

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 12 (1912-1913)
Heft: 3

Rubrik: Revue géologique suisse pour l'année 1911

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: 13.03.2026

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

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

Revue géologique suisse pour l'année 1911.

N° XLII

par CH. SARASIN.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

a) MINÉRALOGIE.

1. H. BAUMHAUER. Geometrische Kristallographie. *Fortschritte der Min., Krist. u. Petrogr.* H. 1 p. 21-37. 1911. (Voir p. 275.)
2. L. DESBUISSONS. Contribution à l'étude des minéraux de la vallée de Binn. *Bull. Soc. française de minér.* t. XXXIV, N° 5, Nov. 1911, 11 p. (Voir p. 275.)
3. J. KOENIGSBERGER. Ueber Minerallagerstätten und Gesteinsmetamorphismus in den Alpen. *Verh. der Gesel. Deutscher Naturf. und Aerzte, Karlsruhe*, 1911, p. 394. (Voir p. 276.)
4. W. J. LEWIS. On Wiltschireite. *Mineral. Soc. of London. C. R.* séance du 21 mars 1911. (Voir p. 276.)
5. W. J. LEWIS. Wiltschireit, ein neues Mineral, *Zeitschrift für Kristallogr. und Miner.*, t. XLVIII p. 514-515. (Voir p. 276.)
6. G. LINCIO. Di una dolomite ferrifera del Traforo del Sempione. *Atti R. Accad. di Sc.* t. XLVI p. 22, avec 1 pl., *Turin*, 1911. (Voir p. 276.)
7. H. SCHARDT. Sur la découverte d'un rognon manganésifère dans le Hauterivien supérieur. *Bull. soc. neuchât. des Sc. nat.* t. XXXVII, p. 383-386. (Voir p. 277.)
8. R. H. SOLLY. Two new minerals from the Binnenthal *Mineral. Soc. of London. C. R.*, séance du 21 mars 1911. (Voir p. 276.)
9. CHR. TARNUZZER. Neuer Fund von Calanda-Gold. *Alpina* (Mitteil. des S. A. C. t. XVIII, N° 19, p. 198-199, Octobre 1910. (Voir p. 277.)

b) PÉTROGRAPHIE.

10. U. GRUBENMANN. Ueber die Tessiner Gneisse. *Zeitschrift d. deutschen geol. Gesel.*, 1911. Monatsberichte N° 3, p. 186-187. (Voir p. 283.)
11. G. KLEMM. Ueber die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen. *Ibidem* 1911 Monatsberichte N° 8/10 p. 464-469. (Voir p. 283.)
12. J. KOENIGSBERGER. Umwandlungen und chemische Reaktionen in ihrer Verwendung zu Temperaturmessung geologischer Vorgänge. *N. Jahrbuch f. Min. Geol. u. Pal.*, Beilageband XXXII, p. 101-133. (Voir p. 291.)

13. P. NIGGLI. Die Differentiation im Südschwarzwald. *Centralblatt f. Min. Geol. u. Pal.*, 1911, No 14 p. 438-439. (Voir p. 291.)
14. W. SALOMON. Ist die Parallelstruktur des Gotthardgranites protoklastisch? *Verhandl. des naturhist.-med. Vereins zu Heidelberg*, N. F. t. XI, H. 3, p. 225-229. (Voir p. 283.)
15. E. TRUNINGER. Kontaktmetamorphe Erscheinungen im westlichen Teil des Aarmassivs (Gasterenmassiv). *Eclogæ* t. XI p. 484-496. (Voir p. 288.)
16. E. TRUNINGER. Geologisch-petrographische Studien am Gasteren-Massiv. *Mitteil. der naturforsch. Gesel. Bern*, Jahrg. 1911, p. 18-116, pl. 1-3. (Voir p. 284.)
17. O. A. WELTER. Ein Beitrag zur Geologie des Nephrits in den Alpen und im Frankenwalde. *N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal.*, 1911, B. II, p. 86-106. (Voir p. 290.)
18. O. A. WELTER. Bericht über neuere Nephritarbeiten. *Geolog. Rundschau* B. II, H. 2, p. 75-87. 1911. (Voir p. 290.)
19. T. J. WOYNO. Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittlern Bagnestales, *N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal.*, Beilageband XXXIII, p. 136-207. (Voir p. 277.)

c) GÉOPHYSIQUE.

20. E. BRÜCKNER et E. MURET. Les variations périodiques des glaciers en 1909. XV^e Rapport. *Zeitschrift f. Gletscherkunde*, t. V, 1911, p. 177-202. (Voir p. 304.)
21. A. BRUN. Les recherches modernes sur le volcanisme. *Verhandl. der schweiz. naturf. Gesel.* 94. Jahresversam., 1911, t. I, p. 162-171. (Voir p. 309.)
22. E. CHUARD et R. MELLET. Réponse à M. LUGEON. *C. R. des séances de la Soc. vaud. des Sc. nat.* séance du 6 juillet 1910. et *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève* t. XXXI, p. 72. (Voir p. 301.)
23. E. CHUARD et R. MELLET. Analyse d'une eau thermale alcaline du Tunnel du Simplon. *Bull. Soc. vaud. des Sc. nat.*, t. XLVII, No 174, p. 651-656. (Voir p. 302.)
24. E. FLEURY. Un nouvel abîme à Fornet-dessus près La Joux (Jura bernois). *Verh. schweiz. naturf. Gesel.* 94. Jahresvers. 1911. t. I, p. 268-270, et *Eclogæ* t. XI, p. 771-772. (Voir p. 303.)
25. F.-A. FOREL, E. MURET et P.-L. MERCANTON. Les variations périodiques des glaciers des Alpes suisses, 31^e rapport, 1910. *Jahrbuch des S. A. C.* Année 1910-11, p. 251-272. (Voir p. 305.)
26. J. FRÜH. Bericht der Erdbebenkommission für das Jahr 1910-11. *Verh. der schweiz. naturf. Gesel.*, 94. Jahresversam., 1911, t. II, p. 54-56. (Voir p. 308.)
27. J. FRÜH. Ueber die 30-jährige Tätigkeit der schweizerischen Erdbebenkommission. *Ibidem*, 1911, t. I, p. 57-80. (Voir p. 308.)
28. ALB. HEIM. Bericht der Gletscherkommission für das Jahr 1910-11. *Verh. der schweiz. naturf. Gesel.*, 1911, t. II, p. 60-64. (Voir p. 304.)
29. L. HORWITZ. Contribution à l'étude des cônes de déjections dans la vallée du Rhône entre le glacier du Rhône et le Léman. *Bull. Soc. vaud. des Sc. nat.*, t. XLVII. No 173, p. 215-330. (Voir p. 297.)
30. J. KÖNIGSBERGER et M. MÜHLBERG. Ueber Messungen der geothermischen Tiefenstufe, deren Technik und Verwertung zur geologischen Prognose, und über neue Messungen in Mexico, Borneo und Mitteleuropa.

N. Jahrb. f. Min. Geol. und Paleont. Beilageband XXXI, p. 107-157. (Voir p. 310.)

31. M. KONCZA. Les cirques de montagnes (Alpes fribourgeoises et Tatra). *Mém. Soc. fribourg. des Sc. nat.*, t. VII, *Géologie et Géographie*, p. 149-196 avec 6 pl. (Voir p. 296.)

32. F. LEUTHARDT. Der Erdschlipf am Murenberg bei Bubendorf in den Jahren 1909 und 1910. *Tätigkeitsbericht der naturf. Gesell. Baselland*, 1907-11, p. 89-94. (Voir p. 307.)

33. M. LUGEON. Le fer magnétique sous forme de sable. *C. R. des séances de la Soc. vaud. des Sc. nat.*, séance du 6 juil. 1910, *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XXXI, p. 71-72. (Voir p. 301.)

34. M. LUGEON et E. JÉRÉMINÉ. Les bassins fermés des Alpes suisses. *Bull. soc. vaud. des Sc. nat.*, t. XLVII, N° 174, et *Bull. des labor. de géolog., géographie phys., minéralogie et paléont. de l'université de Lausanne*, N° 17, 192 p., 12 pl., 4 fig. 1911. (Voir p. 292.)

35. J. LUTERBACHER. Die Radioaktivität der Gurnigelbad-Quellen. *Mitt. der naturf. Gesell. Bern*, Jahrg. 1911, p. 12-17. (Voir p. 303.)

36. P. L. MERCANTON. L'enneigement en 1910 *C. R. séances Soc. vaud. des Sc. nat.*, séance du 3 mai, et *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XXXII, p. 76. (Voir p. 306.)

37. P. L. MERCANTON. Apparition de jeunes rimaies dans la gencive glaciaire. *Ibidem*, séance du 18 octobre 1911 et *ibidem* t. XXXII, p. 443. (Voir p. 306.)

38. P. L. MERCANTON. Appareil pour la mesure de l'enneigement. *Ibidem*, séance du 18 octobre 1911 et *ibidem*, t. XXXII, p. 442-443. (Voir p. 306.)

39. P. L. MERCANTON. L'écoulement du glacier d'Arolla de 1908 à 1909. *Bull. Soc. vaud. des Sc. nat.*, 1911, 31 p. et 5 pl. (Voir p. 306.)

40. A. DE QUERVAIN. Die instrumentale Einrichtung der schweizerischen Erdbebenwarte in Degenried bei Zürich. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 94. Jahresvers., 1911, t. I, p. 212-213 (Voir p. 308.)

41. A. DE QUERVAIN. Die Erdbeben der Schweiz im Jahre 1910, *Ann. der schweiz. meteorol. Zentralanst.*, Jahrg. 1910, 13 p., 1 pl. 1911. (V. p. 308.)

42. CH. RABOT et E. MURET. Les variations périodiques des glaciers 16^e rapport, 1910, *Zeitschrift für Gletscherkunde*, t. VI, 1911, p. 81-103. (Voir p. 304.)

43. W. SALOMON. Scheinbare Facettengeschiebe in der Grundmorän des Monte San Salvatore bei Lugano. *Eclogæ* t. XI, p. 810-813. (Voir p. 303.)

44. W. SALOMON. Rocce porose del Lias nella morena di fondo del Monte San Salvatore presso Lugano. *Rendiconti de R. Istit. Lombardo di Scienze et Lettere*, Serie II, t. XLIV, 1911, p. 402-404. (Voir p. 303.)

45. CH. SARASIN. Le caractère de l'exhalaison volcanique d'après M. ALB. BRUN. *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XXXI, p. 346-355. (Voir p. 310.)

46. H. SCHARDT. Glissements de Terrain. *C. R. Soc. neuchât. des Sc. nat.*, séance du 10 mars 1911. et *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XXXII, p. 83-84. (Voir p. 307.)

47. H. SCHARDT. Le lac des Brenets et la baisse du Doubs en 1911. *Bull. Soc. neuch. des Sc. nat.*, t. XXXVII, p. 310-331, 2 pl. (Voir p. 301.)

48. H. SCHARDT. Note sur un éboulement survenu à la Neuveville le 11 février 1909. *Ibidem*, t. XXXVII, p. 355-358. (Voir p. 307.)

49. H. SCHARDT. Le cours souterrain de la Ronde (Chaux-de-Fonds). *Ibidem*, t. XXXVII, p. 364-379. (Voir p. 303.)

50. CHR. TARNUZZER. Die Schuttfacetten der Alpen und des hohen Nordens, *Petermanns geogr. Mitteil.*, 1911, t. II, H. 5, p. 262-264. (Voir p. 303.)

51. F. ZSCHOKKE. Bericht der hydrologischen Kommission für das Jahr 1910-1911. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 94^e Jahresvers. 1911, t. II, p. 57-59. (Voir p. 301.)

d) TECTONIQUE. DESCRIPTIONS RÉGIONALES.

Généralités.

52. F. FRECH. Ueber den Gebirgsbau der Alpen. *Petermanns geogr. Mitteil.* 1911, H. 10-12. (Voir p. 315.)

53. J. FRÜH. Unsere geologische Landesaufnahme vom Standpunkt der Agrogeologie. *Eclogæ*, t. XI p. 713-725. Résumé dans *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 94^e Jahresvers. 1911, t. I, p. 248. (Voir p. 312.)

54. ALB. HEIM und A. AEPPLI. Bericht der geologischen Kommission für das Jahr 1910-11. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 94^e Jahresvers. 1911, t. II, p. 44-50. (Voir p. 312.)

55. ALB. HEIM und A. AEPPLI. Mitteilung der geologischen Kommission. *Eclog.*, t. XI, p. 826-827. (Voir p. 312.)

56. ALB. HEIM und C. SCHMIDT. Geologische Karte der Schweiz in 1:500000. *Verl. A. Francke, Bern.* (Voir p. 313.)

57. R. LUCERNA. Das Sântisrelief. *Mitteil. der Sektion für Naturkunde des öster. Touristenklubs, Wien*, 1911, Jahrg. XXIII, p. 47-50. (Voir p. 317.)

58. M. LUCIUS. Alpenwanderungen. Geologische Notizen aus den Schweizer Alpen. *Bull. mensuel de la Soc. des natur. luxembourgeois*. nouv. série, 4^e année, 1910, p. 39-50, 63-72, 111-121, 133-146, 158-165, 223-236, 273-284, 294-305, 325-331. (Voir p. 316.)

59. A. LUDWIG. Flussgeröll, Molasseproblem und Alpenfaltung. *Jahrb. des S. A. G.*, Jahrg. 1909-10, t. XLV, p. 225-249. (Voir p. 313.)

60. A. LUDWIG. Nochmals Molasseproblem und Alpenfaltung. *Ibidem*, Jahrg. 1911, t. XLVI, p. 300-301. (Voir p. 314.)

61. W. PAULCKE. Kurze Mitteilungen über tektonische Experimente. *Jahresb. des oberrhein. geol. Vereins*, N. F. t. I, H. 2, p. 56-66, avec 2 pl. (Voir p. 317.)

62. O. WICKENS. Ueber mesozoische Faltungen in den Tertiären Kettengebirgen Europas. *Geol. Rundschau*. t. II, H. 5-6, p. 251-263. (Voir p. 315.)

63. O. WILCKENS. Wo liegen in den Alpen die Wurzeln der Ueberschiebungsdecken. *Geol. Rundschau*. t. II, H. 5-6, p. 314-330. (Voir p. 315.)

Alpes.

64. O. AMPFERER und W. HAMMER. Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. *Jahrb. der K. K. geolog. Reichsanstalt Wien*, 1911, t. LXI, H. 3-4, p. 531-710, 3. pl. (Voir p. 326.)

65. P. ARBENZ. Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen zu 1:50 000. *Geol. Karte der Schweiz*. Spezialkarte N° 55, 1911. (Voir p. 353.)

66. P. ARBENZ. Eine vogelperspectivische Zeichnung des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen. *Eclogæ*, t. XI, p. 774-775 et *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 94^e Jahresvers., 1911, t. I, p. 274. (Voir p. 353.)

67. E. ARGAND. Sur la répartition des roches vertes mésozoïques dans

les Alpes pennines avant la formation des plis couchés. *C. R. des séances Soc. vaud. des Sc. nat.*, séance du 1 mars 1911, *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XXXI, p. 575. (Voir p. 318.)

68. E. ARGAND. Sur les plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes franco-italiennes. *Ibidem*, séance du 17 mai 1911 et *ibidem*, t. XXXII, p. 349-352. (Voir p. 318.)

69. E. ARGAND. Sur la limite des deux séries cristallophylliennes compréhensives dans les Alpes occidentales. *Ibidem*, séance du 3 juillet 1911, et *ibidem*, t. XXXII, p. 358-360. (Voir p. 318.)

70. E. ARGAND. Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements. *Mat. pour la carte géol. de la Suisse*, nouv. série, livr. XXXI, p. 1-26. (Voir p. 318.)

71. E. ARGAND. Sur la tectonique de la grande zone permocarbonifère du Valais à la Méditerranée. *Eclogæ*, t. XI, p. 747-751. Résumé dans *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 94^e Jahresvers. 1911, t. I, p. 265-266. (Voir p. 317.)

72. P. BECK. Ueber den Bau der Berner Kalkalpen und die Entstehung der subalpinen Nagelfluh. *Eclogæ*, t. XI, p. 497-518. (Voir p. 344.)

73. P. BECK. Ueber das Substratum der medianen Präalpen und seine Beziehungen zu den Habkern und Bündner Decken. *Eclogæ*, t. XI, p. 736-739 et *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 94^e Jahresvers., 1911, t. I, p. 260-264. (Voir p. 374.)

74. P. BECK. Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, N. F., Lief. XXIX, 100 p., 8 pl. (Voir p. 346.)

75. E. BLÆSCH. Geologischer Ueberblick über das Berninagebiet. *Englers botanische Jahrbücher*, t. XLVII, H. 19, p. 70-86. (Voir p. 321.)

76. M. BLUMENTHAL. Geologie der Ringel-Segnes-Gruppe. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz* N. F. Lief. XXXIII, 71 p., 5 pl. (Voir p. 368.)

77. CH. BURKY. Die Siedelungen des Rhonetales in ihrer Abhängigkeit von den Formenelementen des Tales. *Inaugural Dissertation Univ. Leipzig*, 1911. 196 p., 1 carte au 1:250 000. (Voir p. 342.)

78. A. CHAIX. Géologie de la Chaîne des Brasses. *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XXXII, p. 522-525. (Voir p. 374.)

79. B.-G. ESCHER. Ueber die prætriadische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi. *Promotionsarbeit, eidg. polytechn. Hochschule Zürich*, 1911, 174 p., 6 tableaux, 6 pl. (Voir p. 361.)

80. E. GERBER. Die Malmscholle von Rossweideli bei Kraettigen und ihre Deutung. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 94^e Jahresversl 1911, t. I, p. 266-267, et *Eclogæ*, t. XI, p. 751-752. (Voir p. 374.)

81. W. HAMMER. Die Schichtfolge und der Bau des Jaggl im obern Vintschgau. *Verh. der K. K. geol. Reichsanstalt*, 1911, t. LXI, p. 1-39. (Voir p. 324.)

