Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 15 (1918-1920)

Heft: 3

Rubrik: Revue géologique suisse pour l'année 1916

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: 13.10.2025

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

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

Revue géologique suisse pour l'année 1916.

N° XLVII

Par Ch. Sarasin.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

a) Biographies, Bibliographies, Historique et Rapport.

1. A. Aeppli. Die geologische Kommission der schw. nat. Gesch. *N. Denkschr. der schw. naturf. Gesel.*, t. L, p. 78-147. (Voir p. 316.)

2. A. Buxtorf. Doctor Karl Strübin, 1876-1915. *Verh. der schw. naturf. Gesel.*, Jahrg. 1915-16, t. I, p. 20-27. (Voir p. 315.)

3. J. Früh. Die schweizerische Erdbeben-Kommission. *N. Denkschr. der schw. naturf. Gesel.*, t. L, p. 264-268. (Voir p. 317.)

4. U. Grubenmann. Die schweizerische geotechnische Kommission. *Ibidem*, t. L, p. 185-188. (Voir p. 317.)

5. U. Grubenmann und E. Letsch. Bericht der geotechnischen Kommission für das Jahr 1915-16. *Verh. der schw. naturf. Gesel.* Jahrg. 1916, t. I, p. 129-130. (Voir p. 317.)

6. Alb. Heim. Die Gletscherkommission (1868-1915). *N. Denkschr. der schw. nat. Gesel.*, t. L, p. 171-180. (Voir p. 317.)

7. Alb. Heim. Bericht der Gletscherkommission für das Jahr 1915-16. *Verh. der schw. nat. Gesel.*, Jahrg. 1915-16, t. I, p. 137-141. (Voir p. 317.)

8. Alb. Heim. Begleitworte zur Vorlage des Rhonegletscherbandes. *Ibidem*, t. II, p. 15-17. (Voir p. 317.)

9. Alb. Heim und A. Aeppli. Bericht der geologischen Kommission für das Jahr 1915-16. *Ibidem*, t. I, p. 125-129. (Voir p. 316.)

10. Ch. Sarasin. Revue géologique suisse pour l'année 1914. *Eclogæ*, t. XIV, p. 369-477. (Voir p. 317.)

11. H. Schinz. Die Kommission zur Untersuchung der Mineralquellen. *N. Denkschr. der schw. nat. Gesel.* t. L, p. 229. (Voir p. 317.)

12. H. Schinz. Die hydrographische Kommission. *N. Denkschr. der schw. nat. Gesel.* t. L, p. 232-233. (Voir p. 317.)

13. H. Schinz. Die hydrometrische Kommission. *Ibidem*, t. L, p. 256-258. (Voir p. 317.)

14. Th. Studer. Jacob Nüesch. *Verh. der schw. nat. Gesel.*, Jahrg. 1915-16, t. I, p. 39-47. (Voir p. 316.)

15. F. Zschokke. Die hydrologische Kommission und ihre Vorläufer. *N. Denkschr. der schw. nat. Gesel.*, t. L, p. 207-215. (Voir p. 317.)

b) Minéralogie et Pétrographie.

16. A. Brun. Sur les limites d'exactitude des analyses de silicates compliqués. *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XLI, p. 69. (Voir p. 320.)

17. H.-P. Cornelius. Ein alpines Vorkommen von Saphirin. *Centralblat. für Min., Geol. und Pal.*, Jahrg. 1916, p. 265-269. (Voir p. 318.)

18. U. Grubenmann und L. Hezner. Zusammenstellung der Resultate über die von 1900-1915 im mineralogisch-petrographischen Institut der Eidg. techn. Hochschule ausgeführten chemischen Gesteins- und Mineralanalysen. *Vierteljahrschrift der naturf. Gesel. Zürich*, Jahrg. 1916, p. 149-203. (Voir p. 319.)

19. W. Hammer. Die basische Fazies des Granits von Remüs (Unterengadin). *Verh. der k. k. geol. Reichsanstalt.* Wien, 1915, No 15-16, p. 302-303. (Voir p. 327.)

20. W. Hammer. Ueber einige Erzvorkommen im Umkreis der Bündnerschiefer des Oberinntales. *Zeitschrift des Ferdinandeums*, t. III, H. 59, p. 65-94. (Voir p. 318.)

21. Pl. Hartmann. Die Entstehung der kristallinen Schiefer in der Anschauung der modernen Petrographie. *Mittelschule, mathem.-naturw. Ausgabe.* Einsiedeln, 1915. 15 p. 8o. (Voir p. 328.)

22. E. Hugi. Die Metamorphose der Gesteine unter besonderer Berücksichtigung der Kontakt-Metamorphose in den Berner Alpen. *Mitteil. naturf. Gesel. Bern*, Sitzungsbericht vom 28. Mai 1916. (Voir p. 328.)

23. M. Lugeon. Sur la coloration en rose de certaines roches du massif des Aiguilles Rouges. *C. R. Soc. vaud. des sc. nat.*, séance du 16 février 1916, *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XLII, p. 77-78, *C. R. Ac. des Sc. de Paris, séance du 20 mars 1916.* (Voir p. 327.)

24. J. Meyer. Geologisch-petrographische Untersuchungen am Massiv der Aiguilles-Rouges. *Eclogæ*, t. XIV, p. 46-144. (Voir p. 320.)

25. H. Preiswerk. Bergbau, Mineralogische Rohstoffe. Fachbericht der schw. Landesausstellung in Bern. *Orell-Füssli, Zurich.* 1916. 26 p. 8o. (Voir p. 329.)

26. R. Sabot. Nouvelle méthode de détermination de la radio-activité des minéraux. *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XLII, p. 242-243. (Voir p. 318.)

27. K. Strübin. Ueber das Vorkommen von Zinkblende im Hauptrogenstein des Basler Jura. *Tätigkeitsbericht der naturf. Gesel. Baselland.* t. 1911-16, p. 121. (Voir p. 319.)

28. L. Weber. Bestimmung der optischen Konstanten zweiaxiger Kristalle mit Hilfe eines einzigen Prismas beliebiger Orientierung. *Verh. der schw. naturf. Gesel.*, Jahrg. 1916, t. II, p. 152-154. *Eclogæ*, t. XIV, p. 215-216. (Voir p. 318.)

c) Géophysique.

29. H. Bachmann. Bericht der hydrologischen Kommission für das Jahr 1915-16. *Verh. der schw. naturf. Gesel.*, Jahrg. 1916, t. I, p. 133-137. (Voir p. 334.)

30. R. Boissier. Le charriage des alluvions en suspension dans l'eau de l'Arve. *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XLI, p. 331-333. (Voir p. 329.)

31. A. Brun. Quelques recherches sur le Volcanisme, 7e partie. *Ibidem.* t. XLI, p. 401-418. (Voir p. 349.)

32. A. Brun. Action de la vapeur d'eau à haute température sur certains silicates éruptifs. *Bull. Soc. franç. de Minéralogie*, t. XXXVIII, 4 p. (Voir p. 351.)

33. L. W. Collet. Prise d'échantillons d'eau en profondeur dans les rivières. *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XLI, p. 333-334. (Voir p. 330.)

34. L. W. Collet. Le mode de formation et le régime des lacs suisses en général et de quelques petits lacs en particulier. *Le Globe, org. de la Soc. de Géogr. de Genève*, t. LV, p. 27-76. (Voir p. 331.)

35. L. W. Collet. L'écoulement souterrain du Seelisbergerseeli. *Actes Soc. helvét. des Sc. nat.*, année 1916, t. II, p. 150-151. *Eclogæ*, t. XIV, p. 213-214. (Voir p. 334.)

36. L. W. Collet. Der Geschiebetransport in verschiedenen schweizerischen Flüssen. *Schw. Wasserwirtschaft*, Jahrg. VII, N° 6-7 et 8-9, 8 p. (Voir p. 330.)

37. L. W. Collet. La charge d'alluvions en suspension dans les cours d'eau de la surface au fond. *Actes Soc. helvét. des Sc. nat.*, année 1916, t. II, p. 151-152. *Eclogæ*, t. XIV, p. 214-215. (Voir p. 330.)

38. Commission des glaciers de la Soc. helv. des Sc. nat. Mensurations au glacier du Rhône, 1874-1915. *Nouv. Mém. de la Soc. helv. des Sc. nat.*, t. LII, p. 1-190. (Voir p. 338.)

39. B. G. Escher. Furchensteine, Rillensteine- und Mikrokarren. *Eclogæ*, t. XIV, p. 38-45. (Voir p. 337.)

40. E. Gagnebin. Les sources du massif de Morcles. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, t. LI, p. 81-110. Résumé dans *C. R. Soc. vaud. Sc. nat.*, séance du 16 février 1916, et *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XLII, p. 75-77. (Voir p. 335.)

41. L. Horwitz. Hydrographica, réponse à M. Roder. *Bull. Soc. vaud. des Sc. nat.*, t. LI, p. 29-47. (Voir p. 329.)

42. F. Jaccard. Contribution à l'étude des cônes d'éboulis dus aux avalanches. *Bull. Soc. vaud. des Sc. nat.*, t. LI, p. 125-142, *C. R. Soc. vaud. des Sc. nat.*, séance du 3 mai 1916, et *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XLII, p. 249-250. (Voir p. 345.)

43. A. Kreis. Die seismographische Station der Kantonsschule in Chur. *Verh. der schw. naturf. Gesel.*, Jahrg. 1916, t. II, p. 131-132. Texte français dans *Arch. des Sc. phys et nat. de Genève*, t. XLII, p. 495. (Voir p. 349.)

44. L. Lièvre. Le problème hydrologique de la Haute-Ajoie et le Creux Genaz. *Actes Soc. jurassienne d'émulation*, année 1915-16, 40 p. 8°. (Voir p. 334.)

45. J.-J. Lochmann. Rapport de la commission géodésique suisse pour l'année 1915-16. *Actes Soc. helvét. des Sc. nat.*, année 1916, t. I, p. 130-133. (Voir p. 349.)

46. O. Lütschg. Le lac de Märjelen. *Echo des Alpes*, 52e année, 1916, p. 149-180. (Voir p. 333.)

47. O. Lütschg. Die Schwankungen des Allalin- und Schwarzenberggletschers. *Verh. der schw. naturf. Gesel.*, année 1916, t. II, p. 137-138. Texte français dans *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XLII, p. 503-505. (Voir p. 345.)

48. P.-L. Mercanton. Les variations des glaciers à la lumière des travaux récents. *Le Globe, org. de la Soc. de Géogr. de Genève*, t. LV, Bull. p. 72-75. (Voir p. 344.)

49. P.-L. Mercanton. Les variations de longueur des glaciers suisses et l'enneigement alpin en 1914 et 1915. *C. R. Soc. vaud. des Sc. nat.*, séance du 2 février 1916, et *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XLII, p. 73. (Voir p. 344.)

50. A. de Quervain. Le tremblement de terre du 1er mars 1916. *C. R. Soc. vaud. des Sc. nat.*, séance du 5 avril 1916, et *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XLII, p. 157-158. (Voir p. 348.)

51. A. de Quervain. Jahresbericht 1914. des Erdbebendienstes der schweizerischen meteorologischen Zentralanstalt. *Ann. der schw. meteor. Zentralanstalt*, Jahrg. 1914, 16 p., 1916. (Voir p. 347.)

52. A. de Quervain. Ueber die Herdtiefe des Zürcher Erdbebens vom 17. Juli 1916. *Verh. des schw. naturf. Gesel.*, Jahrg. 1916, t. II, p. 128-129. Texte français dans *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XLII, p. 492-493. (Voir p. 349.)

53. A. de Quervain und R. Billwiller. Dritter Bericht über die Tätigkeit der zürcher Gletscherkommission. *Verh. der schw. naturf. Gesel.*, 1916, t. II, p. 130-131. Texte français dans *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XLII, p. 494-495. (Voir p. 345.)

54. A. de Quervain und A. Piccard. Plan eines Universalseismographen für die schweizerische Erdbebenwarte. *Ibidem*. t. II, p. 129-130 et texte français, *Ibidem*, t. XLII, p. 493-494. (Voir p. 349.)

55. E. Roder. Seconde réplique à M. Horwitz. *Bull. Soc. vaud. des Sc. nat.*, t. LI, p. 49-53. (Voir p. 329.)

d) Tectonique. — Descriptions régionales.

Jura et plateau molassique.

56. A. Buxtorf. Ueber Prognosen und Befund beim Hauensteintunnel, und die geologische Geschichte und Oberflächengestaltung des Tunnelsgebietes und seiner Umgebung. *Tätigkeitsbericht der naturf. Gesel. Baselland*, t. 1911-16, p. 178-207. (Voir p. 357.)

57. A. Buxtorf. Prognosen und Befund beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. *Verh. der naturf. Gesel. Basel*, t. XXVII, p. 185-254. (Voir p. 351.)

58. A. Gutzwiller und E. Greppin. Erläuterungen zur geologischen Karte von Basel. I. Teil, Gempenplateau und unteres Birstal, zu 1 : 25000. *Erläut. zur geol. Karte der Schweiz*, No 18, 58 p., 1916. (Voir p. 358.)

Alpes.

59. P. Arbenz. Der Deckenbau der Alpen. *Mitteil. der naturf. Gesel. Bern.*, Sitzungsbericht vom 5. Februar 1916. (Voir p. 366.)

60. E. Argand. Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclogæ*, t. XIV, p. 145-191. (Voir p. 383.)

61. E. Argand. Compte rendu de l'excursion de la Société géologique suisse à Zermatt les 16-18 septembre 1915. *Eclogæ*, t. XIV, p. 192-204. (Voir p. 388.)

62. A. Buxtorf (mit Beiträgen von E. Baumberger, G. Niethammer und P. Arbenz). Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihochfluhkette. *Erläut. zur geol. Karte der Schweiz*, No 14, 1916, 76 p., 1 pl. (Voir p. 376.)

63. Alb. Frauenfelder. Beiträge zur Geologie der Tessinerkalkalpen. *Eclogæ*, t. XIV, p. 247-367. (Voir p. 429.)

64. R. de Girard. Notions de géologie générale fondées sur l'étude du sol fribourgeois. Brochure de 62 p. 8o. *Fribourg*, 1916. (Voir p. 362.)

65. W. Hammer. Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. *Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt Wien*, t. LXIV, H. 3, p. 443-566. (Voir p. 422.)

66. Alb. Heim. Die Juramulde von Fernigen. *Verh. der schw. naturf. Gesel.*, Jahrg. 1916, t. II, p. 158-160. *Eclogæ*, t. XIV, p. 232-233. (Voir p. 369.)

67. Alb. und Arn. Heim. Die Juramulde im Aarmassiv bei Fernigen (Uri). *Vierteljahrschrift der naturf. Gesel. Zürich*, t. LVI, p. 503-530. (Voir p. 366.)

68. Arn. Heim. Der Kontakt von Erstfelder Gneiss und Trias am Scheidnössli. *Verh. der schw. naturf. Gesel.*, 1916, t. II, p. 156-158. *Eclogæ*, t. XIV, p. 230-232. (Voir p. 369.)

69. G. Henny. La zone du Canavese dans le Tessin méridional et le prétendu charriage des Dinarides sur les Alpes. *C. R. Soc. vaud. des Sc. nat.*, séance du 6 déc. 1916, *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XLIII, p. 343-346. (Voir p. 390.)

70. G. Henny. Sur les conséquences de la rectification de la limite alpino-dinarique dans les environs du massif de l'Adamello. *Actes Soc. helv. des Sc. nat.*, 1916, t. II, p. 160-161. *Eclogæ*, t. XIV, p. 233-239. (Voir p. 388.)

71. F. Heritsch. Die Bauformel der Ostalpen. *N. Jahrb. für Min., Geol. und Pal.*, Jahrg. 1915, t. I, p. 47-67. (Voir p. 427.)

72. M. Lugeon. Les Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Fasc. 2. *Mat. pour la carte géol. de la Suisse*. Livr. LX, p. 95-206, pl. IX-XVI, 1916. (Voir p. 369.)

73. M. Lugeon. Sur l'inexistence de la nappe de l'Augsmatthorn. *C. R. Soc. vaud. des Sc. nat.*, séance du 5 juillet 1916, *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XLII, p. 340-341. (Voir p. 376.)

74. M. Lugeon. Gisements calcaires du massif des Aiguilles Rouges et coin de gneiss d'Alesses (Valais). *Ibidem*, séance du 16 avril 1916 et *Ibidem*, t. XLII, p. 158-160. (Voir p. 366.)

75. L. Rollier. La genèse des Alpes. *Actes de la Soc. jurass. d'émulation*. Année 1915, 27 p. (Voir p. 363.)

76. R. Staub. Zur Geologie des Oberengadin und Puschlav, *Eclogæ*, t. XIV, p. 221-228. (Voir p. 390.)

77. R. Staub. Tektonische Studien im œstlichen Berninagebirge. *Vierteljahrschrift der naturf. Gesel. Zürich*, t. LXI, p. 324-404. (Voir p. 392.)

78. R. Staub. Zur Tektonik der sudœstlichen schweizer Alpen. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, N. F., t. XLVI, I. Teil. 41 p., 1 pl. (Voir p. 401.)

79. Chr. Tarnuzzer. Eröffnungsrede des Jahrespräsidenten der 98. Jahresversammlung der schweizerischen naturforschenden Gesellschaft. *Verh. der schw. naturf. Ges.*, 1916, t. II, p. 3-14. (Voir p. 408.)

80. D. Trümpy. Geologische Studien im westlichen Rhätikon. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, N. F., t. XLVI, Abt. 2, 121 p., 6 pl., 1 carte au 1 : 25000. (Voir p. 408.)

e) Stratigraphie et Paléontologie.

Mésozoïque.

81. Arn. Heim. Die Transgressionen der Trias und des Jura in den nördlichen schweizer Alpen. *Verh. der schweiz. naturf. Gesel.*, 1916, t. II, p. 154-156. *Eclogæ*, t. XIV, p. 228-229. (Voir p. 451.)

82. Arn. Heim. Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe, III. Teil, *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, N. F., t. XX, p. 369-572. (Voir p. 440.)

83. F. Leuthardt. Die Flora der Keuperablagerungen im Basler Jura. *Tätigkeitsbericht der naturf. Gesel. Basellnd*, t. 1911-16, p. 122-150. (Voir p. 438.)

Tertiaire.

84. P. Beck. Bemerkungen über die Herkunft der exotischen Blöcke im Flysch. *Eclogæ*, t. XIV, p. 220-221. (Voir p. 452.)

85. H. Fischli. Beitrag zur Kenntniss der fossilen Radiolarien in der Riginagelfluh. *Mitteil. der naturf. Gesel. Winterthur*, t. XI, 4 p. (Voir p. 454.)

86. H. Fischli und J. Weber. Molassepetrefakten aus Winterthurs Umgebung. *Ibidem*, t. XI, 11 p. (Voir p. 453.)

87. M. Lugeon. Sur l'origine des blocs exotiques. *Actes de la Soc. helv. des Sc. nat.*, 1916, t. II, p. 154. *Eclogæ*, t. XIV, p. 217-219. (Voir p. 452.)

88. H. Mollet. Ueber die stratigraphische Stellung der eocänen Glauconitschichten beim Küblibad am Thunersee. *Mitteil. der naturf. Gesel. Bern*, Jahrg. 1916, 11 p. (Voir p. 451.)

89. H. Schardt. Remarques sur les origines des blocs exotiques du Flysch. *Eclogæ*, t. XIV, p. 219-220. (Voir p. 452.)

90. H. Wegèlin. Die Quarzsande von Benken. Vortrag gehalten auf der *Exkursion der thurgau. naturf. Gesel.* am 21. Mai 1916. (Voir p. 453.)

Quaternaire.

91. P. Arbenz. Breccien an der Basis des Bergsturzes von Engelberg. *Mitteil. der naturf. Gesel. Bern*, Sitzungsbericht vom 5. Februar 1916. (Voir p. 460.)

92. E. Chaix. Dans le Val Tavetsch. *Le Globe, org. de la Soc. de géogr. de Genève*, t. LV, Bull., p. 17-26. (Voir p. 460.)

93. A. P. Frey. Die Vergletscherung des obern Thurgebietes. *Jahrb. der St. Gall. naturw. Gesel.*, t. LIV, 1914-15, p. 37-134, 3 pl., 1 carte au 1 : 100 000. (Voir p. 454.)

94. P. Girardin. Sur l'intérêt morphologique des moraines immergées des lacs de Savoie, du Jura et de la Suisse. *Actes. Soc. helvét. des Sc. nat.*, 1916, t. II, p. 135-137. *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XLII, p. 502-503. (Voir p. 460.)

95. L. Horwitz. Sur quelques dépôts quaternaires dans la vallée de Conches. *C. R. Soc. vaud. des Sc. nat.*, séance du 17 mai 1916. *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XLII, p. 252-254. (Voir p. 345.)

96. W. Kilian. Notes sur l'histoire géologique et l'âge des lacs de Genève, d'Annecy et du Bourget. *Trav. du Lab. de géol. de la Fac. des Sc. de Grenoble*, t. XI, p. 53. (Voir p. 460.)

97. F. Leuthardt. Zur Altersfrage der steinzeitlichen Station von Lausen. *Tätigkeitsbericht der naturf. Gesel. Baselland*, 1911-16, p. 169-174. (Voir p. 461.)

98. F. Leuthardt. Ueber fossile Huftierreste aus dem Diluvium der Umgebung von Basel. *Ibidem*, p. 151-169. (Voir p. 460.)

99. H.-G. Stehlin et A. Dubois. Notice préliminaire sur les fouilles entreprises dans la grotte de Cotencher. *Eclogæ*, t. XIV, p. 240-242. (Voir p. 461.)

100. K. Strübin. Die Verbreitung der erratischen Blöcke und deren Erhaltung als Naturdenkmäler im Basler Jura. *Tätigkeitsbericht der naturf. Gesel. Baselland*, t. 1911-16, p. 97-120. (Voir p. 459.)

101. Th. Studer. Diluviale Vogelarten der Schweiz, *Verh. der schweiz. naturf. Gesel.*, 1916, t. II, p. 175-176. (Voir p. 460.)

Nécrologies, Bibliographies, Historiques, Rapports.

En avril 1916 mourut à Liestal un géologue suisse encore jeune, un modeste et un consciencieux, je veux parler de **Karl Strübin.**

Strübin était né à Liestal en 1876 et resta toute sa vie attaché au sol bâlois, où le retenait soit un amour passionné pour son pays natal, soit la tendresse qu'il portait à sa mère, devenue veuve de bonne heure. Il fit ses études à Liestal d'abord, puis à Bâle, où il fut l'élève de MM. Schmidt et Tobler ; son intérêt pour la géologie s'éveilla de bonne heure et se concentra tout particulièrement sur la stratigraphie du Jura septentrional. Après avoir terminé ses études universitaires et avoir fonctionné quelques années comme assistant au Museum d'Histoire naturelle de Bâle, Strübin entra dans la carrière pédagogique, d'abord comme maître à l'école secondaire de Pratteln, puis à l'école de district de Liestal.

A côté de son enseignement Strübin consacra jusqu'à sa fin une partie de son temps à des observations géologiques faites le plus souvent dans le Jura bâlois. La plus importante de ses publications est sa thèse de doctorat, qui comprend une étude détaillée des environs de Kaiseraugst ; les autres se rapportent pour la plupart à des coupes intéressantes étudiées dans le Trias supérieur ou le Jurassique, ou à des gisements fossilifères.

D'autre part Strübin s'est intéressé à la conservation des blocs erratiques dans son canton et a publié à ce propos plusieurs notices. Enfin il s'est associé à plusieurs travaux de géologie appliquée ; il collabora à l'établissement du profil du Weissenstein en vue du forage du tunnel et s'occupa de l'utilisation de la nappe phréatique de la vallée de l'Ergolz par des puits.

Mais déjà à peine âgé de 30 ans Strübin fut gêné dans son activité par une maladie des reins, qui, s'aggravant brusquement au printemps 1916, lui occasionna de violentes souffrances et l'emporta finalement le 17 avril de la même année.

M. A. Buxtorf (2) a consacré au souveuir de Strübin une courte notice suivie d'une liste bibliographique.

Je veux rappeler d'autre part ici la mémoire d'un homme, qui ne fut pas un géologue dans le sens habituel du mot, mais dont l'activité dans le domaine de la préhistoire a inté-

ressé tous les géologues de notre pays et bien d'autres de l'étranger, **Jakob Nüesch.**

Né en 1845, Nüesch consacra la plus grande partie de sa vie à la pédagogie ; pendant quarante-six ans, soit de 1869 à 1915 il enseigna à l'école réale de Schaffhouse et durant cette longue période il s'intéressa à de nombreuses initiatives concernant l'éducation de l'enfance et de la jeunesse. Il fut associé aussi à de multiples œuvres d'utilité publique et de bienfaisance et fit partie pendant longtemps du Grand Conseil de son canton.

L'activité scientifique de Nüesch n'a d'abord pas été spécialisée dans une direction bien nette, mais dès 1873, à la suite de la découverte par Merk de la grotte du Kesslerloch, il commença à explorer les environs de Schaffhouse, dans l'espoir de découvertes préhistoriques ; en 1874 il découvrit et exploita, avec le Dr Joos et le Prof. Karsten, la grotte de la Rosenhalde dans le Freudental, mais la méthode insuffisante qui présida à cette exploitation contribua à diminuer l'intérêt de la découverte.

Enfin, en 1891, Nüesch entreprit au Schweizersbild les fouilles qui devaient illustrer son nom grâce à la précision avec laquelle le travail fut exécuté et la richesse du matériel qui fut découvert. La monographie de la station du Schweizersbild, publiée en 1896 par Nüesch et divers collaborateurs, est trop connue pour qu'il soit nécessaire d'insister. Il est bon, par contre, de rappeler que Nüesch, stimulé par l'intérêt de ses découvertes, a repris l'exploitation méthodique et l'étude de la grotte du Kesslerloch et de celle du Dachsenbüel, augmentant ainsi considérablement l'intérêt des découvertes incomplètes qu'y avaient faites ses prédécesseurs.

Violemment attaqué à ce propos par M. Heierli, Nüesch se défendit dans une brève polémique, puis il interrompit son activité scientifique en 1909 et vécut retiré jusqu'au jour, où il fut enlevé par la mort, en automne 1915.

M. Th. Studer (**14**) a brièvement retracé la vie de cet homme de bien et de ce savant consciencieux et a publié la liste de ses travaux.

En fait de travail bibliographique paru en 1916 et intéressant la géologie suisse je n'ai à signaler que la Revue géologique suisse pour 1914 de moi-même (**10**).

MM. Alb. Heim et A. Aeppli (**9**) ont publié en 1916 leur rapport annuel sur l'activité de la commission géologique suisse. D'autre part M. A. Aeppli (**1**) a fait un exposé historique du travail accompli par cette commission depuis l'époque de sa fondation, en 1860, jusqu'en 1915. Il a montré

l'activité désintéressée qu'ont déployée pour le développement de la géologie suisse soit les membres de cette commission, soit ses nombreux collaborateurs et a retracé en quelques lignes la vie de ces géologues ; il a donné un tableau complet des publications si importantes qu'a éditées la commission géologique avec des moyens financiers fort modestes.

Le rapport annuel de la commission géotechnique suisse a été rédigé, comme les années précédentes, par MM. U. Grubenmann et E. Letsch (**5**). En outre M. U. Grubenmann (**4**) a fait un abrégé historique de l'activité de cette commission de sa fondation en 1899 à 1915.

M. Alb. Heim (**7**) a rendu sommairement compte des recherches faites en 1915-16, par la commission des glaciers. Celle-ci a poursuivi son étude des variations du glacier du Rhône et a pu constater une augmentation sensible de l'épaisseur, un accroissement de la vitesse d'écoulement et une progression du front, qui atteint 22,4 m. en moyenne. M. Alb. Heim (**6**) a consacré en second lieu une notice à la commission des glaciers depuis le commencement de son activité en 1868 jusqu'en 1915. Enfin, en présentant à la Société helvétique des Sciences naturelles le beau volume qui contient les observations faites au glacier du Rhône pendant quarante ans, M. Alb. Heim (**8**) a insisté sur l'importance du travail accompli et des résultats acquis ainsi que sur la nécessité de continuer l'œuvre entreprise, qui prend un nouvel intérêt du fait que le glacier du Rhône progresse de nouveau depuis 1913.

A la suite de ces différents rapports il me reste à signaler une série de notices historiques, qui ont été publiées à l'occasion du centenaire de la Société helvétique des Sciences naturelles et qui rendent compte de l'activité des diverses commissions de cette société. Ce sont :

Une notice de M. Fr. Zschokke (**15**) consacrée à la commission hydrologique suisse et aux commissions antérieures des cours d'eau et des lacs dont elle est issue.

Deux notices de M. H. Schinz (**12** et **13**) rappelant le souvenir d'une commission hydrographique qui a fonctionné de 1825 à 1834 et d'une commission hydrométrique dont l'activité a duré de 1863 à 1871.

Une notice de M. H. Schinz faisant l'historique d'une commission qui de 1825 à 1838 a poursuivi l'étude des sources minérales de Suisse (**11**).

Enfin l'intéressante notice que M. J. Früh (**3**) a consacré à la commission séïsmologique suisse qui a fonctionné de 1878 à 1914.

Ire PARTIE. — MINÉRALOGIE ET PÉTROGRAPHIE

Minéralogie

M. L. Weber (28) a étudié et décrit brièvement une méthode permettant de déterminer les constantes optiques d'un cristal biaxe au moyen d'un seul prisme d'orientation quelconque.

M. R. Sabot (26) a imaginé une méthode, appliquant la photométrie pour déterminer le degré de radio-activité des minéraux.

M. H.-P. Cornelius (17) a découvert dans le Val Codera (Valteline) une curieuse roche, formée d'une pâte comprenant de la biotite, du pyroxène, de la cordiérite et de la saphirine et des porphyroblastes d'un grenat jaune et d'orthose blanche.

La saphirine apparaît soit en cristaux tabulaires bien formés, soit en agrégats microgrenus. Son polychroïsme est très accusé et ses propriétés optiques se rapprochent de celles de la saphirine de Fiskernaes (Grœnland).

Autour des noyaux de saphirine se sont cristallisés concentriquement d'abord la cordierite, puis la sillimanite, puis un mélange de cordierite et de biotite, le tout étant englobé par une zone ex erne de saphirine microgrenue et de cordierite. Mais l'ordre de cristallisation de ces divers éléments varie suivant les parties de la roche.

Le type pétrographique en question appartient à la zone de schistes injectés qui entourent le massif granitique de Disgrazia. L'origine de la saphirine qu'elle contient peut être expliquée de différentes façons, mais ce qui paraît le plus probable c'est qu'elle est en relation avec l'élimination de quantités importantes de SiO_2 sous l'influence de vapeurs de fluor.

Il peut être intéressant, pour ceux que préoccupent la pétrographie et la **minéralogie de la Basse Engadine**, de citer ici une notice, dans laquelle M. W. Hammer (20) décrit les gîtes métallifères de la région de Nauders, Tösens et Martinsbach.

Ces gîtes sont localisés dans la zone de contact entre les schistes de la Basse Engadine et la masse cristalline de l'Oetztal qui les recouvre. Dans cette zone les roches ont été brisées et fissurées de toutes parts et sont devenues le che-

min qu'ont suivi, soit des venues abondantes de roches diabasiques, soit des solutions métallifères, aussi les gîtes et les filons de diabase sont-ils intimément liés dans la partie inférieure des gneiss de l'Oetztal, où les uns et les autres sont particulièrement abondants.

L'intrusion diabasique, certainement postérieure au chevauchement de la masse de l'Oetztal, a dû se faire après que le plan de chevauchement eût été redressé ; elle a été provoquée par ce redressement et localisée à l'E de la fenêtre de la Basse Engadine, tandis qu'elle fait défaut à l'W. Les minerais les plus habituels sont : la pyrite, la chalcopyrite, la galène et la blende.

M. Hammer fournit également quelques renseignements sur les gisements de pyrite et de limonite qui se trouvent à l'E de Pfunds et de Tösens, dans la zone de Verrucano qui surmonte les Schistes Lustrés, et s'intercale, avec des écailles de Trias, entre ceux-ci et les gneiss de Silvretta. Il décrit particulièrement des filons de pyrite et de chalcopyrite, qui ont été exploités au-dessus de Serfans à la limite de la dolomie et des schistes permiens, ainsi que de petits filons de fahlerz qui sillonnent la dolomie. Ce fahlerz de Rothenstein contient de l'antimoine, de l'argent et des traces de mercure.

M. K. Strübin (**27**) a constaté la présence de concrétions de **blende** dans l'intérieur des polypiers très abondants de l'oolithe subcompacte de Seltisberg (Jura bâlois). Il a observé le même fait dans la dolomie principale des environs d'Arlesheim. Ainsi la présence de blende dans les oolithes médiojurassiques, déjà signalée pour le Jura argovien par Fr. Mühlberg, paraît être un phénomène assez étendu.

Pétrographie.

M. U. Grubenmann et Mlle L. Hezner (**18**) ont publié un catalogue de toutes les analyses de roches ou de minéraux qui ont été effectuées de 1900 à 1915 dans le laboratoire de minéralogie de l'Ecole polytechnique fédérale à Zurich.

Les roches analysées, au nombre de 536, proviennent en majeure partie du canton des Grisons, mais on rencontre aussi dans la liste de nombreux échantillons de provenances très diverses, qui ont été étudiés comme éléments de comparaison. Quant à la nature des roches considérées, elle varie extrêmement, puisque les analyses ont intéressé les types les plus divers de roches indigènes et un très grand nombre de

roches métamorphiques, parmi lesquelles prédominent les gneiss, mais qui comprennent aussi des schistes amphiboliques très divers, des micaschistes et des chloritoschistes, des jadéïtes et des néphrites, des schistes calcaréo-siliceux, des marbres, etc.... Les analyses de roches purement sédimentaires sont peu nombreuses.

Quant aux minéraux analysés ce sont surtout des feldspaths, des diopsides, des amphiboles, des grenats, des micas, des chlorites, renfermés comme éléments essentiels dans divers types de roches cristallines.

M. A. Brun (**16**) a fait ressortir l'insuffisance des procédés usuels d'analyse pour déceler la présence dans les roches des éléments qui s'y trouvent en petite quantité, en particulier du carbone. Pour doser ce dernier M. Brun a employé avec succès une méthode, qui consiste à oxyder les laves par de la vapeur d'eau à haute température et à déterminer ensuite les quantités de CO et de CO_3 résultant de cette oxydation.

M. J. Meyer (**24**) a fait l'étude d'une coupe transversale à la partie orientale du **Massif des Aiguilles-Rouges**, en suivant la vallée de la Salanfe depuis sa naissance jusqu'au N du Scex-des-Granges et en prolongeant ensuite le profil jusqu'au bas des gorges du Trient.

Cette étude, qui est essentiellement pétrographique, commence par une description générale du profil envisagé, en partant des gorges du Trient.

Les gorges et la zone qui les borde au N sont formées par un ensemble de schistes amphiboliques sillonnés de filons d'aplite et de pegmatite, au milieu desquels se distinguent quelques filons dioritiques-porphyritiques. Les bancs de schistes plongent fortement au NW.

A environ 300 m. du débouché des gorges vers le N ces schistes cristallins sont en contact avec un complexe de conglomérats à éléments cristallins, contenant beaucoup de galets d'aplite et de pegmatite et caractérisés par l'absence de pigment charbonneux. Ces formations séparent les schistes amphiboliques du Carboniférien proprement dit, formé de grès et de poudingues riches en charbon, associés à des schistes à végétaux. Le Carboniférien remplit, comme on le sait, le synclinal de Salvan ; il est limité au NW par un plan de contact légèrement discordant et certainement mécanique, qui le sépare d'un ensemble de schistes cornéens à biotite et mouscovite, injectés d'aplites, qui forment la Tête du Dalley.

Ces schistes cristallins sont de nouveau limités vers le NW par un plan de contact franc, comportant un mouve-

ment différenciel important ; ils sont bordés dans cette direction par une épaisse zone de granite qui, dans leur voisinage, présente cette double particularité qu'elle est très riche en inclusions schisteuses et possède les caractères d'une zone de rebrassement, que, d'autre part, elle a été profondément mylonitisée, tandis, que plus au NW, le granite prend un aspect franc et grenu.

Cette zone granitique s'étend depuis le Scex-des-Granges dans la direction de Miéville; vers le NW elle est suivie par une épaisse série de schistes cornéens, bruns, à biotite, dans lesquels le magma granitique a abondamment pénétré sous forme soit d'injection microfilonienne, soit de gros filons de granulite, d'aplite ou de quartzporphyre. Les bancs sont ici presque verticaux, comme cela est le cas du reste depuis le synclinal de Salvan jusqu'aux environs de Salanfe.

Ces phénomènes de pénétration granitique diminuent progressivement vers le NW et à partir de Van c'est le faciès des schistes cornéens à biotite francs qui prédomine ; pourtant, suivant une zone passant par le Petit Perron et le seuil rocheux qui sépare les pâturages de Van et de Salanfe jusqu'au col du Jorat, on rencontre des schistes contenant de grosses lentilles feldspathiques et qui ont l'aspect de porphyres écrasés. Un peu plus haut la vallée de la Salanfe est traversée par un gros filon de porphyre, qui se prolonge au SW par une zone de schistes injectés ; tous les schistes ambiants sont du reste fortement enrichis en feldspath et ont pris souvent une teinte rose caractéristique, provenant de leur teneur abondante en orthose hématitifère.

Le vaste complexe des schistes cornéens injectés se termine vers le NW, un peu avant la plaine de Salanfe, par une zone caractérisée par la présence de multiples inclusions de calcaire marmoréen, de schistes granatifères, etc.... et de gites métallifères importants. Cette curieuse formation est en contact vers le N avec la « protogine rose » d'Alph. Favre, qui forme le bas des pentes au S de Salanfe et que recouvrent en transgression discordante les arkoses du Trias inférieur.

M. Meyer commence son étude pétrographique par celle de la zone granitique qui s'étend du Scex-des-Granges à Miéville. Le granite présente ici des variations étendues soit de composition, soit de structure primaire, soit de texture ; ses éléments essentiels sont les suivants :

1° Des feldspaths potassiques, orthose et microcline, qui ont été transformés en grande partie par la cataclase en une forme spéciale de microperthite ;

2° Des plagioclases du groupe albite-oligoclase, qui ont été

moins profondément altérés que les feldspaths potassiques;

3° Le quartz, généralement aplati en lentilles onduleuses ou même brisé en multiples particules;

4° La biotite qui se présente sous trois formes : une variété brun-foncé fortement polychroïque, en grande partie chloritisée; une variété brune, plus claire et moins polychroïque, une variété verte, probablement secondaire. Il semble que la première variété existait seule dans la roche primitive et que les deux autres en sont dérivées sous l'influence d'actions pneumatolytiques en relation avec les injections aplitiques. Ces divers micas contiennent comme inclusions de l'apatite, du zircon, de l'anatase, de la magnétite et du rutile.

Parmi les minéraux accessoires la cordierite ne fait jamais défaut; elle se présente sous diverses formes et est souvent complètement transformée en mouscovite et chlorite. La sillimanite apparaît dans l'intérieur des cordierites; l'andalousite est en général associée au mica brun; l'apatite et le zircon sont abondants. La magnétite, l'hématite, la titanite, le rutile, la pyrite sont des produits secondaires, dont l'origine est en relation avec la décomposition des biotites.

L'auteur décrit plus spécialement les types suivants du granite du Scex-des-Granges-Miéville :

1° Un granite riche en pinite et en feldspath surtout en plagioclase, qui a subi l'effet d'une pression puissante et a pris par suite une texture parallèle en relation avec un écrasement des gros éléments;

2° Un granite aplitique, riche en quartz et en orthose, pauvre en biotite, et contenant de l'andalousite qui se trouve au contact avec les schistes cornéens au-dessus de Miéville;

3° Un granite riche en biotite et en oligoclase, pauvre en orthose et en quartz et ne contenant que peu de pinite. La roche présente une schistosité prononcée; elle contient en grande quantité des inclusions des schistes encaissants et correspond à une zone d'absorption marginale modifiée par des pressions orogéniques;

4° Une série de granites mylonitisés, qui permet d'établir la transition complète du granite franc à des schistes chlorito-sériciteux. Ces roches sont surtout développées dans la bordure SE de la zone granitique;

5° Un type filonien du granite, qui se distingue par son grain plus fin et sa texture massive.

M. Meyer aborde ensuite l'étude des porphyres filoniens qui sont intercalés dans les schistes cornéens aux environs de Van. Il décrit ainsi d'abord un porphyre formé d'une pâte

microgrenue de quartz, d'orthose et microcline, de plagioclase et de séricite, au milieu de laquelle se détachent de gros éléments des minéraux suivants : de grands individus tabulaires d'orthose, des cristaux plus petits d'un plagioclase voisin de l'albite, de petits grains de quartz, des lamelles hexagonales de biotite et de la pinite. Les minéraux accessoires sont les mêmes que dans le granite voisin.

M. Meyer décrit ensuite :

1° Un porphyre à pâte microgranulitique, très voisin du reste du précédent, dont il se distingue par sa teinte plus claire, sa pâte plus fine et ses macrocristaux plus petits;

2° Un quartzporphyre felsistique, qui forme un filon entre Van-d'en-haut et Van-d'en-bas et qui est caractérisé par sa structure parallèle très prononcée, déterminée par une orientation parallèle des débris de biotite et des paillettes secondaires de mouscovite et de séricite, ainsi que par l'écrasement des quartz et des feldspaths;

3° Un granite-porphyre qui forme un filon entre le Salantin et le Téti ; cette roche est voisine du premier type décrit, dont elle se distingue surtout par sa texture parallèle, par sa teinte claire, sa faible teneur en mica et l'absence de gros macrocristaux. Il est probable qu'elle résulte de la refusion d'un schiste cornéen par un magma granitique ; elle contient en effet des enclaves schisteuses et soit l'allure des feldspaths sodo-calciques, soit la cristallisation imparfaite des macrocristaux parlent en faveur de cette hypothèse.

Ensuite M. Meyer donne une description pétrographique détailllée du gros filon de porphyre qui est intercalé dans les schistes dans le versant occidental du Luisin et à l'E de Salanfe. La roche varie ici sensiblement suivant la distance aux salbandes; elle est d'autre part tantôt blanche, tantôt rouge. A proximité des salbandes et dans les parties étroites du filon la pâte est extrêmement fine et abondante, mais sans parties vitreuses, les macrocristaux de quartz, d'orthose et d'oligoclase-albite sont idiomorphes mais petits, la coloration rouge des éléments feldspathiques varie beaucoup. Dans la zone plus interne du filon la roche prend l'aspect d'un quartz-porphyre avec des macrocristaux nombreux de biotite plus où moins chloritisée, d'albite, d'orthose et de quartz et une pâte microgrenue comprenant les mêmes éléments, auxquels s'ajoute une quantité importante de mouscovite.

Enfin à l'intérieur des parties massives du filon apparaît un graniteporphyre. Les macrocristaux de feldspath et de quartz sont ici de grandeur moyenne et se sont souvent

accrus irrégulièrement par soudure avec les éléments de même nature de la pâte ambiante. Les plagioclases sont des albites; les feldspaths potassiques prennent la forme de microperthite; la biotite est idiomorphe, presque toujours chloritisée. La roche contient en outre d'intéressantes pseudomorphoses de cordierite en pinite. La masse possède un grain assez gros; elle est formée d'orthose, albite, quartz et mouscovite. La roche est souvent fortement pigmentée par de l'hématite.

Il est certain que les divers filons porphyriques précités ne sont que des apophyses du petit massif granitique du Scex-des-Granges; le fait est confirmé par l'analogie des compositions chimiques.

A la fin de ce chapitre M. Meyer expose ses idées sur la cristallisation des roches porphyriques et granitiques et arrive à la conclusion suivante : la structure granitique n'est pas déterminée par une cristallisation successive de la biotite, du plagioclase, de l'orthose et du quartz; ces divers éléments se développent simultanément pendant la plus grande partie de la consolidation de la roche, mais leur développement est interrompu successivement dans l'ordre ci-dessus.

M. Meyer décrit ensuite les dérivés filoniens acides du granite du Scex-des-Granges. Ce sont d'abord des aplites, qui existent en particulier dans l'éperon rocheux situé au NW de Vernayaz, et y forment de nombreux filons en partie très épais; ce sont ensuite des aplites analogues, mais plus riches en biotite, qui se trouvent aux abords des gorges du Trient et des aplites à pinite, qui sont comprises dans le granite au-dessus de Miéville; ce sont enfin des pegmatites, qui affleurent d'une part dans les schistes cornéens suivant une zone dirigée de Van-d'en bas à La Balmaz, d'autre part au SW de Vernayaz. Il n'y a du reste aucun doute que toutes ces roches sont étroitement apparentées.

Le chapitre suivant de l'étude de M. Meyer est consacré aux schistes cornéens et à leurs dérivés, injectés par les aplites et les pegmatites. L'auteur commence sa description par les schistes qui bordent au NW le granite du Scex-des-Granges entre Van-d'en-bas et Miéville.

Les schistes cornéens francs de cette zone ont, malgré leur structure compacte une schistosité très nette; ils sont formés d'un mélange fin de plagioclase et de biotite en partie chloritisée avec, comme minéraux accessoires, de l'apatite, du zircon et des oxydes de fer.

Dans ces schistes on rencontre des veines isolées formées

surtout de quartz microgranulitique, auquel se mêlent, en quantité variable, des grains de feldspath, des paillettes de biotite, des grains de grenat et d'épidote. Ailleurs il y a alternance fine de lamelles schisteuses et de veines microgranutitiques et dans ces schistes injectés se développent divers minéraux, en particulier du grenat, de la sillimanite, de la cordierite. A mesure que l'injection s'intensifie, les parties restées intactes des schistes cornéens deviennent moins abondantes et plus petites; elles finissent par se réduire à de petits amas isolés de plagioclase et de mica; en même temps la schistosité primaire disparaît. Le quartz, toujours plus abondant, apparaît soit en amas microgranulitiques, soit en associations micropegmatitiques avec le feldspath. La quantité de l'orthose augmente progressivement. Le grenat, la sillimanite se retrouvent dans presque toutes les variétés de schistes injectés.

M. Meyer a fait également l'étude des schistes cornéens qui bordent la zone granitique au SE et affleurent aux abords de la cascade du Pissevache ainsi que dans le versant N de la Tête du Dalley. Ces schistes ont subi d'une part une injection aplitique importante, d'autre part de puissantes actions dynamiques; au contact avec le granite ils ont été complètement broyés, la schistosité à disparu, les plagioclases sont en grande partie séricitisés, tandis que l'orthose est restée relativement fraîche, les biotites sont divisées en fines lamelles et chloritisées.

Il faut admettre que ces roches cornéennes dérivent de sédiments argilo-quartzeux, qui ont été transformés d'abord par la température élevée qui a régné autour du granite intrusif, puis par des injections aplitiques, enfin par des compressions et des frictions dynamiques.

