaires jurassiques s'est considérablement élargie et compliquée. En effet, on voit ici, directement sur les schistes cristallins, d'abord une série normale de schistes de Casanna, Verrucano, Muschelkalk et calcaire du Wetterstein, puis les calcaires tithoniques, qui forment une zone évidemment complexe, dans laquelle s'intercalent plusieurs écailles de Wettersteinkalk et d'autres niveaux triasiques ;

enfin le sommet du Piz Ajuz est constitué par les mêmes calcaires triasiques que celui du Piz Lad et ici encore ce Trias s'enfonce au SE sous le gneiss qui forme le Piz Russenna.

Dans la région du val d'Assa, la coupe du versant droit de la vallée de l'Inn reste sensiblement la même dans toute sa partie inférieure et moyenne ; la zone jurassique prend ici l'aspect d'une véritable zone de broyage dans laquelle sont mêlés le Tithonique, le Lias et les divers niveaux du Trias. Une différence importante intervient par contre dans la partie supérieure du profil par la disparition de la zone triasique du sommet du Piz Ajuz et par la superposition directe du gneiss de la zone orientale sur la zone de broyage précitée.

Au S du val d'Assa, la zone calcaire s'élargit notablement ; en outre le plan de chevauchement principal du gneiss sur les schistes lustrés tend à se redresser ; le Muschelkalk, qui suit le gneiss, finit même par se renverser par dessus le calcaire du Wetterstein et dessine un synclinal déjeté à l'E. Enfin, M. Schiller a constaté au Piz S-chalambert dadaint un chevauchement du Trias sur lui-même, et à la Plattas un superglissement discordant de couches liasiques et suprajurassiques sur le Trias, qui rappelle exactement ce qui existe dans le massif de Lischanna.

Ce travail est suivi d'une étude géologique de la **Haute-Engadine**, faite par M. K. Zœppritz (**85**) qui concerne plus particulièrement les bassins d'alimentation du val Chamuera, du val Casanna et du val Trupchum au SE de l'Inn et au N les pentes descendant du Piz Blaisun, du Piz Cötschen et du Piz Griatschouls.

Après un historique des travaux concernant cette région, l'auteur fait un exposé très complet de la stratigraphie.

Les schistes cristallins sont en majeure partie des gneiss, parmi lesquels on peut reconnaître des orthogneiss et des paragneiss et qui passent parfois, par réduction des éléments feldspathiques, à des micaschistes. Il s'y mêle en outre, en petite quantité, des schistes chloriteux ou talqueux et des phyllites. La démarcation entre les schistes cristallins proprement dits et les schistes de Casanna, établie par Theobald, est arbitraire et doit être abandonnée, au moins tant qu'une étude pétrographique détaillée n'aura pas été faite.

Les granites jouent un rôle important dans la constitution du massif de l'Albula ; leurs contacts avec les sédiments sous-jacents sont certainement mécaniques et leur âge est en tout

cas plus ancien que le Permien, contrairement à l'opinion de M. Tarnuzzer. Il existe, d'autre part, un petit massif granitique au Piz Vauglia qui semble former le cœur d'un pli en éventail. Enfin, un autre petit culot granitique affleure dans la partie supérieure du val Casanna. A côté du granite les schistes cristallins contiennent, en divers endroits, des porphyrites diabasiques renfermant de petites quantités de biotite et de quartz ; ces roches paraissent être aussi prépermiennes, tandis qu'un filon plus récent de diabase traverse les dolomies triasiques du val Lavirum un peu en amont du confluent avec le val Chamuera.

La série des sédiments proprement dits commence avec le **Verrucano**, dont la base est généralement constituée par des conglomérats, tandis que la partie supérieure comprend des grès, puis des schistes rouges et verts et passe par transition graduelle aux corgneules triasiques. Ce Verrucano doit, malgré sa faible épaisseur, appartenir en partie au Permien, en partie au Werfénien. La **untere Rauhwacke**, qui vient au-dessus, se compose non seulement de corgneules, mais aussi de gypse. Le **Muschelkalk** est constitué par des calcaires dolomitiques jaunes, gris ou noirs, sans débris d'encrines, mais contenant, par places, *Cœnothyris vulgaris*. Le **calcaire du Wetterstein** est stratifié en très gros bancs et caractérisé par *Diplopora annulata;* on y voit de nombreuses sections de Lamellibranches et de Gastéropodes. Les **couches de Raibl**, très peu épaisses, sont représentées par des argiles et des grès rouges associés à des bancs de dolomies et des corgneules. Puis vient le **Hauptdolomit**, gris, souvent rougeâtre à sa partie supérieure, en gros bancs, sans Gyroporelles, mais avec de nombreuses sections de Lamellibranches. Les alternances de marnes et de calcaires foncés, qui constituent les **couches de Koessen**, renferment de nombreux fossiles, des Lithodendron, des débris d'Echinides et de Crinoïdes, *Terebr. gregaria*, *Dimyopsis Emmerichi* v. Bist. *Avic*, *contorta*, *Cardita austriaca*, etc.... Dans le val Trupchum elles passent vers le haut à un véritable **Dachsteinkalk** riche en Megalodon et en polypiers ; ailleurs elles sont difficiles à délimiter relativement au Lias.

Le **Lias** est composé essentiellement de schistes marneux gris avec bancs calcaires, rappelant exactement les schistes de l'Algäu, dans lesquels on trouve de nombreux débris de Pentacrinus et de Millericrinus, *Rhynch. Fuggeri* Frauscher, *Inoceramus ventricosus* Sow., *Oxytoma inaequivale* Sow.,

Aegoc. bispinatum Geyer, des Arietites appartenant aux groupes de *Ar. geometricus* Op., *Ar. bisulcatus* Brug. et *Ar. raricostatus* Ziet., des Harpoceras, des Belemnites appartenant en particulier au groupe des acuti. Ces couches représentent donc les divers niveaux du Lias, du Sinémurien au Toarcien. Au Monte Motto près de Livigno, elles s'appuient sur un calcaire bréchoïde gris à *Schloth. angulata*, qui les sépare des couches de Koessen. Ailleurs, ce calcaire hettangien n'existe pas et les schistes de l'Algäu reposent tantôt sur le Rhétien, tantôt directement sur le Hauptdolomit. La partie inférieure est alors souvent, particulièrement dans le dernier cas, remplacée par un faciès calcaire, bréchoïde, rougeâtre, qui ne paraît du reste pas appartenir à un niveau précis, et dans lequel l'auteur a récolté, sur différents points, des débris de Millericrinus, *Gervillia Buchi* Zigno, *Pachystylus* cf. *conicus* Gem., des Phylloceras entre autres *Phyl. Partschi* Stur, des Lytoceras du groupe des fimbriati, etc.... Enfin, on trouve par places, en particulier au sommet du Murtiröl, intercalés dans le Lias, des schistes ponctués de grains noirs correspondant à des coquilles de Globigerines et autres Foraminifères; l'âge de ces schistes est, du reste, douteux.

Les marno-calcaires liasiques sont surmontés normalement soit dans le val Trupchum, soit au Piz Mezaun, par des bancs de calcaires siliceux verdâtres, bientôt suivis par des calcaires à silex rouges, contenant, en grande quantité, des débris de radiolaires et des Aptychus. Ces dernières couches ont fourni les fossiles suivants : *Apt. protensus* Güm., *Apt. pumilus* Güm., *Apt. punctatus* Voltz, *Apt. Beyrichi* Opp., *Rhynchotheutis acutus* Qu. (?), *Pygope diphya*, *Phyllocrinus cf. Oosteri* de Lor.; elles appartiennent au Tithonique. Au-dessus d'elles apparaissent au val Trupchum des calcaires gris clairs, bien lités, à silex foncés, contenant quelques rares Aptychus et qui peuvent être aussi bien suprajurassiques qu'infracétaciques.

En relation avec ces calcaires à silex, on trouve fréquemment des marnes rouges remplies de Globigerines (*Gl. bulloïdes* d'Orb., *Glob. linnaeana* d'Orb., *Glob. cf. cretacea* d'Orb.) qui paraissent devoir être absolument assimilées aux Couches rouges des Préalpes et appartenir, comme celles-ci, au Crétacique supérieur. Aucune formation d'âge tertiaire n'a pu, par contre, être constatée dans la région.

Passant aux caractères tectoniques, M. Zoeppritz commence par décrire l'importante zone de terrains triasiques et juras-

siques qui se suit depuis le Piz Blaisun au NE du col de l'Albula, par Scanfs et Cinuskel, puis par le val Trupchum jusqu'à Livigno. Il représente cette zone comme un synclinal digité au plongement isoclinal vers le NW ou vers le N, qui est chevauché au N par les masses cristallines du Piz Kesch. Dans les pentes qui s'élèvent du val Trupchum au Piz d'Esen on peut voir nettement un synclinal fermé au N de Malm et de Couches rouges enfoncé dans les schistes liasiques. Le caractère digité de ce synclinal, orienté W-E, ressort clairement du fait que dans les environs de Scanfs et dans le bas du val Trupchum les schistes liasiques sont divisés en plusieurs zones par des anticlinaux triasiques et permiens et ceux-ci sont intéressants par les nombreux phénomènes d'écrasement intense qu'ils présentent. Vers le S, cette principale bande de terrains jurassiques est bordée par un faisceau de plis de Trias, de Verrucano et de schistes cristallins qui sont d'abord déversés au SE dans la partie occidentale, puis se redressent et se déversent en sens inverse. Au Murtiröl, à l'E de Scanfs, les schistes liasiques sont chevauchés du côté du S par des anticlinaux couchés et écrasés de Trias et de schistes cristallins qui s'enfoncent dans leur masse, en donnant à l'ensemble une sorte de structure imbriquée. Ces plis sont encore plus accusés à l'E du confluent du val Casanna et du val Trupschum. Puis, plus à l'E, dans la région de la Punta Casanna, il semble, au contraire, que ce soit la zone du val Trupschum qui ait été repoussée du N au S par dessus le revêtement normal triasique des schistes cristallins du val Federia. Je dois du reste laisser ici de côté de nombreuses complications qui contribuent à donner, à toute cette zone, le caractère de dislocation intense.

Le faisceau de plis qui borde au S le synclinal de schistes liasiques décrit ci-dessus, désigné par l'auteur comme « faisceau de Madulein » commence, sur le territoire de la carte, dans la région du col de l'Albula et se continue, avec une direction NE, jusqu'à la ligne Zuoz-Madulein. Vers l'W, les anticlinaux, formés de Cristallin et de Trias inférieur, sont serrés, et faiblement déjetés au SE. A l'E de l'Inn, ce faisceau de plis change de caractère en ce sens que d'abord les schistes liasiques prennent une part prépondérante à la composition des synclinaux, qu'ensuite les anticlinaux non seulement ne sont plus déjetés au SE, mais se couchent au N par-dessus les schistes du val Trupschum. Enfin, dans le haut de cette vallée, les anticlinaux s'effilent et disparaissent ennoyés dans le Lias.

La zone suivante est constituée par une voûte importante de terrains cristallins, qui comprend vers l'W le massif granitique de Crasta Mora, partie intégrante du massif de l'Albula, puis à l'E de l'Inn la zone de gneiss qui supporte les formations secondaires du Piz Mezaun. Cette voûte est digitée vers l'E, entre l'Alp Arpiglia et l'Alp Vauglia par des synclinaux pincés de terrains secondaires, puis elle se confond avec la zone cristalline qui existe plus au S.

Le val Chamuera et le Piz Mezaun sont formés par des schistes liasiques et des calcaires dolomitiques du Trias qui s'appuient au N sur le gneiss de la zone précédente, tandis qu'ils sont chevauchés au S par les schistes cristallins du Piz Vadret et à l'E par ceux du Piz Vauglia. Il ne s'agit du reste pas ici d'un synclinal simple, car en remontant de Campovasto vers le Piz Vauglia on rencontre : 1° une zone très incomplète et mince de Trias et Rhétien reposant sur le Cristallin ; 2° du Lias ; 3° un épais complexe de dolomies triasiques ; 4° du Lias ; 5° une série incomplète de Trias renversée et chevauchée par le gneiss du Piz Vauglia, le tout plongeant au SE. Ce synclinal du Piz Mezaun se continue vers le NE jusque dans le domaine de l'Alp Arpiglia et de l'Alp Vauglia, où il se termine sous la forme de deux coins écrasés de Trias et de Lias, enfoncés dans le gneiss.

Le massif cristallin du Piz Vauglia avec son petit culot granitique au centre, offre ceci de particulier qu'il chevauche périphériquement sur des synclinaux de terrains secondaires ; au S au N et à l'E, le plan de ce chevauchement est fortement incliné, à l'W, au contraire, il devient presqu'horizontal. C'est une sorte de champignon, dont les bords sont comme festonnés par des coins sédimentaires, soit au Piz Corn, soit à l'Alp Vauglia et à l'Alp Casanella, soit dans le haut du val Casana, et l'auteur se refuse à y voir le lambeau d'une nappe de charriage.

Dans la chaîne qui sépare le val Casana du val Federia on retrouve plusieurs synclinaux sédimentaires, formés surtout de Verrucano et de Trias, enfoncés cette fois du NW au SE dans le gneiss et dont les couches ont subi encore un écrasement intense.

M. Zoeppritz, avant de conclure, revient à l'Alp Vauglia et au Murtiröl, pour décrire diverses brèches de dislocation, qui se sont développées dans cette zone vraiment broyée. Ici, ce sont des couches normales de Malm ou de Couches rouges, dans lesquelles sont encastrées des fragments anguleux de

gneiss ; là ce sont des mélanges broyés de Verrucano, de Trias et même de Lias qu'on peut voir passer latéralement ou verticalement à des couches normales.

Dans un chapitre final l'auteur envisage les caractères généraux de la région tels qu'ils découlent de son étude ; il constate que, quoique la direction habituelle des plis soit W-E, on trouve dans le détail des directions très différentes ; il remarque les chevauchements du Cristallin sur le sédimentaire qui existent le long du versant gauche de la vallée de l'Inn, autour du Piz Vauglia et dans le flanc de la chaîne du Piz Vadret et qui se font dans des sens divers, en général suivant des plans très inclinés ; il montre que le faisceau de plis de Madulein a tous les caractères d'un faisceau autochtone et que le synclinal jurassique-crétacique du soubassement S du Piz d'Esen indique un chevauchement local vers le S et non un chevauchement général vers le N. Le fait que le Cristallin du Piz Kech, qui chevauche au SW sur le Trias et le Lias, supporte, au contraire, normalement ces couches au NE, dans la région de Cinuskel, est aussi considéré comme en opposition avec la théorie d'une nappe chevauchante du massif de Silvretta. Aussi, M. Zoeppritz voit-il dans la Haute-Engadine non pas un empilement de nappes à la façon de M. Termier, mais une succession de terrains cristallophylliens et sédimentaires intensément plissée et disloquée par un effort tangentiel prolongé. Il estime ne pas pouvoir décider si cette succession est autochtone ou si elle appartient à une nappe de charriage, quoique la première solution lui paraisse plus probable.

M. H. Hoek (**72**), après avoir complété les observations qu'il avait faites précédemment sur le territoire compris entre la **Plessur**, la vallée de Davos et la Lenzer Heide, vient de publier une carte géologique au 1 : 50 000 de cette région avec un texte explicatif, qui marque une modification complète des idées de l'auteur sur la tectonique générale des Grisons, telles qu'elles ont été exposées en 1903 (voir *Revue* pour 1903).

Les schistes cristallins forment d'abord un petit massif qui comprend l'Alp Sanaspans, le Rothhorn de Parpan, l'Aelplihorn et le Rothhorn d'Arosa et dans lequel on distingue des gneiss, des micaschistes, des schistes amphiboliques et des granites roses à grain fin. Ce complexe est couvert normalement par le Trias austro-alpin. L'on trouve en outre au milieu de la zone de plis laminés de la région d'Arosa et du Schwarz-

horn de Parpan de nombreuses écailles écrasées de schistes cristallins, micaschistes ou gneiss. A Arosa même existent, semble-t-il, des schistes de Casanna.

Le **Verrucano** est très développé au cœur de l'anticlinal de l'Amselfluh-Lenzerhorn, où il comprend un niveau inférieur gréseux, un niveau supérieur peu épais de schistes rouges et en outre des porphyres quartzifères, qui existent en particulier au Sandhubel et au Kummerhubel. Il ne se trouve, par contre, que localement et avec une puissance très réduite entre le Trias du Piz Miez et le gneiss précité de l'Alp Sanaspans et du Rothhorn d'Arosa. L'auteur attribue, avec réserve, au même niveau, une écaille de brèche cristalline, formée de gros blocs de granite et de gneiss, qui est intercalée entre des schistes cristallins, des radiolarites jurassiques et du Flysch dans la zone imbriquée d'Arosa au SE de cette localité.

Les **couches de Werfen** typiques n'existent pas au-dessus du Verrucano dans la série à faciès austro-alpin ; on trouve, par contre, au milieu de la zone imbriquée d'Arosa, au Weisshorn et près de Maran, des grès jaunes ou rougeâtres à petits galets de quartz laiteux, passant parfois à des quartzites, qui doivent certainement s'y rapporter.

Le Verrucano est recouvert directement dans la chaîne de l'Amselfluh-Lenzerhorn par les dolomies et les corgneules de la **Untere Rauhwacke**, dont l'épaisseur totale peut varier de 1 à 40 m. Vient ensuite le **Muschelkalk** composé de calcaires durs, foncés, rarement dolomitiques, avec silex et débris d'encrines, devenant parfois plus marneux et ressemblant alors aux couches de Partnach. Le Trias supérieur est entièrement formé, dans cette même chaîne, par les calcaires dolomitiques du Wetterstein et du Haupdolomit, qu'aucune limite tranchée ne sépare, et le Rhétien ne paraît pas exister.

Vers le N, la série triasique se modifie notablement ; d'abord, dans la succession normale qui recouvre le massif cristallin de l'Alp Sanaspans et de l'Aelplihorn, le Trias inférieur manque et le gneiss est recouvert directement par le calcaire du Wetterstein ou même par le Hauptdolomit ; d'autre part des marnes de Koessen existent sur le Hauptdolomit au S du Rothhorn d'Arosa et de l'Erzhorn. Dans la zone plus externe encore de terrains triasiques qui est chevauchée par le Cristallin de l'Aelplihorn-Sanaspans et qui forme le Tschirpen, le Weisshorn de Parpan et les affleurements calcaires qui dominent la Lenzer Haide, le Trias infé-

rieur manque, les corgneules de Raibl, épaisses d'environ 2 m., existent à la base du Hauptdolomit et les couches de Koessen sont bien développées au-dessus de celui-ci.

Dans la zone d'Arosa, le Trias est représenté, outre les grès du Buntsandstein précités, par des calcaires dolomitiques qui forment de minces écailles et que M. Hoek attribue au Hauptdolomit.

Le **Lias** est constitué dans la zone du Weisshorn de Parpan par des calcaires jaunâtres ou rougeâtres, sonnant sous le marteau et esquilleux, qui commencent à la base par une brèche à éléments triasiques et passent vers le haut à des marnes. L'auteur y a constaté de nombreuses ammonites (Phylloceras) et Belemnites malheureusement indéterminables.

M. Hoek attribue, d'autre part, au Lias des brèches polygéniques à débris de Crinoïdes, qui existent dans le versant N du Weisshorn de Parpan, et il considère comme probable qu'une partie du complexe schisto-gréseux à apparence de Flysch, qui est très répandu dans toute la région d'Arosa doit appartenir au Lias.

Le **Malm** supérieur est représenté le long de la bordure externe de la zone imbriquée d'Arosa par des calcaires durs, gris clairs, compacts, oolithiques par places, connus sous le nom de Pretschkalk et qui correspondent exactement aux calcaires de la Sulzfluh du Rhaeticon méridional. Ces calcaires affleurent sur les deux versants de la vallée de la Plessur en amont du coude de Langwies; vers l'W ils sont remplacés par une brèche polygénique à ciment de calcaire fin et à éléments granitiques, qui recouvre, comme eux, directement et en chevauchement les schistes lustrés et qui se trouve sur l'arête reliant le Gurgaletsch au Schwarzhorn de Parpan. Cette brèche est sans doute un équivalent stratigraphique des calcaires de Pretsch et correspond exactement comme faciès à la brèche du Falkniss. A l'intérieur de la zone imbriquée d'Arosa le Malm apparaît sous la forme de véritables radiolarites et il en est de même dans la zone Tschirpen-Weisshorn de Parpan; ces schistes siliceux passent vers le haut à des calcaires gris compacts du type des calcaires de Châtel, semblables à ceux que M. Lorenz a constatés dans le Rhaeticon. Il est à remarquer, dès maintenant, que ces deux faciès du Malm, calcaire de Pretsch et brèche du Falkniss d'une part, radiolarites et calcaire de Châtel de l'autre, occupent ici des positions exactement symétriques de celles qu'ils ont dans le Rhaeticon.

A propos du **Crétacique**, M. Hoek cite les gisements de brèches polygéniques très riches en débris de radiolarites, qui existent dans les environs de Maran et pour lesquels M. Steinmann a admis un âge cénomanien. Quant au Tertiaire il est probablement inclus, en partie, dans le complexe schisto-gréseux à apparence de Flysch, dont une portion semble être liasique-jurassique, mais dans lequel, en l'absence de fossiles, il est impossible d'établir des coupures.

A ces sédiments se mêlent, dans la zone imbriquée d'Arosa des roches éruptives basiques (diabases, variolites, serpentines), qui sont le plus souvent intercalées entre eux sous forme d'écailles, mais qui les traversent aussi en filons et qui doivent être d'âge jurassique ou crétacique.

Quant aux schistes lustrés, sur lesquels chevauchent visiblement tous les terrains de la zone d'Arosa, M. Hoek les considère, ainsi que la plupart des auteurs, comme une série compréhensive s'étendant du Trias supérieur au Crétacique où même au Tertiaire. Un peu au-dessous du plan, suivant lequel ces schistes lustrés sont recouverts par la bordure de la zone imbriquée d'Arosa, dans l'Urdenthal, on trouve des intercalations de calcaires gris, finement lités, remplis de Globigérines, qui peuvent être considérés ou comme supracrétaciques (couches rouges, schistes de Seewen) ou plutôt comme tertiaires (schistes de Leimern).

Au point de vue tectonique la région étudiée comprend, du N au S, 4 zones bien distinctes :

1° La zone des schistes lustrés est limitée au S par une ligne qui s'étend depuis le bas du Küpfenthal, par le pied N du Weisshorn d'Arosa jusqu'à l'Urden Alp. De là, les schistes lustrés forment tout le soubassement du Schwarzhorn de Parpan à l'E au N et à l'W et se continuent dans la direction du S sur la Lenzer Heide.

2° La zone imbriquée d'Arosa, formée de schistes cristallins, de grès et de dolomies triasiques, de couches variées de Lias et de Malm, de grès et schistes à apparence de Flysch d'âge indéterminé, de roches basiques, empilés en écailles nombreuses plongeant isoclinalement au S, s'étend depuis le Küpfenthal, par la région d'Arosa, jusqu'à l'Urden Fürkli et le Schwarzhorn de Parpan. Là elle cesse brusquement et ses formations semblent finir en coin vers le S entre les schistes lustrés sous-jacents et les calcaires dolomitiques de la zone suivante.

3° La zone du Weisshorn de Parpan et du Tschirpen est formée surtout de Hauptdolomit, de couches de Koessen, de Lias calcaire et de radiolarites du Malm. Depuis le Tschirpen elle subit un rétrécissement rapide vers l'E ; depuis le Weisshorn de Parpan elle se continue au S à la façon d'une imbrication intercalée entre les schistes lustrés de la Lenzer Heide et le Cristallin de l'Alp Sanaspans.

4° La zone de l'Amselfluh-Lenzerhorn est formée par un grand anticlinal déjeté au N de Verrucano et de Trias austro-alpin, auquel s'ajoute vers l'W un anticlinal plus externe au cœur de Cristallin, qui forme le massif de l'Aelplihorn. Ce dernier pli est en chevauchement complet sur la zone précédente et sur les schistes lustrés.

Ces unités, une fois bien délimitées, M. Hoek revient plus en détail sur les caractères de chacune d'elles ; à propos de la zone imbriquée d'Arosa, il insiste sur l'écaillement intense qu'on y constate et qui fait qu'aucun pli n'y subsiste, que chaque formation n'affleure jamais que sur une faible longueur, que les répétitions de couches y sont aussi nombreuses que désordonnées et que par places les enchevêtrements de terrains divers y sont si accentués, que de véritables zones de broyage prennent naissance. Le seul trait régulier qui persiste dans cet empilement d'écailles plongeant faiblement au S réside dans la présence, presque tout le long de sa bordure externe, de la zône tithonique du calcaire de Pretsch et de la brèche du Falkniss, un faciès qui ne se retrouve pas plus à l'intérieur.

Dans la zone du Weisshorn de Parpan les formations supratriasiques et jurassiques, plongeant au S, sont divisées en 2 écailles principales replissées, bien visibles au Weisshorn et au Tschirpen, mais qui se confondent bientôt vers l'E et disparaissent complètement dès le versant N du Schafrücken. Ces écailles triasiques sont chevauchées au S par les schistes cristallins de l'Aelplihorn, mais elles se continuent évidemment sous ceux-ci jusque dans le soubassement de Sanaspans et au-dessus de Lenz, et c'est à elles qu'il faut rattacher des écailles toutes semblables de Trias et de Lias qui s'intercalent horizontalement entre le gneiss et les schistes lustrés dans les pentes qui dominent la Lenzer Heide.

A propos de la zone de l'Amselfluh-Lenzerhorn, M. Hoek montre comment se développe rapidement de l'E à l'W l'anticlinal externe, qui commence au Schafrücken par un simple pli triasique et qui s'ouvre ensuite toujours plus, de façon à

découvrir les schistes cristallins de l'Aelplihorn. Il semble qu'ici le cœur de gneiss ait dépassé sa couverture sédimentaire dans son mouvement vers le N et que de cette inégalité de vitesse sont nés des laminages, qui ont supprimé plus ou moins complètement le Verrucano et le Trias inférieur dans le jambage normal. Le synclinal du Welschtobel, qui sépare les 2 plis du Lenzerhorn et de l'Aelplihorn, tend à se resserrer vers l'E, par suite du déversement toujours plus fort de l'anticlinal méridional. Mais le fait le plus intéressant dans cette zone consiste en ce que le massif cristallin de l'Aelplihorn, non seulement n'a pas de racine, mais qu'il s'insinue horizontalement vers le S entre le pli du Lenzerhorn et les écailles de la zone du Weisshorn de Parpan citées ci-dessus, pour finir en pointe dans la paroi du Lenzerhorn. Depuis là le pli de l'Aelplihorn n'est plus marqué que par une bande horizontale de Wettersteinkalk, qui sépare le Hauptdolomit de la zone du Weisshorn, que nous appellerons désormais nappe austro-alpine inférieure, du Hauptdolomit du jambage renversé de l'anticlinal Amselfluh-Lenzerhorn. Celui-ci se couche de plus en plus par-dessus les plis plus externes, son noyau de Verrucano se rétrécit et, au Piz Linard, il semble que le Verrucano du front du pli soit complètement détaché de son prolongement radical par un laminage énergique.

Cherchant pour finir à adapter ses observations régionales aux théories générales sur la tectonique alpine, M. Hoek montre que, contrairement à son opinion antérieure, la notion des chevauchements locaux est absolument insuffisante, tandis que l'hypothèse des nappes de charriage superposées, telle qu'elle a été exposée par MM. Schardt, Lugeon, Termier et adaptée récemment aux conditions spéciales des Grisons par M. Steinmann, permet de résoudre le problème d'une façon très satisfaisante; ainsi s'explique en particulier, très heureusement, la remarquable symétrie qui existe entre la région de la Plessur et le Rhaeticon méridional. La zone des calcaires tithoniques de Pretsch et de la brèche du Falkniss correspond suivant cette idée à la nappe des Klippes de M. Steinmann et repose ici comme dans le Rhaeticon sur les schistes du Praetigau. Ensuite vient une zone laminée et imbriquée, formée essentiellement de calcaires dolomitiques du Trias et de brèches polygéniques à bélemnites du Lias, qui est développée surtout dans le versant N du Weisshorn d'Arosa et correspond à la nappe de la Brèche. Une troisième nappe, la rhätische Decke de M. Steinmann, com-

prend la zone imbriquée d'Arosa proprement dite avec ses lames de gneiss et micaschistes, de schistes de Casanna, de brèches cristallines du Verrucano, de grès werféniens et de dolomies triasiques, de couches de Koessen, de schistes gréseux à apparence de Flysch, de radiolarites et de calcaires de Châtel, de brèche cénomanienne, de roches basiques.