82. ALB. HEIM. Beobachtungen aus der Wurzelregion der Glarnerfalten (helvetische Decken). *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, N. F. Lief. XXXI, p. 49-56. (Voir p. 367.)

83. M. LUGEON. Sur l'existence de 2 phases de plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales. *C. R. Acad. des Sc. Paris*, séance du 30 octobre 1911, t. CLIII, p. 842-845. (Voir p. 342.)

84. M. LUGEON. Sur quelques conséquences de l'hypothèse d'un dualisme des plissements paléozoïques dans les Alpes occidentales. *Ibidem*, t. CLIII, p. 984-985. (Voir p. 342.)

85. J. RÉVIL. Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie. *Mém. de l'Acad. de Savoie*, 5^e série, t. I, 622 p. 1911. (Voir p. 335.)

86. B. SANDER. Zum Vergleich zwischen Tuxer und Prättigauer Serien. *Verh. der K. K. geol. Reichsanstalt, Wien*, 1911, H. 15, p. 339-346. (Voir p. 324.)

87. C. SCHMIDT. Le tunnel du Lötschberg. *Bull. Soc. géol. de France*. Année 1911, N° 5, p. 51. (Voir p. 343.)

88. W. VON SEIDLITZ. Schollenfenster im Vorarlberger Rhätikon und im Fürstentum Liechtenstein. *Mitt. der geol. Gesell. Wien*, T. IV, H. 1, p. 37-62. (Voir p. 323.)

89. ALB. SPITZ. Gedanken über tektonische Lücken. *Verh. der K. K. geol. Reichsanstalt, Wien*, 1911, N° 13, p. 285-303. (Voir p. 323.)

90. W. STAUB. Carbon und Porphyre im Maderanertal. *Verh. der schweizer. naturf. Gesell.*, 94^e Jahresvers. 1911, t. I, p. 249-252, et *Eclogæ*, t. XI, p. 726-729. (Voir p. 353.)

91. W. STAUB. Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, N. F. Lief. XXXII, 1911, 84 p., 3 pl., 1 carte au 1:50 000. (Voir p. 354.)

92. CHR. TARNUZZER. Quarzporphyre im obertriadischen Dolomit vom Piz Starlex (Graubünden). *Eclogæ*, t. XI, p. 803-808. (Voir p. 323.)

Plateau molassique et Jura.

93. B. AEBERHARDT. Rapport sur l'excursion aux gorges de la Suze. *Eclogæ*, t. XI, p. 782-785. (Voir p. 381.)

94. E. BRÄNDLIN. Zur Geologie des nördlichen aargauer Tafeljura zwischen Aare und Fricktal. *Verh. der naturf. Gesell. Basel*, t. XXII, H. 1, 1911, p. 57-148, avec 1 carte au 1:100 000. (Voir p. 384.)

95. A. BUXTORF. Profilrelief des Weissensteintunnels im Maasstab 1:10 000. *Comptoir minér. et géol. Genève*. Citation dans *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 1911, t. I, p. 273-274 et *Eclogæ*, t. XI, p. 779. (Voir p. 381.)

96. A. BUXTORF. Bemerkungen über den Gebirgsbau des nordschweizerischen Kettenjura im besondern der Weissensteinkette. *Zeitschrift der deutschen geol. Gesell.*, t. LXIII, H. 3, p. 337-371. (Voir p. 382.)

97. E. H. DILLENUS. Neuere Untersuchungen im Tertiärgebiet am Nordrand der Freiburger Alpen. *Inaug. Dissertation Univ. Freiburg (Schweiz)*, 1911, 46 p., 1 pl. (Voir p. 388.)

98. J. FAVRE. Description géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds. *Eclogæ*, t. XI, p. 369-475, avec 1 carte et 36 figures. (Voir p. 376.)

99. E. FLEURY. Les origines géologiques et géographiques des dénominations des « lieux dits » du cadastre du Jura bernois. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 1911, t. I, p. 270-271, *Eclogæ*, t. XI, p. 772-774. (Voir p. 381.)

100. F. MÜHLBERG. Der Boden des Aargaus. *Festschrift der aargau. naturf. Gesell.* 1911, p. 149-197. (Voir p. 388.)

101. L. ROLLIER et J. FAVRE. Carte géologie des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds. *Carte géol. de la Suisse*, carte spéciale N° 59. 1911. (Voir p. 376.)

102. CH. SARASIN et X. DE TSYTOVITCH. Sur le grand éboulement pléistocène de Chézery. (Ain). *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XXXI, p. 534-535. (Voir p. 375.)

103. H. SCHARDT. Découverte d'un chevauchement sur le flanc de la chaîne du lac près de la Neuveville. *Bull. de la Soc. neuchât. des Sc. nat.* t. XXXVII, p. 358-364. (Voir p. 376.)

104. H. SCHARDT. Un décrochement transversal au chaînon de Châtollion sur St-Blaise. *Ibidem*, t. XXXVII, p. 390-398. (Voir p. 376.)

105. H. SCHARDT. Note sur la géologie des environs du Plan de l'Eau et la stratigraphie du Dogger des gorges de l'Areuse. *Ibidem*, t. XXXVII, p. 334-351. (Voir p. 375.)

106. W. SCHMIDLE. Zur Kenntnis der Molasse und der Tektonik am nord-westlichen Bodensee. *Zeitschrift der deutschen geol. Gesell., Abhandl.* t. LXIII, H. 4, p. 522-551. (Voir p. 390.)

e) STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE.

Généralités.

107. A. BALTZER. Die Sedimente der Berner Hoch- und Voralpen. 1 Tableau. *Berne*, 1911. (Voir p. 391.)

108. S. FRANCHI. I Terreni secondari a facies piemontese ed i calcari cristallini a Crinoidi intercalati nei calcescisti presso Villeneuve in Valle d'Aosta. *Boll. del R. Com. geol. d'Italia*, t. XL, fasc., 4, p. 526-551. (Voir p. 391.)

109. S. FRANCHI. Bibliographia ragionata dei principali lavori concernenti la cronologia dei terreni a facies piemontese (zona delle pietre verdi, schistes lustrés, Bündnerschiefer, Schieferhülle). *Ibidem*, t. XL, p. 552-591. (Voir p. 391.)

Trias.

110. A. JEANNET et F. RABOWSKY. Le Trias du bord radical des Préalpes médianes entre le Rhône et l'Aar. *Eclogæ*, t. XI, p. 739-748. Résumé dans *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 94^e Jahresvers, 1911. t. I, p. 264-265. (Voir p. 392.)

Jurassique.

111. F. LEUTHARDT. Ueber das Vorkommen von *Antedon costatus* Goldf. in den Hornsteinknollen der Hupperablagerungen von Lausen. *Tätigkeitsbericht der naturf. Gesell. Baselland*, 1907-1911, p. 109-118, 3 pl. (Voir p. 401.)

112. F. LEUTHARDT. Ueber Relikte des obern Malm im basler Tafeljura und ihre Fauna. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 1911, t. I, p. 274-276. *Eclogæ*, t. XI, p. 779-781. (Voir p. 402.)

113. L. ROLLIER. Les facies du Dogger ou Oolithique dans le Jura et les régions voisines. Mémoire publié par la *Fondation Schnyder von Wartensee*, Zurich, 1911, 351 p. 40. (Voir p. 393.)

114. L. ROLLIER. Registre alphabétique des espèces citées ou décrites dans Haas: « Kritische Beiträge zur Kenntnis der jurassischen Brachiopodenfauna des schweizerischen Juragebirges und seiner angrenzenden Landesteile ». *Mém. Soc. paléont. suisse*, t. XXXVII, 1911, 3 p. (Voir p. 403.)

115. L. ROLLIER. Fossiles nouveaux ou plus connus des terrains secondaires du Jura et des contrées environnantes. 1^{re} partie. *Mém. Soc. paléont. suisse*, t. XXXVII, 1911, 31 p., 4 pl. (Voir p. 402.)

116. W. SALOMON. Arietites sp. im schiefrigen Granatführenden Biotit-Zoisit-Hornfels der Bedrettozone des Nufenen-Passes. *Verh. des naturhist.-mediz. Vereins zu Heidelberg*. N. F., t. XI, H. 3, p. 220-224., pl. 8 et 9. (Voir p. 393.)

117. X. DE TSYTOVITCH. Hecticoceras du Callovien de Chézery. *Mém. Soc. paléont. suisse*, t. XXXVII, 84 p., 8 pl. (Voir p. 400.)

Crétacique.

118. P. ARBENZ. Einige Beobachtungen über die Transgression der Wangschiefer. *Eclogæ*, t. XI, p. 775-779. Résumé dans *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 1911, t. I, p. 273. (Voir p. 404.)

119. A. BUXTORF. Ueber Wangschiefer. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 1911, t. I, p. 273. (Voir p. 405.)

120. H. SCHARDT. Note sur deux dents de *Polyptychodon* du Hauterivien supérieur. *Bull. Soc. neuchât. des Sc. nat.*, t. XXXVII, p. 351-355. (Voir p. 403.)

121. H. SCHARDT. Sur une nouvelle poche hauterivienne dans le Valangien aux Fahis sur Neuchâtel. *Ibidem*, t. XXXVII, p. 386-390. (Voir p. 403.)

122. H. SCHARDT. Note sur les gisements asphaltifères du Jura. *Bull. Soc. neuchât. des Sc. nat.*, t. XXXVII, p. 398-424, 1 pl., 1 fig. (Voir p. 403.)

123. H. SCHARDT. Die Asphaltlagerstätten im Jurabebirge. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 94^e Jahresvers. 1911, t. I, p. 248-249, et *Eclogæ*, t. XI, p. 725-726. (Voir p. 404.)

Tertiaire.

124. ARN. HEIM. Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizer Alpen. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz*, N. F., Lief. XXXI, p. 37-48, pl. IV. (Voir p. 405.)

125. W. KRANZ. Das Alter der Sylvana-Schichten. *Jahresb. des Oberrhein. geol. Vereins*, N. F., t. I, H. 2, p. 36-40, 1911. (Voir p. 411.)

126. E. KÜNZLI. Bericht über die Excursion in den Tertiäraufschluss am Süden des Weissensteintunnels-Richtstollen, bei Oberdorf. *Eclogæ*, t. XI, p. 785-786. (Voir p. 406.)

127. W. PAULCKE. Tertiärfossilien aus der Niesenzone der Freiburger Alpen. *Jahresbericht des oberrhein. geol. Vereins*, N. F., t. I, H. 2, p. 55. (Voir p. 406.)

128. L. ROLLIER. Revision de la stratigraphie et de la tectonique de la Molasse au N. des Alpes en général et de la Molasse subalpine en particulier. *Nouv. Mém. Soc. helvét. des Sc. nat.* t. XLVI, p. 1-88, pl. 1-2. (Voir p. 408.)

129. L. ROLLIER. Réponse à M. le Dr STEHLIN. *Eclogæ*, t. XI, p. 800-803. (Voir p. 407.)

130. H. SCHARDT. L'orthographe du mot Molasse. *C. R. des séances Soc. neuchât. des Sc. nat.*, 24 mars 1911, *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XXXII, p. 85. (Voir p. 406.)

131. H. SCHARDT. Sur une coupe de la Molasse aquitanienne de la Poissine près d'Onnens (Vaud). *Bull. Soc. neuchât. des Sc. nat.*, t. XXXVII, p. 379-383. (Voir p. 406.)

132. C. SCHMIDT et F. MÜLLER. Die Kohlenflötze in der Molasse bei Brengenz. *Zeitschrift f. prakt. Geol.*, Jahrg. XIX, 1911, p. 355-359. (Voir p. 411.)

133. H.-G. STEHLIN. Berichtigung, die Mitteilungen über das Vorkommen von marinem Miocän bei Hammerstein (Baden) betreffend. *Eclogæ*, t. XI, p. 808-810. (Voir p. 410.)

134. H.-G. STEHLIN. Säugetierpaläontologische Bemerkungen zu einigen neuern Publikationen von H. L. ROLLIER. *Eclogæ*, t. XI, p. 476-483. (Voir p. 407.)

Quaternaire.

135. B. AEBERHARDT. L'ancien glacier de l'Aar et ses relations avec celui du Rhône. *Eclog.*, t. XI, p. 752-771. (Voir p. 428.)
136. B. AEBERHARDT. Rapport sur l'excursion dans le glacière de Wangen. *Ibidem*, t. XI, p. 786-790. (Voir p. 432.)
137. B. AEBERHARDT. L'ancien glacier de l'Aar et ses relations avec celui du Rhône. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 94^e Jahresvers., 1911, t. I, p. 267-268. (Voir p. 430.)
133. E. BÄCHLER. Der Elch und die fossilen Elchfunde in der Ostschweiz. *Jahrb. der St. Gall. naturw. Gesell.*, Vereinsjahr 1910, p. 72-181. (Voir p. 439.)
139. E. BAUMBERGER. Die glaciaire Landschaft zwischen Emme und Oenz. *Mitteil. der naturf. Gesell. Bern*, Jahrg. 1910, p. 199-209 (Voir p. 430.)
140. E. BLÄSCH. Die grosse Eiszeit in der Nordschweiz. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, N. F., Lief. XXXI, p. 27-36. (Voir p. 434.)
141. E. BLÄSCH. Diluviale Bildungen im Fricktal. *Festschrift der Aargau. naturw. Gesell.*, 1911, p. 137-140. (Voir p. 434.)
142. C. FALKNER. Der Gletscherschliff von St. Georgen. *Jahrbuch der St. Gall. naturw. Gesell.*, Vereinsjahr 1910, p. 227-229, 3 pl. (Voir p. 421.)
143. F.-A. FOREL. Bois de Renne. *C. R. des séances Soc. vaud. des Sc. nat.*, séance du 2 novembre 1910. *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XXXI, p. 266-267. (Voir p. 439.)
144. R. FREI. Zur Kenntnis des ostschweizerischen Deckenschotter. *Eclogæ*, t. XI, p. 814-823. (Voir p. 424.)
145. E. GERBER, F. NUSSBAUM, H. METTLER, P. BECK und B. AEBERHARDT. Bericht der Kommission für die Erhaltung erratischer Blöcke im Kanton Bern über ihre Tätigkeit im Jahre 1910. *Mitteil. der naturf. Gesell. Bern*, Jahrg. 1911, p. 187-196. (Voir p. 434.)
146. J. HEIERLI. Urgeschichtliche Sammlung im Museum Winterthur. *Mitteil. der naturf. Gesell. Winterthur*, H, 8, Jahrg. 1909-10, p. 79-95. (Voir p. 430.)
147. W. KILIAN. Contribution à l'histoire de la vallée du Rhône à l'époque pléistocène. Le défilé du Fort de l'Ecluse. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, t. VI, 1911, p. 31-67. (Voir p. 423.)
148. R. LEPSIUS. Die Einheit und die Ursachen der diluvialen Eiszeit in den Alpen. *Abh. der Hess. geol. Landesanstalt*, t. V, 1910, p. 136. (Voir p. 411.)
149. F. LEUTHARDT. Eine neuentdeckte Station des Steinzeitmenschen in Lausen (Baselland). *Tätigkeitsbericht der naturf. Gesell., Baselland*, 1907-11, p. 95-108, mit 3 Tafeln. (Voir p. 449.)
150. A. LUDWIG. Ueber die Lagerung der Schieferkohlen von Mörschwyl. *Jahrb. der St. Gall. naturw. Gesell.* Vereinsjahr 1910, p. 220-226. (Voir p. 436.)
151. A. LUDWIG. Ueber die Entstehung der Alpentäler und der alpinen Randseen. *Ibidem*, Vereinsjahr 1910, p. 182-197. (Voir p. 423.)
152. A. LUDWIG. Zur Lehre von der Talbildung. *Ibidem*, Vereinsjahr 1911, 19 p. (Voir p. 424.)
153. E. A. MARTEL. Sur les exagérations des théories glaciaires. *C. R. Acad. des Sc. Paris*, t. CLII, p. 1800-1802. (Voir p. 421.)
154. E. DE MARTONNE. Principes de l'analyse morphologique des niveaux d'érosion appliquée aux vallées alpines. *Ibidem*, t. CLIII, p. 309-312. (Voir p. 413.)

155. E. DE MARTONNE. Résultat de l'analyse morphologique des niveaux d'érosion des vallées de l'Arc et de l'Isère. *Ibidem*, t. CLIII, p. 404-407. (Voir p. 414.)

156. E. DE MARTONNE. Sur la chronologie des Talwegs pliocènes et quaternaires de l'Arc et de l'Isère. *Ibidem*, t. CLIII, p. 509-512. (Voir p. 414.)

157. E. DE MARTONNE. L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. *Annales de Géogr.*, t. XIX, N° 106, p. 289-317 et t. XX, N° 109, p. 1-29. (Voir p. 414.)

158. F. MÜHLBERG. Bemerkungen über den diluvialen See von Solothurn. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 94^e Jahresvers., 1911, t. I, p. 255-257. *Eclogæ*, t. XI, p. 732-733. (Voir p. 430.)

159. F. MÜHLBERG. Die Unterlage der Schieferkohlen von Uznach und Wangen. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 1911, t. I, p. 253-255. *Eclogæ*, t. XI, p. 729-732. (Voir p. 435.)

160. FR. NUSSBAUM. Das Endmoränengebiet des Rhonegletschers von Wangen an der Aare. *Mitteil. naturf. Gesell. Bern*, Jahrg. 1910, 28 p., 3 pl. (Voir p. 430.)

161. FR. NUSSBAUM. Talbildung im Napfgebiet. *Ibidem*, Jahrg. 1911, p. XXVI-XXVII. (Voir p. 434.)

162. FR. NUSSBAUM. Die Tal- und Bergformen des Vispgebietes. *Jahrb. des S. A. C.*, t. XLVI, 1911, p. 228-250. (Voir p. 421.)