Entre Van et Salanfe la vallée de la Salanfe traverse une succession assez uniforme de schistes cornéens à biotite, plus ou moins intensément injectés et contenant par suite en quantité variable des lits de quartz microgranulitique et des lentilles de feldspath. Le plagioclase n'y apparaît généralement qu'en petits éléments disséminés, tandis que les amas lenticulaires sont formés par le microcline. La biotite a été souvent altérée par les actions pneumatolytiques et parfois transformée complètement en mouscovite. La sillimanite et surtout la tourmaline existent dans toutes les variétés à forte injection, tandis que le grenat est rare.

Dans le prolongement de cette zone vers le SW, au Petit Perron, on rencontre des schistes cornéens analogues. Il est

intéressant de constater qu'on retrouve ici une action cataclastique particulièrement intense au contact des schistes avec le gros filon de porphyre cité plus haut.

Entre le synclinal carbonifèrien de Salvan et le Trient on retrouve une zone de schistes cornéens injectés par des aplites. Dans ce complexe sont intercalées, sous forme de bancs ou de lentilles, des amphibolites, dont le principal gisement se trouve au Plan du Sourd. Cette roche est formée par un agrégat xénomorphe de plagioclase (andésine-labrador) et de hornblende verte, auxquels se mêlent de la biotite, de la chlorite, de l'apatite, de la titanite et de l'orthite; l'orientation parallèle de la hornblende y détermine une texture fibreuse; la composition chimique correspond à celle des diorites.

A la périphérie de cette lentille dioritique apparaissent des schistes amphiboliques, dans lesquels l'injection aplitique a déterminé une structure rubannée. A mesure que l'importance de l'injection augmente, on voit les plagioclases diminuer de volume et être remplacés par l'orthose; de même la hornblende disparaît progressivement, tandis que la biotite se multiplie, ainsi que l'orthite; la structure se rapproche en même temps de plus en plus de celle des aplites.

Suivant une bande traversant cette même lentille dioritique, M. Meyer a constaté une roche modifiée par l'injection aplitique, en ce sens qu'elle est imprégnée de quartz microgranulitique, que les plagioclases sont en partie résorbés et que la hornblende a été transformée en strahlstein et biotite.

Dans l'intérieur d'une lentille voisine apparaît une roche formée essentiellement de hornblende brune, de talc et de quartz, le talc résultant certainement d'une décomposition des plagioclases. Vers l'extérieur de cette même lentille la roche, composée de plagioclase (oligoclase-andésine) de biotite et de quartz, prend l'aspect d'un schiste cornéen.

Cette zone de schistes cornéens se prête ainsi d'une façon remarquable à l'étude des phénomènes d'injection dans un milieu d'origine sédimentaire.

En terminant M. Meyer donne un aperçu sur les formations carboniférienne du synclinal de Salvan-Outrerhône, puis il conclut par quelques remarques tectoniques.

L'auteur fait remarquer d'abord que, tandis que du côté u NW le contact du granite du Scex des Granges-Miéville avec les schistes cristallins est tout à fait normal, du côté du SE il est certainement mécanique et comporte un mouvement

différenciel considérable des deux parties. Cette dislocation, qui a déterminé un affaissement de la région SE, date probablement d'avant le Carboniférien, dont elle a favorisé l'accumulation, mais elle a pu rejouer plus tard.

M. MEYER, tout en distinguant les conglomérats grossiers qui forment la base du Carboniférien, ne croit pas devoir les attribuer, comme l'a fait GOLLIEZ, au Paléozoïque précarboniférien. D'autre part, il n'a pu retrouver aucune trace de plis calédoniens dans le Cristallin de la rive gauche du Rhône; ici les alternances de faciès divers proviennent de variations dans l'injection et en partie de l'intervention de grandes failles plutôt que de plis anciens; il admet du reste la probabilité de phases de dislocation précarboniférienne, mais ne croit pas que, après les bouleversements déterminés dans ces mêmes régions par les efforts orogéniques ultérieurs, on puisse, dans la majorité des cas, reconstituer des plis calédoniens dans le Cristallin alpin.

Parlant des lentilles calcaires intercalées dans les schistes cristallins, dans lesquelles M. LUGEON et Mme JÉRÉMINE ont voulu voir des traces de synclinaux, M. MEYER admet plutôt que ces calcaires métamorphisés jalonnent des plans de chevauchement, séparant des écailles pressées les unes contre les autres.

Enfin M. MEYER ne peut accepter l'interprétation que M. KETTERER a donnée récemment de la zone carboniférienne de Salvan, dans laquelle il voit un double synclinal. En réalité, le synclinal de Salvan est simple.

M. M. LUGEON (**23**) a cherché la cause de la coloration rouge, qui caractérise les roches cristallines de la partie orientale du massif des Aiguilles Rouges. Il a constaté que cette coloration ne pénètre pas au delà d'une profondeur de 40 m. au-dessous du contact avec le Trias; il admet donc que cette rubéfaction s'est faite de haut en bas, lorsque le massif cristallin était abrasé et non encore couvert par le Trias, le pigment ferrique provenant soit de latérites formées sur place, soit de grès rouges permiens. L'hydroxyde de fer, ayant pénétré dans les roches, a dû y être ensuite déshydraté lors des plissements alpins sous l'influence des fortes pressions et des hautes températures.

M. W. HAMMER (**19**) a décrit une variété basique du **granite de Remüs**, qui se distingue du faciès normal par sa richesse en minéraux basiques, en particulier en hornblende, par sa forte teneur en titanite et par la rareté du quartz.

Cette roche forme entièrement la bande granitique supé-

rieure du Val Torta et se continue vers l'Est jusque vers Gravalada ; elle est séparée de la bande granitique inférieure par une zone de schistes injectés et mylonitisés.

Les hornblendes et les plagioclases y sont profondément altérés. La composition chimique, plus basique que celle de la variété basique du granite de Plata mala analysée par M. Grubenmann, se rapproche de celle des variétés acides des roches gabbroïdes de l'Engadine.

Les schistes injectés sous-jacents doivent appartenir au complexe cristallophyllien de l'Oetztal.

M. Pl. Hartmann (**21**) a cherché à donner aux nonpétrographes une idée générale de ce que représentent les **schistes cristallins.** Après avoir exposé les raisons pour lesquelles la notion du terrain primitif a dû être abandonnée et les arguments sur lesquels est fondée la théorie du métamorphisme, il cite les divers agents géophysiques, auxquels on a attribué la transformation des roches, en montrant l'insuffisance, pour expliquer la genèse des schistes cristallins, de la notion du métamorphisme anogène ou plutonique et de celle du métamorphisme catogène ou hydrochimique.

M. Hartmann développe ensuite la théorie du métamorphisme provoqué par l'intrusion des magmas endogènes dans toute leur ambiance, telle qu'elle a été développée en particulier par Weinschenk. Il définit à ce propos les zones de résorption et d'injection, il rend compte des différenciations qui interviennent dans les magmas et parle de l'action des vapeurs minéralisatrices.

L'auteur distingue, parmi les schistes cristallins, ceux qui dérivent par dynamométamorphisme de roches éruptives, les sédiments recristallisés par l'action des minéralisateurs, et les schistes cristallins dont le métamorphisme est dû à une combinaison des agents mécaniques et plutoniques. Il insiste sur le fait que les roches cristallophylliennes, essentiellement variées quant à leur genèse, ne représentent une unité ni stratigraphique, ni pétrographique.

Enfin M. Hartmann recommande à ses lecteurs les ouvrages de Weinschenk, ce qui serait fort bien, s'il n'ignorait pas que, bien avant Weinschenk, Michel Levy et Duparc et Mrazek ont défini exactement les phénomènes d'injection.

M. E. Hugi (**22**) a signalé quelques exemples de **métamorphisme de contact** qu'il a constatés dans les Alpes bernoises. Il a cité d'abord la transformation locale du granite de Gasteren en granodiorite par suite d'une résorption abondante des schistes argileux encaissants et le passage de ces formations

à des schistes micacés holocristallins dans les enclaves englobées dans le granite ; il a rappelé la formation des granites à pinite et des zones de rebrassement prenant une texture gneissique et fluidale.

D'autre part, M. Hugi décrit sommairement différents types de roches dus à un métamorphisme de contact exogène :

1° Des schistes amphiboliques du Lötschental et des abords du glacier d'Aletsch, dûs à une injection granitique dans des roches éruptives basiques.

2° Des schistes micacés et amphiboliques qui existent dans toute la zone septentrionale du massif de l'Aar et qui se sont développés au contact du granite à partir de formations argileuses.

3° Les calcaires métamorphisés enclavés dans les gneiss entre le Meiental et le Gadmental, qui ont été en partie fortement minéralisés par contact.

4° Des grès quartzeux en contact avec le granite dans le fond du Gasterental et dans lesquels les grains de quartz primaires sont auréolés de quartz secondaire, tandis que le ciment a été transformé en une masse micacée ou, par places, en tourmaline, de façon qu'il s'est formé des quartzites micacées, des quartzites tourmalinifères et des quartzites à mica et feldspath.

Il suffit de citer à la fin de ce chapitre une notice que M. H. Preiswerk (**25**) a consacrée au groupe des matières premières de l'Exposition nationale suisse à Berne (1914).

Dans cette notice le lecteur trouvera quelques renseignements sur les exploitations du calcaire de Saint-Ursanne, sur les mines de bohnerz du Jura, sur les mines de fer et de manganèse du Gonzen, sur le gisement de mispickel aurifère de Salanfe, sur les exploitations d'asphalte du Val des Travers, sur les schistes bitumineux de Meride et de Besano et sur diverses mines d'anthracite du Valais.

IIe PARTIE. — GÉOPHYSIQUE

Hydrographie. Cours d'eau.

MM. L. Horwitz (**41**) et E. Roder (**55**) continuent à discuter sur les causes réelles des anomalies constatées dans l'écoulement du Rhin alpin, sur l'influence de l'évaporation activée par le fœhn, sur celle de l'extension relative des glaciers, sur

l'estimation des quantités de précipitations atmosphériques tombées, mais je ne veux pas entrer dans le détail de cette polémique, qui est d'ordre plutôt météorologique que géophysique et qui, surtout, a pris un ton vraiment trop personnel.

M. L. Collet (37), poursuivant son étude des transports détritiques opérés par les cours d'eau, a montré dans une première note, l'augmentation rapide avec la profondeur de la quantité des matières en suspension et par conséquent la nécessité de faire des prises aux diverses profondeurs pour arriver à une détermination juste de la charge d'alluvions. Procédant ainsi, à la Porte du Scex, il a prélevé 38 échantillons le long de 8 ordonnées du profil transversal du Rhône.

Dans une seconde notice, M. L. Collet (36) a réuni quelques données concernant les charriages opérés par différents cours d'eau soit comme matières en suspension, soit comme éléments roulés sur le fond.

Il rectifie d'abord les chiffres qu'il avait donnés pour la quantité des matières charriées par l'Aar en amont du lac de Bienne ; puis il rend compte d'une série d'observations faites de 1908 à 1913 sur le débit et le charriage de la Dranse à Martigny et d'autres observations faites sur la Massa, le Borgne, la Sihl et l'Emme. Enfin, il donne un graphique comparatif des variations de débit et de matières charriées d'après une série d'observations faites toutes les heures les 6 et 7 août 1913, sur le Rhône, à Gampenen.

M. R. Boissier (30) a exposé brièvement dans une notice préliminaire les résultats d'une longue série d'observations faites sur les transports d'alluvions par les eaux de l'Arve. Il a fait ressortir l'augmentation considérable et très rapide que produisent les crues dans la quantité relative des matériaux charriés ; il a montré d'autre part l'influence exercée sur la quantité des matières mises en mouvement par les inégalités de vitesse qui se présentent souvent dans un même profil transversal.

Les matériaux fins provenant des crues glaciaires sont plus également répartis dans le courant que les matériaux grossiers qu'amènent les crues torrentielles.

La quantité de sable en suspension augmente rapidement avec la profondeur et en résumé la quantité d'alluvions charriées ne peut être déterminée avec exactitude que par un grand nombre de prises d'eau.

M. L. Collet (33) qui a vérifié par une autre méthode les observations de M. Boissier, est arrivé à une confirmation absolue de ses résultats.

Lacs.

M. L. Collet (34) a traité dans une courte notice de la question des origines diverses de nos lacs suisses et de leurs régimes variés.

Classant les lacs d'après leur origine, M. Collet distingue :

1° Les **lacs tectoniques**, qui sont représentés en particulier par le Seealpsee et le Fählensee dans la région du Säntis, par le lac de Joux et le lac Brenet dans le Jura.

2° Les **lacs de barrage**, barrés par un éboulement (lac du Klöntal), ou par un glacier (lac de Märjelen), ou par une moraine latérale (lac de Matmarck), ou par une moraine frontale (lacs de Sempach, Baldegg, Hallwyl, Greifen, Pfäffikon, etc.), par des alluvionnements ; ces derniers lacs sont toujours de durée très éphémère.

3° Les **lacs d'excavation glaciaire**, à propos desquels l'auteur résume la théorie de l'érosion glaciaire, telle qu'elle a été émise d'abord par Davis, puis complétée par M. de Martonne, et parmi lesquels il faut distinguer : les lacs situés dans des bassins surcreusés par érosion sélective, les lacs de cirques, qui sont dus certainement en partie à des actions karstiques, les lacs de vallées suspendues (Gelmersee, lac Ritom, lac Lucendro), les lacs dans les roches moutonnées.

4° Les **lacs karstiques**, qui comprennent les lacs de dolines (Seewlisee, Oberblegisee, Guppensee) et les lacs de poljes (Daubensee, Seelisbergseeli).

5° Les lacs situés à la surface des glaciers.

6° Les lacs dus à une dépression coupant une nappe aquifère.

Parlant ensuite du régime des lacs, M. Collet commence par rappeler que les facteurs essentiels de ce régime sont : les précipitations atmosphériques, l'extension des glaciers dans le bassin d'alimentation, la topographie et la constitution géologique du bassin d'alimentation, l'extension des forêts dans le bassin d'alimentation, le rapport de la surface du bassin d'alimentation à celle du lac, l'évaporation à la surface du lac, la nature de l'émissaire.

Il divise ensuite les lacs d'après leur régime en :

1° Lacs à régime jurassien, dont les crues ont lieu au moment de la fonte des neiges et lors des pluies d'automne.

2° Lacs à régime alpin dont le maximum se présente en juillet-août: (lac de Genève, lacs de la Haute-Engadine).

3° Lacs à régime subalpin, dont le bassin d'alimentation n'est qu'en petite partie glaciée, de sorte que l'alimentation se fait en proportion variable par la fonte des neiges et par les chutes de pluie. Il en résulte un régime complexe avec des maxima et minima beaucoup plus irréguliers (lacs de Wallenstadt, lac des Quatre-Cantons).

Parmi les lacs du versant S, le lac Majeur et le lac de Poschiavo ont un régime alpin, profondément modifié par le régime des pluies, le lac de Lugano est caractérisé par l'irrégularité extraordinaire de ses crues et décrues, déterminées par l'extrême variabilité des précisitations dans son bassin d'alimentation. Le lac de Lugano et le lac Majeur présentent cette particularité d'un maximum très prononcé en automne, du fait des fortes pluies qui tombent habituellement dans cette saison sur le versant S des Alpes et de l'inclinaison très accentuée du bassin d'alimentation.

Après avoir développé ces considérations générales, M. Collet décrit plus en détail certains petits lacs présentant un intérêt particulier. Ce sont :

Le *lac des Brenets*, dont l'origine se rattache à un éboulement des rives du Doubs qui a déterminé un barrage. Ce lac est caractérisé en première ligne par le fait que son écoulement se fait exclusivement par des conduits souterrains, en second lieu par la petitesse de sa surface relativement à celle de son bassin d'alimentation. Ces deux circonstances font que l'amplitude de ses variations est extrême. L'alimentation a lieu en partie par d'importantes sources sous-lacustres.

Le *Seelisbergerseeli* est un lac de doline typique, dont le bassin est creusé dans le Gault et l'Urgonien ; son fond a été rendu étanche par un colmatage soit de moraine de fond, soit d'alluvions. Son écoulement est purement souterrain et aboutit à des sources sous-lacustres le long de la rive gauche du lac d'Uri, au contact de l'Urgonien et des couches de Drusberg du synclinal de Seelisberg, là où ces couches sont exactement horizontales.

Le *Seewlisee* entaillé dans le Maln de la nappe des Hohe Faulen et creusé dans l'Eocène sous-jacent, est un beau type de doline dans un cirque glaciaire. Son écoulement est entièrement souterrain et ses eaux réapparaissent en partie dans les sources de la Stille Reuss près de Schattdorf et probablement aussi en partie dans celles de l'Evibach.

Le *lac de Lucendro* occupe une cuvette à l'amont du verrou d'une vallée suspendue ; son bassin a été excavé par le glacier le long du contact du gneiss de la Fibbia avec des micaschistes. Les variations de débit de son émissaire sont relativement considérables.

Le *lac de Mattmarck*, dans le haut de la vallée de Saas, est un lac de barrage morainique, dont le niveau a notablement varié avec l'extension du glacier de l'Allalin qui le barrait ; son émissaire utilise une échancrure dans la moraine, créée par une langue divergeante du glacier. Le niveau et le débit du lac sont naturellement influencés par les variations de température qui réagissent sur la fonte des neiges et des glaces, mais les fortes crues d'été sont plutôt en relation avec de grosses chutes de pluie.

Le *lac de Märjelen* est, dans nos Alpes, le plus bel exemple actuel de lac barré par un glacier ; il a fait l'objet d'une étude monographique complète, entreprise par M. Lütschg.

Le *lac Ritom*, dans le val Piora, a été étudié récemment par M. Lautensach, qui a expliqué la formation de son bassin par une érosion glaciaire sélective sur un point de confluence, comportant des roches relativement tendres (dolomies triasiques) et situé en amont de la ligne suivant laquelle le glacier local était barré par le glacier de la vallée principale.

M. Collet est tenté d'admettre plutôt un surcreusement glaciaire dans le bassin collecteur du cours d'eau de Piora, déjà esquissé avec sa forme actuelle avant la période glaciaire.

Le lac Ritom est caractérisé, comme on le sait, par la forte minéralisation de ses eaux à partir d'une profondeur de 13 mètres. Le sulfate de chaux qui prédomine fortement parmi les sels en solution, provient vraisemblablement de sources sous-lacustres ayant traversé les roches dolomitiques du Trias ambiant. La présence de sources sous-lacustres est du reste démontrée par le fait que le débit du lac dépasse notablement le total des débits des affluents et la part importante que prennent les affluents souterrains dans l'alimentation du lac est mise en lumière par l'ampleur relativement peu étendue des variations de débit et de niveau du lac.

Ajoutons que la notice de M. Collet est complétée par un fort joli atlas de planches photographiques.

A la suite de cette publication il convient de citer un article de M. O. Lütschg (**47**) dans lequel l'auteur donne un

résumé de la belle monographie qu'il a consacrée au **lac de Märjellen** et dont il a été rendu compte dans la Revue pour 1915.

En se servant de fluorescine, M. L. Collet (**35**) a pu montrer que les eaux du **lac de Seelisberg**, qui se perdent peu après être sorties du bassin lacustre, ressortent sous la surface du lac des Quatre-Cantons, là où les couches de l'Urgonien du synclinal de Seelisberg sont exactement horizontales.

M. H. Bachmann (**29**) a signalé une première série d'observations entreprises par la commission hydrologique suisse sur le **lac Ritom.** Il a fourni d'autre part quelques renseignements sur les stations hydrobiologiques installées récemment à Davos et à Lucerne.

Infiltrations et sources.

Nous devons à M. L. Lièvre (**44**) une intéressante étude du **régime des eaux dans le bassin de la Haute-Ajoie** qui s'étend à l'W de Porrentruy jusqu'au pied du Lomont et dont l'axe est formé par la vallée de Courtedoux-Chevenez-Damvant.

Cette région, très perméable, absorbe une grande partie de l'eau tombée à sa surface et les infiltrations qui en résultent servent essentiellement à alimenter un groupe de sources, qui sortent dans la région même de Porrentruy. Sur le parcours de la vallée de la Haute-Ajoie se trouve, au dessous de Courtedoux, le gouffre bien connu du Creux-Genaz ou Creugenat, qui ne débite de l'eau qu'à certains moments ; son orifice est à l'altitude de 451 m., soit 32 m. au dessus des sources de Porrentruy.

M. Lièvre a cherché à préciser les conditions d'alimentation du torrent intermittent du Creux-Genaz. Il a éliminé à peu près d'emblée l'hypothèse d'une relation entre ce gouffre et le Doubs ; il a cherché ensuite si, oui ou non, une communication existe entre le Creux-Genaz et les sources de Porrentruy. Par des recherches, il a pu établir que l'eau au fonds du gouffre possède une température remarquablement constante, ensuite que cette eau subit un mouvement de translation lent de l'W à l'E, enfin que le total du débit superficiel annuel du Creux-Genaz est en moyenne d'environ 6 millions de mètres cubes, tandis que la quantité d'eau tombée en une année sur la Haute-Ajoie dépasse 30 millions de mètres cubes.

Dans le but de se rendre compte des relations qui pourraient exister entre le Creux-Genaz et les sources de Porrentruy, M. Lièvre a suivi plus particulièrement les variations de débit de l'une de celles-ci, la Beuchire. Il a pu établir que les variations de cette source qui sont considérables (200-40 000 litres-minute), sont réglées essentiellement par les précipitations tombées dans la Haute-Ajoie, comme cela est le cas pour les crues et les étiages du Creux-Genaz.

Tout concorde ainsi à prouver que le Creux-Genaz fonctionne comme trop-plein de conduits souterrains, dont les sources de Porrentruy sont l'émissaire normal. M. Lièvre démontre le fait par une étude comparative des crues de la Beuchire et des émissions du Creux-Genaz, qui concordent de façon remarquable ; il a constaté en outre que, à la suite de la pénétration dans l'entonnoir du Creux-Genaz d'un torrent accidentel, très boueux, déterminé par un orage de grêle particulièrement violent tombé dans la région de Chévenez, la Beuchire a montré, après un intervalle d'environ cinq heures, un trouble très accusé et un abaissement de température de 2°4 de ses eaux.

A propos des sources de Porrentruy M. Lièvre insiste sur l'absence absolue de filtration de leurs eaux, qui ne doivent pas être considérées comme potables. Il montre ensuite que le cours d'eau souterrain de la vallée de la Haute-Ajoie a été très probablement précédé d'une rivière superficielle et que, dans l'Ajoie comme dans d'autres régions calcaires, les eaux tendent à se perdre en proportion toujours plus grande en profondeur. En se basant sur la durée de la mise en charge de l'eau pendant les émissions du Creux-Genaz, M. Lièvre admet que les conduits souterrains utilisés par l'eau sont plutôt étroits sur la plus grande partie de leur longueur, mais que de vastes cavernes peuvent s'intercaler sur leur parcours.

Cette notice est suivie de quelques remarques du Dr E. Ceppi de Porrentruy qui, par ses études bactériologiques des eaux de la Beuchire a largement montré le caractère non filtré de ces eaux, qui ont été la cause autrefois de nombreuses épidémies de typhus.

Ayant été chargé d'examiner les eaux potables du massif de Morcles, M. E. Gagnebin (40) a tiré de cette étude quelques conclusions intéressantes pour les géologues. N'ayant pu faire en général qu'une mesure de température par source et ayant souvent dû opérer assez loin du point d'émergeance, il reconnaît que les données fournies par ces mesures ne peu-

vent être que très incomplètes. Les observations faites sur la teneur des eaux en calcaire n'ont aussi qu'une exactitude approximative.

M. Gagnebin rappelle, à propos de la répartition des sources dans la région considérée, le rôle que jouent relativement à l'infiltration les diverses formations quaternaires, en général perméables et filtrantes, le Flysch peu perméable, les masses calcaires diaclasées du Crétacique et du Jurassique, dans lesquelles les schistes oxfordiens et les calcaires plaquetés du Lias arrêtent seuls le mouvement de descente des eaux, les grès et poudingues diaclasés et perméables du Permo-carbonifère, les schistes carbonifériens non perméables, les gneiss qui dans leur ensemble sont imperméables.

Sur 155 sources étudiées, 73 sortent de formations quaternaires, 33 du Flysch, 21 des calcaires mésozoïques, 10 du Carbonifère, 18 du gneiss ou d'éboulis du gneiss.

Quant aux températures des sources, elles ne s'abaissent pas régulièrement à mesure que l'altitude croit, mais comportent de nombreuses anomalies, qui s'expliquent facilement par la diversité des conditions dans lesquelles se fait le parcours souterrain de leurs eaux. L'influence des températures différentes régnant sur les trois versants du massif, S, W et N, s'atténue rapidement de bas en haut par l'intervention des formes du relief.

Les données que M. Gagnebin a pu recueillir sur la dureté des sources qu'il a étudiées ne lui ont permis d'établir aucune relation régulière entre cette dureté et la température ou l'altitude. Ces deux facteurs ne jouent certainement pas, parmi ceux qui déterminent la dureté, un rôle prépondérant.

Les relations sont plus nettes entre le degré hydrotimétrique des sources et les terrains du bassin d'alimentation. Pour les 73 sources étudiées qui sortent du revêtement quaternaire le degré hydrotimétrique varie de 9 à 41, ce qui s'explique par la diversité même des dépôts en question. Les eaux provenant du Flysch varient entre 12 et 35 degrés hydrotimétriques ; ces différences sont dues très probablement au fait que certaines eaux traversant le Flysch, rencontrent sur leur chemin des lentilles préalpines calcaires englobées dans les schistes éocènes et se chargent à ce contact de carbonate de chaux, tandis que d'autres, ne touchant pas de zones calcaires importantes, se minéralisent beaucoup moins.

L'étude des sources sortant des calcaires mésozoïques n'a

amené à aucune conclusion intéressante vu la complexité du problème et la limitation des observations. Les eaux sortant des grès et poudingues carboniériens ont une teneur remarquablement faible en calcaire (2,5 à 8 degrés). Quant aux eaux sortant du gneiss, M. Gagnebin fait ressortir la remarquable différence que présentent les sources situées sur le versant de la vallée transversale du Rhône avec en moyenne 8,6 degrés hydrotimétriques, avec celles situées sur le flanc de la vallée longitudinale avec en moyenne 18,4 degrés. Ce contraste s'explique, d'après l'auteur, par le fait que les lentilles calcaires intercalées dans le Cristallin du massif des Aiguilles Rouges sont coupées transversalement en aval du coude de Martigny longitudinalement en amont et qu'elles occupent ainsi dans la seconde région une surface beaucoup plus importante.

Ces observations ont été brièvement résumées dans le compte-rendu d'une séance de la Société vaudoise des Sciences naturelles (40).

Corrosion.

M. B. G. Escher (39) a continué à s'occuper des formes produites par la corrosion sur les surfaces de roches ou de galets calcaires, soit cupules et aspérités irrégulières, soit fines canelures, qu'on pourrait appeler micro-lapias.

Il a confirmé une fois de plus que ces formes sont le produit de la corrosion et non d'une érosion mécanique, comme l'ont prétendu différents auteurs.

Il a étudié à cet égard les surfaces des roches qui forment la rive septentrionale du lac de Wallenstadt et y a trouvé des formes de micro-lapias caractéristiques, soit au-dessous du niveau de l'eau, soit dans la zone aspergée par les vagues, la forme canelée se développant là où la surface de rocher est en pente, la forme irrégulière et spongieuse là où l'inclinaison de la surface est nulle ou à peu près.

Quant aux galets sculptés, ils se trouvent sur la rive de nombreux lacs suisses. Dans la règle, ils ne sont sculptés que sur une face et ils sont canelés en rayons, si leur surface est bombée, ils sont irrégulièrement rugueux et cupulés, si leur surface est plate.

En résumé, il semble que les formes microlapiaires soient le fait d'une corrosion intermittente, dont l'action a pu être, dans certains cas, influencée secondairement par une couverture d'algues.

Glaciers.

La commission des glaciers de la Société helvétique des Sciences naturelles (**38**) a réussi, après bien des difficultés, à réunir en un beau volume, publié en 1916, les données accumulées pendant une période de quarante années d'observation, concernant les **variations de grandeur du glacier du Rhône.**

Après une introduction historique en deux chapitres rédigés, l'un déjà en 1894 par L. Rütimeyer, le second tout récemment par M. Alb. Heim, le livre commence par un exposé fait par M. L. Held, des travaux de mensuration du glacier et de ses abords. Ces travaux ont consisté d'abord en un lever au 1 : 5000 de toute la partie inférieure du glacier exécuté en 1874, puis en des levers au 1 : 1000 de quatre zones transversales correspondant aux quatre lignes de pierres posées en travers du glacier. Ensuite, on a levé chaque année au mois d'août le front du glacier au 1 : 5000, la position des quatres lignes de pierres au 1 : 1000 et on a établi le nivellement topographique des quatre profils transversaux, de façon à déterminer le niveau de la glace.

Avec l'année 1881 a commencé une nouvelle période d'activité, qui a comporté d'abord une revision complète de la triangulation fondamentale, puis le lever au 1 : 5000 de toute la partie supérieure du glacier, y compris le bassin collecteur. Cela permit de déterminer la vitesse de marche jusque dans la région des névés. En 1884, on commença à observer l'ablation du glacier et l'alimentation à la surface des névés. Enfin les observations faites sur la vitesse de marche des différentes parties du glacier furent constamment précisées et multipliées.

La partie principale du volume édité par la commission des glaciers est l'œuvre de M. P. L. Mercanton, qui, après avoir collationné tous les renseignements réunis par les ingénieurs du service topographique suisse, en a tiré un tableau d'ensemble des variations de grandeur du glacier du Rhône, qui, d'autre part, a fourni des données aussi exactes que possible sur le jeu de l'alimentation et de l'ablation, sur le mouvement de la glace, sur l'érosion glaciaire et la structure du glacier.

Dans un premier chapitre, M. Mercanton décrit les caractères généraux du glacier du Rhône, glacier de vallée typique, alimenté presque exclusivement par le Grossfirn. Deux petits glaciers, celui du Thäli à droite, celui du Galen à gau-

che, rejoignent le glacier principal en franchissant des gradins de confluence très marqués. Au pied de ces gradins se développe d'abord la masse relativement peu inclinée du glacier supérieur, qui aboutit à la célèbre cataracte. Au pied de celle-ci le glacier inférieur, encore assez étendu en 1874, a presque complètement disparu actuellement.

M. Mercanton réunit ensuite toutes les données existantes sur les variations de grandeur du glacier du Rhône et établit ainsi qu'une crue très nette s'est produite entre 1831 et 1834, qu'une crue plus ancienne s'est terminée en 1818, et qu'une crue plus récente a été interrompue en 1856 ; il attribue en outre un système de moraines plus ancien que celui de la crue de 1818 à une crue qui a été constatée sur divers glaciers des Alpes bernoises et valaisannes vers 1602, et un autre, un peu plus interne, à une crue de moindre importance achevée en 1620. Entre 1620 et 1818 il admet des crues successives en 1703, en 1743 et 1777 ; il en constate une en 1834. Depuis 1856 le glacier n'a plus augmenté jusqu'en 1913, mais son front est resté stationnaire de 1889 à 1892 et de 1910 à 1913. Le recul total du front de 1602 à 1913 atteint environ 850 m.

La surface délaissée par le glacier de 1856 à 1874 atteint 0,36 km², celle délaissée de 1874 à 1910 atteint 0,50 km². Ce recul a présenté plusieurs particularités, dont la plus importante consiste dans la persistance, de 1877 à 1881, devant le front du glacier, d'un lambeau détaché protégé par les moraines qui le recouvraient et les parois qui le dominaient au SE.

Les variations d'épaisseur du glacier ont été étudiées depuis 1874 le long de quatre profils transversaux, dont deux (profils rouge et jaune) au dessus de la cataracte, deux (profils noir et vert) au dessous.

A partir de 1895, les profils vert et noir menaçant d'être mis hors de service par le recul du front, on a commencé une série d'observations suivant une nouvelle ligne située directement au pied de la cataracte (profil bleu). D'autre part, on a opéré de la même façon dans le névé collecteur, en établissant, dès 1882, 2 profils, situés l'un directement au dessus de la confluence des glaciers de Thäli et de Galen avec le Grossfirn, l'autre à 1,75 km. environ en amont. Les mesures du niveau du glacier faites annuellement sur ces différents profils constituent un ensemble de données unique en glaciologie. En se basant sur ces données, qu'il reproduit, M. Mercanton établit que le glacier du Rhône a perdu de 1882 à

1912 environ 40 millions de mètres cubes pour une surface de 624 hectares, et qu'il a perdu de 1874 à 1912, environ 90 millions de mètres cubes, pour une surface de 289 hectares.

M. Mercanton rend compte ensuite des mensurations mensuelles qui ont été faites dès 1887 pour déterminer la position de différents points du front du glacier et reconnaître ainsi le rythme annuel des variations de longueur. Ces observations montrent que ce rythme est très régulier avec un recul rapide en été, une progression lente en hiver, le raccord entre les deux régimes étant en général très brusque. Elles ont été complétées par une série d'observations du même genre faites sur le bord gauche du glacier au haut de la cataracte. Ici on a pu constater que la décrue estivale commence plus tard et finit plus tôt que sur le front, ce qui est naturel étant donné l'altitude plus grande.

M. Mercanton a réuni ensuite les données obtenues au sujet de l'ablation des différentes parties du glacier, montrant à la fois la grande variabilité de cette action sur le collecteur son importance considérable sur le dissipateur. Le volume de glace enlevé au dissipateur seul de 1885 à 1910 peut être évalué à 14,4 millions de mètres cubes par an. Il va sans dire du reste que l'ablation décroît quand l'altitude croît, son décroissement étant plus lent que l'accroissement de l'altitude.

Dans la règle on peut observer que sur les différentes parties du glacier la dissipation, rapide au début de l'été, se ralentit progressivement jusqu'à l'automne. Quant à la valeur de la dissipation au milieu du glacier et sur les bords, elle reste sensiblement la même ; les conditions locales d'exposition et la couverture morainique plus ou moins abondante exercent une influence beaucoup plus importante que la simple proximité au bord.

Après avoir montré l'insuffisance des moyens employés jusqu'ici pour la détermination de la quantité des précipitations tombées sur le collecteur, M. Mercanton montre que la limite du glacier du Rhône et de son névé oscille autour de la cote 2650 m., l'amplitude des oscillations variant beaucoup d'une série d'années à l'autre.

M. Mercanton consacre ensuite un important chapitre à l'étude du régime du torrent glaciaire du Rhône, en prenant pour base les relevés limnimétriques commencés en 1893 par le bureau hydrographique suisse et poursuivis sans interruption jusqu'en 1903. D'après ces données, il commence par éta-

blir que l'ablation sous-glaciaire au glacier du Rhône est certainement inférieure, probablement de beaucoup, à 2,8 litres par seconde et par km². Parlant ensuite des variations de débit saisonnières, il montre qu'il se produit un minimum très accusé en hiver, qui se prolonge sans grand changement de décembre à avril, tandis que le maximum d'été est très net en juillet. Le régime d'été se distingue en outre de celui d'hiver par l'apparition d'une variation journalière qui apparaît en avril ou mai avec une amplitude relativement faible et assez d'irrégularité, devient régulière et importante en juin et le reste jusqu'en août ou septembre, puis redevient plus faible et disparaît en octobre ou novembre.

Du reste si le débit du torrent du Rhône varie d'une façon généralement correspondante aux variations de l'ablation du glacier, il n'y a pas concordance absolue et constante entre ces deux éléments, ce qui s'explique facilement par le fait que le glacier du Rhône n'occupe que les $^{36}/_{100}$ du bassin qui le renferme.

L'étude du mouvement du glacier du Rhône a été poursuivie avec un soin particulier, aussi M. Montandon consacre-t-il à cette étude la partie la plus importante de son exposé. Il rend compte longuement de la technique suivie pour ces observations, qui a consisté essentiellement dans l'établissement de lignes transversales de balises sur le névé, de pierres vernies sur le glacier et dans le repérage périodique des divers éléments de ces lignes. Il fait ressortir les causes d'erreurs provenant des mouvements subis par les pierres sur la surface de la glace, plus importants pour les grosses pierres que pour les petites et dépendant beaucoup de la forme du glacier.

Ensuite, M. Mercanton passe en revue la marche de chacune des chaînes de pierres en commençant par la plus basse.

La chaîne noire posée en 1874 a atterri en 1883 sur la moraine frontale. L'observation qui en a été faite pendant ces neuf années a permis de constater l'avancement plus rapide des pierres numérotées relativement grosses, que des petits éléments intermédiaires ; elle a confirmé le fait connu de la diminution rapide de vitesse vers les bords, du ralentissement accentué vers le front, en d'autres termes l'influence de l'épaisseur du glacier sur la vitesse de progression de la surface. La vitesse maximale de la zone médiane, de 11 mètres par an en moyenne entre 1874 et 1876, s'est abaissée progressivement jusqu'à devenir presque nulle, au voisinage immédiat du front.

La chaîne verte placée en 1874 au pied de la cataracte a atterri sur la moraine frontale en 1887, mais elle a perdu bientôt une partie importante de ses éléments médians par suite de l'approfondissement dans le front du glacier du ravin du Rhône. Ici la vitesse maximale de la zone médiane a atteint pendant les premières années d'observation 35 à 36 mètres. D'autre part, l'échancrure créée par le Rhône dans le front a permis de constater une poussée très nette de la glace au vide. Enfin les observations faites sur la partie située à gauche de cette échancrure ont montré que cette partie s'est transformée de bonne heure en une langue à marche ralentie et présentant des anomalies très marquées, séparée probablement de la masse principale du glacier par un plan de glissement.

La chaîne jaune a été placée en 1874 au dessus de la cataracte, dans laquelle elle s'est engagée dès 1881 et que ses éléments médians ont entièrement franchie dès 1885. Pendant cette descente rapide les mouvements différenciels entre les pierres ont été, cela va sans dire, importants ; ils n'ont montré pourtant aucune turbulence de la glace et la trajectoire d'aucune pierre n'a croisé celle d'une autre. La vitesse maximale de la zone médiane, qui était au début d'environ 100 mètres, s'est accrue progressivement avec l'augmentation de pente et dans la cataracte même elle paraît avoir dépassé 200 mètres, puis, au pied de la chute elle a subi un ralentissement brusque, qui s'est accentué encore jusqu'au front. Les trajectoires des pierres situées dans les zones latérales sont nettement divergeantes.

La chaîne rouge a été établie en 1874 à 1,2 km. en amont de la précédente en travers du glacier supérieur, qui a en cet endroit une largeur dépassant un peu 1000 m. Les observations qui ont pu y être faites jusqu'en 1888 et partiellement jusqu'en 1900, époque à laquelle ses éléments ont atteint le front, ont absolument confirmé les constatations faites sur la chaîne jaune.

La chaîne bleue a été placée en 1895 un peu en amont de la ligne adoptée en 1874 pour la ligne verte ; elle n'a en somme pas fourni de résultats nouveaux.

L'observation exacte des lignes de pierres pendant leur traversée de la cataracte étant impossible, M. Mercanton a essayé en août 1911 de compléter les données obtenues sur la marche de la glace dans les rapides, en faisant des repérages à court intervalle de points facilement reconnaissables choisis sur la surface du glacier. Cet essai ayant réussi, la

commission des glaciers a fait effectuer en août 1912 des mensurations analogues. Ces observations ont prouvé que les mouvements superficiels ne sont nullement rectilignes, les différentes parties de la surface semblent se balancer sur les couches plus profondes comme les têtes des arbres d'une forêt en voie de glissement. Les vitesses observées ont varié de 0,5 à 0,8 m. par jour.

Les observations faites sur le mouvement du collecteur glaciaire n'ont pu être commencées qu'en 1883; elles ont consisté dans l'établissement et le repérage annuel de deux lignes de balises, établies l'une en travers du névé inférieur du pied du Galenstock à la Scheidfluh, l'autre en travers du névé supérieur entre le Rhonestock et le Thäligrat, et prolongées toutes deux en travers du petit névé de Thierthäli. Ces observations ont fait ressortir l'uniformité de marche des repères d'une année à l'autre ; elles ont montré l'existence d'un maximum de vitesse au confluent du grand névé et du névé de Thierthäli et ont permis de constater la vitesse relativement faible de ce dernier.

Etudiant ensuite l'étude du mouvement du glacier sur son profil longitudinal, M. Mercanton arrive à une confirmation très nette de la règle, énoncée déjà par Agassiz, que la vitesse de marche horizontale augmente dès l'extrémité du collecteur jusqu'à un certain point de sa partie centrale, puis décroît jusqu'à l'extrémité du dissipateur. Il note d'autre part les influences diverses qui agissent sur cette vitesse et qui proviennent de l'épaisseur du glacier en chaque point, de la pente du lit et de la confluence. Il constate aussi que la ligne longitudinale de vitesse maximale tend à se rapprocher de la rive concave, conformément à la règle énoncée par Tyndall. Quant aux lignes de mouvement dans les zones latérales, M. Mercanton constate le fait de leur divergeance très nette sur le dissipateur, de leur convergeance au contraire sur le collecteur.

M. Mercanton parle des observations qui ont été faites dès 1885 sur le mouvement annuel depuis les profils jaunes et rouges, en replaçant chaque année des repères sur ces deux lignes et en notant la position exacte de ceux-ci l'année suivante. Cette manière de faire a permis de constater une diminution progressive de la vitesse à mesure que l'épaisseur du glacier diminuait, mais cette diminution n'a pas été constante, elle a été due à une prédominance prolongée et accusée des phases de décroissance de vitesse sur les phases de croissance. D'autre part, les courbes du mouvement

annuel sont restées remarquablement semblables à elles-mêmes.

M. Mercanton utilise ensuite les observations faites en août 1883, 1884 et 1885 sur la vitesse estivale du glacier à partir des profils jaunes et rouges pour déterminer la relation de la vitesse estivale à la vitesse moyenne de l'année. Il en déduit que la vitesse estivale représente le 0,871 de la vitesse annuelle au profil jaune, le 0,886 au profil rouge, et arrive ainsi à la confirmation des constations faites au Hintereisferner par MM. Blümcke et Finsterwalder, d'après lesquelles le rapport de la vitesse estivale à la vitesse annuelle, supérieur à l'unité près du front, décroît progressivement vers l'amont et devient inférieur à l'unité à partir d'une altitude qui varie suivant les cas.

M. Mercanton a cherché aussi à évaluer la vitesse du glissement de la base du glacier sur son lit dans la région frontale d'après la valeur de la progression hivernale du front et arrive à une vitesse moyenne de 4,7 m. par an. Il s'est efforcé enfin de préciser l'allure des filets d'écoulement relativement à la surface, montrant que ces filets tendent à s'enfoncer dans le collecteur, à émerger au contraire dans le dissipateur, qu'ils sont du reste influencés par différents facteurs, en particulier par les variations de vitesse et que leur allure présente de ce fait de multiples irrégularités, non encore expliquées.

Dans un dernier chapitre M. Mercanton traite sommairement de divers sujets, des dispositions prises pour mesurer l'érosion glaciaire, du crevassement, de la marche des objets enfouis dans le glacier, des déformations de la glace dans la région frontale et de la structure du glacier. Puis, dans un complément rectificatif, il expose pourquoi il a été amené depuis l'impression de ses premiers chapitres, à reporter à l'année 1640 la crue qu'il avait supposée d'abord en 1620.

Ajoutons pour finir que le volume consacré par la commission des glaciers au glacier du Rhône comprend un fort bel ensemble de planches et de tableaux, qui complètent très utilement le texte.

M. P. L. Mercanton (**49**) a fait un exposé sommaire des observations faites en 1914-1915 sur les variations des glaciers et des névés en Suisse. Sur 41 et 36 glaciers observés, 46 % en 1914, 50 % en 1915 ont montré des signes de crue. Le glacier du Rhône est en crue sensible. L'enneigement a été progressif en 1914, régressif en 1915.

Dans une autre notice M. P. L. Mercanton (**48**) a montré

que les règles que Forel a cru pouvoir établir pour les variations des glaciers n'ont pas une application générale. En réalité chaque glacier réagit individuellement aux conditions climatiques dans lesquelles il se trouve.

En second lieu M. Mercanton a insisté sur le contraste frappant qui se manifeste dans l'allure des crues glaciaires et des décrues.

M. O. Lütschg (47) a fait un bref historique des variations qu'ont subies pendant ces dernières années les deux glaciers de l'Allalin et du Schwarzenberg, dans la vallée de Saas.

MM. A. de Quervain et R. Billwiller (53) ont exposé les principaux résultats d'une série d'observations nivométriques entreprises en 1915-1916 dans le massif de Silvretta et dans les Clarides par la commission glaciologique de Zurich.

Cette étude a permis de déterminer l'importance extraordinairement grande des chutes de neige tombées cette année-là.

Eboulis.

M. Fr. Jaccard (42) ayant eu l'occasion d'étudier les cônes de déjection de la vallée de Conches, dans le tronçon Längisbach-Münsterfeld, est arrivé à admettre, que les cônes que M. Horwitz avait considérés comme des cônes torrentiels éteints, sont dus, en réalité, essentiellement à l'action des avalanches, qui se continue encore actuellement.

La même intervention des avalanches se manifeste dans les cônes de cirque décrits par M. Horwitz dans le tronçon Münsterfeld-Niederwald, cônes qui continuent à s'accroître notablement.

M. L. Horwitz (41) a répondu à cette publication, en faisant remarquer d'abord qu'il n'a jamais employé le terme de cône éteint dans un sens absolu, mais seulement pour désigner des cônes à accroissement très lent. Il n'a pas non plus contesté l'intervention des avalanches dans l'accroissement de certains cônes, mais il a dit et il maintient que, pour les cônes de déjection en question de la vallée de Conches, c'est le facteur torrentiel qui reste le principal, et que l'action torrentielle est très réduite actuellement relativement à ce qu'elle était pendant le retrait postglaciaire.

M. Fr. Jaccard (42) a donné ultérieurement un exposé plus détaillé de ses observations et de son interprétation. Parlant d'abord des cônes qui bordent le versant droit de la

vallée du Rhône entre Längisbach et Münsterfeld, il remarque que les cônes dits de deuxième ordre par M. Horwitz, qui correspondent à des vallons peu encaissés, ont une forte pente, ne portent pas de traces d'actions torrentielles récentes, et sont couverts de végétation, ne sont pas pour cela des cônes éteints.

En 1915, ils étaient couverts d'abondants débris entraînés par les avalanches, ils ont absolument l'allure de cônes d'éboulis d'avalanche et les documents historiques que M. Jaccard a pu réunir montrent qu'ils correspondent aux points d'arrivée d'avalanches fréquentes. Sur le versant gauche du même tronçon les faits sont moins parlants à cause de l'extension de la forêt, mais l'intervention des avalanches dans la formation des petits cônes à forte pente est néanmoins certaine.

M. Jaccard a même pu trouver plusieurs exemples de cônes considérés comme éteints par M. Horwitz, qui débordent sur des cônes torrentiels vivants voisins ; ce fait suffit à démontrer le caractère vivant des premiers et l'intervention persistante des avalanches.