L'existence de ces 3 nappes une fois admise, il est clair qu'on arrive forcément à la notion que les plis austro-alpins de l'Amselfluh-Lenzerhorn, de l'Aelplihorn-Schafrücken et du Parpaner Weisshorn ne sont pas non plus autochtones, mais qu'ils font partie d'une nappe supérieure, la nappe austro-alpine, dont on suit le plan de chevauchement depuis le Vorarlberg, tout autour du Rhaeticon, puis par le fond du Praettigau, la région de la Plessur, la Lenzer Heide et les environs de Tiefenkasten jusque dans le versant S de la chaîne du Piz d'Aëla. Ce complexe supérieur se divise, dans le massif de la Plessur, en 2 parties nettement distinctes dont l'une se rattache directement au massif de la Silvretta et comprend le pli de l'Amselfluh-Lenzerhorn avec le pli de l'Aelplihorn, dont l'autre est imbriquée entre la première et la nappe rhétique et forme la zone Parpaner Weisshorn-Tschirpen. Il semble qu'on ait ici 2 nappes austro-alpines superposées dont l'une, inférieure, a pris une structure nettement imbriquée, tandis que l'autre est repliée en anticlinaux et synclinaux réguliers; du reste il est impossible de reconnaître dès maintenant si la zone du Tschirpen est vraiment une nappe indépendante d'une certaine étendue ou simplement une écaille.

En terminant, M. Hoek consacre quelques lignes à la récente publication (*Geologische Alpenforschungen II*) que M. Rothpletz a consacrée à la tectonique des Alpes orientales (voir *Revue* pour 1905); il n'a du reste été amené par la lecture de ce travail à modifier aucune de ses propres conclusions.

Les observations faites par M. Hoek sont très heureusement complétées par l'étude que vient de faire M. W. von Seidlitz (**87**) de la région du **Rhaeticon oriental** depuis la ligne transversale du Cavell Joch jusqu'à celle du Schlappiner Joch.

Dans sa partie stratigraphique l'auteur consacre d'abord quelques pages aux roches cristallines de son territoire, distinguant :

a) Les schistes cristallins variés (gneiss, micaschistes, schistes amphiboliques) qui forment du S au N une large zone par le Schlappiner Joch jusqu'au bas du Gampadelsthal. Ici le Cristallin est en chevauchement sur les formations plus jeunes vers l'W ; il se rattache vers l'E au Cristallin de la Silvretta.

b) 3 zones orientées SE-NW qui se trouvent dans la région du Schwarzhorn, dont l'une médiane est essentiellement constituée par une diorite quartzifère et compose le Schwarzhorn même, dont les 2 autres comprennent des gneiss, des schistes amphiboliques et des micaschistes interstratifiés d'une façon compliquée.

c) Des lames de granite, qui sont intercalées en différentes positions dans la zone qui sépare les schistes lustrés de la masse chevauchante austro-alpine, et qui appartiennent à une roche très voisine du granite du Julier.

Le **Verrucano** est bien développé à la base des sédiments austro-alpins ; il se divise en un niveau inférieur de schistes rouges, un niveau moyen de grès rouges à gros cristaux roulés de feldspath, et un niveau supérieur formés de grès rouges, jaunes et gris, qui établit le passage au Buntsandstein et appartient peut-être déjà au Trias.

Le **Buntsandstein** se superpose ici normalement au Verrucano, contrairement à ce qui existe dans la chaîne de l'Amselfluh ; il comprend des grès rouges ou rosés, des conglomérats grossiers à galets de quartz et de quartzites, des quartzites de couleur blanche ou rosée.

Le niveau de la **untere Rauhwacke** n'existe que très localement avec une épaisseur ne dépassant jamais 25 m.; il se compose de calcaires dolomitiques gris clairs en cassure fraîche, ocreux sur ses surfaces corrodées.

Le **Muschelkalk**, caractérisé par sa couleur foncée et ses traînées de silex, est en général pauvre en fossiles; on y trouve par places des débris d'encrines, de Brachiopodes ou de Mytilidés. Dans la zone intermédiaire entre le recouvrement austro-alpin et les schistes lustrés il est complètement ou en grande partie remplacé par les **Streifenschiefer**; ceux-ci existent suivant une bande s'étendant des Kirchlispitzen à Klosters-Dörfli ; ils sont toujours liés à des corgneules et sont formés par des alternances de schistes foncés et de bancs calcaires minces, gris ou rosés, qui rappellent le Flysch ; les différents auteurs les ont attribués à des niveaux très divers.

Les couches de Partnach et les calcaires de l'Arlberg n'existent pas, au moins sous une forme déterminable dans le territoire étudié ; les **couches de Raibl** paraissent manquer aussi dans la série austro-alpine, tandis que dans la zone imbriquée sous-jacente elles sont très probablement représentées par des corgneules associées aux Streifenschiefer ; tout le Trias supérieur est ensuite constitué par une énorme masse dolomitique, le **Hauptdolomit**, qui commence souvent à la base par un niveau de brèches et de corgneules, et qui est surmonté par une mince couche de marnes foncées, brunâtres, finement litées, remplie par places de polypiers du type des Lithodendron (Rhétien).

M. de Seidlitz attribue au **Lias** d'abord des calcaires qui apparaissent entre la Tschaggunser Mittagspitze et le Vollsporn, puis des calcaires rouges du type d'Adneth qui recouvrent le Hautptdolomit près de Plaseggen, puis des brèches à éléments triasiques avec de très rares débris cristallins, associées à des schistes ardoisiers et à des calcaires échinodermiques ; ce dernier complèxe paraît pouvoir être homologué avec les brèches du Chablais. Tandis que les calcaires liasiques ne se rencontrent que dans le domaine des plis austro-alpins, les schistes liasiques ont une extension générale, et les brèches existent seulement dans une zone sous-jacente à celle des calcaires de la Sulzfluh.

L'auteur a retrouvé dans le Rhäticon oriental la plupart des divers faciès du **Malm**, que M. Lorenz avait constatés dans la région du Falkniss ; il les décrit successivement :

1° Les calcaires de la Sulzfluh constituent des masses compactes oolithiques et plus foncées à la base, claires, jaunâtres ou roses sans oolithes vers le haut, qui forment de l'W à l'E les Kirchlispitzen, la Drusenfluh, la Scheienfluh, la Rätschenfluh et disparaissent près de Klosters Dörfli. Ces calcaires ont été classés de la façon la plus diverse par les différents auteurs ; M. de Seidlitz y a récolté une faune abondante de polypiers, de Brachiopodes, de Nerineidés, etc..., qui ne laisse aucun doute sur leur âge tithonique.

2° Les schistes suprajurassiques se trouvent en quantité relativement grande dans les nappes supérieures (zone rhétique) du Rhæticon, ainsi à la Gaisspitz, à Gargellenrinderalp, dans le Gafierthal, etc... ; ce sont des schistes calcaires gris, caractérisés par la présence de nombreux Radiolaires et de *Calpionella alpina* et qui passent parfois à des calcaires en bancs du type des calcaires de Châtel.

3° Les brèches du Falkniss existent, au contraire, sous la zone des calcaires de la Sulzfluh, au pied des Kirchlispitzen et de la Drusenfluh, dans le Gafierthal, etc.... Ce sont des brèches, formées surtout d'éléments calcaires avec quelques débris d'un granite du type du Julier, de diorites, de gneiss.

4° Enfin le Malm est encore représenté par des radiolarites rouges et vertes, qui existent à la cabane de Tilisuna, au Schweizer Thor, au Nerrajöchl, et sont toujours associées à des amas de roches basiques.

Le **Crétacique** comprend, d'une part, un complexe de schistes, de grès et de brèches qui en représentent la partie inférieure, de l'autre des couches rouges et des schistes du type de Seewen. Les schistes infracrétaciques sont très difficiles à délimiter relativement au Flysch et au schistes semblables du Dogger et du Malm ; ils contiennent, dans le Rhæticon occidental, des brèches typiques de Tristel à ciment calcaire et à éléments fins, variés, dans le Ræticon oriental, des brèches à pâte argileuse et schisteuse, englobant des éléments de Trias, de Malm et de roches cristallines. Ces bancs bréchoïdes renferment, au milieu d'assez nombreux Foraminifères, *Orbitulina lenticularis* et une algue, *Diplopora Mühlbergi*. Les calcaires schisteux, gris, rouges et verts du Crétacique supérieur (Couches rouges) sont très développés à la Drusenfluh, où ils sont pétris de Globigerines ; on les retrouve aux Kirchlispitzen, à la Sulzfluh et à la Scheienfluh. Quant aux schistes de Seewen ou schistes à Globigérines, ils n'existent qu'à la base de la zone imbriquée du Rhæticon, entre les calcaires de la Sulzfluh et les schistes lustrés du Prättigau. Ils ne se distinguent du reste par aucun caractère absolu des Couches rouges.

Les **schistes du Prättigau** paraissent appartenir, en bonne partie, au Crétacique, quoiqu'il faille toujours considérer comme probable qu'une portion en est jurassique, une autre tertiaire.

Dans la zone des schistes et des brèches qui suit au N celle des calcaires de la Sulzfluh, on trouve de nombreux amas de roches basiques, serpentines, gabbros, diorites.

Après cet exposé général, M. de Seidlitz montre qu'on peut distinguer, à partir du Prättigau, cinq zones concentriques, caractérisées chacune par une série stratigraphique spéciale ; ce sont :

1° *Zone des schistes lustrés :* Flysch infracrétacique, schistes à Globigerines. Lias ? Flysch tertiaire ?

2° *Zone des calcaires de la Sulzfluh :* Granite du Julier, Muschelkalk et corgneules, Malm représenté au S par la brèche du Falkniss, au N par le calcaire de la Sulzfluh, schistes infracrétaciques et brèche de Tristel, Couches rouges.

3° *Zone des brèches liasiques :* Streifenschiefer, corgneules, dolomies, schistes et brèches liasiques, schistes gris du Malm, schistes et brèches infracrétaciques, Couches rouges.

4° *Zone des roches éruptives basiques :* Radiolarites, schistes infracrétaciques et brèches à pâte schisteuse, serpentines et roches basiques diverses.

5° *Zone du Trias austro-alpin :* schistes cristallins, diorites, granite du Julier, Verrucano, Buntsandstein, Muschelkalk, corgneules, marnes de Raibl (?), dolomies supratriasiques, marnes rhétiennes, Lias d'Adneth, brèches liasiques (?).

Ces zones représentent respectivement 1° la nappe glaronnaise, 2° la nappe des klippes, 3° la nappe de la brèche, 4° la nappe rhétique, 5° la nappe austro-alpine.

M. de Seidlitz commence l'étude tectonique de son territoire par la montée du lac de Partnun au Grubenpass et à la cabane de Tilisuna. Suivant cette ligne on voit directement sur les schistes du Prättigau et plongeant au N : 1° une zone de schistes à globigerines ; 2° une lame de granite ; 3° une première écaille de calcaire de la Sulzfluh ; 4° une zone de broyage dans laquelle sont enchevétrés des schistes d'âge indéterminé, des dolomies et des corgneules triasiques et des calcaires tithoniques et qui se termine vers le haut, par la paroi tithonique de la Sulzfluh et de la Scheienfluh.

Entre la zone des calcaires de la Sulzfluh et celle de la diorite du Schwarzhorn se développe la zone de Tilisuna, dont la tectonique présente une extrême complication. L'élément constitutif essentiel se compose de schistes et de brèches de la nappe de la brèche, repliés sur eux-mêmes et plongeant uniformément au N ; dans ce complexe s'enfoncent, comme trois synclinaux, des paquets de formations de la nappe rhétique ; en outre, dans le synclinal le plus rapproché de la Sulzfluh, on trouve encore du gneiss et du Trias de la nappe austro-alpine. Il semble donc qu'il y ait ici un enchevêtrement des trois nappes supérieures, superposé à la nappe des klippes.

Le gneiss, le Verrucano et le Trias austro-alpin, qui sont intercalés dans les formations de la brèche au N de la Sulzfluh, se suivent de là, par le Bilkengrat et la Gaissspitz, jusqu'au Kessikopf; le fait qu'ils sont enfoncés de haut en bas paraît bien démontré par l'amincissement du gneiss dans ce sens, par sa disparition en profondeur et par la jonction au-dessous de lui du Verrucano d'abord, puis des schistes du complexe de la brèche.

Au N de la zone de Tilisuna s'élèvent les sommets du Schwarzhorn et du Seehorn. En traversant le premier du S au N on rencontre d'abord une zone de broyage formée principalement d'une roche serpentineuse, dans laquelle sont englobés des paquets de roches triasiques et jurassiques; toute la région culminante est formée par la diorite, dont les bancs plongent synclinalement vers l'intérieur; puis, sur le versant N, on retrouve la zone de broyage à base de serpentine, qui sépare la diorite des schistes cristallins du Walseralpgrat. Grâce à la coupure du Gauerthal, M. de Seidlitz a pu se convaincre que la serpentine passe en synclinal sous la diorite, qu'elle est accompagnée par places des faciès caractéristiques de la nappe rhétique et qu'elle est séparée, à certains endroits, de la diorite par des amas de Trias austro-alpin. La diorite du Schwarzhorn-Seehorn n'a donc pas de racine en profondeur comme les gneiss précités.

Au N du Schwarzhorn on traverse d'abord, sur le Walseralpgrat, une zone de schistes cristallins fortement redressés, puis un synclinal comprimé verticalement de Trias et de Lias d'Adneth, dans lequel est découpée la Mittagspitze de Tschaguns, et qui est bordé au N par les schistes cristallins du bas Gauerthal et du Gampadelsthal. Ce synclinal de Trias ne tarde pas à disparaître au NW; par contre, il se prolonge avec une direction assez frappante au SSE par la haute vallée de Gampadels et le col de Plasseggen jusque dans le versant occidental de la Madrisa et du Madrishorn. Dans ce parcours, différentes modifications importantes interviennent; d'abord les schistes cristallins du Walseralpgrat forment une zone de plus en plus étroite et finissent en coin à l'E du Seehorn; la masse dioritique du Schwarzhorn-Seehorn cesse également dans la même région; la zone triasique de la Mittagspitz s'enfonce, depuis le Plasseggen Joch, à l'E, sous les schistes cristallins du Schlappiner Joch; elle repose à l'W sur une zone extrêmement compliquée, qui commence souvent vers le haut par un gros banc de granite du type du Julier, et qui est

formée par des lames enchevétrées de terrain de la nappe de la brèche et de la nappe rhétique ; on peut même voir au SE de la Scheienfluh une imbrication des schistes de la brèche avec les calcaires de la Sulzfluh.

Les pentes qui s'élèvent de la haute vallée de Partnun vers les sommets du Schollberg, de la Rothspitz, de la Madrisa et du Madrishorn offrent le plus grand intérêt par la superposition qu'elles montrent des zones successives des schistes du Prättigau, des calcaires de la Sulzfluh, du complexe de la brèche, des formations rhétiques et du Trias de la Mittagspitz. Ces différentes zones subissent un amincissement très marqué entre le Schollberg et le Madrishorn, et la plus élevée d'entre elles manque sur une grande partie de cette largeur ; de nombreuses complications et imbrications s'y présentent, qui sont décrites sommairement par l'auteur.

Une autre région, particulièrement intéressante, se trouve aux environs de Gargellen (vallée latérale du Montafon), où l'on voit apparaître, en fenêtre, sous les schistes cristallins du massif de la Silvretta, de haut en bas : 1° des ophicalcites et des schistes triasiques-jurassiques (nappe rhétique) ; 2° des calcaires de la Sulzfluh avec leur soubassement de granite (nappe des klippes) ; 3° des schistes du Prättigau avec des intercalations qui rappellent les schistes à Globigerines.

Cherchant à raccorder ses observations avec celles de M. Lorenz, M. de Seidlitz a étudié l'extrémité occidentale de la Drusenfluh, la région du Schweizer Thor et celle des Kirchlispitzen. Les calcaires tithoniques de la Drusenfluh sont nettement divisés en plusieurs écailles, entre lesquelles s'intercalent des zones de Couches rouges. Entre la Drusenfluh et le Kessikopf on retrouve une série isoclinale formée principalement de brèches et de schistes jurassiques, mais dans laquelle s'enfoncent deux coins à faciès rhétique. Le Kessikopf est constitué par du gneiss au S, de la diorite au N, qui supportent la série austro-alpine et chevauchent sur la série de la brèche. Au Schweizer Thor passe une dislocation dirigée N-S, à l'W de laquelle les formations austro-alpines s'avancent beaucoup plus loin au S, comprimant fortement les zones de la brèche, de la nappe rhétique et de la Sulzfluh. Cette dernière se continue dans les Kirchlispitzen, où l'on retrouve les imbrications de la Drusenfluh ; entre elle et le Trias austro-alpin s'étend une zone à plongement isoclinal au N, dans laquelle sont comme imbriqués des calcaires tithoniques et des couches rouges, des brèches et des schistes jurassiques, des radiolarites et des roches basiques.

L'auteur consacre ensuite un chapitre spécial à l'étude d'une série de décrochements transversaux qui traversent le Rhæticon méridional ; l'un très important passe au Schweizer Thor et à l'W du Kessikopf ; d'autres, moins accentués, mais échelonnés à petites distances, coupent les calcaires tithoniques de la Drusenfluh ; un décrochement important se suit du SSW au NNE, depuis le Drusenthor jusqu'à l'extrémité occidenthale du Schwarzhorn. Enfin, dans la région de la Scheienfluh et du Plasseggenpass, les calcaires tithoniques sont coupés par quatre décrochements dirigés E-W, dont chacun marque une poussée à l'W de sa lèvre S. Il semble qu'il y ait une relation entre ces dislocations et le changement de la direction des plis dans l'empilement des nappes. Quant à des failles longitudinales, telles que M. Rothpletz a voulu en voir, l'auteur n'a pu en constater aucun indice.

Après cet exposé de la géologie détaillée du Rhæticon oriental, M. de Seidlitz exprime sa conviction que l'ensemble des faits qu'il a constatés ne peut s'expliquer que par l'hypothèse des nappes empilées. Les schistes du Prättigau et les schistes à Globigérines correspondent à la nappe helvétique. La zone qui comprend les calcaires de la Sulzfluh, les schistes infracrétaciques et les Couches rouges représente la nappe des Préalpes et il semble qu'on puisse distinguer une sous-zone caractérisée par les calcaires de la Sulzfluh et homologue des chaînes préalpines internes (Spielgerten-Gastlosen) et une sous-zone caractérisée par les brèches du Falkniss et homologue des chaînes Moléson-Stockhorn. La nappe de la brèche du Chablais est représentée dans le Rhæticon par les Streifenschiefer, les schistes et les brèches jurassiques. Puis vient la nappe rhétique avec ses radiolarites et ses roches basiques, dont quelques lambeaux ont été conservés d'autre part dans la région de la Hornfluh et dans celle du Plateau des Gets ; dans la région étudiée, la nappe rhétique et celle de la brèche sont toujours intimément liées et comme repliées l'une dans l'autre. Enfin, la nappe austro-alpine comprend, dans le Rhæticon oriental surtout, des têtes de pli enfoncées en coin dans les nappes sous-jacentes et bien caractérisées par leurs schistes cristallins et les faciès typiques de leur Verrucano et de leur Trias. Ce système de nappes empilées a du être repris, après sa formation, par une dernière phase de dislocation, qui y a fait naître des plis locaux et a provoqué ainsi la pénétration des divers éléments tectoniques les uns dans les autres.

Les phénomènes glaciaires de la région se réduisent d'une

part à une série de beaux Karrs particulièrement bien développés dans le massif de la Sulzfluh et à quelques moraines locales qu'on trouve sur les 2 versants du Rhaeticon.

Enfin M. de Seidlitz termine son étude par la description de quelques espèces récoltées dans les calcaires de la Sulzfluh :

Nerinea Hoheneggeri Pet.	Tylostoma striatum Gem.
Nerinea nov. sp. ind.	Isocardia sp.
Chemnitzia nov. sp. ind.	Corbis sp.
Cylindrites nov. sp. ind.	Terebratula cf. cyclogonia Zeuchner.

Alpes méridionales. — A la suite de travaux d'expertise effectués au N de Chiasso dans les **gorges de la Breggia**, M. Alb. Heim (**63**) a apporté plusieurs rectifications et compléments à la carte géologique de ce territoire.

Sur le Trias du Monte Generoso, couronné par le Dachsteinkalk, se superposent directement et en transgression évidente des calcaires bariolés, surtout rouges à *Zeilleria Cor* et *Rhynch. belemnitica* du Lias inférieur, dans lesquels sont ouvertes les carrières d'Arzo et de Saltrio et qui plongent normalement au S. Ensuite viennent des calcaires gris, grenus, riches en silex et disposés en bancs réguliers, qui atteignent dans la région du Monte Generoso et de la Breggia une épaisseur de 2000 à 3000 m., tandis qu'ils subissent une réduction rapide vers l'W ; ce complexe se termine vers le haut par des couches plus claires contenant des débris d'ammonites, qui supportent le Lias sup. rouge ou ammonitico rosso. Celui-ci débute par des calcaires grumeleux rouges ; puis viennent des marnes avec bancs calcaires rouges aussi, épaisses d'environ 10 m. et contenant *Poecilomorphus Mercati* Hauer, *Coeloc. crassum* Phil., *Phylloc. Nilsoni* Héb. ; enfin le Lias se termine par des calcaires marneux blancs ou rosés à *Ludw. aalensis* Ziet. et Phyl. Nilsoni Héb. Ces couches sont fort bien développées près de Castello St Pietro.

M. Heim attribue au Dogger et au Malm inférieur un complexe marno-calcaire, bariolé de rouge et de blanc, plus argileux à la base, plus calcaire vers le haut, où il contient des silex, et dont les couches inférieures renferment *Phyl. Nilsoni*, *Hammat fallax* Ben., *Dum. Dumortieri* Thiol., *Dum. arata* Buckm. Le Malm supérieur est représenté par des radiolarites vertes ou rouges associées intimément à des calcaires schisteux à grain fin ; dans ces derniers on trouve *Aptychus latus*, *Bel. Zeuschneri* Op., *Bel.* cfr. *semisulcatus* Zittel, qui indiquent un âge kimmeridgien.

C'est sur ces couches que repose le Biancone, formé de calcaires blancs, au grain très fin et à cassure conchoïdale, massifs vers le bas, lités vers le haut, dans lesquels *Calpionella alpina* Lor. est très abondante et qui paraissent par conséquent appartenir au Tithonique. Ce Biancone est fort bien développé à Loverciano, au S de Castello S. Pietro, dans les gorges de la Breggia et au SE de Morbio inferiore. Il est recouvert en concordance absolue par les marnes rouges et vertes de la Scaglia, dont l'épaisseur, considérablement augmentée par des replis secondaires, atteint 750 m. Les seuls fossiles qu'on trouve dans ce dernier niveau sont des Foraminifères; Globigerina, Textularia, Pulvinula, Rotalina. Les meilleurs affleurements de la Scaglia se rencontrent le long de la Breggia en amont de Ghittel.

Au S de la zone de la Scaglia, à l'W de Balerna, on voit pointer sous la moraine du Flysch, formé par des marnes schisteuses et gréseuses, riches en mica, et contenant par places des Fucoïdes.

Un profil semblable à celui que nous venons d'examiner dans la gorge de la Breggia, mais avec des couches beaucoup plus réduites en épaisseur, se trouve au SE de Chiasso sur le versant du Monte Olimpino. A la partie supérieure de la Scaglia affleurent des schistes marneux gris, micacés, ponctués de noir, qui ont été confondus précédemment avec le Pliocène, tandis qu'ils sont incontestablement sous-jacents à la Molasse et doivent appartenir au Flysch. La Molasse commence par des bancs de poudingues polygéniques très riches en galets cristallins ; elle s'appuie en discordance sur le Flysch, mais n'en est nullement séparée par un plan de faille comme on l'a admis. La direction de ses couches forme avec celle de la Scaglia un angle de près de 45°, ouvert à l'W, qui est rempli par le Flysch replié plusieurs fois sur lui-même.

Tandis que l'ensemble des terrains considérés jusqu'ici a été affecté par les plissements alpins, le Pliocène et le Quaternaire ont conservé leur position originelle. Le Pliocène est représenté d'abord par des argiles grises et jaunâtres, contenant des débris de feuilles et des coquilles marines : *Pecten cristatus* Bronn, *Nucula placentina* Lam., *Yoldia pernula* Müller, etc.; ces dépôts apparaissent entre les altitudes de 250 et 280 m. sous les dépôts pléïstocènes dans la vallée de Roncaglia, sur le versant N de la colline de Pontegana et sur le versant N de la colline de Cereda ; ils appartiennent à l'Astien inférieur. Près de Pontagana on voit les argiles plio-

cènes remplacées brusquement par un conglomérat grossier, au milieu duquel elles pénètrent en des apophyses irrégulières et contournées. Cette formation, que M. Heim désigne sous le nom de conglomérat de Pontegana, se retrouve dans des conditions analogues sur le versant N de la colline de Cereda. On le suit le long de la Breggia de Pontegana à Molini, puis autour de la colline de Morbio inferiore ; on le retrouve après une courte interruption dans le bas des gorges de la Breggia, à l'E de Castello S. Pietro. Partout ce dépôt est formé presque exclusivement par les débris d'un calcaire jaunâtre que M. Heim a reconnu, après une étude macroscopique et microscopique, comme du Lias moyen du Generoso ayant subi une forte oxydation. Ces éléments ont des dimensions très diverses, pouvant dépasser 1 m^3 ; ils sont quelquefois roulés, le plus souvent anguleux, et le ciment qui les relie, dont la quantité varie aussi beaucoup, est constitué de la même matière qu'eux-mêmes. Par places on observe une stratification bien nette, toujours oblique et rappelant celle des dépôts de delta. Il faut donc admettre que le conglomérat de Pontegana est une formation contemporaine des argiles astiennes, qui s'est déposée dans une sorte de fjord s'enfonçant du S au N dans les terres, de Chiasso et Pontegana jusqu'à l'E de Castello S. Pietro ; aucun indice ne permet de faire intervenir ici un glacier ; il faut admettre un dépôt purement torrentiel.

Quant aux formations pleïstocènes, elles comprennent essentiellement de la moraine de fond très abondamment développée et caractérisée par la quantité considérable d'argile qu'elle contient, puis des alluvions fluvio-glaciaires connues sous le nom de ceppo. Ces formations couvrent la plus grande partie de la surface au S de la ligne Rongiana, Morbio superiore et Castello S. Pietro ; on y remarque une forte prédominance des roches du massif du Generoso sur les roches cristallines d'origine plus lointaine ; aucun indice ne permet d'y reconnaître l'intervention de 2 glaciations distinctes et l'énorme accumulation de matériaux glaciaires parle contre l'idée d'une érosion par les glaciers. Le passage de la moraine de fond au ceppo qui la recouvre se fait par une zone d'alternances irrégulières. Le ceppo lui-même montre tous les caractères des cones de transition fluvioglaciaire ; le fait qu'en outre la structure en delta torrentiel y est très répandue à des niveaux divers semble indiquer qu'un lac de barrage a dû exister dans le bassin de Chiasso et abaisser lentement sa surface.

De ces observations M. Heim conclut d'abord qu'aucun plissement n'a affecté cette région des Alpes de la période carboniférienne au Miocène, puis que non seulement le plissement alpin était terminé avant le dépôt des argiles astiennes mais qu'une longue période d'érosion avait précédé ce dépôt. Il montre aussi l'indépendance évidente du Pliocène et des dépôts glaciaires sur le versant S des Alpes, qui paraît absolument contraire à la notion de l'âge pliocène des Deckenschotter du versant N. Enfin il termine par quelques considérations générales destinées à expliquer comment, quoique le plissement alpin se soit propagé d'une façon générale du S au N, il a pu arriver que les derniers effets de ce plissement se soient fait sentir plus tard dans les Alpes septentrionales que dans les Alpes méridionales.

M. Alb. Heim (**65**) a, d'autre part, exploré à nouveau les **massifs cristallins de l'Adula, du Piz Tambo et de la Suretta**. Il a été amené, par ses observations récentes, à renoncer à son ancienne interprétation de la tectonique de ce territoire, qui supposait des plissements orthogonaux dirigés E-W et N-S et à admettre l'existence de plusieurs grands plis couchés empilés de gneiss plongeant tous ensemble longitudinalement vers l'E. Le premier de ces plis forme la chaîne du Pizzo di Molare entre la Levantine et la vallée d'Olivone; puis vient la bande synclinale des schistes lustrés et du Trias du val Blenio. Le massif du Rheinwaldhorn ou de l'Adula correspond à un second pli couché, coupé transversalement par le val Blenio et chevauchant sur les terrains secondaires du fond de cette coupure; ce second pli, qui s'enfonce à son tour vers l'E, est recouvert par le Trias du val Mesocco et du Bernardin. Ensuite vient au-dessus de lui le troisième pli cristallin du Piz Tambo qui, chevauchant sur le Trias du Bernardin, supporte celui du Splügen et du val S. Giacomo. Enfin la chaîne du Pizzo Stella et de la Suretta est constituée par une quatrième nappe, dont le front s'étend jusqu'à Andeer. Cette dernière nappe est divisée profondément par des synclinaux triasiques qui s'y enfoncent de haut en bas. En outre, les schistes lustrés qui la recouvrent sont chevauchés sur une grande largeur par du Trias, ce qui impliquerait un cinquième pli.

Ces observations ont été publiées en un court résumé français dans les *Archives de Genève* (**67**).