163. FR. NUSSBAUM und B. AEBERHARDT. Bericht über die Excursion der schweizer. geol. Gesellschaft in die diluvialen Schottergebiete der Aare und der Emme. *Eclogæ*, t. XI, p. 791-799. (Voir p. 433.)

164. E. ROMER. Mouvements épirogéniques dans le haut bassin du Rhône et évolution du paysage glaciaire. *Bull. Soc. vaud. des Sc. nat.*, t. XLVII, N° 172, p. 65-200. (Voir p. 417.)

165. W. RYTZ. Die neuern Untersuchungen über die Flora der Glacial- und Postglacialzeit. *Mitteil. der naturf. Gesell., Bern*, Jahrg. 1911, p. XXVIII-XXIX. (Voir p. 440.)

166. H. SCHARDT. Sur une carrière romaine à la Lance près de Vaumarcus. *Bull. Soc. neuch. des Sc. nat.*, t. XXXVII, p. 424-429. (Voir p. 450.)

167. A. SCHENCK. La Suisse préhistorique. Le Paléolithique et le Néolithique. Vol. 8^o de 632 p., avec 20 pl. et 170 fig. F. Rouge, éditeur, Lausanne. (Voir p. 441.)

168. A. SCHENCK. L'Abri sous roche du Vallon des Vaux (Vaud, Suisse). *Bull. Soc. vaud. des Sc. nat.*, t. XLVII, N° 173, p. 401-415. (Voir p. 448.)

169. W. SCHMIEDLE. Postglaciale Ablagerungen im nordwestlichen Bodenseegebiet. *Centralblatt f. Min., Geol. u. Pal.*, 1911, p. 117-127, 153-158, 182-189, 212-218, 249-255. Voir p. 436.)

170. TH. STUDER. Osteologische Funde aus dem Abri sous roche über Twann. *Blätter f. bernische Geschichte, Kunst u. Alterskunde*, 1911, 3 p. (Voir p. 439.)

171. TH. STUDER. Säugetierfunde aus glacialen Ablagerungen der Schweiz. *Mitteil. der naturf. Gesell. Bern*, Jahrgang 1911, p. 198-206. (Voir p. 439.)

172. TH. STUDER. Ueber Reste von *Rhinoceros tichorhinus* im Diluvium der Schweiz. *Ibidem*, Jahrgang 1911, p. 207-213. (Voir p. 439.)

BIBLIOGRAPHIE.

173. CH. SARASIN. Revue géologique suisse pour l'année 1910. *Eclogæ*, t. XI, p. 519-706.

1^{re} PARTIE — MINÉRALOGIE ET PÉTROGRAPHIE*Minéralogie.*

Cristallographie. — Dans de précédentes revues j'ai déjà analysé à plusieurs reprises des travaux de M. H. BAUMHAUER consacrés à la loi de la complication des indices cristallographiques. Il me suffira donc de citer ici brièvement une notice, dans laquelle le même auteur (1) développe le même principe, en s'attachant cette fois, plus spécialement à l'étude des zones au développement dissymétrique, telles que, par exemple

I III II III I II I I I I I
(100) (310) (210) (320) (110) (230) (120) (130) (140) (150) (010).

Dans ce travail M. Baumhauer examine successivement des zones intéressantes observées sur divers minéraux, ainsi les zones (001) : (010), (100) : (010), (102) : (010) et (101) : (010) chez la **beryllonite**, les zones (111) : (011), (013) : (100), (111) : (102), (311) : (001) et (120) : (001) chez la **Terlinguaïte**, 5 zones passant par la face (010) chez la **leadhillite**, la zone (111) : (001) chez le soufre rhombique. Il examine au même point de vue encore la **humite**, la **clino-humite**, la **calcite**, la **dolomie** et le **quartz**.

Description de minéraux. — Les gîtes minéraux de la vallée de Binn continuent à attirer tout spécialement l'attention des minéralogistes et nous avons à enregistrer plusieurs publications les concernant et parues en 1911.

C'est d'abord M. L. DESBUISSONS (2) qui a décrit quelques échantillons variés de cette provenance. Il a signalé en premier lieu la découverte, près du sommet du Fleschenhorn, vers le contact des serpentines avec le gneiss, d'intéressants cristaux d'**Ilménite**. Ces cristaux, englobés dans le talc, montrent un petit nombre de formes simples et, sous des aspects variés, possèdent tous une base large et brillante, tandis que les autres faces sont le plus souvent peu nettes, striées et corrodées.

M. Desbuissons décrit ensuite des cristaux d'**anatase** trouvés dans des détritiques de gneiss désagrégé, dans le gisement de Spissen, avec des magnétites, des hématites, des rutilles, des quartz, des albites, de gros adulaires. Ces échantillons sont caractérisés par la forte prédominance du dioctaèdre (133), par la présence constante de la pyramide (113) et par la fréquence de (011) (112) (111) (010). La teinte des cris-

taux varie du jaune clair au brun foncé; leur nature est nettement polysynthétique. A côté de ces grands individus atteignant jusqu'à 2 cm. de longueur, on en trouve d'autres très petits et cristallisés en général d'une façon peu nette. D'autres cristaux du même gisement encore se rapportent au type 1 de Klein avec (115) (113) (112) (111) et (011).

Dans le gisement voisin de Riggi on a récolté également des anatases rappelant en général le type de l'Oisans avec (111) prédominant et, en outre, (011) (113) et (115).

Enfin M. Desbuissons cite en terminant de petits rhomboédres de **Prehnite** aux faces courbes, associés à l'épidote, provenant des amphibolites du Schwarzhorn.

M. W. J. LEWIS (4 et 5), qui s'est occupé spécialement des sulfarséniures de plomb inclus dans la dolomie du Lengenbach, a décrit d'abord sous le nom de *Wiltschireite* un minéral appartenant à cette série, qu'il croyait nouveau et qui forme de petits cristaux monocliniques associés en faisceaux parallèles et allongés suivant la zone (100) : (010). Puis il a reconnu l'identité de cette *Wiltschireite* avec la Rathite.

Enfin M. R. H. SOLLY (8) a décrit sommairement deux minéraux nouveaux provenant aussi du Binnental et appartenant probablement au groupe des sulfarséniures de plomb. L'un d'eux est rhomboédrique et paraît être isomorphe avec la Trechmannite; l'autre est rhombique avec un angle (100) : (110) = $58^{\circ} 18'$.

Plusieurs observations intéressantes, d'ordre minéralogique, ont déjà été faites dans le tunnel du **Simplon**; dernièrement M. G. LINCIO (6) a étudié de fines cristallisations de dolomie ferrique formées dans des filons coupant un schiste micacé sur le passage de la galerie. La cristallisation de ces dolomies a été précédée par celle de divers minéraux, en particulier de mica, de chlorite, de pyrite, de quartz et de sidérite; elle a été accompagnée par une cristallisation de calcite, de sorte que dolomie et calcite constituent de fines associations réticulées de sagénite.

L'auteur a envisagé ces intéressantes formations au point de vue soit chimique, soit cristallographique; il a reconnu en outre l'existence dans les cristaux d'inclusions, en partie liquides, en partie gazeuses et composées, soit d'eau, soit d'acide carbonique.

Dans une très courte notice M. J. KÖNIGSBERGER (3) a traité la question de la genèse des gîtes minéraux des Alpes en général et montré que ces gîtes ont une composition direc-

tement dépendante de celle de la roche ambiante, qu'en second lieu leur origine remonte le plus souvent aux actions métamorphiques qui ont marqué les temps tertiaires.

Cette communication a été suivie de quelques remarques faites par MM. G. STEINMANN et W. PAULCKE.

Gîtes aurifères. — M. CHR. TARNUZZER (9) a décrit des blocs de Dogger gisant sur le Hohenrain, près de Coire, et qui sont coupés par des veines de quartz et de calcite aurifères. L'or s'y trouve en paillettes, en grains, ou aussi en petits octaèdres ; il est associé à de la pyrite et à du mispickel. Quant aux blocs ils sont très probablement tombés de l'ancienne mine de la « Goldene Sonne », qui fut exploitée sur les flancs du Calanda de 1809 à 1813 et de 1856 à 1861.

Concrétions. — M. H. SCHARDT (7) a consacré quelques pages à la description d'une grosse **géode de pyrolusite**, qui a été découverte au N.-E. de Neuchâtel en plein calcaire hauterivien parfaitement sain et qui ne peut être envisagée que comme une formation sécrétionnée.

Pétrographie.

Dans une précédente revue j'ai analysé une notice, dans laquelle M. U. Grubenmann traitait des roches à glaucophane de la vallée de Bagnes. Cette question a été reprise avec plus d'ampleur par un élève de M. Grubenmann, M. T. J. WOYNO (19) qui, pour la résoudre, a été amené à étudier l'ensemble des **schistes de Casanna** de la vallée de Bagnes, dans lesquels les roches à glaucophane sont intercalées.

Le premier point acquis par les observations de M. Woyno est la variabilité extraordinaire des schistes de Casanna, qui changent d'aspect avec une rapidité surprenante et dont les divers types pétrographiques sont confondus sans aucun ordre apparent, de telle sorte qu'il paraît impossible d'en établir la distribution sur une carte même détaillée. L'auteur a pourtant pu établir des distinctions générales et distingue du N. au S. les zones pétrographiques suivantes :

1^o Dans les environs même de Lourtier des schistes séricitiques, dans lesquels est intercalé un gros banc de quartzite.

2^o Des phyllites finement schisteuses avec des schistes à glaucophane entre Lourtier et Lavintzie.

3^o Des phyllites plus foncées et plus compactes à sismondine, auxquelles s'associent des schistes à épidote et glaucophane aux environs de Lavintzie.

4° Une zone de prasinites variées s'étendant sur la région de Granges Neuves, de l'Alpe de Louvie et de la Rogneuse. Cette zone offre une composition particulièrement compliquée, surtout dans sa partie S. A côté des prasinites, qui se présentent sous des formes très diverses, tendant d'une part **au gneiss, de l'autre aux schistes chloriteux**, on y trouve en **effet des calcschistes divers et des schistes à glaucophane**, caractérisés les uns par l'abondance de l'épidote, les autres par la prédominance de la chlorite.

5° Dans les environs de Fionnay et de là jusqu'à la Tête de Saflau et à la Pointe de Torbesse une zone de gneiss chloriteux et de gneiss à glaucophane.

6° Une nouvelle zone de prasinites, dans laquelle est compris, près de Brussaley, un gros banc de quartzite séricitique.

7° Un complexe, épais de 80 m., de schistes à épidote et glaucophane, auxquels se mêlent des prasinites chloriteuses.

Cette zone coupe la vallée vers Bonatchesse.

Les deux dernières zones se remplacent en grande partie dans le sens longitudinal et sont intéressantes en ce qu'elles permettent d'observer particulièrement bien le passage des prasinites chloriteuses d'une part à des gneiss chloriteux, de l'autre à des schistes à épidote et glaucophane et même à des schistes albitiques calcitifères.

Les zones sus-mentionnées contiennent du reste toujours une grande variété de types pétrographiques et ne doivent leur caractère particulier qu'à la prédominance de un ou de deux d'entre eux.

Ce premier examen de la zone des schistes de Casanna de la vallée de Bagnes permet de conclure que les roches si variées qu'on rencontre dans cette série peuvent se ramener à un petit nombre de composants primaires, qui se sont mélangés ou influencés réciproquement de différentes façons. D'un côté les roches à épidote et glaucophane et les prasinites chloriteuses dérivent incontestablement d'un magma éruptif et doivent être des tufs volcaniques; d'un autre côté les quartzites séricitiques et les éléments calcaires se rattachent sans doute à d'anciens sédiments. Entre ces deux extrêmes se développe toute une série de termes intermédiaires, qui représentent des mélanges des deux éléments, tels qu'ils se forment par la précipitation simultanée de tufs volcaniques et d'éléments terrigènes ou organiques; comme exemple de ce genre de formations il faut citer les gneiss chloriteux, les gneiss à glaucophane, les roches à glaucophane et épidote calcitifères.

Si le caractère pétrographique des schistes considérés varie beaucoup, leur composition diffère d'un type à l'autre surtout par les quantités relatives de leurs éléments constitutants, qui restent toujours sensiblement les mêmes; ce sont : le glaucophane, l'épidote, la chlorite, la séricite, l'albite, le quartz et la calcite, auxquels se mêlent généralement, comme minéraux accessoires, la titanite, le rutile et le leucoxène. La **sismondine**, la **tourmaline**, l'**apatite**, le **grenat**, **n'apparaissent** pourtant que **sporadiquement dans certaines variétés**.

M. Woyno a fait une étude de chacun de ces minéraux : le glaucophane apparaît en prismes non terminés et semble appartenir à au moins deux variétés de teinte différente ; l'épidote est une pistacite, il apparaît tantôt en grains, tantôt en aiguilles ; la chlorite est une pennine et forme des feuillets irréguliers ; le mica blanc appartient à une forme intermédiaire entre la mouscovite et la séricite, il est accompagné dans certains schistes par un mica vert correspondant à la fuchsite ; l'albite est remarquable par l'abondance de ses inclusions ; le quartz forme des agrégats de petits grains aux extinctions roulantes ; la calcite prend des formes très irrégulières.

L'auteur passe ensuite à la description des divers types de roches et commence ce chapitre par l'étude des **prasinites**. Celles-ci sont constituées essentiellement par de l'albite et de l'épidote, auxquels se mêlent en proportion très variables de la chlorite et de l'amphibole (glaucophane). L'albite y forme des amas irréguliers de petits grains, qui sont séparés les uns des autres par des feuillets contournés de chlorite avec de l'épidote et du glaucophane. Du reste soit les quantités relatives des éléments, soit la structure sont susceptibles d'importantes variations et l'on trouve des passages des prasinites franches à des roches très diverses : schistes albitiques, roches à épidote et glaucophane, prasinites gneissiques.

La structure primaire des prasinites a été profondément altérée ; leur composition chimique correspond à celle du groupe amphibolite-éclogite et rentre dans le cadre des magmas gabbroïdes.

Les **schistes albitiques calcitifères** se distinguent des prasinites par la prédominance très accusée de l'albite, qui donne à la roche une teinte gris-claire, avec seulement de minces feuillets séricitiques. Le grain en est fin et la texture massive ; l'albite forme, comme chez les prasinites, une fine mosaïque, dont les vides sont remplis par de la calcite ; l'épidote, la titanite, la chlorite, le glaucophane, auxquels se mêlent de la

zoïsite et du rutile, jouent le rôle d'éléments secondaires; la magnétite forme d'innombrables petits grains. La composition chimique de ces schistes diffère de celle des prasinites chloriteuses par sa plus riche teneur en Fe_2O_3 et en K_2O et sa pauvreté en CaO et MgO .

Les **gneiss prasinitiques** sont intimement liés aux prasinites chloriteuses, dont ils se distinguent par la diminution des quantités de chlorite et d'épidote, la disparition du glaucophane et l'apparition de séricite et de quartz.

Le type le plus habituel de cette roche possède un grain fin et une texture massive sans orientation parallèle prononcée; la masse est formée par un fin enchevêtrement de quartz et d'albite et tachetée de lamelles disséminées de chlorite et de séricite. La composition chimique des gneiss prasinitiques se distingue de celles des prasinites chloriteuses par sa plus forte teneur en silice et en alcalis et sa pauvreté en FeO et MgO . La teneur en quartz peut du reste dans certaines variétés augmenter au point qu'en fin de compte la roche devient une véritable quartzite à séricite.

Les **prasinites à glaucophane** se distinguent des prasinites chloriteuses, beaucoup plus communes, par la réduction de la chlorite et de l'albite et l'augmentation de l'élément amphibolique; elles sont ainsi essentiellement formées de glaucophane et d'épidote avec peu d'albite et de chlorite; leur teinte est gris-bleu foncé. Le grain est fin; le glaucophane et la chlorite sont mêlés sans limite tranchée et forment une masse confuse, dans laquelle se détachent de gros grains d'épidote; l'albite est extraordinairement riche en inclusions. Quant à la composition chimique, elle se distingue de celle des prasinites chloriteuses par sa teneur beaucoup moindre en Al_2O_3 et par sa richesse relative en Na_2O .

Dans les **roches à épidote et glaucophane** les quantités d'albite et de chlorite sont encore plus réduites que dans le type précédent et la prépondérance des prismes d'amphibole détermine une texture fibreuse. A côté des deux éléments essentiels on trouve ici comme éléments accessoires; l'albite, la chlorite, la calcite, la séricite, la titanite, le leucoxène, le rutile, la magnétite et la pyrite; dans certaines variétés soit la calcite, soit la séricite peuvent pourtant devenir notablement plus abondantes; les quantités relative d'épidote et de glaucophane varient du reste notablement. L'on connaît des passages de ces schistes soit à des schistes séricitiques, soit à des marbres riches en silicates.

M. Woyno a étudié aussi divers spécimens de roches gneis-

siques, constituées essentiellement de quartz, d'albite et de séricite, mais contenant, en proportion plus ou moins considérable, de la chlorite qui contribue à déterminer une texture schisteuse, et souvent aussi du glaucophane en cristaux macroscopiques. La structure de ces roches varie du type granoblastique au type lèpidoblastique; la cataclase y est nettement marquée par les extinctions roulantes des quartz et les formes contournées de la séricite. La composition chimique correspond à celle du groupe II de la classification de M. Grubenmann (Tonerdesilikatgneiss). Parmi ces roches gneissiques il est une variété au grain particulièrement fin et à la texture feuilletée, qui forme une zone continue de l'arête de Corbassière, par la Tête de Fionnay jusqu'à l'Alpe de Sevreu; sa composition chimique, tout en correspondant à celle des gneiss albitiques-séricitiques riches en alumine, est caractérisée par sa forte basicité et sa richesse en FeO, MgO, CaO.