Parlant ensuite des cônes de Münsterfeld, du Reckingerfeld et du Ritsingerfeld, situés au pied du versant droit dans le tronçon Münsterfeld-Niederwald, M. Jaccard rappelle qu'ils sont situés au bas de cirques à forte pente, qu'ils ont une surface régulière et très inclinée et qu'ils ne portent pas de traces de ruissellement moderne, comme M. Horwitz l'a reconnu, mais il insiste sur le fait que ces cônes, loin d'être morts ou éteints, sont alimentés encore par des avalanches, tandis que les cirques qui les dominent continuent à subir les effets de l'érosion. L'histoire de la vallée montre que les avalanches se sont de tous temps précipitées sur ces centres d'accumulation, dont elles ont été le constructeur principal. Le fait que les cônes de cirque en question ne peuvent pas être d'anciens cônes torrentiels éteints par suite du captage du cours d'eau qui les alimentait, comme le prétend M. Horwitz, est encore confirmé par l'empiétement évident de plusieurs d'entre eux sur les cônes de déjection voisins des torrents encore actifs.

Pour expliquer le volume considérable des cônes de cirques du tronçon Münsterfeld-Niederwald, relativement à celui des cônes du tronçon Längisbach-Münsterfeld, M. Jaccard admet que l'action des avalanches se faisait déjà sentir dans la partie inférieure de la vallée, tandis que la partie supérieure de celle-ci était encore protégée par le glacier qui

l'occupait pendant le stade de Daun. Les cirques eux-mêmes ont dû être creusés d'abord par de petits glaciers suspendus, puis modifiés soit par le ruissellement, soit surtout par l'action des avalanches.

Séïsmes.

M. A. DE QUERVAIN (51) a publié en 1916 un rapport détaillé sur les séïsmes ressentis en Suisse pendant l'année 1914. Ceux-ci ont été au nombre de 46, dont 12, ayant affecté spécialement les Grisons, appartiennent au mois de janvier, et 10, ayant affecté en majeure partie le Valais, appartiennent au mois d'avril.

La séïsmité prononcée des Grisons et particulièrement de la région de Coire et du Domleschg s'est manifestée spécialement en janvier ; le principal séïsme, qui a atteint l'intensité VI et s'est fait sentir depuis la région de Ragaz jusque dans l'Oberhalbstein et le Safiental, s'est produit le 15 janvier à minuit 15 minutes. D'autres tremblements de terre ont été ressentis plus tard dans les Grisons, le 20 mars, les 7, 8 et 9 avril, les 22 et 23 mai (deux séïsmes ont atteint alors le degré V et affecté la plus grande partie du canton) ; les 7, 17 et 30 août, le 23 octobre.

Dans le Valais, quatre secousses successives ont été ressenties le 9 avril entre minuit et 10 h. du soir dans les environs de Sion, un séïsme s'est produit le 29 novembre à Martigny.

Quelques séïsmes, peu violents, ont affecté le NE de la Suisse ; ainsi, il fut constaté : une secousse à Enenda (Glaris) le 30 janvier, deux secousses rapprochées dans le Klœnthal, le 4 février, un tremblement de terre à aire étendue le 2 février, dans la Schwäbische Alb, à Schaffhouse, Winterthur et St-Gall, un séïsme le 8 avril à Horgen, un autre le 27 mai à Frauenfeld, deux secousses les 19 et 20 septembre à St-Gall et une autre le 23 décembre à Alststätten (St-Gall).

Le pied du Jura ne paraît avoir été affecté que par une légère secousse ressentie à Neuveville le 25 mars.

Enfin il faut signaler que plusieurs séïsmes, dont le foyer était en dehors des limites de notre pays, se sont fait sentir en Suisse, ainsi : le séïsme du 30 août, dont le centre était dans le Vorarlberg et qui a été nettement sensible dans les Grisons et le canton de St-Gall, le séïsme dont l'épicentre était aux environs de Turin le 26 octobre et qui a été éprouvé dans le Valais, le canton de Vaud et le Jura jusqu'à Bâle, le séïsme du 27 octobre, dont le foyer était également

dans le N de l'Italie et qui a ébranlé presque toute la Suisse, enfin, un séïsme qui, le 14 novembre a affecté surtout les Alpes Bergamasques, mais a été sensible dans le S des Grisons.

Dans un troisième chapitre, M. de Quervain rend spécialement compte des observations qui ont été faites dans la station séïsmographique de Zurich, ne faisant que mentionner les séïsmes lointains, mais établissant un tableau plus détaillé des séïsmes plus rapprochés, soit distants de mille kilomètres au maximum.

En outre, M. de Quervain a fait une intéressante étude en vue de déterminer la profondeur du centre sismique des deux groupes de tremblements de terre qui ont affecté les Grisons, le premier du 10 décembre 1913 au 23 janvier 1914, le second en mars, avril et mai 1914. Il a pu le faire grâce à une détermination très précise de l'heure du choc à l'épicentre et de l'heure d'arrivée des deux premières phases sismiques à l'observatoire de Zurich. La position de l'épicentre a été déterminée d'après l'aire d'ébranlement maximal ; l'heure du premier choc a été prise par le personnel des télégraphes qui était depuis quelque temps dûment instruit à cet effet. D'après de très nombreuses observations il a été reconnu que l'épicentre devait se trouver dans les environs de Tomils dans le Domleschg. La profondeur du centre sismique doit être de 36 kilomètres environ.

Dans un dernier chapitre, M. de Quervain traite la question de l'influence qu'exercent sur la marche des ondes sonores l'abaissement de température dans les couches de plus en plus élevées de l'atmosphère et les changements brusques de température causés par les vents dominant à une certaine hauteur. Il a étudié à cet effet l'extension de l'aire dans laquelle a été entendu le bruit du canon d'Alsace le jour de Noël 1914.

M. A. de Quervain (**50**) a fait une étude spéciale du tremblement de terre qui a affecté, le 1er mars 1916 à 8 h. 53 s. la Suisse occidentale et la Franche-Comté.

L'aire d'intensité maximale est circonscrite par Pontarlier, Tavannes, Bienne, Fribourg, Bulle, Château-d'Œx, Montreux, Genève. Le degré d'intensité n'a pas dépassé V. L'épicentre a été déterminé à 5° 58′ longitude Greenwich et 47° 0′, latitude. Les effets les plus forts ont été ressentis dans le prolongement du grand décrochement transversal du Jura vers Orbe et Cossonay, grâce, probablement, à des mouvements secondaires.

M. A. DE QUERVAIN (52) a pu d'autre part lors du tremblement de terre qui a affecté la région même de Zurich, le 17 juillet 1916, enregistrer l'arrivée des ondes verticales et des ondes horizontales avec un intervalle de 28 secondes. Cette observation, faite dans une aire épicentrale, permit d'abord de constater l'existence de deux catégories d'ondes, ensuite de déterminer la profondeur du centre, qui doit se trouver à 23 kilomètres.

MM. A. DE QUERVAIN et A. PICCARD (54) ont décrit sommairement un séïsmographe qu'ils ont combiné dans le but d'enregistrer les composantes verticales.

M. A. KREIS (43) a signalé l'installation à Coire d'un séïsmographe, qui était établi précédemment à Davos et appartenait au Dr Dietz.

Variations de la pesanteur.

La commission géodésique suisse a continué ses observations sur les variations de la pesanteur dans les Grisons et les régions voisines de St-Gall, Glaris et Uri, et M. J. J. LOCHMANN (45) a brièvement rendu compte de ces observations, qui ont confirmé l'existence d'un minimum de masse dans la région à l'E de Coire et Reichenau.

Volcanisme.

M. A. BRUN (39) a continué ses recherches sur l'action de la vapeur d'eau sur les roches éruptives et a porté son attention spécialement sur les effets produits par cette action sur les silicates.

La méthode suivie a consisté à débarrasser d'abord la lave de ses gaz magmatiques par chauffage, puis à y introduire l'eau à une température déterminée et dans des conditions permettant de recueillir tous les produits résultant des réactions survenues.

Pour toutes les laves étudiées la décomposition de l'eau par la roche commence à 750°, puis s'accélère à mesure que la température et la pression augmentent. Ce sont d'abord le carbone, les hydrocarbures, le soufre et les chlorures qui sont attaqués. Le silicate de fer subit d'une part l'action du chlore ce qui donne lieu à d'abondantes vapeurs de chlorure de fer, d'autre part, celle de l'eau qui, par oxydation directe, donne naissance à du spinelle magnétique ($Fe_3 O_4$) et provoque ainsi une coloration noire intense de la roche.

Les gaz obtenus après refroidissement sont : CO_2, CO, SO_2,

HCl et surtout, en grande quantité, H_2 ; il s'y mêle généralement de l'azote. La quantité de gaz dégagés est toujours considérable ; la lave du Kilauea, par exemple, donne 12 à 15 litres de gaz réduits à 0° et 760 mm. par kilog. de lave.

M. Brun rend compte de plusieurs expériences qu'il a faites suivant cette méthode sur divers types de lave. Il a opéré d'autre part sur une lave récente du Vésuve qu'il a d'abord refondue au creuset, de façon à la débarrasser de ses substances volatiles, qu'il a ensuite pulvérisée, mêlée avec une certaine quantité de poudre de talc et réchauffée. Il a obtenu ainsi un fort dégagement de vapeurs, beaucoup plus abondant que n'aurait pu en dégager la roche chauffée seule, un dépôt important d'hématite, de spinelle et de salmiac et un résidu gazeux de 1,8 litre par kilog. de lave, formé surtout de CO_2 (62 %), de N_2 (14 %), de H_2 (10 %), de CO (7,5 %) et de HCL (5 %).

Ayant repris la lave ainsi traitée et l'ayant soumise de nouveau à la même opération, M. Brun a obtenu de nouveau un abondant dégagement gazeux, qui, cette fois, comprend presque exclusivement du H_2 (46,2 %), du CO_2 (32,3 %) et du CO (21,4 %).

Ces expériences prouvent clairement l'action réciproque de l'eau et de la lave et, par conséquent, le caractère anhydre de la seconde.

M. Brun a opéré aussi sur une lave récente du Kilauea, sur des ripidolites et sur divers péridots et a obtenu toujours des résultats concordants.

En se basant sur cette persévérante série d'expériences, il admet comme démontrée l'oxydation générale des laves par la vapeur d'eau à haute température.

A la fin de son étude, M. Brun s'emploie à réfuter les conclusions qu'ont tirées MM. Day et Schepherd de leurs observations au Kilauea sur le caractère magmatique de certaines émanations gazeuses hydratées. L'eau et l'hydrogène recueillis par les deux savants américains peuvent fort bien provenir d'une action extérieure sur la lave, et d'une façon générale l'émanation en question doit être considérée comme un mélange de gaz magmatiques vrais et de gaz résultant de l'action d'une eau étrangère sur une lave incandescente. La quantité d'eau récoltée par MM. Day et Schepherd est du reste beaucoup trop forte relativement à celle de l'hydrogène, pour qu'on puisse admettre que ce mélange se soit maintenu dans la lave.

Une fois de plus, M. Brun arrive ainsi à la conclusion que

la théorie aqueuse ne suffit pas à expliquer les phénomènes observés et doit donc être abandonnée.

Les mêmes observations et les mêmes résultats ont été exposés sous une forme plus concise par M. A. Brun (**32**) dans le *Bulletin de la Société française de Minéralogie.*

IIIe PARTIE. — TECTONIQUE. DESCRIPTIONS RÉGIONALES

Jura.

Une fois la percée du tunnel de base du Hauenstein achevée M. A. Buxtorf (**57**) a tenu à préciser la tectonique du faisceau de plis du **Hauenstein** et de la chaîne de la **Montagne de Granges** à la lumière des observations qui ont pu être faites pendant l'avancement des deux galeries du Hauenstein et du Moutier-Granges.

Parlant d'abord du Hauenstein, l'auteur fait remarquer que les profils établis avant les travaux par Fr. Mühlberg, et par lui-même, concordaient sauf sur quelques points, relevant de l'interprétation et non de l'observation.

Lors de l'avancement, les constatations suivantes ont été faites :

Dans le jambage S du pli du Dottenberg, la série des couches d'Effingen a montré une épaisseur inattendue, qui est peut-être due à des causes tectoniques, en particulier à l'intervention d'une faille nettement visible en surface à petite distance du profil du tunnel. D'autre part ce jambage prend une forme ondulée, qui est certainement en relation avec un bombement anticlinal secondaire dans le Trias moyen.

Le cœur de l'anticlinal du Dottenberg est formé par une zone effilée et laminée de couches de l'Anhydrite, fortement redressée, qui, au niveau du tunnel, s'appuie au N sur un anticlinal aigu de Hauptmuschelkalk et de Trigonodusdolomit, tandis que, plus haut, elle doit être en chevauchement sur une bande de Keuper appartenant en partie à l'enveloppe de l'anticlinal précité, en partie au jambage renversé de l'anticlinal principal.

Au niveau du tunnel on a pu constater l'absence à peu près complète du jambage renversé du synclinal de la Burgfluh ; les schistes opaliniens s'enfoncent ici au S sous le Keuper, sans aucune trace de rebroussement des couches. L'anticlinal du Dottenberg est donc un pli-faille, chevauchant sur le synclinal suivant dans toute sa partie profonde et ce n'est

qu'au niveau du Dogger qu'on voit apparaître les éléments d'un jambage médian.

Le jambage N du synclinal de la Burgfluh est en chevauchement direct par le Muschelkalk moyen de sa base sur les marnes miocènes de la bordure du Jura tabulaire ; dans le plan de chevauchement il n'existe que des paquets broyés de Muschelkalk, de Keuper, de Lias et de Dogger. D'autre part quelques petits amas de sel, qui ont été trouvés à la base du niveau de l'Anhydrite montrent nettement que, lors du chevauchement, le décollement s'est fait dans le Trias moyen juste au-dessus du niveau salifère.

Il est ainsi démontré que le Tertiaire du Jura tabulaire pénètre profondément au S, sous les chaînes jurassiennes, et qu'on n'y trouve aucune trace d'incurvation synclinale.

Après avoir traversé les marnes et grès miocènes du Jura tabulaire, le tunnel suit sur 200 m. le contact entre le Tertiaire et le Jurassique sous-jacent, ce qui a permis de constater nettement une discordance des deux systèmes et la superposition successive des dépôts molassiques sur les couches d'Effingen, les couches de Birmensdorf, le Callovien et le Hauptrogenstein. Ces faits démontrent qu'il y a eu dans cette partie du Jura des mouvements antérieurs au Miocène supérieur ; du reste, à la base du Tertiaire on trouve parfois d'intéressants conglomérats, formés surtout d'éléments empruntés au soubassement direct, mais contenant aussi des galets de quartzite et de granite.

Plus loin, au N, l'inclinaison au S des couches du Hauptrogenstein diminue assez brusquement, puis le tunnel ne tarde pas à couper trois failles, dont deux encadrent un fossé en coin tout à fait typique. L'étude de celui-ci a pu être faite dans des conditions particulièrement favorables, grâce au fait qu'il est traversé non seulement par le tunnel, mais encore par un puits de ventilation.

Ensuite le tunnel traverse, sous le Sprüsel, un anticlinal double, assez large de Hauptrogenstein et de Bajocien, puis, jusqu'au portal N il chemine dans les couches presque horizontales du Dogger.

M. Buxtorf passe ensuite à la description du tunnel du Grenchenberg et du profil suivant l'axe de celui-ci. Il rappelle que les travaux ont coupé ici les anticlinaux du Grenchenberg et du Graitery, avec le synclinal intermédiaire du Chaluet.

Des profils ont été établis successivement, avant le commencement des travaux, par M. L. Rollier et par MM. Buxtorf

et Baumberger. La principale différence entre les deux interprétations données concernait les affleurements du Malm supérieur du Chaluet, que M. Rollier considérait comme en place et en chevauchement sur le Tertiaire, tandis que MM. Buxtorf et Baumberger y voyaient un gros paquet éboulé. Le Grenchenberg était interprété par les divers prospecteurs comme un anticlinal ayant une tendance au dédoublement. La chaîne du Graitery était considérée comme un anticlinal simple, déjeté au N.

Les constatations faites pendant l'avancement des galeries ont été très différentes sur d'assez nombreux points de ce qui avait été prévu. D'abord, dans le jambage S du pli du Grenchenberg, la molasse s'enfonce beaucoup plus profondément sous le Malm renversé qu'on n'aurait pu le supposer et, d'autre part, cette Molasse ne comporte aucun terme plus jeune que la Molasse d'eau douce inférieure. Du reste la stratigraphie exacte de ce synclinal couché n'est pas complètement éclaircie.

Dans l'anticlinal du Graitery une première complication inattendue est apparue dans la traversée du Dogger du cœur du pli. Le Jurassique moyen dessine en effet une double voûte. Dans le jambage S un chevauchement de faible envergure ramène le Bajocien sur le Hauptrogenstein ; quant aux couches suprajurassiques elles se renversent au S par-dessus le Tertiaire du Chaluet. Ainsi la coupe du Graitery s'est trouvée bien plus compliquée en profondeur qu'on ne l'avait supposé et l'on a pu constater une fois de plus l'indépendance des formes tectoniques du Dogger et du Malm.

Le synclinal du Chaluet, chevauché par le Malm au N et au S, prend ainsi une forme évasée vers le bas ; il est rempli par la Molasse jusque et y compris les grès miocènes.

Quant à la traversée du Grenchenberg elle a révélé une structure interne de la chaîne très compliquée. Elle a permis d'abord de constater que les calcaires kimmeridgiens du Chaluet chevauchent du S au N sur le synclinal tertiaire précité, ensuite de raccorder ce recouvrement avec un chevauchement considérable, qui a amené le Keuper et le Lias du jambage S du pli sur le Dogger du cœur, de sorte qu'il existe au cœur de la chaîne deux voûtes concentriques, tectoniquement superposées.

Le plan de chevauchement est ici fortement incurvé, dessinant une courbure synclinale sous la zone tertiaire supérieure du Chaluet, puis remontant au S pour se mouler sur la voûte profonde du Jurassique moyen.

Enfin au S de la voûte principale du Grenchenberg, le Keuper et le Lias dessinent encore un anticlinal accusé qui les ramène au niveau du tunnel.

Après cet exposé objectif, M. Buxtorf cherche à préciser la théorie des plissements jurassiens dans la Suisse septentrionale. Il montre d'abord par divers faits que les chaînes les plus externes ont été plissées les premières, puis que le plissement s'est prolongé successivement vers l'intérieur ; il fait ressortir l'influence qu'ont exercée sur le développement de chaque pli les éléments tectoniques qui se trouvaient devant ces plis ; il remarque aussi que les phénomènes d'étirement et les décrochements horizontaux, qui sont développés de façon si caractéristique dans les chaînes internes du Jura, manquent presque complètement dans la zone externe qui borde la dépression de la Saône et que cette absence implique, contrairement aux idées émises récemment par M. Alb. Heim, que la zone externe du Jura avait déjà atteint l'état de rigidité, lorsque les plis internes déferlaient en arc de cercle contre elle. Les décrochements que M. Alb. Heim suppose au travers des chaînes externes sont des dislocations tout à fait distinctes des décrochements plus internes ; le décrochement supposé près de Montmelon est en réalité un chevauchement ; la fracture qui passe aux Rangiers paraît correspondre à une ancienne faille faisant partie du système des failles rhénanes, et ayant rejoué pendant le ridement du Jura ; enfin le décrochement supposé par M. Heim dans la région de Gänsbrünnen et du Trogberg n'existe pas non plus ; il s'agit ici de plusieurs dislocations d'une tout autre nature.

Pour expliquer la tectonique spéciale révélée par les travaux du tunnel du Grenchenberg, M. Buxtorf admet les phases de dislocations suivantes :

1° A la fin des temps tertiaires, un premier ridement a affecté les chaînes externes jusque et y compris le Graitery.

2° Par suite de la résistance opposée par le faisceau de plis à la poussée venant du S un chevauchement, né dans la région actuelle du Grenchenberg, a amené la superposition suivant un plan oblique de la série triasique-jurassique du S sur la bordure méridionale de l'anticlinal du Graitery.

3° La poussée continuant, le synclinal du Chaluet s'enfonce tandis que plus au S se développent des plis sous le plan de chevauchement. A mesure que ces plis s'accentuent, la masse chevauchante qui les recouvre se bombe en une puissante voûte, dont le jambage méridional finit par déferler au S par-dessus les formations molassiques.

Après avoir fait ressortir les analogies qui existent entre cette tectonique et celle de l'arc des Alpes occidentales, M. Buxtorf compare le dernier bombement du Grenchenberg à la phase insubrienne des plissements alpins. Il admet que des tensions tectoniques se sont maintenues jusqu'à nos jours dans les zones périphériques de la montagne de Granges et attribue à ces tensions, remises en jeu par la vidange des cavités souterraines, les tremblements de terre du 1er juin et du 21 novembre 1913, que M. de Quervain a étudiés en détail.

Revenant à la tectonique spéciale de la chaîne du Weissenstein, M. Buxtorf commence par faire remarquer qu'il aurait suffi que le tunnel du Grenchenberg traversât la chaîne à un niveau un peu plus élevé pour que le vaste chevauchement qui a été constaté échappât tout à fait à l'observation et que le profil relevé fût assez semblable à celui du tunnel du Weissenstein. Il fait ressortir en second lieu la remarquable analogie qui existe entre la coupe qu'ont révélée les travaux du Moutier-Granges et celles que Mühlberg a reconnue depuis longtemps, dans les cluses de Mümliswil et de Balstal.

Cette analogie amène M. Buxtorf à considérer comparativement la tectonique des chaînes du Sonnenberg et du Weissenstein. Il remarque à ce propos que le chevauchement d'un anticlinal S sur un anticlinal N, visible dans la cluse de Mümliswil s'atténue rapidement vers l'W, en même temps que l'anticlinal N prend toujours plus d'ampleur, tandis que l'anticlinal S s'amortit. Il retrouve les mêmes phénomènes dans la chaîne du Weissenstein à l'W de la cluse de Balstal ; c'est l'anticlinal N de la cluse, qui, amplifié, forme la chaîne du Weissenstein, tandis que le front de l'anticlinal S chevauchant se retire rapidement au S dans la direction de l'W.

Au Grenchenberg la voûte inférieure ou septentrionale doit être considérée comme le prolongement de l'anticlinal du Montoz, dont l'axe s'abaisse rapidement vers l'E ; l'anticlinal S chevauchant, ou anticlinal du Grenchenberg, doit diminuer aussi ici d'ampleur vers l'W et ne plus exister bientôt que dans le versant S du Montoz, sans du reste que la limite entre les deux plis puisse être dès maintenant tracée avec certitude. A l'E du tunnel du Moutier-Granges l'anticlinal du Montoz ne doit pas tarder à disparaître complètement sous le pli du Grenchenberg, qui marque alors sa plus forte poussée au N. tout en reprenant une forme de pli normal, qu'il conserve tout le long du Weissenstein.

Au sud des plis du Montoz et du Grenchenberg-Weissenstein, se développe l'anticlinal du Chasseral, qui, au-dessus de Granges, prend momentanément la forme d'un simple repli déjeté au S du jambage méridional de l'anticlinal du Weissenstein, mais qui s'élève ensuite, de façon à devenir culminant à la Rötifluh. De là vers l'E cet anticlinal s'abaisse de nouveau et est relayé par un nouveau pli plus méridional, celui de la Roggenfluh.

M. Buxtorf fait encore remarquer que la chaîne du Passwang présente des analogies tectoniques avec celle du Weissenstein et il constate que cette sorte de combinaison de chevauchements et de plis, qui caractérise ces chaînes, se trouve exactement là où se raccordent les grands chevauchements du Jura bâlois avec les plis normaux du Jura bernois.

Dans un dernier chapitre M. Buxtorf fait une sorte de commentaire de deux grands profils établis par lui et coupant le Jura l'un d'Aarburg par le Hauenstein jusqu'à Rheinfelden et au Dinkelberg, l'autre de Granges par le Graitery et Delémont jusqu'au Blochmont. A ce propos il commence par reprendre la question des failles et des fossés du Jura tabulaire et montre que ces dislocations font en réalité partie d'un système très étendu, qui affecte le Jura depuis la vallée de Frick jusque dans l'Ajoie et qui est en relation d'une part avec l'enfoncement de la vallée du Rhin, de l'autre avec une poussée au N des régions jurassiennes de Montbéliard à Waldshut à l'époque oligocène.

Cette poussée oligocène a été cause des chevauchements de Mettau et de Mandach dans le Jura oriental. Plus à l'W, en face de la région affaissée du Dinkelberg et de la vallée du Rhin, la poussée a été réfléchie vers l'W et ainsi sont nés les fossés dirigés du N au S, qui correspondent à des étirements répétés et par conséquent à un élargissement E-W du Jura tabulaire. Dans l'Ajoie et la Haute-Alsace, au SW de Mulhouse, des phénomènes semblables doivent exister. M. Buxtorf constate que ces fossés du Jura tabulaire ont une tendance très nette à finir en pointe vers le N, tandis que dans la direction du S ils s'élargissent plutôt, en même temps que le rejet des failles qui les encadrent diminue.

En résumé, tout semble indiquer que sous l'effort de la poussée oligocène sont nées une série de dislocations, dont la direction et l'allure générale ont été fixées par la forme du massif de la Forêt Noire.

A propos de la coupe passant par le Hauenstein, M. Buxtorf revient à la question du grand chevauchement du Trias

de base des chaînes jurassiennes sur la bordure du Jura tabulaire et montre que toutes les observations récentes prouvent que ce chevauchement est en relation avec un décollement des couches mésozoïques suivant la base du groupe de l'Anhydrite. Le pli-faille du Dottenberg doit être considéré comme une grosse écaille, née derrière le chevauchement principal, lorsque la résistance à la poussée de celui-ci s'est accrue. Quant à la bordure interne du Jura tabulaire, M. Buxtorf soutient d'abord qu'elle marque une flexure importante dans son prolongement au S, ensuite que sa pénétration sous les chaînes jurassiennes doit être très profonde, enfin qu'elle a dû subir avec la masse qui la chevauche une phase de ridement insubrienne, donc postérieure au chevauchement.

Parlant ensuite de la seconde coupe, passant par le Grenchenberg et Délémont, M. Buxtorf confirme le fait bien connu de l'intensification du plissement en profondeur ; il constate que les anticlinaux prennent ici une ampleur qui grandit régulièrement du N au S, ce qui provient très probablement du fait que soit la série suprajurassique, soit la série tertiaire sont de plus en plus épaisses vers le S et que par conséquent les rayons de courbure ont dû grandir dans cette même direction. Cet épaississement de la série sédimentaire vers le S a été d'autre part la cause que le plissement du Jura a commencé au N.

En terminant, M. Buxtorf fait une critique des idées émises récemment sur la tectonique du Jura par M. Alb. Heim; il reproche au vieux maître de la géologie alpine d'avoir voulu trop simplifier et schématiser, sans tenir compte de la diversité très grande des formes, et d'avoir complètement négligé certains problèmes jurassiens très importants, en particulier celui des fossés en coin du Jura tabulaire.

M. A. Buxtorf (**56**) a publié ensuite une seconde notice, consacrée plus spécialement à la tectonique du Hauenstein, suivant l'axe du nouveau tunnel.

Parlant d'abord du Jura tabulaire, il montre que cette région a dû subir une longue phase d'érosion crétacique-tertiaire, dont les effets ont été pour ainsi dire parachevés par la transgression et l'abrasion vindoboniennes. Cette surface péniplainée a été ensuite surélevée et a subi l'érosion torrentielle qui a créé les vallées actuelles.

Par suite de l'inclinaison au S des couches jurassiques lors de l'abrasion miocène, les sédiments molassiques reposent sur des niveaux de plus en plus anciens vers le N ; dans le N du Jura tabulaire ils s'appuient sur le Hauptrogenstein et

il est probable que suivant la ligne actuelle de la vallée du Rhin la surface d'abrasion coupait les sédiments tendres du Bajocien et du Lias, ce qui a favorisé le creusement de cette vallée. Les failles qui sillonnent le Jura tabulaire sont manifestement plus anciennes que l'abrasion.

M. Buxtorf parle ensuite de la partie méridionale du Jura tabulaire qui, soumise à la poussée des chaînes jurassiennes, a été plissée, en même temps que certaines failles oligocènes ont rejoué, que de nouvelles fractures se sont produites et qu'un affaissement sensible a affecté l'ensemble de cette région.

Mais la partie principale de la brochure est consacrée à la chaîne même du Hauenstein, dans laquelle le forage du tunnel de base a révélé une tectonique beaucoup plus compliquée que celle qui était prévue, soit le caractère chevauchant de la série du Dottenberg, la présence entre celle-ci et le synclinal de la Burgfluh au niveau du tunnel d'une écaille aigue de Hauptmuschelkalk et de Keuper et la pénétration très profonde au S du Miocène du Jura tabulaire sous le Trias qui forme la base de la série de la Burgfluh. Un peu au-dessus du plan de contact entre le Miocène du Jura tabulaire et le Trias chevauchant, celui-ci est coupé par plusieurs plans de glissement secondaires. Dans le plan de chevauchement même on trouve des paquets broyés de Keuper, de Lias et de divers niveaux du Jurassique.

M. Buxtorf insiste sur le fait que le Miocène du Jura tabulaire ne montre jusqu'au-dessous du niveau du tunnel aucune trace d'inflexion synclinale ou de jambage renversé. Il rappelle que le plan de superposition de ces formations tertiaires coupe obliquement les couches du Jurassique supérieur et moyen depuis les couches d'Effingen jusqu'au Bathonien. A la base du Miocène se placent des conglomérats très caractéristiques.

Enfin, M. Buxtorf traite des dislocations diverses qui affectent la région du Jura tabulaire que traverse la partie N du tunnel et il fait remarquer en terminant que les corrections qui ont dû être apportées aux profils établis avant le commencement des travaux du tunnel de base du Hauenstein ne résultent pas d'erreurs d'observation ; les faits constatés pendant la progression de la galerie n'auraient pas pu être déduits de la tectonique externe de la chaîne.

M. A. Gutzwiller et Ed. Greppin (58) ont commencé à lever en détail au 1 : 25 000 la **région de Bâle** ; ils ont publié récemment une carte géologique correspondant aux feuilles

8 et 10 de l'atlas Siegfried, soit au territoire de la vallée inférieur de la Birse et au plateau de Gempen.

Comme complément à cette carte, ils ont fait paraître en 1916 un commentaire stratigraphique et tectonique, dont l'introduction est un exposé sommaire des caractères généraux de cette région, intéressante soit par le développement de ses formations quaternaires, soit par la grande dislocation qui marque la limite vers le N et vers l'W du Jura tabulaire.

Dans la partie stratigraphique de leur description, les auteurs commencent par l'étude des formations quaternaires, les dépôts postglaciaires, les éboulis récents, les éboulements, le lœss et les grands systèmes d'alluvions des temps glaciaires.

La basse terrasse forme les vastes thalwegs des vallées du Rhin et de la Birse; la haute terrasse se trouve, sous forme de restes limités mais très nets, sur les deux versants de la vallée de la Birse, en particulier entre Arlesheim et Angenstein d'une part, sur les flancs du Bruderholz d'autre part. Le Deckenschotter inférieur forme la surface du Bruderholz et se retrouve au-dessus de Muttenz et de Pratteln, et il est en général abondamment tapissé de Lœss; le Deckenschotter supérieur n'existe qu'à l'E de la Birse entre Münchenstein et Muttenz au niveau de 380 à 400 m.

M. Gutzwiller décrit ensuite les dépôts tertiaires. Le Miocène n'est représenté que par quelques lambeaux de « Juranagelfluh », qui se trouvent dans la région de Dornach-Aesch et se rattachent certainement aux dépôts correspondants du bassin de Laufon. L'Oligocène, beaucoup mieux développé, comprend de haut en bas :

1° Les calcaires et marnes d'eau douce de Tüllingen.

2° La molasse alsacienne.

3° Les marnes à *Ostrea cyathula*.

4° Les marnes grises à écailles de *Meletta*.

5° Les schistes brunâtres, feuilletés, avec d'abondants restes de poissons.

6° Les sables et conglomérats à *Ostrea callifera*, *Natica crassatina* et *Pectunculus obovatus*.

Cette série ne comprend pas l'Oligocène inférieur qui fait défaut sur le territoire de la carte. L'Eocène manque aussi presque complètement ; ses affleurements se réduisent à quelques bancs de calcaires à *Plan. pseudoammonius*.

Le Jurassique se termine vers le haut avec le Séquanien qui comporte certaines variations de faciès et se subdivise de haut en bas comme suit :

1° Calcaires blancs, compactes ou oolithiques de Sainte Vérène.

2° Marnes et marno-calcaires contenant en abondance *Zeilleria humeralis*, *Ter. bourgueti*, *Cidaris florigemma*, etc.

3° Calcaires oolithiques, jaunâtres, se délitant facilement, riches en polypiers, en nérinées et en natices, qui correspondent au niveau à natices du Blauen.

L'Argovien est représenté dans la partie N du territoire de la carte par le faciès rauracien, il commence par des alternances de marnes et de calcaires marneux très riches en polypiers, qui représentent le Glyptycien et supportent les calcaires coralligènes typiques du Rauracien moyen et supérieur. Vers le S et l'E ce faciès récifal passe assez rapidement au faciès vaseux à Pholadomyes et Périsphinctes de l'Argovien proprement dit ; dans ces directions, on voit apparaître au niveau du Glyptycien, avec une épaisseur réduite, des marnes à *Rhynch. striocincta*, *Rhynch. triloboïdes*, *Glyptycus hieroglyphicus*, *Cidaris florigemma*, etc.

Au niveau de l'Oxfordien le terrain à chailles n'existe que vers l'W et est bientôt remplacé vers l'E par une mince couche marneuse à *Card. cordatum*. Plus bas viennent les marnes à *Crenic. renggeri* avec leur faune caractéristique de petites ammonites.

Le Callovien supérieur est représenté par des marnes riches en oolithes ferrugineuses, caractérisées par *Reineckeia anceps*, *Cosmoc. jason*, *Peltoc. athleta*, *Hectic. hecticum*, au-dessous desquelles apparaissent les alternances de marnes et de calcaires du niveau à *Macr. macrocephalus*. La base de l'étage est formée par les marnes bleues et les marno-calcaires à *Rhynch. varians*.

Le Bathonien est remarquablement bien développé aux environs de Bâle où il est représenté par le Hauptrogenstein. A la partie supérieure se trouvent les oolithes à *Park. ferruginea*, très riches en fossiles, qui sont limitées à la base par les marnes de Movelier, caractérisées par *Terebr. movelierensis*. Plus bas viennent des bancs oolithiques alternant avec des marnes grises, qui correspondent au niveau à *Ostrea acuminata*, mais ne contiennent pas ce fossile ; on y trouve, par contre, *Ostrea explanata*, *Rhynch. oolihica*, *Ter. circumdata*, etc. Le Bathonien inférieur est représenté par les calcaires finement oolithiques, blancs ou rougeâtres de l'oolithe subcompacte. Près de la base de ce complexe s'intercalent des bancs formés à peu près exclusivement de débris de *Cai-*

nocrinus andreae ; à la base même se trouve un banc de calcaire compact rempli de *Nerinea basileensis*.

Le Bathonien comprend de haut en bas :

1° Un complexe de marnes et de marno-calcaires correspondant aux zones à *Steph. blagdeni* et à *Steph. humphriesi*.

2° Une série de calcaires spathiques, dans laquelle s'intercale, près de la limite supérieure, un banc très caractéristique d'oolithe ferrugineuse et qui contient : *Steph. sauzei*, *Steph. polyschides*, *Sonninia alsatica*, etc.

3° Des marnes grises avec bancs de calcaires spathiques, caractérisées par *Sonninia jugifera*, *Trigonia costellata*, *Inoc. polyplocus*.

L'Aalénien est calcaire dans sa partie supérieure, caractérisée par *Ludwigia murchisonae*, argileux dans sa partie inférieure, dans laquelle se trouvent surtout *Posidonomya opalina* et *Pholadomya suessi*.

Dans le Lias le Toarcien est représenté par les calcaires plaquetés, durs, à *Leptolepis bronni*. Le Charmouthien prend un faciès marneux, sauf dans la zone à *Deroc. davoei*, qui est formée par des calcaires gris et cassants. Le Sinémurien est argileux dans sa partie supérieure, dans laquelle se rencontre *Ariet. obtusus*, puis est constitué par des alternances de calcaires spathiques gris et de marnes, qui se continuent jusque dans l'Hettangien supérieur.

Celui-ci repose directement sur le **Rhétien**, qui comprend de haut en bas :

1° des marnes bariolées (1 m.) ;

2° des marnes micacées grises (0,35 m.) ;

3° des grès siliceux, clairs, gris ou jaunâtres contenant avec de rares *Avic. contorta*, des débris de plantes, de poissons et de reptiles.

Dans le **Keuper**, M. Greppin distingue :

1° Les marnes bariolées supérieures, épaisses de 32 m. ;

2° Les dolomites de Ganzingen, à *Myophoria vestita*, (7.5 m.) ;

3° Le complexe du Schilfsandstein, qui se compose d'alternances de couches gréseuses et marneuses et comprend en particulier les marnes à végétaux bien connues de Neuewelt et de Moderhalde ;

4° Les argiles gypsifères (50 m.) ;

5° La Lettenkohle.

Le Trias moyen n'apparaît que dans sa partie supérieure, la « Trigonodusdolomit » et le « Hauptmuschelkalk » supérieur.

Dans la partie tectonique de leur exposé, MM. Gutzwiller et Greppin parlent surtout des nombreuses fractures qui coupent les formations mésozoïques du plateau de Gempen, suivant une direction générale SE-NW. Ces failles sont très variables, soit quant à leur longueur, soit quant à l'importance de leur rejet ; elles délimitent par places des fossés très nettement caractérisés. Entre elles apparaissent localement des failles de moindre importance, perpendiculaires à leur direction. D'autre part, quelques fractures, visibles près du rebord occidental du plateau de Gempen, sont en relation directe avec la grande flexure de la vallée inférieure de la Birse. Quant à l'âge du système principal des failles SE-NW, il faut le placer entre le dépôt des calcaires à planorbes éocènes et la formation de la grande flexure qui, comme on le sait, a débuté pendant l'Oligocène inférieur.

MM. Gutzwiller et Greppin décrivent aussi sommairement l'anticlinal déjeté au N du Blauen. Ils insistent à ce propos particulièrement sur les complications qui interviennent dans le cœur médiojurassique du pli. Ils montrent que l'effort tangentiel qui a fait surgir l'anticlinal du Blauen à l'époque miocène dans une partie de l'aire affaissée du Rhin, a dû exercer une action toute différente plus à l'E dans le territoire du Jura tabulaire, où se faisait sentir la résistance exercée par le massif de la Forêt Noire.

Les auteurs donnent encore quelques renseignements sur les sources sortant des flancs du plateau de Gempen, qui sont toutes caractérisées par un débit très variable ; ils signalent les exploitations de matières premières qu'ils ont rencontrées sur leur terrain : pierres de construction dans le Rauracien, le Bathonien, le Sinémurien, pierre à chaux ou à ciment, éboulis et graviers, gypse, sel, etc.

Enfin, MM. Gutzwiller et Greppin énumèrent les quatre stations préhistoriques connues dans la vallée inférieure de la Birse, dont la mieux étudiée, celle de Birseck a fourni des restes des époques magdalénienne et azilienne et des temps primitifs du Néolithique.

Alpes.

Tectonique générale des Alpes.

M. R. de Girard (64) frappé de l'incompréhension complète des données élémentaires de géologie dans les milieux peu instruits, a rédigé une petite brochure adressée plus spécialement à ses concitoyens fribourgeois et destinée à donner une forme compréhensible à chacun à des notions

depuis longtemps courantes dans les milieux scientifiques.

A propos des dépôts molassiques fribourgeois, M. de Girard explique ce qu'est un bassin de sédimentation détritique et ce que représentent et signifient les fossiles ; il définit les actions d'érosion et d'abrasion, le jeu des transgressions et des régressions et l'influence qu'exercent ces phénomènes géophysiques sur l'extension et la forme de la sédimentation ; puis il expose les principes généraux de la classification stratigraphique.

Après avoir insisté sur la lenteur et la continuité de l'évolution qu'a subie à travers les temps géologiques le relief de la terre, M. de Girard donne une idée générale des phénomènes orogéniques et épirogéniques, qu'il rattache à la contraction par refroidissement d'un noyeau igné très volumineux. Passant des plis simples et normaux aux plis chevauchants et aux nappes, il cherche à faire comprendre la gigantesque poussée au N qui a créé la tectonique des Préalpes fribourgeoises.

M. de Girard parle ensuite des agents de démantellement, montrant les stades successifs par lesquels passe une région surélevée et plissée jusqu'au moment où elle est réduite à l'état de pénéplaine ; il est ainsi amené à définir ce qu'on a appelé des lambeaux de recouvrement, des fenêtres, etc. D'autre part, il décrit le fractionnement des chaînes, déterminé par les phénomènes de fracture et d'effondrement.

Enfin, dans un dernier chapitre M. de Girard parle de l'assèchement progressif des bassins sédimentaires des socles continentaux, provoqué soit par l'ensablement, soit par des mouvements épirogéniques.

M. L. Rollier (75), tout en reconnaissant l'existence de charriages dans le système des plis alpins, ne peut pas se résoudre à adopter les idées admises par la plupart sur la tectonique générale des Alpes. Il vient de publier à nouveau sa manière de voir sur ce sujet dans une notice très touffue et fort difficile à analyser.

Dans cette publication, l'auteur reprend l'hypothèse, qu'il a déjà défendue antérieurement, d'une chaîne vindélicienne existant en profondeur sous les nappes helvétiques de la Suisse centrale et orientale et sous la Molasse et il rattache à cette chaîne les Préalpes romandes d'une part, les Alpes du Rhätikon de l'autre, tandis qu'il considère les klippes préalpines de la Suisse centrale comme d'énormes paquets détachés de la chaîne vindélicienne après son plissement, qui ont glissé dans la mer du Flysch.

La chaîne vindélicienne de M. Rollier a subi, d'après lui,

une érosion profonde qui, pendant le Crétacique, l'a entamée jusqu'au Cristallin. Elle affleure encore actuellement dans la région de Chamagneu (Isère) et doit passer de là par la région de Genève, la bordure méridionale du Plateau suisse et le Plateau bavarois.

D'autre part, la forme spéciale et l'intensité particulière des dislocations, soit des Alpes du Rhätikon, soit des Préalpes romandes, parlent en faveur d'une phase de plissement indépendante des plissements alpins et plus ancienne (plissement vindélicien) datant probablement de l'Eocène.

Parlant des lacunes stratigraphiques qui ont été constatées dans les diverses séries alpines, M. Rollier insiste particulièrement sur celle qui a marqué la fin des temps mésozoïques et montre que le Flysch repose sur le substratum le plus disparate comprenant tous les niveaux de l'Eocène aux schistes cristallins. Il admet que le Flysch s'est déposé dans une mer au fond très inégal, résultant à la fois du plissement vindélicien et de l'érosion qui a suivi ; des îles devaient émerger de cette mer et leur destruction a alimenté les brèches caractéristiques du Flysch, tandis que des glissements sous-marins ont fait englober dans le Flysch d'énormes lambeaux arrachés aux chaînes vindéliciennes, qui sont devenus les klippes.

M. Rollier émet sur les nappes helvétiques des idées qui, si elles ne sont pas absolument nouvelles, sont au moins en opposition flagrante avec les opinions généralement reçues. Il suppose d'abord un chevauchement du N au S de l'ensemble des nappes helvétiques situées au N de la zone du Flysch glaronnais et est amené naturellement à donner la même interprétation à toutes les nappes de la Suisse centrale qui existent au N de la zone Engelberg, Meiringen, les Scheidegg. Les nappes du massif du Schilthorn, du Faulhorn et du Kiental seraient ainsi refoulées du N au S sur le Flysch du Niesen, qui lui-même recouvrirait le pied des Préalpes romandes dans la région de Wimmis.

A partir du lac de Thoune, vers le SW cette nappe helvétique que M. Rollier appelle nappe des Préalpes suisses allemandes, est remplacée par celle des Préalpes romandes qui, de la vallée de l'Aar à celle de l'Arve, a chevauché au S sur le Flysch du Niesen. De même, à l'E du Rhin, dans le Rhätikon et le Vorarlberg, des formations au facies préalpin ont chevauché du N au S sur le Flysch.

M. Rollier admet que la poussée au S de sa nappe des Préalpes suisses allemandes a dû s'effectuer à la fin des

temps éocènes, en même temps que s'est détachée de la chaîne vindélicienne la nappe des Préalpes romandes. Ensuite est intervenue la phase d'ablation oligocène et miocène dans les régions alpines qui sont soulevées à plusieurs reprises ; concurremment s'accumulent les dépôts de la Molasse. Puis le principal plissement alpin s'est produit au début du Pliocène ; la Molasse pénètre alors en coin sous le bord externe des Alpes, depuis les Préalpes romandes jusqu'aux Alpes bavaroises ; en même temps la couverture sédimentaire des anciens massifs se plisse en vastes nappes (jambage S du double pli glaronnais, plis des Diablerets et de Morcles) ; enfin plus au S se sont formés les grands plis couchés du Valais et du Tessin, que M. Rollier admet, sans accepter pourtant l'idée de l'empilement des nappes telle qu'elle a été développée par les géologues alpins de la nouvelle école.

M. Rollier considère comme probable que ces plissements alpins ont été précédés dans l'intérieur des Alpes par des plissements vindéliciens, après lesquels a dû intervenir une importante phase d'ablation.

M. Rollier se refuse à voir dans la zone interne des Alpes la zone de racines d'un vaste système de nappes, comme le font MM. Lugeon, Argand, Staub et tant d'autres ; il n'admet pas non plus la notion du géosynclinal alpin dont les facies pélagiques passent progressivement vers le N aux facies sublittoraux et littoraux de la série autochtone des massifs centraux et du Jura. Enfin il combat énergiquement la notion d'une poussée unilatérale comme cause déterminante du plissement des Alpes et cherche à démontrer l'existence de puissantes poussées dirigées du N au S.

Après diverses considérations générales sur les Alpes orientales et sur les Préalpes, M. Rollier parle encore du Jura, dont le ridement a été pour lui tout à fait indépendant de celui des Alpes. Il suppose que ce ridement s'est fait en une seule phase et admet d'autre part une poussée vers le S du Jura tabulaire sous les chaînes jurassiennes.

Il admet en résumé les phases suivantes dans la genèse de la tectonique alpine :

1° Plissements vindéliciens pendant le Crétacique supérieur ;

2° Phase d'érosion entre le Crétacique et le Flysch ; glissement sous-marin de grands paquets vindéliciens dans la mer du Flysch ;

3° Chevauchement au S des nappes des Préalpes romandes et des Préalpes de la Suisse allemande ;

4° Phase d'érosion oligocène ; affaissement de la région molassique ;

5° Plissement principal des Alpes à la fin du Miocène ; chevauchement des Préalpes sur la Molasse ; formation de grands plis couchés au N dans les Hautes Alpes ; plissement du plateau molassique et du Jura ;

6° Erosion pliocène.