Les géologues italiens continuent à consacrer une attention particulière aux Alpes cristallines à l'W des lacs. C'est ainsi

que d'abord M. V. NOVARESE (**79**) a consacré une notice à la zone des **amphibolites d'Ivrée**. Il distingue dans celle-ci 3 types fondamentaux : 1° des roches basiques ayant tous les caractères de roches éruptives (gabbros, péridotites, pyroxénites, diorites); 2° des roches kincigitiques, massives, zonées ou schisteuses, contenant toujours au moins 2 des minéraux suivants ; plagioclase, grenat, sillimanite, biotite, graphite; 3° un complexe de calcaires et de calcophyres. Ces 3 groupes sont associés de façons très diverses dans les différents tronçons de la zone des amphibolites ; tandis que vers l'W au delà de la Sesia et vers l'E aux environs du Lac Majeur on distingue nettement une zone septentrionale formée de roches gabbroïdes et dioritiques et une zone méridionale où prédominent les roches kincigitiques, au centre, entre la Sesia et la Toce, il y a alternances très nombreuses de roches éruptives basiques, de roches kincigitiques et de gneiss de Strona.

Alors que la limite N des roches amphiboliques est très nette et incontestable, celle qui sépare la zone d'Ivrée des gneiss de Strona offre un tout autre caractère; en réalité une bonne partie de ces gneiss sont constitués par des roches kincigitiques inséparables des roches gabbro-dioritiques, et il y a passage graduel d'une zone à l'autre.

Une zone très analogue à celle d'Ivrée se retrouve dans la Valpeline avec cette différence que la proportion des calcaires et des gneiss francs relativement aux roches kincigitiques y est plus forte.

Le caractère de la zone d'Ivrée, au point de vue pétrographique, résulte, en grande partie, de ce que ses éléments non éruptifs sont nettement homéoblastiques à la façon des roches affectées par un métamorphisme de contact et ne montrent pas de structure cataclastique. Il semble que les roches éruptives basiques ont été injectées dans des cœurs de plis en voie de formation et ont métamorphisé à une grande profondeur le milieu ambiant, créant ainsi les roches kincigitiques et les marbres.

M. S. FRANCHI (**59**) a, de son côté, fait des levers détaillés dans la zone des amphibolites d'Ivrée et rectifié, sur un grand nombre de points les données des cartes et autres publications antérieures. Il est impossible d'entrer ici dans le détail de ces corrections et observations complémentaires et je dois me contenter de citer les conclusions de l'auteur.

M. Franchi croit, en premier lieu, avoir démontré, par la continuité même des masses, l'équivalence absolue des gneiss

de Strona du val Bagnola et des stronalites du val de Strona. La grande masse des roches dioritiques de la zone d'Ivrée diminue brusquement de largeur entre les vallées de Sabbiola et de Valbella et est presque complètement remplacée vers le NE par des gneiss kincigitiques étroitement parents des roches de la zone de la Strona, dans lesquels les roches basiques ne forment plus que des amas lenticulaires.

M. Franchi a pu établir, d'après une série de faits nouveaux, l'existence d'une zone continue de terrains permotriasiques entre la zone des mélaphyres et des porphyrites et celle des diorites dans la région de Biella et du val Sessera, et il admet comme probable que cette zone correspond à celle des calcschistes, des phyllades et des calcaires dolomitiques de Rimella et de Finero, qui borde, au NW, la zone dioritique d'Ivrée.

Quant à la deuxième zone dioritique, l'auteur montre qu'on n'a précédemment reconnu ni son ampleur ni sa complexité. Les gneiss et divers schistes kincigitiques y jouent un rôle prédominant; dans sa partie orientale, des types variés de gneiss y sont associés à des masses plus ou moins considérables de roches dioritiques et gabbroïdes.

Dans la zone gneissique de Sesia-Lanzo l'auteur a pu constater nettement le passage latéral des gneis à des micaschistes à pyroxène et grenat et l'intercalation, au milieu des roches cristallophylliennes de masses considérables de granite, dont les plus importantes apparaissent au val Sorba et dans les vallées Piccola et Grande, vallées latérales du val Sesia.

Enfin, une correction importante doit être faite à la carte géologique de cette région, en ce sens que la zone de gneiss qui y est marquée entre la deuxième zone dioritique et la zone des Pietre verdi de Greyssoney-Rima, comme ramification des gneiss de Sesia, n'existe pas en réalité.

M. A. Stella (90) a publié une description géologique de la ligne Santhia-Arona-Domodossola-Iselle, qui sert de ligne d'accès au Simplon depuis l'Italie. Cette publication débute par quelques renseignements sur les dépôts pléïstocènes existant entre Santhia et Arona ; à ce propos, l'auteur signale en particulier la coupe du tunnel de Gattico, dans laquelle on voit les moraines récentes recouvrir une couche peu épaisse d'alluvions cimentées (Feretto=Deckenshotter) qui elle-même s'appuie sur les marnes marines du Pliocène.

A propos du tracé d'Arona à Domodossola, M. Stella four-

nit quelques indications sur les moraines des environs d'Arona ainsi que sur les alluvions qui se développent plus en amont. Il énumère ensuite les zones rocheuses que coupe la ligne et qui sont du S au N : 1° les calcaires triasiques d'Arona ; 2° les porphyres sous-jacents dans lesquels s'intercale une couche de sédiment carboniférien ; 3° des micaschistes granatifères en couches presque horizontales, qui supportent en discordance les termes précédents ; 4° la zone granitique de Baveno ; 5° des gneiss à grain fin métamorphisés par le granite ; 6° près de Cuzzago la zone des roches amphiboliques massives auxquelles sont associés des schistes à feldspath et biotite, riches en grenat, en silimanite et en graphite (roches kincigitiques) ; 7° des alternances de gneiss à mouscovite et de schistes chloriteux ; 8° enfin, les gneiss œillés fortement redressés de Beura, déjà décrits par M. Spezia.

Entre Domodossola et Iselle la ligne traverse d'abord la zone de gneiss fortement redressés de Preglia, puis vers le pont de l'Orco deux synclinaux écrasés et s'enfonçant au S de calcaires (Trias) séparés par une zone gneissique, puis les gneiss de la Diveria. Ensuite, le tunnel ellicoïdal de Varzo a permis de voir, de la façon la plus claire, l'existence d'un synclinal horizontal de schistes calcaires avec gypse (Trias) et de micaschistes sous le gneiss d'Antigorio, qui lui-même doit certainement se raccorder avec le gneiss de la Diveria. Le synclinal triasique du tunnel de Varzo est le même que celui que traverse le tunnel du Simplon entre les kilomètres 4 et 5.

Ce travail est suivi d'une étude lithologique et surtout chimique, faite par MM. Gallo. G. Giorgis et A. Stella (60), d'une série de roches constituant le versant S du Simplon ; ce sont :

1° Un calcaire saccharoïde et bréchiforme pris au pont de l'Orso, avec 81.27 % de $Ca\ CO_3$, 8.81 % de $Si\ O_2$ et de faibles quantités d'alumine, de fer, de magnésie et d'alcalis.

2° Un schiste calcaréo-micacé provenant du tunnel de Varzo et faisant partie du complexe calcaire triasique, qui contient 41.75 % de $Ca\ CO_3$, 20.87 % de $Mg\ CO_3$, 16.32 % de $Si\ O_2$, 5.85 % d'alumine, 8.39 % de magnésie non liée à CO_2, 4.54 % d'alcalis.

3° Un échantillon de gypse triasique du tunnel de Varzo, visiblement dérivant d'anhydrite et contenant d'abondantes impuretés, soit calcaires, soit micacées.

4° Un calcschiste hautement cristallisé, riche en quartz et en biotite et contenant une quantité apréciable de feldspath plagioclase. Cette roche, qui forme le cœur du synclinal couché du tunnel de Varzo, contient 38.25 % de $Ca\ CO_3$, 42.52 % de $Si\ O_2$, 8.45 % de $Al_2\ O_3$, 4.08 % d'alcalis avec peu de fer, de magnésie et de chaux non liée à CO_2.

5° Un calcschiste associé au type précédent, mais caractérisé par sa forte teneur en amphibole et en épidote ainsi que par sa cristallisation avancée. $Ca\ CO_3$ 17.41 %, $Si\ O_2$ 51.40 %, $Al_2\ O_3$ 14.83 %, $Fe\ O$ 1.64 %, MgO 2.50 %, $Ca\ O$ 18.74 %, $Na_2\ O$ 1.14 %, K_2O 2.09 %.

6° Un calcschiste à mouscovite associé aux précédents et qui contient 62.92 % de $Ca\ CO_3$, 2.04 % de $Mg\ CO_3$, 27.64 % de $Si\ O_2$, 2.26 % de $Al_2\ O_3$, 1.58 % de $Fe_2\ O_3$, 1.49 % d'alcalis.

7° Un schiste micacé granatifère appartenant à la zone qui sépare les calcaires du tunnel de Varzo du gneiss d'Antigorio qui les recouvre. La roche est formée essentiellement de quartz et d'éléments micacés, parmi lesquels on distingue de la mouscovite, de la biotite et de la chlorite ; elle contient, en outre, des feldspaths, des grenats et de l'apatite.

8° Un schiste micacé appartenant à la même zone tectonique et affleurant dans le haut du val d'Antigorio. Formé essentiellement de quartz, de biotite et de séricite, il est caractérisé par sa texture écailleuse, qui provient de la superposition d'un clivage secondaire sur la schistosité primaire ; il contient du graphite en quantité appréciable.

9° Un type de phyllade qui est associé aux calcaires et dolomies triasiques et qui contient, outre les éléments micacés et charbonneux, de nombreux grenats, des plagioclases, de la calcite, de la pyrite, etc....

10° Deux échantillons provenant d'une zone de schistes sériciteux intercalés près de Vogogna entre les roches dioritiques et le gneiss, dont l'un paraît être le produit du métamorphisme d'un orthophyre, dont l'autre est probablement un tuf trachito-orthophyrique métamorphisé.

11° Une série de roches gneissiques, appartenant à diverses zones tectoniques. Ces roches, dont 28 échantillons ont été étudiés microscopiquement et analysés, se répartissent facilement en orthogneiss, dont la composition chimique et minéralogique correspond bien à l'un ou l'autre type des roches endogènes acides, et en paragneiss, soit en roches détritiques métamorphisées, dont la composition montre, comme

de juste, des variations beaucoup plus irrégulières. Tandis que les orthogneiss forment, en général, de larges zones cristallines, les paragneiss sont liés plus ou moins intimement aux calcschistes et autres sédiments incontestables.

Ces études de roches sont suivies de quelques renseignements sur les filons quartzeux, qui traversent le gneiss dans les tunnels de Preglia et de Trasquera et les micaschistes dans le tunnel de Varzo et qui contiennent divers minerais, plus particulièrement de la pyrite, plus rarement de la pyrrotine, de la chalcopyrite, de la galène.

Enfin, la publication de MM. Stella, Gallo et Giorgis est terminée par un rapport sur les venues d'eau qui ont surgi dans le tunnel ellicoïdal de Varzo. Ce document montre l'importance, comme formation aquifère, du complexe des calcaires et gypse triasiques, qui appartient à la même zone que les calcaires si richement aquifères du tunnel du Simplon et qui, pour s'alimenter ainsi en eau, doivent forcément se relever vers le N et affleurer dans la région de Nembro et Campo. Ici comme au Simplon ces eaux sont très riches en sulfate de chaux.

Dans une publication récente consacrée à la géologie du **val Devero** et de la **chaîne du Simplon**, M. C. DE STEFANI (**88**) a proposé une nouvelle classification chronologique des terrains qui constituent ce territoire.

Il considère comme la roche la plus ancienne de la région le gneiss de Grodo dans le val d'Antigorio ; viennent ensuite des micaschistes granatifères de couleur foncée, à éléments grossiers, au milieu desquels s'intercalent des bancs de calcaire marmorisé ; ces couches forment, d'après l'auteur, une voûte au-dessus du gneiss de Grodo dans le val Cairasca, et elles ne se raccordent pas directement, comme le voudraient certains auteurs, avec les formations semblables du val Devero.

Le gneiss d'Antigorio, caractérisé par sa structure granitoïde à gros grain, mais qui contient des intercalations de micaschistes, de quarzites, de calcschistes et de cipolins, est plus jeune que les schistes sous-jacents, sur lesquels il est superposé stratigraphiquement et non tectoniquement, comme l'ont admis Gerlach, MM. Schardt, Lugeon et d'autres ; il forme ainsi une voûte simple, sur laquelle s'appuie normalement la zone des calcschistes du Monte Cistella et du val Devero.

L'auteur, contestant ainsi absolument la valeur des inter-

prétations modernes de la géologie du Simplon, en revient en somme à une notion très voisine de celle qui a été exposée, en 1882, par MM. Heim, Lory, Taramelli et Renevier ; il n'admet pas l'existence, dans ce massif, de plis-nappes, dont il ne peut voir ni les racines ni les fronts, et y voit une voûte normale de formations superposées stratigraphiquement. Les termes les plus récents de cette série normale seraient les calcaires et anhydrites superposés aux schistes de Devero, le gneiss schisteux et à grain fin du Monte Leone, puis enfin un complexe formé de serpentines et de roches amphiboliques et pyroxéniques. L'âge de ces divers niveaux ne peut être précisé ; on peut pourtant considérer comme certainement pré-triasique le gneiss de Grodo et les schistes granatifères de Baceno, tandis que le gneiss d'Antigorio avec les calc-schistes de Devero doivent être très probablement encore paléozoïques.

L'auteur termine son étude par quelques observations sur les dépôts pléïstocènes du Dal Devero et sur les effets de la glaciation visibles dans la topographie.

M. A. Stella (**91**) a relevé dans les notices consacrées, par MM. Lugeon et Argand, à la **zone du Piémont**, des interprétations qui lui semblent erronées. Pour lui, les schistes lustrés de la vallée de Furgen ne correspondent pas à une fenêtre ouverte dans la nappe gneissique du Mont Rose, ils appartiennent à l'extrémité d'une bande synclinale, très redressée, intercalée dans le gneiss.

D'autre part, tandis que MM. Lugeon et Argand voient, dans les masses gneissiques du Mont Emilius et du Mont Rafrè, deux lambeaux d'une nappe flottant sur les schistes lustrés, M. Stella a constaté que le gneiss du Mont Emilius forme un petit massif anticlinal, recouvert encore en grande partie par les schistes lustrés, et que les gneiss du Mont Rafrè sont des praxinites gneissiques associées intimement aux Pietre verdi, avec lesquelles elles alternent, qu'ils constituent donc une amygdale redressée dans le système des schistes lustrés, auquel ils appartiennent.

Après une exploration nouvelle du **massif de la Dent Blanche** M. E. Argand (**53**) a retrouvé les traces de plusieurs replis dans la nappe supérieure qui constitue ce massif. Le front, conservé dans l'éperon de Veisivi, est marqué par une charnière gneissique de 1800 m. d'épaisseur reposant sur les schistes mésozoïques. Au Dolin, un synclinal est rempli de

dépôts triasiques et de brèches liasiques. A la Za, un anticlinal est marqué par des affleurements importants d'arkésine. Au mont Collon, un synclinal est rempli par des roches basiques englobant des calcaires métamorphiques. Après un anticlinal passant par les Bouquetins, vient le synclinal de la Valpeline avec ses roches basiques, ses micaschistes granatifères et ses calcaires métamorphiques. Puis viennent encore un anticlinal au Faroma et un synclinal au mont Mary.

Ces replis donnent à la masse gneissique l'apparence d'un pli en éventail; cette masse, à laquelle appartiennent les lambeaux gneissiques du mont Emilius et du mont Rafrè va s'enraciner dans la zone externe du gneiss Sesia. Les synclinaux de roches basiques du mont Collon et de la Valpeline appartiennent au même grand synclinal couché, dont la zone d'Ivrée est la queue.

Dans une seconde note, M. Argand (**54**) montre que la zone d'Ivrée est bien le fond d'un synclinal, de forme du reste complexe. Cette zone se suit vers l'E jusqu'au S du massif de Suretta, au-dessus duquel elle se couche vers le N et qui représente ainsi l'equivalent de la nappe de la Dent Blanche. Elle supporte le lambeau granitique de la Cima del Largo, passe sous le Julier et la Bernina et se suit encore par le Septimer et l'Oberhalbstein sous l'amorce des Alpes orientales. Les nappes austro-alpines doivent donc avoir leur racine au S de la zone d'Ivrée et leur prolongement devait s'amorcer dans la zone du Strona.

Enfin, cherchant dans une 3e note à refaire l'histoire du géo synclinal piémontais, M. Argand (**55**) remarque que l'abondance des roches vertes augmente progressivement des nappes inférieures aux nappes supérieures, c'est-à-dire du bord externe primitif du synclinal à son bord interne. Les schistes lustrés dans lesquels s'intercalent ces roches vertes reposent sur des dolomies certainement triasiques et doivent être liasiques quant à leur partie inférieure.

Dans les formations permo-carbonifères le métamorphisme est maximum dans la nappe V (Grand Paradis-Mont Rose) issue du centre du géosynclinal, tandis qu'il diminue dans les nappes inférieures et dans la nappe VI issues de régions plus marginales.

Il paraît probable que la zone Strona-Valteline représentait déjà, à une époque très ancienne, un môle qui limitait le géosynclinal piémontais au S. C'est au S du Gothard que le géosynclinal, ayant son minimum de largeur, a subi un

eflort orogénique particulièrement intense qui a déterminé un bombement de tous les plans axiaux des nappes piémontaises.

Massifs centraux. — A propos du projet du tunnel au travers du **massif de la Greina**, terminaison orientale du massif du Gothard, M. Alb. Heim (**64**) a établi un nouveau profil de cette chaîne, de Somvix à Olivone.

En suivant cette ligne du S au N on traverse d'abord une importante zone de schistes lustrés métamorphisés plongeant au S; ces schistes sont très riches en mica et contiennent souvent des grenats et de la zoïsite; ils sont replissés de la façon la plus intense; des bancs dolomitiques s'y intercalent. Cette zone finit avec une couche épaisse de calcaires dolomitiques, accompagnés de lentilles de gypse, qui se suit depuis le val Campo; puis commencent des schistes lustrés normaux, relativement peu métamorphisés.

Ces derniers s'appuient, probablement par l'intermédiaire d'une nouvelle bande de calcaire dolomitique, contre les gneiss schisteux à biotite de la zone méridionale du Gothard, qui sont recouverts en partie vers le haut par un fragment de voûte de schistes lustrés, mais qui, en profondeur, prennent très vite une position verticale. Les gneiss doivent former sur la ligne du tunnel une largeur d'environ 4 km.

Ensuite vient la partie centrale du massif cristallin, bordée au S par une zone à faciès changeant de gneiss, micaschistes, schistes amphiboliques, aplites, etc., et formée essentiellement de granite. Celui-ci comprend au S un type plus basique riche en plagioclase et contenant de la hornblende (granite de Cristallina), au N un type protoginique riche en orthose et en quartz.

La partie N du tunnel doit traverser, après le granite, sur environ 3 km. la zone septentrionale des gneiss, plongeant d'abord verticalement, puis fortement au S, et ensuite la zone des schistes sériciteux, dont les couches s'enfoncent au S sous le gneiss précité et dans laquelle s'engage un synclinal étroit de Verrucano et de schistes lustrés.

L'auteur donne ici quelques renseignements sur la dureté des roches sur la ligne du tunnel et sur les températures à prévoir dans les divers tronçons. Il termine enfin son rapport par deux courts chapitres consacrés aux deux lignes d'accès, dont l'intérêt est exclusivement technique.

Dans le but de préciser les relations existant entre le granite de Gasteren, les roches filonniennes qui le traversent, le Verrucano qui le recouvre et les schistes verts qui se superposent sur ce dernier, M. V. TURNAU (**95**) a refait en détail les levers géologiques de la **chaîne Lötschenpass-Hockenhorn-Birghorn** et en a publié la carte au 1 : 50 000. Il a constaté d'abord dans le versant NW de la chaîne Sackhorn-Birghorn une série formée à la base de granite, puis de Verrucano épais d'une douzaine de mètres, puis de calcaires dolomitiques (5 m.) et enfin de schistes verts qui forment toute l'arête. Il a pu voir ensuite, en différents points, comment les mêmes filons aplitiques coupent successivement le granite et le Verrucano sans atteindre la dolomie. Par contre, les roches aplitiques qui forment, dans les schistes verts, des filons toujours intensément disloqués, ne peuvent jamais se raccorder avec celles qui existent dans le granite.

Pour compléter ces observations il faut ajouter encore que la superposition des schistes verts sur le Verrucano et la dolomie est discordante et que par places, au Sackhorn et dans le versant N du Lötschenpas, des calcaires liasiques s'intercalent entre la dolomie et les schistes verts.

L'on peut conclure de cet ensemble de faits d'abord que le granite de Gasteren et le Verrucano sont en contact primaire et que le premier est intrusif dans le second à la façon d'un véritable laccolithe suivant l'opinion de M. Baltzer, ensuite que les filons aplitiques qui ne coupent jamais les dolomies permiennes doivent être d'âge permo-carbonifèrien, ainsi du reste que le granite lui-même, enfin que les schistes verts sont en chevauchement sur les formations sous-jacentes. Le fait que le Verrucano paraît peu métamorphisé au contact du granite et des aplites s'explique par sa nature même peu métamorphisable.

MM. W. KILIAN et P. LORY (**76**) ont noté la présence, entre le massif cristallin du Mont Blanc et la zone des schistes de Casanna, de 2 zones stratigraphiquement distinctes : l'une, au NW, comprend des terrains à faciès dauphinois, la seconde, au SE, des sédiments à faciès briançonnais. Dans cette dernière s'intercalent, particulièrement dans le massif du Crammont et à l'E de la Seigne et des Mottets, des brèches, dont les unes sont calcaires et identiques aux brèches liasiques du Télégraphe, dont les autres sont polygéniques et très probablement éogènes. La présence dans cette région de roches toutes semblables à certains types exis-

tant dans les Préalpes, permet de chercher ici la racine des nappes préalpines.

Hautes Alpes calcaires. — M. Ch. Jacob (**75**) a consacré une courte notice à la tectonique des chaînes calcaires comprises entre la zone de Flysch du col de Coux et la vallée du Fer à Cheval de Sixt (Haute-Savoie). Il commence par montrer comment les 2 anticlinaux les plus externes de ce faisceau de plis, ceux du Signal de Bostan et de l'arête de Foilly-Tuet, s'enfoncent périclinalement vers le SW sous le Flysch ; puis il décrit 2 petits anticlinaux qui se développent dans la région du glacier de Foilly et dans le versant N de l'**Avoudruz**. Quant au pli couché de Crétacique du vallon de Clévieux vers Samoens, décrit par MM. Haug et Ritter, l'auteur l'a suivi obliquement jusqu'à l'arête qui relie la Pointe-Rousse à l'Avoudruz, et a constaté que sa superposition sur les éléments plus externes est marquée constamment par un chevauchement du Néocomien sur l'Urgonien, le Crétacique supérieur ou le Nummulitique. Ce pli chevauchant se continue jusque sur la zone de Néocomien de Salvadon, et là il semble qu'on puisse établir une relation directe entre cette dislocation et le chevauchement du Malm de la Pointe de Sambet sur ce même Néocomien. Ainsi le pli du Clévieux s'élèverait rapidement vers l'E et se raccorderait avec le chevauchement de Sambet ; la série crétacique du sommet de l'Avoudruz appartiendrait à un synclinal sous-jacent à ce pli, ce qui expliquerait son état de dislocation accentué.

Cherchant à raccorder les plis du massif de l'Avoudruz avec ceux des régions voisines, M. Jacob admet que les plis des Dents du Midi se continuent dans les deux anticlinaux de Bostan et de Tuet-Foilly, en se redressant rapidement, qu'ils n'ont donc rien de commun avec le pli de Clévieux avec lequel M. Ritter a voulu les raccorder ; celui-ci représente un élément plus interne, dont le plan de chevauchement doit passer par le sommet de l'Avoudruz, la Pointe de Sambet et le sommet du Pic de Tanneverge.

Cette publication a provoqué une réplique de la part de M. L. Collet (**58**) qui a démontré l'impossibilité d'attribuer au même élément tectonique le Malm chevauchant de Sambet et celui du sommet du Tanneverge. Le Malm de Sambet s'enfonce en effet dans le pied de la paroi NW du Tanneverge sous 2 autres plis imbrigués, puis s'élevant en se compliquant vers le NE, il va former les régions culminantes du Ruan et de la Tour Saillère.

Par suite d'une regrettable omission, il n'a pas été tenu compte dans la *Revue* pour 1904 d'une publication consacrée par M. A. Troesch (**94**) à la région du **Haut Kanderthal** et du massif de la **Blümlisalp**. L'auteur montre d'abord que la bande de terrains tertiaires qui, du Kienthal au Kanderthal, sépare la chaîne calcaire de la Blümlisalp des Alpes calcaires médianes est beaucoup plus développée que la carte ne le fait supposer; elle remonte dans le versant N de la Blümlisalp jusqu'au sommet de la Wilde Frau et apparaît sur l'arête qui relie le Schwarzhorn au Hohthürli.

M. Troesch a découvert du Néocomien fossilifère sur l'Oeschinengrat; il a trouvé dans le versant abrupt qui descend de la Birre au lac d'Oeschinen un calcaire gris finement oolithique à Textularia et à *Orbitolina lenticularis*, et il considère comme probablement supracrétaciques des schistes foncés à *Glob. linnaeana* d'Orb. (= Pulv. tricarinata Quer.) qui affleurent dans la même chaîne.

L'auteur rectifie encore sur plusieurs points l'extension donnée sur la carte au Dogger et au Malm et il donne la liste des fossiles trouvés dans les divers niveaux du Jurassique.

M. Alb. Heim (**66**) convaincu, depuis plusieurs années, de la justesse de la notion du pli unique ou de la nappe glaronnaise, a visité à nouveau la région du **Klausenpass** et du **Griesstock**, où il avait cru voir antérieurement le front de son pli N glaronnais. Il a pu constater ainsi que la lame calcaire de Lochseitenkalk qui se suit constamment dans le plan de chevauchement de la nappe glaronnaise, ne se continue pas dans la masse calcaire de la Balmwand et du Griesstock, qu'elle en est au contraire complétement distincte et qu'elle en est séparée par une bande de calcaires nummulitiques et de schistes éocènes. De plus, les calcaires de la Balmwand ne correspondent pas à une zone de Malm renversée comme M. Heim l'avait cru ; en effet, à sa partie supérieure on trouve d'abord des calcaires siliceux remplis d'*Exogyra sinuata* qui sont évidemment néocomiens, puis un calcaire marmorisé qui ne peut être que de l'Urgonien ; c'est sur ce dernier que se superposent les calcaires nummulitiques, puis des schistes éocènes (ou oligocènes) très violemment plissotés, sur lesquels chevauchent, suivant un plan simple, le Lochseitenkalk et la série normale du Trias et du Lias du Klausen.

Les calcaires de la Balmalp, dont la surface est comme crénelée par de nombreux replis et petits chevauchements,

s'enfoncent au NW sous les formations triasiques-jurassiques du Klausen, dont ils sont constamment séparés par la zone tertiaire précitée; puis ils cessent brusquemment, au tunnel de la route vers Windeggen, en une charnière plongeante de Malm, entourée au N de Néocomien, d'Urgonien, de Nummulitique et de Flysch.

Vers le SE, ces calcaires s'élèvent dans la direction du Griesstock; on les voit chevaucher, suivant un plan simple, sur le Flysch, tandis que leur surface est fortement plissée en petits anticlinaux déjetés au N. Le Malm est recouvert, sur ce parcours, par des formations crétaciques et nummulitiques mais d'une façon remarquablement variable. Tandis qu'à Windeggen et aux abords du Klausenpass le Néocomien et l'Urgonien sont bien développés mais représentent seuls le Crétacique, ils disparaissent bientôt complètement, en sorte qu'à la Kammlialp le Malm n'est séparé du Nummulitique que par une mince zone de calcaire de Seewen, qui s'effile même complétement par endroits; puis, dans l'arête du Griesstock, on retrouve sur le Malm une série crétacique qui comprend : 1° calcaire siliceux à Toxaster du Valangien (2 à 10 m.); 2° brèche à Crinoïdes glauconieuse (couches de l'Altmann) (1 à 6 m.); 3° schistes noirs à *Exogyra sinuata* (2 à 3 m.); 4° schistes gris à polypiers silicifiés (2 à 3 m.); 5° Urgonien à Requienies (2 à 20 m.); 6° grès à concrétions phosphatées du Gault (5 m.); 7° grès glauconieux, grumeleux, partiellement marneux (5 m.); 8° calcaires glauconieux contenant la faune à *Turr. Bergeri* (1 m.); 9° Calcaires de Seewen (5 m.). Vers l'extrémité S de l'arête du Griesstock le Malm et le Crétacique se relèvent verticalement; ils se renversent même, un peu plus à l'E, dans le flanc du Scheerhorn, où l'on peut voir, plongeant fortement au S et intercalés entre deux zones de Flysch, du Nummulitique, des calcaires de Seewen et du Néocomien fortement amincis. Puis, ces couches se coudent brusquement en genou de façon à s'élever de nouveau vers le SE, mais, leur amincissement se continuant, le Malm d'abord, puis le Crétacique s'effilent complètement et, entre le Klein et le Gross Scheerhorn, les deux zones de Flysch, qui les encadraient, se fondent.

Ainsi, les calcaires de la Balmwand et du Griesstock représentent une écaille ou une lame de charriage indépendante, moulée sur le Flysch des plis autochtones, recouverte normalement par le Nummulitique et le Flysch des Scheerhörner et chevauchée par la grande nappe glaronnaise. Ainsi s'expliquent

facilement le développement réduit de ses couches crétaciques et d'autre part le contraste très franc qui existe entre le Flysch nummulitique des Scheerhörner et le Flysch gréseux du Schächenthal.