Les **phyllites à sismondine** se présentent soit sous une forme finement schisteuse en association avec d'autres phyllites, à Lavintzie, soit sous une forme plus grossière, d'apparence gneissique à Bonatchesse. Sauf que les variétés gneissiques sont plus riches en grenat, la composition minéralogique reste toujours sensiblement la même, comprenant essentiellement des feuillets de chlorite, de séricite et de sismondine avec du quartz et comme minéraux accessoires de la magnétite, de la tourmaline, du grenat, de l'apatite, de la calcite et du leucoxène. La composition chimique est également semblable dans les deux variétés; elle correspond à celle des phyllites typiques et indique une dérivation à partir de sédiments argileux. Les phyllites communes qui sont associées à ces roches sont formées essentiellement de séricite avec peu de chlorite et de quartz et, accessoirement, de la magnétite et de la pyrite.

M. Woyno décrit ensuite une roche qui offre pour ainsi dire une transition entre les roches à épidote et glaucophane précitées et les marbres. La masse principale est formée ici de calcite, au milieu de laquelle se détachent des agrégats d'épidote, du quartz en petits grains, de gros individus d'albite et des feuillets de séricite orientés parallèlement. Ces roches représentent le dernier terme du groupe des schistes de Casanna proprement dits, qui offrent tous entre eux des analogies minéralogiques incontestables et sont reliés les uns aux autres par des transitions continues.

A côté de cette série homogène, M. Woyno a distingué

trois types de roches, qui sont, il est vrai, associés tectoniquement aux schistes de Casanna, mais ne leur appartiennent pas pétrographiquement; ce sont :

1° Les **quartzites séricitiques**, qui se distinguent des roches précitées par leur teneur en orthose et en microcline et leur pauvreté en albite, mais qui varient du reste beaucoup dans leur structure et leur richesse en séricite.

2° Des schistes formés de quartz et d'itabirite en lamelles tantôt parallèles, tantôt irrégulièrement orientées, avec peu d'épidote et de chlorite, provenant de l'Alpe de Sevreu et des Mayens du Revers.

3° Des schistes talqueux à magnétite affleurant au S de Bonatchesse, qui sont évidemment un produit secondaire dérivé des serpentines voisines et qui sont reliés à celles-ci par une transition très nette.

Dans un dernier chapitre consacré aux particularités chimiques des schistes de Casanna, M. Woyno commence par rappeler que ces schistes comprennent d'une part des roches d'origine purement éruptive, telles que les prasinites et les roches à épidote et glaucophane, d'autre part des types pétrographiques mixtes, dont la composition présente des affinités évidentes avec celle des roches éruptives, mais comporte aussi une immixtion d'éléments d'origine sédimentaire, tantôt argileux, tantôt calcaire. L'on peut donc admettre qu'il s'agit ici d'une série de tufs les uns presque purs, les autres mêlés à une proportion plus ou moins considérable de sédiments argileux ou calcaires. Les roches d'origine purement éruptive présentent des caractères intermédiaires entre les basaltes et les trachydolérites, mais leurs affinités avec les dernières sont particulièrement étroites.

En terminant M. Woyno résume ses conclusions comme suit :

1° Les schistes de Casanna comprennent un ensemble de roches variées, mais reliées entre elles par des transitions et présentant toutes certains traits communs dans leur composition. Leurs éléments minéralogiques typiques sont le glaucophane, l'épidote, la chlorite, l'albite, la séricite, le quartz et la calcite; leur composition chimique comporte une forte teneur en Na_2O , en oxydes de métaux bivalents et en titane. Dans chaque type de roche les quantités relatives des éléments peuvent varier beaucoup. A côté des prasinites et des roches à glaucophane et épidote, qui correspondent à un magma trachydoléritique, on trouve surtout des roches de mélange, dont une part provient de tufs théralithiques, une autre part

d'apports sédimentaires; ces roches mixtes se rattachent du reste par leur caractère chimique aux roches éruptives.

M. G. KLEMM (11), dans une nouvelle notice consacrée aux **Alpes tessinoises**, a développé l'idée que, contrairement à l'opinion généralement admise, les schistes métamorphiques de ce massif seraient plus anciens que les roches granitiques, qui les auraient métamorphisés par contact. Il se base pour admettre un métamorphisme de contact sur le fait que, soit dans les schistes amphiboliques (chenopodites) de la série de Tremola, soit dans les dolomies de Campolungo, on voit se développer les gerbes de hornblende dans toutes les directions, sans aucune tendance à l'orientation parallèle, ce qui est absolument contraire à la notion d'un métamorphisme sous pression, tandis que cela est très bien compatible avec celle d'une injection.

D'autre part, M. Klemm cherche à prouver que la structure fluidale en relation avec une orientation parallèle des micas, que l'on constate très fréquemment dans les granites du Tessin, est née déjà avant la consolidation complète de la roche et ne doit pas être attribuée à un dynamométamorphisme.

La liaison des granites tessinois avec ceux du massif de l'Adula ne pouvant faire de doute, M. Klemm rappelle que M. Freudenberg a constaté dans ce dernier massif la pénétration du granite dans le Trias; vers l'W, dans la nappe d'Antigorio, qui dépend également du massif tessinois, on trouve, à l'Alp Lavin, non des galets de gneiss d'Antigorio dans le Trias, comme M. Schmidt croyait l'avoir vu, mais des apophyses aplitiques recoupant le Trias. Ces faits prouvent l'âge posttriasique et même probablement postjurassique de l'intrusion granitique. Du reste, M. Klemm ne voit en dehors du métamorphisme de contact aucune explication possible pour la recristallisation intense subie par les roches principalement sédimentaires du Tessin.

A propos de ces mêmes gneiss du Tessin, M. U. GRUBENMANN (10) s'est excusé dans une courte notice, de n'avoir pas cité dans ses publications sur les schistes cristallins les travaux bien connus de M. Klemm sur le sujet, en faisant remarquer qu'il n'avait pas la prétention d'apporter aucun fait nouveau sur cette question, qu'il traitait à un point de vue général.

Pendant une excursion dans le **massif du Gothard**, M. W. SALOMON (14) a étudié un filon d'aplite, qui traverse le gneiss

de Gamsboden un peu au-dessus du tournant de Mätteli sur la route du Gothard. Ce filon, qui coupe le plan de schistosité du gneiss avec un angle de 30° , montre par contre un clivage exactement parallèle à celui du gneiss ambiant. L'auteur considère ce fait comme démontrant clairement que la schistosité du gneiss est d'origine essentiellement cataclastique et est postérieure non seulement à la consolidation de la roche, mais aussi à sa fissuration et à la pénétration en elle des venues aplitiques.

M. E. TRUNINGER (16) a publié, en 1911, une description pétrographique du **massif granitique de Gasteren** et de ses bordures. Il commence par définir le granite de Gasteren dans sa forme normale. Cette roche est caractérisée par sa structure grenue à grain moyen ou fin et se compose de plagioclase, d'orthose, de quartz et d'une biotite brun foncé. Le plagioclase est compris entre l'albite et l'oligoclase; il est souvent zoné et en général maclé suivant la loi de l'albite, il est toujours plus ou moins altéré, ce qui lui vaut une coloration gris-verdâtre; l'orthose est presque toujours plus ou moins imprégnée d'albite. Le quartz qui apparaît soit en petits grains, soit en agrégats granulitiques, remplit les vides entre les autres éléments constitutifs. La biotite est formée en petites lamelles hexagonales, mais sa décomposition est souvent avancée. Comme minéraux accessoires on rencontre: de la mouscovite dans certaines variétés acides, de l'apatite en prismes très souvent brisés, puis, comme produits secondaires, de l'anatase, de la titanite, du rutile, de la calcite, de la pyrite, de l'hématite.

Après ce granite normal, M. Truninger décrit ses divers produits de différenciation, ce sont:

1° Des granulites formées de cristaux idiomorphes de biotite, de feldspath et de quartz noyés dans une pâte micropegmatitique.

2° Des quarzporphyres qui coupent en filons le granite dans la partie méridionale du massif. Les éléments de première consolidation comprennent des cristaux arrondis et corrodés d'orthose, en partie pénétrés par du quartz suivant le principe pegmatitique, des plagioclases de la série oligoclase-albite, des dihexaèdres corrodés de quartz, des lamelles peu abondantes de biotite, en partie décomposées en chlorite et en séricite; les éléments accessoires sont l'apatite, le zircon, la titanite, le rutile, la calcite, la pyrite, l'ilménite et la magnétite. La pâte est formée par un agrégat tantôt micro-

granitique, tantôt sphérolitique de quartz et de feldspath, auxquels se mêle de la séricite.

3° Une porphyrite filonienne à amphibole qui a été signalée par M. Turnau au pied S du Birghorn.

D'autre part, M. Truninger a distingué du granite franc des modifications secondaires de cette roche. Il décrit ainsi un granite à structure gneissique, qui diffère de la forme normale non seulement par sa texture, mais encore par sa faible teneur en biotite, qui est en grande partie chloritisée, par le développement des macles très fines dans les plagioglasses et de la structure microperthitique dans les orthoses et par l'apparition parmi les minéraux accessoires de l'orthite et du grenat. Cette roche semble établir une sorte de transition du granite franc aux gneiss contigus du côté du S, qui ne seraient ainsi qu'une modification latérale de la roche intrusive.

M. Truninger décrit également un type de granite métamorphisé par compression, qu'il a rencontré partout où la périphérie du massif avait été protégée contre l'érosion par la calotte sédimentaire, en particulier au Lötschenpass. Les quartz y sont tantôt morcelés, tantôt étirés et effilés, les plagioclases y sont complètement séricitisés, les macrocristaux y sont noyés dans une masse fine de séricite avec un peu de quartz, la biotite est entièrement décomposée. La structure présente du reste d'amples variations, elle peut aller jusqu'à un broyage complet des éléments, ou bien prendre une apparence nettement bréchoïde ; dans son ensemble cette roche doit pourtant être reconnue comme une modification métamorphique du granite de Gasteren, auquel elle est intimement liée et ne peut en aucune façon être assimilée au Verrucano, comme l'ont fait Fellenberg et après lui MM. Baltzer et Turnau. Du reste, ce même terme de Verrucano paraît avoir été très souvent appliqué à tort à des produits métamorphiques de roches endogènes, qui n'ont rien de commun avec le véritable Verrucano, d'origine purement sédimentaire.

Les venues filoniennes qui ont suivi l'intrusion granitique et ont recoupé le massif intrusif ne comprennent dans cette région occidentale que des roches leucocrates ; ce sont d'abord des aplites qui forment de nombreux filons très fins, puis des pegmatites qui sont beaucoup plus rares.

M. Truninger aborde ensuite l'étude d'une fort belle zone de contact qu'il a découverte au fond du Gasterenthal sous le Kanderfirn. Cette zone est compliquée par deux plans de chevauchement marqués par des brèches de dis-

location et de curieux phénomènes de laminage dans le granite. Indépendamment de ces complications elle se divise en une zone d'assimilation plus interne et une zone d'injection. Dans la première on trouve des inclusions en partie considérables de schistes injectés, séparées les unes des autres par de gros filons de pegmatite et par des masses granitiques ; les inclusions sont en partie des gneiss injectés, en partie des schistes cornéens, en partie même des calcaires recristallisés ; dans la zone d'injection ce sont des schistes injectés d'apparence gneissique qui prédominent, mais ces roches passent progressivement vers l'extérieur à des formations dont l'apparence sédimentaire et détritique apparaît toujours plus clairement ; ainsi se développent des quartzites à mica vert et à tourmaline qui passent vers le haut au Trias. Dans cette zone externe on rencontre encore de nombreux filons formés de roches dioritiques.

Les roches de la zone de contact ont du reste fait l'objet d'une étude pétrographique détaillée. Parlant d'abord des modifications latérales du magma granitique, M. Truninger montre la transition progressive du granite normal à une roche de plus en plus rapprochée d'une diorite. Le premier terme de cette transition est un granite voisin du type normal, mais caractérisé par d'abondants amas de pinite, produits de décomposition de cristaux de cordiérite, et par des agrégats de minéraux basiques en particulier de biotite. Ensuite la roche s'enrichit peu à peu en biotite, à laquelle s'associe un peu de hornblende ; le plagioclase y prédomine de plus en plus sur l'orthose et le quartz y devient de moins en moins abondant ; en outre on y voit apparaître l'orthite. La composition minéralogique correspond ainsi bientôt à celle d'une granodiorite, puis d'une diorite biotitique quartzifère. Dans le terme extrême de cette transformation la roche est formée essentiellement d'un plagioclase du groupe oligoclase-andésine et d'un mica noir, auxquels se mêlent de la hornblende et en très petite quantité de l'orthose et du quartz. La diminution progressive de l'acidité du magma vers l'extérieur est le fait non d'une absorption de roches basiques, comme on pourrait le croire, mais d'une simple ségrégation.

Les roches filoniennes qui traversent la zone d'assimilation sont des aplites et des pegmatites ; les premières montrent souvent un enrichissement en biotite à proximité des bords des filons ; elles contiennent fréquemment de la tourmaline et, lorsqu'elles coupent des roches dioritiques, elles sont caractérisées par une cristallisation souvent abondante d'épidote.

Les pegmatites ne forment que quatre gros filons ; leur structure varie de la forme pegmatitique typique à la forme aplitique ; elles sont parfois composées uniquement de quartz et de feldspath (orthose, microcline et andésine), souvent on y trouve comme minéraux accessoires de la biotite, de la tourmaline, de la pinite. Les pegmatites appartiennent manifestement à une venue postérieure à celle des aplites.

Dans un chapitre consacré aux roches métamorphiques de la zone de contact, M. Truninger commence par décrire des roches calcaires ayant subi, les unes une simple recristallisation, les autres une imprégnation plus ou moins accusée d'éléments éruptifs et se répartissant ainsi en trois catégories : 1° les marbres à silicates accessoires ; 2° les roches à silicates calciques ; 3° les cornéennes calciques. Ces calcaires métamorphisés sont limités à trois bancs peu épais, mêlés aux filons aplitiques et aux gneiss injectés de la zone d'assimilation ; ils appartiennent, pour la plus grande partie, aux marbres, tandis que les roches calcaréo-silicatées n'apparaissent que sous forme de veines et de lentilles et que les cornéennes ne se développent que sur une faible largeur au contact du calcaire avec la roche éruptive.

Dans les marbres, la calcite est cristallisée d'autant plus largement que le métamorphisme a été plus intense ; elle est accompagnée d'un peu de dolomie ; le quartz apparaît en petits grains ; les feuillet de graphite sont abondants ainsi que les agrégats fins de serpentine ; dans les types plus métamorphiques se développent des lamelles de phlogopite, des pyroxènes de la série diopside-augite, des grenats rougeâtres, auxquels s'associe du vésuviane.

La seconde catégorie de ces calcaires métamorphiques est caractérisée par la prédominance du grenat, du vésuviane qui se présente en deux modifications, l'une rouge, l'autre verte, du diopside, du diallage et de la wollastonite ; à côté de ces éléments essentiels on rencontre la titanite, l'apatite, la calcite, le quartz, la pyrite et rarement la trémolite.

Les cornéennes sont des roches à grain très fin, composées à peu près des mêmes éléments que les roches précitées avec une moindre proportion de wollastonite et de vésuviane et une plus grande richesse en hornblende et en quartz ; l'épidote y apparaît fréquemment ; la composition minéralogique varie du reste quelque peu, ce qui détermine une apparence zonée.

Les schistes injectés de la zone de contact ont été affectés à des degrés très divers par l'injection aplitique, qui a suivi

en général le plan de stratification en déterminant ainsi une apparence rubannée; la biotite y est d'autant plus altérée que l'injection a été plus forte; le feldspath, en général très décomposé, se répartit entre l'orthose et l'albite: les agrégats de pinite, dérivés de cristaux de cordierite, sont fréquents. Là où l'injection ne s'est pas fait sentir la roche a conservé l'aspect de schistes cornéens formés essentiellement de quartz et de mica avec peu de feldspath.

Sous le Trias de la couverture sédimentaire du massif de Gasteren se développe, avec une épaisseur d'environ 20 m., une succession de grès métamorphisés; ce sont des grès quartzeux à ciment argileux, dans lesquels le métamorphisme, s'accroissant très irrégulièrement de haut en bas, a fait disparaître progressivement l'élément argileux, a provoqué une cristallisation de biotite et un accroissement des grains de quartz. Par places on constate dans ces grès une véritable injection de tourmaline en petits grains, qui tantôt sont amassés en taches foncées, tantôt sont disséminés entre les grains de quartz; la répartition de ce minéral dans les grès quartzitiques est du reste très irrégulière. A la base de ce complexe la roche s'enrichit rapidement en feldspath, la biotite devient en partie idiomorphe, la structure détritique disparaît et fait place à une apparence gneissique.

Quant à l'âge et à la nature du massif granitique de Gasteren et de la zone gneissique septentrionale du massif de l'Aar qui lui est intimement unie, l'on peut affirmer d'abord que l'intrusion granitique a été prétriasique, ensuite qu'elle a donné lieu non à un laccolithe mais à un batholithe; les dislocations alpines ont considérablement modifié les formes primaires. Les analogies multiples qui ont été constatées entre le massif de Gasteren et la zone gneissique septentrionale montrent à l'évidence que l'un est le prolongement direct de l'autre.

Les pétrographes alpins connaissent les discussions qui se sont élevées entre MM. Baltzer, Sauer, Hugli, etc., à propos de la question de la nature du métamorphisme qu'ont subi les lambeaux calcaires englobés dans les gneiss de la zone septentrionale du massif de l'Aar. M. E. TRUNINGER (15) a repris cette question des phénomènes métamorphiques en ce qui concerne l'ambiance directe du massif granitique de Gasteren. Il a constaté d'une part dans cette région la présence de coins calcaires enfoncés dans le Cristallin, dont le métamorphisme est purement mécanique; d'autre part il a découvert une véritable zone de contact entre le granite et sa

calotte schisteuse dans le fond du Gasterenthal, vers la chute du Kanderfirn.