Il suffit de citer ici un exposé très sommaire qu'a fait M. P. Arbenz (**59**) de la tectonique générale des nappes alpines, en faisant ressortir particulièrement la continuité des éléments tectoniques fondamentaux, le rôle des bombements et des ensellements transversaux et l'échelonnement des phases orogéniques successives.

Massifs centraux.

M. M. Lugeon (**74**) a signalé la présence dans la partie suisse du **massif des Aiguilles rouges** de plusieurs affleurements de marbre qui jalonnent certainement d'anciens plis hercyniens. Il a décrit aussi de petits gisements de charbon situés à l'E du Rhône dans la région d'Alesses. Enfin il a fait l'étude d'un intéressant coin de gneiss qui, au-dessous d'Alesses, sur la rive droite du Rhône, pénètre disharmoniquement dans le synclinal carbonifère, témoignant que, sous l'effort de la poussée alpine, l'ancien massif s'est brisé en échardes, qui se sont insinuées dans la couverture sédimentaire.

MM. Alb. et Arn. Heim (**67**) ont repris en collaboration l'étude détaillée du coin calcaire enfoncé dans les gneiss de Fernigen dans le Meiental, qui est connu depuis les travaux de Conrad Escher von der Linth, mais dont l'interprétation, basée sur une exploration insuffisante, a varié suivant les auteurs.

MM. Heim commencent par établir que le coin de Fernigen n'est pas compris entre les gneiss d'Erstfelden et les schistes cristallins du massif de l'Aar, mais bien dans l'intérieur de ces derniers. Ils montrent ensuite que ce synclinal, nettement digité, se rétrécit vers le haut, mais sans se fermer complètement, comme divers auteurs l'ont admis ; on le suit par le versant N du Stucklistock jusqu'au Griesenhörnli.

Le contact du sédimentaire et du Cristallin tout autour du synclinal comporte une zone d'arkose, ressemblant au Verrucano, qui est broyée marginalement soit avec le Jurassique soit avec les schistes cristallins ; tout du reste tend à prouver que Cristallin et Mésozoïque ont été plissés de façon sensiblement concordante.

Dans le jambage S, renversé, on observe du S au N : 1° Une arkose ; 2° Des paquets morcelés de Rötidolomit ; 3° Un calcaire échinodermique, des schistes à Parkinsonia et une oolithe ferrugineuse du Jurassique moyen ; 4° Le calcaire du Schilt ; 5° Le Hochgebirgskalk. Le cœur du synclinal, qui comporte plusieurs replis écrasés les uns contre les autres, est formé essentiellement de Hochgebirgskalk et de couches du Schilt. Le jambage septentrional paraît manquer sinon complètement, du moins en grande partie.

Dans un second chapitre, M. Arn. Heim reprend en détail la stratigraphie du coin sédimentaire de Fernigen. Après avoir décrit sommairement les arkoses de base et les dolomies de la Röti qui les surmontent directement, il donne une coupe plus détaillée des formations jurassiques, qui comprennent :

Le **Bajocien**, montrant des profils un peu variés, mais comportant toujours, sur un grès de base, un complexe de calcaires sableux, échinodermiques et riches en silex, dans certains bancs ;

Le **Bathonien**, formé de schistes noirs et de calcaires en bancs, à grain fin, contenant des silex et devenant riches en limonite vers le haut ;

Le **Callovien**, représenté par des oolithes ferrugineuses, contenant en grande quantité par places des bélemnites ;

L'**Argovien**, qui commence par le calcaire tacheté du Schilt, épais de 1 à 2 m. et se continue par des alternances de bancs de calcaire compact et de schistes marneux jaunâtres ;

Le **Séquanien**, auquel correspondent les calcaires gris typiques du Quintnerkalk.

Il y a donc dans cette série une lacune considérable entre le Trias moyen et le Bajocien. Ce dernier étage paraît avoir transgressé du N au S. Une autre lacune existe entre le Callovien et l'Argovien, mais elle ne correspond certainement pas à une phase d'émersion.

En somme, la série jurassique de Fernigen correspond exactement à celle des Windgällen.

Le chapitre suivant, rédigé par M. Alb. Heim, est consacré à l'étude des déformations subies par les roches dans les deux jambages, qui sont du reste ici bien moins profondes qu'elles ne le sont habituellement dans les jambages renversés de grands plis couchés. Le calcaire du Malm a pourtant subi un métamorphisme profond ; dans les deux jambages il a pris une texture litée avec des signes évidents d'étirement ; les bélemnites, qu'il contient en grand nombre, sont pour la plupart

tronçonnées en plusieurs fragments ; dans certains cas leur longueur a été ainsi augmentée jusqu'au décuple.

D'autre part, les pressions tectoniques ont déterminé des cristallisations abondantes : cristallisations de magnétite, transformation de schistes ferrugineux en schistes chloriteux, cristallisation de séricite, etc.

M. Arn. Heim a poursuivi cette étude sur la transformation des roches sur une série de coupes microscopiques. Il a étudié d'abord des échantillons de l'oolithe ferrugineuse callovienne et a constaté les faits suivants :

Lorsque l'oolithe a été soumise à une pression égale de toute part, les grains oolithiques de chamoisite ne sont pas déformés ; par contre, ils sont auréolés de magnétite secondaire et criblés à l'intérieur de ce même minéral. Lorsque la pression a déterminé un laminage de l'oolithe, les grains oolithiques sont aplatis en forme de lentille ou de fuseau écrasé.

Comme dérivé métamorphique du Callovien, M. Arn. Heim décrit un schiste calcaire chloriteux, dans lequel les grains calcaires sont nettement étirés, les grains oolithiques restant sont allongés jusqu'à dix fois leur diamètre primitif, la chlorite forme des paillettes orientées toutes parallèlement à l'axe d'étirement.

M. Heim a étudié aussi au microscope le métamorphisme dans les calcaires du Schilt. Ces calcaires sont à grain fin et contiennent en quantité notable de la ferrocalcite sous différentes formes ; le quartz en petits grains et la pyrite y sont parsemés. Lorsqu'ils ont été soumis au laminage, ces calcaires prennent une texture fibreuse et finement cristalline ; les grains d'ankérite qui y sont inclus ont en général échappé, grâce à leur dureté, à l'étirement, mais ils sont encadrés dans le sens de l'étirement par des cristallisations de calcite en forme de demi-fuseaux effilés.

En terminant, M. Alb. Heim fait remarquer que le coin calcaire de Fernigen a une beaucoup plus grande extension qu'on ne l'a généralement admis. Il existe probablement aux environs du glacier de Tschingel, passe au N du Griesenhörnli, coupe la vallée de la Reuss au N de Fernigen, se retrouve dans le versant gauche du Meiental, traverse la Lauchernalp et le Rothberglisattel, coupe le Gornerental et le Siglisfadgrätli et se retrouve encore au Seewlisegg et dans l'Inschialptal. Il a donc été constaté sur une longueur de 15 kilomètres ; on peut même considérer comme probable, avec M. Arbenz, que ce synclinal se prolonge vers l'E dans le synclinal de la Windgälle et vers l'W dans le coin calcaire supé-

rieur de la Jungfrau. Nous avons donc affaire à un élément tectonique très important, qui est emboîté dans les schistes séricitiques et amphiboliques du versant N du massif de l'Aar.

La tectonique du synclinal de Fernigen prouve du reste que ce sont les plissements alpins qui ont déterminé essentiellement les formes de cette partie du massif de l'Aar. La discordance peu marquée qui sépare ici le Cristallin du Sédimentaire ne peut impliquer que des mouvements beaucoup moins importants.

M. Alb. Heim (**66**) a fait un compte rendu abrégé de ces mêmes observations devant la Société géologique suisse ; et M. Arn. Heim (**68**) l'a complété en traitant spécialement la question des arkoses de base de la série sédimentaire, qu'il considère comme un produit de désagrégation prétriasique des gneiss d'Erstfeld et celle de la stratigraphie triasique. Il distingue dans le Trias : 1° Alternances de bancs de grès et de lits d'argile ; 2° Alternances de grès et de dolomie ; 3° Rötidolomit compacte.

Nappes helvétiques.

M. M. Lugeon (**72**) a fait paraître en 1916 le second fascicule de sa Monographie des **Hautes Alpes calcaires entre Lizerne et Kander**, fascicule qui est spécialement consacré à la tectonique de la partie orientale des nappes de Morcles et des Diablerets et de la nappe du Wildhorn.

Dans son premier chapitre, M. Lugeon montre comment la nappe de Morcles s'enfonce au NE sous celle des Diablerets ; il énumère les plis qui se sont formés dans la carapace de la nappe de Morcles et rappelle la série des terrains sédimentaires qui entrent dans la constitution de celle-ci. Puis M. Lugeon décrit la vallée de la Lizerne, où la plongée axiale de la nappe de Morcles atteint 32 %. Il a étudié très en détail la région extrêmement compliquée des gorges de la Lizerne directement au-dessus d'Ardon. Dans cette région apparaît une grande dalle de Malm, englobant des couches effilées de Callovien, qui s'élève de la vallée vers la chapelle Saint-Bernard et qui appartient à la nappe des Diablerets. Celle-ci se suit dans la direction de l'E jusqu'à l'entrée des gorges de la Lizerne, et sur toute cette longueur on peut constater qu'elle reste complètement indépendante des éléments sous-jacents de la nappe de Morcles.

Ceux-ci comportent de multiples complications, dans le détail desquelles je ne puis entrer ici ; je dois me contenter

de signaler que sous la nappe des Diablerets apparaît d'abord un anticlinal effilé et digité dans sa partie frontale, formé de Nummulitique, d'Urgonien, de Barrémien inférieur et d'Hauterivien ; c'est l'anticlinal d'Izigière de M. Lugeon, qui s'appuie au N sur un synclinal de Nummulitique de Sidérolithique et de Barrémien. M. Lugeon a en outre constaté que les plis de cette zone ont dû être ébauchés déjà avant le dépôt du Nummulitique qui est en transgression discordante sur le Crétacique inférieur et repose sur une surface d'abrasion coupant la tête d'un anticlinal néocomien.

Plus en amont on voit dans le versant gauche de la vallée se développer un autre anticlinal, au cœur de Malm, fortement déjeté au N, qui correspond à l'un des plis des Hauts de Cry et que M. Lugeon appelle anticlinal de Tsanperron. Ce pli est séparé par une épaisse zone de Nummulitique de la base médiojurassique de la nappe des Diablerets. En avant de lui se développent les deux anticlinaux de la vallée de la Lizerne, que Renevier avait déjà reconnus.

M. Lugeon décrit ensuite la carapace, formée d'Urgonien et de Nummulitique, de la nappe des Diablerets, telle qu'elle se présente dans la région lapiaire de Tsanfleuron ; il signale les variations intéressantes qui apparaissent dans la série éocène et montre que le Nummulitique forme vers le S trois pointes synclinales, digitations emboîtées dans le synclinal séparant les nappes des Diablerets et du Wildhorn. M. Lugeon suit de là la nappe des Diablerets vers le S, constatant l'amincissement progressif de ses couches jurassiques et infracrétaciques et remarquant que le Malm de la nappe des Diablerets dessine un synclinal fermé autour de la pointe effilée du Crétacique inférieur qui supporte la nappe du Wildhorn.

Passant ensuite de l'autre côté de l'ensellement transversal du Wildhorn-Wildstrubel, M. Lugeon cherche dans la région de la Gemmi ce qui représente le prolongement oriental des nappes des Diablerets et de Morcles. Il trouve d'abord un équivalent très aminci de la nappe des Diablerets dans une écaille de Valangien, d'Hauterivien, de Nummulitique et de grès de Taveyannaz, qui apparaît entre le Lämmernboden et le Daubenjoch à l'W de la Gemmi, au-dessous du Dogger de la nappe du Wildhorn. Cette écaille se suit vers le S par le cirque des Trübeln, caractérisée toujours par les grès de Taveyannaz, mais ici la limite avec le soubassement apparaît moins nettement, le Valangien de la nappe des Diablerets reposant directement sur l'Hauterivien ou même le Valangien de la série autochtone sous-jacente.

M. Lugeon a retrouvé la nappe des Diablerets dans le haut du bassin de la Raspille au N de Sierre. Là l'Hauterivien, le Nummulitique et les grès de Taveyannaz, qui surgissent de dessous la base médiojurassique de la nappe du Wildhorn grâce à un relèvement d'axe vers l'E, sont replissés de façon à former deux anticlinaux couchés au N, dont le plus bas se soude par un synclinal fermé avec la série autochtone et qui représentent certainement la nappe des Diablerets. Ces plis se suivent dans la direction de l'E jusqu'au cirque des Trübeln, où ils se raccordent avec l'écaille précitée; je ne veux du reste pas entrer dans le détail des complications tectoniques que signale M. Lugeon dans ces parages.

Dans le bas des pentes entre Louèche et Viège M. Lugeon a constaté l'existence d'une bande de Malm plongeant au S et recouvrant un synclinal de Valangien, et, en tenant compte de ce qui existe plus au N, il ne peut voir dans cette zone suprajurassique que le noyau des anticlinaux de la haute Raspille et par conséquent un élément de la racine de la nappe des Diablerets.

M. Lugeon a pu suivre d'autre part la nappe des Diablerets depuis le cirque des Trübeln par la Lämmernalp et le versant S du Felsenhorn jusqu'au Gellihorn et au Reinharts au SW de Kandersteg. D'abord réduite à une simple écaille de Valangien intercalée entre le Nummulitique du pli du Balmhorn et la base de la nappe du Wildhorn, la nappe des Diablerets s'épaissit entre le Felsenhorn et le Gellihorn, où elle comprend un peu de Malm, les schistes du Valangien inférieur, le calcaire du Valangien supérieur et les calcaires roux de l'Hauterivien. Cet épaississement vient de ce que le bord radical de la nappe tend à se rapprocher du front dans la direction du NE et, en relation avec ce fait, on voit, au Gellihorn et au Reinharts, des replis de la série crétacique qui sont évidemment des replis frontaux.

Le chapitre suivant du livre de M. Lugeon est consacré à l'étude de la nappe du Wildhorn et il débute par une description de la zone crétacique qui, le long de la vallée de la Lizerne, sépare cette nappe de celle des Diablerets. Cette zone synclinale commence au S entre la Chapelle Saint-Bernard et le Scex Rond; elle est nettement digitée dans son fond par la pénétration au milieu des schistes valangiens de deux barres effilées de Malm, couchées à petite distance l'une au-dessous de l'autre. Cette digitation, qui doit se répercuter loin de la charnière, explique l'épaisseur du Valangien sous le Scex Rond.

A partir du passage des Fontanelles, le cœur du synclinal est rempli par une bande mince de calcaire hauterivien ; au-dessus de lui le jambage renversé est épaissi par la pénétration d'une nouvelle lame effilée de Malm, qui se suit, avec de courtes interruptions, jusqu'au Mont Gond. Sous le sommet de la Fava, la bande hauterivienne s'ouvre de façon à s'emboîter autour d'une belle charnière d'Urgonien. Puis bientôt apparaissent au cœur du pli les couches nummulitiques, qui se raccordent avec celles de la couverture de la nappe des Diablerets.

M. Lugeon a étudié en détail dans le versant gauche de la vallée de la Lizerne, puis dans la vallée de la Morge et dans les environs du Scex Rouge, ce synclinal tertiaire et le jambage renversé de Nummulitique, d'Urgonien, de Barrémien et d'Hauterivien, qui le sépare du cœur de la nappe du Wildhorn. Ce jambage est très fortement étiré et des étages entiers y sont supprimés, en sorte que par places l'Hauterivien, très aminci lui-même, repose directement sur les schistes à globigérines de l'Eocène supérieur.

Passant ensuite à l'étude du cœur jurassique de la nappe du Wildhorn, M. Lugeon décrit le massif de la Fava, où l'on trouve une longue zone anticlinale étirée de Dogger, s'élevant du SE au NW et reposant tantôt directement sur les schistes valangiens, tantôt sur un jambage renversé et étiré de Malm. Ce Malm forme par places des lames effilées enfoncées dans les schistes valangiens sous-jacents; au sommet même de la Fava il enveloppe un synclinal infracrétacique et dessine au-dessous de lui une pointe anticlinale; de multiples complications interviennent du reste dans cette tectonique.

Au Mont Gond l'anticlinal inférieur de la Fava a disparu ou s'est confondu avec l'anticlinal supérieur, qui est lui-même réduit à une mince zone de Malm surmontée par une très étroite zone de Dogger. Sur cette dernière s'appuie le gros bloc de Malm du sommet du Mont Gond, qui représente un synclinal couché digité par un repli anticlinal médian. Ce synclinal s'effile rapidement vers le SE, ainsi que la zone anticlinale qu'il surmonte, qui prend ainsi plutôt la forme d'une lame.

A l'E de la Morge, dans les pentes qui s'élèvent vers le Sublage, M. Lugeon a reconnu l'existence d'un jambage renversé d'Urgonien, de Barrémien et d'Hauterivien, laminé, qui recouvre le Nummulitique du dos de la nappe des Diablerets ; puis vient une énorme masse de Valangien qui sup-

porte l'anticlinal couché de Malm et de Dogger du sommet du Sublage. Ce pli n'est pas l'équivalent du pli supérieur de la Fava, mais le relaie ; celui-ci se retrouve au-dessous du pli du Sublage entre Ronaz et Darbagnon. En outre dans la masse valangienne du soubassement du Sublage on peut voir plusieurs lames étirées et tronçonnées de Malm, détachées probablement de l'anticlinal de Darbagnon.

Vers l'E l'anticlinal du Sublage s'enfonce sous un synclinal peu profond de Valangien, qui est bientôt recouvert par l'anticlinal couché de Malm du Sérac. Le jambage normal de celui-ci disparaît à l'E sous la série crétacique du Wildhorn.

Au cœur des anticlinaux du Sublage et du Sérac apparaît le Dogger plongeant au S. Le Malm normal de l'anticlinal du Sérac, qui descend vers la vallée de la Nettage, est coupé par plusieurs failles longitudinales, dont, suivant la règle générale dans cette région, la lèvre méridionale est toujours affaissée.

Dans le versant droit de la vallée de la Nettage, sous la Crétabesse, on trouve, reposant sur le dos de l'anticlinal de la Fava Darbagnon, la racine commune, formée de Dogger, des anticlinaux du Sublage et du Sérac, puis, au-dessus de celle-ci, trois anticlinaux couchés de Dogger et de Malm de faible envergure ; le plus élevé de ces plis s'étire de façon à former une chaîne de lentilles englobées dans le Valangien du versant occidental de Crétabesse.

Les anticlinaux précités de la vallée de la Nettage se prolongent du reste assez loin vers l'W ; M. Lugeon les a retrouvés dans la vallée de la Morge et de là jusqu'à la vallée de la Rogne; il en a enfin constaté encore la présence au-dessus de Vétroz et de Magnou. Il est clair du reste que ces plis avec les anticlinaux du Sérac, de la Nettage et de la Fava constituent le cœur jurassique de la nappe du Wildhorn ; ils sont intercalés entre le dos de la nappe des Diablerets et la nappe du Mont Bonvin.

Dans le chapitre suivant M. Lugeon décrit les enveloppes crétaciques et tertiaires de la nappe du Wildhorn. Après avoir sommairement rappelé les caractères des séries crétaciques et éocènes, il commence par une description de la chaîne de Crétabesse. Cette chaîne est formée par la série crétacique normale du dos de la nappe du Wildhorn, avec quelques lambeaux nummulitiques; les couches crétaciques y présentent plusieurs replis dirigés du SW au NE, et sont en outre coupées par des failles importantes dirigées en général de l'W à l'E avec rejet normal. La série crétacique s'y mo-

difie du S au N en ce sens que l'Urgonien, de vaseux qu'il est au S, devient rapidement calcaire, et qu'ensuite le Crétacique moyen, qui manque au N entre l'Urgonien et les couches de Wang, apparaît plus au S; la transgression des couches de Wang du N au S est très nette.

Au Scex Rouge on voit les couches de Wang presqu'horizontales et le Nummulitique replié plusieurs fois sur lui-même supporter un lambeau jurassique de la nappe du Mont Bonvin. A la Motte et dans l'arête qui prolonge ce sommet au NE, les couches de Wang et le Nummulitique montrent également plusieurs replis.

M. Lugeon décrit avec beaucoup de détails la région du Rawylhorn et des dépressions des Audannes, des Audins et des Ravins qui l'encadrent. Il est impossible de le suivre ici dans ces détails et je dois me contenter d'indiquer que l'on se trouve dans cette région en présence d'un pli couché d'Urgonien, de schistes de Wang et de Nummulitique, qui supporte un lambeau de la nappe du Mont Bonvin; le jambage renversé de ce pli est supprimé par une cassure et la série normale en est compliquée soit par des replis secondaires, soit par de nombreuses failles, qui, de nouveau ici, sont remarquablement indépendantes des plissements. Cet anticlinal enveloppe un beau pli couché jurassique, qui apparaît dans la profonde tranchée de la Lienne et qui doit correspondre à une partie des plis de la vallée de la Nettage.

Etudiant ensuite le front de la nappe du Wildhorn entre le Creux de Champ et les environs de Gsteig, M. Lugeon montre la façon dont cette nappe recouvre celle des Diablerets par l'intermédiaire d'un jambage renversé très aminci, puis il suit de l'W à l'E les replis frontaux, au nombre de quatre, que dessine la série infracrétacique et nummulitique entre l'Oldenhorn et la route du Pillon. Ces plis s'enfoncent vers l'E et disparaissent ainsi successivement sous les formations préalpines ou sous un vaste pli couché qui forme les hauteurs du Montbrun et du Schlauchhorn M. Lugeon décrit longuement cet anticlinal qui est fort intéressant à différents points de vue. D'abord il montre de façon particulièrement nette l'accentuation progressive du plissement avec la profondeur; ensuite il laisse apparaître en fenêtre au-dessous de lui dans le vallon d'Olden deux replis anticlinaux d'Urgonien, de Nummulitique et de grès de Taveyannaz, appartenant sans conteste à la nappe des Diablerets et sur lesquels la base de la nappe du Wildhorn se moule exactement, les formations tertiaires de la nappe des Diablerets formant le

cœur d'anticlinaux infracrétaciques de la nappe sus-jacente.

Le pli couché du Schlauchhorn est divisé en plusieurs replis, dont le plus externe forme au SW de Gsteig la Schattfluh ; cet anticlinal est surmonté par un synclinal et un anticlinal déjetés, que M. Lugeon dénomme synclinal et anticlinal de la Boiterie. Ces plis qui sont bien visibles près du sommet du Schlauchhorn, s'accentuent et se déversent de plus en plus du SW au NE jusqu'à la route du Sanetsch. Ici ils sont brusquement relevés de plusieurs centaines de mètres par une faille transversale, la faille du Sanetsch, qui amène l'anticlinal de la Schattfluh à peu près au niveau de celui de la Boiterie et qui fait apparaître au-dessous de lui, au SE de Gsteig, non seulement des plis plus profonds de la nappe du Wildhorn, mais encore des formations nummulitiques de la nappe des Diablerets.

Les plis inférieurs de la nappe du Wildhorn vers Gsteig, qui représentent les plis frontaux du Creux de Champ, sont au nombre de deux ; le plus élevé s'étend assez loin au N, de façon à former encore le petit sommet de Lochstaffel à l'E de Gsteig ; le moins élevé s'enfonce et disparaît bientôt sous la moraine ; tous deux sont formés de Barrémien, d'Urgonien et de Nummulitique.

Les anticlinaux de la Schattfluh et de la Boiterie sont nettement visibles à l'E de la route du Sanetsch dans le soubassement du Spitzhorn. Ils sont surmontés par un pli chevauchant, qui forme toute la région culminante de ce sommet et dont le front s'étend jusqu'au Klein Hörnli. Le Valangien de cet anticlinal repose directement sur le Nummulitique qui enveloppe les deux plis sous-jacents.

Ce pli du Spitzhorn représente le prolongement exagéré d'un petit anticlinal qui se développe sur le dos du pli couché du Schlauchhorn vers le sommet du Sanetschhorn ou Mont-Brun. Il est suivi vers le S, sous le Schafhorn, par un synclinal accidenté d'une faille à fort rejet, après lequel se développe l'anticlinal du Hundhörnli, formé essentiellement par l'Hauterivien. Enfin sous le Hundhörnli apparaît une énorme masse de schistes valangiens, qui repose directement sur le Nummulitique de la nappe des Diablerets et qui forme le cœur des six plis frontaux de la nappe du Wildhorn.

La dernière partie du deuxième fascicule de l'étude monographique de M. Lugeon est consacrée à la vallée de Lauenen et aux plis haut-alpins qui la dominent au S. Ici l'érosion, relativement plus profonde que près de Gsteig, a mis au jour

deux plis frontaux de la nappe du Wildhorn, qui sont couchés horizontalement dans le fond de la vallée en amont de Lauenen. Le premier de ces plis est formé par une série normale, amincie, de Barrémien, d'Urgonien et de Nummulitique. Ce dernier est couvert directement par l'Hauterivien du second pli, qui supporte une nouvelle série normale de Barrémien, Urgonien et Nummulitique.

Entre ces deux plis et le prolongement de l'anticlinal du Spitzhorn apparaissent les deux anticlinaux de Bühl et du Dungelschuss, dont le déjettement au N est très accusé. Le pli du Spitzhorn se retrouve au Vollhorn, mais sous une forme remarquablement réduite et plus redressée. A ce propos, M. Lugeon insiste sur la très forte plongée de tous les axes des plis frontaux vers le NE, plongée qui correspond à un relaiement des plis externes par des anticlinaux de plus en plus internes. Ce phénomène se constate très nettement jusque dans la région d'Iffigen et le Haut Simmental.

Au S de l'anticlinal Spitzhorn-Vollhorn, M. Lugeon décrit encore les deux anticlinaux déjetés du Hahnenschritthorn et du Wildhorn, ainsi que la zone intermédiaire synclinale, qui comporte plusieurs replis de moindre importance. M. Lugeon a étudié aussi, très en détail, une succession de failles transversales, qui hâchent les plis externes de la nappe du Wildhorn au SE de la vallée de Lauenen, mais il est impossible de rendre compte utilement ici de cette description, qui est incompréhensible sans carte.

M. M. Lugeon (**73**) ayant eu l'occasion d'excursionner dans la chaîne du Brienzer-Rothhorn, a constaté que la **nappe de l'Augstmatthorn**, supposée par M. Beck, n'existe en réalité pas comme unité tectonique indépendante. Ce que M. Beck a interprété comme Flysch tertiaire sous-jacent aux schistes de Wang est en fait des schistes de Seewen intercalés dans une série normale et supportés par les calcaires de Seewen. Au-dessous de ces derniers, le Gault et l'Aptien à Orbitolines font complètement défaut.

A l'Augstmatthorn même les schistes de Wang reposent directement sur l'Urgonien en transgression discordante. Ils renferment par places des Bélemnitidés, mais sont surtout caractérisés par un Serpulidé, auquel M. Lugeon donne le nom de *Jereminella pfenderae* ; ils ne sont en tous cas pas plus jeunes que le Maestrichtien.

La carte au 1 : 25 000 de la **Rigihochfluh** et de la région avoisinante, qui a vu le jour en 1915, a été bientôt suivie d'un texte explicatif rédigé par M. A. Buxtorf avec la colla-

boration de MM. E. BAUMBERGER, G. NIETHAMMER et P. ARBENZ (**62**).

Dans son introduction, M. Buxtorf rappelle que la chaîne de la Rigihochfluh, qui représente le front des nappes helvétiques buttant contre le massif de Nagelfluh du Rigi, est divisée en deux parties séparées par un décrochement horizontal, le Vitznauerstock à l'W, la Rigihochfluh et l'Urmiberg à l'E.

Abordant ensuite l'étude stratigraphique de la Rigihochfluh, l'auteur définit comme suit la série sédimentaire de cette chaîne :

Le **Valangien**, qui est ici le niveau le plus ancien, peut être divisé en : 1° les marnes de l'Oerli, brunâtres, marneuses, avec quelques bancs calcaires, sans fossiles ; 2° le calcaire de l'Oerli, formé d'alternances de marnes et de calcaires, en partie oolithiques ; 3° les marnes valangiennes, qui contiennent, surtout dans la nappe du Pilate, des bancs calcaires, et renferment abondamment *Exog. couloni*, *Alectr. rectangularis*, *Terebr. moutoni* ; 4° le calcaire sableux et spathique de Spitzern ; 5° les marnes de Spitzern, assez variables, tantôt plus, tantôt moins riches en calcaire ; 6° les calcaires valangiens, spathiques, parfois oolithiques, en gros bancs. Le niveau de Gemsmättli, si bien développé au Pilate, est réduit ici à une zone limonitique, épaisse de quelques centimètres seulement et peut même manquer complètement.

L'**Hauterivien** commence par 1 à 2 mètres de schistes, qui supportent le Kieselkalk ; celui-ci, qui a son faciès habituel, est notablement plus épais (200 à 250 m.) dans la nappe du Bürgenstock que dans celle du Pilate (150 m.). Vers le haut, ce complexe passe dans la nappe du Pilate à des brèches échinodermiques ocreuses, tandis que dans la nappe du Bürgenstock il est couronné par des calcaires glauconieux, grossièrement spathiques à *Exog. sinuata*.

Le **Barrémien** est constitué par les trois niveaux des couches glauconieuses de l'Altmann (1 m.), des couches de Drusberg (75 m.), formées de schistes marneux, qui s'enrichissent en calcaires vers le haut, et de l'Urgonien inférieur.

Il faut classer au niveau de l'**Aptien** les couches marno-calcaires à *Orbit. lenticularis* et *Heteteraster oblongus*, l'Urgonien supérieur, épais de 60 m., dans la nappe du Bürgenstock, de 30 m. seulement dans celle du Pilate, et des brèches échinodermiques associées à des calcaires siliceux, qui représentent le Gargasien supérieur et qui ont été en

grande partie enlevées par l'érosion prélutétienne dans la nappe du Pilate.

L'**Albien-Cénomanien** se divise en : 1° couches à *I. concentricus ;* 2° schistes marneux ; 3° couches concrétionnées et glauconieuses ; 4° couches à Turrilites. Cette série n'est bien développée que dans la nappe du Bürgenstock.

Le Seewerkalk, qui représente essentiellement le **Turonien,** a été supprimé par l'érosion éocène dans une grande partie de la nappe du Pilate ; il est par contre bien développé dans la nappe du Bürgenstock, particulièrement dans la partie orientale de la chaîne.

L'**Eocène** commence avec les couches glauconieuses à *Num. complanata, Num. helvetica, Assilina exponens, Orbit. discus,* qui sont surtout bien représentées dans la nappe du Pilate ; puis viennent les schistes à Pecten, qui sont surmontés par des schistes gris, micacés, riches en globigérines, les Stadschiefer.

Au Zihlistock et près de Wilerbrück sur la Muotta apparaissent des affleurements de schistes du Flysch avec rognons de quartzites vertes, qui se présentent dans des conditions tectoniques très compliquées et font évidemment partie d'une série préalpine.

Passant à la description tectonique de la chaîne de la Rigihochfluh, M. Buxtorf montre que deux nappes prennent part à la constitution de cette chaîne : celle du Pilate et celle du Bürgenstock. D'autre part, la tectonique est compliquée par l'intervention de multiples failles et d'imbrications, dislocations secondaires qui peuvent toutes être ramenées à la poussée générale des nappes du S au N, à l'étirement longitudinal de ces nappes et à leur adaptation aux formes irrégulières du bord méridional du massif molassique du Rigi.

Dans la partie occidentale de la chaîne, dont le Vitznauerstock est le sommet principal, c'est la nappe du Pilate qui forme le versant N et la région culminante ; elle montre des signes très nets d'étirement longitudinal et comporte de multiples dislocations en relation avec les inégalités de l'avant-pays. L'étirement longitudinal est encore plus marqué dans la nappe du Bürgenstock, où l'on voit l'Hauterivien et les couches de Drusberg, très épais au S et au SW du Vitznauerstock, s'effiler brusquement dans la direction de l'Obere-Nase, en provoquant dans l'Urgonien sus-jacent un véritable décrochement horizontal.

Entre le Vitznauerstock et la chaîne proprement dite de la Hochfluh passe un décrochement horizontal plus important

encore, le Vitznauerstock ayant été poussé au NW de plus de 1 ½ km. au delà de la ligne sur laquelle s'est arrêtée la Rigihochfluh, buttant contre l'éperon molassique de Biregg. Ce décrochement principal est accompagné vers l'E par plusieurs accidents semblables, mais de beaucoup moindre envergure, qui paraissent être en relation avec un amincissement rapide de l'Hauterivien et du Barrémien inférieur du NE au SW.

De nombreuses fractures, très diversément orientées, dans le détail desquelles je ne puis du reste entrer, accidentent les deux nappes du Pilate et du Bürgenstock au SW du sommet de la Hochfluh. Des phénomènes d'imbrication interviennent d'autre part dans le jambage normal de la nappe du Bürgenstock.

A l'E du sommet de la Hochfluh apparaît une curieuse dislocation, qui peut se ramener à un décrochement transversal affectant surtout la nappe du Pilate et le synclinal éocène sus-jacent, mais qui se distingue des autres décrochements par le fait qu'il implique non un étirement, mais au contraire une compression longitudinale.

Plus à l'E, la nappe du Pilate ne tarde pas à disparaître complètement, tandis que l'axe de la nappe du Bürgenstock s'abaisse assez rapidement vers le NE. L'extrémité orientale de la chaîne, qui correspond à l'Urmiberg, est caractérisée d'abord par la conservation très étendue de l'Urgonien, du Crétacique moyen et supérieur et de l'Eocène. Elle est coupée par toute une série de failles, dont deux importantes failles longitudinales et deux fractures transversales, entre lesquelles un gros paquet de couches crétaciques et tertiaires s'est enfoncé au NW. C'est dans cette région que subsistent des lambeaux de Flysch préalpin.

M. Buxtorf décrit ensuite la zone de Flysch, qui sépare les formations crétaciques de la Rigihochfluh de la Molasse du Rigi. Cette zone comprend d'abord des schistes à globigérines ou Stadschiefer, qui font certainement partie de la série helvétique et qui forment une importante traînée sous la base de la nappe du Pilate au Vitznauerstock ; elle comprend d'autre part les schistes argileux foncés et les grès variés du Wildflysch. Ces deux complexes, d'origine absolument différente, sont par places complètement mêlés.

Dans le Flysch de cette zone subalpine sont enclavées sous forme de klippes des formations qui n'appartiennent pas stratigraphiquement à ce complèxe ; ce sont : d'abord une klippe d'Urgonien et de Gault qui apparaît près du Gätter-

ligrat, en second lieu, divers bancs de calcaires nummulitiques, très probablement helvétiques, en troisième lieu, un banc de conglomérat, situé au SE de Lowerz et qui rappelle absolument des couches existant sous la base de la nappe de l'Axen, dans le haut de la série du Flysch parautochtone du Gruonbach, près de Flüelen, enfin des enclaves de nagelfluh calcaire de la Molasse englobée dans le Flysch des deux côtés de l'éperon molassique de Biregg. A ces klippes de la série helvétique s'ajoute une écaille de calcaires supracrétaciques des Préalpes, qui se trouve au Gätterligrat et provient probablement de l'ancien soubassement normal du Flysch préalpin.

Ainsi pour expliquer la structure de la zone de Flysch subalpin, il faut supposer d'abord que la nappe du Flysch préalpin a recouvert les terrains helvétiques avant la poussée principale des nappes que ceux-ci ont formées et qu'ainsi Crétacique supérieur et Flysch préalpins d'une part, Nummulitique helvétique d'autre part se sont enchevêtrés; puis il faut admettre que les nappes helvétiques ont entraîné sous elles des éléments sous-jacents, Urgonien et Gault de la nappe de l'Axen, conglomérats du Flysch de la série parautochtone, et que tous ces éléments divers se sont mêlés dans la dernière poussée des nappes du Pilate et du Bürgenstock.

A propos du massif du Rigi, M. Buxtorf fait remarquer que les poudingues molassiques comprennent un complexe épais de 1500 m. de nagelfluhs polygéniques, encadré entre deux zones de nagelfluh calcaire, mais que les limites entre les deux faciès ne sont nullement franches et que de plus il y a passage latéral de l'un à l'autre, la nagelfluh polygénique cédant la place de l'W à l'E à la nagelfluh calcaire. Ce fait indique des variations dans les affluents de cette partie de la mer molassique. D'autre part, M. Buxtorf constate que le plongement au SE des bancs de poudingues, faible vers le N, s'accentue d'abord très progressivement, puis brusquement aux abords des fronts helvétiques.

M. Buxtorf cherche ensuite à définir les relations tectoniques existant entre le massif du Rigi, la zone subalpine de Flysch et le front des nappes helvétiques. Après avoir rappelé que les limites qui séparent ces trois unités, loin d'être rectilignes, sont en zigzag, l'éperon de Biregg s'enfonçant profondément au S, tandis que la masse du Vitznauerstock et celle de la Rigihochfluh s'avancent vers le N, il admet que ce fait peut s'expliquer par une érosion de la Molasse avant la mise en place des fronts des nappes, sans croire du reste,

comme M. Arn. Heim, que la Molasse avait été soulevée en une chaîne avant les grands plissements alpins. D'autre part, il considère comme probable que le décrochement horizontal du Vitznauerstock correspond à un accident analogue, qui aurait affecté l'ensemble des couches de Nagelfluh du Rigi, faisant glisser celles-ci au NW sur leur soubassement argilo-gréseux.

Parlant de la zone de Flysch qui existe au N de Schwytz, M. Buxtorf montre que ces dépôts, incontestablement préalpins, font partie de la couverture tectonique des nappes helvétiques externes, qui ont disparu ici par enfoncement longitudinal. Puis il passe à la description du front de la nappe du Drusberg, depuis la région de Beckenried jusqu'à l'Axenstrasse.

Dans l'aperçu stratigraphique qu'il donne des dépôts crétaciques et tertiaires de cette nappe, M. Buxtorf fait remarquer le développement plus complet que prend ici le Crétacique supérieur, les calcaires de Seewen se continuant dans la série des schistes de Seewen, de plus en plus marneux vers le haut.

L'Eocène est représenté essentiellement par les schistes à globigérines, à la base desquelles on trouve souvent un ou plusieurs bancs de calcaires glauconieux à *Assil. exponens*.

Dans la région de Seelisberg il existe, à la limite du Crétacique et de l'Eocène, un ou deux bancs d'un conglomérat nummulitique à galets crétaciques, associés à des schistes et des grès glauconieux. Ces bancs montrent une discordance très nette avec les schistes de Seewen, ainsi qu'avec les schistes du Flysch voisins, ce qui doit probablement s'expliquer par des mouvements différenciels provoqués par la plus grande résistance au plissement des conglomérats.

Quant à l'origine des galets crétaciques inclus dans les poudingues, l'auteur n'est pas arrivé à une explication satisfaisante.

Parlant de la tectonique de l'anticlinal de Seelisberg-Morschach, M. Buxtorf signale la plongée longitudinale de ce pli, à partir d'une ligne culminante située à l'W de Seelisberg, soit vers l'W, soit vers l'E. De nombreuses failles transversales, en général inverses à cette plongée, recoupent la voûte.

Dans le chapitre suivant M. Buxtorf décrit les formations pléistocènes du territoire de sa carte et les formes particulières de la topographie. Parlant d'abord des moraines, il établit que, lors du maximum rissien, le glacier de la Reuss

couvrait tout le territoire de la carte à l'exception du sommet du Vitznauerstock et de la crête du Rigi ; sa surface atteignait sur la chaîne de la Rigihochfluh le niveau de 1370 m., puis s'abaissait de façon à occuper sur la ligne Goldau-Vitznau le niveau de 1150 à 1200 m. Le maximum wurmien est resté très peu au-dessous de ces chiffres et la distinction du matériel morainique des deux dernières glaciations est très peu certaine. Quant aux moraines de retrait wurmiennes il faut citer surtout celle qui traverse le fond du lac directement au N des Nasen, puis celle qui forme une importante crête sous-lacustre au SE de Gersau. Les grands amas morainiques qui couvrent le pied N de l'Urmiberg sont probablement contemporains de la moraine des Nasen ; enfin, au N de Brunnen apparaît une moraine de retrait latérale. Quelques dépôts morainiques de glaciers locaux existent dans la région culminante du Rigi.

M. Buxtorf a étudié aussi les dépôts d'éboulements et d'éboulis depuis l'éboulement préwurmien, qui a couvert la plaine au N de Brunnen jusqu'aux éboulements récents particulièrement fréquents sur le versant N, extrêmement déchiqueté et disloqué, de la chaîne du Vitznauerstock et de la Hochfluh, mais fréquents aussi dans le domaine de la Molasse, où les bancs de Nagelfluh ont à de nombreuses reprises glissé en masses plus ou moins considérables sur leur base.

Comme formations alluviales, M. Buxtorf signale d'abord un ancien delta de la Muotta, situé vers Hinter-Ibach et correspondant à un niveau du lac des Quatre-Cantons supérieur de 50 m. au niveau actuel ; ces alluvions paraissent dater de la fin du stade de Buehl. Un autre dépôt formé de galets exclusivement calcaires et se trouvant au même niveau que les alluvions de Hinter-Ibach, existe près du pont sur la Muotta au NW de Brunnen ; son origine reste douteuse.

M. Buxtorf expose aussi la genèse des formes topographiques du territoire de sa carte ; il fait ressortir l'importance considérable de l'érosion torrentielle dans la zone subalpine de Flysch, érosion qui devait déjà être très profonde avant la dernière glaciation et qui a repris avec une activité très grande depuis lors. Il montre aussi le contraste frappant qui existe entre la plus grande partie de la chaîne de la Rigihochfluh, qui a été couverte par le glacier de la Reuss et dont les formes sont arrondies et les points culminants de cette chaîne qui ont été déchiquetés par la désagrégation et l'érosion. Il attire l'attention sur le fait que les belles terrasses, qui existent au-dessus de l'Axenstrasse au S de Brun-

nen, ne se retrouvent en aucune façon sur les versants de la chaîne de la Rigihochfluh.

En relation avec ces données morphologiques, M. Buxtorf décrit sommairement les lacs situés sur le territoire de sa carte ; ce sont : 1° le petit lac de Seelisberg, lac de doline, dont la forme a du être légèrement modifiée lors de la dernière glaciation ; 2° le lac marécageux de Dürren, à l'E d'Emmetten, situé dans un fond de vallée couvert de matériel morainique et barré par des cônes de déjection ; 3° le lac de Lowerz qui faisait autrefois partie du lac des Quatre-Cantons et en est séparé aujourd'hui par le delta de la Muotta ; 4° le lac des Quatre-Cantons.

A propos de ce dernier, M. Buxtorf constate que la partie qui en est comprise sur le territoire de la carte se divise, grâce à l'intervention du delta sous-lacustre de la Muotta, de la moraine de Kindlismord et de celle des Nasen en quatre bassins distincts, dans lesquels l'alluvionnement prend une importance très inégale.

Quant à l'origine du lac des Quatre-Cantons, M. Buxtorf, sans nier la part prise par l'érosion glaciaire dans le surcreusement du bassin, admet que cette part a été beaucoup moins considérable ici que dans le cas des lacs de la Molasse. Mais il croit que le lac des Quatre-Cantons a avant tout, comme du reste toute une série de lacs subalpins, une origine tectonique. Se basant sur les données récentes de la tectonique moderne, il fait remarquer qu'il suffit, pour expliquer cette origine, de supposer que la dernière phase des ridements alpins, qui a provoqué à la fois le soulèvement de la zone des massifs centraux et des racines pennines et l'affaissement de la zone insubrienne-dinarique d'une part, d'autre part de la large bande comprise entre la retombée des nappes helvétiques et leur front, s'est continuée jusque dans le Pléistocène et après le creusement principal des vallées, provoquant dans celles-ci des pentes inverses. Cette explication, nettement différente de celle qu'a donnée M. Heim, s'applique aussi bien au lac des Quatre-Cantons, qu'à ceux de la Haute-Italie.

Le dernier chapitre de la brochure en question comprend une description sommaire de différents itinéraires permettant une étude rapide de la région.

Nappes penniques.

M. E. Argand (60) a donné une description d'ensemble de l'arc des Alpes occidentales. Il commence par faire ressortir l'importance de l'influence qu'a exercée sur le détail des for-

mes tectoniques l'angle d'incidence des vagues plastiques des plissements alpins sur la bordure résistante des môles hercyniens. Lorsque l'angle d'incidence est normal, les formes des plis déferlants sont régulières et continues, comme cela est le cas dans une grande partie des Alpes suisses ; lorsque l'angle d'incidence varie sur de courts intervalles, les plis, en se moulant contre l'obstacle, prennent des formes discontinues et irrégulières, comme cela est le cas dans les Alpes franco-italiennes.

Comparant les vagues de plis avec celles de la mer, M. Argand montre la nécessité d'admettre, pour les unes comme pour les autres, une translation ou dérive le long du rivage ou de l'obstacle, toutes les fois que le déferlement est oblique. L'importance de cette dérive augmente à mesure que diminue la distance à l'obstacle, et elle est d'autant plus grande que l'angle d'incidence est plus aigu ; elle provoque un étirement et, dans certains cas, un tronçonnement des plis.

Dans le cas particulier des Alpes occidentales la dérive est déterminée d'une part par la forme générale en arc de cercle de l'obstacle, d'autre part par les multiples sinuosités de la bordure de cet obstacle ; c'est pourquoi les zones tectoniques externes, en particulier la zone houillère, présentent des variations très accusées dans le resserrement et l'étirement de leurs éléments.

M. Argand met en relation avec ces notions de déferlement contrarié et de dérive la virgation qui embrasse une grande partie de l'arc occidental et qui se manifeste par les faisceaux de plis du Pelvo d'Elva, de la Vanoise et du Valsavaranche.

M. Argand arrive en second lieu a admettre un rétrécissement de l'hémicycle hercynien, qui a dû se produire après le paroxysme des plissements alpins et il explique ainsi, soit le coude assez brusque que dessinent les plis alpins dans la région de Lanzo, soit la trace festonnée des racines dans les zones internes entre la Stura di Valle et la Doria Riparia, soit le faisceau de plis transversaux qui existe entre les cours inférieurs du Chisone et de la Doria Riparia.

Dans un court chapitre M. Argand montre l'importance du degré de plasticité ou de rigidité des masses plissées prises entre la poussée générale S-N et la résistance de l'hémicycle hercynien. Plus la plasticité a été grande, plus l'effet de la poussée générale a faibli pour être remplacé par ceux des poussées locales. Dans les Alpes occidentales le maximum de

plasticité s'est trouvé dans les masses profondes du flux alpin, le maximum de rigidité dans les massifs hercyniens.