Vers l'W, cette écaille paraît se suivre jusque dans le versant occidenthal des Sittliserhörner et des Hohe Faulen ; en réalité il n'en est rien et, si elle se prolongeait dans cette direction, cette lame devait y exister à un niveau notablement plus élevé que le sommet des Hohe Faulen. Vers l'E, au contraire, on trouve de nombreux affleurements calcaires qui doivent appartenir à la même lame que la masse du Griesstock ; ce sont : d'abord le paquet de calcaires suprajurassiques renversés au N par-dessus du Néocomien de l'Urgonien et du Nummulitique, qui apparaît dans le versant N du Kammlistock et du Claridenstock et qui avait été attribué, jusqu'ici, aux plis autochtones, puis la lame de Hochgebirgskalk qui se montre sous le Flysch et le Lochseitenkalk au-dessous du Fisitenpass, puis, la masse suprajurassique qui émerge à la Klus sur la route du Klausen, puis les affleurements de Malm du Wängiswald et, enfin, une barre de Malm qui se suit depuis le versant oriental du Kammerstock jusque près de Linthtal.

Le Kammligrat, qui descend du Kammlistock au Klausen Pass présente un intérêt très particulier. Ici, le Flysch nummulitique qui surmonte les calcaires de la Balmwand contient d'innombrables paquets métamorphisés de calcaires de Seewen, qui appartiennent évidemment à des lames de charriage arrachées plus au S ; puis au sommet de l'arête on voit des coins calcaires enfoncés, en grand nombre, de haut en bas, dans le Flysch, qui ont nettement la structure du Lochseitenkalk et qui doivent être considérés comme des paquets de calcaire de Tros, pris dans le plan de chevauchement de la nappe glaronnaise. Cette manière de voir est du reste confirmée par le fait que, le long de l'arête plus orientale du Gemsfeyerstock, ces paquets se soudent en une zone presque continue, superposée au Flysch et dont la face supérieure est plane et rabottée, à la façon de la surface du Lochseitenkalk.

De ce qui précède il résulte, avec la dernière évidence, que les calcaires du Griesstock n'ont rien à faire avec le Lochseitenkalk et qu'ils ne peuvent pas représenter le front d'un pli couché au S. Ils appartiennent à une lame de charriage sous-jacente à la grande nappe glaronnaise et celle-ci, passant par-dessus les Clarides et les massifs centraux, devait

s'enraciner plus au S, comme l'ont admis Marcel Bertrand, puis MM. Schardt et Lugeon.

La Société géologique suisse a fait, en 1905, son excursion annuelle dans la **région qui s'étend au S du lac des Quatre-Cantons** et qui comprend les Klippes du Stanserhorn, du Buochserhorn, de l'Arvigrat et les Alpes calcaires d'Unterwald et d'Uri. Les deux guides de cette excursion, MM. A. Tobler et E. Buxtorf en ont fait eux-mêmes une relation (**93**) renfermant de nombreux renseignements nouveaux.

M. Buxtorf commence par décrire le versant N du Bürgenstock et la série normale crétacique qui y affleure, en insistant plus particulièrement sur le Gault dans lequel il distingue de bas en haut :

1° Des grès verts, qui ravinent la surface de l'Urgonien supérieur et contiennent quelques débris d'ammonites gargasiennes.

2° Des brèches échinodermiques probablement aussi gargasiennes.

3° Des calcaires spathiques et glauconieux à *Inocer. concentricus*, *Douvilleiceras mamillatum*, *Parahoplites Milleti*; cette couche, épaisse seulement de 1 m., passe vers le haut à

4° Des marnes schisteuses presque sans fossiles.

5° Des calcaires gréseux et glauconieux, contenant des concrétions calcaires ellipsoïdales, et à la partie supérieure desquels on récolte des débris de *Tur. cf. Bergeri* et d'autres ammonites. Ces couches passent vers le haut aux calcaires de Seewen.

A propos du Crétacique supérieur, M. Buxtorf fait remarquer qu'on trouve dans le calcaire de Seewen des intercalations rouges qui rappellent exactement les Couches rouges des Préalpes.

Cette chaîne calcaire externe est coupée entre le Lopperberg et le Pilate par un grand décrochement transversal, dont le plan est dirigé à peu près NW-SE du Dölli au Renggpass, et suivant lequel toute la masse du Pilate est repoussée d'environ 1 ½ km. au NW ; le prolongement de cette fracture coupe le Muetterschwandenberg entre Rieden et Vorder Rüti.

Le profil du Pilate, tel qu'il est décrit par M. Buxtorf, comprend les éléments suivants du N au S :

1° Une zone de Flysch plongeant au SE et chevauchant sur la Molasse.

2° Le premier anticlinal du Pilate, dont le jambage renversé est totalement supprimé et dont le cœur néocomien repose directement sur le Flysch précité. Sur la série crétacique de ce pli se superposent d'abord des calcaires nummulitiques, puis des grès du Hohgant, puis des schistes brunâtres du Flysch, qui forment synclinal.

3° L'anticlinal du Tomlishorn, fortement déjeté et dont le jambage septentrional est considérablement aminci. Le cœur de ce pli est constitué par des marnes valangiennes à *Exogyra Couloni* ; dans le jambage supérieur on peut relever une fort belle coupe du Crétacique. Après avoir traversé les marnes valangiennes et un banc calcaire de 10 m. d'épaisseur, on rencontre une couche glauconieuse, que Kaufmann avait prise pour les couches de l'Altmann, mais qui contient *Hopl. neocomiensis*, *Hopl. Thurmanni*, *Haploc. Grasi*, etc..., et appartient incontestablement encore au Valangien. Viennent ensuite des schistes sans fossiles (10 m.), le Kieselkalk, qui renferme localement une seconde intercalation glauconieuse, et une brèche échinodermique ; tous trois paraissent représenter l'Hauterivien. Le Barrêmien est constitué par les couches glauconieuses de l'Altmann, par les couches à *Exogyra sinuata* et par le Schrattenkalk inférieur. L'Aptien, l'Albien et les couches de Seewen complétent la série et offrent le développement normal.

4° Le synclinal de Flysch de Laubalp qui se divise vers l'E en trois pointes par l'apparition, dans son fond, des deux anticlinaux d'Esel et de Steigli.

5° L'anticlinal du Matthorn, qui est déjeté par-dessus le synclinal précité et dont le jambage médian est intensément laminé. Ce pli, qui forme le versant S de la chaîne du Pilate, est ouvert jusqu'au Néocomien. Il s'incurve vers le NNW comme du reste les deux anticlinaux de Steigli et d'Esel ; à lui seul il représente le prolongement décroché et déplacé de l'anticlinal du Lopperberg.

A propos des chaînes calcaires externes, M. Buxtorf consacre un intéressant chapitre à la stratigraphie de la chaîne du Vitznauerstock et de la Rigihochfluh. Il montre d'abord que dans le versant N du Vitznauerstock affleure, en chevauchement direct sur le Flysch, une série normale crétacique, dans laquelle le Valangien comprend des calcaires oolithiques puis les couches à *Exogyra Couloni* inférieures, tandis que l'Hauterivien ne prend pas la forme du Kieselkalk, mais est constitué par des calcaires spathiques alternant avec des cal-

caires siliceux, des schistes et des couches oolithiques (Vitznauerkalk); les couches de l'Altmann sont imparfaitement développées et le Barrêmien est représenté essentiellement par les couches de Drusberg à *Exogyra sinuata* et par le Schrattenkalk inférieur ; enfin, le Gault et le Seewerkalk qui sont bien développés près de Vitznau s'amincissent rapidement vers le N. et au sommet du Vitznauerstock le Nummulitique repose directement sur le Schrattenkalk.

Le versant S de la chaîne est constitué par une seconde série normale chevauchant sur la première, mais dans celle-ci le Valangien ne comporte plus de couches oolithiques, l'Hauterivien est formé par le Kieselkalk typique surmonté de brèches échinodermiques, la base du Barrêmien est constituée par les couches de l'Altmann richement fossilifères, et soit le Gault soit le Crétacique supérieur sont partout bien développés.

En comparant ces deux séries crétaciques mécaniquement superposées du Vitznauerstock et de la Hochfluh entre elles et avec d'autres appartenant aux chaînes calcaires plus internes, on constate, en premier lieu, que la première se rapproche d'une façon absolue de celle de l'Axenberg, tandis que la seconde est pour ainsi dire identique avec celle du Frohnalpstock septentrional et des environs de Seelisberg, en second lieu, que le constraste entre ces deux séries n'est pas tranché mais comporte une transition, en particulier en ce qui concerne le Gault et le Crétacique supérieur. L'on peut conclure de ces faits que les deux plis chevauchants du Vitznauerstock font partie d'une seule et même grande unité tectonique à laquelle appartiennent aussi ceux des massifs du Frohnalpstock et du Bauenstock, que de plus, le pli inférieur ou frontal du Vitznauerstock devait être relié plus ou moins directement avec les plis de l'Axenberg.

Le fait que les chaînes calcaires externes appartiennent à la nappe du Bauenstock-Frohnalpstock et non à celle de l'Axenberg a été du reste confirmé par des arguments d'ordre purement tectonique, développés par M. Tobler; en effet, sur la rive gauche du lac d'Uri on peut voir l'Urgonien se fermer complètement, soit au pied du Scharti, soit entre Isleten et Bauen au-dessous des anticlinaux culbutés de Néocomien de la zone de l'Axenberg, qui ne peuvent donc pas rejoindre par-dessous le Bauenstock le Néocomien du Vitznauerstock.

L'exposé de ces idées est suivi du résumé d'une discussion, à laquelle ont pris part MM. Alb. et Arn. Heim et M. Blu-

MER, et dans laquelle on a abordé la question des relations des diverses nappes entre elles et de leurs âges respectifs, puis celle des roches exotiques incluses dans le Flysch, etc.

Dans le compte rendu de la troisième journée d'excursion, nous trouvons quelques renseignements fournis par M. Tobler sur les klippes du Stanserhorn et du Buochserhorn ainsi que sur leur soubassement. L'auteur a acquis d'abord la conviction que les schistes de Wang, qui prennent un si grand développement dans ce dernier, ne sont pas autochtones, mais qu'ils appartenaient à la couverture de l'anticlinal du Brisen et ont été entraînés vers le N par le chevauchement de la nappe des klippes. Ces schistes affleurent dans le versant oriental du Stanserhorn, au Gisi, entre des calcaires nummulitiques sous-jacents et un complexe de grès et de schistes éocènes. Cette succession qui plonge isoclinalement au S est coupée vers le haut par un plan de chevauchement horizontal, sur lequel s'appuient des couches marno-calcaires à *Cancellophycos scoparius* du Dogger, base de la klippe. Des profils tout à fait comparables se retrouvent à la Brandfluh à Ebnet-Kuiri près de Stans, et à Nieder Büren au pied W du Buochserhorn. Les formations jurassiques de cette deuxième klippe, après s'être repliées en un synclinal fermé au S et enveloppant un cœur crétacique, dessinent un anticlinal resserré et déjeté au N, qui se développe entre le sommet du Buochserhorn et la Musenalp et qu'on traverse entre Bleikealp et Hüttlerenalp.

Enfin le rapport d'excursion contient encore une description des gisements de Gault du Lochwald et du Luitere Zug, à propos desquels M. Ch. Jacob a cherché à préciser la position stratigraphique des niveaux fossilifères médiocrétaciques des Alpes calcaires externes. Se basant sur les nombreuses observations qu'il a faites dans les Alpes françaises, il place les grès verts qui surmontent directement l'Urgonien au Bürgenstock en parallèle avec la zone à *Oppelia Nisus* et *Hoplites furcatus* (Gargasien), la brèche échinodermique au niveau des couches de Clansayes soit de la zone à *Parahoplites Nolani*, les calcaires à *Inoc. concentricus* au niveau de la zone à *Parahopl. Milleti*, les marnes schisteuses au niveau de la zone à *Hoplites dentatus*, et les calcaires concrétionnés (Ellipsoïdenkalk) au niveau de la zone à *Schloenbachia inflata* (Vraconnien).

D'autre part. M. Jacob attribue au niveau de Clansayes les couches du Luitere Zug, à l'Albien les couches du Loch-

wald (voir sur ce sujet dans la IVe partie de cette *Revue* Jacob et Tobler, p. 717).

Dans une courte notice, consacrée spécialement à la **chaine de Wageten** sur le front des nappes glaronnaises, M. E. Blumer (**57**) a rectifié sur plusieurs points importants les levers et les profils établis antérieurement par M. Burckhardt. Il a constaté d'abord que la Molasse est recouverte non parallèlement mais en discordance bien nette par le Flysch et les formations crétaciques, et qu'elle ne forme pas un synclinal déjeté, mais qu'elle est disposée en une série normale, qui s'enfonce sous les formations chevauchantes de Wageten. Quant à celles-ci, elles ne figurent pas un anticlinal déversé au N ; le complexe calcaire de leur base que M. Burckhardt avait pris pour de l'Urgonien renversé appartient en réalité au Valangien et au Malm supérieur (calcaire de Troos) et il supporte normalement l'Hauterivien et l'Urgonien. Cette masse chevauchante qu'une mince zone de Flysch sépare de la Molasse, est probablement le prolongement de la nappe du Mürtschenstock, dont elle diffère pourtant par la moindre épaisseur du Crétacique moyen et supérieur et la puissance notablement plus grande du Nummulitique.

M. Blumer est en outre arrivé à la conviction que la chaîne de Wageten est tout à fait indépendante de celle des Aubrig, avec laquelle elle contraste d'une façon frappante, soit par sa tectonique, soit par sa stratigraphie, malgré la très petite distance qui les sépare. La chaîne des Aubrig est en réalité le prolongement de celle de Riseten, qui elle-même fait partie de la nappe du Säntis. Ainsi la nappe du Mürtschenstock ne forme le front des nappes alpines qu'entre la vallée de la Linth et le Wäggithal, tandis que partout ailleurs, du Rhin à l'Aar, c'est la nappe du Säntis qui s'avance visiblement le plus loin au N.

Je puis me contenter de citer ici un très court résumé que M. Alb. Heim (**62**) a publié récemment de sa belle étude de la chaîne du Säntis (voir *Revue* pour 1905).

M. Arn. Heim (**69**) a poursuivi à l'W de la Thur son exploration de la zone du **Säntis**. Il a pu démontrer ainsi que le Häderenberg, extrémité occidentale du Säntis, se prolonge vers l'W dans le Gulmen, mais qu'un déchirement s'est produit entre ces 2 petits massifs crétaciques par suite de tractions longitudinales. Les 2 zones encadrantes de Flysch arrivent pour ainsi dire en contact et la zone de terrains

crétaciques paraît interrompue; pourtant une mince traînée de Crétacique supérieur passant par le Farenstöckli et le haut du ravin du Dürrenbach établit une liaison évidente, quoique discontinue, entre le Gulmen et le Häderenberg et le long de cette traînée laminée, des paquets d'Urgonien s'alignent isolément.

Quant aux massifs avancés du Goggeien, du Stock et du Mattstock, ce sont visiblement des Klippes sans racines. Le Goggeien représente une tête digitée de pli enfoncée verticalement de haut en bas dans le Flysch. Le Stock est également une tête de pli, mais enfoncée obliquement au N; il appartient à la même nappe que le Gulmen, dont il est séparé au col de la Schart par un faux anticlinal faillé du Flysch sous-jacent. Entre le Goggeien et le Stock la zone crétacique est interrompue et le fond du ravin du Sulzbach ne laisse voir que du Flysch; il y a ici non un ensellement transversal, comme l'avait admis M. Burckhardt, mais un nouveau déchirement longitudinal.

Le Mattstock appartient aussi au front de la nappe du Säntis, mais il est complètement séparé de celle-ci, au N du Durchschlägiberg, par une écaille de Flysch. Ses formations crétaciques y sont repliées en un anticlinal étroit et un large synclinal, dont le jambage N, s'élevant jusqu'à la crête de la chaîne, chevauche par l'intermédiaire d'une mince zone de Crétacique supérieur et de Flysch sur la Molasse du Speer. Dans tout le versant S de la chaîne les laminages sont particulièrement marqués, déterminant soit un métamorphisme accusé des roches, soit des amincissements locaux des couches, tantôt l'une, tantôt l'autre. Puis vers l'E toute la masse crétacique du Mattstock cesse brusquement en coin au milieu du Flysch; les couches subissent une réduction rapide, puis disparaissent, et, sur les miroirs de glissement qui s'y sont formés longitudinalement, on peut voir des stries horizontales qui parlent clairement en faveur d'étirements longitudinaux.

Sous la nappe du Säntis apparaissent, dans la région de Weesen des traces de nappes inférieures, ce sont le rocher de Fli et le Kapfenberg. Or, ici encore, on trouve l'indication très nette d'étirements s'étant fait sentir dans le sens de la direction des plis. Les laminages et déchirements longitudinaux paraissent du reste être un phénomène très fréquent dans la zone des chaînes calcaires externes.

Ces caractères tectoniques si curieux de la nappe du Säntis

dans sa partie occidentale ont été exposés d'autre part en une courte notice française par M. Arn. Heim (70).

Dans une seconde publication M. Arn. Heim (68) étudie spécialement la zone de contact entre la Molasse et les masses chevauchantes du Mattstock, du Goggeien et du Säntis. Il montre qu'entre la vallée du Flibach et celle de la Thur la Molasse forme certainement le soubassement du Flysch et du Crétacique du Mattstock et du Gulmen et qu'elle doit conserver dans ce trajet une remarquable uniformité de sa direction et de son plongement. Cette molasse ne paraît en aucune façon être repliée en un synclinal déjeté entre le Speer et le Mattstock, comme l'admettait encore récemment M. Burckhardt, elle correspond à une série normale de couches très régulières, qui constitue le jambage S de l'anticlinal méridional molassique et qui est recouverte mécaniquement et en discordance par le Flysch. Ainsi s'explique très simplement le contraste frappant qui existe entre la tectonique si peu mouvementée de la Molasse et les formes extraordinairement tourmentées des masses qui la chevauchent.

Les couches de la Molasse, que l'on trouve en contact avec le Flysch sur différents points, varient du reste beaucoup et appartiennent certainement à des niveaux divers; toujours le contact est franc; quelquefois les 2 formations se sont pénétrées réciproquement; partout on peut se convaincre qu'il s'agit d'un véritable chevauchement ; l'épaisseur du Flysch intercalé entre la Molasse et les formations crétaciques varie dans des proportions considérables.

De ce qui précède il résulte que la Molasse est restée passive pendant la poussée des nappes alpines et, en relation avec cette constatation, il faut relever le fait que les failles transversales qui affectent les chaînes calcaires ne se continuent pas au-dessous d'elles dans la Molasse. Il semble même qu'au moment où celle-ci a été recouverte par la nappe du Säntis, elle était déjà non seulement redressée, mais partiellement érodée suivant une surface irrégulière, dont les formes accidentées ont notablement influé sur la disposition des masses recouvrantes.

L'auteur, étendant cette notion d'une érosion de la Molasse avant la mise en place des nappes alpines au territoire de la Suisse, montre qu'elle s'applique très heureusement aux conditions spéciales du contact entre ces deux grandes unités géologiques, soit dans la région du Rhin, soit dans celle du lac des Quatre-Cantons, soit dans celle de l'Aar, soit dans

celle du Rhône. Aussi se demande-t-il si les vallées de ces 4 cours d'eau n'étaient pas fixées à peu près suivant leur parcours actuel déjà avant le développement final des nappes et si elles n'ont pas été la cause déterminante de la formation dans le corps de celles-ci des grands ensellements transversaux maintenant reconnus.

Comme conclusion finale, M. Heim admet que la Molasse a dû être plissée à la fin de l'époque miocène, puis érodée surtout dans sa partie méridionale. Ensuite, soit pendant les temps pliocènes et probablement jusque peu avant la première glaciation, les nappes alpines ont poussé lentement leur front vers le N, recouvrant la surface érodée de la Molasse et prenant leur extension actuelle. Une dernière phase de dislocation, pendant laquelle ont joué diverses failles transversales, a dû se poursuivre jusque dans les temps pléïstocènes.

Ces conclusions ont été reproduites par M. Heim en français dans un court résumé publié par les Archives (**71**).

Préalpes et Klippes.

MM. C. Sarasin et L. Collet (**81**) ont entrepris l'étude de la **zone interne des Préalpes** dans la région du haut Simmenthal et d'Adelboden. Ils distinguent dans la série sédimentaire des Préalpes internes les niveaux suivants :

Le **Trias** comprend soit des amas considérables de gypse, soit des calcaires dolomitiques et des corgneules, auxquels s'associent, par places, des marnes schisteuses violacées.

Le **Lias** est un des éléments les plus importants de la zone des Cols ; il débute par des calcaires noirs en lits séparés par des feuillets schisteux, qui sont marneux à la base, échinodermiques vers le haut avec de nombreux débris reconnaissables de Pentacrines, et qui représentent l'Infralias et une partie de Sinémurien. Cette série se termine par des calcaires spathiques très durs contenant *Belelm. acutus Mil.*, *Ariet. raricostatus* Zieten, *Aegoc. centauroïde* Savi et Meneg., *Aeg. Listeri* Sow., *Gryphea obliqua* Sow., *Zeil. numismalis* Lam., soit une faune du Sinémurien supérieur.

Vers le haut, ces calcaires passent rapidement à des grès quartzitiques grossiers, très durs, qui contiennent, par places, des couches de conglomérats à éléments granitiques, et qui ressemblent étrangement à certains grès de la zone du Niesen. Les auteurs y ont récolté plusieurs tronçons de Belemnites

du type de *B. niger*. Enfin, la partie supérieure du Lias est constituée par des argiles noires, riches en mica, dans lesquelles s'intercalent des bancs et des chailles de grès foncés (schistes mordorés de M. Lugeon).

Le **Dogger** se compose de calcaires gréseux fortement micacés, en bancs séparés par des lits marneux ; les Zoophycos y sont parfois très abondants mais, comme autres fossiles, les auteurs n'y ont pu trouver qu'un seul échantillon de *Stephan. Humphriesi*. Sur ce faciès à Zoophycos se superposent des calcaires noirs, à grain fin, régulièrement lités, sans fossiles, qui paraissent représenter le Bathonien avec probablement le Callovien et peut-être une partie de l'Oxfordien.

Le **Malm** comprend un complexe massif de calcaire gris à cassure esquilleuse, très riche en silex par places.

Le **Crétacique** n'est représenté que par des calcaires sublithographiques, gris clair, un peu schisteux et associés à des couches plus marneuses, qui correspondent au type gris des Couches rouges.

A propos des dépôts quaternaires, les auteurs signalent quelques moraines bien développées et insistent sur l'importance qu'ont prise, à côté des éboulements proprement dits, les glissements de terrain en masse, qui ont déterminé d'innombrables gisements anormaux.

Dans la partie tectonique de leur travail, MM. Sarasin et Collet examinent successivement 7 profils perpendiculaires à la zone des Cols et se suivant de l'E à l'W.

Une première coupe, passant par Adelboden (partie W) et le Mittaghorn, montre d'abord, dans le flanc de la chaîne Niesen-Gsur, les formations schisteuses et gréseuses attribuées, jusqu'ici, au Flysch, mais dont l'âge tertiaire paraît très douteux. Ces dépôts s'enfoncent au NW vers la montagne ; par leur base elles s'appuient directement sur une zone de Trias ; celle-ci est supportée par du Malm, qui forme le terme supérieur d'une série normale, dont le Lias supérieur affleure au fond du ravin de l'Allenbach en amont d'Adelboden. Le fond de la vallée et tout le bas du versant oriental sont couverts par des dépôts morainiques, mais, au-dessus de 1500 m. on voit affleurer d'abord du Dogger plongeant au SE, puis, au-dessus de lui, une mince barre de Malm et une zone de calcaires marneux supracrétaciques. Toute cette série s'enfonce sous le jambage renversé du pli haut-alpin qui forme le Mittaghorn.

Dans une seconde coupe, passant par le Höchst, on re-

trouve, sur le versant NW de la vallée du Geilsbach, les schistes et grès du Niesen, puis au-dessous le Trias, puis une série normale de Malm-Toarcien, le tout plongeant au NW; le versant du Höchst est entièrement constitué par les grès quartzitiques du Lias moyen, qui, au sommet, dessinent une belle charnière fermée au SE et couchée sur des schistes toarciens. En descendant de ce sommet vers l'Engstligenbach on traverse d'abord des schistes toarciens, puis des calcaires du Dogger, puis de nouveau des schistes toarciens, le plongement restant constamment au NW. Enfin, de l'autre côté de l'Engstligenthal, des affleurements de Dogger correspondent, sans aucun doute, à ceux que nous avons vus s'enfoncer sous les formations haut-alpines du Mittaghorn.

L'interprétation logique de ces deux coupes consiste à supposer un grand pli couché au SE dont le cœur est formé par les grès du Höchst, dont le front de Dogger et de Malm s'enfonce sous le pli du Mittaghorn et dont le jambage supérieur se retrouve dans la vallée du Geilsbach et à Adelboden. L'intercalation d'une bande de Dogger entre deux zones de Toarcien dans le versant oriental du Höchst indique l'existence d'un second pli couché sous-jacent au premier ; enfin le Trias qui jalonne la base des schistes et grès du Niesen, représente un pli anticlinal laminé, couché par-dessus les deux autres.

Une troisième coupe passant par les pâturages de Silleren, le cirque de Ludnung et le Fixer, montre presque exactement la même disposition des couches et, grâce à une sorte de fenêtre creusée par l'érosion, les deux plis superposés du Höchst apparaissent bien clairement, tandis que, sur l'arête qui relie le Höchst au Fixer, on peut voir l'enveloppement au SE des grès charmouthiens par les schistes toarciens et le Dogger.

Dans une quatrième coupe, qui suit par le Laveigrat, le Metschstand, le Regenbolshorn et le Pommerngrat la ligne de partage des eaux des bassins de la Lenck et d'Adelboden, on peut voir d'abord, au Pommerngrat, le prolongement du pli supérieur du Höchst enfoncer sa charnière frontale au SE sous le pli haut-alpin de l'Ammertengrat, puis sur le dos de l'anticlinal couché préalpin se dessine une voûte déjetée, qui apparaît, pour la première fois, vers les chalets de Geilsberg et s'accentue vers l'W en se déversant toujours plus. Le jambage normal de ce nouveau pli, formé de Dogger et de Crétacique supérieur, constitue la base du Metschstand, tandis

qu'au-dessus de lui on voit revenir du Dogger qui est recouvert, par places, directement de Trias. Ce Dogger de la crête du Metschstand est le jambage renversé d'un pli supérieur, dont la racine se retrouve au pied du Laveygrat et au Hahnenmoss et dont un lambeau du jambage normal (Trias, Lias, Dogger, Malm forme la pyramide du Regenbolshorn. Un peu à l'W du Regenbolshorn on peut voir cette nappe chevauchante supérieure s'enfoncer en synclinal entre le pli du Höchst et le pli de Geilsberg, qu'elle recouvre tous deux successivement.

Une cinquième coupe passe de Lavey Alp, par le Metschhorn et l'Ammertenalp jusqu'au pied de l'Ammertenhorn. Dans le versant SW du Metschstand on peut voir le jambage renversé du pli supérieur (pli IV), formé de Lias et de Dogger, s'appuyer sur un synclinal laminé et presque horizontal de Crétacique supérieur. Au-dessous de ce dernier affleurent, dans les pâturages du Metschberg, le Dogger et le Lias en série normale sur des calcaires dolomitiques et des corgneules; puis, au Metschhorn ce Trias s'incurve en une superbe charnière fermée au SE et entourée de Lias et enfin sous le Trias réapparaissent, cette fois en série renversée, le Lias et le Dogger. Il y a donc ici un pli complet, couché au SW, qui n'est que le prolongement développé du pli de Geilsberg (pli III); au delà du front de cet anticlinal un lambeau du pli supérieur représenté par du Trias et du Lias et replié en synclinal est conservé dans les pâturages de Wängi. Quant à la petite chaîne qui sépare l'Alp de Wängi de celle d'Ammerten elle présente une structure fort curieuse; sa base, mise largement au jour par la tranchée de la Simme est en Nummulitique haut-alpin; au-dessus de ce Nummulitique et le moulant on trouve du Dogger, puis au sommet apparaît de l'Urgonien, qui forme comme une grande lame contournée sur tout le versant occidental. Les auteurs se représentent ici un grand pli chevauchant haut-alpin couché au NW entre un pli préalpin inférieur, celui du Höchst ou pli II, et un pli supérieur, le pli IV, tous deux couchés au SE.

La sixième coupe traverse obliquement la vallée de la Simme montrant, d'une part, sur la rive droite, le développement du pli de Geilsberg-Metschhorn (pli III) qui, au Metschberg et plus bas dans les pentes, paraît être couché au S avec une direction E-W, d'autre part, sur la rive gauche, la superposition, sur une grande voûte de Nummulitique s'élevant à l'W du Simmenfall, d'une lame chevauchante d'Urgonien qui forme l'arête du Laubhorn. Il faut remar-

quer dans ce profil l'absence du pli IV, qui a été complètement supprimé par l'érosion et la non apparition du pli II qui est caché par les éboulis et paraît du reste avoir subi une notable réduction.