Du SE au NW M. Truninger a observé les zones suivantes :

1° Une zone marginale du granite, dans laquelle le magma montre diverses différenciations et contient des inclusions schisteuses et calcaires ; le granite y est en outre coupé par de très nombreux filons de roches aplitiques ; il a formé de fréquentes ségrégations basiques ; vers l'extérieur il s'enrichit rapidement en un plagioclase fortement saussuritisé, qui lui donne une teinte générale verte.

Les inclusions schisteuses appartiennent surtout à des schistes biotitiques ; elles ont subi une injection plus ou moins profonde et sont parfois en partie transformées en hornfels. Dans le voisinage de ces inclusions schisteuses il en existe d'autres, calcaires, qui forment des bancs peu épais ; la roche a pris la structure d'un marbre contenant du graphite, de la pyrrhotine, de la phlogopite et surtout un grenat voisin de la Hessonite, qui forme soit des amas soit des veines, de la vésuviane et des pyroxènes variés. Autour de ces calcaires on constate fréquemment une zone de roches cornéennes.

2° Une zone de grès, dans lesquels la base argileuse a subi une recristallisation qui a donné naissance à d'abondantes lamelles de biotite. A côté de ce minéral c'est la tourmaline qui est l'élément le plus abondant, montrant l'importance des actions pneumatolytiques. Le feldspath apparaît en quantité de plus en plus importante à proximité du granite ; il s'agit d'albite ou d'albite-oligoclase.

L'épaisseur de ces grès injectés est d'environ 250 m. ; mais elle a dû être réduite secondairement par des déformations tectoniques ; le degré du métamorphisme subi est limité ; la continuité de la zone métamorphique a été détruite secondairement par des chevauchements survenus le long de la bordure méridionale du massif granitique de Gasteren.

En terminant M. Truninger montre comment le granite de Gasteren et le granite d'Innertkirch appartiennent à une seule et même zone, qui représente, avec la zone gneissique septentrionale du massif de l'Aar, un batholite homogène. Le granite d'Innertkirch figure la zone d'assimilation de ce batholite ; la forme primaire de celui-ci a été complètement modifiée par les dislocations tectoniques et sa forme actuelle ne peut pas servir de base à une classification génétique comme le voudrait M. Baltzer.

M. O. WELTER (17) dont j'ai déjà, dans de précédentes revues, signalé des publications concernant les **gisements de néphrites alpines**, a consacré à ce sujet un nouvel article.

Il décrit d'abord un gisement situé un peu au N de Salux dans l'Oberhalbstein, où la néphrite est incluse dans un ensemble de gabbros et de serpentines, sans qu'on puisse préciser ses relations avec les unes ou les autres de ces roches. Il dépeint ensuite plus longuement trois petits gisements situés vers la sortie du val de Fallér, immédiatement à l'W de Molins. Là, la néphrite est constamment intercalée sous la forme d'un banc irrégulier entre une serpentine et une spilite ; elle est reliée à la serpentine par une sorte de transition, tandis que sa limite avec la spilite est franche. La serpentine est une péridotite augitique ; la spilite est formée de feldspath et d'augite ouralitisée, auxquels se mêlent de l'épidote et de la chlorite ; la néphrite varie beaucoup d'aspect, étant tantôt fibreuse, tantôt feuilletée, mais elle se rapproche plus spécialement des néphrites filoniennes schisteuses de Kalkowsky ; elle comprend par places de petites lentilles semblables à ce que Kalkowsky a appelé « Carcaro ».

Quant à l'origine des néphrites de l'Oberhalbstein M. Welter conteste qu'elle puisse avoir aucune relation essentielle avec le passage de grandes failles, comme Kalkowsky l'admet pour ces roches en général ; il discute ensuite l'hypothèse qui consiste à dériver la néphrite par dynamométamorphisme de la serpentine, mais il donne la préférence à l'explication imaginée par M. Steinmann, d'après laquelle les néphrites sont des filons gabbroïdes, ayant subi un laminage intense résultant de l'augmentation de volume qu'ont subie les péridotites ambiantes pendant leur serpentinisation.

Comparées aux néphrites travaillées des bords du lac de Constance, les roches en question de l'Oberhalbstein se montrent remarquablement semblables ; elles contiennent en particulier les mêmes veines de grenat vert et les mêmes cristaux d'apatite aux arêtes émoussées ; elles sont aussi riches en grands cristaux de pyrite.

M. Welter signale encore un gisement de néphrite qu'il a découvert dans le Frankenwald près de Schwarzenbach sur la Saale, puis il insiste en terminant sur le fait que partout où l'on a constaté l'existence de ces roches, on les a trouvées au contact de serpentines et de gabbros, ce qui confirme puissamment la théorie de M. Steinmann.

M. O. WELTER (18) a, d'autre part, donné un historique

de la question des néphrites, telle qu'elle s'est développée grâce aux travaux de H. Fischer, A.-B. Meyer, H. Credner, V. Hilber, F. Berwerth, A. Bodmer-Beder, E. Kalkowsky, H. Traube, K.-J. Bogdanowitch, A. Diesseldorf, Hussack, G. Steinmann, A. M. Finlayson, J. Fromme, J. Uhlig, etc., etc.

Dans une courte notice préliminaire, M. P. NIGGLI (13) a décrit sommairement les divers termes de différenciation du magma granitique qui a pénétré dans les gneiss de l'Albthal, aux environs de Laufenburg. Les pénétrations granitiques en question se sont faites soit sous forme de filons soit sous forme massive.

Il convient de citer ici une notice que M. J. KÖNIGSBERGER (12) a consacrée aux conditions de température dans lesquelles se font certaines transformations moléculaires et certaines réactions chimiques, et inversement aux conclusions que l'on peut tirer, relativement à la température à laquelle se sont produits certains phénomènes géologiques, des transformations moléculaires survenues dans les roches pendant ces phénomènes.

Il est impossible de suivre ici l'auteur dans le détail de son étude; notons simplement qu'il a étudié en particulier les conditions dans lesquelles cristallisent les diverses formes de SiO_2 , qu'il a cité les associations des divers dioxydes de titane qu'on rencontre fréquemment dans les schistes micacés des Alpes, en particulier dans ceux du massif de l'Aar, qu'il a défini les conditions de température et de pression dans lesquelles se produit la dissociation du carbonate de chaux, qu'enfin il a discuté certaines observations de M. Alb. Brun sur la température de fusion des obsidiennes et quelques déterminations de température directes faites sur des laves liquides.

Les conclusions que M. Königsberger tire de son étude sont les suivantes :

La dissociation du carbonate de chaux telle qu'on la constate dans la nature permet d'admettre que certains magmas ont conservé pendant leur ascension une température supérieure à 1000° sans que le quartz y ait été détruit, que certains magmas par contre ont dû se refroidir déjà en profondeur au-dessous de $1100\text{--}1200^\circ$, et que leur température de consolidation a dû être inférieure à 1100° , enfin que le carbonate de chaux n'a pu subsister dans les roches de profondeur que lorsque le magma était saturé en CaO et que la température et la pression ne permettaient pas une dissociation,

ou bien lorsque le magma était près de se consolider et ne pouvait donner lieu à des actions pneumatolytiques.

Les modifications polymorphes de SiO_2 se comportent de la façon suivante :

1° Le passage de la forme α du quartz dans la forme β paraît se faire d'une façon constante à environ 580°.

2° Le passage du quartz à la tridymite ou à la cristoballite ne se prête pas à des déterminations précises de température; d'une part le quartz peut subsister jusqu'à des températures de 1050°, d'autre part la tridymite et la cristoballite peuvent cristalliser déjà au-dessous de 900°.

L'étude des gîtes métallifères permet de constater que plusieurs modifications de la même substance peuvent cristalliser en même temps dans des solutions aqueuses, ainsi la tridymite et la cristoballite, le rutile, l'anatase et la brookite, etc. Il existe du reste une certaine analogie, quant aux conditions de développement et de stabilité, entre le quartz et le rutile, la tridymite et la brookite, la cristoballite et l'anatase. Pour apprécier l'apparition de telle ou telle modification d'une substance dans la nature, il semble qu'il faille en général attribuer plus d'importance aux limites de possibilité de cette modification et aux diverses influences physiques et chimiques qu'elle a pu subir, que simplement à ses limites de stabilité. Or les limites de possibilité d'une modification sont d'autant plus différentes des limites de stabilité, que cette modification diffère d'avantage, physiquement et chimiquement, d'une autre modification de la même substance. Inversément, si deux modifications diffèrent très peu l'une de l'autre, les conditions du passage de l'une à l'autre seront très étroites et se prêteront particulièrement bien à des évaluations de température.

II^{me} PARTIE — GÉOPHYSIQUE

Orographie et Hydrographie.

M. M. LUGEON et M^{me} E. JÉRÉMINE (34) ont établi une sorte de statistique des **bassins fermés des Alpes suisses**.

La première partie de ce travail, qui concerne les Préalpes, a été effectué par M^{me} Jérémime, en se servant essentiellement des cartes de l'atlas Siegfried. L'auteur y reconnaît d'emblée que la somme des bassins fermés qu'elle a pu ainsi reconnaître ne représente que le minimum des territoires à écoulement souterrain, ceux-ci comprenant en outre de multiples

entonnoirs ou petits bassins trop peu importants pour être révélés par les cartes au 1 : 25 000. La délimitation des bassins a été faite en y incorporant tout le territoire compris entre les lignes de plus grande pente aboutissant au centre de plus grande dépression. Soit la distinction, soit la délimitation des bassins ont été, comme de juste, beaucoup moins précises sur les cartes au 1 : 50 000 que sur les feuilles au 1 : 25 000.

Il m'est impossible d'énumérer ici tous les bassins fermés des Préalpes romandes qu'a décrits M^{me} Jérémme, et je me contenterai de résumer les considérations générales que l'auteur dégage de son étude. Le premier fait qui frappe dans les observations faites c'est la fréquence beaucoup plus grande des bassins fermés dans le domaine des Préalpes médianes que dans ceux des Préalpes externes et internes, ce qui tient évidemment à la nature différente des roches prédominantes dans l'un et dans les autres cas.

L'origine des bassins fermés varie ; parmi les 84 cas étudiés il en est 15 qui ont été déterminés par des barrages morainiques, 2 qui sont dus à des accumulations d'éboulis ; les autres correspondent à des aires d'infiltration dans les masses calcaires diverses que comprennent les terrains préalpins. En totalisant les surfaces des bassins fermés dont les eaux se perdent dans les mêmes terrains, M^{me} Jérémme a mis en lumière l'importance toute particulière du rôle joué à ce point de vue par les calcaires crétaciques ; en effet 19 bassins, d'une superficie totale de 243 530 ares perdent leurs eaux à travers ces formations, au lieu que 9 bassins (28 610 ares) correspondent au Jurassique supérieur, 5 (25 870 ares) au Dogger, 3 (14 870 ares) au Lias supérieur, 6 (96 600 ares) au Lias inférieur et moyen, 15 (56 860 ares) au Trias, 3 (20 410 ares) aux brèches du Chablais et de la Hornfluh, 9 (30 560 ares) au Flysch du Niesen. Ce fait est dû évidemment en première ligne à la grande étendue qu'occupent dans les Préalpes les calcaires crétaciques et suprajurassiques, mais il provient aussi de ce que ces calcaires ne contiennent que relativement peu de parties marneuses, dont les délits comblent et obstruent facilement les voies suivies par l'infiltration.

Quant à leurs caractères morphologiques les bassins fermés des Préalpes se répartissent de la façon suivante :

1° Bassins creusés d'abord par des glaciers suspendus en forme de kar, puis souvent transformés par l'action hydrochimique en de vraies dolines. Leur nombre est de 29.

2° Poljes, ou dépressions karstiques allongées parallèlement

à la direction des couches avec une largeur relativement grande et des parois abruptes. Ces poljes n'ont qu'exceptionnellement leur fond couvert d'alluvions, ce qui s'explique par leur âge relativement jeune, les neiges ou les glaces qui les occupaient n'ayant disparu qu'à une époque récente.

3° Vallées aveugles, dont le cours d'eau se perd, au nombre de 3 seulement.

4° Dolines, répandues en grand nombre dans le territoire des Préalpes, mais dont 36 seulement atteignent des dimensions suffisantes pour se marquer sur les cartes. Elles sont fréquentes surtout sur le Trias, le Néocomien et le Flysch et se trouvent dans des positions très variées, sur des pentes, sur des cols, sur le bord de vallons, sur des crêtes ou des plateaux.

Quant à la répartition des bassins fermés suivant l'altitude, on constate que les surfaces couvertes par ces bassins sont particulièrement étendues entre 1300 et 1900 m., ce qui est du reste normal puisqu'une grande partie des Préalpes a sa surface à ces altitudes et que d'autre part les conditions réalisées soit près des lignes de faite, soit près des vallées maîtresses sont peu favorables à l'extension des bassins fermés. Pourtant la formation de nombreux kars dans les régions élevées a influé sinon sur l'étendue, au moins sur le nombre des bassins fermés aux altitudes supérieures.

La deuxième partie du livre analysé ici est consacrée aux Hautes Alpes calcaires et a été élaborée par M. Lugeon.

L'auteur y décrit 126 bassins représentant une surface totale de 3 327 500 ares; sur ce nombre 9 bassins, d'une superficie totale de 702 710 ares sont déterminés par des éboulements, 6 bassins d'une superficie totale de 141 690 ares sont dus à des barrages morainiques; les 111 autres sont d'origine kartique. Parmi ces derniers la plupart perdent leurs eaux dans les puissants massifs calcaires homogènes du Malm (33) ou de l'Urgonien et du Crétacique supérieur (39); pour les autres les pertes se font à travers le Nummulitique (14), le Néocomien (11), le Trias (5), le Lias (4), le Valangien (3), le Permien (2) ou le Dogger (1). La fréquence et l'étendue des bassins fermés dépendant du Malm ou de l'Urgonien-Sénonien, s'explique d'abord par la grande extension que prennent ces formations en surface, ensuite par le fait qu'ayant résisté spécialement bien à l'érosion, ils ont été conservés en particulier dans les régions élevées; en effet une roche perméable suscite d'autant plus fréquemment des bassins fermés qu'elle affleure plus loin des grandes vallées.

Par leurs caractères morphologiques les bassins fermés des Hautes Alpes calcaires se répartissent entre les 4 mêmes catégories qui ont été distinguées pour ceux des Préalpes. 27 bassins peuvent être dérivés de cirques glaciaires; les Poljes sont fréquents aussi et fort bien représentés par les bassins du Daubensee, du Dürrensee, du Brunig, du Sämbitsersee, de l'Ueschinenthälisee, du Seelisbergsee, du Fählensee, du Voralpsee, etc...; les uns ont leur fond déjà colmaté par des alluvions, d'autres ont encore leur fond à nu. M. Lugeon admet que les poljes ont passé successivement par un stade de vallée normale, puis par un stade de vallée aveugle, dont le fond s'est creusé jusqu'à la rencontre d'un niveau imperméable et enfin par un stade d'alluvionnement. Il distingue du reste à côté des poljes simples, allongés ou cratériformes, des poljes complexes, dont certaines parties sont souvent d'origine glaciaire et dont le bassin du Daubensee est un bon exemple. Les vallées aveugles non transformées sont rares dans les Alpes calcaires, par contre les dolines s'y trouvent à profusion.

En ce qui concerne la répartition des bassins fermés en altitude dans les Hautes Alpes calcaires, on constate que la majorité des bassins est comprise entre 900 et 2000 m., mais on en trouve jusqu'à 600 et même 400 m. La présence de ces bassins aux basses altitudes doit s'expliquer soit par l'étendue des Hautes Alpes plus grande que celle des Préalpes, soit par la maturité morphologique moins avancée à laquelle sont arrivées les premières.

La troisième partie de cette étude hydrographique est consacrée aux Alpes valaisannes, tessinoises et grisonnes; c'est de nouveau M. Lugeon qui s'est chargé de cette portion du travail. L'auteur a compté 11 bassins fermés dans les Alpes valaisannes, 7 dans les Alpes tessinoises, 30 dans les Alpes grisonnes. Sur ces 48 cas 17 ont été déterminés par des barrages morainiques, 4 par des éboulements; des 27 autres, 13, soit la moitié à peu près, perdent leurs eaux dans les calcaires dolomitiques du Trias, 7 dans les calcaires liasiques, 6 dans les schistes lustrés des Grisons, 1 seul, celui du Fläschthal, dans le Malm. Le nombre très restreint des bassins d'origine karstique s'explique facilement par la prédominance des terrains cristallins dans cette région méridionale des Alpes, surtout dans le Valais et le Tessin, où l'on n'en trouve respectivement que 2 et 2, tous liés à des affleurements triasiques. Quant à leur forme ces bassins karstiques appartiennent essentiellement aux types des kars (11) et des do-

lines (14). Enfin si l'on répartit ces bassins d'après l'altitude de leur fond, on constate qu'en dehors des 4 petits bassins de Finges limités par un éboulement, ils se trouvent tous au-dessus de 1500 m. et que 39 d'entre eux se trouvent entre 2080 et 2800 m. Cette altitude plus considérable que dans les autres régions alpines s'explique par le fait que les conditions pétrographiques nécessaires à la formation des bassins ne sont réalisées que sur des étendues limitées.

Nous devons à l'institut géographique de l'Université de Fribourg une nouvelle publication de caractère à la fois topographique et géophysique; je veux parler d'une étude faite par M. M. KONCZA (31) des **cirques de montagnes** d'une part dans le Tatra, de l'autre dans les Préalpes fribourgeoises.

L'auteur commence par définir les divers types de cirques qu'on rencontre près des lignes de faîtes; il distingue :

1° Le cirque fluvial caractérisé par l'analogie étroite de ses formes avec celles d'une vallée torrentielle.

2° Le cirque glaciaire, dont le profil longitudinal est étagé, dont la section est élargie en U et dont toute la forme est indépendante du tracé des cours d'eau. Ces cirques sont isolés de la vallée.

3° Le cirque ou la niche d'arrachement d'un éboulement.

4° Le cirque de cratère.

5° Le cirque d'avalanches.