Tout en admettant, avec MM. Termier et Boussac, que la formation des Alpes est due à la poussée au N de la masse des nappes austro-alpines et des Dinarides, M. Argand considère que la formation de l'arc austro-alpin et celle de l'arc des Alpes occidentales comportent une indépendance évidente ; ces deux systèmes de plis se relaient, l'un ayant son avancée maximale au S de la trouée qui sépare les massifs de la Bohême et de la Forêt-Noire, le second ayant son maximum d'ampleur en face de l'intervalle compris entre les massifs de l'Aar et du Mont-Blanc d'une part, des Vosges et du Morvan de l'autre. La formation des nappes penniques par déformation plastique ayant absorbé certainement beaucoup plus d'énergie que celle des nappes austro-alpines par déplacement rigide, il est difficile de faire découler le premier phénomène du second. La relation entre la poussée du faisceau austro-alpin et le développement de l'arc des Alpes occidentales peut être définie, d'après M. Argand, comme suit : tandis que le talus hercynien des Alpes occidentales faisait partie d'une circonvalation de l'ancienne Eurasie, il existait un promontoire de l'Indo-Afrique qui se prolongeait au N et à l'W jusqu'aux Dinarides et aux massifs cristallins qui constituent les nappes des Alpes orientales et jusqu'à la ligne Ivrée-Savone. Ce promontoire, en poussant au NW, a déterminé la formation des nappes penniques ; son bord externe n'étant pas parallèle à la circonvalation dans laquelle il tend à s'emboîter, il s'en est suivi un dévelopement décroissant vers l'W des nappes austro-alpines et dans les Alpes occidentales de multiples irrégularités, en particulier des étirements très accentués là où la poussée du promontoire dinarique se produisait avec une direction oblique sur la bordure du talus hercynien.

Après ces poussées qui ont fait déborder le massif dinarique sur les plis alpins, sont intervenus des affaissements de la bordure interne des Alpes, qui ont déterminé le redressement ou même le renversement des racines. Ces affaissements ont eu comme second effet de faire remonter les magmas sous-jacents dans la zone comprenant le faisceau radical alpin et la bordure externe des Dinarides, et de provoquer dans cette zone la formation d'une série de batholithes néogènes.

Parlant de la répartition des zones stratigraphiques, telles qu'elles furent définies par M. Haug, M. Argand constate que le géosynclinal valaisan correspond à la fois aux nappes

préalpines inférieures et aux trois plis couchés du Simplon, tandis que le géanticlinal briançonnais se trouve dans la région frontale de la nappe du Grand Saint-Bernard et que le géosynclinal piémontais commence dans le jambage normal de cette nappe, comprend l'enveloppe de la nappe du Mont Rose et s'étend jusque dans le jambage inférieur de la nappe de la Dent Blanche. Dans la partie frontale de celle-ci apparait le géanticlinal du Dolin; entre celui-ci et le géosynclinal canavésan il n'est plus possible de reconstituer la configuration mésozoïque, vu l'érosion des dépôts de cette époque. Le géosynclinal canavésan, bordé au S par le géanticlinal lombard, qui représente la mâchoire S de l'étau, a été le point de départ de plusieurs nappes préalpines et austro-alpines.

Ainsi les deux nappes du Grand Saint-Bernard et de la Dent Blanche correspondent à deux géanticlinaux mésozoïques et le profond synclinal qui les sépare a été précédé par un géosynclinal; la nappe du Mont Rose est née au sein de ce dernier avec un retard notable sur les deux nappes qui l'encadrent, retard dû à l'éloignement des deux branches de l'étau enserrant la zone alpine.

Dans la zone pennique la nappe du Grand Saint-Bernard est certainement l'élément principal et les plis du Simplon peuvent être envisagés comme ne représentant que des digitations inférieures développées presque in situ à sa base. De même la nappe du Mont Rose représente un foisonnement tardif, provoqué par la poussée de la seconde grande nappe pennique, celle de la Dent Blanche.

Partant du point de vue que les nappes penniques sont l'élément primordial dans le ridement alpin, M. Argand admet pour celui-ci les phases suivantes:

1° Mouvement principal de la nappe du Grand Saint-Bernard, qui fait jaillir du géosynclinal valaisan les nappes préalpines inférieures, tandis que sa propre couverture s'étale de façon à former la zone du Niesen, celle des Aiguilles d'Arves, les nappes de l'Embrunais.

2° Mouvement principal de la nappe de la Dent Blanche et de nappes plus élevées qu'elle transporte sur son dos, mise en place des nappes préalpines supérieures.

3° Formation d'une part des nappes du Mont Rose et du Simplon, d'autre part écrasement des massifs hercyniens et formation des nappes helvétiques (Diablerets, Wildhorn).

4° Formation des plis parautochtones et exhaussement des massifs hercyniens.

En se basant sur divers arguments, M. Argand établit que

le ridement de la Téthys en géosynclinaux et géanticlinaux a dû commencer déjà dans le Paléozoïque. Il s'est formé alors des rides peu accentuées en surface avec des géanticlinaux exondés en petite partie seulement, mais le plissement fut certainement plus accentué en profondeur. Puis, avant la fin des temps primaires, la dénudation des deux zones bordières s'accentue et une importante accumulation se fait dans les sillons du géosynclinal, en sorte que la région axiale du géosynclinal piémontais conserve seule une profondeur notable à l'époque du Trias inférieur. Grâce à cette accumulation la plasticité augmente en profondeur dans l'aire géosynclinale, tandis que les régions exondées du N et du S deviennent relativement rigides. Ainsi se sont individualisées les deux branches de l'étau et la région intermédiaire, qui peut être considérée comme une région hercynienne non exondée et dans laquelle est né le faisceau des nappes helvétiques.

Pendant le Mésozoïque l'aire géosynclinale s'est affaissée en se rétrécissant ; en même temps les géanticlinaux existant dans son sein se sont accentués progressivement, s'élevant jusqu'à se rapprocher de la surface de la mer ou même à la dépasser par moments et devenant ainsi le siège de sédimentations néritiques. Ces plis avaient certainement une forme incurvée, déterminée par la forme de l'hémicycle externe, sans qu'il y ait parallélisme absolu. L'arc austro-alpin d'une part, l'arc pennique de l'autre, se sont développés, en s'étendant latéralement à partir de leur transversale de mouvement principal.

Après que, à l'époque nummulitique, le géosynclinal piémontais a été couvert par d'énormes accumulations détritiques, le paroxysme tertiaire est intervenu, se manifestant en trois phases, comme cela a été indiqué plus haut. Puis, après la fin de l'Oligocène, l'effort tangentiel s'est continué avec beaucoup moins d'énergie jusqu'à nos jours avec des maxima alternant avec des phases de rémission. Ces alternances expliquent les cycles d'érosion préglaciaires et glaciaires, en relation avec des phases d'exhaussement du faîte structural alpin. Un maximum important se place probablement dans le Pontien et a déterminé le charriage du Flysch marginal sur la Molasse ; un autre maximum a contribué au rajeunissement de la topographie préglaciaire.

La notice de M. Argand comporte deux planches : sur l'une sont figurées une série de coupes montrant le développement tectonique des zones alpines à ses divers stades, depuis le Carboniférien jusqu'à l'Oligocène ; la seconde plan-

che comprend deux cartes à petite échelle, dont la première est destinée surtout à faire ressortir l'effet du déferlement contrarié sur l'allure des plis, dont la seconde donne une image d'ensemble de l'arc pennique et de l'arc austro-alpin. A ces deux cartes sont jointes deux figures schématiques représentant l'une le déferlement contre un rivage de forme simple, l'autre le déferlement à l'intérieur de l'hémicycle des Alpes occidentales.

En 1915 la Société géologique suisse a excursionné pendant trois jours dans la **région de Zermatt**. M. E. Argand (**61**), qui dirigeait l'excursion, nous en a donné un compte rendu, comportant une description sommaire de la région. Il parle d'abord de la nappe du Grand Saint-Bernard, telle qu'on la voit entre Staldén et Zermatt, avec le synclinal couché de Saint-Nicolas, qui sépare deux digitations frontales et contient des dépôts triasiques et, au-dessus de Randa, une belle série normale comprenant des orthogneiss et des schistes injectés, des paragneiss associés à des micaschistes et des amphibolites, des schistes métamorphiques carbonifériens, des quartzites permiens, des quartzites, des dolomies et des schistes lustrés du Trias. Cette série est surmontée par la nappe de la Dent Blanche.

A propos de la seconde journée, M. Argand décrit le panorama du Cervin au Weisshorn vu du Riffelberg, montrant l'extension de la nappe de la Dent Blanche et l'extrême complication de son soubassement, dans lequel apparaissent, dans la région du Cervin et du glacier de Zmutt, les multiples digitations de la série de la Valpelline, puis le pli couché du Mont Rose, qui, s'enfonçant dans le dos de la nappe du Grand Saint-Bernard, y a suscité un puissant pli en retour, puis un grand faisceau d'écailles détachées du flanc normal de la nappe du Grand Saint-Bernard sous le pli en retour, qui depuis les environs de Zermatt se suit jusque dans le Val Tournanche.

Décrivant le trajet du Riffelberg au Görnergrat et au Hohthäligrat, M. Argand parle des multiples digitations frontales qui accidentent dans cette région le front plongeant de la nappe du Mont Rose.

Enfin, dans un dernier chapitre, M. Argand donne divers renseignements, du reste très sommaires, sur la géologie du vallon de Trift et de la région voisine.

Cette notice est complétée par une liste des publications intéressant la région parcourue.

M. G. Henny (**70**) a complété sur certains points les notes

qu'il avait publiées en 1915 avec M. M. Lugeon sur la zone du Canavese et la **limite alpino-dinarique.** Rappelant que la zone du Canavese peut être considérée comme la zone de racines de la nappe rhétique et de celle des Préalpes médianes, il constate d'autre part que, dans le prolongement oriental de cette même zone, près du lac de Côme, on trouve des sédiments incontestablement dinariques.

Pour expliquer la présence ici de ces formations, M. Henny croit devoir admettre qu'un grand anticlinal, l'anticlinal insubrien, dont le cœur est formé par la zone dioritique d'Ivrée et le jambage septentrional par les formations dinariques de la zone du Canavese, suit la limite alpino-dinarique et que par conséquent les racines des nappes austro-alpines sont comprises aussi dans la zone du Canavese.

Cette zone montre une inflexion brusque de sa bordure méridionale dans la région de lac de Côme, où les couches dinariques ont localement une direction N S. A l'E du lac de Côme la zone du Canavese s'élargit en relation avec un abaissement longitudinal rapide de tous les axes. Plus à l'E encore la limite alpino-dinarique passe au S des schistes d'Edolo ; elle est marquée par une écaille de couches de Grœden et de schistes du Werfénien, au S de laquelle se développe un grand anticlinal, prolongement de l'anticlinal insubrien. Ensuite la limite alpino-dinarique se perd momentanément dans le massif de l'Adamello ; elle se retrouve au Monte Sabbione, où elle est brusquement infléchie vers le N.

De ce qui précède il découle d'abord que l'intrusion de la masse tonalitique de l'Adamello est postérieure aux plissements alpins, ensuite que, à l'E de l'Adamello, la poussée principale a dû se faire localement de l'E à l'W, cette anomalie étant probablement en relation avec l'existence vers le N d'un ancien massif situé à peu près sur l'emplacement de la Basse-Engadine.

Après avoir exposé quelques idées générales sur le prolongement de la zone du Canavese dans les Alpes orientales, M. Henny reprend la théorie du traîneau écraseur de M. Termier pour l'amender. Il admet, avec M. Termier, une phase dans laquelle la bordure septentrionale de la zone dinarique, entraînée par une poussée vers le N agissant superficiellement, a recouvert par chevauchement son avant-pays alpin, sur lequel elle a agi comme un traîneau écraseur. Puis, la poussée agissant plus profondément, des nappes de plus en plus profondes se sont développées. Enfin, pendant une dernière

phase, la région au S des racines des nappes s'est plissée à son tour, donnant naissance en particulier au grand anticlinal insubrien et la bordure interne des Alpes, s'est redressée, renversée, et a finalement chevauché sur la limite alpino-dinarique.

D'autre part, M. G. Henny (**69**), après une nouvelle série d'observations dans la zone du Canavese, a maintenu absolument son point de vue, contrairement aux idées émises récemment par M. Argand et par M. Staub. Pour lui la zone du Canavese n'est nullement déviée au NE à partir de la vallée de la Maggia ; elle passe de Losone, avec une direction W E, au S de Bellinzone et au col du Jorio. Les calcaires de Contra, que M. Staub attribue à tort à cette zone, font partie d'un complexe de faciès nettement pennique, qui se retrouve dans le bas du Val Mesocco, à Castione et Castaneda.

La zone du Canavese ne peut être considérée que comme la racine des nappes alpines supérieures, à laquelle s'ajoute vers le S l'anticlinal insubrien. Celui-ci est représenté au Jorio par une voûte typique de gneiss et ne peut par conséquent pas être considéré comme une racine.

Alpes grisonnes.

M. R. Staub (**76**) a résumé dans une courte notice les grands traits de la géologie de la **Haute-Engadine** et du **Val Poschiavo.**

Il rappelle que l'on peut distinguer dans cette région les six nappes suivantes :

1° La nappe de Suretta, qui recouvre les Schistes lustrés du Splügen et dont les roches cristallines s'avancent jusque dans le Bergell et s'enfoncent vers l'E sous la masse du Trias et des Schistes lustrés de l'Avers. A ces schistes sont associées les ophiolithes qui prennent un énorme développement dans la région du Bergell et se suivent de là jusque dans le Val Malenco et le Val Poschiavo.

2° La nappe rhétique, dont le cœur gneissique apparaît entre Muretto et Fex et se continue par le S du massif de la Bernina jusque dans le Val Poschiavo. Le Cristallin de cette nappe correspond à la série de la Maloja ; il est recouvert par une série imbriquée de Trias et de Lias du type des Schistes lustrés, sur laquelle se superposent d'abord un puissant complexe de roches ophiolithiques, puis des schistes jurassiques et des radiolarites. Les formations sédimentaires manquent dans la partie S de la nappe rhétique, d'où elles ont été arrachées par les nappes sus-jacentes.

3° La nappe de Sella, formée de schistes de Casanna mêlés à des monzonites et des banatites et de calcaires dolomitiques du Trias.

4° La nappe d'Err, à laquelle appartiennent les granites et les schistes de Casanna du Piz Corvatsch, du massif d'Err et de l'Albula avec les dolomites et les schistes liasiques qui les recouvrent.

5° La nappe de la Bernina, dont le cœur est formé par une grande diversité de roches endogènes avec une épaisseur relativement faible de schistes cristallins, et qui comprend en outre des schistes noirs probablement carboniériens et des grès du Verrucano. M. Staub a constaté des signes évidents de ridements hercyniens, antérieurs à l'intrusion des roches granitiques dans le corps de cette nappe, et il admet que le Cristallin de la Bernina formait au début du Mésozoïque un seuil séparant les domaines de la mer helvétique-pennine et de la mer austro-alpine.

La couverture sédimentaire de la nappe de la Bernina comprend le Trias du Piz Alv, des brèches rouges et des schistes du Lias.

6° La nappe du Languard, qui se soude vers le S avec la précédente et qui s'enfonce vers l'E sous les formations sédimentaires de Gessi et de Sassalbo.

Les deux nappes de la Bernina et du Languard ont été affectées dans la région du col de la Bernina et du Val Poschiavo par des plissements transversaux qui les ont enchevêtrées.

En terminant, M. Staub cherche à déterminer la place qu'occupent ces six nappes grisonnes dans l'ensemble des nappes alpines. Il remarque d'abord que le dos de la nappe de la Bernina forme vers le S une vaste voûte qui, du Val Malenco, se prolonge vers l'W par le Tessin septentrional, le Mont Rose et le Grand Paradis, vers l'E dans les Hohe Tauern. La racine fortement redressée de cette même nappe se raccorde vers l'W avec la zone d'Ivrée, tandis que celle de la nappe rhétique trouve son équivalent dans les gneiss de Sesia, ce qui permet d'homologuer la nappe rhétique avec la nappe de la Dent Blanche.

M. Staub admet d'autre part que les schistes du Prætigau représentent l'enveloppe décollée de la nappe rhétique ; il considère aussi comme dérivant de cette grande unité tectonique les écailles mésozoïques du Schams et de l'Avers.

Enfin, M. Staub considère que les nappes austro-alpines inférieures ont pris une extension vers le N très considérable et qu'il faut leur rattacher les nappes des Klippes

du Prættigau, ainsi que le prolongement de celles-ci vers l'W.

M. R. Staub (**77**) a complété d'autre part son étude détaillée du **massif de la Bernina,** en la poursuivant à l'E de la ligne du Piz Rosegg, du Piz Sella et du Piz Corvatsch jusqu'aux vallées de Poschiavo et de Pontresina. Dans cette région, c'est la puissante nappe granitique de la Bernina qui représente l'élément principal, formant toute la surface depuis les environs de Saint-Moritz et de Pontresina jusqu'aux sommets de la Bernina et du Palü ; mais on retrouve au-dessous d'elle vers le S, les nappes de Sella et rhétique, la nappe d'Err faisant seule défaut, et, au-dessus d'elle, apparaît un élément nouveau, la nappe du Languard. Enfin, à la base de tout ce système, se trouve la zone des serpentines du Val Malenco.

Cette dernière zone, formée presque exclusivement de serpentines dans la région orientale du massif de la Bernina, comprend par contre des types très variés de cette roche, les uns formés presque uniquement d'antigorite, les autres contenant des reliques, tantôt de diallage, tantôt de harzbourgite ou d'augite. Ces serpentines dérivent de diverses péridotites, dont l'intrusion a été certainement posttriasique. Dans les serpentines apparaissent de nombreux gisements d'asbeste.

Cette zone, qui prend une grande importance dans le versant S du massif de la Bernina, entre les vallées de Malenco et de Poschiavo, s'enfonce au N sous les gneiss de la nappe rhétique (série de la Maloja). La serpentine contient par places de grandes enclaves de Trias métamorphisé et souvent aussi des écailles de gneiss, provenant de la nappe susjacente. Theobald, trompé probablement par l'abondance de l'erratique, a figuré sur sa carte des roches gabbroïdes de cette zone jusque dans le Val Orse, où elles n'existent certainement pas.

Les nombreux phénomènes de contact qui ont pu être observés, démontrent avec certitude que l'intrusion des roches péridotiques a agi profondément, soit sur les dolomites triasiques qui les accompagnent, soit aussi sur les gneiss de la nappe rhétique. Les serpentines du Val Malenco appartiennent donc, au moins dans leur partie supérieure, à la nappe rhétique et occupent dans le jambage renversé de cette nappe une position stratigraphique correspondant à celle des ophiolithes de la Haute-Engadine et de l'Oberhalbstein dans le jambage normal de cette même nappe. Cette constatation nous amène à admettre que les serpentines du Val Malenco

sont plus jeunes que les premiers recouvrements survenus dans les Alpes orientales, mais plus anciennes que la formation des nappes penniques et que le développement principal des nappes austro-alpines.

Il paraît du reste certain que les serpentines du Val Malenco, qui remplissent la zone synclinale intercalée entre la nappe rhétique et la nappe de Suretta, appartiennent pour la plus grande partie à la couverture normale de cette dernière; elles reposent sur une importante bande de calcaires du Trias et de schistes liasiques, qui recouvre les schistes cristallins de Lanzada. Les affleurements les plus démonstratifs à cet égard se trouvent au Monte Motta, au-dessus du Val Malenco ; ces affleurements correspondent exactement à ceux de Roticcio dans le Bergell. Ainsi la nappe de Suretta se prolonge jusque dans le massif de la Bernina ; dans la région de Lanzada son dos est incurvé en un anticlinal accusé déjà reconnu par Théobald, dont l'axe s'abaisse rapidement vers l'E.

Quant à l'intrusion des roches basiques en question, il semble logique d'admettre qu'elle s'est faite sous la base des nappes austro-alpines en voie de formation, profitant du broyage et de l'imbrication intenses provoqués par le charriage de ces nappes dans les zones supérieures de la série pennine recouverte. Les roches intrusives ont ainsi couvert la série pennine sur une grande largeur, correspondant à ce qui a formé ensuite la nappe rhétique et la nappe de Suretta ; elles se sont insinuées aussi dans la série sédimentaire de ces nappes, soit entre les dolomites triasiques et les schistes jurassiques, soit dans l'intérieur de ceux-ci. Elles sont enracinées, au moins en grande partie, dans la partie septentrionale de la zone d'Ivrée et du Tonale. La tectonique de ces roches basiques a été successivement compliquée d'abord par la formation des nappes rhétique et de Suretta, puis par l'entraînement au N, sous les nappes austro-alpines remises en mouvement, soit des ophiolithes, soit de parties de la nappe rhétique, enfin par des replissements très compliqués des ophiolithes avec les éléments contigus. A l'W du Val Poschiavo les ophiolithes dessinent un anticlinal très accusé, qui se prolonge vers l'E dans la voûte des Hohe Tauern et vers l'W dans celle du Mont Rose et du Grand Paradis.

La nappe rhétique, si puissamment développée vers l'W, subit à partir du Fextal un amincissement extrêmement rapide ; elle n'a bientôt plus qu'une puissance de 300 à 100 m. et se compose d'une zone basale de gneiss tout semblables à

ceux de la Maloja, puis d'une succession d'écailles de gneiss, de Trias et de Lias. Elle se suit par le versant S de la Cima di Musella et du Corno delle Ruzze jusque vers le Prese dans le Val Poschiavo, en s'abaissant rapidement vers l'E à l'approche de cette vallée, conformément à ce qui se passe pour les ophiolithes sous-jacentes.

Vers l'E et le N la nappe rhétique s'enfonce partout sous la nappe de Sella, qui est caractérisée par de gros amas de roches monzonitiques, englobés dans des schistes de Casanna typiques. Sur cette série cristalline se superpose, entre le haut Val Fex et le Col de Sella, une mince zone de sédiments mésozoïques, qui disparaît plus à l'E, comme si là les deux nappes de Sella et d'Err se confondaient ; cette fusion paraît du reste probable, la nappe d'Err diminuant très rapidement d'importance, soit vers le S, soit vers l'E. On peut donc admettre que les deux nappes font partie d'une même grande unité tectonique, la nappe de Sella sensu lato, d'autant plus que les schistes cristallins de l'une et de l'autre sont à peu près identiques et que les roches intrusives, quoique nettement différentes dans la nappe de Sella et la nappe d'Err, peuvent fort bien se rattacher à un même centre éruptif.

La nappe de Sella sensu lato comprend en première ligne des alternances multiples de schistes cristallins divers, gneiss, micaschistes, phyllites, quartzites etc..., parmi lesquels prédominent des schistes à mouscovite et chlorite et des phyllites graphitiques. Cet ensemble correspond exactement à ce qu'on est convenu d'appeler « Schistes de Casanna ». Dans ces schistes sont englobées des roches monzonitiques variées, dont M. Staub a déjà publié la description détaillée (voir *Revue pour 1915*) et qui sont spécialement concentrées dans une zone inférieure ou méridionale, depuis la Cima di Musella par le Corno delle Ruzze à la Motta d'Urr (nappe de Sella sensu stricto). Les roches amphiboliques sont en partie intensément mylonitisées ; elles sont recoupées abondamment par des roches filoniennes aplitiques et lamprophyriques ; elles contiennent de nombreuses enclaves des schistes encaissants et ont déterminé dans ceux-ci des actions métamorphiques très nettes.

Plus au N, dans la région du Val d'Orse, les schistes de Casanna contiennent des masses de roches granitiques mylonitisées, qui correspondent aux granites de la nappe d'Err.

Les sédiments mésozoïques font à peu près complètement défaut dans cette partie de la nappe de Sella.

Cette nappe, qui s'intercale partout entre la nappe rhétique

et la nappe de la Bernina, s'enfonce rapidement sous cette dernière vers le NE. Le plan de chevauchement sur la nappe rhétique est très net depuis le Corno delle Ruzze, par la Motta d'Urr jusqu'en amont du lac de Poschiavo, vers Viale.

Toute la région comprise entre cette ligne et le Val di Verona est formée par les schistes de la nappe de Sella et on n'y trouve aucune trace de la nappe rhétique, contrairement à l'opinion de M. Cornelius. D'autre part les schistes cristallins des bords du lac de Poschiavo se rattachent pétrographiquement à ceux de la nappe de Sella et, comme ceux-ci, ils se moulent sur la zone imbriquée de Trias qui termine vers le haut la nappe rhétique, ainsi au S du Passo Canciano. Ces schistes du lac de Poschiavo se raccordent donc par-dessus l'anticlinal des ophiolithes et de la nappe rhétique du Passo Canciano et de la Prese avec ceux du Corno delle Ruzze et de la Motta d'Urr et représentent la racine de la nappe de Sella. Cette constatation très importante amène à placer la racine de la nappe de la Bernina dans la zone du Brusio.

La nappe de la Bernina, recouvrant la nappe d'Err vers l'W et celle de Sella vers le S, s'enfonce au N et à l'E sous la nappe du Languard ; elle s'étend sur tout le territoire compris entre Saint-Moritz et Pontresina au N, le Piz Surlej et le Piz Rosegg à l'W, le Piz Zupo au S, le Piz Palu et le Piz d'Arlas à l'E. Son épaisseur est considérable et formée pour la plus grande partie de roches intrusives variées. Ces roches comprennent d'abord tout un groupe de diorites, qui passent d'une part aux syénites, de l'autre aux gabbros, qui présentent des variations très étendues et semblent se rattacher à un type voisin de l'essexite ; par places des relations étroites existent entre ces roches dioritiques et des roches banatitiques-monzonitiques.

Toutes ces roches ont subi un métamorphisme, qui consiste essentiellement en une saussuritisation des plagioclases, en une chloritisation des micas et des amphiboles et une ouralitisation des augites. Une véritable mylonitisation n'apparaît qu'à la base de la nappe, près du plan de chevauchement, mais là elle est très profonde.

Les roches filoniennes sont très abondantes dans la nappe de la Bernina et comprennent tous les types transitoires entre les spessartites et les aplites. M. Staub cite toute une série de ces roches, entre autres d'intéressantes paisanites, qui apparaissent sur divers points et prennent une assez grande extension aussi bien dans les roches dioritiques que dans les granites.

La nappe de la Bernina comprend encore en très grande quantité des monzonites et surtout des banatites, qui ne se distinguent guère de celles de la nappe de Sella que par une mylonitisation beaucoup moins généralisée. Ces roches sont recoupées par de nombreux filons, qui comprennent des porphyrites dioritiques, des porphyrites banatitiques, des diabases, des spessartites, des alsbachites, des plagiaplites, des banatiteporphyres. Les banatites et les monzonites, reliées entre elles par des termes de passage le sont également, soit avec les diorites, soit avec les granites voisins.

Ces derniers comprennent d'abord un type relativement riche en chaux et se rapprochant des diorites, qui contient encore une amphibole verte et, en proportion importante, de la biotite et des plagioclases saussuritisés. Mais on trouve aussi des granites francs, blancs ou rosés, formés de microperthite, d'orthose, de quartz et de biotite. Il s'y associe par places, surtout sous forme de filons, des syénites ; d'autre part les granites sont recoupés par de nombreux filons de quartzporphyres, ou plus exactement de quartz-kératophyres, d'aplites, de diabases riches en alcalis.

Quand aux relations qui existent entre ces divers magmas intrusifs, M. Staub a pu se convaincre que les banatites-monzonites sont partout plus jeunes que les diorites-essexites, et qu'il en est de même pour les syénites et les granites. D'autre part il a démontré que les monzonites-banatites sont plus vieilles que les granites ; mais toutes ces roches doivent être considérées comme des produits de différenciation d'un même magma fondamental, qui doit être intermédiaire entre les monzonites et les essexites. En relation avec ces faits M. Staub fait remarquer que les banatites, les monzonites, les essexites, sont accumulées dans les parties profondes ou radicales de la nappe, où font défaut les produits plus différenciés, les gabbros et les granites.

La répartition de ces diverses roches est la suivante : les diorites sont concentrées dans la région SW du massif depuis le Piz Surlej par le Piz Misaun, le Piz Rosegg et le Piz Bernina jusqu'au Piz Zupo et au Piz Argient ; les banatites se trouvent dans la région du glacier de Morteratsch et du Piz Pers ; les granites apparaissent à l'E de cette zone au Piz d'Arlas et au Piz Chalchagn, au Piz Palu et près du Pizzo di Verona ; ils prédominent ainsi dans la partie périphérique de la masse endogène.

A l'E de la ligne hameau de Bernina-Piz Cambrena apparaît sur les granites une importante série schisteuse, formée

d'alternances multiples de schistes variés et rappelant beaucoup les schistes de Casanna de la nappe de Sella, dont elle se distingue surtout par la présence dans les schistes d'amas de granites mylonitisés. L'auteur appelle ces formations série de Carale. La partie supérieure de ces schistes de Carale comprend des schistes argileux noirs, qui semblent appartenir au Carboniférien, puis, plus haut, vient d'abord un dépôt de conglomérats granitiques et d'arkoses métamorphisées, qui représentent probablement le Verrucano et qui supportent un ensemble de schistes et de grès rouges associés à des quartzites. Ce dernier complexe supporte les calcaires du Trias moyen et peut donc être homologué avec le Buntsandstein. Dans son ensemble la série de Carale prend une grande extension entre le Pizzo di Verona et le haut Val Poschiavo ; elle forme le massif du Carale et s'étend de là vers le N à l'E du Munt Pers jusqu'à la vallée de Pontresina.

Au contact avec les roches endogènes la série cristallophyllienne montre les signes les plus caractéristiques de refusion et d'injection, en sorte que l'intrusion du magma endogène dans les schistes ne fait aucun doute. Ce fait est encore confirmé par la présence, en pleine roche intrusive et sur différents points du massif de la Bernina, d'importantes enclaves schisteuses. D'autre part les quartzkératophyres de la région orientale, qui ne sont que des produits effusifs du foyer granitique, traversent de toute part la série cristallophyllienne et contiennent des inclusions de Verrucano. L'âge de la grande intrusion de la nappe de la Bernina paraît donc être permien, ou peut-être stéphanien.

Passant à l'étude tectonique de la nappe de la Bernina, M. Staub commence par examiner la question très importante d'une intervention de plissements prétriasiques dans cette tectonique. Il trouve la démonstration de ces plissements dans l'existence au Pizzo Carale d'un vaste synclinal de schistes cristallins dirigés du S au N et fermé à l'W, qui ne se répercute ni dans les filons de porphyres qui recoupent ces schistes, ni dans la masse endogène voisine du Piz Palu et qui par conséquent ne peut dater que de la fin de la période carboniférienne ou du commencement de la période permienne. En relation avec ces faits, il faut admettre que la discordance bien connue du Trias sur le Cristallin dans le Heutal, au-dessus de Celerina et au Val del Fain sont le fait aussi de plissements hercyniens.

En second lieu le fait que la mylonitisation est intense dans les roches granitiques de la série de Carale, tandis

qu'elle est très localisée dans les roches endogènes du cœur de la nappe, montre qu'il y a eu mylonitisation avant l'intrusion principale. En troisième lieu la nappe de la Bernina, étant une partie charriée de la zone d'Ivrée, a dû comme celle-ci, subir les plissements hercyniens qui ont été dûment constatés. Enfin la nature conglomératique du Verrucano parle clairement en faveur de plissements prépermiens.

Il a donc dû exister une importante chaîne hercynienne de la Bernina, qui s'étendait au moins sur tout le domaine des nappes austro-alpines inférieures et dont l'intrusion des roches endogènes des nappes de la Bernina et de Sella a été la suite naturelle.

Si l'on considère que la limite entre les facies helvétique-pennin d'une part, austro-alpin de l'autre, correspond à peu près à la nappe de la Bernina, on doit admettre que le massif hercynien de la Bernina, qui a subi pendant la fin du Paléozoïque et le Mésozoïque d'importantes érosions, et a contribué tout particulièrement à alimenter les sédiments détritiques du Permien et du Trias, a formé une barre entre deux bassins de sédimentation distincts. D'autre part la zone limite entre la région de ces plis hercyniens et le territoire pennin non plissé, qui était en même temps la zone limite entre les facies pennins et austro-alpins, est devenue le siège des premières grandes poussées alpines et des énormes intrusions ophiolithiques qui ont accompagné ces poussées.

Le chevauchement de la nappe de la Bernina sur les nappes de Sella et d'Err est remarquablement net dans le versant occidental du massif de Surlej, dans le haut du Val Rosegg et de là jusqu'à la Fuorcla Sella ; plus à l'E on le retrouve au S du Piz Argient et au Pizzo di Verona ; il est marqué par une zone de roches mylonitisées, sous lesquelles apparaissent des calcaires triasiques. Les roches intrusives de la nappe de la Bernina s'amincissent rapidement vers l'E dans la région du Pizzo di Verona et disparaissent finalement tout à fait, en sorte que, dans le versant oriental de cette sommité, les schistes de Carale avec leurs amas caractéristiques de granite et leurs filons de porphyre reposent sur les schistes de Casanna de la nappe de Sella, dont ils sont séparés seulement par une zone imbriquée comprenant des écailles de Verrucano et de Trias, restes probables d'un jambage renversé. Une superposition toute semblable se retrouve plus au NE vers le front du glacier du Palu.

Mais à partir de là vers l'E la nappe de la Bernina se confond en une seule zone de schistes de Carale avec la nappe

sus-jacente du Languard. Le synclinal de Trias et de Lias du Piz Alv, qui sépare si nettement ces deux nappes plus au N, s'effile vers le S et disparaît définitivement au col de Cambrena, en sorte qu'il faut considérer les nappes de la Bernina et du Languard comme deux digitations d'une même grande unité tectonique, dont on suit la partie radicale par la région de Cavaglia, puis par le versant oriental du Val Poschiavo jusque dans le soubassement du Sassalbo. Là apparaît une nappe plus élevée encore, celle du Corno di Campo.

Toutes les nappes du massif de la Bernina s'enfoncent rapidement à l'E à l'approche du Val Poschiavo et cet enfoncement est compliqué par des plis N S particulièrement nets entre le Pizzo di Verona et le Val Poschiavo, prolongement probable de ceux du Pizzo Carale décrits plus haut.

La nappe du Languard, qui prend un beaucoup plus grand développement vers l'E, empiète sur le massif de la Bernina, d'une part entre Pontresina et Saint-Moritz, où elle plonge fortement vers la vallée de l'Inn pour se relever ensuite vers le N, dessinant ainsi un synclinal enfoncé dans la nappe sous-jacente, d'autre part dans la région du Col de la Bernina.

Dans cette dernière région les relations entre les deux nappes de la Bernina et du Languard sont beaucoup compliquées par l'intervention de plissements transversaux, dirigés N S, qui font que la base de la nappe du Languard est redressée verticalement et que les schistes de Carale de la nappe de la Bernina se déversent vers l'E en plusieurs anticlinaux sur des synclinaux du Trias de la zone d'Alv. Ces plissements, très nets dans l'arête orientale du Piz d'Arlas, se continuent soit au N, puis au NE, dans la direction du Piz d'Alv, soit au S, puis au SSE par le versant oriental du Pizzo Carale et le massif du Cornicelo jusque dans la région de Poschiavo. Les racines des nappes austro-alpines ayant toutes été dûment constatées au S, il ne peut s'agir que de mouvements secondaires, appartenant à une dernière phase des poussées alpines et dus probablement à des heurts, qui se sont développés dans les deux nappes de la Bernina et du Languard, lorsquelles ont buté contre la nappe de la Silvretta. Le fait que les poussées principales dans toute cette région des Alpes se sont faites du S au N ne peut faire aucun doute et n'est nullement atteint par les observations que MM. Trümpy, Spitz et Dyhrenfurth ont faites plus à l'E. Les arcs rhétiques de MM. Spitz et Dyhrenfurth ne sont qu'un accident local dans le gigantesque phénomène des poussées S N, qui a édifié la tectonique alpine.

Dans son chapitre de conclusions M. Staub insiste sur le fait que, comme le massif de la Dent Blanche, celui de la Bernina est formé par un empilement de nappes d'origine méridionale. Il montre que la plongée longitudinale des nappes vers l'E, accidentée d'abord par les plissements transversaux du Piz d'Arlas, est localement interrompue, à l'W de la ligne du Cornicello au hameau de la Bernina, par un ensellement transversal, qui s'étend jusqu'au Morteratsch et au Palu et qui se continue au S jusque dans la région des racines à la Vetta di Ron.

Parlant de la limite entre les facies pennin et austro-alpin, M. Staub admet que les schistes cristallins qui forment actuellement les nappes austro-alpines ont été d'abord plissés en chaînes hercyniennes, puis injectés par d'abondantes masses intrusives, deux caractères qui font défaut aux schistes des nappes pennines. A ce point de vue la nappe de Sella est encore austro-alpine, tandis que la nappe rhétique est pennine. Pour les formations postcarboniférienne la limite entre les facies pennin et austro-alpin est la même, quoique la série mésozoïque des nappes de Sella et de la Bernina montre encore certains caractères pennins.

Les nappes de Suretta et rhétique sont donc pennines, les nappes de Sella et de la Bernina sont austro-alpines. Des prolongements de ces deux systèmes de nappes se retrouvent bien plus au N dans la fenêtre de la Basse-Engadine sous forme d'écailles arrachées et entassées au-dessous des nappes de Campo et de la Silvretta. Il en est de même dans la fenêtre des Hohe Tauern. Enfin il semble qu'on ne peut attribuer qu'à la nappe de la Bernina les granites rouges et verts qui forment la base de la nappe des Klippes du Rhätikon ; celle-ci doit donc être considérée comme un lambeau arraché de la nappe de la Bernina et entraîné au N sous les nappes de Campo et de la Silvretta jusque sur les formations helvétiques. Cette conclusion doit forcément se généraliser à l'ensemble de la grande nappe des Préalpes et des Klippes, qui doit donc rentrer dans le système des nappes austro-alpines inférieures. Quant à la nappe de la Brèche des Préalpes, que M. Lugeon est tenté de considérer comme plus profonde que la nappe préalpine, elle devrait être homologuée avec la nappe rhétique. La notion des nappes lépontines distinctes ne peut que disparaître ; il n'existe en réalité que trois systèmes de nappes : helvétique, pennin et austro-alpin.

Enfin l'énorme charriage vers le N d'éléments des nappes pennines et austro-alpines inférieures explique tout naturel-

lement l'abondance dans le Flysch et la Molasse subalpine d'éléments pétrographiques caractéristiques de ces masses charriées.

Dans une troisième publication M. R. STAUB (**78**) a exposé la conception à laquelle il est arrivé de la tectonique générale des Alpes du SE de la Suisse.

Il commence son exposé par une description de la zone au plongement fortement redressé de Bellinzona, dans laquelle il distingue les éléments suivants du N au S :

1° Les gneiss de Claro qui font partie de la racine de la nappe de l'Adula et qui comprennent surtout des orthogneiss à deux micas avec des inclusions de roches amphiboliques diverses et de schistes micacés granatifères. Tandis que dans le Tessin ces gneiss s'incurvent progressivement, de façon à plonger au S, dans le Val Mesocco ils forment un anticlinal aigu déjeté au S par-dessus les gneiss de Roveredo.

2° Les marbres d'Algaletta Castaneda, qui comprennent soit des calcaires purs, soit des formations riches en grenat, en phlogopite et en pyroxène, et qui rappellent beaucoup certains types profondément métamorphisés des Schistes lustrés. L'épaisseur de ce complexe atteint 60 à 70 m. près d'Algaletta, mais elle varie extrêmement.

3° Les gneiss de Roveredo, épais de 250 m. à peine dans la vallée du Tessin, s'enflent brusquement jusqu'à une largeur de trois kilomètres dans le Mesocco inférieur. Ils sont partout fortement redressés, plongeant au S dans la vallée du Tessin, au N plus à l'E. Pétrographiquement ils comprennent surtout des gneiss à deux micas avec des bandes de paragneiss granatifères et des filons d'aplites et de pegmatites. Ces filons sont en relation avec une injection abondante, analogue à celle qui a affecté toutes les zones situées plus au S.

4° Les marbres de Castione constituent une zone très importante, épaisse de 700 m., qui forme tout le versant S du Monte di Loga au N de Castione, puis se retrouve plus à l'E au S de San Vittore et Roveredo, mais avec une épaisseur beaucoup moindre, et paraît se continuer dans la direction de la Bocchetta di Stagno. La roche principale de ce complexe est un marbre riche en silicates très variés, produit d'une injection aplitique-pegmatitique dans un sédiment marneux ou calcaire. Quelques bancs d'amphibolites sont intercalés dans cette série. A ces calcaires sont associées par places des roches quartzitiques, micacées, prenant une structure cornéenne et des schistes micacés granatifères. Tout cet

ensemble sédimentaire doit être considéré comme un équivalent stratigraphique des Schistes lustrés. Ils correspondent exactement, sauf leur injection plus intense, aux Schistes lustrés des environs de Mesocco, et les amphibolites qui se mêlent à eux sont l'équivalent des Schistes verts des nappes pennines.

5° Les gneiss d'Arbedo correspondent à une zone d'injection maximale ; ce sont des gneiss à biotite, rubannés ou veinés, contenant des bandes de paragneiss et de schistes micacés, qui rappellent nettement certains complexes cristallins de la série de la Maloja (nappe rhétique). Les roches amphiboliques sont abondantes dans la partie méridionale de la zone. Ces gneiss d'Arbedo montrent une infinie variété de schistes injectés et de produits de résorption et, d'après l'importance de ces phénomènes, il faut admettre que tout leur complexe a été intimement imprégné par un magma aplitique, soit par injection pneumatolitique, soit par refusion.

Les gneiss d'Arbedo forment une zone large de 2 à 2,5 kilomètres entre le bas de la vallée de la Moesa et le Val d' Arbedo ; ils plongent verticalement dans leur partie septentrionale, s'enfoncent au N près de leur bordure méridionale. Vers l'E on les retrouve dans le haut du Val Traversagna.

Entre les gneiss d'Arbedo et les schistes cristallins de Bellinzona s'intercale une zone discontinue de lentilles calcaires marmorisées, qui passe par Tabio, le versant droit du Val d'Arbedo et les huttes d'Abbionasca.

La zone cristalline de Bellinzona, qui vient ensuite, est caractérisée par l'abondance des roches amphiboliques, qui apparaissent en amas ou en filons de toutes dimensions ; elle comprend à côté de gneiss et de schistes micacés normaux, des schistes à sillimanite et des gneiss granatifères avec disthène et sillimanite, ainsi que des lits minces de calcaires marmorisés. On retrouve ici tous les signes d'une injection aplitique intense. Du reste le caractère pétrographique général rappelle de façon frappante celui de la zone d'Ivrée ; les péridotites et les serpentines ne font pas défaut ici.

La zone de Bellinzona est divisée en deux par une importante bande de marbres, qui rappellent ceux de Castione et sont en général accompagnés de roches amphiboliques. Ces roches, qui passent par la ville de Bellinzona, se retrouvent vers l'E dans le Val Tabio et le haut du Val Traversagna ; les marbres et les micaschistes qui alternent avec eux doivent

appartenir à un seul et même complexe sédimentaire, qui a subi une forte injection. Les deux parties de la zone de Bellinzona séparées par cette bande calcaire se distinguent par la quantité relative des roches amphiboliques, qui est beaucoup plus grande dans la partie N que dans la partie S; dans cette dernière ce sont les gneiss qui prédominent de beaucoup. Vers le S les gneiss de Bellinzona se terminent par une zone fortement mylonitisée, qui se trouve au contact de la zone des lacs. De ces roches mylonitisées mais non injectées on peut suivre le passage graduel aux schistes injectés situés plus au N dans le bas du Val Morobbia, tandis que plus à l'E, dans la région du Jorio et du Corno di Gesero on voit s'intercaler entre ces deux types de schistes un énorme coin de tonalite.

La nature éruptive de cette tonalite a déjà été reconnue par Studer en 1850; elle ressort clairement des inclusions schisteuses comprises dans la roche, comme de l'enrichissement en amphibole des schistes encaissants aux abords de la tonalite; elle est démontrée aussi par la structure de la roche, qui rappelle absolument celle des tonalites de la Valteline et de l'Adamello.

La tonalite du Gesero est formée essentiellement de quartz, de plagioclase, d'amphibole et de biotite, auxquels se mêlent de la titanite, du zircon et de l'orthite; tous ces minéraux contrastent par leur remarquable fraîcheur avec ceux des roches granitiques anciennes des Alpes. La structure est nettement magmatique et la tonalite ne présente aucun signe de cataclase.

Ces tonalites, qui ne forment au-dessus de Melirolo dans le val Morobbia qu'une bande étroite, s'élargissent rapidement et atteignent leur plus grande importance dans la région culminante du Corno di Gesero et de la Cima di Cugn; de là, elles se poursuivent, avec une largeur réduite, jusqu'au N du lac de Côme, où elles se soudent avec les tonalites de la Valteline, ou, plus exactement, du massif de Disgrazia.

La tonalite est recoupée par de nombreux filons d'aplite et de pegmatite, ainsi que par de grosses veines d'une roche granitique, qui se retrouve dans la même zone, soit à l'E, soit à l'W. Le foyer granitique, duquel est partie la formidable injection qui a affecté les schistes cristallins du Tessin méridional est donc relié aux roches granitiques et aplitiques qui recoupent la tonalite. L'injection dans son ensembles est plus jeune que la tonalite.

Au S de la zone de Bellinzona, apparaît une bande étroite de dolomites et de cornieules triasiques, qui n'est du reste pas continue et fait défaut entre autres dans le bas du val Morobbia et à l'E du Jorio. Ces affleurements représentent le prolongement occidental du Trias austro-alpin de Dubino ; ils séparent la zone de Bellinzona des schistes cristallins très uniformes, micacés et gneissiques, du puissant complexe qui forme la zone des lacs insubriens.

Examinant l'âge des formations diverses qui constituent ces différentes zones à l'E de la vallée du Tessin, M. Staub arrive à la conclusion que les schistes cristallins des zones de Claro, de Roveredo, d'Arbedo, de Bellinzona et des lacs sont certainement prétriasiques, et, au moins en partie, précarbonifériens, tandis que les calcaires marmorisés des zones de Castaneda, de Castione, de Tabio et du Jorio sont mésozoïques et correspondent par conséquent à des synclinaux écrasés. Les bancs calcaires intercalés dans les schistes de Bellinzona sont, par contre, des interstratifications normales dans le milieux encaissant et doivent donc être considérés comme paléozoïques. Toutes ces formations ont été affectées par une injection intense, qui s'est manifestée d'une façon tout à fait indépendante des lignes tectoniques et qui, par suite, ne peut qu'être postérieure à la dernière grande phase orogénique des Alpes, qui a redressé ici toutes les racines. Cette injection est du reste en relation génétique intime avec l'intrusion du granite de Melirolo et de la tonalite du Gesero, qui est elle-même une dépendance de la tonalite, oligocène d'après Cornelius, du massif de Disgrazia. D'autre part, des galets provenant des roches intrusives oligocènes et des schistes injectés se trouvent dans la Nagelfluh subalpine du versant S, qui sont en tous cas plus anciennes que le Sarmatien. On est donc justifié à admettre que les grandes intrusions et injections tertiaires du Tessin moyen se sont produites dans l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur.