Enfin, une septième coupe suit du S au N l'arête de l'Ober Laubhorn entre les vallées de la Simme et de l'Iffigenbach. Dans cette chaîne il faut distinguer d'abord, à la base, une grande voûte haute-alpine, qui donne lieu aux rapides du Simmenfall et de l'Iffigenfall et qui, formée de Néocomien, d'Urgonien et de Nummulitique, est nettement déjetée au NW ; elle est bordée, dans cette direction, par une voûte beaucoup plus modeste qui apparaît seulement dans la vallée de Poeschenried, où ne percent que des calcaires et des grès nummulitiques surmontés par du Flysch. Sur ces deux plis chevauche une lame d'Urgonien et de Nummulitique, qui paraît être continue depuis le Laubhorn jusqu'à l'extrémité septentrionale de la chaîne au-dessus de Oei et qui doit s'amorcer sous le grand pli du Rawyl. Enfin, au-dessus de cette série chevauchante haute-alpine, se développe une succession normale de Trias et de Lias haut-alpins, incurvée en un large synclinal et qui forme toute la partie culminante de l'Ober Laubhorn. Par analogie avec ce qui ressort des profils précédents, l'on est autorisé à attribuer cette succession au pli IV et à raccorder le Trias chevauchant de l'Ober Laubhorn avec celui qui affleure au N de la Lenck dans le ravin de Seiten à la base des grès du Niesen.

Sous ce Trias du ravin de Seiten on peut voir des grès du Lias moyen et des schistes mordorés toarciens en série renversée ; plus au S, aux environs de Brand les affleurements manquent sur une grande largeur, mais on est en droit de faire passer là le prolongement du pli III ; enfin, plus au S encore, une charnière fermée au S de Dogger et de Malm, très nettement développée vers le stand de la Lenck, semble représenter le front du pli II considérablement réduit.

En résumé, le travail de MM. Sarasin et Collet montre l'existence, dans la bordure méridionale des Préalpes entre la Lenck et Adelboden, de quatre plis couchés et surperposés, dont le premier n'est visible que dans la chaîne du Höchst, dont le second se suit depuis cette chaîne jusqu'au Pommerngrat et à l'Ammerten Alp, dont le troisième naît sous forme de voûte à Geilsberg pour atteindre son développement maximum aux environs du Metschhorn et dont le quatrième, prenant la forme d'une véritable nappe, s'étend par-dessus les

précédents depuis la ligne Adelboden-Lavey Grat-Lenck jusqu'au Regenbolshorn et à l'Oberlaubhorn. De ces quatre plis, le second nous montre soit au Höchst, soit au Pommerngrat une charnière frontale fermée au SE, le troisième se termine également au SE par une charnière remarquablement nette dans la région du Metschhorn, et ces faits suffisent, semble-t-il, pour montrer le déversement des quatre anticlinaux au SE et par conséquent leur enracinement au NW. En second lieu, tandis que la supposition de l'existence dans la zone des Cols de plis-nappes enracinés au S et culbutés au N nécessiterait la présence, sur la bordure interne des Préalpes, d'une zone pouvant être assimilée à un bord radical, rien de semblable n'existe ici. En troisième lieu, la forme entière et relativement peu laminée des plis étudiés concorde beaucoup mieux avec la notion de plis locaux qu'avec celle de plis charriés et entraînés dans le mouvement d'une énorme masse chevauchante.

Ces anticlinaux préalpins sont couchés par dessus des plis hauts-alpins qui percent dans le fond des vallées de la Simme et de l'Iffigenbach. En outre, il semble qu'une lame de terrains haut-alpins amorcée dans le pied de la paroi du Rawyl et de l'Ammertenhorn et déversée horizontalement au N s'est insinuée entre les anticlinaux préalpins II et III d'une part, IV de l'autre, donnant lieu à un enchevêtrement d'éléments tectoniques couchés en sens inverse et concentriquement.

L'indépendance de la zone des Cols par rapport à la zone des Préalpes externes, à laquelle M. Lugeon la rattache par dessous les Préalpes médianes, paraît donc démontrée et la notion d'une position autochtone des Préalpes acquiert de ce fait un nouvel argument en sa faveur.

La publication de MM. Collet et Sarasin a suscité une double réplique de la part de M. M. Lugeon d'abord puis de M. G. Roessinger. Le premier (**78**) conteste une partie des observations des auteurs précités, puis il insiste sur l'importance de la découverte de lambeaux d'une nappe supérieure qu'il a faite dans tous les synclinaux des Hautes Alpes calcaires ; ces lambeaux devaient appartenir à une nappe primitivement continue de la région de Sierre à la zone des Cols. M. Lugeon considère de plus comme un argument absolu en faveur de l'absence de racine de la zone des Cols le fait que, dans la vallée du Rhône et au val d'Illiez, celle-ci disparaît complètement entre le Flysch haut-alpin et les terrains des Préalpes médianes.

M. G. Roessinger (80) fait observer d'abord que le massif calcaire des gorges de la Simme de l'Ammerten Alp et du Laubhorn que MM. Sarasin et Collet considéraient comme de l'Urgonien est, en réalité, du Malm préalpin incurvé en une charnière anticlinale fermée au SE autour d'un noyau d'Oxfordien. Ayant constaté en second lieu la présence de couches rhétiennes dans l'intérieur de la charnière triasique du Metschhorn (Pli III), il voit dans ce pli non un anticlinal, mais un synclinal fermé au S. Enfin, il considère qu'une partie des grès, rangés par MM. Sarasin et Collet dans le Lias, doivent appartenir au Flysch.

Après une nouvelle série d'observations MM. C. Sarasin et L. Collet (82) ont fait paraître une seconde notice consacrée aux environs de la Lenck, qui tient compte des critiques indiquées ci-dessus. Ils commencent par reconnaître leur erreur, relativement au massif calcaire de l'Ammerten Alp, des gorges de la Simme et du Laubhorn, qui est bien, comme l'a dit M. Roessinger, formé de Malm; seulement, tandis que M. Roessinger a vu là une simple tête anticlinale plongeante, il y a 3 écailles normales de Malm supportées chacune par une zone laminée de schistes oxfordiens. La plus élevée de ces écailles se couchant horizontalement traverse d'une façon presque constamment visible le flanc NE de l'Oberlaubhorn jusque près de Troggeg et on la suit facilement aussi sur l'autre versant au-dessus de la vallée de Poeschenried. Le Malm qui en forme la partie essentielle repose le plus souvent sur de l'Oxfordien laminé, qui lui-même paraît chevaucher sur le Nummulitique haut-alpin; sur sa surface on trouve, près d'Oberlaub, un calcaire foncé à Nummulites puis des grès siliceux, qui prennent une grande extension, et le séparent, sur toute la longueur de la chaîne, du Trias et du Lias du sommet. Ces grès, attribués d'abord par MM. Sarasin et Collet au Lias, contiennent des fragments d'Ortrophragmina et des Nummulites et doivent, par conséquent, en tous cas en partie, appartenir au Flysch.

Ainsi la lame d'Urgonien haut-alpin intercalée sous l'anticlinal préalpin IV à l'Ammerten Alp, au Laubhorn et à l'Oberlaubhorn, que les auteurs avaient admise dans leur précédent travail, doit être remplacée d'après leurs nouvelles observations par une masse chevauchante d'Oxfordien, de Malm et de Nummulitique préalpins superposée aux plis haut-alpins du Simmenfall et de Poeschenried et surmontée par la masse chevauchante de Trias et de Lias du sommet

de l'Oberlaubhorn. Cette dernière paraît s'enfoncer seule dans le synclinal séparant les 2 anticlinaux haut-alpins du Rawyl et du Simmenfall-Iffigenfall, où elle est marquée par un affleurement de corgneules triasiques entre 2 zones de grès probablement tertiaires.

MM. Sarasin et Collet maintiennent absolument d'autre part la coupe qu'ils ont donnée du Metschhorn et font remarquer que les calcaires liasiques que M. Roessinger a cru voir dans le cœur d'une charnière synclinale de Trias sont en réalité intercalés entre 2 zones de Trias tout à fait indépendantes, dont l'une appartient au jambage normal du front du pli III, dont l'autre forme la base du pli chevauchant IV.

Répondant aux observations de M. Lugeon, les auteurs font remarquer que la liaison des Préalpes internes avec la nappe superposée aux plis haut-alpins entre le Rawyl et Sierre n'est pas démontrée, que la forme des plis de la zone des Cols concorde mal avec l'idée de nappes venues du Sud et que la disparition des Préalpes internes à l'W du Rhône n'implique pas forcément l'absence de racine pour cette zone là ou elle existe.

M. Fr. Jaccard (**74**) a fait paraître une brève réponse à la note de M. Steinmann que j'analysais l'an dernier et qui est consacrée à l'étude synthétique des nappes alpines et préalpines. Après avoir discuté sans grande utilité la part qui revient respectivement à MM. Marcel Bertrand, H. Schardt et M. Lugeon dans l'élaboration de la théorie des nappes de charriage, il aborde la question de l'origine des **roches cristallines basiques enfoncées dans le Flysch**. Il reconnaît la liaison tectonique en une même unité de ces roches cristallines avec des radiolarites et des calcaires qui n'appartiennent pas au Flysch, mais il ne peut concevoir cette unité tectonique comme une nappe superposée à celle de la Brèche ainsi que l'a fait M. Steinmann.

En réalité les ophites et les radiolarites de la région de la Hornfluh et du Rübli sont encastrées dans un Flysch sous-jacent à la masse de la Brèche, contrairement à ce qui existe au Chablais, où, sur le Plateau des Gets, les mêmes formations sont contenues dans le Flysch superposé à la Brèche. Aussi M. Jaccard considère-t-il ophites et radiolarites comme des lames de charriage entraînées dans le chevauchement de la Brèche et il reproduit l'hypothèse émise par M. Lugeon, d'après laquelle une partie du Flysch sous-

jacent à la Brèche avec les lames cristallines qu'il contenait a pu être rejeté sur le dos de la nappe qui le chevauchait.

A propos des Couches rouges qui s'intercalent très fréquemment entre la Brèche supérieure de la Hornfluh et le Flysch, l'auteur fait remarquer que M. Steinmann n'a apporté aucun argument en faveur d'une superposition stratigraphique du Crétacique supérieur sur la Brèche, tandis que lui-même a fait récemment encore dans le massif du Rübli des observations qui semblent contraires à cette manière de voir.

Enfin, en terminant, M. Jaccard montre que les homologies établies par M. Steinmann entre les nappes des Alpes occidentales et des Alpes orientales sont pour le moins discutables et émet l'idée de la possibilité d'une véritable homologie entre la nappe des Préalpes médianes dans la Suisse occidentale et la « ostalpine Decke » de M. Steinmann.

Je puis signaler ici une courte réplique de M. H. Schardt (**84**) à M. Jaccard, dans laquelle il montre que c'est bien lui-même qui a transformé en théorie, en la fondant sur de nombreuses observations directes, la simple hypothèse d'un charriage des Préalpes, que M. Marcel Bertrand avait émise en se servant surtout des cartes.

Lors d'une récente excursion dans la région des **Klippes d'Iberg** (Schwytz), M. H. Hœk (**73**) a retrouvé, en superposition évidente sur le Flysch, 3 des nappes que M. Steinmann a distinguées plus au SE dans la région du Rhäticon; ce sont de bas en haut :

1° Directement sur le Flysch helvétique, une nappe intensément laminée, formée de Couches rouges et de calcaires coralligènes à Nérinées du Jurassique supérieur. Les calcaires jurassiques et les Couches rouges sont enchevêtrés de façon compliquée ; les premiers offrent une parfaite analogie avec les calcaires de la Sulzfluh (Rhäticon). Cette nappe correspond à la nappe des Klippes de M. Steinmann.

2° Une nappe formée essentiellement de roches basiques diverses et de couches à Radiolaires, soit siliceuses, soit calcaires et qui représente la nappe rhétique de M. Steinmann.

3° Une nappe supérieure, dont les lambeaux couronnent les sommets du Schyn, de la Mördergrube et du Roggenstock et qui comprend divers niveaux du Trias, soit des couches de Raibl, une dolomie que l'auteur identifie avec le Rhötidolomit, des corgneules et la dolomie principale. C'est ici la nappe austro-alpine de M. Steinmann.

A côté des Klippes elles-mêmes des blocs isolés jonchant la surface du Flysch et de provenances diverses ne peuvent être que des débris de l'une ou l'autre nappe. Ainsi à la nappe austro-alpine doivent se rattacher des blocs de Muschelkalk, de calcaires à Diplopores, de calcaires liasiques rouges, de calcaires rhétiens ; des débris de granite, de calcaires du Dogger sont d'origine douteuse ; par contre des blocs de brèches polygéniques liasiques semblent indiquer l'intercalation ici de lambeaux d'une nappe de la Brèche entre la nappe rhétique et celle des Klippes.

L'auteur montre en terminant l'analogie frappante qu'offrent certains bancs dolomitiques, interstratifiés entre les Raibler Schichten et le Hauptdolomit dans la nappe supérieure des Klippes, avec le Rhötidolomit du massif de l'Aar et il conclut par suite à un âge supratriasique de ce dernier.

Plateau molassique

M. W. Paulcke (96) a fait une description sommaire de la géologie des **environs du lac d'Ueberlingen**.

Dans la Molasse marine de ce territoire l'auteur distingue de bas en haut :

1° Des grès quartzeux et glauconieux, compacts des Heidenlöcher, dans lesquels sont creusés les gorges du Katterinenbach, de la Kargegg, du Teufelsthal et du Dobelbach. A la partie supérieure de ce complexe s'intercale un banc riche en Corbula, Leda, Mactra, Arca.

2° Des schistes gréseux et marneux, dans lesquels est interstratifié un banc de grès coquillier à *Pecten palmatum*, *P. ventilabrum*, *Cardium commune*, etc.

3° Une zone de conglomérats à éléments alpins.

L'auteur décrit ensuite la Molasse d'eau douce supérieure, puis il passe aux formations pléïstocènes. Il attribue au Deckenschotter ancien divers lambeaux d'alluvions qui existent entre 660 et 690 m., et admet pour le bassin du lac de Constance une différence d'altitude d'environ 100 m. entre le vieux et le récent Deckenschotter. Il considère comme moraines de Riss les moraines de Hoch au N du lac d'Ueberlingen (740 m.) et insiste sur la décomposition avancée de ces dépôts ainsi que des alluvions contemporaines des Hautes Terrasses. A propos de la dernière glaciation, il cite les moraines terminales de Schafhouse, Engen et Thaingen. Quant au lac de Constance M. Paulcke y voit, comme MM. Penck et

Brückner, un bassin formé essentiellement par l'érosion glaciaire, poursuivie pendant les 4 glaciations successives.

Nous devons à M. J. Weber (97) une carte géologique au 1 : 25 000 de la région qui s'étend à l'E de Winterthur jusqu'à Elgg (Feuille 66 de l'atlas Siegfried). Ce territoire est constitué essentiellement par la Molasse d'eau douce supérieure, recouverte le plus souvent par la moraine.

La Molasse comprend des grès tendres, dans lesquels s'intercalent près de Elgg des lits de charbon avec débris de mammifères: *Testudo Escheri*, *Mastodon turicensis*, *Rhinoceros incisivum*, *Anchitherium aurelianense*, *Hyotherium Sömmeringi*, *Sus abnormis*, *Cynochoerus Ziegleri*, *Cervus Zeuchneri*, *Hylobates antiquus*. Ces grès alternent dans la région de Elgg avec de nombreux bancs de conglomérats polygéniques.

La moraine de fond, qui prend une extension considérable, se superpose à la Molasse suivant un plan qui, de 580 m. d'altitude vers l'E, s'abaisse à 525 m. à l'W, et qui domine la vallée Elgg-Winterthur de près de 100 m. à l'E, de 40 à 50 m. à l'W. Son matériel, dans lequel les granites du Julier sont abondants, provient uniquement du bassin du Rhin ; quant à son âge on peut le considérer comme appartenant à l'époque de Riss, tandis que le creusement de la vallée Elgg-Winterthur se serait effectué pendant le retrait de cette même glaciation.

Les moraines superficielles se répartissent sur le territoire de la carte de la façon suivante : au S et jusqu'à la ligne de Wiesendangen et Gündlikon, on ne trouve en fait de talus morainiques que des formes très adoucies avec des dépôts qui se confondent avec la moraine de fond et qui appartiennent comme celle-ci à la glaciation de Riss. Plus au N au contraire, se développe une chaîne de collines morainiques très nettes, dirigée à peu près E-W et qu'il faut envisager comme des moraines frontales de la glaciation de Würm.

M. J. Weber attribue au système des Hautes Terrasses des alluvions qu'il a pu suivre d'une façon assez continue depuis Elgg jusqu'à Räterschen et dont le niveau s'abaisse de 560 m. vers le premier point à 510 m. vers le second. Par contre les alluvions de la plaine de Winterthur, dont les relations avec les moraines de Wiesendangen sont incontestables, appartiennent à la glaciation de Würm et par conséquent aux Basses Terrasses.

Un court résumé français du travail de M. Weber a paru dans les *Archives* (98).

IVe PARTIE. — STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

Généralités

M. W. Paulcke (**99**) a composé à l'usage de ses étudiants un tableau stratigraphique synthétique des formations existant dans les chaines externes des Alpes, soit dans les chaînes à faciès helvétique de la Suisse orientale et centrale, soit dans les Préalpes de la Suisse occidentale et du Chablais.

Dans une notice consacrée à l'origine des **dépôts argileux du Canton de Zurich**, M. L. Wehrli (**100**) distingue les types suivants :

1° Les argiles des pentes, qui se forment soit par désagrégation sur place, soit par lévigation des couches argileuses de la Molasse. Ces dépôts sont très développés sur les flancs de la chaîne de l'Uetliberg.

2° Les argiles marneuses interstratifiées dans la Molasse, qui sont du reste rarement exploitées dans l'industrie.

3° Les argiles glaciaires ou morainiques tantôt remarquablement pures, tantôt semées de cailloux ou de blocs.

4° Les argiles lacustres qui se sont déposées au fond des cuvettes plus ou moins étendues du paysage glaciaire.

5° Les argiles fluviales, qui s'accumulent du côté concave des tournants des rivières sinueuses.

6° Les argiles torrentielles, dont on trouve parfois des dépôts dans la masse des deltas ou des cônes de déjections torrentielles.

7° Les argiles du Loess, formations éoliennes caractéristiques.

8° Les argiles de décomposition, qui couvrent fréquemment en une couche très mince les dépôts de graviers et résultent de la décomposition sur place de la surface de ceux-ci.

Ces différents types peuvent du reste parfois se combiner de façon à donner naissance à des formations mixtes.

Ce travail est brièvement résumé en français dans les *Archives* (**101**).

TRIAS

M. FR. JACCARD (**107**) a récolté dans le calcaire dolomitique triasique de la chaîne du Rubly des Gyroporelles voisines de *Gyroporella minutella* Gümbel avec de petits Gastéropodes indéterminables.

M. FR. MÜHLBERG (**111**) a relevé, grâce à des sondages récents la coupe des terrains triasiques, tels qu'ils existent près de Koblenz (Argovie). Sous le Hauptmuschelkalk (58 m.) et la dolomie inférieure (5.4 m.) apparaissent d'abord des argiles salifères, puis un complexe de gypse et d'anhydrite (34.8 m.); ensuite vient une couche de sel, épaisse de 8 m. environ, qui repose sur des alternances de marnes et d'anhydrite. Il est certain que le sel a été partiellement dissout, que les vides ainsi formés ont provoqué de nombreux tassements dans les couches supérieures et que, plus loin vers le N, la dissolution a supprimé totalement la couche de sel, tandis que vers le S. celle-ci a été au contraire de moins en moins attaquée.

M. E. W. BENECKE (**103**) a soumis à un nouvel examen critique la question des parallélismes entre les diverses couches charbonneuses intercalées dans le Keuper en Lorraine, en Alsace, dans le Wurtemberg et dans le Jura, et est arrivé à la conclusion que les **couches de Neuewelt** doivent être placées au niveau non de la Lettenkohle mais du Schilfsandstein, comme l'a proposé récemment M. E. Greppin. L'auteur montre les erreurs qu'on peut commettre en voulant établir des parallésimes précis entre diverses coupes à travers le Keuper prises dans des régions éloignées, les faciès lithologiques subissant souvent très rapidement des variations importantes. Il développe ensuite des considérations générales sur la stratigraphie du Keuper, et confirme entre autres cette opinion déjà émise antérieurement que les couches de Lunz dans la Basse Autriche n'appartiennent pas au Keuper inférieur, mais à un niveau plus élevé.

JURASSIQUE

M. FR. JACCARD (**106**) a signalé un gisement de Bathonien situé dans la vallée du Montelon (Préalpes fribourgeoises) et formé de calcaires marneux grisâtres. Dans ces couches il a récolté *Lytoc. tripartitum* Rasp., *Phylloc. cf. mediterraneum*

Neum., *Parkinsonia Schloenbachi* Schlippe et *Morphoceras polymorphum* d'Orb.

M. E. Greppin (**105**) a établi un tableau comparatif des formations jurassiques de Normandie et du Jura septentrional, basé sur les études faites récemment dans le bassin de Paris par M. Bigot. L'auteur montre que les couches de Baden, considérées généralement comme Kimmeridgien inférieur, doivent se placer au niveau des argiles de Villerville et des sables de Glos, soit du Séquanien inférieur, que l'Oxfordien de Normandie correspond au Séquanien, au Rauracien et au terrain à chailles des géologues suisses, tandis que le Callovien comprend de haut en bas les marnes à *Crenic. Renggeri*, les couches à *Peltoc. athleta*, la zone à *Reineckeia anceps* et celle à *Macrocephalites macrocephalus*.

Pour le Jurassique inférieur et moyen l'auteur n'apporte pas de modifications importantes à la classification généralement adoptée.

M. M. Clerc (**104**) a publié une coupe géologique du tunnel du chemin de fer qui relie Gilley à Longemaison (Doubs). Il a constaté là une série normale plongeant au SE qui s'étend du Bathonien au Séquanien supérieur. Son attention s'est portée plus particulièrement sur une couche à polypiers qui occupe le niveau du Rauracien supérieur; il en a déterminé en détail la faune, qui comprend 97 espèces de polypiers, réparties entre 35 genres, dont les plus abondamment représentés sont Latimeandra, Thamnastrea, Cryptocoenia, Cymocoenia, Heliocoenia, etc.

L'auteur admet que cette couche représente non une formation récifale, mais un dépôt effectué par des courants marins avec des débris de polypiers et autres organismes ayant vécu dans une autre région et ayant subi ainsi un transport plus ou moins prolongé.

Crétacique

M. A. Troesch (**115**) a noté dans le versant N du Blümlisalphorn et du Blümlisalprothorn la présence d'abord de schistes néocomiens, puis d'un calcaire finement spathique, qui renferme *Hoplites Callisto* d'Orb., *Hopl.* cf. *Malbosi* Pict, *Hopl.* cf. *Boissieri* Pict. et qui appartient sans aucun doute au Berriasien inférieur. La carte ne marque sur ce versant que du Malm.

MM. Ch. Jacob et A. Tobler (**108**) ont publié une description stratigraphique et paléontologique des couches du **Gault de la vallée de l'Aa d'Engelberg**. Ils ont distingué de haut en bas entre les couches de Seewen et le Schrattenkalk inférieur les niveaux suivants :

8° Mince couche de calcaire gris glauconieux et pyriteux, riche en fossiles phosphatés (horizon de Lochwald).

7° Brèches échinodermiques avec bryozoaires et grandes huitres; environ 5 m.

6° Grès durs, verts (glauconie principale); 25 m.

5° Schistes marneux noirs; 15 m.

4° Marnes noires, peu épaisses, riches en fossiles phosphatés (horizon du Luitere Zug).

3° Brèches échinodermiques à *Rhynch. Gibbsi* et à rognons siliceux; 30 m.

2° Schrattenkalk supérieur à polypiers et pachyodontes; 35 m.

1° Bancs à *Orbitolines*; 3 à 5 m.

Cette série, relevée dans le jambage septentrional de l'anticlinal du Niederbauen, est caractérisée par l'absence de l'Albien supérieur et du Vraconnien; plus à l'E, près d'Emmetten et au Frohnalpstock, elle comporte en outre un terme supérieur, les « calcaires à ellipsoïdes » épais d'environ 15 m.; quant au Vraconnien (couches à *Tur. Bergeri*) il n'est représenté que plus au N dans la chaine du Bürgenstock.

La faune récoltée dans l'horizon du Luitere Zug comprend 64 formes distinctes :

Nautilus Neckerianus Pict. et Roux.
Nautilus Clementinus d'Orb.
Belemnites semicanaliculatus Blainv.
Phylloceras Guettardi Rasp.
» Goreti Kil.
» ex af. Velledae Mich.
Tetragonites Duvalianus d'Orb.
» Jallabertianus Pict.
Lytoceras Depereti Kil.
Puzosia Emerici Rasp.
» sp. cf. Angladei Sayn
» Mayoriana d'Orb.
Desmoceras gr. de Seguenzae Coq.
Desmoceras Zürcheri nov. sp.
Parahoplites Tobleri nov. sp.
Parahoplites sp. cf. Nolani Seunes.
Parahoplites *Schmidti* nov. sp.
Douvilleiceras Martini var. orientalis Jac.
Douvilleiceras subnodosocostatum Sinzow.
Douvilleiceras Clansayensis Jac.
» *Buxtorfi* nov. sp.
» subnodosocostatum var. pusilla Sinz.
Toxoceras Honnoratium d'Orb.
Hamites attenuatus Sow.
Ptychoceras Puzosianum d'Orb.

Pleurotomaria gr. de Gibbsi d'Orb.
Pleurotomaria allobrogensis Pict. et R.
Solarium Tingryanum Pict. et R.
Scalaria Dupiniana d'Orb.
Aporrhais obtusa Pict et C.
» Muleti d'Orb.
Pecten Raulinianus d'Orb.
Janira gr. de quadricostata Sow.
Hinnites Studeri Pict. et R.
Lima Sabaudiana Pict. et R.
Plicatula inflata Sow.
Spondylus gibbosus d'Orb.
Aucella caucasica Abich.
Exogyra Raubiniana d'Orb.
» conica Sow.
Alectryonia Milletiana d'Orb.
Mytilus cf. Orbignyanus P. et R.
Arca carinata Sow.
» Campichiana Pict et R.
Cucullea fibrosa Sow.
Arca subnana Pict. et R.
Opis Sabaudiana d'Orb.
Cyprina Rhodani Pict. et R.
Venus Vibrayana d'Orb.
Mactra gaultina P. et R.
Terebratula Dutemplei d'Orb.
Rhynchonella sp. cf. polygona
» Deluci Pict. [d'Orb.
Epiaster Ricordeaui d'Orb.
Holaster Perezi Sism.
Catopygus cylindricus Desor.
Discoïdea decorata Desor.
Peltastes Studeri Ag.
Diplopodia Brongniarti Ag.

Dans l'horizon plus élevé du Lochwald les fossiles récoltés appartiennent aux espèces suivantes :

Belemnites minimus Lister.
Phylloceras Villedae Mich.
» subalpinum d'Orb.
» cf. picturatum d'Orb.
Lytoceras Agassizianum Pict.
» Jauberti d'Orb.
Desmoceras Beudanti d'Orb.
» latidorsatum Mich.
Puzosia Mayoriana d'Orb.
Douvilleiceras mamillatum Schlot.
Hoplites dentatus Sow.
» Guersanti d'Orb.
Schlönbachia (?) Senequieri
Hamites Charpentieri Pict.
» attenuatus Sow.
Anisoceras sp. cf. alternatum Mant.
Dentalium Rhodani Pict.
Pleurotomaria Orbignyana Pict.
Turbo Saxoneti Pict.
Straparolus Martinianus d'Orb.
Natica gr. de Favrina Pict.
Aporrhais Orbignyana Pict.
» Parkinsoni Mant.
Avellana incrassata d'Orb.
Spondylus gibbosus d'Orb.
Inoceramus concentricus Park.
» Salomoni d'Orb.
» sulcatus Park.
Terebratula Dutemplei d'Orb.
Kingena lima Defr.
Hemiaster minimus Ag.

En se basant sur les déterminations paléontologiques faites pour ces 2 niveaux, MM. Jacob et Tobler voient d'abord dans l'horizon du Luitere Zug un niveau à caractères intermédiaires entre le Gargasien typique et les couches de Clansayes et le placent à la partie supérieure du Gargasien ; quant à l'horizon du Lochwald, il correspond évidemment à l'Albien moyen et présente les affinités les plus étroites avec la faune classique d'Escragnolles (Alpes maritimes). En se servant des points de repaire ainsi établis, on peut placer

les brèches échinodermiques supérieures au niveau des couches à *Hoplites regularis* et *Hopl. tardefurcatus*, la glauconie principale et les schistes noirs sous-jacents au niveau des couches de Clansayes, l'horizon du Luitere Zug et la brèche échinodermique inférieure dans le Gargasien et identifier finalement le Schrattenkalk supérieur avec le Bedoulien.

M. C. MAYER-EYMAR (**110**) a présenté quelques objections à la classification proposée par MM. Tobler et Buxtorf (voir 3e partie de la *Revue*) pour les formations infracrétaciques des Alpes d'Unterwald. Il place dans le Valangien supérieur les grès du versant N du Lopperberg avec la couche dure et glauconieuse qui les recouvre et dans le Néocomien (Hauterivien) les marnes à *Crioc Duvali* et les calcaires marneux à *Exogyra Couloni* et *Alectr. rectangularis*.