L'étude détaillée de M. Koncza a porté spécialement sur les cirques glaciaires, creusés sur les versants de chaînes d'altitude moyenne par des glaciers latéraux, qui se sont développés pendant le retrait de la glaciation de Würm. L'auteur considère d'abord le cas des cirques creusés à peu près au niveau des glaciers principaux par des glaciers affluents, et qui ne portent pas de moraines; il fait intervenir dans la formation de ces kars une érosion glaciaire, qui, très faible vers le haut à cause de la faible densité de la neige, doit s'accroître très rapidement vers le bas, à mesure que le névé devient plus compact, et qui peut dans certains cas avoir creusé une cuvette au seuil rocheux. M. Koncza voit également ici un signe d'érosion torrentielle sous-glaciaire dans les bosses ou échines, qui saillent fréquemment sur le fond de ces sortes de cirques.

En opposition avec ce type de cirque glaciaire il y a celui dans le creusement duquel sont intervenus des glaciers locaux, alimentés par des champs de neige peu étendus, à un moment où les grandes vallées étaient totalement ou en grande partie

abandonnées par les glaciers principaux. Ces cirques comportent des dépôts morainiques plus ou moins abondants; ils ont dû être d'abord occupés par des glaciers épais, liés aux glaciers principaux, et fonctionner comme « Ursprungskar », puis ils sont devenus de simples cirques de limites des neiges et ont subi les modifications de forme correspondantes, soit un barrage vers l'aval par des moraines frontales, un entassement plus ou moins considérable d'éboulis sur leurs versants, etc.... Dans ce type de cirque on remarque encore comme caractères habituels : 1^o l'abondance de la moraine de fond, 2^o l'absence d'échine et en général de tout indice d'une érosion torrentielle sous-glaciaire importante, 3^o la présence d'une ou de plusieurs canelures circulaires, qui se sont formées au niveau de la surface du glacier, par suite d'une désagrégation particulièrement intense des roches.

Si l'on suit les phases qu'ont traversées les cirques glaciaires on arrive à les définir comme suit : 1^o érosion préglaciaire d'une vallée torrentielle, 2^o occupation de cette vallée par un glacier plus ou moins confondu avec la calotte glaciaire générale et formation d'un Ursprungskar, qui s'encaisse de plus en plus par érosion glaciaire ; 3^o transformation de cet Ursprungskar en cirque de limite des neiges par le retrait progressif des névés ; 4^o remplacement du glacier de kar par un cône de neige ; 5^o mise à nu définitive du fond du cirque.

M. Koncza discute, sans trouver du reste une explication qui le satisfasse, la question de la genèse des cirques en escaliers, puis il termine par quelques considérations sur la localisation des cirques de limite des neiges.

Ajoutons que le texte de M. Koncza est fort heureusement complété par des cartes à grande échelle de plusieurs cirques entre autres de ceux de Kaiseregg, de la Chambre aux Chamois et de Brequettaz dans les préalpes fribourgeoises.

Actions des Cours d'eau.

M. L. HORWITZ (29) a entrepris une étude des cônes de déjections dans la vallée du Rhône depuis le glacier du Rhône jusqu'au Léman.

Dans un premier chapitre il considère la vallée dans sa partie supérieure jusqu'à l'embouchure de la Saltine, qu'il divise en quatre tronçons successifs. Dans le premier tronçon, qui s'étend vers l'aval jusqu'à Münster, la vallée s'élargit bientôt, son fond est plat sur environ 0,7 km. de largeur, et sa pente est faible. Ici le premier phénomène remarquable

consiste dans la fréquence des cônes de déjections (51 sur une longueur de 9,5 km.) et en particulier des cônes secondaires, qui correspondent à des cours d'eau actuellement insignifiants et qui ont pour la plupart cessé de s'accroître. Ce fait semble indiquer un stade encore juvénile de l'accumulation, dans lequel le réseau hydrographique a été d'abord simple et réparti entre de nombreux cours d'eau, puis s'est modifié par des captures successives. L'on constate en outre une fréquence plus grande des cônes sur le versant S, un fait général dans toute la vallée du Rhône, qui s'explique par l'affaiblissement du ruissellement sur les pentes exposées au midi et subissant de ce fait une plus forte évaporation.

Dans un second tronçon, qui commence un peu en amont de Münster et s'étend jusqu'à Niederwald, les caractères changent, la pente de la vallée est plus forte et le travail d'encaissement du Rhône s'y poursuit de l'aval, où se trouve un seuil rocheux, vers l'amont; le nombre des cônes de déjections est ici notablement moins grand (29 sur une longueur de 8,4 km.), tandis que leurs dimensions sont en général beaucoup plus considérables, ce qui fait qu'ils forment la plus grande partie du fond de la vallée. Ce qui frappe en première ligne sur le versant droit de ce tronçon c'est la présence, à côté des cônes de déjections des torrents encore actifs, de vastes cônes qui s'amorcent dans d'anciennes vallées sans eau partant de cirques très profonds et abrupts, nettement suspendus au-dessus de la vallée principale; ces cônes se distinguent par leur forte inclinaison et une remarquable régularité; ils sont tous éteints. Tous les cônes du versant droit sont tronqués du côté du Rhône par un talus d'érosion, dont la hauteur augmente vers l'aval jusqu'à atteindre 30 m. près de Niederwald. Sur le versant gauche on constate des cônes de déjections d'importance variable, mais presque tous encore en phase d'activité; ils sont tronqués par le Rhône et des cônes plus petits emboîtés dans les cônes principaux s'y sont développés. Ce phénomène des cônes emboîtés se rencontre du reste sur les deux versants et est en relation avec un système de terrasses.

Entre Niederwald et Teisch la pente de la vallée augmente encore, en même temps que sa section se rétrécit, de telle sorte que d'une façon générale ce tronçon prend la forme d'une gorge, dans laquelle le travail d'encaissement du Rhône se poursuit activement. Les cônes de déjections y sont peu nombreux et en général petits; ils sont pour la plupart complexes et étagés; on en trouve aussi deux ou trois d'éteints.

Le dernier tronçon de la vallée supérieure du Rhône s'étend de Teisch à Brigue ; sa section reste en général étroite mais sa pente est moins forte que dans le tronçon précédent ; le Rhône continue à s'y encaisser, au moins dans la partie amont, ce qui provoque, ici comme plus haut, la formation de cônes tronqués et emboîtés ; vers le bas ce tronçon se termine par les grands cônes de la Saltine et du Kelchbach.

En résumé cette partie haute de la vallée du Rhône, abandonnée tardivement par le glacier, a été formée d'abord de bassins séparés par des verrous ; les bassins ont été comblés par l'alluvionnement, les verrous ont été entamés par l'érosion régressive, qui se propageant vers l'amont, a finalement entamé à nouveau les alluvions, en particulier dans le second tronçon. Des quatre tronçons le plus élevé est ainsi seul caractérisé par un alluvionnement constant, qui ensevelit peu à peu les cônes de déjections ; partout ailleurs la forme complexe et emboîtée des cônes en relation avec des systèmes de terrasses dénote un travail d'affouillement continu jusqu'à l'époque actuelle.

Dans son chapitre second, M. Horwitz traite de la vallée du Rhône entre Brigue et Martigny, qu'il divise en trois tronçons : un supérieur et un inférieur à faible pente et un moyen, s'étendant de l'Illgraben à la Liène, dont la pente est exagérée par le grand cône de l'Illgraben et par le vaste éboulement de Sierre. Ici tout le fond de la vallée est tapissé d'une épaisse couche d'alluvions qui, d'une façon générale est encore en voie d'exhaussement. Le nombre des cônes dans cette partie de la vallée, quoiqu'atteignant 140, est relativement plus petit que dans la partie supérieure ; leur répartition est beaucoup plus régulière ; contrairement à ce qui se passe plus en amont ils ne présentent qu'exceptionnellement des formes emboîtées et accusent en revanche pour la plupart un accroissement rapide par superposition de nouveaux cônes sur les grands cônes anciens. Le nombre des cônes est constamment beaucoup plus grand (83) sur le versant gauche que sur le versant droit (56), ce qui doit tenir soit à la nature des roches, soit à leur plongement, soit à des conditions d'orientation. L'on remarque aussi que la pente moyenne des cônes est beaucoup plus forte sur le versant gauche ($12^{\circ} 18'$) que sur le versant droit ($7^{\circ} 6'$), ce qui s'explique par le moindre débit des torrents là où leur réseau est plus restreint et aussi là où les précipitations atmosphériques tombent en moindre quantité. Il est du reste impossible de suivre ici l'auteur dans les descriptions qu'il donne de chaque cône successivement ;

signalons simplement le fait qu'il a fait ressortir d'une façon intéressante le rôle des influences locales, en particulier celui de l'éboulement de Sierre qui, en modifiant le cours du Rhône, a été la cause de la formation de cônes relativement élevés, dans lesquels se sont enfoncés ensuite des cônes emboîtés, et celui du cône de l'Illgraben qui s'accroît avec tant de rapidité que le Rhône forme des rapides en le traversant. M. Horwitz décrit aussi un type spécial de cône, qu'il appelle « cône de dévaloir », parce qu'en effet son bassin de réception se réduit à un court ravin à pente rapide, tandis que son volume est considérable ; la genèse de ces cônes est due à une combinaison de simples chutes de pierres ou de glissements de terrain, avec des entraînements et des charriages torrentiels.

À propos de la partie inférieure de la vallée du Rhône, entre Martigny et le Léman, M. Horwitz fait remarquer que la pente moyenne du Rhône en aval de Saint-Maurice devient de nouveau supérieure à ce qu'elle était plus en amont. D'autre part on voit reparaître sur les cônes de déjections de ce tronçon le phénomène des emboîtements, qui prend du reste ici une forme un peu spéciale en relation avec les grandes dimensions des cônes. Ce phénomène apparaît déjà sur le cône de l'Avançon de Bex soit sous forme de terrasses dans la partie moyenne du cône, soit sous forme de dépressions longitudinales dans sa partie inférieure ; on le constate de nouveau dans le cône de la Gryonne, qui est aussi ondulé longitudinalement et dont les bandes élevées se terminent vers la plaine par des escarpements, et on le trouve encore dans le cône de la Grande Eau. Sur le versant gauche de la vallée l'emboîtement pur et simple apparaît très nettement sur les cônes du Bois Noir et de Mauvoisin, en amont de Saint-Maurice, où la périphérie est d'autre part bien marquée par un escarpement ; en aval de la gorge de Saint-Maurice on retrouve les ondulations longitudinales de la surface sur le cône de la Vièze ; ailleurs on peut voir des restes de terrasses correspondant à un niveau de 405 m. La fréquence de l'emboîtement des cônes de déjections dans la plupart des cas examinés dans ce tronçon de vallée fait l'objet d'une étude spéciale de la part de M. Horwitz, qui examine diverses explications et qui finit par admettre une relation entre l'emboîtement, qui représente en somme des reprises de l'érosion, et la descente du niveau du Léman d'abord de 20 m., puis de nouveau d'environ 10 m.

Dans un résumé final M. Horwitz établit les faits suivants ;

1^o la très grande majorité des cônes de déjections observés dans la vallée du Rhône sont actuellement encore en phase d'accroissement, mais, suivant que le niveau du tronçon correspondant de la vallée s'élève ou s'abaisse, cet accroissement se traduit par des cônes « superposés » ou « emboîtés ». 2^o Le nombre des cônes est constamment plus grand sur le versant gauche que sur le versant droit, ce qui paraît être dû à la perméabilité plus grande des roches sur le versant droit. 3^o On peut diviser les cônes d'après leur inclinaison en quatre catégories : *a*) cônes plats correspondant aux plus grands affluents, avec une pente $< 2^\circ$, *b*) cônes à inclinaison moyenne (2° - 10°), correspondant aux affluents permanents, *c*) cônes à inclinaison forte, $> 10^\circ$ alimentés en général par des torrents temporaires ou complètement éteints, *d*) grands cônes de dévaloirs, à forte pente. En moyenne l'inclinaison des cônes est plus forte sur le versant gauche que sur le versant droit, ce qui vient du fait que sur le versant gauche les eaux affluentes sont réparties entre un nombre notablement supérieur de cours d'eau.

Le travail de M. Horwitz se termine par une série de tableaux indiquant pour chaque tronçon la pente des cônes sur les deux versants opposés.

Sa lecture en est facilitée par l'adjonction de plusieurs cartes tirées de l'Atlas Siegfried.

J'ai signalé dans la Revue pour 1910 une étude des sables du Rhône faite par MM. E. Chuard et R. Mellet ; à propos de la publication de ce travail M. M. LUGEON (33) a rappelé que la présence abondante de magnétite dans ces sables en aval de Martigny, signalée par MM. Chuard et Mellet, avait été reconnue déjà en 1862. Il a exposé en outre l'opinion que l'origine de cette magnétite doit être cherchée plutôt dans les prasinites et les serpentines si abondantes dans les Alpes valaisannes, que dans les gisements de magnétite très peu étendus du Mont Chemin. MM. E. CHUARD et R. MELLET ont répondu à ces observations dans une brève notice (22).

Il suffit de citer ici le court rapport, dans lequel M. F. ZSCHOKKE (51) a rendu compte de quelques observations hydrologiques, de nature très diverse, faites pendant la période 1910-1911 dans différents lacs et plusieurs cours d'eau variés de Suisse.

Lacs.

M. H. SCHARDT (47) a profité de la baisse extraordinaire des eaux qui s'est produite dans le bassin supérieur du Doubs pendant l'été 1906, pour faire une série d'observations

sur le lac des Brenets. Il a noté d'abord les diverses phases de la décrue et de la crue très brusque qui a suivi, puis il a décrit le fond du bassin du lac avec l'épaisse couche de vase qui le tapisse et dans laquelle le Doubs s'était rapidement creusé un canal d'écoulement.

Un important chapitre de cette notice est consacré aux sources sous-lacustres, qui surgissent d'entonnoirs creusés dans la vase, et qui, pour la plupart, tarissent après que les eaux du lac se sont abaissées au-dessous de leur point d'émergence, en même temps que leurs entonnoirs sont plus ou moins remplis par de la vase glissée de leurs abords.

Lorsque les eaux du lac des Brenets s'abaissent au-dessous du niveau de 750,42 m., c'est-à-dire d'environ 3 m. au-dessous du niveau moyen, l'écoulement se fait entièrement par voie souterraine, soit au travers de l'éboulement qui barre le lac, soit aussi par des conduits traversant la roche en place, et toute la partie inférieure du bassin lacustre doit être considérée comme très peu étanche. Les sources alimentées par ces infiltrations ont été reconnues exactement au moyen de colorations à la fluorescéine; elles s'échelonnent depuis le Saut du Doubs jusqu'au défilé d'Entreroches, elles sont notablement plus abondantes sur la rive française, où affleure la roche en place, et doivent sortir en partie dans le lit même du Doubs. Du reste les relations directes de la plupart de ces sources avec les infiltrations du lac des Brenets ressortent déjà clairement de leurs variations de températures étendues et de leur teneur en matières organiques; mais il est certain aussi que le débit total des sources visibles est notablement inférieur à la quantité des fuites du lac et qu'une portion importante de ces fuites doit revenir au Doubs dans son lit même.

Sources et Infiltrations.

MM. E. CHUARD et R. MELLET (23) ont publié récemment les résultats d'une analyse faite déjà en 1905 des eaux d'une source jaillissant au kilomètre 6,744 du tunnel du Simplon avec un débit de 1 litre-minute et une température de 40°. Ces eaux sont surtout caractérisées par leur richesse en sodium, qui s'y trouve à l'état de Na Cl , de Na NO_2 , de $\text{Na}_2 \text{SO}_4$, de $\text{Na}_2 \text{Si O}_3$ et surtout de Na HCO_3 ; les bicarbonates de calcium et de magnésium y sont très peu abondants; le fer et l'alumine ne s'y trouvent qu'à l'état de traces. Les matières organiques, qui y sont dissoutes, comprennent une partie facilement destructible par la calcination et une partie au contraire qui résiste à celle-ci.

M. JOS. LUTERBACHER (35) a examiné au point de vue de leur **émanation radioactive** les sources de Stock et de Schwarzbürnnli au Gurnigel et y a constaté une faible radioactivité.

M. H. SCHARDT (49) a eu l'occasion de faire une série d'observations sur la **source de la Ronde**, à la Chaux-de-Fonds, et surtout sur une ancienne galerie naturelle, par laquelle les eaux de la Chaux-de-Fonds s'échappaient dans des conduits souterrains, mais qui s'était obstruée par suite de son utilisation comme débouché pour les égouts de la localité. M. Schardt a cherché à retrouver les points de ressurgence des eaux disparaissant dans cette galerie, mais n'est arrivé à aucun résultat positif.

M. E. FLEURY (24) a reconnu et brièvement décrit une doline qui s'ouvre dans le marais de Fornet, dont elle reçoit les eaux; ce marais est situé près de La Joux dans les Franches Montagnes du Jura bernois.

Désagrégation atmosphérique.

M. W. SALOMON (43) a décrit dans une courte notice des fragments de calcaire à spongiaires liasique, qu'il a trouvés en grande quantité dans la moraine du San-Salvatore près de Lugano. Ces débris sont décalcifiés, par conséquent poreux, délimités par des faces planes se coupant irrégulièrement; ils font penser aux « faceted pebbles » des Indes.

Dans une seconde publication M. W. SALOMON (44) a montré que ces mêmes fragments, également décalcifiés, se retrouvent au Monte Bolgia, où ils proviennent directement de la désagrégation du Lias. Or ici les débris décalcifiés présentent seuls des faces planes, ce qui permet de supposer que les fragments semblables existant au Salvatore ont dû être décalcifiés déjà avant leur transport. Quant à l'époque à laquelle s'est faite cette décalcification, il paraît logique de la placer dans une période interglaciaire chaude et humide, qui a dû être très longue, vu l'abondance des matériaux qui ont été décalcifiés et désagregés pendant sa durée.