Quant aux relations tectoniques des diverses zones considérées, M. Staub montre que les schistes cristallins de Claro sont la racine de la nappe de l'Adula, que les schistes des lacs insubriens appartiennent à la base des Dinarides, que, par conséquent, les racines de toutes les nappes comprises entre l'Adula et l'Ortler doivent se placer entre la zone de Claro et celle du Jorio.

Ceci établi, M. Staub passe à l'étude du pays de nappes qui forme les Grisons du S ; il commence par montrer que

les deux plis couchés du Molare et de l'Adula ne sont que deux digitations d'une même nappe, dont les Schistes lustrés du Lugnetz représentent la couverture. La nappe de l'Adula, par contre, est séparée de celle, sus-jacente, de Tambo par une zone de Trias, qui se suit par Mesocco et Chiavenna jusque vers Bondo dans le val Bregaglia, tandis que le synclinal du Splügen, qui sépare les nappes de Tambo et de Suretta, se termine au N de Soglio, ce qui permet de supposer que ces deux nappes se réunissent en une même racine. Elles sont raccordées à cette racine par un bombement anticlinal déjeté au S, qui fait émerger une dernière fois vers l'E les gneiss sous les Schistes lustrés vers Lanzada dans le val Malenco.

Les nappes de Suretta et rhétique sont séparées par une masse considérable de Trias, de Schistes lustrés et de Schistes verts, qui se suit au S jusque dans la partie orientale du massif de Disgrazia et le Val Malenco, tandis que les gneiss de la nappe rhétique forment une zone continue depuis le Septimer et la Maloja jusqu'à la région au S de Poschiavo, où ils se raccordent avec leur racine redressée ; celle-ci se suit facilement de là vers l'W jusqu'au Val Masino.

M. Staub montre ensuite que, si le Cristallin de la nappe rhétique ne se trouve plus de façon continue au N du Septimer, on en constate des lentilles jusque dans l'Avers et le Schams et que la zone imbriquée triasique-liasique du Fextal, que supporte le Cristallin rhétique, se prolonge manifestement dans les écailles ou nappes du Schams. Les nappes du Schams font donc partie de la nappe rhétique et on peut en dire autant de la puissante série schisteuse qui, de la Haute-Engadine, se continue par l'Oberhalbstein jusqu'à la Lenzer Heide et probablement jusque dans le Prættigau. Ainsi, la nappe rhétique, dont la racine redressée existe entre le Val Poschiavo et le Val Masino, prend une importance inattendue ; elle est du reste nettement distincte d'éléments tectoniques qui ont été confondus sous le même nom et qui ne sont en sommes que des écailles arrachées de leurs racines, ainsi la nappe rhétique de Zyndel dans l'Oberhalbstein, pour laquelle M. Staub propose le nom de nappe de Platta et la nappe dite rhétique de la Todalp près de Davos.

La nappe de Sella, qui recouvre la nappe rhétique, repose constamment jusqu'aux abords du lac de Poschiavo sur des terrains mésozoïques, qui, de là vers l'W, forment une limite très nette entre le Cristallin rhétique et le Cristallin de la racine de la nappe de Sella. Cette racine est donc bien dis-

tincte et se suit du lac de Poschiavo vers l'W par la Cima Vicma jusque vers le Buglio dans le versant N de la Valteline. Par contre, la séparation des nappes de Sella, d'Err et de l'Albula ne se poursuit pas au S jusque dans la région des racines, en sorte que ces trois nappes doivent être rattachées à une seule et même zone radicale.

Entre les nappes d'Err et de la Bernina, M. Staub retrouve un synclinal mésozoïque qui se suit, il est vrai d'une façon discontinue, jusqu'au S du Piz Rosegg et du Piz Argient ; il a constaté des lambeaux importants de cette même zone synclinale plus au S encore, au Pizzo Canciano et dans le versant S du Monte-Canale, donc jusqu'en pleine région des racines. Cela permet d'envisager avec certitude la zone cristalline de Brusio comme la racine de la nappe de la Bernina, qui reste distincte de celle de la nappe de Sella-Err au moins jusqu'au Val Masino ; de là vers l'W, ces deux racines semblent se confondre.

Les nappes de la Bernina et du Languard se confondent vers le S déjà avant d'atteindre le Val Poschiavo et le synclinal mésozoïque du Sassalbo, qui sépare les nappes du Languard et du Campo, cesse à l'E du lac de Poschiavo ; les trois nappes de la Bernina, du Languard et de Campo proviennent donc de la même racine, qui correspond à la zone de Brusio.

Les schistes cristallins de Campo s'étendent vers l'E jusque dans la région de Livigno, de Bormio et de l'Ortler, où ils forment le soubassement normal des dolomites de la Basse-Engadine et de l'Ortler, et où ils ont été affectés avec leur couverture par les plissements qui ont donné naissance aux arcs rhétiques. Le revêtement mésozoïque de la nappe de Campo s'étend depuis les dolomites de la Basse-Engadine, en contournant par le S la nappe de Silvretta, par l'Albula et les Alpes de Bergün, jusque dans le soubassement du Lenzerhorn et au Weisshorn de Parpan. D'autre part, il paraît certain que les calcaires de Dubino, à l'entrée de la Valteline, appartiennent à la même couverture triasique de la nappe de Campo.

Parlant du récent travail qu'ont publié MM. Spitz et Dyhrenfurth et dans lequel ces messieurs envisagent les plis hémicirculaires observés entre l'Engadine et l'Ortler comme incompatibles avec la notion des grandes nappes austro-alpines, M. Staub montre qu'il suffit pour concilier ces deux notions en apparence contradictoires, de supposer des plissements en retour dans la région au N de l'Ortler et des pous-

sées locales EW en relation avec le bombement de la Basse-Engadine.

Quant à la nappe de la Silvretta, M. Staub ne la rattache pas, comme beaucoup d'auteurs, à la base cristalline des dolomites de la Basse-Engadine, soit à la nappe de Campo ; il l'attribue à une nappe supérieure, à laquelle appartiendraient aussi les nombreux lambeaux de recouvrement qui se superposent aux dolomites ; il développe en faveur de cette idée divers arguments tectoniques et stratigraphiques.

Le synclinal des dolomites de la Basse-Engadine prend une importance toute particulière et justifie la séparation des nappes sous-jacentes soit les nappes austro-alpines inférieures et des nappes sus-jacentes ou nappes austro-alpines supérieures. Les premières s'enracinent dans la zone de Tonale, les secondes dans celle des schistes d'Edolo ; entre ces deux racines se suit la bande triasique de Dubino-Monte Padrio-Vezza.

D'après ce qui précède, il devient facile de raccorder les nappes grisonnes avec les zones cristallines du Tessin :

La nappe de Silvretta et de l'Oetztal correspond aux schistes d'Edolo et de la région des lacs.

Les nappes de Campo, du Languard, de la Bernina, d'Err, de Sella se rattachent à une même racine, qui correspond à la zone du Tonale et de Bellinzona.

La nappe rhétique dans son sens large s'enracine dans la zone d'Arbedo.

La nappe digitée de Suretta-Tambo correspond à la zone de Roveredo.

La nappe digitée d'Adula-Molare correspond aux gneiss de Claro.

Poussant plus loin son argumentation, M. Staub arrive à établir que les Alpes calcaires luganaises et leur soubassement cristallin de la zone des lacs, attribués généralement aux Dinarides, ne sont pas autre chose que la racine des nappes austro-alpines supérieures, racine qui a été redressée, puis renversée, lorsque la résistance à la poussée est devenue trop forte au N. Il revient ainsi à une interprétation très analogue à celle qu'a donnée, il y a bien des années déjà, M. Termier.

Ainsi, le faisceau des nappes austro-alpines supérieures devient la nappe dinarique, qui comprend à la fois les Alpes calcaires de Bavière et les Alpes calcaires du Sud et qui, comparativement à toutes les autres nappes, devient un élément énorme.

En terminant, M. Staub cherche à prolonger ses zones radicales vers l'W. Il montre d'abord, contrairement à l'opinion de M. Henny citée plus haut, que ce sont non les calcaires du Jorio, mais ceux de Tabio qui se prolongent dans le Canavese, tandis que les calcaires du Jorio se retrouvent à Ornovasso au bas du val d'Ossola, et il conclut nécessairement de ces raccords longitudinaux que c'est la zone d'Ivrée qui correspond à la racine des nappes austro-alpines inférieures, ce qui est du reste confirmé par des analogies pétrographiques étendues.

M. Staub raccorde ensuite la racine rhétique par la zone d'Arbedo avec les gneiss de Sesia, ce qui l'amène à identifier la nappe rhétique avec la nappe de la Dent Blanche, puis la nappe de Suretta-Tambo avec la nappe du Mont Rose, enfin la nappe de l'Adula avec les nappes du Saint-Bernard et du Simplon. Il trouve la confirmation de ces raccords géométriques dans l'étude comparative des caractères pétrographiques et stratigraphiques des nappes à l'E et à l'W du Tessin. Il montre la continuité de la zone de culmination des nappes depuis le Val Poschiavo jusqu'au Mont Rose et fait ressortir la symétrie des ensellements transversaux de le Dent Blanche et de la Basse-Engadine. Enfin M. Staub met en lumière la relation qui existe entre le redressement de la zone radicale et le soulèvement de la zone de culmination d'une part, l'intrusion de masses granitiques et tonalitiques dans la zone radicale, d'autre part. Les injections aplitiques-micropegmatitiques qui ont affecté intensément les zones radicales de Claro, Arbedo et Bellinzona, ainsi que la mise en place des tonalites du massif de la Disgrazia et du Gesero sont donc nettement postérieures à la poussée au N des nappes penniques et austro-alpines.

Ajoutons, en terminant, que M. Staub a complété son exposé par l'élaboration d'une carte tectonique au 1 : 250 000, qui permet de suivre avec une grande facilité son argumentation.

A l'occasion de la réunion de la Société helvétique des Sciences, à Coire, M. Chr. Tarnuzzer (**79**) a fait un exposé sommaire de la géologie de l'Engadine, d'après les derniers travaux publiés, particulièrement d'après l'étude faite par MM. Spitz et Dyhrenfurth.

M. D. Trümpy (**80**) a soumis à une nouvelle revision détaillée la région particulièrement compliquée du **Rhæticon occidental.** Après avoir fait ressortir l'influence qu'a exercée sur le développement des nappes de charriage de cette région

le rapide enfoncement longitudinal du massif de l'Aar, il rappelle qu'on peut distinguer dans le Rhæticon, de bas en haut : 1° la nappe du Säntis, 2° l'écaille du Fläscherberg méridional, 3° la nappe du Falkniss, 4° la nappe de la Sulzfluh, 5° la nappe rhétique, 6° des lambeaux des nappes austro-alpines inférieures, 7° la nappe austro-alpine supérieure ou nappe de Silvretta; en outre les puissants complexes des Schistes du Prættigau et du Flysch du Vorarlberg s'intercalent entre les nappes helvétiques et la nappe du Falkniss.

Après avoir rappelé sommairement la tectonique du Fläscherberg, élément détaché par l'érosion de la nappe du Säntis, M. Trümpy aborde l'étude de la nappe austro-alpine inférieure dans le versant droit de la vallée du Rhin. Il montre que cette nappe, qui chevauche au N sur le Flysch du Vorarlberg, s'enfonce au S en un synclinal aigu dans le Flysch de la région de Triesen, puis l'encapuchonne et le recouvre, pour s'étendre finalement au S, par l'arête du Heupiel, par-dessus la nappe du Falkniss. De celle-ci elle est séparée d'abord par une zone de broyage avec éléments rhétiques et préalpins, puis par une écaille de Trias austro-alpin.

Parlant ensuite de la nappe du Falkniss, M. Trümpy constate d'abord que le complexe formé de schistes divers et de brêches polygéniques, qui affleure au-dessus de Balzers, n'appartient pas au Flysch comme on l'a cru, mais à l'Oxfordien-Argovien; ces couches forment le cœur d'un front de pli couché de Malm, élément le plus avancé de la nappe du Falkniss, auquel appartiennent comme jambage supérieur le Malm, le Tithonique et le Néocomien de la Mittagspitz. Ce pli externe est limité au S par un synclinal rempli de Néocomien, qui descend du Mittelhorn vers Guscha et qui englobe, à la Rothspitz, plusieurs coins synclinaux d'Urgonien, de Gault et de Couches rouges. L'enveloppe crétacique du front de la nappe du Falkniss s'étend depuis le versant occidental du Schafboden jusqu'au Badtobel et à Im Wang au S de Triesen, où il comporte diverses complications.

Au S du synclinal se développe un grand anticlinal couché de Tithonique et de Malm qui s'enracine dans le Glecktobel au-dessus de Luciensteig; là le Malm s'enfonce au S en deux pointes synclinales dans le Flysch du Prättigau. Le Néocomien qui couvre le jambage normal de ce pli, se continue au SE dans le soubassement du Falkniss jusqu'au Fläscherfürkli, tandis que le Tristelkalk et le Gault sus-jacents forment sous le sommet du Falkniss un synclinal fermé au S, que chevauche directement l'Oxfordien-Argovien de la base d'un nouvel

anticlinal couché, celui du Falkniss. Ce dernier ne possède que des lambeaux de jambage renversé et, dans le haut du Fläscherthal, on voit à sa base le Trias chevaucher sur le Tithonique du pli sous-jacent. Son jambage normal est par contre très bien visible entre le Falkniss et la Grauspitz, où il comprend le Tithonique, le Néocomien et les calcaires du Tristel; il se suit de là jusqu'au Tschingel, où n'existe plus, il est vrai, qu'une série laminée de Jurassique et de Crétacique inférieur, sur laquelle se superpose une dernière écaille de la nappe du Falkniss, tandis qu'au-dessous d'elle apparaît le bord radical, laminé aussi, du pli du Glecktobel.

Tandis que le Tithonique de l'anticlinal du Falkniss forme une charnière frontale régulière dans la paroi N de l'arête du Falkniss et de la Grauspitz, les formations crétaciques de sa couverture ont été entraînées beaucoup plus loin au N par-dessus la digitation inférieure de la nappe du Falkniss et plissées de façon beaucoup plus compliquée. C'est ainsi qu'elles forment plusieurs replis dans la chaîne du Plasteikopf et qu'il faut leur attribuer des paquets de Gault enfoncés dans les Couches rouges le long de l'arête reliant le Plasteikopf au Rappenstein et enfin un lambeau de recouvrement nageant sur les Couches rouges au N du Rappenstein et comprenant tous les termes de la série crétacique.

Enfin les hauteurs du Tschingel et du Heuberg sont formées par une écaille supérieure de la nappe du Falkniss, qui s'enfonce au N sous le Trias de la Hornspitz; entre ces deux unités s'intercale encore une lame mince de formations crétaciques, dont un lambeau subsiste au sommet même du Tschingel, dont d'autres parties se trouvent au voisinage de la Grosse Furka.

M. Trümpy décrit ensuite la région extrêmement compliquée qui comprend les parties supérieures des vallées de Samina et de Gamperdona avec les sommités du Gorvion et des Schafälpler, de la Hornspitz et de la Strahlegg. Il montre d'abord que les formations crétaciques de la nappe du Falkniss non seulement s'enfoncent brusquement à l'E sous les formations austro-alpines, mais présentent en outre des signes évidents de plissements transversaux NS. Il distingue ensuite dans la région austro-alpine quatre écailles fondamentales, qui sont séparées les unes des autres par des zones de broyage, formées d'éléments divers des nappes préalpines et rhétiques et qui comportent en partie encore des imbrications internes; ces éléments sont de haut en bas :

1° L'écaille du Heupiel qui, outre sa masse principale, com-

prend une lame inférieure formée de Muschelkalk et de couches de Partnach. Cette écaille qui, comme nous l'avons vu déjà, forme toute la partie NW du Rhæticon, s'enfonce au S jusqu'au fond de la vallée de Samina, où elle pénètre en coin entre les deux digitations supérieures de la nappe du Falkniss.

2° L'écaille de la Nossspitz et du Fundelkopf, qui recouvre la précédente depuis une ligne passant à peu près par Bludenz, la Mondspitz et le Mättlerkopf. A l'E de la haute vallée de Samina cette écaille triasique forme les hauteurs des Schafälpler, où affleure une série normale de Muschelkalk, de couches de Partnach, de calcaire de l'Arlberg et de couches de Raibl; puis cette série s'insinue, en s'effilant, jusqu'au Bettlerjoch, entre une zone de broyage d'éléments préalpins et rhétiques et la nappe sus-jacente.

3° L'écaille du Gorvion, qui comprend deux lames triasiques distinctes, séparées par des formations rhétiques, qui forme les hauteurs du Gorvion et qui se prolonge à l'E de la vallée de Gamperdona jusqu'à l'E de Sankt Rochus. Vers son extrémité méridionale cette écaille s'appuie directement sur les replis supérieurs de la nappe du Falkniss par suite de l'effilement des éléments austro-alpins sous-jacents.

4° L'écaille de la Scesaplana, qui coupe la vallée de Montafon en amont de Bludenz, forme les deux versants de la vallée de Brand, puis s'étend au SW sur les hauteurs du Blankuskopf, des Schildwächter et de la Hornspitz. Son bord radical s'appuie entre la Hornspitz et la Scesaplana directement sur la nappe du Falkniss. Au SE de la vallée de Brand et au N de la Scesaplana un synclinal déjeté de Jurassique sépare cette digitation frontale d'un pli plus interne, qui prend son principal développement dans le massif de Zimba.

M. Trümpy cherche ensuite à faire ressortir les caractères généraux de la tectonique du Rhæticon. Il établit d'abord que le Flysch du Vorarlberg et de Triesen, qui a été charrié passivement au N avec les formations crétaciques de la nappe du Säntis est tout à fait indépendant du Flysch du Prättigau, qui représente l'enveloppe d'une ou plutôt de plusieurs des nappes cristallines des Grisons et qui a joué un rôle actif dans le charriage des nappes.

La nappe du Falkniss, qui se superpose à ces deux masses distinctes de Flysch et comporte trois digitations principales, a subi après la formation de celles-ci une seconde phase de plissement, qui a fait que ses digitations se sont pénétrées réciproquement. En même temps les dépôts crétaciques des

parties frontales des plis ont été entraînés au N, souvent à de grandes distances.

La nappe de la Sulzfluh ne prend que très localement de l'importance dans le Rhæticon occidental, ainsi au N du Rappenstein. Quant à la nappe rhétique, ses éléments n'apparaissent jamais qu'avec une puissance très réduite dans les zones de broyage qui supportent les écailles austro-alpines.

Dans les écailles austro-alpines M. Trümpy remarque particulièrement l'entraînement au N qu'ont subi les étages supérieurs du Trias et le fait que les écailles ou bien s'effilent vers le S, comme celle de la Nossspitz, ou bien se terminent par un synclinal aigu comme celles du Heupiel et du Gorvion. Il insiste sur l'importance des zones de broyage formées d'éléments crétaciques de la nappe du Falkniss, de calcaires de la Sulzfluh, de radiolarites et d'ophiolithes de la nappe rhétique, qui existent partout à la base des écailles austro-alpines et se prolongent fort loin au N. Quant à la position de ces écailles austro-alpines dans l'ensemble de la tectonique des Alpes calcaires septentrionales, les écailles du Heupiel et de la Nossspitz correspondent aux nappes de l'Allgäu, celle de la Scesaplana à la nappe du Lechtal. Ces éléments ne sont du reste tous que des digitations d'une nappe à racine unique, située probablement dans la zone des schistes du Tonale.

Partant ensuite de la plongée axiale des éléments tectoniques du Rhæticon vers l'E, M. Trümpy montre que cet abaissement se concentre surtout sur certaines zones transversales, celles du Val Samina et du Val Gamperdona, tandis qu'ailleurs la plongée est faible ou nulle, ou peut même localement devenir inverse. Le long du versant occidental du Val Samina des plis transversaux, conséquence de la plongée axiale brusque, sont nettement dessinés dans les couches supérieures de la nappe du Falkniss et dans la base de l'écaille du Heupiel.

Pour expliquer la tectonique du Vorarlberg occidental, M. Trümpy est obligé d'admettre, en tenant compte d'un grand nombre de faits que je ne puis indiquer ici, les quatre phases de dislocation suivantes:

1° La phase austro-alpine, pendant laquelle, sous l'effort d'une poussée SE-NW, s'est faite la mise en place des nappes austro-alpine et rhétique et de la nappe de la Sulzfluh, tandis qu'au-dessous d'elles s'ébauchait la nappe du Falkniss.

2° La première phase pennique, pendant laquelle, portées

par les nappes penniques poussant vers le N, toutes les nappes supérieures ont déferlé sur le Flysch du Vorarlberg. C'est alors que se développa la nappe du Falkniss, que la nappe austro-alpine commença à se digiter et que les nappes rhétique et de la Sulzfluh furent mylonitisées.

3° La phase helvétique, correspondant à la poussée principale des nappes helvétiques.

4° La deuxième phase pennique, pendant laquelle les nappes helvétiques ont déferlé sur la Molasse, tandis que la nappe austro-alpine s'est imbriquée au point que nous connaissons.

Dans la partie stratigraphique de sa description, M. Trümpy commence par signaler quelques faits nouveaux concernant le Jurassique et le Crétacique de la nappe du Säntis. Il décrit en particulier deux coupes à travers le Crétacique moyen des gorges de l'Ill. Dans les gorges septentrionales le Gargasien est développé exactement comme dans l'Alvier et au Drusberg avec un niveau fossilifère de Luitere très caractéristique. Dans les gorges méridionales l'Urgonien est recouvert directement par les couches de Gams ; celles-ci supportent des grès glauconieux correspondant aux grès de Grisi, que recouvre un grès grumeleux, tout semblable au niveau de Durchschlägi et qui contient entre autres *Douvil. mamillatum* et *Saubertiella micheliana*.

A propos du Flæscherberg M. Trümpy donne deux coupes prises à travers l'écaille jurassique, qui en forme l'extrémité SE. Il voit là, contrairement à l'opinion de Lorenz, une série normale, nettement différente du Jurassique supérieur de la nappe du Säntis et de celui de la nappe du Falkniss.

M. Trümpy a repris aussi la question, si longtemps discutée, des **Schistes du Prättigau**. Il admet qu'il s'agit d'une série compréhensive, dans laquelle, vu l'absence de critères sérieux, les délimitations stratigraphiques sont imprécises. Il distingue dans cette masse un complexe basal d'âge indéterminé, formé de calcaires gris, en bancs bien nets, qui constitue tout le versant S du Vilan jusqu'à Malans, aux gorges de Felsenbach et à Seewis. L'analogie de ces formations avec les Schistes Lustrés existant plus au S est frappante, mais rien ne permet de les attribuer avec certitude à un niveau stratigraphique précis. L'auteur serait tenté de les considérer comme appartenant à la base du Flysch.

D'autre part M. Trümpy attribue au Flysch tertiaire les formations suivantes :

1° La série du Gandawald, formée en majeure partie de

calcaires en bancs séparés par des lits argileux ou des bancs gréseux, plus ou moins riches en argile, contenant, comme l'a montré l'étude microscopique, d'une part des grains détritiques de quartz, d'autre part de petits cristaux idiomorphes de feldspath, évidemment secondaires. Ces calcaires contiennent, par places en grande quantité, des fucoïdes; ils passent localement, surtout dans leur partie supérieure, à des grès quartzeux. On trouve en outre, interstratifiés dans cette série, deux bancs principaux de conglomérats, l'un formé essentiellement d'éléments calcaires du Jurassique supérieur et du Trias, l'autre, plus élevé, polygénique avec de nombreux galets cristallins. La série du Gandawald affleure entre la terrasse de Seewis et le sommet du Vilan.

3° M. Trümpy décrit ensuite sous le nom de grès du Buchberg un ensemble de grès arkoses, de brèches calcaires et de calcaires sableux, qui affleure sur l'arête NE du Vilan et qui de là s'étend d'une part vers l'E jusqu'à Guora au N de Seewis, d'autre part au NW jusqu'au Buchberg. Les mêmes formations se retrouvent dans les pentes de la Jeninser Alp entre le Vilan et Jenins. Les grès du Buchberg contiennent des lithothamnies (*Lith. nummulitiucum* Gümbel) et de nombreux foraminifères: Nummulites, Orthophragmines, Globigérines, etc.

3° Sur les grès du Buchberg s'appuie au NE un complexe, auquel M. Trümpy donne le nom de Couches de l'Aebigrat, et qui rappelle par son facies la série du Gandawald. Il comprend un ensemble de schistes argileux surtout abondants à la base, de calcaires compacts en bancs, de couleur claire, et de calcaires marneux et schisteux. Il contient de nombreuses traces de vers, des Fucoïdes en abondance et, comme rareté, des Nummulites. Cet ensemble de couches affleure tout le long de l'Aebigrat, se continue jusqu'au Hoch Furnis, puis apparaît de nouveau sur l'arête qui sépare le Glecktobel de Fadella.

4° Enfin M. Trümpy envisage comme terme supérieur du Flysch une série de schistes et de grès grossiers quartzeux, qu'il dénomme schistes de Ganey et qu'il a suivie depuis les pentes au N de Ganey, par la Flæscher Alp jusque dans l'arête au S du Glecktobel. Le Flysch de Ganey est célèbre, depuis l'étude qu'en a faite Heer, par sa richesse en fucoïdes; dans les grès qui y sont intercalés on trouve des globigérines et des nummulites; parmi ces dernières, M. Trümpy croit pouvoir reconnaître un échantillon de *Num. variolarius*.

L'ensemble des formations décrites comme Flysch paraît,

d'après les données paléontologiques recueillies, appartenir à l'Eocène et, peut-être en partie, à l'Oligocène. M. Trümpy n'a trouvé aucun argument en faveur de la présence de dépôts crétaciques et il considère comme peu convaincaints les faits avancés en faveur de cette présence par différents auteurs. Il admet une transgressivité directe de l'Eocène sur le Lias, après érosion de formations jurassiques et crétaciques.

En terminant ce chapitre M. Trümpy fait ressortir les analogies qui existent entre la série du Prättigau d'une part, la série de la zone du Niesen et les Schistes lustrés des Alpes françaises au N du Drac et de l'Isère d'autre part.

Quant aux Flysch de Triesen et du Vorarlberg ils sont nettement indépendants du Flysch du Prättigau par leurs aractères soit tectoniques, soit stratigraphiques.

M. Trümpy consacre ensuite un important chapitre à la stratigraphie de la **nappe du Falkniss.** Il commence par une brève description des seuls affleurements triasiques connus, qui se trouvent sur le versant occidental du Gleckkamm, et qui comprennent des alternances de gypse, de schistes noirs ou verts et de bancs dolomitiques.

La série jurassique commence au Gleckkamm et, plus à l'E dans les pentes de Sanalada au-dessus de Ganey, par des schistes noirs, brunâtres, argileux, dans lesquels sont interstratifiés des bancs d'un calcaire noir-brunâtre, gréseux. Ces couches ne contiennent que fort peu de fossiles; ils ont pourtant fourni une térébratule liasique et un débris d'Harpoceras, et peuvent par conséquent être attribués au Lias.

La nappe du Falkniss ne comprend aucun dépôt attribuable au Jurassique moyen ; par contre on trouve en général au cœur des anticlinaux de Malm des schistes marneux verdâtres et en partie rouges, auxquels se mêlent, surtout vers le haut, des schistes noirs et dans lesquels sont interstratifiés des conglomérats polygéniques riches en éléments triasiques. Ces couches n'ont fourni comme fossiles que des fucoïdes, mais elles passent sans limite tranchée au Malm et leur âge oxfordien paraît très probable.

Le **Malm** proprement dit commence par des couches de calcaire schisteux, gris, plus ou moins argileux contenant des bancs de calcaires siliceux, puis, l'enrichissement en carbonate de chaux s'accentuant vers le haut, la masse principale du Malm est formée par des calcaires gris, en gros bancs, rappelant beaucoup le Malm helvétique Le facies de ces calcaires suprajurassiques varie pourtant notablement, les calcaires compacts passant latéralement à des calcaires gréseux,

riches en débris d'Echinodermes et même à des brèches. Le caractère détritique s'accentue nettement du N au S. Les restes organiques trouvés dans le Malm se réduisent à peu de chose; ce sont des Aptychus, *Apt. lamellosus* et *Apt. laevis*, et quelques débris de Perisphinctes, de Bélémnites et de Cérithes. L'étude microscopique a permis en outre de constater la présence de Foraminifères, dont le plus caractéristique est *Calpionella alpina*.

Le **Tithonique** commence par un important banc de brèche polygénique, au-dessus duquel les calcaires tithoniques, gris clair, à grain fin comme le Seewerkalk, en bancs minces, riches en silex, se développent avec une épaisseur de 170 à 200 m. Près de la base de ces dernières couches apparaît une zone de calcaire organogène, riche en fossiles, contenant *Heterodic. luci* Defr., *Lima latelunulata* Boehm, *L. pratzi* Boehm, *Placunopsis tatrica* Zittel, *Plicatula strambergensis* Boehm avec une faune variée de Gastéropodes et d'Echinodermes. Cette zone rappelle beaucoup à tous égards les calcaires de la Sulzfluh. Par places, surtout vers le S, on trouve, intercalés dans le Tithonique, des calcaires spathiques et riches en quartz.

Le **Néocomien**, qui avait toujours été confondu avec le Lias, est formé essentiellement par des calcaires marneux et siliceux, rappelant le Néocomien des Préalpes. Les bancs, de couleur foncée, alternent avec des lits argileux; ils passent par places à de véritables brèches échinodermiques. A la base de la série apparaissent des alternances de schistes argileux et de calcaires oolithiques, rappelant beaucoup le calcaire de l'Oerli; vers le haut les calcaires néocomiens passent à des schistes argileux et sableux, qui passent à l'Urgonien par un enrichissement progressif en calcaire. Comme fossiles cet étage n'a fourni que des Fucoïdes et des Bélemnites: *B. pistilliformis* et *B. subfusiformis*.

L'**Urgo-aptien** est représenté par un complexe de calcaires spathiques et grenus, gris clair, contenant des bancs de silex, en gros bancs, qui en partie commencent vers le bas par une zone mince de brèche polygénique. Vus en coupe microscopique, ces calcaires apparaissent comme formés essentiellement de concrétions oolithiques et surtout de débris d'organismes, parmi lesquels les Foraminifères prédominent de beaucoup. Les fossiles les plus caractéristiques sont *Orbitolina lenticularis* et *Diplopora mühlbergi*; les Textularidés, les Rotalidés et les Miliolidés sont très abondants. Comme fossiles macroscopiques M. Trümpy ne peut signaler que *Bel.*

subfusiformis et *Rhynch. gibbsiana*. Ce complexe, qui rappelle beaucoup l'Urgonien helvétique, a été désigné par Lorenz sous le nom de **brèche de Tristel**; M. Trümpy préfère la désignation de calcaire de Tristel. Les limites de ce niveau si caractéristique ne sont tranchées ni vers le bas, ni vers le haut.

L'Urgonien passe à des grès verts, durs, riches en glauconie, formés d'un ciment calcaire, organogène et de grains de quartz. Certains bancs de ce niveau s'enrichissent notablement en calcaire, tandis que le quartz n'apparaît qu'en petite quantité. Dans d'autres couches au contraire, le ciment étant lui-même siliceux, la roche prend le caractère de véritables quartzites ; enfin les grès passent localement à de fines brèches polygéniques. Les bancs calcaires sont essentiellement organogènes et contiennent des débris très variés d'Echinodermes, de Lamellibranches, de Bryozoaires et de Foraminifères. Parmi ces derniers apparaissent des Orbitolines, malheureusement indéterminables spécifiquement ; des débris d'Inocérames et de Bélemnites n'ont pas pu être attribués à des espèces connues.

L'ensemble de ces grès, épais de 120-150 m., ne peut correspondre qu'au Gault, sans qu'on puisse préciser plus exactement son niveau; il représente probablement la série du Gargasien au Cénomanien, car il n'est séparé des Couches rouges par aucune limite tranchée.

Le Crétacique supérieur est formé surtout des calcaires fibreux, gris, jaunâtres ou rouges, contenant en abondance des Foraminifères, parmi lesquels prédominent les Globigérines et les Textilaires. Ces couches rappellent beaucoup les Couches rouges des nappes préalpines; elles comprennent, à côté des calcaires à globigérines, des schistes marneux verts, des zones enrichies en quartz et en débris de feldspath et des bancs de calcaire gris compact, semblable au Seewerkalk. Comme fossiles macroscopiques on n'a trouvé encore à ce niveau qu'un échantillon de *Cardiaster gillieroni* de Lor. et un fragment de Belemnitella.

Dans le pli couché du Gleckhorn, ces Couches rouges sont couvertes par un ensemble de calcaires marneux et de marnes, très riches en globigérines, que M. Trümpy assimile aux marnes sénoniennes de la nappe du Säntis.

Le Flysch n'apparaît que localement dans la nappe du Falkniss; il est surtout développé dans le synclinal qui sépare les deux digitations frontales au NE du Tusstobel, où il est représenté par des schistes argileux et des grès siliceux et

ocreux. Le Flysch est ici certainement transgressif reposant soit directement sur le Gault, soit sur les schistes sénoniens; il contient quelques nummulites indéterminables.

La nappe du Falkniss possède une série sédimentaire nettement distincte de toute autre, qui permet de la reconnaître là où elle existe en dehors du Rhæticon; grâce à cela M. Trümpy constate son existence tout autour du bassin du Prättigau jusque vers Parpan. Entre la Jochalp et le Schwarzhorn de Parpan elle est représentée par une succession complète de l'Oxfordien au Sénonien. Par contre des restes certains de cette nappe manquent plus au S. Dans la Basse Engadine la série du Falkniss est représentée par des calcaires urgo-aptiens que M. Paulcke a attribués au complexe des Schistes lustrés.

M. Trümpy termine ce chapitre par une étude spéciale des brèches polygéniques comprises dans la série jurassique de la nappe du Falkniss. Il décrit sommairement les roches diverses qui forment les éléments de ces brèches, qui sont:

Des granites verts tout semblables aux granites du Julier et de l'Albula.

Des diorites analogues à celles du massif de la Bernina.

Différents porphyres se rapprochant de ceux du Piz Nair.

Une porphyrite augitique appartenant au même type que les porphyrites de la nappe du Languard.

Différents types de gneiss d'origine plus douteuse, mais qui proviennent probablement des nappes austro-alpines.

Des calcaires variés et des dolomites, dont l'origine austro-alpine est vraisemblable.

M. Trümpy signale le fait intéressant que de nombreux éléments granitiques ou porphyriques portent la trace évidente d'une mylonitisation antérieure à leur gisement secondaire, ce qui démontre l'existence d'une phase de ridement importante préjurassique. Or celle-ci n'a pu se placer qu'entre le Carboniférien et le Trias.

Parmi les éléments des brèches du Falkniss les blocs de granite peuvent atteindre des volumes de plusieurs m³.; les arêtes ne sont en général que très incomplètement arrondies. Si l'on suppose déroulés les replis de la nappe du Falkniss, on constate que les gros éléments granitiques ont dû s'aligner suivant une zone dirigée du NW au SE, depuis laquelle les éléments diminuent rapidement de dimensions. En tenant compte de cette constatation ainsi que du fait que les brèches polygéniques apparaissent à plusieurs niveaux et sont recouvertes en général par des sédiments contenant une faune

récifale, sur lesquelles reposent des calcaires avec organismes bathyaux, M. Trümpy suppose que le long de la zone d'accumulation des gros blocs devait exister un géanticlinal aux flancs abrupts, qui périodiquement s'est exhaussé, puis est devenu la proie des vagues, qui en ont abaissé le faîte jusqu'à la phase d'exhaussement suivante. Quant à la place qu'occupait la ligne de faîte de ce géanticlinal relativement aux éléments constituant des nappes austro-alpines actuelles, elle est impossible à préciser, vu l'incertitude qui subsiste quant à la racine de la nappe du Falkniss.

Les lambeaux de la **nappe de la Sulzfluh** que M. Trümpy a constatés dans le Rhæticon occidental comprennent:

1° Des granites mylonitisés.

2° Les calcaires de la Sulzfluh, gris-jaunâtres, oolithiques, contenant des débris de nérinées et de lamellibranches, formant de grandes parois massives, d'âge suprajurassique.

3° Des marnes rouges à globigérines et orbulines, formant une zone peu épaisse à la base des calcaires blancs à globigérines du Crétacique supérieur.

Sur ces Couches rouges se superposent par places des alternances de marnes micacées et de grès, qui représentent peut-être le Flysch, mais qui pourraient aussi appartenir déjà à la base de la nappe rhétique.

Cette **nappe rhétique** n'apparaît dans la région étudiée par M. Trümpy que sous la forme de lames écrasées à la base des diverses digitations de la nappe austro-alpine; elle est formée essentiellement de roches basiques, en général des porphyrites plus ou moins mylonitisées, et de radiolarites, auxquelles sont associés par places des schistes argileux et des calcaires siliceux.

M. Trümpy décrit brièvement de curieuses brèches à éléments dolomitiques, qui existent spécialement au Bettlerjoch et dont l'origine et l'âge restent douteux. Puis il aborde l'étude des **formations austro-alpines** du Rhæticon, qui comprennent:

1° Des grès siliceux, rosés, du Werfénien, à la base desquels s'intercalent des conglomérats (150 m.).

2° Les calcaires virgloriens, dont le facies varie notablement. Le type le plus commun comprend des calcaires à silex, foncés, en bancs minces ondulés à la surface, qui rappellent beaucoup le facies de Reifling et sont surtout développés à la partie supérieure de l'étage. On trouve en outre dans ce même complexe des bancs de calcaires variés et des bancs dolomitiques.

Une couche intercalée dans la moitié supérieure du Virglorien a fourni divers fossiles, parmi lesquels *Encrinus liliiformis*, *Retzia trigonella* et *Terebr. vulgaris*. L'épaisseur maximale de l'étage est de 170 m.

3° Le Ladinien commence par une zone dans laquelle les calcaires de Reifling alternent avec des argiles du facies de Partnach, qui contiennent en abondance *Daonella parthanensis* Schafh. et qui ont fourni un échantillon de *Protrachyceras reitzi* Mojs., espèce typique du Ladinien inférieur.

Ensuite viennent les schistes argileux et légèrement glauconieux de Partnach, qui renferment souvent de nombreux *Bactrylium schmidii* Heer. Leur épaisseur est d'environ 80 m., mais des bancs de calcaires de l'Arlberg s'intercalent déjà dans leur partie supérieure et le passage est graduel aux calcaires noirs, en gros bancs très nets, remplis par places de coquilles silicifiées de Megalodon.

La partie supérieure du Ladinien est formée par les dolomites de l'Arlberg, dont le facies varie d'un banc à un autre, et qui localement passe à des brèches ou des cornieules. Ce niveau a été souvent attribué à tort au Hauptdolomit.

L'épaisseur totale des couches de l'Arlberg atteint 400 m.

Le Carnien, ou les couches de Raibl, ont subi des laminages si intenses qu'un profil exact n'a pu en être établi nulle part. M. Trümpy distingue dans cet étage :

1° Des calcaires variés, en partie riches en silex et foncés, en partie plaquetés avec Diplopora, en partie dolomitiques, dont font partie les Lünerschichten de Theobald.

2° Des schistes argileux, contenant des bancs de grès argilo-quartzeux avec débris végétaux (*Pterophyllum jaegeri*), qui constituent la masse principale des couches de Raibl.

3° Des marnes bigarrées gypsifères.

4° Des cornieules qui dérivent par écrasement des calcaires dolomitiques précités.

5° Des bancs de roches diabasiques accompagnées de tuffs, qui apparaissent localement dans les couches de Raibl au fond du ravin de Malbun et vers Vallorsch-Untersäss.

6° Des brèches de calcaires siliceux, associées à des bancs de silex.

Il semble que l'ordre de succession normal comprenne d'abord des calcaires foncés en bancs, puis la série principale des schistes argileux avec bancs de grès, puis une zone mélangée comprenant des calcaires à gyroporelles, des bancs

dolomitiques, des roches basiques et des argiles, enfin la couche de marnes gypsifères.

Le Hauptdolomit, qui manque dans la partie S du Rhæticon occidental, prend un grand développement plus au N, où il forme tous les sommets importants des Drei Schwestern, du Gallinakopf, de l'Ochsenkopf et du Fundelkopf.

En terminant l'étude stratigraphique des nappes du Rhæticon, M. Trümpy consacre quelques lignes à la série jurassique-crétacique de la Klippe du Grabserberg, située sur le versant occidental de la vallée du Rhin et fait ressortir particulièrement l'analogie de cette série avec celle de la nappe du Falkniss.

Dans un dernier chapitre M. Trümpy traite des formations quaternaires. Il montre que dans le Rhæticon occidental les moraines des grands glaciers du Rhin et de la Silvretta n'apparaissent plus au-dessus du niveau de 1500 m., les régions supérieures étant couvertes seulement de moraines locales.

Les glaciers locaux qui, à l'époque wurmienne, existaient sur le versant S de la ligne culminante Falkniss-Naafkopf, étant barrés par le glacier de la Silvretta, ne s'écoulaient pas par la vallée du Taschinerbach, mais, débordant par-dessus les hauteurs du Buchberg et du Kamm, descendaient vers Zenins. Lors du retrait wurmien ces glaciers ont marqué une phase très nette de récurrence. Lors du stade de Gschnitz ils descendaient dans la vallée du Taschinerbach jusqu'à Marnein, tandis que les glaciers du Vilan atteignaient Untersäss au-dessus de Jenins. Pendant le stade de Daun de belles moraines frontales ont été accumulées sur la Mayenfelder Alp.

Les vallées du versant N du Rhæticon, celles de Lavena, de Samina et de Gamperdona ont hébergé d'importants glaciers locaux, qui ont eu des fronts indépendantss dès le stade de Gschnitz.

M. Trümpy signale d'autre part la présence dans la vallée de la Landquart, en amont des gorges de Felsenbach, d'un système d'alluvions postglaciaires, qui s'élève jusqu'au niveau de 770 m. et se poursuit vers l'amont jusqu'au delà de Jenaz. Ces alluvions, qui présentent souvent la structure en delta, ont du se déposer dans un lac, créé par érosion glaciaire sélective. Il paraît probable, d'après deux anciennes tranchées d'érosion existant au S de la Cluse de Felsenbach et d'après quelques lambeaux d'alluvions, que le niveau de ce lac a dû monter avant le stade de Bühl jusqu'à 1000 m.

Enfin M. Trümpy décrit en terminant des dépôts d'allu-

vions qui existent au bas des vallées du Rhæticon, des sables du Loess qui se trouvent au S du Flæscherberg, des éboulis et des éboulements, dont les principaux se trouvent aux environs de Triesen.

M. W. Hammer (**65**) a entrepris une étude détaillée de la partie septentrionale de la **Fenêtre de la Basse Engadine**, située sur territoire tyrolien ; il a rendu compte de ses observations dans une notice assez importante, comprenant deux cartes au 1 : 25,000.

L'auteur commence sa description par un chapitre stratigraphique, qui peut être résumé comme suit :

Le **Verrucano**, représenté par un puissant complexe de schistes séricitiques passant d'une part à des phyllites, de l'autre à des quartzites, forme une zone importante de la région de Ladis dans le bassin de l'Inn jusque dans le Samnaun et le Fimbertal. A ces schistes sont associés fréquemment des grès quartzeux et des bancs dolomitiques ; ces derniers sont imprégnés à l'W de l'Inn par divers minerais de fer, de cuivre, d'antimoine et de plomb, et ils alimentent une série de sources minéralisées.

Cette zone de Verrucano, qui montre de nombreux signes d'imbrication, s'enfonce au NW sous le Cristallin de la nappe de Silvretta et recouvre les schistes de la Basse Engadine.

Le **Trias** apparaît sous forme de grosses écailles intercalées dans les schistes de la Basse Engadine, et se prête mal à une étude stratigraphique. Il comprend divers types de calcaires, des bancs dolomitiques et des schistes marneux associés à des grès. Les fossiles y sont très rares et mal conservés ; ils se réduisent à des débris d'encrines, des diplopores et des bactryles. M. Hammer décrit spécialement les affleurements triasiques du Beutelkopf au-dessus de Serfaus et du Stammer sur territoire suisse.

A proximité des gisements de Trias on trouve fréquemment des amas de gypse, qui sont très probablement pour la plupart d'âge triasique ; une partie d'entre eux ont peut-être une origine secondaire.

Le **Lias** est représenté surtout dans le Fimbertal, le Samnaun et la région d'Ardez, où il apparaît le plus souvent sous forme d'écailles. Entre l'Alp bella et le Malfragkopf il forme une paroi importante et comprend des calcaires échinodermiques, marmorisés, de couleur claire, riches en bélemnites et en brachiopodes.

M. Hammer décrit ici une série de calcaires en bancs min-

ces, au grain généralement fin, colorés très diversement en gris, vert, rouge ou violet, qui ont certainement subi un métamorphisme profond et qui apparaissent en écailles irrégulières, sans que rien permette de préciser leur âge.

Les **schistes grisons** proprement dits constituent la plus grande partie de la surface dans la région septentrionale de la fenêtre de la Basse Engadine. Les couches schisteuses ont subi une profonde recristallisation, qui a produit comme dernier terme des schistes calcaréomicacés. Les bancs calcaires sont fréquents et ont un facies assez uniforme, avec un grain fin et une teinte grise. Par places les calcaires prennent une apparence finement plaquetée; dans d'autres zones les bancs calcaires contiennent du quartz et peuvent même devenir franchement quartzitiques.

M. Hammer décrit sous le nom de « Tüpfelschiefer » un complexe de schistes calcaires et marneux, qui est particulièrement développé à la base de la Stammerspitz et se continue de là par le Mutler et l'arête qui sépare les vallées du Sampuoir et du Samnaun. Ces schistes, qui sont riches en quartz, englobent par places des bancs bréchiformes, contenant soit des grains de quartz, soit des débris de calcaires à radiolaires. Ce même complexe existe aussi dans le Stubental, mais là il a été fortement modifié par recristallisation.

Dans la série des schistes grisons s'intercalent des brèches, parmi lesquelles M. Hammer distingue un type riche en quartz et un type essentiellement calcaire-dolomitique.

Les brèches quartzifères sont constituées par un mélange de gros grains de quartz et de petits débris calcaires-dolomitiques, englobés dans une pâte profondément recristallisée; la mouscovite y est souvent abondante. Les brèches calcaires ne diffèrent guère des précédentes que par l'absence de quartz; elles contiennent parfois une quantité importante de débris échinodermiques. Dans certains bancs on a constaté des orbulines et des diplopores (*Diplopora mühlbergi* Paulcke).

Enfin on trouve, intercalées dans la partie inférieure des schistes grisons, des nappes de roches diabasiques, plus ou moins transformées en schistes verts. Le gisement le plus important de cette sorte est celui du Moudin, bien connu.