M. M. LUGEON (**109**) a fourni quelques nouvelles indications sur les couches supracrétaciques de Leysin et a signalé à la partie supérieure du Tithonique un niveau fossilifère, dont la faune rappelle celle de Stramberg.

MM. H. SCHARDT et A. DUBOIS (**113**) ont relevé, lors du forage d'une galerie effectué près du Baliset sur Rochefort (Jura neuchâtelois), une coupe intéressante à travers les couches tertiaires et crétaciques. Les premières sont représentées par des marnes plus ou moins sableuses et gypsifères semblables aux marnes aquitaniennes des environs de Boudry.

Le Crétacique commence vers le haut par une zone de calcaire crayeux jaunâtre ou rosé avec *Acanth. Mantelli*, *Schloen. varians*, *Scaph. obliquus*, *Inoc. striatus*, etc., qui représente le Rotomagien.

Au-dessous le Vraconien comprend de haut en bas : *a*) de la craie glauconieuse, *b*) un calcaire marneux jaunâtre, *c*) des grès verts identiques à ceux de la Vraconne, *d*) des marnes calcaires grises. Le tout a une épaisseur d'environ 3 m.; les niveaux *b* et *c* sont très riches en fossiles : *Schloenb. inflata*, *Schl. Studeri*, *Acanth. Mantelli*, *Puzosia Mayori*, *Turril. Bergeri*, *Ham. virgulatus*, *Bacul. Gaudini*, *Ostrea vesiculosa*, *Hemiaster minimus*, etc.

L'Albien comprend des argiles rouges à *Corbula gaultina* et des grès verts.

Toute cette série est renversée et plonge de 30° à 40° au NW, soit vers la montagne; elle est énergiquement disloquée

et ses couches, au lieu de se prolonger en profondeur, buttent contre un soubassement de Molasse suivant un plan faiblement incliné au SE qui comporte d'intenses frictions. Il est donc évident qu'il y a eu rupture de couches et descente du paquet ainsi détaché suivant la pente ; le fait que dans la Molasse sous-jacente à la masse glissée on trouve des blocs de Portlandien, évidemment d'anciens blocs éboulés, indique que le mouvement s'est produit pendant les temps pléïstocènes, probablement à l'époque préglaciaire.

Un résumé de cette note a paru dans les *Archives de Genève* (**114**).

M. E. Baumberger (**102**) a décrit en 1906 une nouvelle série d'espèces d'**Hoplites néocomiens du Jura**, qui se répartissent entre les 2 groupes des Hoplites costati et trituberculati établis récemment par M. Uhlig.

Hoplites aff. *desmoceroïdes* Karak. est une forme très voisine de l'espèce de Crimée, avec des tours lisses dans l'adulte et une ligne de suture nettement analogue à celles des Leopoldia. Les échantillons étudiés sont des moules provenant des marnes hauteriviennes du Landeron.

Hoplites bernensis nov. sp. occupe une position intermédiaire entre le groupe de *Hopl.* (*Acanthodiscus*) *radiatus* et *Hopl. obliquecostatus*. Il est caractérisé par l'obliquité accusée de ses côtes qui, alternativement, débutent en un tubercule ombilical et apparaissent sur le tiers externe des flancs, et par ses tubercules marginaux bien accusés. Les échantillons étudiés proviennent de l'Hauterivien inférieur de Twann.

Après l'examen de ces formes appartenant au type costati, M. Baumberger aborde l'étude des espèces voisines de *Hopl. radiatus*, pour lesquelles M. Uhlig a créé le groupe trituberculati ou le sous-genre *Acanthodiscus*. Il montre que par leurs premiers tours, comme aussi par le plan général de leur ligne de suture, ces Acanthodiscus montrent une étroite parenté avec les Leopoldia, dont ils se différencient pendant la seconde phase de leur développement ontogénique par le renforcement des côtes sur la moitié interne des flancs et le développement d'un tubercule latéral.

Le nom d'*Acanthodiscus radiatus* Brug. doit dorénavant être limité aux formes qui acquièrent de bonne heure les tubercules ombilicaux et latéraux en renforçant la partie intermédiaire des côtes, qui possèdent à un stade moyen de nombreuses côtes intercalées entre les côtes principales (3 à 4)

mais qui les perdent dans l'adulte, et qui conservent longtemps des tours octogonaux aussi larges que hauts.

Acanth. pseudo-radiatus nov. sp. diffère de l'espèce précitée par l'obliquité de ses côtes, par l'apparition plus tardive des tubercules ombilicaux et latéraux, qui restent toujours moins saillants, et par la section plus élevée des tours dans le jeune.

Acanth. Wallrathi nov. sp. est une forme à ornementation très robuste, dans laquelle les côtes trituberculées ne sont pas toutes bifurquées, tandis que les côtes intercalées se prolongent jusqu'à l'ombilic. Marnes hauteriviennes de Neuchâtel.

Acanth. Vaceki Neum. et Uhl. se rapproche d'*Ac. pseudoradiatus* par l'apparition tardive des tubercules ombilicaux et surtout des tubercules latéraux, mais est nettement caractérisé par le fait qu'après une ornementation trituberculée typique, avec côtes bifurquées et côtes intercalées, on voit s'établir sur le dernier tour une ornementation, dans laquelle toutes les côtes sont uniformément trituberculées mais non bifurquées.

Tertiaire

Flysch. — La *Revue* pour 1905 signalait déjà une petite note de M. E. Renevier, dans laquelle l'auteur émettait des doutes sur l'âge tertiaire d'une partie au moins des grès et brèches des Ormonts et admettait que certains de ces dépôts devaient appartenir au Jurassique. Une publication semblable et arrivant aux mêmes conclusions a paru en 1906 dans les *Eclogæ*(**112**).

Sidérolithique. — Je ne ferai également que citer ici une publication que M. Fr. Leuthardt (**118**) consacre à la poche sidérolithique de Lausen (Jura bâlois) et qui n'est qu'une réédition allemande de celle qui a été analysée dans la *Revue* pour 1905.

M. H. G. Stehlin (**121**) continuant son étude de la **faune des Mammifères de l'Eocène** en Suisse, s'est occupé plus particulièrement, dans sa dernière publication, des genres Dichobune, Mouillacitherium, Meniscodon, Oxacron.

Le genre *Dichobune*, créé par Cuvier, d'après un matériel assez hétérogène, a été circonscrit ensuite d'une façon plus précise par Pomel et Gervais. Il se distingue des autres Artiodactyles surtout par la structure de ses molaires supérieures;

celles-ci portent en effet 6 tubercules, dont 5 se répartissent sur la région externe et médiane suivant un plan triangulaire, tandis que le 6e, placé dans l'angle postéro-interne, est un hypocône dérivé du cingulum. Dans la mâchoire inférieure, les molaires portent des pointes élevées et aiguës et les bras des croissants n'y sont pas renflés en tubercules ; la transition des premières prémolaires aux incisives se fait d'une façon absolument graduelle, ce qui implique nettement un caractère archaïque. Du reste, la forme des prémolaires et des incisives rappelle beaucoup celle des Suidés primitifs.

M. Stehlin a pu compléter notablement les connaissances crâniologiques concernant Dichobune grâce à un fragment provenant des phosphorites et conservé à Montauban. Le crâne de ce genre rappelle celui de Coenotherium, mais avec une capsule crânienne notablement plus petite ; il présente du reste diverses particularités intéressantes, entre autres dans la région de l'oreille, dont le plan s'éloigne considérablement de celui des Artiodactyles, pour rappeler plutôt par certains caractères celui des Canidés.

Dichobune robertiana Gerv. ou tout au moins une forme très voisine, est représentée dans le gisement d'Egerkingen. Cette espèce a été créée par Gervais, d'après un fragment de mandibule avec M_3, P_3 et P_4. (Z. et P. franc. Pl. XXXV, fig. 13, non fig. 12) ; c'est à elle qu'il faut attribuer, semble-t-il, les échantillons décrits par Rütimeyer comme *Dich. Mülleri* (1891 Pl. VIII, fig. 13), *Dichobune* sp. (1891 Pl. IV, fig. 23), *Acotherulum saturninum* (1891, Pl. V, fig. 22), *Hyopotamus Renevieri* (1891, Pl. IV fig. 10).

Les molaires maxillaires ressemblent beaucoup à celles de *Dichobune leporina*, mais montrent des dimensions plus petites ; leurs couronnes sont moins élevées, leurs parastyles sont moins forts, leurs tubercules externes sont plus détachés. Les molaires inférieures sont un peu plus larges que chez Dich. leporina, les bras de leurs croissants sont moins marqués et les cingulum latéraux ont presque disparu.

Les échantillons assez nombreux de Dich. cf. robertiana trouvés à Egerkingen paraissent appartenir au moins en grande partie au Lutétien supérieur.

L'auteur donne le nom de *Dich. nobilis* nov. sp. au fragment de maxilliaire avec M_3 et M_2 que Rütimeyer a décrit comme *Dich. robertiana* (1862, Pl. V fig. 77 et 1891 Pl. V, fig. 5). Ces dents se distinguent de celles qui leur correspondent chez Dich. robertiana par leurs moindres dimensions et

par divers traits de leur structure, en particulier par l'accentuation des arêtes qui délimitent vers l'intérieur le trigonum primitif. Quelques dents, trouvées aussi à Egerkingen, semblent se rapporter à une forme très voisine de *Dich. nobilis* et appartenir, comme celle-ci, au Lutétien inférieur ou moyen.

Dichobune Langi est une petite espèce d'Egerkingen décrite par Rütimeyer d'après un fragment de maxillaire avec M_3-M_1, à laquelle il faut aussi attribuer les échantillons figurés par le même auteur comme *Hyopotamus Renevieri* (1891 Pl. IV, fig. 9), *Dichobune sp.* (1891 Pl. V, fig. 4) et Xiphodontherium? (1891, Pl. V fig. 30). Ces dents sont caractérisées par la forme rectangulaire et allongée transversalement de M_2 et M_1, qui portent un très fort cingulum externe, renflé au milieu en un mésostyle, et qui rappellent par le plan de leur partie antérieure les molaires correspondantes d'Amphimeryx et de Meniscodon. Des molaires inférieures, qui appartiennent probablement à la même espèce, ressemblent beaucoup à celles de *Dich. robertiana*, mais sont plus étroites.

Un fragment de maxillaire avec M_2, M_1 et D_1 a été découvert dernièrement au Mormont; M. Stehlin le décrit sous le nom de *Dichobune spinifera* nov. sp. et indique comme caractères distinctifs particulièrement frappants, d'une part l'élargissement très rapide de la série dentaire d'avant en arrière, d'autre part l'acuité de toutes les arêtes et les pointes sur la couronne des molaires. Cet échantillon unique provient d'Entreroches et appartient très probablement au Lutétien supérieur.

Le genre *Mouillacitherium*, créé par Filhol, est extrêmement voisin de Dichobune et l'espèce type, *Mouil. elegans* Filh., montre des affinités particulièrement étroites avec *Dich. nobilis*, dont elle ne se distingue essentiellement que par la disparition du tubercule intermédiaire antérieur sur les molaires supérieures et par la forme moins nettement délimitée du trigonum. M. Stehlin attribue à *Mouil. elegans* une série mandibulaire M_3-P_2, dont les molaires sont remarquablement étroites et allongées avec des croissants externes renforcés au milieu, très atténués aux extrémités, et rappellent les molaires inférieures de *Dichobune Langi*.

L'auteur classe sous le nom de *Mouillacitherium Cartieri* Rüt. d'abord la série maxillaire M_3-P_1 décrite par Rütimeyer comme Necrolemur Cartieri (1891, Pl. VIII fig. 12),

mais dont les affinités avec Mouil. elegans sont évidentes, puis le M_2 sup. sin. décrite par le même comme Hyopsodus jurensis (1891, Pl. VIII fig. 7 et 8), puis le M_2 sup. dex. décrite par le même comme Dichobune sp. (1891, Pl. V fig. 1) et enfin 3 autres molaires supérieures. Cette espèce se distingue de la précédente par la présence sur M_2 d'un rudiment de tubercule intermédiaire antérieur, ce qui lui donne un caractère mixte entre Mouillacitherium et Dichobune; en outre, les 2 tubercules externes et le tubercule antero-interne deviennent fortement prédominants.

Cette espèce, qui a été trouvée à Egerkingen, doit appartenir au Lutétien supérieur, ainsi qu'une autre forme voisine mais un peu plus grande, qui ne peut être encore que très imparfaitement caractérisée.

Une revision précise des échantillons décrits par Rütimeyer comme *Phenacodus europaeus* (1888 et 1891), *Protogonia Cartieri*, *Meniscodon Picteti*, a montré qu'ils appartiennent à une seule et même espèce, pour laquelle le nom de *Meniscodon europaeum* Rüt. est tout indiqué et qui ne se rattache pas, comme le croyait Rütimeyer, à des formes américaines, mais appartient aux Dichobunidés. M. Stehlin décrit 16 molaires, 6 dents de lait et 2 prémolaires supérieures de cette espèce et fait ressortir les analogies étroites que ces dents montrent avec les dents correspondantes des Dichobune; il croit avoir découvert d'autre part parmi les matériaux d'Egerkingen 4 molaires inférieures appartenant à la même espèce; ces dents ont des tubercules internes coniques, des tubercules externes crescentiformes et montrent une structure générale remarquablement voisine de celle des mêmes dents chez Dichobune; leur largeur est pourtant plus grande. Enfin une D_1 inf. et 2 P_1 inf. semblent appartenir encore à *Men. europaeum*. La principale différence entre les Meniscodon et les Dichobune consiste dans le plus grand développement que prend chez les premiers le tubercule intermédiaire antérieur des molaires supérieures. Au point de vue géologique Meniscodon europaeum appartient très probablement au Lutétien inférieur ou moyen.

Passant ensuite à la répartition géologique et à la phyllogénie des Dichobunidés, M. Stehlin rappelle que Dichobune apparaît dans le Lutétien inférieur-moyen avec *Dichobune Langi*, *Dich. nobilis* et une espèce d'Egerkingen voisine de D. robertiana. Dans le même niveau on trouve le seul représentant connu du genre Meniscodon, *Menis. europaeum*. *Dicho-*

bune robertiana est caractéristique du Lutétien supérieur, tandis qu'on ne connaît du Bartonien et du Ludien inférieur que des restes très incomplets du même genre; enfin dans le Ludien supérieur apparaît *Dichobune leporina*, dont une variété plus grande existe encore dans le Sannoisien inférieur. Dich. leporina paraît dériver directement de Dich. robertiana, tandis que *Dichobune Fraasi*, du Sannoisien supérieur d'Eselsberg, a une origine plus douteuse ; enfin *Dichobune spinigera*, du Ludien supérieur d'Entreroches, dérive peut-être de Dich. nobilis.

Quant au genre Metriotherium, on peut le considérer comme très probablement détaché des Dichobune à l'époque ludienne et se rattachant plus particulièrement à Dich. leporina. Les Mouillacitherium ont dû se spécialiser plus tôt, avant le Lutétien supérieur, où nous trouvons déjà *Mouillac. Cartieri* ; ils sont représentés encore dans le Ludien par *Mouillac. elegans* et des formes voisines.

Les Dichobunidés dérivent probablement de Protodichobune de l'Yprésien, ils existent non seulement en Europe, mais aussi dans l'Amérique du Nord ; en effet, le genre américain Trigonolestes (Sparnacien-Yprésien) paraît voisin, le genre Homacodon du Bartonien du Wyoming est étroitement parent de Dichobune et Mouillacitherium, et les genres Bunomeryx et Helohyus sont très probablement des Dichobunidés.

M. Stehlin insiste, en terminant ce chapitre, sur l'importance qu'il faut donner dans la systématique des Artiodactyles à la présence ou à l'absence d'un hypocone sur le lobe postérieur des molaires maxillaires et, se basant sur ce principe, il admet la possibilité d'une parenté entre les Dichobunidés, qui sont des hypoconifères typiques, avec Elotherium de l'Eocène des Etats-Unis.

Le dernier chapitre du travail de M. Stehlin est consacré aux Caenothérides et plus particulièrement au genre *Oxacron* Filhol. Les échantillons qui sont considérés comme points de départ pour l'étude de ce genre sont d'abord les fragments de mâchoire décrits par Gervais sous le nom de *Caenotherium Courtoisi*, puis ceux décrits par Filhol sous les noms de *Plesiomeryx quinquedentatus* et de *Oxacron minimus*; en réalité tous ces échantillons proviennent d'une même espèce de Caenothéridé, pour laquelle le nom d'*Oxacron Courtoisi* est indiqué.

Cette forme est assez bien représentée au Musée de Bâle

par divers fragments, qui permettent d'en préciser la caractéristique. Le crâne porte de grandes orbites et se rétrécit brusquement en avant, de façon à former un museau court et étroit. Dans la mâchoire supérieure les molaires sont développées uniformément, les prémolaires ont le type Caenothéridé très net; P_2 possède un fort talon; P_3 est plus court que P_2 et séparé de P_4 par un diasthème; P_4 est directement contigu à la canine et prend une forme voisine de celle de cette dernière. Le caractère général des molaires maxillaires réside dans leur forme arrondie à l'intérieur, dans la réduction du tubercule antero-interne et l'accentuation au contraire du tubercule postéro-interne. Dans la mâchoire inférieure les molaires se distinguent de celles des Caenothéridés plus récents par la structure de leur lobe postérieur; un diasthème assez variable sépare P_2 de P_3; ces 2 dents diffèrent peu de ce qu'elles sont chez les autres Caenothéridés; P_3 et surtout P_4 sont toujours caniniformes. La canine inférieure est toujours déjetée en avant et ne se distingue des incisives que par ses dimensions plus fortes.

M. Stehlin a découvert, parmi les matériaux déterrés au Mormont, quelques fragments de mâchoires qui se rapportent certainement à Oxacron et qu'il décrit sous le nom de *Oxacron valdense* sp. nov. Dans la mâchoire supérieure de cette forme les molaires se rapprochent beaucoup de celles d'Ox. Courtoisi, mais les prémolaires sont plus fortes et P_2 et P_3 portent de forts talons. Dans la mâchoire inférieure on retrouve ce même renforcement des prémolaires; en outre le diasthème séparant P_2 de P_3 n'existe plus.

Oxacron valdense et Ox. Courtoisi appartiennent tous deux au Ludien supérieur; ces formes de toutes petites dimensions représentent certainement les premiers stades de développement des Caenothéridés et le rapprochement établi par divers auteurs entre ceux-ci et les Dichobunidés est absolument artificiel; il est basé sur une fausse analogie par convergence des molaires maxillaires des 2 familles et non sur de véritables affinités.

Il est probable que c'est plutôt Oxacron valdense qui a donné naissance aux Caenotherium oligocènes, le caractère caniniforme des prémolaires antérieures d'Ox. Courtoisi ne se retrouvant pas chez ces derniers. L'évolution d'Oxacron à Caenotherium a consisté en un accroissement plus ou moins rapide de la taille, en une modification de la structure du crâne, en un développement du diasthème séparant P_3 et P_4

et une différenciation progressive de P_4. Grâce aux rares débris de cette famille qui ont été récoltés dans le Sannoisien et le Stampien, on peut admettre que le stade Oxacron s'est perpétué au delà des limites de l'Eocène jusque dans le Sannoisien, tandis que les véritables Caenotherium se sont développés dans le Stampien et surtout dans l'Aquitanien.

Molasse. — MM. H. Douxami et P. Marty (**117**) ont récolté dans la **Molasse de Bonneville** (Haute Savoie) les restes peu nombreux et imparfaitement conservés d'une flore, dont ils donnent la description :

Pteris oeningensis Unger.	Cinnamomum cf. lanceolatum H.
Lygodium Gaudini Heer.	Andromena protogaea Unger.
Pinus sp.	Bumelia orcadum Unger.
Sabal major Unger.	Zizyphus Ungeri Heer.
Myrica salicina Unger (?)	Cassia memnonia Unger.
Cinnamomum sp.	Cassia sp.

Les auteurs rappellent que les couches molassiques en question forment un ensemble épais de plusieurs centaines de mètres, qui comprend à la base des grès gris, à grain généralement fin mais devenant grossier par places, disposés en bancs entre lesquels s'interstratifient des zones marneuses, puis à la partie supérieure des grès rouges, sablonneux, alternant avec des marnes bariolées. Ces dépôts ont été généralement classés, sans du reste aucun argument concluant, au niveau de l'Aquitanien, et M. Douxami lui-même les avait considérés comme synchroniques des grès des Voirons, des Allinges, du Bouveret, du val d'Illiez et de Ralligen. En se basant sur les caractères de la florule récemment découverte les auteurs admettent, comme le plus probable, un âge tongrien (stampien) pour la Molasse de Bonneville. Ils montrent d'autre part que cette flore offre des affinités beaucoup plus étroites avec les flores molassiques d'Allemagne, de Suisse, d'Italie et d'Autriche qu'avec celles de France et qu'elle correspond nettement à un climat tropical, tout en comportant un faible contingent de formes tempérées.

M. Rud. Martin (**119**) a entrepris une étude de la **Molasse d'eau douce inférieure**, en prenant comme base les affleurements de la bordure du Jura entre Olten, Langenthal et Oensingen. Il donne en détail une série de coupes partielles qui lui ont permis de formuler les déductions générales suivantes :

La partie inférieure de la Molasse, qui apparaît par places

sous le revêtemeut quaternaire au pied du Jura comprend 4 niveaux stratigraphiques bien distincts, qui sont de bas en haut :

1° Des molasses marneuses, riches en mica. Vers la base ces couches contiennent des sortes de chailles gréseuses, au cœur desquelles existe fréquemment un moule d'Unio, ou bien un débris de squelette de mammifère (Lagomys, Archaeomys, Brachyodus, etc.) ou de tortue. Vers le haut des bancs continus de grès alternent avec les marnes et les restes fossiles inclus dans cette zone supérieure diffèrent nettement de ceux qu'on rencontre dans le niveau à chailles. Des débris de végétaux, en quantité plus ou moins grande, mais toujours mal conservés, existent un peu partout dans ce complexe. L'épaisseur totale peut être évaluée à au moins 150 m.

2° Un calcaire d'eau douce à *Helix rugulosa* épais de 25 à 30 m. recouvert par 2 à 4 m. de marnes jaunâtres.

3° Un complexe puissant (600-700 m.) de molasses concrétionnées avec des intercalations argileuses, qui prennent toujours plus d'importance vers le haut et qui ont fourni une série de fossiles ; ceux-ci ont été réunis avec ceux de la partie supérieure de la zone 1 sous le nom de faune d'Aarwangen.

4° Des alternances de conglomérats et de grès coquilliers qui forment la base de la Molasse marine.

Comparant sa couche 3 avec la Molasse grise de Lausanne l'auteur montre que la position stratigraphique de ces 2 complexes qui est la même pour l'un et pour l'autre, comme aussi leurs caractères de faciès tous semblables permettent d'établir entre eux un parallélisme. Par contre, l'épaisseur des couches étant beaucoup plus forte à Aarwangen qu'à Lausanne, il faut admettre que le dépôt s'en est continué beaucoup plus longtemps dans la première région que dans la seconde et l'on arrive tout naturellement à voir là le fait d'une transgression marine qui, partie de la vallée du Rhône et se propageant vers le NE sur le plateau suisse, a substitué le régime marin au régime lacustre déjà au début de l'époque burdigalienne dans le bassin du Rhône, seulement à la fin de la même époque dans la région d'Aarwangen.

On peut donc admettre que la couche 3 du profil établi ci-dessus correspond chronologiquement à l'Aquitanien supérieur (Calcaire d'eau douce de Garde Adhémar) et au Burdigalien moyen et supérieur du bassin du Rhône. Quant aux

couches 1 et 2 on peut les mettre en parallèle avec la Molasse alsacienne et le Délémontien du Jura bernois, et il paraît très probable que la base de la couche 1 ne descend pas au-dessous du niveau du Stampien moyen, tandis que la couche 2 appartient à l'Aquitanien inférieur.

Au point de vue tectonique, la Molasse de la bordure du Jura entre Oensingen et Langenthal comprend les éléments suivants :

1° Un synclinal formé essentiellement de Molasse alsacienne dont le jambage septentrional, adossé au Malm de la première chaîne jurassienne, est fréquemment visible, tandis que son fond est complètement couvert par les dépôts quaternaires et que son jambage méridional n'apparaît que très localement en dehors du versant N de la petite chaîne du Born. L'axe de ce pli suit la vallée de la Dünnern et se continue par Nieder Buchsiten.

2° Ensuite on voit se développer un anticlinal, qui prend une grande importance dans la région d'Aarburg à l'E et à l'W de l'Aar, où il forme les hauteurs du Sälisschlösschen et du Born. Les couches suprajurassiques percent ici la Molasse et forment une voûte déjetée au SE, dont le jambage septentrional s'abaisse en pente douce vers la Dünnern, tandis que le jambage méridional est à peu près vertical. Mais l'axe de ce pli s'abaisse très rapidement vers le SW, les formations jurassiques ne tardent pas à disparaître sous la Molasse, et celle-ci n'est bientôt plus relevée qu'en une voûte peu accentuée quoique bien nette, qui se prolonge par les hauteurs du Kestenholz jusqu'au N de Bannwyl.

3° Un synclinal bien accusé se marque ensuite, suivant le cours de l'Aar depuis Bannwyl jusqu'à Wolfwyl, pour se continuer vers le NE avec moins de netteté par Bonnigen et le territoire au S d'Aarburg. Ce sont toujours la Molasse alsacienne et le calcaire à *Helix rugulosa* qui y forment essentiellement la surface du sol, là où ils ne sont pas cachés par le Pléïstocène.

4° Enfin au S de l'Aar on peut voir au Wynauberg un plongement anticlinal de ces couches inférieures de la Molasse d'eau douce, puis, s'adossant au jambage méridional de la voûte, la Molasse lausanienne, qui disparaît bientôt sous la plaine d'alluvions de Langenthal. Ce pli du Wynauberg est un brachyanticlinal typique, dont l'axe s'abaisse très rapidement vers le NE, à mesure que celui de l'anticlinal du Born s'élève, en sorte qu'il y a entre ces 2 voûtes un véritable relaiement.

Plus au S la plaine de Langenthal cache un large synclinal de la Molasse lausanienne puis, au S et au SE, cette même Molasse reparaît, affectée par plusieurs dislocations secondaires et recouverte en concordance par la Molasse marine. Cette succession appartient au jambage méridional du 2e anticlinal de la Molasse.

M. Th. Würtenberger, décédé le 26 juillet 1903 à Emmischofen, avait laissé de nombreuses notes concernant la **flore de la Molasse d'eau douce supérieure** et plus particulièrement celle des gisements de Bernrain, Taegerwilen, Berlingen, situés aux environs du lac de Constance. Ces notes ont été collationnées et publiées récemment par M. O. Würtenberger (**123**) avec une courte biographie et un portrait de leur auteur. Il est bien difficile de résumer ici cette publication, qui représente un simple catalogue, et je dois me contenter d'en reproduire les conclusions :

La flore du gisement de Bernrain est surtout caractérisée par la présence de *Liquidambar europeum* Br., de différentes espèces d'érables qui manquent à Oeningen, et d'une espèce nouvelle et éteinte de châtaignier, *Castanea Jacki* Würt.

Le caractère le plus frappant de la flore de Taegerwilen réside dans l'abondance particulièrement grande des espèces et dans la présence de *Potentilla Leineri* Würt.

Les éléments les plus caractéristiques de la florule de Berlingen sont *Palmacites Martii* Heer, *Quercus cruciata* Br., *Liquidambar europeum* Br., *Sassafras Aesculapi* Heer, *Prunus Hauhardti* Heer, *Cinnamomum spectabile* Heer.

Pour finir, M. Würtenberger a établi 2 tableaux d'espèces destinés à donner une idée d'ensemble de la flore de la Molasse d'eau douce supérieure dans la Suisse orientale en comparaison avec d'autres flores tertiaires.

M. F. Schalch (**120**) a décrit quelques affleurements de Molasse existant aux abords du lac de Constance. Entre la Marienschlucht et la ruine de Bargegg il a relevé dans la Molasse marine de bas en haut :

1° Des grès glauconieux à dents de requins.
2° Des marnes schisteuses et gréseuses.
3° Un banc épais de 0.5 m. de grès coquillier.
4° Des grès glauconieux.

M. J. Stitzenberger (**122**) a relevé plusieurs profils de détail dans la Molasse des environs de Stockach.

A la Homburg, au Bölerberg et sur le plateau de Hohen-

raithe l'Oligocène est représenté par un complexe de grès durs, blanchâtres, tachetés de rouge, divisé en deux par une épaisse intercalation de marnes rouges. Ces mêmes grès se retrouvent dans la vallée de l'Ache entre Wahlwies et Nenzingen et sont recouverts vers l'E par la Molasse marine helvétienne, qui prend, d'autre part, un grand développement à Berlingen, à Flohloch, au Sonnenberg, au Kühnberg, etc.

Au N et au NW de Zizenhausen les grès oligocènes sont remplacés par un faciès de marnes et de calcaires d'eau douce à *Planorbis Mantelli*, *Helix rugulosa*, *H. Hochheimensis*, etc., qui recouvre directement le Malm et en contient de nombreux fragments.