M. CH. TARNUZZER (50) a consacré quelques pages à la description des irrégularités variées, qui naissent sur les surfaces inclinées formées de matériaux détritiques, tels qu'éboulis ou moraines. Le fait est particulièrement frappant sur les pentes d'éboulis; il est dû en première ligne aux mouvements différentiels très fréquents et de petite envergure, qui se manifestent dans les masses détritiques sous l'influence de

la pesanteur et des eaux d'imprégnation d'une part, d'autre part des inégalités existant d'un point à l'autre des éboulis, du fait soit de la nature des matériaux, soit de la présence ou de l'absence de certaines plantes, dont les racines agissent comme élément de cohésion.

Les formes de surface créées par ces mouvements différentiels dépendent soit de la nature des masses détritiques, soit de la pente; elles peuvent prendre tantôt un caractère polygonal et irrégulier, lorsque la pente est faible et que les matériaux sont relativement cohérents, ou bien elles s'allongent dans le sens de la pente, de façon à prendre un caractère fluidal, lorsque la pente est forte et que la cohésion est faible.

Se basant sur les travaux récents de MM. Nordenskjöld, Anderson, Wyville-Thomson, etc..., M. Tarnuzzer a établi une comparaison entre le développement de ces formes dans les Alpes et les régions polaires.

Glaciers.

Le rapport annuel général sur les **variations des glaciers** a été rédigé pour l'année 1909 par MM. E. BRÜCKNER et E. MURET (20). Il montre pour cette période un retrait presque général dans les Alpes suisses, autrichiennes, italiennes et françaises; les exceptions à cette règle s'expliquent par des circonstances locales. L'enneigement par contre a été progressif dans plusieurs massifs. Dans les Pyrénées non seulement l'enneigement mais les glaciers ont marqué une progression.

Ce rapport fournit encore des renseignements sur les glaciers de Scandinavie, du Caucase, de Sibérie et des Etats-Unis d'Amérique.

Le rapport correspondant consacré à l'année 1910 a été établi par MM. CH. RABOT et E. MURET (42); d'après les documents qu'il contient nous constatons que, si le retrait a continué à prédominer fortement dans l'ensemble des glaciers alpins jusqu'en 1910, il semble pourtant se ralentir et devenir moins absolument général; une série de glaciers sont restés stationnaires ou même ont fait une légère poussée en avant; l'enneigement a été en général progressif.

Quelques documents ont été encore réunis sur les glaciers de Scandinavie, de l'Afrique tropicale et des Etats-Unis d'Amérique.

C'est M. ALB. HEIM (28) qui, à la suite de la mort de

M. E. Hagenbach-Bischoff, a rédigé le rapport pour 1910-11 de la commission suisse des glaciers. Dans ce document sont collationnées les observations faites sur les variations et la marche du **glacier du Rhône**. Or en 1910 ce glacier a notablement accru son épaisseur, sans du reste qu'une augmentation se soit manifestée ni dans sa largeur ni dans sa longueur. La vitesse de marche de la glace a été encore inférieure entre 1909 et 1910, à ce qu'elle avait été auparavant, et l'augmentation d'épaisseur paraît être due uniquement à une diminution de l'ablation.

Le rapport de M. Heim annonce la publication prochaine d'un volume contenant toutes les données réunies jusqu'ici sur le glacier du Rhône.

Dans le rapport spécial consacré aux variations des glaciers suisses en 1909-10 rédigé par MM. F.-A. FOREL, E. MURET et P.-L. MERCANTON (25), le premier chapitre est consacré à une critique de la notion du cycle de Brückner. M. Forel y reconnaît le fait des variations climatiques de longue durée, mais il constate que la durée de ces variations est moins régulière que M. Brückner ne l'a supposé, oscillant entre 15 et plus de 50 ans, ensuite et surtout que, en ce qui concerne du moins les précipitations atmosphériques, ces variations ne se correspondent pas non seulement sur l'ensemble du globe, ni sur l'ensemble de l'hémisphère N, mais même sur toute l'étendue de l'Europe.

Dans un second chapitre M. Mercanton expose les résultats des observations poursuivies dans les différentes régions des Alpes suisses sur les variations de l'enneigement. Celui-ci a été nettement et généralement progressif en 1910, d'abord par suite d'une augmentation des précipitations hivernales, ensuite et surtout à cause de l'insuffisance de la chaleur estivale.

Quant aux glaciers leurs variations pour 1910 ont été consignées par MM. Muret et Forel; elles sont du reste toujours dans le même sens que pour les années précédentes, c'est-à-dire qu'elles marquent une décrue presque générale. On constate cependant une tendance à une reprise de crue qui s'affirme de plus en plus; sur 54 glaciers 2 seulement, ceux de Sex-Rouge et de Grindelwald inférieur ont progressé d'une façon certaine, mais sur 7 glaciers, répartis dans différentes régions de Suisse, on a pu observer des signes de crue probable, et dans 9 cas la crue a été admise comme douteuse. Il est à remarquer que les glaciers en crue se trouvent tous au N des grandes vallées longitudinales du Rhône et du Rhin.

Dans une note spéciale M. P.-L. MERCANTON (36) a insisté sur le caractère progressif très marqué de l'enneigement en 1910 en se basant plus particulièrement sur des observations faites dans les massifs du Mont-Blanc, de la Jungfrau et du Grand-Saint-Bernard. Le même auteur (37) a eu l'occasion de constater en 1911, dans différentes régions des Alpes, la formation de jeunes rimaies, situées à quelques centaines de mètres en amont des rimaies antérieures, et qui doivent être dues à la surcharge exercée par les résidus neigeux très abondants des années 1909 et 1910. Enfin M. P.-L. MERCANTON (38) a imaginé un appareil pour la mesure de l'enneigement qu'il se propose de placer sur le plateau du Trient (massif du Mont-Blanc). Il s'agit du reste simplement d'une tige graduée supportée par un croisillon et susceptible d'être prolongée. Grâce à ce moyen M. Mercanton se propose de relever à la fois le gain annuel du névé et les mouvements de celui-ci.

Dans son étude du massif de la Dent Blanche, M. Argand avait signalé le fait que le **glacier inférieur d'Arolla**, alimenté jusqu'à une époque encore récente par trois glaciers confluents, celui du Mont Collon au centre, celui du Tsa de Tsan à droite et celui du Vuibey à gauche, n'était plus alimenté actuellement que par le glacier principal, les deux affluents latéraux de droite et de gauche n'arrivant plus jusqu'à lui. Cette réduction des glaciers affluents devait avoir pour conséquence de transformer les deux zones marginales du glacier inférieur en des sortes de masses mortes.

Ce cas intéressant au point de vue de l'écoulement du glacier inférieur a été soigneusement étudié en 1908 et 1909 par M. P.-L. MERCANTON (39), qui a d'abord constaté que la disjonction du corps principal du glacier d'Arolla et des masses affluentes n'est pas aussi absolue que l'avait cru M. Argand ; un pédoncule de glace relie encore le glacier du Tsa de Tsan à celui d'Arolla et le glacier du Vuibey est en contact avec celui-ci par une large surface. L'auteur a étudié ensuite les amas morainiques considérables qui couvrent les deux bords du glacier d'Arolla, qui comprennent à gauche comme à droite au moins deux traînées, et qui sont dus manifestement à des apports des glaciers latéraux.

Pour apprécier exactement l'écoulement du glacier dans ses différentes parties, M. Mercanton a établi six lignes de repères, dont deux sur les deux glaciers affluents du Tsa de Tsan et du Vuibey, une à la jonction des glaciers du Mont Collon

et du Tsa de Tsan et trois sur le glacier inférieur, puis il a fixé par un travail de triangulation la position initiale de ses repères et leur position après un intervalle d'à peu près une année. Les résultats obtenus ont été les suivants : Les repères placés sur le bas du glacier du Tsa de Tsan n'ont marqué aucun déplacement longitudinal appréciable ; par contre ceux placés sur le glacier du Vuibey sont nettement descendus vers le glacier d'Arolla. Les repères placés à la jonction des glaciers du Tsa de Tsan et du Mont Collon se sont déplacés avec une vitesse croissant rapidement de la rive vers le milieu du glacier principal. On doit donc admettre que le glacier du Tsa de Tsan n'exerce plus aucune poussée sur les masses en aval, tandis que celui du Vuibey est encore capable d'une action effective dans ce sens. Les trois lignes de repères inférieures ont marqué un écoulement normal dans la partie moyenne et gauche du glacier d'Arolla, tandis que dans la partie droite les déplacements ont été très faibles et irréguliers, ce qui cadre bien avec l'idée d'une langue morte, entraînée seulement par le mouvement de la masse voisine.

M. Mercanton fournit aussi quelques renseignements sur les valeurs de l'ablation.

Eboulements et glissements.

M. H. SCHARDT (46) a donné une brève description des glissements de terrain qui se sont produits en janvier 1910 sur le coteau de Bougy (La Côte, Vaud). Le terrain mis en mouvement est formé par un placage morainique reposant sur une surface très irrégulière de molasse ; il a été ramolli et décollé par les eaux circulant à sa base. Quoique le déplacement d'ensemble ait été très peu considérable, 10 m. en horizontale et 5 m. en verticale, la masse qui a été mise en mouvement a été par places disloquée d'une façon très intense et curieuse.

M. H. SCHARDT (48) a fourni d'autre part quelques renseignements sur un petit éboulement qui est survenu le 11 février 1909 au-dessus de Neuveville, au pied du Jura. Là c'est une plaque de Portlandien moyen, épaisse de 4 m., qui a glissé sur son soubassement très incliné et est venue se briser, 50 m. plus bas, sur un palier de Portlandien supérieur.

Enfin, il suffit de citer ici une nouvelle notice consacrée par M. F. LEUTHARDT (32) aux glissements de terrain qui se sont produits en juillet 1909 et en janvier 1910 sur le versant W du Murenberg, dans la vallée de la Frenke (Jura balois).

Cette notice est à peu près la réédition d'une publication antérieure analysée dans la Revue pour 1910.

Séismes.

M. J. FRÜH (27) a donné un aperçu de l'activité de la commission séismologique suisse depuis l'année 1879, pendant laquelle elle fut constituée, jusqu'en 1909, et des principaux résultats acquis par cette activité.

Les observations faites pendant cette durée de trente années permettent d'abord de constater une exagération de la séismicité en hiver, une diminution en été, le nombre moyen des secousses ressenties en une année étant de 33 pour le territoire de la Suisse.

Sur les 231 séismes, décomposés en 998 secousses, qui ont été constatés en Suisse pendant ces trente années, 195 étaient des séismes locaux, 36 seulement correspondaient à des épicentres situés en dehors du territoire suisse.

Quant à leur essence, les séismes enregistrés sont en grande majorité d'origine tectonique, ce qui explique leur fréquence dans certaines régions ; les territoires particulièrement instables sont : 1° l'Engadine et la Valteline ; 2° la vallée du Rhin entre Coire et Bregenz ; 3° le Bas Valais et la région de confluence des Alpes et du Jura ; 4° le pied du Jura vaudois et neuchâtelois ; 5° les environs de Bâle.

M. Fröh termine son exposé en fournissant des indications sur les diverses installations séismographiques existant en Suisse et plus particulièrement sur la station séismographique nouvellement créée à Zurich et il émet quelques vœux sur le développement à donner encore à ce genre d'études dans notre pays.

En outre, M. J. FRÜH (26) a rendu compte, dans le rapport pour 1910-1911 de la commission séismologique suisse, de l'installation du **nouvel observatoire séismographique de Zurich**.

De son côté, M. A. DE QUERVAIN (40) a donné une brève description des instruments séismographiques qui viennent d'être installés dans cet observatoire.

C'est encore à M. A. DE QUERVAIN (41) que nous devons le rapport sur les séismes ressentis en Suisse pendant l'année 1910. Dans cette publication l'auteur commence par rappeler au public l'importance qu'il y a dans toute observation de séisme à noter de la façon la plus précise possible le moment exact de l'ébranlement, et il insiste sur la nécessité que les

documents réunis sur un séisme puissent faire le plus rapidement possible l'objet d'une étude complète.

Après ces quelques remarques, M. de Quervain rend compte des tremblements de terre qui ont affecté notre pays pendant l'année 1910, et qui ont été constatés au nombre 44. Sur ce nombre, 10 séismes se sont produits en janvier et 11 en décembre ; la région des Grisons a été de nouveau ébranlée souvent, soit 9 fois ; mais la séismicité semble avoir été encore plus forte dans la région de Bâle où 10 secousses ont été signalées ; les environs de Neuchâtel ont été ébranlés 6 fois, dont 4 fois en décembre ; 6 tremblements de terre également ont été ressentis dans le Valais, 5 dans les environs de Zurich et 4 dans le bassin supérieur du Léman.

Si la plupart de ces séismes ont été de faible intensité et n'ont eu qu'une aire d'extension très limitée, 5 d'entre eux ont pris beaucoup plus d'importance et méritent une mention spéciale. Ce sont :

1^o Le séisme qui, le 26 mai à 7 h. 12 m. du matin, a affecté tout le nord de la Suisse et le sud de la Forêt-Noire, et dont l'aire épacentrale s'est trouvée dans la région de Delémont et Laufon. A Delémont, l'ébranlement a atteint l'intensité 7-8 de l'échelle Rossi-Forel, à Bâle l'intensité 5-6, à Zurich encore l'intensité 3. La secousse semble avoir pris dans le Jura et à Bâle surtout, la forme de chocs verticaux répétés à de courts intervalles.

2^o Le séisme du 6 juillet à 3 h. 8 m. du matin, qui a affecté spécialement le bassin inférieur du lac de Zurich, mais dont l'aire d'ébranlement s'est étendue au N jusqu'à Pfungen, au S jusqu'à Cham et Einsiedeln.

3^o Le séisme du 13 juillet à 9 h. 34 m. du matin, dont l'épicentre se trouvait dans le Tyrol septentrional, mais qui a été ressenti faiblement dans le N-E de la Suisse jusqu'à Zurich.

4^o Le séisme du 7 décembre à 7 h. 51 m. du soir, dont l'épicentre a été dans le S du grand-duché de Baden, mais qui a été ressenti à Bâle.

5^o Le séisme du 14 décembre à 6 h. 40 m. du soir, dans la vallée du Rhin entre Felsberg et Mayenfels, dans la vallée de la Tamina, le Schanfigg et le Praetigau, et qui a atteint l'intensité 4.

Volcanisme.

Dans de précédentes revues j'ai plusieurs fois mentionné les beaux travaux de M. A. BRUN sur le volcanisme, spécialement sur l'exhalaison volcanique. L'an dernier, en parti-

culier, j'ai analysé en détail le volume remarquable consacré à ce sujet. Qu'il me suffise donc de citer ici une conférence, dans laquelle M. Brun (21) a exposé sommairement ses idées sur ce sujet. Je puis me contenter aussi de signaler une publication de moi-même (45), qui n'est qu'un compte rendu du volume consacré, en 1910, par M. Brun, à l'étude de l'exhalaison volcanique.

Géothermie.

MM. J. KÖNIGSBERGER et M. MÜHLBERG (30) ont repris dans une publication récente la question de la détermination du degré géothermique. Ils commencent dans cette notice par donner quelques renseignements pratiques sur les moyens à employer pour obtenir des mesures de température exactes en profondeur; puis ils communiquent les résultats qu'ils ont obtenus à la suite d'observations faites par M. Mühlberg à Borneo et au Mexique, par M. Königsberger à Ensisheim et Rädersheim en Alsace et à Pont-à-Mousson et Martincourt dans le département de Meurthe-et-Moselle. A ce propos les auteurs font ressortir l'influence qu'exercent sur le degré géothermique soit la proximité relative de magmas intrusifs non encore refroidis, soit la présence dans le sol de pétroles, dont la genèse est en général liée à la proximité des roches intrusives.

Les auteurs discutent ensuite l'influence que peut avoir la radioactivité des roches sur le degré géothermique et arrivent à la conclusion que cette action ne peut être qu'insignifiante. Puis ils collationnent un grand nombre d'observations faites par des auteurs divers et dans des régions très différentes et établissent d'après cet ensemble de faits les considérations suivantes :

1° Dans les pays de plaine, dont les roches n'ont pas subi de transformation chimique, et dont la température en profondeur n'est influencée ni par d'abondantes infiltrations, ni par des magmas intrusifs récents, la valeur du degré géothermique s'écarte peu de la valeur moyenne de 34 m.

2° Le refroidissement du sol sous l'influence de grandes masses d'eau, en particulier de la mer, peut se calculer. Le degré géothermique augmente alors à proximité de la surface et de la mer, mais cette influence diminue à mesure que la distance à la mer augmente.

3° Les variations du degré géothermique sous les vallées ou sous les chaînes de montagnes se font d'une façon régulière et facile à calculer par une formule simple.

4° Dans les régions qui ont été affectées à une époque récente par des phénomènes éruptifs et qui subissent encore

leur influence, le degré géothermique est, comme de juste, d'autant plus raccourci que les influences volcaniques sont plus sensibles.

5° Les variations dans la conductibilité des roches n'influent pas dans la pratique d'une façon très importante sur les variations du degré géothermique, sauf dans certaines régions de mines, parce que les roches communes ont des conductibilités peu différentes de l'une à l'autre et que les formations géologiques à conductibilité anormalement grande ou petite sont toujours localisées. Par contre la conductibilité dans les roches stratifiées ou surtout schisteuses est notablement plus grande parallèlement au plan de stratification ou de schistosité que perpendiculairement à celui-ci. D'autre part la présence de l'eau dans les roches peut augmenter leur conductibilité de jusqu'à 10 %, sans compter l'influence que peuvent exercer les mouvements de l'eau.

6° Les mesures géothermiques peuvent être complètement faussées dans certains cas par l'action de la ventilation ou, d'autre part, par la chaleur que dégagent certaines formations pendant leur hydratation ou leur oxydation. Cette dernière influence se manifeste dans certains gîtes métallifères, dans les couches à charbon et probablement aussi dans les couches pétrolifères, mais, dans ce dernier cas, la réduction constante et très notable du degré géothermique résulte de causes complexes : interventions volcaniques, mouvements ascensionnels des huiles minérales, etc....