M. Hammer a cherché à jeter un peu de lumière sur la répartition de ces différents facies, qui passent du reste presque tous les uns dans les autres; il n'est arrivé qu'à un résultat très relatif.

Quant à l'âge de ces différents dépôts, les données réunies

actuellement sont très incomplètes. M. Paulcke a attribué au Crétacique les brèches calcaires et échinodermiques, en se basant sur la présence d'Orbulines, tandis qu'il a considéré comme tertiaires des brèches quartzifères à Orbitoïdes. M. Hammer arrive à la conclusion que la plus grande partie au moins des schistes gris de la Basse Engadine doivent être d'âge crétacique.

M. Hammer sépare de ces schistes gris un complexe schisteux, qui est surtout développé entre le Samnaun et le Kaunertal et qui se distingue par sa schistosité très accusée, la prédominance du facies calcaréo-vaseux et par sa coloration bigarrée. Ce sont les schistes bigarrés de MM. Schiller et Dyhrenfurth.

Quelques bancs de brèches sont intercalés aussi ici; ils sont constitués surtout d'éléments dolomitiques. L'on trouve également dans ce complexe des conglomérats à galets roulés de dolomite et de silex. Les brèches de cette série se distinguent de celles intercalées dans les schistes gris par le caractère schisteux de leur pâte, par l'absence d'éléments échinodermiques et par la présence de quartz.

M. Hammer discute longuement la question de l'âge des schistes bigarrés de la Basse Engadine, qui est rendue très difficile par l'imbrication intense des zones dans lesquelles ces formations existent. Il fait remarquer que les schistes bigarrés sont en contact fréquent soit avec le Verrucano et le Trias, soit avec les schistes gris, et qu'ils contiennent dans leurs couches bréchiformes d'abondants débris de Verrucano et de Trias; il décrit en détail plusieurs coupes pouvant fournir des indications et arrive à la conclusion que les schistes bigarrés peuvent être attribués soit au Trias supérieur et au Jurassique, soit au Crétacique supérieur et à l'Eogène. Pourtant l'hypothèse qui lui paraît la plus probable est celle qui consiste à voir dans ces dépôts une formation transgressive datant du Crétacique supérieur et qui s'est déposée soit sur un socle de Trias et de Permien abrasé, soit sur les schistes gris. Les schistes bigarrés joueraient donc ici le rôle des couches de Gosau.

Envisagées dans leurs formes tout à fait générales, les formations de la Basse Engadine dessinent une large voûte orientée du SW au NE et qui tend à s'abaisser vers le NE. Le jambage NW a une épaisseur d'environ quatre kilomètres près de Nauders, le jambage SE a une épaisseur d'environ cinq kilomètres; l'épaisseur des couches a été certainement augmentée par places par des replissements en petit.

Dans le jambage NW de cette voûte on peut constater une structure imbriquée, dans laquelle les éléments tectoniques empilés ont une tendance générale à s'effiler latéralement, de façon à constituer une sorte de structure amygdaloïde. On peut pourtant reconnaître dans la partie septentrionale de ce jambage quatre zones principales, qui se superposent au complexe basal des schistes gris; ce sont:

1° Une zone inférieure de schistes bigarrés avec bancs de Trias.

2° Une zone de schistes gris.

3° Une zone importante de Verrucano et de Trias.

4° Une zone supérieure de schistes bigarrés avec écailles de Trias, qui s'enfonce sous les gneiss de Silvretta.

Dans la région SW du territoire étudié, au N du Samnaun, on voit s'intercaler entre cette zone supérieure et le Cristallin chevauchant une bande de calcaire liasique, à laquelle viennent bientôt s'ajouter des schistes gris crétaciques, des schistes à Fucoïdes et des diabases.

M. Hammer donne toute une série de coupes de détail qu'il a relevées dans cet ensemble de formations imbriquées. Il décrit ensuite successivement les quatre zones tectoniques en commençant par la plus interne.

La zone interne de schistes bigarrés apparaît dans la région de Fendels et Ried comme un puissant complexe assez homogène, sur la bordure externe duquel se montrent des amas irréguliers de calcaires dolomitiques du Trias. Cette même disposition se retrouve au N de Serfaus, mais au S du Furgler la tectonique se complique par une imbrication intense. De là jusque dans le bassin du Samnaun les schistes bigarrés forment deux à quatre zones étroites, qui alternent de façon irrégulière avec des schistes gris, des calcaires triasiques, des schistes gréseux du Trias inférieur ou du Verrucano.

Vers le NW la zone interne des schistes bigarrés s'enfonce sous une épaisse série de schistes gris, qui commence à l'E, dans le versant S du Kaunstal, passe au S de Prutz, puis traverse sur Fiss et le Beutelkopf; ensuite cette bande schisteuse se rétrécit notablement, mais se suit par l'Arrezjoch et le Fliesserberg jusque dans le versant N du Samnaun.

La zone de Verrucano qui suit vers l'extérieur commence à l'E au dessus de Kauns, passe par Ladis, traverse les pentes au S du Plattleswald; on la retrouve entre l'Arrezjoch et l'Ochsenbergalp; ici, le Verrucano forme deux bandes

d'épaisseur réduite, séparées par une série imbriquée de schistes bigarrés, de schistes gris et de Trias. Dans l'arête du Frudigerkopf le Verrucano n'est plus représenté ; il est remplacé par du Trias qui forme deux paquets d'écailles superposés et séparés par une zone de schistes gris ; au Fliesserberg on retrouve deux grosses écailles de Trias enfoncées dans les schistes gris, puis, plus loin, vers le SW, dans la direction du Samnaun, la zone du Verrucano disparaît ou, en tous cas, n'est plus reconnaissable avec certitude.

Entre ces systèmes d'écailles de Verrucano, de Trias et de schistes gris et la base de la masse chevauchante de Silvretta s'intercale une zone, intensément imbriquée aussi, dans laquelle l'élément le plus abondant appartient au système des schistes bigarrés, mais dans laquelle apparaissent, sous forme d'écailles plus ou moins considérables, des formations très diverses : d'abord des schistes gris qui sont surtout abondants de part et d'autre de la vallée de l'Inn au Kaunserberg et aux environs d'Obladis, puis des calcaires dolomitiques du Trias, qui forment d'abord une énorme écaille à l'E de l'Inn et qui apparaissent un peu partout en paquets imbriqués plus ou moins volumineux, puis des schistes du Verrucano et des schistes diabasiques, qui sont intercalés dans les schistes bigarrés sous forme de traînées. Enfin, au SW du Martinskopf, on voit s'intercaler entre les schistes bigarrés et le gneiss une sorte de zone de broyage, dans laquelle prédominent les calcaires et les schistes du Lias, mais où l'on trouve aussi des schistes gris, du Verrucano, du Trias, des roches diabasiques, le tout mêlé de façon extrêmement compliquée.

M. Hammer décrit ensuite la partie NE de la fenêtre de la Basse-Engadine ; il montre comment les deux zones externes de cette fenêtre s'incurvent entre la vallée de l'Inn et le Kaunsertal, de façon à prendre une direction NW-SE ou même NS, et comment, en même temps, elles s'effilent assez brusquement, de sorte que, au S du Kaunsertal, il ne subsiste plus entre la base du gneiss et les schistes gris qu'une écaille de schistes bigarrés qui ne tarde pas à disparaître complètement.

M. Hammer a étudié aussi la bordure orientale de la fenêtre de la Basse-Engadine entre le Kaunsertal et la frontière suisse, et a retrouvé là entre la série fondamentale des schistes de la Basse-Engadine et la base des gneiss chevauchant, une zone imbriquée, au profil très changeant, qui comprend des formations variées appartenant aux schistes gris avec les

bancs de brèches caractéristiques du Crétacique, aux schistes bigarrés, à des roches diabasiques et aussi aux gneiss et au Trias de la masse de l'Oetztal.

Après avoir caractérisé assez brièvement le contact entre les gneiss chevauchants et la masse sous-jacente, M. Hammer termine par quelques considérations d'ordre plutôt pétrographique, parlant de parties mylonitisées dans la zone basale des gneiss et plus particulièrement d'une curieuse formation mylonitique, qu'il a rencontrée à la base des gneiss depuis le Poutlatz jusqu'au Fluchthorn. Il s'agit de roches absolument compactes, diversément teintées, parsemées de gros grains de quartz, qui coupent le gneiss en tous sens sous la forme de filons et de veines et qui prennent à première vue l'apparence de roches filoniennes. Sous le microscope, ces roches apparaissent comme un agrégat extrêmement fin de zoïsite, de hornblende, de feldspath et de quartz auxquels sont mêlés de la chlorite, du leucoxène, de la pyrite. La composition minéralogique varie du reste notablement d'un filon à l'autre, et ces variations paraissent correspondre à la nature de la roche encaissante ; en effet, l'analyse chimique a prouvé que la composition de la roche filonienne reste toujours voisine de celle de la roche qui l'englobe.

La mylonitisation très profonde de la base du gneiss chevauchant est d'autant plus frappante que les formations sous-jacentes ont échappé complètement à des actions semblables.

En terminant, M. Hammer parle encore des roches diabasiques qui sont comprises dans les gneiss de l'Oetztal-Silvretta près de leur base, sous forme, le plus souvent, de filons-couches, mais aussi de filons recoupants. Ces diabases se distinguent de ceux qui existent dans les schistes de la Basse-Engadine par l'altération beaucoup moindre de leur structure primaire ; ils sont accompagnés de nombreux gîtes métallifères. La venue de ces roches diabasiques est certainement postérieure au chevauchement de la nappe de l'Oetztal-Silvretta ; elle a dû être précédée par un redressement du plan de chevauchement et s'intercale probablement entre deux phases de dislocation.

M. F. Heritsch (71) est arrivé par des observations dans les Alpes autrichiennes, à constater l'insuffisance de la théorie des grandes nappes alpines poussées du S au N. Pour lui, cette théorie n'amène pas à une explication satisfaisante des relations existant dans la bordure septentrionale des Alpes entre la zone de Flysch, les nappes lépontines et les nappes

austro-alpines. D'autre part, au S, la zone de la Drave, considérée comme zone de racines, n'a en réalité nullement les caractères qui conviendraient pour cela ; sa tectonique est celle de plis relativement tranquilles et sa série stratigraphique diffère absolument de celle des nappes qui sont sensées en dériver. En outre M. Heritsch insiste sur l'importance et l'étendue des mouvements dirigés EW, signalés d'abord par Rothpletz, puis par Hammer et Ampferer ainsi que par Spitz et Dyhrenfurth.

M. Heritsch parle assez longuement des deux zones cristallines qui encadrent le massif des Tauern, dont l'une, au S, possède une tectonique certainement ancienne et ne peut pas être considérée comme zone radicale, dont l'autre, au N, est très compliquée au point de vue tectonique et doit être considérée comme une zone d'absorption (Verschluckungszone) dans le sens de MM. Ampferer et Hammer, qui ne peut se placer qu'entre les calcaires austro-alpins et le système des grauwackes.

D'après l'auteur, une zone d'absorption semblable existe dans la région limite des Alpes calcaires et des Alpes centrales et particulièrement sous la partie N de ces dernières. En admettant cette hypothèse, en la combinant avec celle des grands arcs chevauchant vers l'W dans la partie occidentale des Alpes autrichiennes et dans les Alpes grisonnes, on peut se passer de la notion des nappes alpines immensément étendues et simplifier beaucoup toute la conception tectonique des Alpes.

A ce propos, M. Heritsch revient sur la question des arcs rhétiques, qui enveloppent au N, à l'W et au S le massif de l'Oetztal et dont on retrouve les traces jusqu'au Val Livigno et dans le Val Poschiavo au S, jusque dans les Grisons septentrionaux au N. Il développe l'idée que toute la tectonique de la région limite entre les Alpes suisses et les Alpes autrichiennes ne peut pas s'expliquer de façon satisfaisante par la simple notion des grands charriages SN. Il admet que la zone d'absorption de la bordure septentrionale des Tauern tend à s'infléchir vers le S aux abords des Alpes grisonnes et que les arcs rhétiques sont nés de cette prolongation incurvée, comme les nappes calcaires sont nées de la bordure septentrionale des Tauern.

M. Heritsch termine sa notice par un exposé de sa conception des zones sédimentaires et des phases tectoniques successives dans les Alpes. Il admet que dans les Alpes suisses les zones de sédimentation helvétique, vindélicienne et lépon-

tique étaient séparées dans le Crétacique inférieur par de larges espaces, de même que dans les Alpes orientales les zones de sédimentation helvétique et austro-alpine devaient être largement espacées.

Pendant le Crétacique moyen et supérieur est intervenu une phase de plissement, qui a affecté les zones de sédimentation austro-alpine et vindélicienne, et à la suite de laquelle le Flysch s'est accumulé soit au S de la zone helvétique, soit entre les zones lépontine et austro-alpine. Puis les plissements tertiaires ont provoqué le chevauchement des masses vindéliciennes sur les formations helvétiques, le développement des grands plis couchés de la zone lépontine et le recouvrement de ces plis, ainsi que des schistes du Prættigau par les nappes austro-alpines.

Les poussées des masses austro-alpines se produisant vers le N, mais aussi vers l'W et vers le S, ont été en relation directe avec le jeu de la « Verschluckungszone » incurvée ; elles n'impliquent pas les recouvrements immensément étendus que suppose la théorie des nappes de charriage.

Alpes de Lugano.

M. A. Frauenfelder (**63**) a fait une étude détaillée avec levers au 1 : 50 000 des deux **rives du lac de Lugano intérieur,** depuis le Salvatore et le Monte Bre au N jusqu'à Arzo et Mendrisio au S.

Il commence son exposé par une description stratigraphique du Permien, du Trias, du Jurassique, du Crétacique et du Quaternaire qu'il a rencontrés sur son terrain.

A propos du **Permien,** M. Frauenfelder fournit une série de renseignements sur les filons de quartzporphyres qui recoupent les porphyrites dans la région comprise entre Campione et Rovio. Ces filons sont beaucoup plus nombreux qu'on ne l'a admis jusqu'ici ; ils sont orientés le plus souvent à peu près dans la direction N-S.

Le **Trias** fait l'objet d'une étude particulièrement détaillée ; il est classé comme suit :

Le **Skytien** est représenté par des grès rouges et des conglomérats à éléments de porphyrite, auxquels se mêlent des calcaires dolomitiques, en quantité considérable par places. La meilleure coupe de cet étage se trouve dans le Val Battula au-dessus de Riva San Vitale. Ici le Trias inférieur repose visiblement sur les porphyrites ; il comprend des couches alternantes de conglomérats, de grès tantôt siliceux, tantôt riches en carbonates et des bancs dolomitiques ; il contient

deux niveaux fossilifères, l'un 20 mètres au-dessus de la base avec : *Myophoria laevigata, M. balatonensis, M. praeorbicularis, M. costata, Gervillia exporrecta, Lingula tenuissima*, l'autre, un peu plus haut, caractérisé par *Myophoria costata* et *Edentula castelli*.

Ces couches contournent au N le sommet du San Giorgio et se retrouvent dans le versant occidental. Les coupes se modifient du reste très rapidement et ne sont que difficilement comparables, mais on retrouve partout l'association de conglomérats, de grès rouges et de couches dolomitiques. A Tre Fontane à l'W de Meride existe un gisement intéressant qui a fourni d'assez nombreux fossiles.

La faune récoltée dans les divers affleurements du Skytien du San Giorgio, qui comprend, outre les espèces précitées : *Mytilus eduliformis, Pecten vajolettensis, Pseudomonotis telleri, Natiria subtilistriata*, correspond exactement à celle des couches supérieures de Campil.

Des formations de même âge se retrouvent près de Campione ainsi qu'au S de Lugano, au Cap San Martino et dans le versant S du San Salvatore ; des dislocations qui affectent le Trias inférieur au S de Lugano ont fait supposer que cet étage repose directement sur le Cristallin, ce qui n'est certainement pas exact. La transgression infratriasique ainsi constatée par M. Frauenfelder a dû venir du SE ; l'épaisseur du Skytien diminue de l'E à l'W et aboutit finalement à la suppression complète.

Au-dessus du Skytien du San Giorgio l'**Anisien** est représenté par un important complexe de dolomites, litées à la base, compactes et en gros bancs plus haut. Le fossile essentiel à ce niveau est *Diplopora annulata*, qui y pullule, tandis que les restes de Mollusques sont rares et mauvais. Au sommet de cette série apparaît un niveau très caractéristique, formé de couches dolomitiques riches en Mollusques et de lits bitumineux contenant en abondance des restes de poissons et de reptiles. Parmi les Mollusques, les Daonelles sont particulièrement abondantes dans certains bancs (*Daonella vacecki, D. böckhi, D. sturi, D. esinensis, D. caudata*, n. sp.); les ammonites sont fréquentes aussi et ont fait l'objet d'une étude de M. Airaghi, mais les déterminations de cet auteur sont fort sujettes à caution ; en réalité, les espèces suivantes sont reconnaissables avec certitude : *Ceratites luganensis* Moj. ; *C. trinodosus* Moj. ; *C. brembanus, Celtites fumagalli* ; elles suffisent du reste pour reconnaître avec certitude la zone à *Cer. trinodosus*.

Les fossiles récoltés dans les lits bitumineux appartiennent à :

Mixosaurus cornalianus Bass.	Ophiopsis bellotti Bass.
Belenorhynchus stoppani Bass.	Ptycholepis barboi Bass.
Colobodus bassani Aless.	Pholidophorus meridensis Aless.
» triasicus Bass.	» typus Bronn.

Cette faune a été à tort classée dans le Karnien par D. Alessandri ; elle ne peut être qu'anisienne.

L'Anisien se retrouve dans la région de Campione avec un faciès et des faunes analogues, mais ici le niveau supérieur est beaucoup moins riche en schistes bitumineux. Les bancs dolomitiques de ce niveau sont particulièrement riches en fossiles, parmi lesquels prédominent des Lamellibranches, qui présentent déjà des affinités remarquables avec la faune d'Esino, tandis que les ammonites indiquent nettement un âge anisien.

Enfin, M. Frauenfelder a pu distinguer à la base des dolomites du San Salvatore au Cap San Martino et plus à l'W, des calcaires à diplopores et un ensemble de bancs dolomitiques bitumineux, qui d'après leurs fossiles représentent certainement l'Anisien.

L'Anisien des environs de Lugano correspond donc à une sédimentation zoogène alimentée essentiellement par les algues calcaires, suivie d'une régression, après laquelle est intervenu le dépôt de couches bitumineuses, riches en matériaux argileux et dans lesquelles ont été englobés les restes de très nombreux Lamellibranches.

Le **Ladinien** présente un facies beaucoup plus changeant que les étages sous-jacents. Dans le massif de San Giorgio il débute à la base par des bancs de brèches et de calcaires dolomitiques à silex, très riches en débris échinodermiques, qu'on peut homologuer exactement avec les couches de Buchenstein. Vers le haut ce complexe s'enrichit notablement en éléments argileux ; il se termine par une couche finement gréseuse. Pauvre en bons fossiles, il n'a fourni, comme espèces déterminables que *Pecten stenodictyus* et *Spiriferina fragilis*. Ces couches de Buchenstein sont surmontées par un ensemble de bancs marno-calcaires, gris-bleuâtres, alternant avec des zones schisteuses et bitumineuses. Cette série, qui a été désignée sous le nom de schistes de Besano, et que M. Frauenfelder appelle calcaires de Meride, est épaisse de 50 à 80 m. ; elle représente les couches de Wengen ; un banc fossilifère, situé entre Meride et Capolago, a fourni : *Daonella tommasii* et *Protrachyceras archelaus*. Après une intercalla-

tion de 10 m. de calcaires oolithiques vient un puissant complexe de calcaires bitumineux et de schistes marneux, épais d'environ 500 m. que M. Frauenfelder identifie avec des couches de Saint-Cassian et avec la base du Karnien.

Au N de Campione, apparaît un tout autre facies du Ladinien, qui est entièrement formé de bancs dolomitiques encore bitumineux vers la base, tout à fait comparables aux dolomites du Schlern. Ce facies dolomitique se retrouve, plus franc encore, au San Salvatore, où les fossiles sont abondants, ce sont :

Celtites evolutus Sal.
Daonella esinensis Sal.
Posidonia obliqua Hauer.
Mysidioptera vix-costata Stop.
» cainalli Stop.
» jassaensis Sal.
Lima conocardium Stop.
» heterocostata n. sp.
Pecten stenodictyus Sal.
Avicula caudata Stop.
Avicula aff. pannonica Bittn.
Aviculopecten luganensis Hauer.
Gervillia leptopleura Sal.
Mytilus eduliformis Schot.
Modiola cristata Seeb.
Pleuromya af. fedaiana Sal.
Waldheimia angusta Schlot.
» angustaeformis Bœck
Rhynchonella proractifrons Bittn.
Encrinus liliiformis Lam.

Ces fossiles, qui proviennent tous de la partie inférieure de la puissante série dolomitique du San Salvatore, appartiennent au niveau des couches de Buchenstein.

M. Frauenfelder a fait une revision consciencieuse des espèces qu'il a trouvées dans l'Anisien et le Ladinien et a décrit deux espèces nouvelles : *Lima heterocostata*, voisine de *L. angulata* et de *L. alternans*, trouvée dans le Schlerndolomit du San Salvatore et *Daonella caudata* qui pullule dans un banc de l'Anisien du San Giorgio et qui paraît être identique avec la *Halobia tommasii* d'Airaghi.

Le **Karnien** du San Giorgio comprend probablement encore une partie des calcaires supérieurs de Meride ; sur ceux-ci vient une zone de gypse, qui supporte des alternances de calcaires gréseux et de marnes rouges, épaisses d'environ 10 m. ; puis vient une succession de bancs dolomitiques, en partie compacts, en partie marneux ou même gypsifères, qui forment la zone supérieure de l'étage sur environ 50 m. d'épaisseur. Dans la région de Campione le Karnien est entièrement constitué par des couches dolomitiques, en partie conglomératiques ou bréchiformes et séparées par des zones marneuses et schisteuses.

Le **Norien** existe soit dans la région d'Arzo-Tremona, soit dans les environs de Campione et le versant oriental du Generoso. Il commence par des bancs dolomitiques-argileux,

riches en fossiles : *Worthenia escheri* Stop., *Gervillia exilis* Stop., *Gyroporella vesiculifera* Gümb. puis est formé par un complexe dolomitique massif, qui représente ici le Hauptdolomit ; son épaisseur maximale atteint 400 m.

M. Frauenfelder, comparant la série permo-triasique de la région de Lugano avec celles des diverses parties des Alpes calcaires du Sud, remarque d'abord le facies assez particulier que présentent les dépôts du Permien et du Trias inférieur (Verrucano) des bords du lac de Lugano ; à propos du Trias moyen (anisien + ladinien) il fait remarquer que la série du bassin de Lugano diffère notablement de celle de la Lombardie orientale soit quant à son épaisseur, soit quant à son facies, mais qu'elle est reliée à cette dernière par un passage graduel. Dans les nappes grisonnes le Trias moyen de la nappe du Münstertal présente un type nettement distinct de celui du massif du Ducan et du Lenserhorn, qui se rapproche plutôt du facies de la Lombardie orientale.

Au niveau du Karnien, le Trias de la Lombardie occidentale présente des affinités très nettes avec celui des nappes de l'Engadine avec son facies dolomitique à la base et ses cornieules gypsifères dans sa partie supérieure. Ce facies occidental paraît correspondre à une région de moindre profondeur de la mer, il se distingue nettement du facies existant dans les Alpes de Bergame.

Le Norien ou Hauptdolomit est caractérisé dans la région de Lugano par sa richesse en fossiles et par son épaisseur très réduite, en relation avec une phase d'émersion et d'érosion pendant l'époque rhétienne.

La lacune rhétienne n'a pas été reconnue par tous les auteurs ; elle est pourtant incontestablement démontrée par la superposition du Lias inférieur sur une surface érodée très irrégulière. Il n'est qu'une région dans le territoire considéré où le Rhétien existe, c'est le Monte Bré, où l'on trouve entre le Hauptdolomit et des calcaires échinodermiques infraliasiques des marno-calcaires foncés à *Dimyodon intusstriatum* et *Cardita austriaca* et des bancs dolomitiques bitumineux.

M. Frauenfelder a repris aussi en détail la série jurassique, qui existe d'une part dans la région bien connue d'Arzo, d'autre part dans la chaîne du Generoso. Il décrit en commençant une succession de calcaires, en majeure partie dolomitiques, en partie aussi échinodermiques et bréchiformes, presque toujours très riches en silex, qui recouvrent le Hauptdolomit en transgression très nette et représentent

l'*Hettangien* ; ce complexe comprend en effet plusieurs gisements fossilifères, qui ont fourni une faune bien caractéristique de Lamellibranches, Brachiopodes et Echinodermes, entre autres :

Pecten valoniensis Defr.
Plicatula hettangensis Tqm.
Avicula inaequivalvis Sow.
Mantellum pectinoïde Sow.
Ostrea sublamellosa Dkr.
Lima punctata.
Spiriferina rostrata Schlot.
» walcotti Sow.
Diademopsis buccalis Ag.

Cette série hettangienne se trouve au-dessus de Rovio et d'Arogno jusque dans les environs de Caprino, et existe aussi au N du Monte Bré ; son épaisseur normale paraît être d'environ 150 m. ; son facies rappelle exactement celui des calcaires lombards, sauf dans la région de Capolago où apparaît le facies de Hierlatz. A l'W de la ligne Mendrisio-Capolago l'Hettangien paraît manquer comme le Rhétien et les calcaires du facies de Hierlatz qui existent au NE d'Arzo sont déjà sinémuriens.

Le **Sinémurien** prend un très grand développement à l'E du lac de Lugano dans la chaîne du Generoso. Il n'est séparé de l'Hettangien par aucune limite franche et est représenté par un puissant complexe de calcaires gris, riches en silex, dans lesquels s'intercalent des bancs échinodermiques et des couches remplies de Brachiopodes. M. Frauenfelder a étudié plusieurs gisements fossilifères compris dans ces calcaires à silex, qui lui ont fourni :

Arietides ceratitoïdes Qu.
» falcaries-densicosta Qu.
Pleuromya saltriensis Par.
Cardinia hybrida Sow.
Lima punctata Sow.
» gigantea Sow.
Plicatula spinosa Sow.
Rhynchonella variabilis Schl.
Spiriferina walcotti Sow.
» obtusa Op.
» haueri Süss.
Waldheimia choffati Haas.
Pentacrinus tuberculatus Mil.
Millericrinus cf adneticus Qu.

Dans la région de Tremona-Arzo on trouve, directement sur le Hauptdolomit profondément érodé, des calcaires, gris vers l'E, rouges vers l'W, qui présentent le faciès typique de Hierlatz. Ces sédiments, qui contiennent par places de grosses brèches à éléments dolomitiques, sont nettement transgressifs de l'E à l'W et ont dû se déposer dans une baie fermée à l'W. Ils contiennent par places d'assez nombreux fossiles, entre autres :

Aegoceras bispinatum Geyer.
Pecten valoniensis Defr.
» subalpinus Par.
Pecten hehlii d'Orb.
Rhynchonella variabilis Schl.
Terebratula punctata Sow.

Terebratula juvavica Geyer.
Waldheimia mutabilis Op.
» cornuta Sow.
» choffati Haas.
Waldheimia subnumismalis Dav.
Spiriferina walcotti Sow.
» haueri Suess.
» alpina Op.

L'âge des calcaires d'Arzo-Tremona ne peut donc être que sinémurien.

Le **Charmouthien** n'est séparé du Sinémurien par aucune limite et présente, en majeure partie, le même faciès de calcaires à silex. Vers le SE, à l'approche de la gorge de la Breggia, on voit apparaître à sa partie supérieure, avec une épaisseur de plus en plus forte des calcaires clairs, jaunâtres, un peu micacés, contenant des silex et alternant avec des lits marneux. Ce faciès, équivalent du Domeriano, contient :

Aegoceras valdani d'Orb.
Dumortieria jamesoni Sow.
Arieticeras obliquecostatum Qu.
Arieticeras algovianum Op.
Harpoceras cornacaldense Tausch.
Harpoceras boscense Reyn.
» kurrianum Op.
Rhacophyllites libertus Op.

Dans la région de Tremona-Arzo le faciès de calcaires gris et rose se continue jusque dans le Charmouthien.

Le **Toarcien** est représenté par les calcaires rouges, marneux et grumeleux, de l'Ammonitico rosso, qui ont fourni *Lilia mercati* Hauer, *Hildoc. quadratum* Haug, et *Phylloc. nilsoni* Héb. Ces calcaires manquent dans le synclinal de Cragno, où le Malm recouvre directement les calcaires à silex du Lias moyen. Au-dessus de ce Toarcien viennent vers l'Alp Salorino des calcaires siliceux, verdâtres, épais d'environ huit mètres, qui sont pétris de radiolaires. Ce dépôt, qui manque ailleurs, paraît représenter le Dogger ; il passe vers le haut aux radiolarites franches à Aptychus du Malm. Celles-ci supportent les calcaires blancs de la Majolica, qui représentent le Tithonique et le Crétacique inférieur.

M. Frauenfelder admet, pour expliquer les variations qu'il a constatées dans la série triasique-jurassique, qu'avant la fin du Trias la région située au SW du lac de Lugano a été soulevée par un bombement qui l'a fait émerger ; après cela, est intervenue une phase d'enfoncement, qui a progressivement ramené la mer de l'E à l'W sur ce territoire. C'est ainsi qu'il faut expliquer l'érosion profonde subie vers l'W par le Hauptdolomit, l'absence du Rhétien et l'apparition du faciès littoral de Hierlatz dans l'Hettangien et le Sinémurien inférieur dans la même direction.

Ces caractères particuliers du Lias de la région au SW de Lugano se retrouvent d'une façon analogue dans le massif du Ducan-Lenzerhorn et dans les lambeaux mésozoïques du Piz Laschadurella aux environs du Münstertal et il paraît évident que les sédiments de ces trois régions bordaient à l'époque rhétienne une zone de bombement supratriasique.

La série du Dogger et du Malm des environs du lac de Lugano se rapproche plutôt par son faciès de celle des Alpes septentrionales que de celle qu'on trouve habituellement dans les Alpes lombardes.

M. Frauenfelder termine son exposé stratigraphique par quelques données qu'il a réunies sur les formations morainiques qui existent, soit dans le fond de la vallée entre Melide et Bissone ainsi que vers Cantone au N de Mendrisio, soit dans le val Mara, soit aux environs de Meride. Il fixe la limite supérieure de l'erratique entre 1000 m. au N, dans la région du Mont Sighignola et 700 m. au S aux environs de Mendrisio. Il examine enfin la question de l'âge du creusement des deux vallées de Porto Ceresio-Agno et de Lugano-Mendrisio ; se basant sur la transgression en fiord du Pliocène sur les sédiments mésozoïques, jusqu'au Lias, et sur la présence de galets jurassiques dans l'Eocène, de galets cristallins dans le Miocène, il admet que le creusement des vallées a commencé déjà à une époque très reculée. Le niveau du Pliocène est du reste dominé par d'anciennes terrasses rocheuses, qui impliquent plusieurs phases d'érosions tèrtiaires distinctes. Après le dépôt du Pliocène la région a dû subir un exhaussement d'environ 300 m.

Passant ensuite à la partie tectonique de son étude, M. Frauenfelder commence par décrire la grande faille qui, depuis Lugano au N, passe par Caprino, Arogno, Rovio, Melano et Capolago, mettant en contact le Lias du Generoso avec le Permien, le Trias ou l'Infralias de la zone littorale du lac et séparant deux régions aux allures tectoniques tout à fait différentes.

A l'W de cette fracture on distingue du N au S les éléments tectoniques suivants :

1° Le synclinal triasique du San Salvatore, possède, contrairement aux observations faites récemment par M. Escher, un jambage S fortement redressé, comprenant le Buntsandstein et toute la série de l'Anisien ; mais le contact de ce Trias avec les porphyrites voisines est compliqué par une faille, qui, dirigée WE entre Grancia et Ciona, s'infléchit ensuite vers le N. Le jambage septentrional du synclinal

s'appuie aussi contre une faille, qui passe par Pazzallo avec une direction SW-NE et qui met le Trias inférieur en contact direct avec les schistes cristallins de Calprino. Le cœur du synclinal est formé par les dolomites ladiniennes. Le prolongement vers l'E de cette zone se trouve à Campione.

2° L'anticlinal de porphyrites de l'Arbostora, dont le jambage N est fortement redressé, tandis que le jambage S s'abaisse progressivement sous le Monte San Giorgio, est coupé à l'W par le prolongement de la faille de Pazzallo, à l'W de laquelle la zone anticlinale des porphyrites subit un rétrécissement brusque et important.

3° Le synclinal de Varese-Induno, qui présente diverses complications.

La région située à l'E de la grande faille de Lugano est presque entièrement formée par les calcaires à silex du Lias inférieur et moyen. Au S, dans les environs de Mendrisio, le Lias s'enfonce avec une inclinaison forte sous les formations plus jeunes du Jurassique ; il forme une voûte surbaissée entre Salorino et Cragno, puis s'enfonce au N de Cragno en un synclinal qui englobe des radiolarites et de la majolica. Ce synclinal comporte des imbrications étendues. Dans la région culminante du San Salvatore le Lias dessine trois anticlinaux accusés, aux jambages redressés verticalement, l'un passant vers l'hôtel du Salvatore, le second formant le sommet même du Salvatore, le troisième coupant l'arête vers la Crocetta. Après une large vasque synclinale, qui s'étend jusque dans le versant N du Monte la Sighignola, deux anticlinaux fortement redressés et comprimés se dessinent encore dans le Lias du Monte Caprino.

D'autre part, toute cette région a été affectée par des failles importantes dirigées N-S ; c'est d'abord la faille de Lugano, le long de laquelle les couches liasiques tendent à se redresser assez brusquement. ; c'est ensuite une fracture qui se détache de la précédente à l'E de Cassina et se dirige vers Cragno ; ce sont enfin diverses fractures moins continues, qui contribuent à multiplier les contacts anormaux.

Après avoir mis en lumière le contraste qui existe entre la tectonique de la région située à l'W de la faille de Lugano, où ce sont les fractures qui donnent le caractère dominant, et celle de la région située à l'E, où ce sont les plis qui constituent le trait saillant, M. Frauenfelder remarque que le contraste est plus apparent que profond. En réalité les plis de la chaîne du Generoso doivent s'être adaptés sur des fractures de leur soubassement permo-triasique, analogues à celles qui

sont visibles plus à l'W et c'est le complexe relativement plastique de l'Infralias qui a été cause de l'indépendance de forme des deux complexes superposés.

La faille de Lugano est certainement plus ancienne que les dislocations W-E qui ont affecté la région, comme le prouvent les formes différentes qu'ont prises ces dislocations à l'E et à l'W. La présence de galets de porphyres tout semblables à ceux de Lugano dans le Santonien de l'avant-pays de l'Alta Brianza parlerait en faveur d'un âge crétacique de la grande fracture. Quant à la phase de dislocation principale qui a affecté les environs de Lugano, il faut la placer à la fin des temps miocènes, en se basant sur le fait que du Trias à la Molasse il y a concordance des sédiments. Le fait est important, car il implique qu'à l'époque où se développèrent les nappes austro-alpines le territoire des Alpes lombardes n'avait subi encore aucun ridement, et pourtant il doit correspondre à la bordure méridionale des nappes austro-alpines supérieures.

M. Frauenfelder admet que, lorsque la poussée au N des nappes austro-alpines a été arrêtée par une résistance grandissante, les massifs de Permien et de Trias des Alpes lombardes se sont enfoncés dans la racine de ces nappes qu'ils ont culbutée, en même temps qu'eux-mêmes cédaient à la pression par des glissements le long de failles fortement redressées ; les masses jurassiques par contre se sont plissées comme sous l'effort de poussées N-S en se décollant de leur soubassement.

Ajoutons que la description de M. Frauenfelder est complétée par une carte au 1 : 50 000 et par plusieurs planches de coupes.

IVe PARTIE — STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

Mésozoïque

M. F. Leuthardt (**83**), qui, depuis de longues années, étudie les **flores fossiles du Keuper** des environs de Bâle, a publié récemment un tableau critique de toutes les espèces végétales recueillies jusqu'ici dans les trois gisements de Neue Welt, de Moderhalde et de Hemmiken, appartenant tous trois au niveau du Schilfsandstein, mais comportant des facies assez différents.

A propos du gisement de Neue Welt l'auteur rappelle qu'il est situé sur le cours de la Birse et que les couches y plongent de 45° environ vers l'W ; il expose les arguments qui permettent de placer avec certitude les couches à végétaux dans le Keuper moyen et plus spécialement à la partie supérieure de celui-ci, enfin il redonne en détail la série des couches qui comprend essentiellement des schistes argileux ou marneux, avec de minces bancs de grès et deux niveaux fossilifères avec débris végétaux.

Les espèces recueillies à Neue Welt sont :

Equisetum arenaceum Jæger, surtout commun dans le niveau inférieur et représenté en majeure partie par des débris de rhizomes.

Equisetum platyodon Heer, espèce la plus commune dans le niveau supérieur et représentée presque exclusivement par des rhizomes.

Schizoneura meriani Brong., dont quelques restes ont été trouvés dans le niveau inférieur.

Gleichenites gracilis Heer, espèce rare du niveau supérieur, où elle est représentée par des fleurs et des fruits.

Merianopteris augusta Heer, fougère la plus commune dans les deux niveaux.

Pecopteris rutimeyeri Heer, commune dans le niveau supérieur.

Pecopteris latepinnata Leuth. du niveau supérieur.

Pecopteris reticulata Leuth. du niveau inférieur.

Pecopteris steinmulleri Heer, plutôt rare dans les deux niveaux.

Pecopteris geigyana Heer (in Leuth.).

Bernoullia helvetica Heer, bien représentée surtout dans le niveau inférieur.

Danæopsis marantacea Presl. du niveau supérieur.

Asterocarpus meriani Brong. et Tæniopteris angustifolia Schenk., signalés par Heer, mais dont la présence à Neue Welt paraît très douteuse.

Clathropteris reticulata Kurr., surtout représentée dans le niveau supérieur.

Camptopteris serrata Kurr, des deux niveaux.

Pterophyllum jægeri Brong., commun dans les deux niveaux.

Pterophyllum longifolium Brong., extrêmement commun dans les deux niveaux, surtout vers leur base.

Pterophyllum brevipenne Kurr., moins commun que les deux précédents et qui représente peut-être de jeunes feuilles de Pt. longifolium.

Pterophyllum greppini Heer et Pt. pulchellum Heer ne paraissent pas être des espèces distinctes.

Baiera furcata Heer, espèce la plus caractéristique et la plus commune des couches de Neue Welt, où ses feuilles forment à elles seules de véritables lits.

Voltzia heterophylla Brong et Widdringtonites keuperianus Heer, rares tous les deux.

Bambusium imhoffi Heer, pauvrement représenté.

Le gisement de Moderhalde se trouve au SW de Pratteln ; il a été découvert à la fin du XVIIIe siècle à la suite de fouilles pour la recherche de charbon. Les schistes sont ici plus gréseux qu'à Neue Welt ; les fossiles y sont plus rares et moins bien conservés. L'affleurement est du reste très peu favorable. Les espèces qui ont pu être déterminées sont :

Equisetum platyodon Herr.
» arenaceum Jæger.
Schizoneura meriani Heer.
Gleichenites gracilis Heer.
Pecopteris steinmulleri Heer.
Asterocarpus meriani Heer.
Tæniopteris angustifolia Schenk.
Pterophyllum jægeri Heer.
» longifolium Brong.
» brevipenne Kurr.
Widdringtonites keuperianus Heer.
Voltzia heterophylla Brong.

Le gisement de Hemmiken, situé sur le versant oriental du Farnsberg, est formé par des grès du niveau du Schilfsandstein, qui ont été longtemps exploités comme matériel de construction et qui alternent avec des couches marneuses. L'épaisseur de ce niveau, anormalement grande, dépasse ici 10 m. Grâce au facies gréseux l'état de conservation des fossiles végétaux est peu satisfaisant ; les espèces qui ont pu être déterminées sont :

Equisetum arenaceum Jæg.
Pecopteris rutimeyeri Heer.
Merianopteris augusta Heer.
Danæopsis marantacea Presl.
Camptopteris serrata Kurr.
Chlathropteris reticulata Brong.
Pterophyllum longifolium Brong.

M. Arn. Heim (**82**) a terminé en 1916 la description des terrains crétaciques et jurassiques des **Chufirsten** et de la chaîne du **Mattstock**, qu'il avait limitée antérieurement au Crétacique supérieur et moyen.

Cette description commence cette fois avec l'Urgonien, qui prend des formes différentes dans la nappe du Mürtschen à la base des Churfirsten, dans le pli de Fli, dans la nappe du Säntis et dans le massif de l'Alvier.

Dans la nappe du Mürtschen les calcaires urgoniens commencent immédiatement au-dessus des couches de l'Altmann ; l'Urgonien inférieur ne dépasse pas 60 m. d'épaisseur ; l'Urgonien supérieur avec les couches à Orbitolines est puissant de 35 à 40 m., il contient une forte proportion de couches marno-calcaires ou marneuses et supporte les calcaires échinodermiques à *Rh. gibbsi*.

Dans le pli de Fli l'Urgonien est réduit à un gros banc calcaire épais de 35 m., dont l'âge précis ne peut pas être déterminé.

Dans la nappe du Säntis l'Urgonien inférieur, massif, augmente progressivement d'épaisseur du N au S, passant de 80 m. au N à 200 m. au S : le niveau des marnes à Orbitolines diminue au contraire d'épaisseur; l'Urgonien supérieur, lité et riche en couches marneuses à Orbitolines dans le N, devient de plus en plus compact vers le S, en sorte que dans le Säntis méridional l'Urgonien forme une série calcaire massive de près de 300 m. d'épaisseur.

Dans les Churfisten le facies marneux de Drusberg gagne vers le haut au dépens de l'Urgonien inférieur; l'Urgonien supérieur se termine par une zone très riche en huîtres, *Exog.* ex. af. *aquila*, et en polypiers, *Thamnastrea urgoniensis ;* il est très riche en Orbitolines, qui se concentrent dans certaines zones.

Dans l'Alvier le facies marneux de Drusberg a envahi tout l'Urgonien inférieur ; l'Urgonien supérieur conserve seul son facies typique et supporte directement les couches de Gams.

Parmi les espèces récoltées dans l'Urgonien plusieurs se trouvent à tous les niveaux de ce complexe; ce sont ; *Requienia ammonia*, *Toucasia carinata; Agria neocomiensis* et *Serpula pilatana*. D'autres n'existent que dans l'Urgonien supérieur : *Exog.* ex. af. *aquila*, *Harpagodes pelagi*, *Zeilleria tamarindus*, *Ter. sella*, *Rhynch. parvirostris*. *Rh. gibbsi*, *Heteraster oblongus*, *H. couloni*, *Thamnastrea urgoniensis*, *Orbitolina conoidea*.

Quant à l'âge des calcaires urgoniens, M. Heim classe l'Urgonien inférieur avec les couches de Drusberg et de l'Altmann au niveau du Barrémien, l'Urgonien supérieur au niveau du Bedoulien et du Gargasien inférieur.

Les **Couches de Drusberg** sont représentées dans la nappe du Mürtschen par des calcaires finement spathiques et gréseux, gris, épais de 40 à 50 m., se terminant vers le haut par un banc d'huîtres avec *Exog. sinuata* et *Alectr. rectangularis*.

Dans la partie septentrionale de la nappe du Säntis on retrouve à peu près le même facies, puis, vers le S, il se développe de plus en plus des lits marneux et, entre eux des bancs de calcaires à rognons, en même temps que l'épaisseur augmente. Ces alternances marno-calcaires, caractérisées par des Spatangidés, se continuent jusque dans les Churfirsten et l'Alvier, avec cette différence qu'elles représentent une proportion toujours plus forte du Barrémien et atteignent finalement une épaisseur de 370 m.

Les couches de Drusberg, qui correspondent au Barrémien inférieur dans les zones de sédimentation septentrionales, envahissent donc tout le Barrémien supérieur vers le S. Ce phénomène correspond du reste à ce qui se passe dans la série des sédiments helvétiques plus à l'W. En même temps le facies néritique à ostracés des zones septentrionales passe à des sédiments de plus en plus bathiaux vers le S.

Les couches de l'Altmann forment dans toutes les zones de sédimentation des nappes helvétiques de la Suisse orientale une bande peu épaisse de couches glauconieuses, comprenant des calcaires, des marnes et des grès, dont le profil varie sensiblement d'un point à un autre et dont l'épaisseur oscille entre 2 et 15 m. On y trouve *Bel. jaculum* et des *Desmoceras* indéterminés. Ces couches sont reliées intimement aux couches de Drusberg avec lesquelles elles doivent être rangées dans le Barrémien inférieur. Elles ne sont séparées du Kieselkalk sous-jacent par aucune limite tranchée.

Le **Kieselkalk** conserve un facies assez uniforme de calcaires siliceux, riches en débris échinodermiques ; il varie surtout quant à son épaisseur. Celle-ci, qui est de 32 m. dans la nappe du Mürtschen, passe à 100 m. dans le N de la nappe du Säntis ; elle est de 250 m. dans les Churfirsten et atteint 600 m. dans l'Alvier. Des bancs glauconieux apparaissent à différents niveaux suivant les profils ; ces bancs ainsi que les calcaires échinodermiques sont de plus en plus nombreux vers le S ; en même temps le facies à ostracés tend à disparaître et les céphalopodes apparaissent. Dans la nappe du Säntis un niveau fossilifère assez riche a été découvert dans un banc de calcaire gris glauconieux, de 8 à 10 m. au-dessus de la limite inférieure du Kieselkalk, que M. Heim dénomme couche du Rahberg. Ce niveau contient *Haploc. grassi* d'Orb., *Astieria sayni* Kil., *Ast. astieri* d'Orb., *Bel. jaculum* et, en outre *Discoidea decorata* Desor avec différents Collyrites.

L'âge hauterivien du Kieselkalk ne peut faire aucun doute.

Pour l'étage inférieur du Crétacique M. Heim adopte la classification de M. Kilian, employant le nom d'**étage valendisien** pour l'ensemble du Berriasien et du Valangien et divisant cet étage en trois zones paléontologiques.

La zone supérieure de cet étage comprend les couches à Pygurus et la couche de Gemsmättli. Les couches à Pygurus sont formées par un ensemble de calcaires échinodermiques brunâtres, de calcaires sableux et de grès, caractérisés par

Pygurus rostratus et *Janira atava*. Dans les zones septentrionales de sédimentation elles sont absentes ou peu développées ; elles prennent une épaisseur maximale dans les plis externes du Säntis, puis manquent de nouveau dans les plis internes pour reparaître dans les Churfirsten. La couche de Gemsmättli n'existe que dans les Churfirsten, où elle forme du reste un simple lit glauconieux pétri de fossiles, parmi lesquels *Hoplites neocomiensis* d'Orb., *Hoplites pseudo-pexiptychus* Baumb. sont les plus caractéristiques.