Pliocène sud-alpin. — M. S. Blumer (116) a constaté la présence, à la base des dépôts quaternaires qui forment la colline de Pontegana, entre Chiasso et Balerna, d'une curieuse brèche calcaire. Celle-ci est constituée par de nombreux fragments plus ou moins roulés de calcaire liasique noyés dans un cailloutis anguleux de délits de Scaglia; sa stratification est faiblement inclinée au S et correspond à une structure de delta. Quoique ses relations avec les argiles plaisanciennes des environs immédiats ne puissent pas être définies d'une façon certaine, elle paraît devoir être plus jeune. L'auteur arrive ainsi à la considérer comme un dépôt de delta accumulé par la Breggia à l'époque pliocène dans un bras de mer ou une lagune.

Dans la région de Balerna les argiles pliocènes prennent un grand développement, recouvrant en discordance la Scaglia et supportant des formations pléïstocènes diverses. La vallée de la Roncaglia montre des coupes particulièrement instructives à ce sujet, et le caractère stratigraphique des dépôts peut être précisé grâce à la découverte de quelques fossiles qui sont, d'une part, des mollusques : *Ostrea cochlear* Poli, *Pecten dubius* Br., *Arca diluvii* Lam., *Syndosmya apelina* Ren., de l'autre des débris végétaux très abondants mais mal conservés. Il ne faut pas confondre avec ces formations pliocènes une argile de caractère beaucoup plus jeune et contenant de nombreux cailloux striés, qui est exploitée aux Tuileries de Balerna. Ce dépôt a dû se former dans un lac de barrage glaciaire à une époque très récente et se rattache aux graviers fluvio-glaciaires de la vallée de la Roncaglia.

Dans la région de Lugano les argiles, déjà décrites par divers auteurs, de Calprino et de Noranco sont par contre cer-

tainement pléïstocènes. Ce sont des dépôts formés dans des eaux douces à proximité immédiate des glaciers, comme l'attestent les nombreux cailloux polis et striés qui y sont contenus. Soit à Calprino, soit à Noranco, on y a récolté des diatomées, et à Calprino on y trouve les restes d'une flore continentale qui correspond à celle de la brèche interglaciaire de Hottingen (Innthal). Les Foraminifères qui ont été constatés dans les argiles de Noranco par M. Steinmann, doivent y être en gisement secondaire et provenir du remaniement d'argiles pliocènes qui n'affleurent plus dans les environs.

Il est donc certain que les argiles du Pliocène ont une extension notablement plus grande dans la région du lac de Lugano qu'on ne l'a généralement admis et il est probable qu'une partie importante du matériel des argiles quaternaires provient du remaniement du Pliocène.

Quaternaire

L'érosion glaciaire et la topographie actuelle. — M. J. Früh (**131**) a insisté sur l'importance du rôle de l'**érosion glaciaire** dans la création du modelé actuel des régions subalpines. Sans nier le travail considérable effectué par les eaux courantes, qui ont créé les vallées sous leur première forme et ont recreusé ensuite sur leur passage, soit pendant les pé riodes interglaciaires, soit après la dernière glaciation, il faut reconnaître l'action spéciale exercée par les glaciers dans une quantité de signes, qui ne s'expliquent pas autrement. Ainsi beaucoup de blocs erratiques dispersés aujourd'hui ont dû être arrachés aux roches encaissantes par les glaciers, auxquels il faut reconnaître la faculté d'attaquer même des fonds rocheux. Ensuite la section élargie et aux versants abrupts n'existe que dans les vallées occupées momentanément par des glaciers, et certaines formes topographiques, les trogs, les vallées suspendues, les paliers échelonnés ne s'expliquent que par une érosion glaciaire. Enfin l'on est pour ainsi dire forcé d'admettre, pour comprendre les cas assez nombreux de divisions de vallées vers l'aval, comme celui des environs de Sargans pour la vallée du Rhin, celui des environs de Brunnen pour la vallée de la Reuss et d'autres, qu'un ancien seuil a été supprimé là par un débordement de glacier creusant sous sa masse.

M. J. Früh (**130**) a étudié en détail à ce point de vue le **bassin de la Toess** et a fait ressortir le contraste frappant qui

existe entre le tronçon de vallée largement arrondi et presque rectiligne qui s'étend de Wald à Stäg et qui a été incontestablement modelé par un glacier et la haute vallée de la Toess, du Toesstok à Stäg, dont l'érosion a été purement fluviale. De Stäg à Turbenthal la vallée conserve un cours sinueux; son creusement a été effectué en partie par des eaux purement fluviales, en partie par des eaux de fusion du glacier aboutissant à Fischenthal. A Turbenthal les eaux de fusion d'un glacier occupant la région de Wil et de Bichelsee devaient se joindre à la Toess; puis, lorsque ce glacier s'est retiré, l'érosion a été réduite presque à rien dans la vallée de Bichelsee, qui a pris ainsi de nos jours le caractère de vallée suspendue.

Un point de vue nettement différent de celui de M. Früh, quoique attribuant aussi un rôle essentiel à l'érosion glaciaire dans l'édification de la topographie, a été soutenu récemment par M. A. Ludwig (**132**). Cet auteur admet non seulement que les glaciers ont pu éroder, mais encore qu'ils ont été pour ainsi dire l'agent exclusif du creusement des grandes vallées, qui, d'après lui, n'existaient pas à l'époque préglaciaire, ainsi que tout le modelage des massifs de haute montagne. Avec cette notion de fonds de vallée universellement beaucoup plus élevés que les thalwegs actuels, d'une attitude générale beaucoup plus grande des Alpes et d'une morphologie toute différente, les niveaux fixés par MM. Penck et Brückner pour les limites des neiges persistantes ne concordent plus et M. Ludwig est amené en réalité à placer ces limites notablement plus haut. Ainsi la grande extension des glaciers ne serait pas due à une cause climatérique, mais aurait été déterminée simplement par l'importance du système alpin récemment soulevé; elle aurait diminué ensuite, à mesure que l'érosion abaissait le niveau et diminuait l'étendue des champs de névés alimenteurs. Ce seraient ainsi les glaciers eux-mêmes qui, par leur travail de creusement, auraient amené leur propre régression.

L'une des principales difficultés de cette conception réside dans l'existence admise d'une façon générale de périodes interglaciaires à climat chaud; mais M. Ludwig ne se laisse pas arrêter par une objection de cet ordre et fait remarquer que l'un des premiers arguments invoqués en faveur des périodes interglaciaires réside dans la découverte, au milieu de certaines formations quaternaires, de restes de faunes et de flores qui n'auraient pu s'acclimater dans les climats froids

que l'on supposait devoir régner au moment des grandes glaciations. Si donc la température moyenne des temps glaciaires était notablement plus élevée qu'on ne l'avait admis, des variations climatériques peu importantes pouvaient suffire à permettre l'acclimatation des faunes et des flores dites interglaciaires et rien n'empêcherait d'admettre une glaciation unique avec des oscillations interstadiaires.

M. Jean Brunhes, de son côté, a consacré 2 courtes notes (**126** et **127**) à cette même question de l'érosion glaciaire. Tout en reconnaissant l'importance des glaciers comme agents du modelé topographique, il rappelle les nombreux cas où une action érosive glaciaire très restreinte a été directement observée et montre la difficulté qu'on éprouve, si l'on attribue aux glaciers la faculté de surcreuser eux-mêmes profondément leur lit, à expliquer la présence au milieu ou en travers des grandes vallées de buttes saillantes ou de barres rocheuses ménagées par l'érosion. Puis il insiste sur la remarquable analogie qui se manifeste entre la morphologie d'une vallée glaciaire et celle d'un chenal de formation récente creusé par un ruisseau. Le chenal montre avec des dimensions plusieurs milliers de fois plus petites la section en U et la succession de trogs échelonnés caractéristiques des vallées glaciaires.

Pour arriver à une explication rationnelle du surcreusement M. Brunhes fait intervenir non pas tant le glacier lui-même que ses eaux sous-glaciaires. Il remarque que pour tout glacier d'une certaine largeur ces eaux donnent naissance à 2 torrents au moins, plus ou moins espacés qui, creusant indépendamment leur lit, doivent créer 2 sillons vaguement parallèles, séparés par une croupe médiane. Ces formes existent en fait devant le front de nombreux glaciers actuels, où elles sont évidemment nées pendant une glaciation plus étendue; elles se retrouvent dans les grandes vallées glaciaires. Le surcreusement est donc effectué essentiellement par les eaux sous-glaciaires qui, attaquant suivant deux ou plusieurs lignes, peuvent former en fin de compte une vallée à large profil. Le glacier lui-même arrondit et polit les formes créées par ses torrents, rabote les saillies et déblaie, attaque en particulier la ou les échines laissées par l'érosion torrentielle et peut arriver à les supprimer complètement.

Il convient de citer à la suite des travaux de MM. Früh et Brunhes une nouvelle publication que M. H. Schardt (**137**)

consacre à l'**origine des lacs subjurassiens** de Neuchâtel, Morat et Bienne. D'après les formes de la topographie M. Schardt admet qu'au début des temps quaternaires l'Aar a coulé directement de Berne vers Wangen, puis par Münchenbuchsee sur Lyss et Soleure, que la Broye suivait, avec un profil normal, sa vallée actuelle et se dirigeait, par le Seeland, sur Soleure, que la Mentue et l'Orbe-Thièle coulaient, également avec un profil normal, sur l'emplacement actuel du lac de Neuchâtel, séparées par la colline longitudinale sous-lacustre, et se confondaient à l'E de Neuchâtel pour s'écouler ensuite par la région d'Anet vers la Broye, que les 2 dépressions sous-lacustres actuelles du lac de Bienne étaient suivies par 2 cours d'eau peu importants s'amorçant l'un à l'E l'autre à l'W du Jolimont qui, se confondant au N de l'Ile Saint-Pierre, se déversaient ensuite entre le Jensberg et le Büttenberg, pour rejoindre la Broye près de Büren, qu'enfin la Suze, coupant le Büttenberg, s'écoulait directement au SE.

Ces conditions ont été modifiées dans la suite, non pas par un surcreusement intense du pied du Jura en amont de Wangen par le glacier du Rhône, comme l'admettent MM. Penck et Brückner, mais, comme M. Schardt l'a déjà indiqué en 1898, par un affaissement, déterminé par la surcharge que représentaient les recouvrements préalpins. Dans la région affaissée s'est établi d'abord un grand lac aux formes déchiquetées, qui s'étendait du Mormont à Soleure et couvrait les vallées de la Thièle, de la Mentue, du lac de Bienne et de la Broye. Puis ce lac a été modifié par l'action combinée du glacier et des cours d'eau, sa formation datant probablement de la période comprise entre la deuxième et la troisième glaciation. Le glacier a abaissé la barre molassique de Wavre entre les lacs de Neuchâtel et de Bienne, il a creusé le sillon qui sépare le Büttenberg du Jura, il a abaissé et arrondi les formes des parties saillantes du relief; il a d'autre part accumulé des quantités énormes de matériaux morainiques en particulier dans la région d'Orbe et dans le Seeland.

De son côté l'Aar, débouchant maintenant dans le Seeland, l'a asséché et a refoulé les eaux du lac situé vers l'amont du côté de l'W sur la dépression Marin-Landeron, tendant constamment par ses alluvionnements considérables à élever leur niveau.

Pour réfuter la théorie du surcreusement glaciaire M. Schardt invoque particulièrement le fait que c'est le glacier lui-même

et ses eaux de fusion qui ont essentiellement contribué à combler l'ancien bassin lacustre en aval du Mormont, ensuite et surtout le fait que les dépressions des lacs de Neuchâtel et de Bienne possédaient des débouchés dirigés de l'E à l'W vers la vallée de la Broye, c'est-à-dire transversalement à la direction de marche du glacier. Ces anciens passages n'ont pu évidemment être créés que par des cours d'eau.

Formations quaternaires. — Nous devons à M. Fr. Nussbaum une importante publication consacrée aux formations glaciaires du **bassin de la Sarine** en amont de Bulle (**136**).

Après une description géographique et géologique de ce territoire, l'auteur cherche à définir l'allure du glacier du Rhône le long de la bordure des Préalpes et arrive à la conclusion qu'on retrouve dans cette zone la trace des 2 dernières glaciations de Riss et de Würm; la glaciation de Riss n'est plus marquée que par des blocs erratiques isolés semés sur les 2 versants de la chaîne Berra-Gurnigel; le glacier du Rhône pénétrait alors soit dans la vallée du Javroz, soit dans celle de la Singine, et sa surface devait être encore au-dessus de 1300 m. dans la région du Gurnigel. Pendant la glaciation de Würm le glacier du Rhône a déposé ses moraines jusqu'à 1475 m. au col de Jaman, 1355 m. sur les flancs du Niremont, 1260 m. au Montsalvens, 1010 m. au-dessus de Plasselb, 890 m. aux environs de Schwarzenburg et 780 m. au Grauholz.

Après le maximum de la glaciation de Würm un retrait important s'est effectué, qui a ramené le front du glacier du Rhône dans la région de Neuchâtel ou de Moudon-Yverdon, celui du glacier de l'Aar dans la région de Berne, et qui a permis aux glaciers secondaires de pousser vers l'aval leurs fronts dorénavant dégagés. Pendant cette phase des alluvions abondantes ont été déposées dans le Seeland, dans la région de Schüpfen, de Thörishaus-Neuenegg de Rapperswil-Hindelbank. Puis une nouvelle poussée en avant des glaciers s'est effectuée, de nouvelles moraines ont recouvert les alluvions précédemment déposées et le glacier du Rhône s'est avancé en plusieurs digitations jusqu'à Soleure, Hindelbank-Schönbühl, Zollikofen, Neuenegg, Marly, La Roche près de Bulle, Vuadens, Oron. Cette ligne, fortement lobée est marquée par un système de talus morainiques bien net, qui recouvre visiblement, sur un grand nombre de points, des dépôts d'alluvions récentes. Pendant ce premier retour offensif après la glaciation de Würm, le glacier du Rhône devait forcément barrer encore celui de la Sarine.

Quant au glacier de la Sarine M. Nussbaum a pu reconnaître un système de moraines qui atteignent le niveau de 1700 m. au-dessus de Gstaad, de 1450 m. au SW de Château d'Œx, de 1300 m. au-dessus de Grandvillard; il s'agit ici de moraines de fond de la glaciation de Würm. Un bras du glacier allait rejoindre à cette époque par les Saanenmöser le glacier de la Simme.

Après la glaciation de Würm le glacier de la Sarine a pu librement pousser en avant et recouvrir toute la région de Bulle et Broc. Ce territoire a du reste une forme très caractéristique en bassin frontal (Zungenbecken) avec une hydrologie centripète et un émissaire se déversant par une gorge étroite et jeune. Ce bassin est divisé en 2 moitiés par la colline allongée de Morlon (826 m.); il est limité au N par un système bilobé de moraines frontales, qui forment vers l'E un cirque de 3 talus concentriques aux environs de Villarvolard, qui vers l'W comprennent jusqu'à 6 moraines successives échelonnées du N au S de Riaz et Echarlens à Bulle. Ces dépôts glaciaires sont nettement superposés sur certains points à des alluvions récentes et à de la moraine du glacier du Rhône; ils contiennent par places, en particulier à l'W de Bulle et sur le versant occidental de la colline de Morlon, une assez forte proportion d'éléments rhodaniens, dont la présence s'explique du reste facilement, puisque le glacier de la Sarine a dû, en progressant vers le N, déblayer les dépôts formés précédemment par le glacier du Rhône et les mélanger ainsi à ses propres moraines frontales.

Devant le cirque morainique de Bulle se développe un système d'alluvions fluvioglaciaires que l'on suit jusque dans la région d'Hauteville, de Champotey et de Vuippens, et qui recouvre la moraine rhodanienne.

Au S de Bulle les dépôts morainiques ne prennent qu'un très faible développement; la roche en place (Molasse, Flysch, Jurassique) affleure sur de grandes étendues et sa surface montre un moutonnement à grande échelle.

Il semble que pendant la phase de retrait de la glaciation de Würm le glacier du Rhône a abandonné d'abord le territoire à l'E de la colline de Morlon qui a été occupée, ainsi que le bas de la vallée de la Jogne, par le glacier de la Sarine. Puis, c'est le bassin même de Bulle qui a passé du régime rhodanien au régime sarinien.

Si de Bulle on remonte la vallée de la Sarine, on ne rencontre plus de moraines bien caractérisées du glacier princi-

pal jusque près de Château d'Œx. Là, par contre, se trouvent les restes de plusieurs moraines frontales parallèles; puis de nouveau, dans la région de Saanen et de Gstaad, des dépôts analogues se voient dans le fond de la vallée. D'après leur position ces moraines successives doivent appartenir au stade de Bühl et marquent des stationnements successifs, de plus en plus reculés, du front du glacier; des dépôts existant sur le col des Saanenmöser et entre celui-ci et Gstaad semblent indiquer que le glacier poussait une langue dans cette direction pendant l'apogée du stade de Bühl. En relation avec ces moraines se sont développées des alluvions fluvio-glaciaires, dont les restes forment actuellement des terrasses bien nettes aux Moulins (900 m.), à Rossinière (875 m.), à Montbovon (800 m.), à Neirivue (760 m.), à Grandvillard (741 m.), à Enney (730 m.), à Epagny (715 m.).

En amont de Gstaad de nouvelles moraines existent près de Gsteig et l'on peut admettre avec raison que ces dépôts correspondent au stade de Gschnitz. Quant au stade de Daun, l'extension des roches moutonnées sur les 2 versants de l'arête des Prés Beurre et la répartition des moraines montrent que le glacier de Zanfleuron s'étendait alors jusque sur les hauteurs du col du Sanetch, formant 2 langues, dont l'une, le glacier de la Sarine, se dirigeait au N, dont l'autre, le glacier de Zanfleuron proprement dit, s'étendait au S. L'extension de la glace à cette époque correspondait à une limite des neiges inférieure de 300-400 m. à la limite actuelle.

Pendant le stade de Bühl le glacier de la Sarine était encore alimenté latéralement par un glacier de l'Olden descendant de l'Oldenalp sur la route du Pillon et par un glacier de Lauenen qui le rejoignait près de Gstaad; mais, à la fin de ce stade ces 2 affluents sont devenus indépendants, le glacier de l'Oldenhorn s'est retiré dans le Karr de l'Oldenalp; le glacier de Lauenen avait son front pendant le stade de Gschnitz en amont du village de Lauenen, où il a laissé de belles moraines, tandis que pendant le stade de Daun il n'en restait plus que 2 petits glaciers indépendants, l'un occupant le Karr de Geltenschuss, l'autre celui de Kühe Dungel.

Le glacier des Ormonts, qui naissait dans le Creux du Champ, avait pendant le stade de Bühl son front vers Vuargny au S de Leysin et était alimenté latéralement par un glacier du Dard; pendant le stade de Gschnitz il ne s'étendait plus que vers le bas des Ormonts-dessus et pendant le

stade de Daun il était cantonné dans le cirque de Creux du Champ.

M. Nussbaum étudie ensuite les conditions dans lesquelles se sont trouvées pendant la fin des temps pléïstocènes les vallées de la Jogne, de l'Hongrin, de la Singine. Pour la vallée de la Jogne il montre qu'elle a été remplie dans sa partie inférieure par le glacier du Rhône pendant la glaciation de Riss; pendant la glaciation de Würm elle a été encore barrée par le glacier de la Sarine, vers lequel s'écoulait le glacier de la Jogne. Lorsque le retrait du premier s'est dessiné, le second est devenu indépendant; il a déposé des moraines frontales dans la région de Crésuz au SW de Charmey et devant ces moraines se sont accumulées des alluvions fluvioglaciaires, dont les terrasses de Broc et de Botterens sont des restes. Après une nouvelle phase de retrait est venu le stade de Bühl, pendant lequel le front du glacier de la Jogne restait en amont de Bellegarde, tandis que le glacier du Rio du Mont poussait jusque vers Im Fang, où il déposait ses moraines frontales. Lors du stade de Gschnitz la glaciation se réduisait dans cette région à quelques petits glaciers de Karrs.

Dans la vallée de l'Hongrin les dépôts morainiques prennent un grand développement. Pendant la glaciation de Würm le glacier de l'Hongrin, tributaire de celui de la Sarine, élevait sa surface jusqu'à 1450 m. au col de Jaman. Après la première phase de retrait il devait être encore soudé au glacier de la Sarine; pendant le stade de Bühl il était au contraire indépendant et avait son front vers la traversée de la zone anticlinale du Vanil Noir-Tinière, déposant des moraines frontales vers la Jointe et la Lécherette. Pendant le stade de Gschnitz le glacier n'atteignait déjà plus les Mosses et devait s'arrêter sur l'emplacement des chalets d'en l'Hongrin, où est développé un joli cirque de moraines. Au-dessus de ce point se développe un Karr typique, dont le fond est occupé par le lac Lioson et qui peut être considéré comme le point de départ du glacier.

En ce qui concerne le bassin de la Singine, M. Nussbaum admet que le glacier qui en découlait venait butter pendant la glaciation de Würm contre le flanc du glacier du Rhône vers Planfayon. A la fin de la première phase de retrait les 2 glaciers de la Singine froide et de la Singine chaude devaient avoir leurs fronts indépendants en amont de la cluse de Kloster vers Friesmatt, où ils ont déposé des moraines

frontales typiques. Devant ces moraines se sont formés des dépôts d'alluvions, qui s'étendent vers l'aval jusqu'à Planfayon et qui recouvrent là des alluvions purement fluviales. Après un nouveau retrait et pendant le stade de Bühl 3 glaciers indépendants longs de 6 à 7 kilomètres existaient dans le bassin de la Singine froide, l'un descendant par la combe du Gantrischseeli jusqu'aux Wahlenhüten, le second suivant la vallée de la Hengst Sense, le troisième suivant celle de Muscheren. Le glacier de la Singine chaude avait alors son front un peu en aval du Lac Noir. Les vallées des 2 Singines sont nettement élargies en formes de trog; à leur origine des Karrs sont très nettement développés et d'autres Karrs semblables existent à une certaine hauteur sur leurs flancs.

Passant ensuite à l'étude des petits glaciers pléïstocènes des Préalpes, M. Nussbaum examine d'abord à ce point de vue le massif de la Berra. Il signale des moraines locales dans le bassin de la Gérine vers la Bruggera, qui correspondent à un glacier de 6 km. de longueur, et insiste sur la forme en trog de la vallée supérieure de la Gérine. Il semble ici qu'un glacier local a existé après la glaciation de Würm et s'est avancé jusqu'à Glattenstein en amont de Plasselb, tandis que la Gérine était barrée plus bas, vers Marly, par le glacier du Rhône et alluvionnait ainsi jusqu'à un niveau élevé. Après une nouvelle phase de retrait le glacier de la Gérine et celui du Höllbach sont devenus distincts et des moraines se sont déposées entre 1050 et 1070 m. correspondant à une limite des neiges à 1400 m. Enfin les Karrs creusés dans les régions supérieures correspondent à une limite des neiges à 1500-1550 m.

Le versant N de la chaîne Pfeife-Gurnigel est couvert jusqu'à 900 m. environ par de la moraine du glacier de l'Aar; au-dessus de cette altitude on trouve fréquemment des dépôts morainiques locaux formés par de petits glaciers alimentés par des névés, dont la limite inférieure devait être entre 1300 et 1400.

Les glaciers locaux ont naturellement pris, dans les Préalpes médianes, un développement important après la dernière grande glaciation. Dans le massif des Rochers de Naye et Jaman on distingue :

a) Un glacier de Jaman dont le front a poussé jusque près d'Allières, correspondant alors à une limite des neiges à 1500 m.

b) Un glacier de Naye descendant directement du sommet des Rochers de Naye vers le NE, dont la moraine frontale subsiste à 50 m. au-dessus de l'Hongrin vers Preisaz-au-Maidzo.

c) Un glacier des Chaudes dont la moraine frontale se trouve vers Lavanchy, dans la vallée de l'Hongrin.

Les moraines les plus externes de ces glaciers locaux correspondent au stade de Bühl; d'autres, en particulier celle déposée par le glacier de Jaman, qui sert de seuil au lac de Jaman, appartiennent à des phases plus récentes.

Dans la chaîne de la Dent de Lys l'auteur a retrouvé les moraines de 14 glaciers locaux, qui recouvrent les moraines plus anciennes sariniennes et rhodaniennes; dans les vallées de la Veveyse de Fégire et de la Veveyse de Châtel les glaciers sont descendus jusqu'à 1320 et 1300 m. pendant le stade de Bühl. Sur le versant SE de la chaîne se développent une succession de Karrs, dont les moraines correspondent en partie à une limite des neiges à 1500 m. (stade de Bühl), en partie à une limite des neiges à 1700 m.

Le massif du Moléson a alimenté également plusieurs glaciers locaux après la glaciation de Würm, l'un se formait dans le cirque de Trémettaz, le second dans le cirque de Bonne Fontaine, un troisième descendait jusque vers la Joux, un quatrième suivait la vallée de l'Albeuve. Tout un système de moraines locales correspondant à une limite des neiges à 1500 m., et par conséquent au stade de Bühl a pu être ici nettement constaté.

Dans le petit massif de Corjon M. Nussbaum a repairé un système de moraines locales se répartissant entre 3 glaciers et correspondant au stade de Bühl. Le principal glacier suivait le vallon de Cran, un autre descendait le vallon des Châtelards, enfin un petit glacier était suspendu sur le versant SE de la Pointe de Planachaux.

Dans la chaîne du Vanil Noir les moraines locales prennent d'abord un développement important dans les 2 bras de la vallée de la Thaouna, où M. Nussbaum a reconnu un premier système morainique à 1050-1150 m. qui correspond à une limite des neiges à 1600 m., donc au stade de Bühl, et un second système à 1600-1750 m. qui correspond à une limite des neiges à 1800-1900 m., donc au stade de Gschnitz. Le vallon des Morteys a été le point de départ d'un important glacier qui, se bifurquant au col de la Verdaz, envoyait une digitation au S par la vallée de Vert Champ

jusque près de Flendruz et une digitation au N par la vallée du Rio du Mont jusque près de la vallée de la Jogne. Cette extension, qui correspond au stade de Bühl, est fort bien marquée entre les Siernes Piquats et Flendruz par un système de moraines latérales et terminales. Pendant le stade de Gschnitz le glacier des Morteys s'étalait encore sur le col de la Verdaz et y déposait les talus morainiques qui ont déterminé les formes si caractéristiques de ce territoire. De la Pointe de Bimis au mont Cray le versant SE de la chaîne du Vanil Noir est comme crénelé par une succession de Karrs qui abritaient de petits glaciers; le plus important parmi ceux-ci suivait le vallon de Paray, et devait descendre à la fin du stade de Bühl jusque près des Siernes Piquats. En outre un Karr typique avec moraines à 1630 m. existe au S du mont Culan et sur le versant N du mont Cray; dans la région des sources du Torrent de Lessoc un glacier se trouvait qui a déposé successivement des moraines à 1370 m. (stade de Bühl) et à 1750 m. (stade de Gschnitz).

La vallée du Montelon avait aussi son glacier, qui est devenu indépendant de ceux de la Sarine et de la Jogne dès le stade de Bühl; ce glacier a déposé alors une belle moraine frontale vers le Pralet (1018 m.). Pendant le stade de Gschnitz la glaciation de ce bassin se réduisait à 4 petits glaciers de Karrs descendant de la Dent de Follieran et du Vanil Noir. Enfin on trouve la trace de petits glaciers locaux, soit sur le versant oriental de la chaîne de la Dent de Broc, vers Coulaz et les Grouins, soit entre la Dent de Brenleire et le Haut Crêt.

Le massif de Brunnen ou de la Schopfenspitze, compris entre les vallées de la Jogne et du Javroz et le col de Nüschel alimentait, comme principal glacier, celui du Javroz qui, prenant naissance dans le cirque des Morveaux et nourri sur son flanc droit par des affluents descendant du Patraflon, s'étendait pendant le stade de Bühl jusque en aval de la Valsainte, comme le montre un beau système de moraines latérales et frontales. La dépresssion de la Brecca alimentait alors une des sources du glacier de la Singine chaude; en outre de petits glaciers descendaient de la Dent de Vounetz vers le S et l'W et de la Körnlifluh par le col de Nüschel jusque près de Bellegarde. Ce massif est du reste riche en Karrs au seuil tantôt rocheux, tantôt morainique, dont quelques-uns ont encore abrité des glaciers pendant le stade de Gschnitz.

Dans la chaîne Kaiseregg-Stockhorn M. Nussbaum a reconnu l'existence, pendant le stade de Bühl, de 30 petits glaciers locaux sans compter les différentes sources des glaciers de la Singine. Quant au stade de Gschnitz il est marqué par d'innombrables Karrs correspondant à une limite des neiges à 1800-1900 m.