La limite entre les couches à Pygurus et le Kieselkalk, marquée par la disparition des apports détritiques, est très franche, mais doit probablement être attribuée à une simple omission de sédimentation sans émersion.

La partie moyenne de l'étage valendisien est formée par le calcaire valangien et les marnes valangiennes. Le calcaire valangien existe seul dans la nappe du Mürtschen, où il est représenté par 15 m. de calcaires échinodermiques brunâtres avec *Pecten cottaldinus*. Dans la nappe du Säntis les calcaires échinodermiques atteignent 60 m. d'épaisseur et au-dessous d'eux on voit apparaître les marnes valangiennes avec *Exog. couloni*, *Ter. moutoniana*, etc. Dans le corps de cette nappe le calcaire valangien subit une transformation en ce sens que les éléments échinodermiques vont en diminuant vers le S et que les calcaires deviennent ainsi compacts et vaseux. Cette dernière forme existe dans l'Alvier, où le calcaire valangien contient *Pygope diphya*, *Apt. didayi* et *Apt. seranonis*.

En résumé, le Valendisien moyen possède un faciès néritique dans les zones de sédimentation septentrionales (nappe du Mürtschen et partie N de la nappe du Säntis); vers le S les calcaires échinodermiques sont progressivement remplacés par des calcaires oolithiques et atteignent une épaisseur maximale dans la zone de Betlis, puis ils diminuent de nouveau rapidement d'épaisseur dans les Churfirsten, en même temps que se développe le faciès vaseux à *Pyg. diphya* et à Aptychus.

Les marnes valangiennes sont développées de façon très imparfaite dans la nappe du Murtschen et les plis septentrionaux du Säntis ; elles ne prennent de l'importance que dans le troisième anticlinal de ce faisceau, où elles apparaissent sous forme de marnes brunes avec bancs calcaires remplis d'*Exogyra couloni*. Dans les Churfirsten les ostracés disparaissent et l'épaisseur des marnes diminue et plus loin vers le S la partie inférieure des marnes valangiennes est remplacée par des schistes à fucoïdes.

Le calcaire de l'Œhrli, qui forme la partie supérieure du Valendisien inférieur, est bien développé dans la nappe du Mürtschen au N et surtout au S du lac de Walenstadt sous la forme de calcaires compacts, gris, rappelant absolument l'Urgonien, très riches dans leur partie supérieure en Nérinées. On le retrouve dans tous les plis du Säntis, où il constitue une masse de calcaires compacts, en grande partie oolithiques, dans lesquels abondent les Nérinées, les Polypiers et les huîtres (*Alectr. rectangularis*). En général, la partie supérieure de ces calcaires est plus compacte et plus riche en Nérinées et Polypiers ; la partie inférieure est plus oolithique et spathique et contient surtout des ostracés.

Le calcaire de l'Œhrli, qui existe dans la série helvétique autochtone et parautochtone, atteint son maximum d'épaisseur (120 m.) dans la région septentrionale du Säntis ; de là il diminue rapidement vers le SE et perd son faciès purement calcaire par l'apparition de lits marneux. Ceux-ci prennent toujours plus d'importance et dans les Churfirsten le niveau de l'Œhrlikalk se confond dans les marnes de l'Œhrli.

Celles-ci ne forment dans la pointe de la nappe du Mürtschen qu'une zone épaisse de 35 m. au maximum de marno-calcaires schisteux gris à Foraminifères. Dans la région septentrionale du Säntis les marnes de l'Œhrli forment une série, épaisse d'environ 60 m., de marnes schisteuses brunâtres sans fossiles, vers le tiers supérieur de laquelle s'intercale un gros banc de calcaires échinodermiques. Dans la série des Churfirsten les marnes de l'Œhrli, qui sont recouvertes directement par les marnes valangiennes, subissent un amincissement local, puis elles enflent de nouveau et atteignent dans la zone de l'Alvier-Drusberg un maximum qui dépasse 400 m. Les fossiles sont rares à ce niveau. M. Heim cite : *Bel. jaculum* Phil., *Pecten cottaldinus* d'Orb., *P. arzierensis* de Lor., *Anatina agassizi* d'Orb., *Gervil. anceps* Desh., *Glossothyris hippopus* Römer, *Ter. acuta* Qu. qui se trouvent dans le faciès septentrional, *Exog. couloni* d'Orb., *P. euthymi* Pict. et des Aptychus qui caractérisent le faciès méridional.

En résumé, les marnes de l'Œhrli manquent dans l'autochtone et le parautochtone, où le Malm supporte directement le calcaire de l'Œhrli ; elles apparaissent dans la nappe du Mürtschen, atteignent un premier maximum, passent par un minimum dans les Churfirsten, puis prennent une épaisseur considérable dans la zone de l'Alvier-Drusberg, où elles se substituent au calcaire de l'Œhrli. Le faciès devient bathial vers le S.

M. Heim développe ici quelques considérations générales sur la série infracrétacique helvétique. Il fait ressortir la frappante analogie de cette série avec celle du Jura par un tableau comparatif qu'on peut résumer comme suit :

	Nappes helvétiques	Jura
Bedoulien	Schrattenkalk supérieur	Urgonien S. Perte du Rhône / Rhodanien à Orbitolines
Barrémien	Schrattenkalk inférieur Couches de Drusberg Couches de l'Altmann	Urgonien sup. Urgonien inf.
Hauterivien	Calcaires échinoderm. Kieselkalk Couches du Rahberg à Ast. astieri	Pierre jaune de Neuchâtel Couches marno-calcaires à Tox. retusus et Pyg. montmollini Marnes d'Hauterive
Valendisien	Calcaires à *Pygurus rostratus* Niveau du Gemsmättli à *H. neocomiensis*	Marnes à Bryozoaires à *Sayn. verrucosum*
	Calcaire valangien	Calcaire roux
	Marnes valangiennes	Marnes d'Arzier
	Calcaires de l'Oehrli Marnes de l'Oehrli	Marbre bâtard Marno-calcaires

M. Heim constate en second lieu que, de l'autochtone à la zone de l'Alvier, l'épaisseur totale de la série infracrétacique augmente de 120 m. à 1500-1600 m., l'augmentation comportant du reste des alternances de maxima et de minima.

Les calcaires néritiques de l'Œhrli, du Valangien et de l'Urgonien passent tous trois vers le S à des faciès bathyaux, tandis que les séries marneuses de l'Œhrli, du Valangien et du Drusberg prennent vers le S toujours plus d'importance. Ces faits correspondent à un approfondissement de la mer du N au S, les isopes étant dirigés pour chaque étage de l'WSW à l'ENE. Les sédiments des nappes helvétiques ont donc dû se déposer sur le bord septentrional de la Tethys.

La limite entre le Jurassique et le Crétacique n'est pas tranchée dans les nappes helvétiques ; il existe par contre des discontinuités sédimentaires : 1° entre le calcaire de l'Œhrli et le Valangien, 2° entre le Valangien et l'Hauterivien et 3° à la limite supérieure de l'Urgonien.

En terminant son étude sur le Crétacique inférieur helvétique, M. Heim montre que, si l'on replace par la pensée ces sédiments dans leur position primitive, on obtient un ensemble sédimentaire tout à fait normal compris entre une bordure septentrionale correspondant à l'autochtone de la région de Vättis et de la haute vallée de la Linth et une bordure méridionale correspondant à la série du Flæscherberg. Ces deux bordures sont caractérisées par une transgression éocène.

Ensuite M. Heim aborde l'étude de la **série jurassique,** telle qu'elle existe dans la nappe du Mürtschen, dans la nappe intermédiaire de Walenstadt et au cœur de la nappe du Säntis, dans les Churfirsten et au Flæscherberg.

Au Kapfenberg au-dessus de Weesen affleure une masse importante de calcaire récifal, rappelant beaucoup l'Urgonien avec lequel il a été confondu, mais recouvrant directement le calcaire de Quinten, auquel il est relié par une transition progressive, et contenant *Ter. moravica* Glockner. Il ne peut s'agir que d'un facies récifal du Portlandien.

Dans la nappe du Mürtschen on peut suivre un passage graduel de ce facies récifal aux couches à ciment portlandiennes, qui sont déjà très bien développées au S du lac de Walenstadt, mais se terminent encore par une zone de calcaires en partie compacts, en partie échinodermiques, en partie remplis de polypiers et de nérinées (Troskalk).

Le Portlandien prend le facies des couches à ciment typiques dans la nappe du Säntis ; ce facies est particulièrement développé dans le massif de l'Alvier, où l'on peut distinguer un niveau inférieur, formé de bancs alternatifs de calcaires marneux et de calcaires compacts et qui contient des ammonites en grand nombre : *Per. lorioli* Zit., *Per. richteri* Zit., *Hopl. micracanthus* Op., avec des Brachiopodes : *Ter. bieskidensis* Zeuchner, *Ter. moravica ;* au-dessus de ces couches le Portlandien devient plus marneux et schisteux et ne contient pour ainsi dire plus de fossiles.

La limite entre le Portlandien et le Valendisien est nette dans les zones de sédimentation septentrionales, mais, à partir de l'Alvier, elle devient de moins en moins franche et est tracée par M. Heim bien différemment de ce qu'ont admis

les auteurs antérieurs. La limite inférieure des couches à ciment avec le calcaire de Quinten est en général très apparente, quoique le facies de Quinten réapparaisse à plusieurs reprises sous forme de bancs dans les couches à ciment inférieures.

En résumé le passage du facies récifal du Tithonique, tel qu'il existe dans la série autochtone et parautochtone, au facies vaseux qu'on rencontre dans la nappe du Säntis se fait dans la largeur de la nappe du Mürtschen. Dans la nappe du Säntis N les couches à ciment contiennent encore des interstratifications de calcaires échinodermiques, qui disparaissent vers le S.

Plus à l'W le facies des couches à ciment se retrouve dans la nappe de l'Axen, dans les plis couchés jurassiques à l'W d'Engelberg et jusque dans la nappe des Diablerets, où les marnes portlandiennes ont été attribuées à tort au Crétacique inférieur. Les lignes isopiques du Tithonique paraissent donc avoir une direction plus rapprochée de la ligne W-E que les lignes tectoniques.

En terminant ce chapitre M. Heim, après avoir rappelé les sens divers donnés au terme de Schistes de Palfries, montre que cette dénomination doit s'appliquer, pour conserver le sens que lui a donné son auteur, Escher de la Linth, à l'ensemble du complexe schisteux portlandien-berriasien, qui sépare le calcaire de Quinten du calcaire valangien dans les zones de sédimentation méridionales.

Sous les calcaires à ciment apparaît le calcaire compact, en gros bancs, gris très foncé, contenant en général des silex et souvent aussi des débris échinodermiques disséminés ou concentrés en amas lenticulaires, connus sous le nom de **calcaire de Quinten**. Ce niveau existe déjà dans les nappes du Mürtschen et de Walenstadt. Dans la nappe du Säntis il a une épaisseur de 400-500 m. et est divisé en deux parties par une zone marneuse; il passe progressivement à la base aux couches du Schilt, par une série d'alternances marno-calcaires. Le calcaire de Quinten tend à diminuer d'épaisseur vers le SE dans le massif de l'Alvier; il est caractérisé en outre au Gonzen par le filon-couche bien connue d'hématite, qui se place à la base du niveau marneux de la partie moyenne. Au Flæscherberg il n'a plus que 230 m. d'épaisseur. Le calcaire de Quinten est extrêmement pauvre en fossiles; on peut pourtant admettre qu'il représente le Séquanien, le Kimmeridgien et la partie inférieure du Portlandien. Ses sédiments correspondent vraisemblablement à un facies pélagique; toutefois

la présence de débris échinodermiques et même de lentilles coralligènes dans la partie supérieure indique une profondeur d'eau peu considérable, qui a diminué progressivement. D'autre part il faut admettre que la mer suprajurassique s'approfondissait de la zone de sédimentation de la nappe du Säntis vers le S.

Les **couches du Schilt** varient notablement du N au S, soit quant à leur épaisseur, soit quant à leur facies. Au N, dans la nappe de Walenstadt et la partie N de celle du Säntis, elles comprennent surtout des calcaires vaseux, en bancs minces alternant avec des lits marneux, de couleur bleuâtre avec des taches jaunes, qui sont séparés en deux parties par une zone médiane franchement marneuse; l'épaisseur est limitée à une quinzaine de mètres. Puis vers le S l'épaisseur augmente jusqu'à 50 m.; en même temps le facies calcaire disparaît à la base et ce n'est que près de la limite supérieure de l'étage que l'on voit apparaître des bancs rappelant le Quintenkalk. Le passage à ce dernier se fait ainsi d'une façon progressive, tandis que la limite à la base des couches de Quinten est absolument tranchée et comporte une lacune stratigraphique.

La faune contenue dans les couches du Schilt comprend, entre autres:

Oppelia arolica Op.	Neumayria callicera Opp.
» eucharis d'Orb.	Phylloc. tortisulcatum d'Orb.
» lophotus Op.	Lissoc. erato d'Orb.
» discus Qu.	Perioph. dunikowskyi Siem.

elle est caractéristique de l'Argovien inférieur.

M. Heim commence sa description du **Dogger** par l'exposé de quelques profils locaux, puis il caractérise les différents niveaux de ce sous-système.

Sous les couches du Schilt apparaît un niveau presque constant malgré sa faible épaisseur (0,4-2 m.), caractérisé par l'abondance des oolithes ferrugineuses et comprenant soit des lits schisteux, soit des bancs de calcaires échinodermiques. Ces couches contiennent de nombreuses ammonites caractéristiques du Callovien inférieur: plusieurs *Macrocephalites*, *Sphaeroc. microstomum* d'Orb., *Per. aurigerus* Opp., *Per. plicatissimus* Loczy etc...

A Stad près de Walenstadt ce niveau ferrugineux est supporté par une mince zone de calcaires marneux, échinodermiques ou bréchoïdes alternant avec des argiles, qui contient *Oppelia fusca* et *Parkins. depressa*. Mais en général

ce niveau fait défaut et l'on trouve directement sous le calcaire ferrugineux callovien, ou même sous les couches du Schilt, le Bajocien. Celui-ci est représenté par un facies variable, tantôt des calcaires échinodermiques, tantôt des calcaires compacts, un peu marneux; il contient en général d'assez nombreux Gastéropodes et Lamellibranches avec des ammonites dont: *Cosmoc. garanti*, *Parkins. radiata*, *Per. martiusi*, *Coeloc. humphriesi*.

On peut distinguer à ce niveau: une zone septentrionale comprenant les nappes inférieures et caractérisée par des calcaires échinodermiques épais de 2-10 m., une seconde zone qui apparaît aux environs de Walenstadt, où l'épaisseur atteint 60 m. et où les calcaires à silex prédominent, une troisième zone, dans laquelle l'épaisseur se réduit à 5 m., une quatrième zone, dans laquelle apparaissent des calcaires compacts, enfin une zone méridionale, qui se trouve au Flæscherberg et où prédominent de nouveau les brèches échinodermiques.

Au niveau de l'Aalénien on retrouve les mêmes variations de facies irrégulières. La forme de sédiment la plus répandue est celle de grès ferrugineux concrétionnés, mais ce facies est souvent remplacé en partie par des schistes noirs, ou par des calcaires échinodermiques ou par des grès quartzitiques, sans qu'on puisse suivre des niveaux lithologiques continus. Dans l'autochtone de Vättis l'Aalénien comprend de bas en haut: 7 m. de calcaires échinodermiques, 25 m. de schistes noirs et 12 m. de grès ferrugineux; dans la nappe de Glaris les schistes opaliniens commencent dès la base de l'étage et supportent 24 m. de grès ferrugineux. Dans la nappe du Mürtschen l'Aalénien est en majeure partie schisteux avec seulement un gros banc de calcaire échinodermique et quelques intercalations de grès ferrugineux dans la partie supérieure. Dans la nappe du Säntis (pentes des Churfirsten) c'est au contraire le facies échinodermique qui prédomine fortement, bordé en bas par des grès ferrugineux, en haut par des schistes gréseux et ocreux. Dans l'Alvier enfin ce sont les grès ferrugineux qui prennent la plus grande importance.

Il n'est pas certain que la limite lithologique des grès ferrugineux corresponde à un niveau constant et la limite inférieure est loin d'être franche partout, pourtant on peut admettre que la plus grande partie du complexe décrit ci-dessus correspond aux zones à *Lioc. opalinum* et à *Ludw. murchisonae*.

Le **Lias** n'apparaît guère que dans les environs de Bär-

schis, au-dessus du lac de Walenstadt; il se termine vers le haut par 50 m. de schistes calcaires, gris, grumeleux, que supportent des schistes argileux, lustrés. Au-dessous de ce Lias schisteux se trouve une succession de calcaires, en grande partie gréseux, contenant des silex à la base, très pauvres en fossiles, mais ayant fourni pourtant quelques bélemnites (*B. paxillosus*) et des gryphées.

M. Heim termine sa description par quelques considérations générales sur la série jurassique. Il examine d'abord les lacunes stratigraphiques que celle-ci comporte et qui sont les suivantes :

1° Entre le Trias et le Lias moyen, ou même l'Aalénien dans les zones de sédimentation helvétiques méridionales.

2° Entre le Bajocien ou le Bathonien inférieur et le Callovien inférieur; cette lacune correspond certainement à des émersions et érosions locales.

3° Entre le Callovien inférieur et les couches du Schilt; cette lacune paraît être le fait d'une simple omission sans émersion.

On trouve en outre des discontinuités sédimentaires locales à la limite supérieure des grès ferrugineux aaléniens et dans l'épaisseur des calcaires de Quinten.

La transgression, qui s'est poursuivie pendant toute la durée du Lias, y compris l'Aalénien, s'est faite du SE au NW.

En terminant, M. Heim développe quelques considérations générales sur la genèse des divers sédiments; il défend d'abord la thèse, énoncée par son père, de l'origine chimique d'un grand nombre de calcaires, considérés en général comme organogènes. Puis il distingue :

Les calcaires eu-organogènes, formés pour plus de 50 % d'éléments organiques; calcaires coralligènes de l'Oerli, calcaires lumachelliques, calcaires échinodermiques du Lias, du Dogger, du Valangien, de l'Hauterivien, de l'Urgonien, de l'Aptien, calcaires à nummulites et à lithothamnies.

Les calcaires hémi-organogènes, dans lesquels les débris organiques, abondants, sont englobés dans une masse prédominante, finement calcitique, comme par exemple une grande partie des calcaires de l'Oerli, du Valangien, de l'Urgonien.

Les calcaires anorganiques, tels que les calcaires triasiques, le calcaire de Quinten, le calcaire bathyal du Valangien, le calcaire de Seewen.

Les calcaires impurs, plus ou moins riches en éléments sableux ou argileux.

A propos des sédiments terrigènes M. Heim fait remarquer la forte prédominence des facies vaseux sur les facies plus grossièrement détritiques qui n'existent que dans le Lias moyen, localement dans le Dogger et dans les couches à Pygurus. Il énumère les principaux niveaux glauconieux.

Enfin M. Heim consacre un dernier chapitre aux principales formations marines de minéraux; il décrit les différentes formes que peut prendre le carbonate de chaux, les dépôts de dolomie, d'ankérite et de ferrocalcite, les concrétions siliceuses, les cristallisations d'albite, les formes variées de la glauconie, les ooïdes de chamoisite et divers oxydes de fer.

M. Arn. Heim (**81**) a d'autre part traité dans une notice spéciale la question des transgressions triasiques-jurassiques dans les régions alpines. Il confirme l'observation faite par M. W. Staub que la zone des Windgällen correspond à un ancien géanticlinal triasique, vers lequel ont convergé les transgressions venant du N et du S.

Au Trias moyen ce géanticlinal a été en grande partie couvert par la sédimentation lagunaire du Rötidolomit; au début du Lias il a émergé avec sa bordure septentrionale, tandis que sa bordure méridionale, s'enfonçant géosynclinalement, est devenue le siège d'une sédimentation active.

Puis est intervenue la transgression liasique, toute la région a été immergée à partir du Bajocien, et l'est restée presque constamment jusque dans les temps crétaciques.

Tertiaire

Nummulitique et Flysch.

Il existe au Küblibad, à l'W d'Interlaken et à Obere Hohlen au bord du lac de Thoune des gisements fossilifères de couches glauconieuses, intercalées entre les couches à *Num. complanata* et les grès du Hohgant. Ces couches ont été attribuées par M. P. Beck au Lutétien d'après des données paléontologiques discutables. Récemment M. H. Mollet (**88**) a repris la question de l'âge exact de ce niveau et a soumis à une revision tous les fossiles appartenant au Musée de Berne qui en proviennent. Il a établi ainsi une liste d'espèces très différente de celle qu'a donnée M. Beck :

Flabellum appendiculatum Brong.
Boussacia grandis Bell.
Cardium alpinulum M. E.
Cardita elegans Lam.
» sulcata Sol.
Pecten cf. escheri M. E.
Pecten thunensis M. E.
Spondylus bifrons Münster.
Chama sulcata Desh. (?)
Turritella gradatæformis Schauroth.
Rotularia spirulea Lam.
Teredo tournali Leym.

Parmi ces espèces *Bous. grandis*, *Card. alpinulum*, *P. thunensis* et *Tur. gradataeformis* parlent nettement en faveur d'un âge auversien. D'autre part, *Num. complanata* a été signalée à tort dans le niveau glauconieux de Küblibad.

Pour compléter son étude M. Mollet l'a poursuivie au nord du lac de Thoune. Là il a constaté d'abord que les mêmes schistes glauconieux et sableux qu'au Küblibad existent; ils ont été désignés tantôt comme schistes à Pectinites, tantôt comme schistes du Hohgant et forment à la base des grès du Hohgant une zone très caractéristique, qui, au Hohgant, repose directement sur le Crétacique, tandis que, plus loin vers l'E, ils sont supportés par le calcaire à *Num. complanata*.

C'est par erreur que Kaufmann a cité *N. complanata* dans les schistes du Hohgant, qui contiennent *Boussacia grandis* et *Num. variolaria*, et sont certainement auversiens.

Ainsi les schistes du Hohgant et les couches glauconieuses du Küblibad représentent un seul et même niveau, qu'on peut suivre depuis le Pilate jusque dans le Suldtal et au Höchst et qui forme incontestablement la base de l'Auversien.

M. Mollet complète son exposé par un tableau stratigraphique des formations éocènes entre le Pilate et la vallée de la Kander.

M. M. Lugeon (**87**) a étudié le **Flysch de Habkern** et est arrivé aux conclusions suivantes:

Les écailles crétaciques englobées dans le Flysch supposées par M. P. Beck sont des intercalations stratigraphiques dans le Lutétien, qu'il ne faut pas confondre avec des débris supracrétaciques à Aptychus qui sont inclus dans le Flysch.

Les blocs exotiques du Flysch de Habkern sont des produits du démantellement de falaises peu éloignées.

Le Flysch du Niesen est tout à fait distinct de celui de Habkern, qui se retrouve par contre avec ses caractères typiques devant le front de la nappe des Diablerets dans le ravin du Culand et qui est séparé de lui par les nappes des Préalpes internes. Il est constitué par les produits de destruction des roches de la nappe du Grand Saint-Bernard, tandis que les falaises qui ont alimenté le Flysch de Habkern doivent être cachées sous les nappes penniques.

Les couches de Leimern de Habkern n'ont rien à faire avec les Couches rouges des Préalpes.

M. H. Schardt (**89**) a fait remarquer à ce propos qu'il a émis lui-même il y a longtemps plusieurs des idées que vient de développer M. Lugeon. M. P. Beck (**83**) a fait par contre plusieurs objections à ces idées.

MOLASSE

M. H. WEGELIN (**90**) a décrit à nouveau les sablières du plateau de Benken au S de Schaffhouse, qui sont exploitées sur une grande échelle et qui ont déjà été étudiées par F. Schalch, A. Gutzwiller, J. Hug, L. Rollier, J. Weber et H. Fischli.

Les sables quartzeux exploités à Benken sont superposés à la Molasse d'eau douce inférieure; ils montrent une stratification oblique très nette et se terminent vers le haut en une surface irrégulière modelée par l'érosion, sur laquelle se sont déposées les alternances de schistes, de grès et de graviers de la Molasse d'eau douce supérieure. Les sables contiennent une très forte proportion de quartz, auquel se mêlent des produits de la désagrégation de roches cristallines et de divers calcaires; ils renferment une assez grande variété de débris animaux: spicules de silicisponges et squelettes de radiolaires, restes d'oursins et de crinoïdes, coquilles d'*Ostrea crassissima* et d'O. *edulis*, dents de *Lamna cuspidata*, *L. contortidens* et *Carcharodon megalodon*, os isolés de Mastodon, de Tapir, de Rhinoceros, de Paleochoerus, d'Hyotherium, de Dicroceros, Palcomeryx et Lagomeryx, de Steneofiber, d'Amphicyon, etc...

Le dépôt en question a évidemment été déposé sur la pointe d'un vaste delta de l'époque helvétienne, alimenté en majeure partie par des matériaux d'origine alpine, mais recevant aussi des apports d'origine septentrionale. Emergé ultérieurement, il a subi une érosion étendue avant la sédimentation œningienne. M. Wegelin compare les sables de Benken au calcaire grossier du Randen, qui est synchronique.

MM. H. FISCHLI et J. WEBER (**86**) ont publié une courte notice stratigraphique et surtout paléontologique sur la **Molasse d'eau douce supérieure** des environs de Winterthur.

Ils commencent par rappeler que cet étage comprend des grès et des marnes en alternances, au milieu desquels s'intercalent vers l'E et le S des poudingues polygéniques. Par places on trouve dans le même complexe des lits de lignite, ainsi au Schneitberg et vers le Birmenstall au N d'Elgg.

La Molasse d'eau douce supérieure est en général très pauvre en fossiles; pourtant des gisements intéressants ont été exploités autrefois par M. Biedermann dans la région d'Elgg, et MM. Fischli et Weber ont récolté au Hegiberg, dans la commune d'Elsau, une jolie faune. L'affleurement

étudié forme une paroi de 10 m. environ, qui comprend des zones alternantes de marnes et de grès, contenant en partie d'assez nombreux débris charbonneux; les fossiles animaux, débris de mammifères, se trouvent dans une couche de marnes sableuses riches en charbon qui forme le sommet de la série.

Grâce à la détermination très précise faite par M. Stehlin, des restes de mammifères recueillis soit aux environs d'Elgg, soit près de Veltheim, soit au Hegiberg, on peut établir pour ces gisements la liste d'espèces suivante:

Pliopithecus antiquus Bl.
Erinaceus œningensis Bgd.
Galerix exilis Bl.
Talpa minuta Bl.
Muscardinus sansaniensis Lartet.
Steneofiber jægeri Kp.
Cricetodon rhodanicum Dep.
» cf. medium Lartet.
Lagopsis verus Hensel.
Prolagus œningensis Kön.
Viverra sansaniensis Lartet.
Hyotherium sömmeringi var. medium Myr.
Listriodon latidens.
Dorcatherium cf. peneckei Hofm.
Dorcatherium cf. guntianum Myr.
Dicroceros elegans Lartet.
Paleomeryx bojani Myr.
Micromeryx flonrensianus Lartet.
Amphimoschus lunatus Myr.
Mastodon angustidens.

A cette faune de mammifères s'ajoutent des reptiles: *Testudo escheri*, *T. picteti*, *T. vitodurana* et des gastéropodes continentaux: *Helix delphinensis*, *Limnea dilatata*, *Planorbis cornu*, *Pl. declivis*, *Pl. mantelli*.

M. H. Fischli (**85**) a réussi, en traitant par l'acide chlorhydrique dilué les silex de la Nagelfluh du Rigi, à en dégager un grand nombre de squelettes de radiolaires qu'il a pu déterminer en partie. Il donne la liste des espèces reconnues et figure sur une planche les plus caractéristiques d'entre elles.

Quaternaire

Formations pléistocènes.

M. A. P. Frey (**93**) a fait une étude d'ensemble des **formations morainiques du bassin supérieur de la Thur**, en amont de Wil.

Ce bassin comprend dans sa partie inférieure le territoire de la Nagelfluh, dont la stratigraphie a été définie par A. Gutzwiler; plus haut la Thur coupe le faisceau des plis du Säntis; puis la vallée monte d'abord dans le synclinal de Wildhaus, pour s'engager de nouveau dans le faisceau des plis du Säntis, où elle se termine entre le Säntis et le Schafberg. Le glacier de la Thur a donc charrié un matériel morainique re-

lativement peu varié, comprenant les diverses formations du Crétacique et de l'Eocène helvétiques et les grès et poudingues de la Molasse, matériel qu'il est facile de distinguer de celui des glaciers voisins du Rhin et de la Linth.

Parlant de la genèse de la vallée de la Thur, M. Frey observe d'abord que cette vallée coupe les replis frontaux de la nappe du Säntis suivant l'axe d'un ensellement transversal, qui paraît être lui-même en relation avec une ancienne vallée creusée dans la Molasse du soubassement ; il remarque d'autre part que le cours presque exactement S-N de la vallée entre Wattwil et Wil paraît avoir été déterminé par l'inclinaison dans le même sens des couches de Nagelfluh à un moment où l'inclinaison primaire au NE du grand delta molassique a été modifiée en une pente au N par l'intervention des poussées orogéniques agissant du SE au NW.

Après avoir rappelé les extensions respectives qu'ont prises dans le NE de la Suisse les glaciers du Rhin et de la Linth et avoir résumé les principes qui ont servi de base à la classification actuelle des formations de la période glaciaire, M. Frey montre que si pendant la dernière glaciation la langue du glacier du Rhin qui remplissait le bassin de Walenstadt n'a atteint, nulle part jusque dans la région du Ricken, la ligne de faîte qui sépare ce bassin du haut Toggenbourg, par contre la branche principale du glacier occupant le Rheintal a débordé par-dessus le col de Wildhaus, qui a servi de passage à une langue de peu d'importance, bientôt arrêtée par le glacier local de la Thur. M. Frey définit aussi l'extension qu'ont prise les différentes branches du glacier du Rhin dans le territoire de Saint-Gall jusqu'aux environs de Wil pendant la période wurmienne. Puis il passe à l'étude du grand bras glaciaire, formé par la fusion de la langue rhénane de Walenstadt et du glacier de la Linth, qui au débouché de la vallée glaronnaise s'élevait encore jusqu'au niveau de 1300 m., et atteignait le niveau de 1000 m. sur les flancs du Bachtel. Ce glacier a atteint les hauteurs du Ricken, où il a laissé un matériel morainique caractéristique, mais il n'a pas pu déborder dans le bassin du Toggenbourg.

Ainsi le bassin de la Thur en amont de Wil a été presque entièrement occupé par un glacier local alimenté par le faisceau des chaînes du Säntis. Le niveau atteint par ce glacier au débouché dans le paysage molassique se trouvait d'après les blocs erratiques les plus élevés entre 1200 et 1300 m. ; dans la région du Ricken, où le glacier de la Thur était assez puissant pour équilibrer la poussée du glacier Rhin-Linth, le

niveau devait être entre 1000 et 1100 m. D'après ces chiffres il faut admettre que le glacier de la Thur couvrait la ligne des hauteurs qui séparait sa vallée de celle du Necker et se confondait avec le glacier qui remplissait cette vallée ; le fait est du reste confirmé par l'extension de la moraine de fond. Seuls les sommets du Köbelisberg, au NE de Wattwil et de Neu-Toggenburg à l'E de Lichtensteig dépassaient la surface de la glace. Vers le N, le glacier de la Thur ne tardait pas, pendant la période de son maximum wurmien, à se confondre avec le grand glacier du Rhin.

Les moraines du glacier de la Thur commencent vers le N dans la région de Lampertswil, Kirchberg, Batzenheid, où l'on constate de beaux talus hémicirculaires concentriques. Un second système de moraines frontales apparaît aux environs de Müselbach et au S de Ober-Batzenheid, et, vers l'amont, on voit se succéder encore des moraines plus internes près de Gonzenbach, puis entre Bütschwil et Dietfurt. Ensuite le fond de la vallée n'est plus formé que par de la roche en place ou des alluvions et l'on ne trouve des formations morainiques bien caractérisées que sur les flancs du Ricken à 710 m. et sur le versant droit de la vallée, au-dessus d'Ulisbach à 910 m.

Pour retrouver des moraines locales bien développées dans la vallée de la Thur, il faut remonter jusqu'à l'entrée de son tronçon longitudinal, en amont de Starkenbach. Là apparaissent les restes bien nets d'un ancien système de moraines frontales. En amont de ce territoire on observe des masses importantes de matériel morainique entre le confluent des deux Thur descendant du Säntis et de Wildhaus et les hauteurs de Wildhaus. Ce qui frappe ici c'est la prédominance presque exclusive du matériel local, ce qui prouve que la langue du glacier du Rhin qui est arrivée jusque là n'a pénétré que très peu avant dans le bassin de la Thur et que bientôt, le niveau du glacier du Rhin baissant, les environs de Wildhaus n'ont plus connu que des glaciers locaux. Sous les moraines locales de Wildhaus on trouve divers affleurements de charbons schisteux, ayant subi des remaniements du fait des glaciers qui les ont couverts.

La vallée de la Säntisthur contient des formations morainiques importantes, dont les deux plus caractéristiques se trouvent l'une vers Kühboden sur le palier qui domine le confluent des deux Thur, l'autre à 3 $^1/_2$ kilomètres plus haut dans la vallée, vers les chalets de Flis.

D'après l'importance des talus morainiques laissés par le

glacier de la Thur, M. Frey distingue trois stades de retrait, limités par trois systèmes morainiques. Le premier de ces systèmes est celui qui se développe dans la région de Kirchberg, Unter-Batzenheid, Gonzenbach; il permet de suivre nettement l'abaissement du niveau de la glace, qui a couvert d'abord d'une nappe continue tout le territoire compris entre la Thur et la vallée de Kirchberg, puis s'est divisée en deux langues, occupant les deux vallées et s'est retirée ensuite dans la vallée de la Thur seule. Les moraines latérales du Ricken et d'Ulisbach, au-dessus de Wattwil correspondent à des phases successives de ce retrait. En se basant soit sur le niveau atteint par le glacier correspondant à ces moraines, soit sur les relations des moraines externes de Unter-Batzenheid avec les moraines voisines du glacier du Rhin, il paraît logique d'attribuer ce premier système morainique au premier stade de retrait des glaciers alpins.

Le second stade de retrait correspond au moment auquel le glacier de la Thur poussait d'une part son front vers l'W jusqu'à Starkenbach, et débordait d'autre part vers l'E jusque dans la région de Wildhaus. Cette extension correspond à une limite des neiges persistantes situées vers 1500 m., ce qui permet d'attribuer les moraines de Starkenbach et Wildhaus au stade de Bühl. Enfin les moraines de Flis appartiennent vraisemblablement au stade de Gschnitz.

M. Frey a étudié aussi les formations morainiques des vallées secondaires du Toggenbourg ; il a pu ainsi constater la pénétration du glacier de la Thur à l'époque de son maximum dans le bas du Steintal, et observer dans cette même vallée, près du hameau de Steintal, des moraines formées essentiellement de débris de Nagelfluh, qui ont été déposées pendant le stade de Bühl par un glacier local.

La vallée de la Lutern a été occupée aussi par un glacier local, qui, après le retrait du glacier de la Thur, a formé un front indépendant et déposé un système de moraines frontales vers Ennetbühl. Des moraines d'un glacier local se trouvent également dans la partie inférieure de la vallée de la Weisse Thur, où elles sont mêlées aux moraines latérales du glacier de la Thur. Enfin, M. Frey a constaté l'existence de tout un ensemble de moraines locales dans les deux tronçons de vallées longitudinaux qui limitent au S le petit massif du Stockberg; ces formations doivent dater du stade de Bühl.

Sur le versant S de la haute vallée de la Thur, dans le bas des pentes descendant des Churfirsten, M. Frey a reconnu

une succession de talus morainiques, qu'il attribue à des glaciers alimentés par les Churfirsten et ayant occupé, pendant le stade de Bühl, les dépressions du versant N de cette chaîne. Le plus important de ces systèmes morainiques locaux se développe autour des petits lacs de Schwendi au SW de Wildhaus. Enfin, l'auteur signale diverses formations morainiques existant dans les vallées de Gräppelen et de Teselalp au S de la chaîne principale du Säntis.

Dans son dernier chapitre, M. Frey reprend la question de l'évolution pléïstocène du bassin de la Thur ; il fait remarquer que lors du maximum wurmien le bassin de Wil était barré à l'E, au N et au NW par les divers bras du glacier du Rhin ; les eaux de fusion sortant de ces bras et du glacier de la Thur convergeaient alors vers la dépression de Wil-Rickenbach, où elles accumulèrent des alluvions en quantité considérable, puis s'écoulaient par la vallée, actuellement morte ou à peu près, de Littenheid, Dusnang, Bichelsee, Turbental. A la même époque, un cours d'eau glaciaire suivait la vallée qui, de Flawil, conduit par Oberrindal à Unter-Batzenheid.

D'autre part, l'écoulement des eaux qui se fait actuellement de l'W vers la Thur a été rendu impossible pendant la glaciation wurmienne, lorsque la vallée de la Thur était remplie par son glacier. C'est alors que se creusèrent des tronçons transversaux de vallées, qu'on peut reconstituer et dont l'un passait par Krinau avec une direction S-N, dont l'autre descendait de Dietenwil, par Mosnang jusqu'à la vallée du Gonzenbach. Celle-ci devait être occupée dans toute sa partie inférieure par un important lac de barrage glaciaire, dont on trouve encore des restes d'alluvions, ayant par places une structure de delta caractéristique.

Entre Lichtensteig et Ebnatt le fond de la vallée de la Thur est tapissé par un puissant dépôt d'alluvions, qui date de la phase de retrait postwurmienne ; des dépôts analogues, mais moins considérables, se retrouvent vers Krummenau, vers Neu Sankt Johann et vers Stein. Au-dessus de ce thalweg, à une distance verticale d'environ 30 mètres, on trouve sur divers points des restes d'une ancienne terrasse d'érosion, qui sont en général conservés vers le débouché des vallées latérales.

En relation avec l'évolution hydrographique, M. Frey a envisagé aussi l'évolution orographique. Dans sa description il fait ressortir le rôle joué par les axes anticlinaux formés de Molasse relativement tendre et les jambages constitués

essentiellement par la Nagelfluh, ainsi que l'influence exercée sur la genèse de l'orographie par le plongement des couches. D'autre part M. Frey met en lumière les actions glaciaires qui se sont manifestées dans le bassin de la Thur et auxquelles il faut attribuer la formation de nombreux bassins surcreusés et élargis dans la vallée principale, ainsi que le caractère suspendu des vallées latérales.

En terminant, M. Frey décrit encore le bassin frontal du glacier de la Thur dans la région de Kirchberg, Unter-Batzenheid et celui d'une langue latérale du glacier de la Linth et du Rhin, immédiatement à l'E du col du Ricken. Puis il énumère quelques Karrs, aux formes toujours plus ou moins altérées, qu'il a observés sur le versant N des Churfirsten, dans le fond du Steintal, etc.

Dans son chapitre de conclusions, M. Frey résume comme suit les données que lui ont fournies ses observations :

Les quelques restes laissés par la glaciation de Riss permettent d'établir qu'à cette époque une nappe de glace continue couvrait tout le territoire au N du Säntis jusqu'au bassin de la Linth.

Pendant la glaciation de Würm le glacier de la Thur était individualisé sur presque toute sa longueur, mais pendant le maximum wurmien il s'est encore soudé dans la région de Wil avec le glacier du Rhin. Plus au S, une langue de ce dernier franchissait le col de Wildhaus, mais sans dépasser les environs d'Unterwasser ; de même une langue du glacier Linth-Rhin franchissait le Ricken, mais ne s'étendait guère au-delà du col.

Pendant le dépôt des moraines wurmiennes internes le glacier de la Thur a eu un front libre aux environs de Kirchberg et Batzenheid. A l'époque du stade de Bühl ce front était déjà retiré jusque vers Starkenbach, tandis que pendant le stade de Gschnitz il se trouvait à Flis à l'intérieur des chaînes S du Säntis.

L'hydrographie du bassin de la Thur à l'époque wurmienne comportait plusieurs vallées actives, qui n'existent plus comme telles actuellement (vallées transversales de Krinau et de Mosnang, vallées d'Oberrindal et de Littenheid).

La vallée supérieure de la Thur conserve des signes manifestes de surcreusement.

M. K. Strübin (**100**) a continué jusqu'à la fin de sa vie ses observations sur les **blocs erratiques du Jura bâlois.** Peu avant

sa mort, il a publié un tableau indiquant pour 134 de ces blocs la position exacte, le volume, le caractère pétrographique et l'origine probable. Il s'est efforcé d'autre part d'assurer la protection des plus intéressants de ces témoins de la période glaciaire.

M. P. Arbenz (91) a décrit sommairement un éboulement post-glaciaire, qui couvre le versant droit du Horbistal au NE d'Engelberg, en prêtant une attention spéciale à la zone de contact entre cet éboulement et la moraine sous-jacente.

Morphologie pléistocène.

Dans une courte notice, M. W. Kilian (96) a émis l'idée que les lacs de Genève, d'Annecy et du Bourget ne datent que de la glaciation de Würm.

M. P. Girardin (94) a fait ressortir l'intérêt que présentent les moraines frontales qui existent dans la plupart des lacs subalpins, qui divisent les bassins lacustres en plusieurs cuvettes distinctes et qui, grâce à la protection de l'eau, sont restées remarquablement intactes. Les moraines n'ont disparu que lorsqu'elles ont été enfouies sous des alluvions particulièrement abondantes.

M. E. Chaix (92) a décrit en quelques pages la morphologie générale du Val Tavetsch; il a montré que soit la vallée principale, soit les vallées latérales ont presque partout un profil transversal en U très caractéristique ; il a examiné la question des terrasses dominant le trog, terrasses dont l'inclinaison longitudinale paraît trop faible pour qu'on puisse y voir les restes d'une vallée préglaciaire ; enfin il a insisté sur l'importance de la phase d'accumulation qui a suivi le retrait des glaciers et a précédé la grande phase d'érosion postglaciaire.

Faunes pléistocènes.

M. Th. Studer (101) a fait une étude d'ensemble des restes d'oiseaux recueillis dans les stations préhistoriques des environs de Schaffhouse, du Jura soleurois, bâlois et bernois, qui datent pour la plupart de l'époque magdalénienne. Les espèces qu'il a pu déterminer, parmi lesquelles *Lagopus lagopus* et *Lag. mutus* sont les plus abondamment représentés, sont localisées de nos jours d'une part dans les régions périarctiques, d'autre part dans les régions élevées des Alpes et d'autres systèmes de montagne de l'Eurasie.

M. F. Leuthard (98) a repris l'étude de quelques débris

d'ossements provenant surtout de la Basse Terrasse des environs de Bâle et réunis dans les collections du musée cantonal de Liestal.

L'échantillon le plus intéressant est un fragment de crâne avec bois de renne, provenant de la Basse Terrasse des environs de Pratteln. Ensuite M. Leuthardt a décrit deux échantillons de bois de cerf découverts dans la Basse Terrasse de Birsfelden, puis une phalange de *Bison priscus* trouvée près de Saint-Jacques, divers os de cheval provenant en tout cas de deux individus, recueillis à Allschwyl, et quelques os de *Rhinoceros tichorinus*.

Un chapitre spécial est consacré aux restes de Mammouth trouvés à Binningen dans un dépôt de Loess riche en petits mollusques (*Ariodonta arbustorum*, *Fruticola villosa*, *Pupa dolium*, *P. muscorum*, *Clausilia parvula*, *Succinea oblonga*, *Planorbis leucostoma*, *Limnea truncatula*). Les os de Mammouth proviennent certainement de deux individus, de jeune âge et de taille différente ; ils étaient répartis sur un espace de 50 m², mais n'avaient pas subi un transport important ; ils comprennent des vertèbres et des côtes, des os des deux ceintures et des quatre membres, et divers fragments de crânes, entre autres une belle mandibule, à peu près complète.

Stations préhistoriques.

M. F. Leuthard (**97**) a repris la question de l'âge de la station de Lausen, qui avait été attribuée d'abord au Néolithique et qui a fait l'objet d'une discussion entre l'auteur d'une part, MM. P. et F. Sarasin de l'autre. Il a montré que les silex taillés de cette station, qui proviennent en majeure partie du Kimmeridgien, comprennent surtout des objets de grandes dimensions, en particulier des couteaux d'un type assez uniforme et comportent moins de retouches que ceux de Winznau. Les objets plus petits et plus finement travaillés existent aussi, mais, en somme les silex de Lausen ne se distinguent par aucune différence essentielle des silex magdaléniens et l'attribution de la station au Magdalénien paraît absolument justifiée.

MM. H. G. Stehlin et A. Dubois (**99**) ont entrepris de nouvelles fouilles dans la grotte de Cotencher, située dans les gorges de l'Areuse. Ils ont découvert ainsi, sous 0.80 à 1 m. d'argile, d'abord dans un dépôt caillouteux épais de 2 m., puis dans une couche terreuse sous-jacente, des ossements, parmi lesquels prédominent fortement ceux d'*Ursus*

speleus, mais qui se répartissent entre des espèces très diverses : *Arctomys marmotta*, *Cricetus cricetus*, *Felix spelea*, *F. pardus*, *F. catus*, *Lynx lynx*, *Canis lupus*, *Foetorius erminea*, *Sus scropha*, *Rangifer tarandus*. *Rupicapra rupicapra*, *Capra ibex*. *Equus caballus*.

Le dépôt caillouteux, qui est certainement antérieur au maximum wurmien, a fourni en outre une centaine de silex taillés du type moustérien.

Cette découverte d'une station moustérienne dans le Jura suisse, à l'intérieur des moraines wurmiennes, présente un grand intérêt.

TABLE DES MATIÈRES

DE LA REVUE GÉOLOGIQUE SUISSE

	Pages
Liste bibliographique	309
Nécrologie	315
Bibliographies, rapports	316
Ire Partie. **Minéralogie** et **Pétrographie**	318
Minéralogie	318
Pétrographie	319
IIe Partie. **Géophysique**	329
Hydrographie, Cours d'eau	329
Lacs	331
Infiltrations, Sources	334
Corrosion	337
Glaciers	338
Eboulis	345
Séismes	347
Variations de la pesanteur	349
Volcanisme	349
IIIe Partie. **Tectonique. Descriptions régionales**	351
Jura	351
Alpes — Tectonique générale des Alpes	362
Massifs centraux	366
Nappes helvétiques	369
Nappes penniques	383
Alpes grisonnes	390
Alpes de Lugano	429
IVe Partie. **Stratigraphie** et **Paléontologie**	438
Mésozoïque	438
Tertiaire. Nummulitique et Flysch	451
Molasse	453
Quaternaire. — Formations pléistocènes	454
Morphologie pléistocène	460
Faunes pléistocènes	460
Stations préhistoriques	461