Passant ensuite à la zone des Tours d'Aï-Gastlosen M. Nussbaum montre qu'aux Tours d'Aï 7 niches sont creusées, dont 3 sur le versant NW, 4 sur le versant SE. Chacun de ces cirques alimentait, après la glaciation de Würm, un petit glacier indépendant, et pour plusieurs de ceux-ci la limite des neiges persistantes devait se trouver pendant une phase prolongée aux environs de 1600 m. (stade de Bühl). Le massif du mont d'Or alimentait aussi des glaciers; l'un d'entre eux descendait pendant le stade de Bühl du cirque de Durchaux vers le N jusque vers les Antaines sur l'Hongrin; un autre occupait la combe à l'E de la Charbonnière et s'étendait jusque vers la courbe de 1400 m.; un troisième glacier suivait la vallée de Rio de Leysay et atteignait une longueur de 4 km.; en outre 2 petits glaciers se dirigeaient de la crête du mont d'Or vers l'E, partant de 2 niches bien marquées. Pendant le stade de Gschnitz 4 glaciers subsistaient encore, logés dans des niches et alimentés par des névés s'étendant jusqu'à 1800-1900 m.

La chaîne des Gastlosen-Dent de Ruth alimentait pendant le stade de Bühl d'abord 2 glaciers descendant de son versant NW vers la vallée de la Jogne. L'un suivait le vallon du Sattelbach jusqu'au niveau de 1200 m., au S de Bellegarde; le second naissait dans le cirque du Petit Mont et déposait ses moraines frontales vers Im Fang. Plus au S 2 glaciers importants s'écoulaient par les vallées des Fenils et de la Manche et se soudaient vers l'aval avec le glacier de la Sarine. Vers l'W le versant N de la Hochmatt portait 3 glaciers suspendus, dont on retrouve les moraines jusqu'à la cote de 1050 m. Quant au stade de Gschnitz il est de nouveau marqué dans cette région par de nombreuses niches creusées dans les 2 versants de la chaîne des Gastlosen; l'auteur compte 12 de ces Karrs qui correspondent à une limite des neiges à 1800-1900 m.

Dans la chaîne du Hundsrück de petits glaciers se sont développés pendant le stade de Bühl dans les vallées du Ruhrsgraben, du Schlundibach et du Simmenbach; on trouve en outre sur le versant NW des Karrs partiellement pourvus

encore de moraines qui correspondent à une glaciation postérieure.

Le massif du Rubly et de la Gummfluh alimentait 3 glaciers principaux : celui de la Gérine, celui du Ganderlibach et celui du Kalberhohnibach qui, pendant le stade de Bühl, étaient encore soudés au glacier de la Sarine. D'autres glaciers plus petits descendant du Rocher du Midi, du Rubly, etc., ont déposé des moraines qui correspondent à une limite des neiges à 1600 m. Plus haut, on constate un autre système de moraines appartenant au stade de Gschnitz et intimément lié à un système de Karrs. Quant au massif de la Hornfluh il portait 3 glaciers sur son versant N, l'un aboutissant à Oeschseite, les 2 autres descendant de la Saanerlochfluh vers Feuerbühl et Hasenloch ; ces glaciers étaient déjà indépendants pendant le stade de Bühl; ils ont laissé des moraines de retrait partiellement très nettes.

La zone de Flysch Ormonts-Niesen, avec ses hauts sommets et ses vallées profondément creusées, a tout naturellement été le siège d'une glaciation locale importante. C'était d'abord le glacier de l'Etivaz qui, s'alimentant dans les 2 fonds de vallées de la Tourneresse et de l'Eau froide, descendait pendant le stade de Bühl jusqu'à mi-chemin de l'Etivaz aux Moulins ; en amont de ces moraines frontales situées vers 1050 m., on trouve dans les 2 vallées des moraines de retrait à 1124 m., 1184 m., 1438 m., 1931 m. et 2076 m. Un autre glacier, descendant du Chaussy suivant le vallon de Raverettaz, a déposé une moraine de Bühl vers la Comballaz, puis a laissé une succession de moraine de retrait jusqu'au niveau de 1920-1930 m. Sur le versant S du Chaussy et de la Tornettaz on trouve au niveau de 1500-1700 m. des amas morainiques déposés évidemment par de petits glaciers suspendus pendant le stade de Gschnitz. Plus à l'E le cirque d'Isenau a été occupé par un petit glacier de vallée dont on retrouve les moraines frontales près d'Ayerne (1550 m.). La vallée d'Arnon a possédé aussi son glacier, dont le front devait être vers Wintermatt (1250 m.) pendant le stade Bühl et qui a laissé des moraines plus récentes vers Studel à 1620 m. ; enfin un glacier descendait du Wytenberghorn vers le NE dans le Meyelsgrund et déposait, pendant le stade de Bühl, une puissante moraine terminale près de Falbach. A l'E des vallées de Gsteig et de Lauenen le glacier du Turbach est devenu indépendant seulement après le maximum du stade de Bühl; on en trouve des moraines

frontales vers Statt à l'W de l'Amselgrat, puis plus haut dans la vallée.

En résumé la plupart des glaciers des Préalpes se sont détachés des glaciers principaux pendant la phase de retrait qui a suivi la glaciation de Würm; ils ont fait une nouvelle poussée en avant pendant le stade de Bühl, dont les moraines sont presque partout bien conservées. Beaucoup des vallées secondaires débouchent en paliers surélevés sur les vallées principales et montrent une forme en trog; les Karrs prennent une extension presque générale.

M. Nussbaum termine son étude par quelques considérations générales; il expose les caractères que doivent prendre les dépôts morainiques ou fluvioglaciaires, suivant les conditions dans lesquelles ils se sont formés, et examine la méthode de détermination du niveau de la limite des neiges persistantes, en montrant que toutes les données concordent avec une limite des neiges à 1500-1600 m. à l'extérieur des Préalpes, à 1600-1700 m. à l'intérieur.

Pendant la glaciation de Riss tout le bassin de la Sarine rentrait dans le régime du glacier du Rhône, qui envahissait les vallées de la Jogne et du Javroz et une partie du bassin de la Singine. Pendant la glaciation de Würm le glacier du Rhône ne dépassait pas au S la ligne Plasselb, Planfayon, Schwarzenburg, Berne. Après une phase de retrait le glacier a fait une nouvelle poussée en avant et un de ses bras a occupé encore la cuvette de Bulle, gênant l'expansion des glaciers préalpins; puis, après un nouveau recul, le glacier du Rhône ayant définitivement abandonné le bord des Préalpes, le glacier de la Sarine s'est avancé jusque vers Bulle. Ensuite est venu le stade de Bühl, pendant lequel le glacier du Rhône ne dépassait pas le bassin du Léman, le glacier de la Sarine s'étendait jusqu'à Château d'Œx et la plupart des glaciers locaux avaient des allures indépendantes. Ce stade s'est terminé par des retraits successifs qui le séparent du stade de Gschnitz. Ce dernier, correspondant à une limite des neiges à 1800-1900 m. à l'extérieur des Préalpes, à 1900-2000 m. à l'intérieur, ne possédait plus que peu de glaciers de vallée; d'innombrables petits glaciers occupaient par contre alors des Karrs dans le haut des pentes. Le stade de Daun ne se manifeste que dans les Hautes Alpes, au Sanetsch, à la Dungelalp, au Creux du Champ.

L'auteur montre ensuite que toutes les formes tographiques constatées ailleurs dans les régions glacées se retrouvent

dans les Préalpes, où l'on trouve de nombreux exemples de trogs avec leur section en U et de tronçons de vallées élargis alternant avec des parties resserrées, généralement rocheuses ; il faut remarquer que les tronçons élargis coïncident avec des territoires occupés pendant une période prolongée par des fronts de glaciers et couverts de matériaux morainiques. Les seuils rocheux sont également nombreux dans les Préalpes et montrent le plus souvent un moutonnement à plus ou moins grande échelle, qui peut aller jusqu'à la formation de grands mamelons arrondis. Là où les vallées sont taillées en trog leurs versants sont fréquemment coupés par des terrasses élevées qui, surtout dans les régions de Flysch, portent de beaux pâturages et sont souvent très continues; on doit considérer comme probable que ces terrasses correspondent à d'anciens fonds de vallées. Vers l'amont les vallées finissent fréquemment en un fond de cirque, au-dessus duquel s'étagent en un palier surélevé le ou les prolongements supérieurs ; ce phénomène est lié intimement à celui des Karrs qui, comme nous l'avons vu, prend un si grand développement dans les Préalpes. Les cours d'eau latéraux débouchent presque toujours dans les grandes vallées par des rapides et il est clair que ceux-ci sont dus aux débouchés étagés des vallées latérales qui, eux-mêmes, résultent d'un surcreusement de ces dernières. Enfin les vallées principales des Préalpes sont reliées entre elles par des cols bas et larges, modelés évidemment par les glaciers, les Mosses, le col du Pillon, les Saanenmöser, le Gros Mont.

Quant aux dépôts morainiques ils n'interviennent, sauf dans la région de Bulle, que dans le détail de la topographie et n'atteignent que rarement un gros volume. Les terrasses d'alluvions sont mieux développées, en particulier à Broc et à Riaz dans la région de Bulle, puis entre Grandvillard et Montbovon, vers Rossinières et Rougemont, etc. Mais celui des dépôts quaternaires qui prend le plus grand développement c'est celui des cônes de débris qui proviennent en partie de la désagrégation des roches en place, en partie de matériaux morainiques remis en mouvement et qui sont dus, les uns aux torrents, les autres à la simple chute des pierres sur les fortes pentes. Quant aux éboulements on en connaît à la Chapelle des Marches vers Broc, à la Tzintre sur la Jogne, à Blattenheid au pied N du Stockhorn, à Vert Champ, à la Tine près de Montbovon, etc.

La topographie générale des Préalpes s'explique du reste

fort bien, si l'on admet 3 phases d'érosion successives; la première est exclusivement torrentielle, elle a débuté dès les premiers soulèvements alpins et s'est continuée jusqu'aux temps glaciaires; c'est elle qui a déterminé le creusement principal des vallées. Ensuite est venue la phase glaciaire, pendant laquelle les régions préalpines ont peu à peu pris les formes caractéristiques des régions glaciées, telles qu'elles ont été définies par Davis, Richter, Brückner, etc. Enfin, après le retrait des glaciers, l'érosion fluviale et torrentielle a repris, le ruissellement et la désagrégation atmosphérique ont fait leur œuvre et les formes mixtes actuelles sont nées; il faut pourtant remarquer que pendant cette dernière phase la dénudation a été relativement peu considérable.

M. F. Antennen (**124**), dont les études sur les dépôts glaciaires du Haut Emmenthal ont été analysées dans une précédente *Revue*, a publié les résultats de recherches analogues, concernant l'**extension des glaciations successives dans la vallée de la Zulg.**

Dans ce territoire, compris entre la région des sources de l'Emme et la vallée du lac de Thoune, les blocs erratiques sont répartis jusqu'au niveau de 1350 m. au moins, et il paraît évident que ces témoins élevés de l'extension des glaciers doivent correspondre à l'époque de Riss.

Pendant la glaciation de Würm le niveau du glacier de l'Aar devait être dans cette région à environ 1200 m., ce qui a permis un débordement depuis la région de Sigriswyl dans la vallée du Rehlochbach et sur les environs de Teufenthal. Il est certain d'autre part que les moraines latérales à éléments centro-alpins qui dessinent un arc de cercle autour de Schwarzenegg au niveau de 930 m. environ ne correspondent pas à l'extension maximum de la glaciation de Würm. On retrouve en effet, plus à l'E, de la moraine de fond et des lambeaux de moraines latérales qui appartiennent à une phase antérieure de la même glaciation, et permettent de reporter la limite du glacier à 4 km. plus loin.

Ces faits expliquent suffisamment que le glacier descendant le Zulgthal devait être barré en amont de Ober-Langenegg par le glacier principal. C'est à ce moment qu'il a déposé contre le flanc gauche de sa vallée une moraine latérale ne contenant que des éléments locaux (calcaires noirs, grès nummulitiques, granites de Habkern, etc.), et qui se suit encore facilement de nos jours depuis Horrenbach (1140 m).

par Hinter Horrenbach (1170 m.) jusqu'au Hüttligraben (1200 m.).

Outre ces moraines de Würm la vallée de la Zulg possède une moraine frontale qui la traverse à l'altitude de 1000 m. dans les environs de Linden et à laquelle se raccordent des graviers fluvioglaciaires vers l'aval. Ceux-ci existent au-dessous de Keistli et dans le Wühriwald, aux niveaux de 880 et 860 m., sur le flanc gauche de la vallée et la très forte prédominance des éléments autochtones montre bien que nous avons affaire à des dépôts locaux, qui d'après leur position correspondent au stade de Bühl. Des moraines locales appartenant à la phase de retrait se retrouvent d'autre part dans le haut de la vallée du Hinter Horrenbach.

Quant aux 2 terrasses de Unter et de Ober Langenegg, la première, au niveau de 860 m., se rattache intimement aux moraines internes de Würm et représente donc la Basse Terrasse; celle d'Ober Langenegg, dont le niveau est à 920 m. est formée de matériaux à la fois plus décomposés et plus fortement cimentés, parmi lesquels M. Antennen n'a trouvé aucune roche cristalline du massif de l'Aar. Cette terrasse a dû se former pendant la période de Riss et rentre ainsi dans le système de la Haute Terrasse.

M. V. Turnau (**141**) a refait en détail l'étude des masses détritiques considérables qui couvrent le fond de la **vallée de la Kander** entre Kandersteg et Kandergrund, et qui, après avoir été envisagées comme moraines, ont été reconnues par M. E. Brückner en 1891 comme appartenant à de grands éboulements. Il décrit d'abord une vaste niche d'arrachement délimitée par la paroi N du Fisistok, le Spitzstein et l'éperon qui porte la cabane S. A. C. du Doldenhorn et creusée essentiellement dans le Crétacique des chaînes calcaires internes. Les couches sont inclinées ici comme la pente au NW et l'éboulement a donc pris la forme d'un glissement de couches.

Le fait que la masse détritique qui remplit le Kanderthal vient bien de là est démontré par la nature des roches qui la constituent, car on reconnaît parmi celles-ci tous les éléments lithologiques du versant N du Fisistock, tandis qu'on n'y voit aucune roche du Gasterenthal ou de la chaîne de la Birre. De plus, les éléments sont anguleux et entassés sans ordre; les plus gros sont le plus souvent morcelés et portent des traces de chocs ou de frictions; à la base de la couche, le broyage est particulièrement intense et a donné naissance à une struc-

ture plus dense et plus fine. En amont de Kandersteg des paquets de moraines empâtés dans la masse de l'éboulement, ont évidemment été labourés et entraînés par celui-ci.

La surface couverte s'étend d'Eggenschwand en amont de Kandersteg jusqu'à Reckenthal sur 9 km. de longueur et une largeur de 300 à 1000 m.; l'inclinaison varie de 3 $^0/_{00}$ à 6 $^0/_{00}$. La masse éboulée se divise en plusieurs parties distinctes qui sont:

1° Le grand talus en terrasse qui s'étend le long du versant gauche de la vallée par Bütschels, Auf der Höhe et Aegerten et correspond à la ligne de déferlement de l'éboulement contre le versant opposé.

2° Les collines de Bühl et les pentes du Bühlstutz, entièrement formées de matériaux broyés et qui constituent un véritable seuil en travers de la vallée.

3° Le paysage mamelonné de Schlosweid et de Mittholz jonché de blocs brisés, qui passe en aval de Kandergrund à un territoire semé de petites collines coniques et sans éléments détritiques grossiers à la surface (Tomalandschaft).

4° Les petites collines des environs d'Eggenschwand qui s'élèvent d'environ 25 m. au-dessus de la plaine de Kandersteg et représentent le bord S de l'éboulement mêlé à une proportion notable d'éléments morainiques.

L'époque à laquelle s'est effectué cet éboulement est sans doute non seulement postglaciaire mais encore postérieure au stade de Gschnitz, car nulle part sa surface ne porte une trace de moraine et ses formes ont en général conservé une fraîcheur qui n'aurait pu survivre à une glaciation. Un lac de barrage a dû exister d'abord entre Kandersteg et Aegerten; puis il a été comblé par les alluvions de la Kander et de l'Oeschinenbach en même temps que son seuil s'abaissait rapidement.

Un second éboulement, beaucoup moins considérable, s'est détaché des parois qui dominent le lac d'Oeschinen et est venu former barrage en aval du lac. Il s'agit de nouveau ici d'un glissement de couches qui a dû s'effectuer aussi après le stade de Gschnitz. La masse éboulée a été projetée en grande partie sur le versant opposé de la vallée d'Oeschinen; depuis sa mise en place elle a été l'objet d'une érosion intense du fait de l'Oeschinenbach et ses éléments ainsi remaniés ont contribué pour beaucoup à l'accroissement de l'énorme cône de déjection de ce torrent.

Je me contente de citer un court résumé publié par M. Ch. Falkner (**128**) des observations faites par lui-même et M. Ludwig sur les dépôts quaternaires des environs de Saint-Gall (voir *Revue* pour 1905).

M. J. Früh (**129**) a publié une étude géophysique et topographique du **Canton de Thurgovie**, dans laquelle nous trouvons d'abord une série d'indications sur la formation de la vallée inférieure de la Thur entre Bischoffzell et Andelfingen. Ce tronçon est creusé dans l'ancien bassin frontal (Zungenbecken) d'une digitation du glacier du Rhin, limité vers l'aval par la belle ceinture morainique de Nussbaumen, Neunform, Ossingen, Welzikon, Mörsbrug. Au fond de la vallée la Molasse n'apparaît qu'au S d'Ossingen et vers Bürglen, formant comme 2 seuils en aval de bassins surcreusés et remplis par les alluvions.

Au N de Frauenfeld, sur la rive droite de la Thur, M. Früh a constaté la présence d'un ensemble d'alluvions, cimentées à la surface, et bien visibles près d'Ittingen, à Negerten et au Hochstein, au niveau de 465-485 m., qu'il considère comme fluvioglaciaires et dont il place le dépôt pendant la phase de progression de la glaciation de Riss.

Les moraines de fond, qui couvrent d'immenses étendues, sont constituées par un mélange variable de roches des Grisons et d'éléments autochtones, soit des sables, soit des galets de la Molasse d'eau douce supérieure. Les moraines frontales sont particulièrement bien développées entre Schlattingen et Nussbaumen, où elles se groupent en 2 cirques distincts, comprenant chacun plusieurs talus concentriques. Dans la région d'Urschhausen et Wylen on peut voir s'amorcer dans le cirque morainique interne un paysage drumlinique bien caractérisé, qui se continue jusque vers Pfyn, et la liaison entre moraines et drumlins est ici évidente.

Aux environs même de Frauenfeld on reconnaît facilement les restes d'un ancien delta de la Murg dans un lac, dont le niveau devait être à 404 m., et qui devait s'étendre depuis Eschikofen à l'E jusqu'à la Tiefenau sous Ossingen à l'W.

A propos du lac de Constance et de son écoulement vers l'W, M. Früh montre que plusieurs lambeaux d'anciens deltas subsistant dans les environs de Radolfzell correspondent à un niveau du lac s'élevant à 422 m., soit à 24 m. au-dessus du niveau actuel et que l'émissaire devait s'écouler alors par Arlen et Ramsen. L'Untersee barré comme le lac d'Ueberlingen par une ceinture de moraines, a eu un écoulement direct

par Stein seulement lorsque son barrage a été entamé par l'érosion régressive des cours d'eau en aval au-dessous du niveau de 422 m.; puis le niveau du lac s'est abaissé à 414 m., puis à 409 m., à 403 m., à 400 m. et à 398 m. En aval du lac on distingue nettement les moraines frontales d'Etzwilen-Hemishofen (430-435 m.) qui formaient barrage, celles d'Eichbühl-Rosiliberg près de Diesenhofen (438 m.), et celles de Langwiesen (Altsbühl 444 m.).

M. J. Meister (**133**) a publié un court aperçu des formations pléïstocènes existant entre l'Untersee et **Schafhouse**, dans lequel il cite le Deckenschotter de Hohenklingen sur Stein, les moraines terminales de Würm des environs de Staffel, les formations quaternaires des environs du Kesslerloch, les 4 terrasses d'alluvions de Herblingen, le Deckenschotter du Geissberg. Il donne en outre quelques indications sur le cours interglaciaire du Rhin entre Schafhouse et Neuhausen.

M. J. Meister a eu l'occasion d'étudier cette dernière question à propos de recherches d'eau qu'il a entreprises récemment (**134**). Il a pu constater que l'ancien lit du Rhin coupe le lit actuel en amont de Schafhouse, passe par Neuhausen et se suit de là jusqu'à Kaiserstuhl. Son fond doit être notablement plus bas que celui du lit actuel en amont de la chute, et, d'après les nombreux galets de granite du Julier qu'elles contiennent, les alluvions qui le comblent doivent se rattacher à l'avant-dernière glaciation.

Les eaux qui saturent ces dépôts à Schafhouse ont une température beaucoup moins variable que celles du Rhin et une composition nettement différente, ce qui indique qu'elles ont une origine indépendante. Vers l'aval, depuis Neuhausen, ce contraste est beaucoup moins marqué et l'on peut admettre un mélange des eaux de la nappe d'infiltration avec celles du fleuve.

M. H. Schardt (**138**) a décrit en détail la couche de tourbe qui remplit le fond du **vallon du Locle** et les formations quaternaires sous-jacentes.

Le vallon du Locle a été transformé en un bassin lacustre, parce que le ou les entonnoirs préglaciaires qui le drainaient ont été colmatés par la moraine. Le lac ainsi formé a été rapidement comblé par les apports de ses affluents et transformé en un marais tourbeux, qui a persisté jusqu'à l'époque actuelle. Aussi trouve-t-on, de bas en haut, de la moraine de

fond, des dépôts de graviers, des sables et du limon en couches alternantes, puis la tourbe dont l'épaisseur est considérable au milieu du vallon. Des travaux d'art ont déterminé un drainage partiel mais très incomplet du marais.

Fossiles pléïstocènes. — M. S. Bieler (**125**) a signalé la découverte faite à la montagne de Saint-Cergues d'une vertèbre de **Mammouth**.

Homme préhistorique. — M. J. Nuesch (**135**) a fait, à l'occasion d'une visite de la Société géologique du Haut-Rhin à Schafhouse, un exposé succinct des connaissances actuelles sur les 2 stations préhistoriques du **Kesslerloch** et du **Schweizersbild**, un sujet dont les *Revues* précédentes ont parlé à plusieurs reprises d'après les travaux du même auteur.

M. A. Schenk (**139**), continuant ses études anthropologiques, a donné la description d'un squelette humain presque complet, découvert à Anthy près de Thonon, sur les bords du lac de Genève. Il s'agit d'un individu adulte, masculin, dont la taille atteignait 1 m. 590, et qui se rattache par tous ses caractères à la race brachycéphale néolithique ou race de Grenelle, dont le crâne est arrondi avec un frontal élargi, des pommettes rugueuses et saillantes, une face large et basse, un nez platyrrhynien et une mâchoire supérieure prognathe.

En outre, M. A. Schenk (**140**) a étudié à nouveau quelques ossements humains faisant partie des collections du Musée de Lausanne :

1° Un squelette provient de la station lacustre de Grandson, dont l'âge correspond à la première moitié de l'époque néolithique ; il appartient à une femme de vingt ans environ, ayant une taille de 1 m. 559 et caractérisée par une gracilité remarquable des os du membre supérieur. Le crâne manque.

2° Un crâne féminin, un humérus et un radius ont été découverts à Concise dans une station datant certainement du début des temps néolithiques ; le crâne rappelle le type des Brachycéphales néolithiques (type de Grenelle) et est en outre caractérisé par l'étroitesse de la partie frontale antérieure, l'élargissement de la région des bosses pariétales et l'aplatissement de la région pariéto-occipitale. L'humérus et le radius appartiennent à une femme de 1 m. 456, douée d'une forte musculature des membres supérieurs.

3° Un crâne féminin incomplet, qui provient d'une station

de l'âge du bronze, située à Concise, semble appartenir à un type de croisement de la race des dolicocéphales néolithiques d'origine septentrionale et de la race brachycéphale.

4° Deux crânes incomplets, trouvés dans une station de l'âge du bronze, située à Corcelettes (lac de Neuchâtel), paraissent identiques aux calottes crâniennes de Sutz et de Chavannes, qui devraient, d'après certains auteurs, avoir servi de coupes à boire.

5° Un crâne masculin, découvert dans une station remarquable de l'âge du bronze, sur l'emplacement de l'ancien petit lac de Luissel près de Bex, est remarquable par son hyperbrachycéphalie et offre les caractères très purs de la race celtique ou rhétique.

6° Une calotte crânienne, provenant du Steinberg de Nidau (lac de Bienne) et d'époque douteuse, offre des caractères de croisement des dolichocéphales du Nord et des brachycéphales.

7° Un crâne de jeune fille, trouvé dans une sépulture de l'âge du bronze, au Plan d'Essert sur Aigle, appartient à la race celtique qui abonde dans nos stations lacustres.

8° Plusieurs crânes complets ou fragmentaires proviennent du cône de déjections de la Tinière sur Villeneuve et semblent appartenir, les uns à la fin de l'époque néolithique, les autres à l'âge du bronze; ces derniers sont brachycéphales et se rattachent à la race celtique.

9° M. Schenk décrit ensuite plusieurs crânes provenant de Sion et datant, soit de la fin de l'âge du bronze, soit du commencement de l'âge du fer, et à ce sujet il propose de supprimer le *Type de Sion*, créé par His et Rütimeyer, et de faire rentrer sans autres les crânes qui s'y rattachent dans la race dolichocéphale d'origine septentrionale. D'autres crânes provenant aussi du Valais et datant de la même époque se rapportent au contraire à la race brachycéphale.

Après avoir décrit encore quelques sépultures de l'âge du fer situées à Villy près Bex, à Vernand sur Blonay, à la Mottaz sur Montet et à Vevey, M. Schenk montre que les nouvelles découvertes confirment de plus en plus la présence exclusive dans les palafittes du commencement de l'époque néolithique de la race brachycéphale semblable à celle de Grenelle. A partir du milieu des temps néolithiques apparaissent des types mésaticéphales et dolichocéphales et ces derniers finissent par prédominer à l'époque de transition de la

pierre au bronze. Les brachycéphales qui subsistent alors diffèrent du type plus ancien par leur indice céphalique plus élevé et leur brachycéphalie plus accentuée.

Vers la fin de l'âge du bronze l'élément brachycéphale devient de nouveau prédominant et il a maintenu cette priorité jusqu'à nos jours.

TABLE DES MATIÈRES

de la Revue géologique suisse.

		Pages
	Liste bibliographique	585
	Nécrologies et biographies. Eugène renevier	593
	Arnold Bodmer Beder	594
	Edmond Juillerat	595
I.	**Minéralogie et Pétrographie**	595
	Minéralogie. Cristallographie	595
	Description de minéraux	595
	Pétrographie. Généralités	599
	Schistes cristallins	601
	Alpes méridionales	612
	Massifs centraux	616
	Marbres des Grisons	623
II.	**Géophysique.** Actions et agents externes	624
	Erosion et corrosion	624
	Sources et eaux d'infiltration	630
	Lacs	632
	Glaciers et Névés	639
	Sédimentation	642
	Actions et agents internes. *Tremblements de terre*	642
	Géothermie	643
	Volcanisme	644
III.	**Tectonique.** *Descriptions régionales*	646
	Alpes. Tectonique générale	646
	Alpes orientales. Ortler	656
	Julier	657
	Piz Lad	657
	Haute-Engadine	660
	Massif de la Plessur	665
	Rhaeticon oriental	671
	Alpes méridionales. Environs de Chiasso	679
	Massifs cristallins de l'Adula, du Piz Tambo et de la Suretta	682
	Zone des amphibolites d'Ivrée	682

Pages
Zone du Piémont 684
Massifs centraux. Massif de la Greina 690
Chaîne Lötschenpass-Hockenhorn-Birghorn 691
Hautes-Alpes calcaires. Massif de l'Avoudruz 692
Massif de la Blümlisalp. 693
Klausenpass et Griesstock. 693
Région au S du Lac des Quatre-Cantons. 696
Chaîne de Wageten 700
Chaîne du Säntis-Gulmen-Mattstock 700
Préalpes et Klippes. Zone interne des Préalpes 703
Roches cristallines enfoncées dans le Flysch 710
Klippes d'Iberg 711
PLATEAU MOLASSIQUE. Environs du lac d'Ueberlingen 712

IV. **Stratigraphie et Paléontologie** 714
GÉNÉRALITÉS. Argiles du canton de Zurich 714
TRIAS. Chaîne du Rubly 715
Environs de Coblenz. 715
Couches de Neuewelt. 715
JURASSIQUE. Vallée du Montélon 715
Jura septentrional 716
CRÉTACIQUE. Blümlisalp. 716
Gault de la vallée de l'Aa d'Engelberg 717
Crétacique inférieur des Alpes d'Unterwald 719
Crétacique inférieur du Jura. 719
TERTIAIRE. *Sidérolithique* 721
Mammifères de l'Eocène en Suisse 721
Molasse de Bonneville 727
Molasse d'eau douce inférieure 727
Flore de la Molasse d'eau douce supérieure. 730
Molasse des environs de Stockach 730
Pliocène sud-alpin. Environs de Chiasso 731
QUATERNAIRE. *Erosion glaciaire et topographie* 732
Bassin de la Toess. 732
Théorie de l'érosion glaciaire 734
Origine des lacs subjurassiens. 734
Formations quaternaires. Bassin de la Sarine 736
Glaciations successives dans la vallée de la Zulg. 747
Vallée de la Kander 748
Canton de Thurgovie. 750
Environs de Schafhouse 751
Vallon du Locle 751
Fossiles pléistocènes 752
Homme préhistorique 752