Toutes ces considérations sont développées et précisées par MM. Koenigsberger et Mühlberg d'une façon fort intéressante et fondées sur de très nombreux exemples. En terminant les auteurs montrent le parti qu'on pourra tirer, pour la recherche du pétrole en particulier, mais aussi dans certains cas pour la recherche d'autres matières précieuses, de la réduction anormale du degré géothermique.

III^{me} PARTIE — TECTONIQUE. DESCRIPTIONS RÉGIONALES

Généralités.

En tête de la partie tectonique de cette revue, j'ai à citer quelques publications d'ordre général, intéressant plus ou moins la géologie suisse dans son ensemble et ne rentrant dans aucun des chapitres suivants, consacrés à la géologie spéciale des diverses régions de notre pays. Je voudrais si-

gnaler d'abord le rapport sur son activité pendant l'année 1910-11 qu'a publié la commission géologique suisse, présidée par M. ALB. HEIM (54). Cette notice nous permet de réaliser l'importance du travail accompli chaque année dans le domaine de notre géologie nationale. Dans un rapport spécial, MM. ALB. HEIM et A. AEPPLI (55) ont, au nom de la commission géologique suisse exposé, d'autre part, ce qui a été fait en Suisse pour assurer le service des observations géologiques dans les tunnels transalpins ou transjurassiens, percés pendant ces dernières années, ou à percer dans un avenir rapproché.

M. J. FRÜH (53) a consacré un intéressant article à la question de l'utilisation des cartes géologiques pour des buts **agronomiques** et aux réformes à introduire pour que cette utilisation rende les meilleurs services possibles.

Dans un premier chapitre l'auteur montre les progrès considérables qui ont été réalisés dans divers pays au point de vue de l'étude et de l'appréciation des sols, en tenant compte non seulement de la nature lithologique du sous-sol, mais aussi des conditions climatiques et autres qui ont influé sur la structure et la composition définitive du terrain. Ces progrès ont été dus le plus souvent à une entente entre les agronomes, les botanistes et les géologues.

Parlant ensuite spécialement de la Suisse, M. Fröh fait ressortir l'utilité considérable au point de vue agronomique de deux progrès réalisés depuis quelques années et consistant l'un dans la figuration beaucoup plus précise et plus détaillée du manteau pléistocène, si négligé sur les premières cartes, l'autre dans la distinction des formations géologiques non seulement d'après leur position stratigraphique, mais aussi leur faciès. Pourtant bien des points restent encore à élucider ou à préciser, ainsi en ce qui concerne la chimie des sols, leur composition première, les réactions qui s'y produisent sous forme d'oxydation, d'hydratation, de décalcification etc...; de même en ce qui regarde les actions mécaniques des eaux dans les formations détritiques. Quant à la structure détaillée des dépôts pléistocènes, à leur anatomie, on pourra certainement arriver fréquemment à en préciser mieux les caractères; on pourra aussi fournir souvent des données sur l'épaisseur des revêtements détritiques.

Enfin il y aurait lieu de prévoir la publication soit de cartes, soit de livres destinés spécialement aux agronomes, et fournissant surtout des données lithologiques et minéralo-

giques, à la façon par exemple de l'*Index der Petrographie der Schweiz*, de Studer.

Cette notice a été résumée (53) dans les Actes de la Société helvétique des sciences naturelles.

MM. ALB. HEIM et C. SCHMIDT (56) ont publié en 1911 une nouvelle édition de leur carte géologique de la Suisse au 1 : 500 000, qui marque un grand progrès sur l'édition précédente, soit parce qu'elle est imprimée en des teintes beaucoup plus nettes, soit parce qu'elle tient compte, dans la mesure du possible à une aussi petite échelle, des innombrables contributions nouvelles apportées à la compréhension géologique des Alpes centrales.

C'est dans ce chapitre de généralités que trouvera le mieux sa place le compte rendu d'une publication de M. A. LUDWIG (59), qui touche à des sujets très divers. L'auteur commence par une étude des graviers du Rhin déposés en amont du lac de Constance, faite surtout pour établir un point de comparaison avec les grès et les conglomérats de la Molasse. De ses observations l'auteur a tiré les conclusions suivantes :

1° Les matériaux provenant des vallées les plus reculées ont été en très grande partie pulvérisés avant d'arriver au lac, une faible partie d'entre eux a été conservée sous forme de galets.

2° La force de transport d'un courant dépend beaucoup plus de la pente que du débit.

3° Les affluents transportant en général des matériaux plus grossiers que le cours d'eau principal, leurs apports interviennent d'une façon très importante dans la composition des graviers en aval.

4° Les galets transportés subissent une diminution progressive d'au minimum 0.5 cm. par km. de chemin parcouru.

Se basant sur les dimensions constatées pour les galets granitiques des alluvions du Rhin, M. Ludwig prétend que les cailloux granitiques de la Nageffluh d'Appenzell ne peuvent pas être éloignés de leur origine de plus de 50 km. Il se base d'autre part sur les variations très brusques de la Nagelfluh aussi bien dans le sens horizontal que dans le sens vertical, pour voir dans ces conglomérats des dépôts d'origine tout à fait locale, qui se sont accumulés en majeure partie le long d'une côte sans l'intervention de transports fluviaux.

Cette conclusion amène M. Ludwig à reprendre à son compte l'hypothèse de la chaîne vindélicienne de Studer et à

l'appliquer non seulement aux galets de la Nagelfluh, mais encore aux blocs exotiques du Flysch.

Le dernier chapitre de la notice de M. Ludwig est essentiellement tectonique; l'auteur y cherche par une série d'arguments à démontrer l'invraisemblance non seulement de la notion des grandes nappes de charriage, mais même de celle de l'effort tangentiel, qu'il voudrait remplacer par la vieille théorie des soulèvements verticaux, compliquée il est vrai par la supposition de mouvements tangentiels provoqués par la pesanteur. Pour lui les grandes lignes tectoniques ont passé alternativement par des phases anticlinales et synclinales et, pendant la surrection des anticlinaux, des glissements partant de leurs axes ont entraîné vers les synclinaux voisins, des parties plus ou moins considérables de leur carapace. Ainsi s'expliqueraient d'une part les chevauchements constatés dans les Alpes et les Préalpes, d'autre part l'absence sur les zones anticlinales actuelles des carapaces, dont la disparition est habituellement attribuée à un travail d'érosion trop énorme pour être vraisemblable.

Quant aux lacs subalpins, auxquels M. Ludwig consacre en finissant quelques lignes, ils sont envisagés comme des restes de la mer molassique, ayant échappé à l'ensablement et ayant été d'autre part influencés dans leur forme et leur profondeur par les plissements de la Molasse.

Ainsi, dans l'idée de M. Ludwig les galets de la Molasse et les blocs du Flysch y compris les Klippes dériveraient d'une chaîne vindélicienne subalpine, les chevauchements préalpins seraient le fait de simples glissements dirigés des zones anticlinales vers des zones synclinales voisines, les lacs subalpins seraient les restes, à peine modifiés par l'érosion, de la mer molassique, la pénéplaine subalpine n'aurait jamais existé.

Du reste à peine ces idées étaient-elles publiées que M. A. LUDWIG en énonçait sur le même sujet (60) de toutes différentes. Dans une seconde notice il déclare en effet se rallier à la notion des grandes nappes alpines, avec cette réserve que la poussée au N d'au moins une partie de celles-ci a dû avoir lieu avant le dépôt de la Nagelfluh, dont les galets doivent provenir pour une portion importante des nappes supérieures. Il admet d'autre part que les couches molassiques au N du premier anticlinal ont dû être ramenées sur elles-mêmes par plusieurs chevauchements successifs, qui ont considérablement augmenté leur épaisseur. Enfin il reprend la notion d'un âge très ancien des grandes vallées, qui remonterait jusque dans le Miocène.

Comme autre travail intéressant la tectonique générale du système alpin, je voudrais citer ici une notice de M. O. WILCKENS traitant des traces de **ridements mésozoïques** reconnaissables dans les chaînes alpines (62).

L'auteur commence par établir le caractère tectoniquement homogène du système alpin des Apennins aux Carpathes, qui ressort clairement des travaux de M. Lugeon, V. Uhlig, G. Steinmann, etc.... Il rappelle ensuite les observations fort intéressantes faites par M. P. Lory dans le Dévoluy et le Beauchaine et montrant la superposition transgressive et souvent discordante du Sénonien sur le Crétacique moyen, qui ne peut guère s'expliquer que par une phase de ridements supracrétaciques. Dans les Alpes calcaires de Savoie et de Suisse M. Wilckens ne considère pas comme un signe suffisant de mouvements semblables le fait relevé par divers auteurs que les formations supracrétaciques sont en général moins intensément plissées que les niveaux sous-jacents. Quant aux Alpes orientales et aux Carpathes, dans lesquelles différents observateurs ont voulu voir des preuves non seulement de ridements, mais même de charriages supracrétaciques, M. Wilckens considère que la démonstration de ces grandes poussées intervenues avant les mouvements tertiaires est loin d'être faite.

Dans une seconde notice M. O. WILCKENS (163) a traité spécialement la question des racines des divers systèmes de nappes alpines. Il a exposé les unes après les autres les idées émises sur ce sujet par MM. M. Lugeon, E. Argand, H. Schardt, E. Haug, C. Schmidt, P. Termier, etc..., en faisant ressortir les divergences qui existent encore entre les diverses manières de voir, spécialement en ce qui concerne les racines des nappes préalpines, mais sans se prononcer entre ces opinions.

M. FR. FRECH (52) a aussi consacré une brochure récente à la question de la tectonique générale des Alpes. Pour les Alpes suisses il adopte essentiellement les idées bien connues de M. Schardt; pour les Alpes françaises il se base surtout sur les travaux de M. Kilian. Quant aux Alpes autrichiennes, son opinion est basée sur ses propres observations.

A propos de ces dernières M. Frech se refuse à admettre la vaste extension des nappes austro-alpines, telle qu'elle a été définie par MM. Lugeon et Termier, puis par différents géologues autrichiens et il suppose une atténuation rapide vers l'E dans les Alpes orientales de l'effort orogénique. Il attribue

du reste une importance primordiale au contraste existant entre les Alpes autrichiennes et les Alpes centrales, qui se marque non seulement par une distribution différente des zones tectoniques, mais encore par des formes tectoniques rapidement modifiées de l'W à l'E, les plissements, les chevauchements et les charriages prédominant dans les Alpes centrales, mais perdant bientôt leur ampleur dans les Alpes orientales, où les grandes fractures tendent à jouer un rôle de plus en plus prédominant.

Pour M. Frech l'indépendance des territoires austro-alpins et helvétiques s'est déjà montrée lors des plissements hercyniens; la sédimentation mésozoïque s'est faite dans des conditions différentes dans l'une et l'autre région et, pendant les plissements alpins, l'énergie maximale de l'effort tangentiel ne s'est pas manifestée en même temps à l'W et à l'E.

A mesure que se développent et se précisent en Suisse les conceptions de la tectonique alpine moderne, à mesure aussi s'étend à des cercles plus nombreux à l'étranger l'intérêt que suscite cette grandiose question, et les publications synthétiques consacrées à ce sujet se multiplient. C'est ainsi que M. M. Lucius (58) a consacré à la géologie des Alpes suisses une série d'articles à l'usage des géologues luxembourgeois.

Dans un premier chapitre l'auteur expose sommairement la théorie générale des phénomènes de plissement et d'effondrement et le principe fondamental du dynamo-métamorphisme. Le second chapitre est consacré à un aperçu stratigraphique; l'auteur y décrit les formations cristallophylliennes des Alpes valaisannes et tessinoises ainsi que celles des massifs du Gothard et de l'Aar et il montre les deux discordances qui se manifestent dans la zone des Aiguilles Rouges et du massif de l'Aar entre le Cristallin et le Houiller, comme entre le Houiller et Permien supérieur, tandis que toutes deux disparaissent complètement plus au S. Il passe en revue très brièvement les formations mésozoïques et tertiaires des diverses zones alpines, en développant par-ci par-là sur les limites de faciès et sur les mouvements transgressifs et régressifs des mers des idées qui étonnent.

M. Lucius consacre un chapitre entier à un exposé historique de l'évolution des idées sur la tectonique alpine en commençant avec Léop. de Buch et la théorie des soulèvements verticaux, pour finir avec les théories modernes des grands charriages. Il passe ensuite à la description des moraines et des grandes nappes d'alluvions de la Suisse centrale et con-

sacre quelques pages aux phénomènes de l'érosion, tels qu'on les observe dans les environs de Saint-Gall le long de la Sitter et de la Steinach.

De Saint-Gall l'auteur est allé dans le massif du Säntis guidé par la belle publication de M. Alb. Heim et en a étudié la tectonique; puis il s'est rendu dans les gorges de la Tamina, où il a observé l'œuvre de l'érosion torrentielle, accrue par les mouvements tourbillonnaires, et compliquée par les phénomènes de l'épigénie glaciaire. Il a visité aussi dans les Grisons la Via Mala et dans les Alpes glaronnaises le domaine classique, où le Verrucano et la série mésozoïque qui le recouvre chevauchent sur les couches intensément plissées du Flysch. Enfin il a tenu encore à se faire une idée personnelle des Alpes calcaires qui entourent le lac des Quatre Cantons, soit, d'un côté, l'Axenbergl, le Frohnalpstock, la Hochfluh, de l'autre, le Pilate.

M. R. LUCERNA (57) a consacré quelques pages à la description du magnifique **relief du Säntis** au 1 : 10000 publié par M. Alb. Heim, et s'est attaché à mettre en lumière les caractères topographiques de cette chaîne, qui parlent, à son avis, en faveur d'une importante action des glaciers pléistocènes.

En terminant ce chapitre je crois devoir citer les expériences par lesquelles M. W. PAULCKE (67) est arrivé à reproduire artificiellement diverses formes tectoniques reconnues dans la nature. L'auteur a montré ainsi la formation de nappes par chevauchement direct et sans développement préalable d'un pli complet; il a mis en outre en lumière l'importance très grande que prennent dans la genèse des formes tectoniques les résistances locales ou au contraire les défauts de résistance.

Alpes.

Alpes valaisannes et piémontaises. Dans une courte notice, M. E. ARGAND (71) a insisté sur le fait que le Carboniférien typique de la **grande zone permo-houillère** en Valais est relié aux schistes de Casanna de la nappe du Grand Saint-Bernard, soit par un passage vertical, soit par des passages latéraux. La dépendance stratigraphique des deux faciès ne faisant pas de doute, on doit conclure à leur dépendance tectonique et considérer la zone permo-houillère comme faisant partie de la nappe du Grand Saint-Bernard.

L'auteur fournit dans cette même notice quelques renseignements pétrographiques, soit sur une roche éruptive basi-

que intercalée dans le Houiller à Agaren, soit sur divers types de schistes cristallins de Casanna.

Cette publication a été reproduite dans les Actes de la Société helvétique des sciences naturelles sous une forme résumée (71).

M. E. ARGAND (67) a cherché en second lieu à préciser la répartition des **roches vertes des Alpes pennines**; il a montré que ces formations sont surtout abondantes dans la couverture des nappes du Mont-Rose et de la Dent-Blanche et qu'elles dérivent d'anciennes roches éruptives, métamorphisées en même temps que les schistes encaissants.

Dans une troisième publication le même auteur (68) a repris la question du pli en retour, qui affecte le dos de la nappe du Grand Saint-Bernard depuis les Mischabel jusque dans la vallée de Bagnes et qui donne à ce dos l'apparence d'un pli en éventail. Cette complication tectonique est sans aucun doute due à l'enfoncement du front de la nappe du Mont-Rose dans celle, sous-jacente, du Grand Saint-Bernard. Une fois que la véritable cause de l'apparente structure en éventail de cette zone tectonique a pu être reconnue dans les Alpes valaisannes, M. Argand se croit autorisé à étendre la même conception à la zone correspondante des Alpes franco-italiennes; il admet donc qu'ici se prolonge la nappe du Grand Saint-Bernard, qu'elle y est toujours affectée par des plis en retour déterminant une structure en éventail et que ces plis sont dus eux-mêmes, comme plus à l'E, à la poussée de la nappe sus-jacente du Mont-Rose-Grand-Paradis, qui doit se continuer en profondeur jusque sous la partie méridionale du bassin tertiaire piémontais.

Toujours à propos de la nappe du Grand Saint-Bernard, M. E. Argand (69) a fait ressortir l'avantage qu'il y a, pour établir dans cette zone les surfaces structurales, à se servir de la limite très franche entre les quartzites du Trias inférieur et les couches calcaires ou schisteuses du Trias moyen-supérieur, plutôt que de la limite très indécise entre le Trias et le Permo-houiller.

Enfin M. E. ARGAND (70) a consacré une fort intéressante publication à la tectonique générale des **Alpes pennines**. Ce travail comprend d'abord une carte tectonique et deux stéréogrammes destinés à mettre en lumière le mode de superposition des six nappes, qui constituent cette région des Alpes: 1° la nappe d'Antigorio, 2° la nappe de Lebendun, 3° la nappe du Monte Leone, 4° la nappe du Grand Saint-Bernard, 5° la

nappe du Mont-Rose, 6^e la nappe de la Dent-Blanche. Les stéréogrammes spécialement montrent l'effet sur la structure superficielle de la plongée longitudinale de tous les éléments vers le SW, les éléments inférieurs apparaissant successivement du SW au NE, sous les éléments sus-jacents de plus en plus profondément érodés.

Les planches publiées par M. Argand montrent aussi la liaison continue entre les racines et les parties recouvrantes des nappes du Mont-Rose et du Grand Saint-Bernard. Dans un commentaire assez incisif, leur auteur oppose sa conception tectonique à celle de M. Schmidt qui, confondant les traces des plis avec leurs directions, a été amené à supposer de grands plis transversaux non existants et à méconnaître le vrai caractère de nappe couchée au NW du pli du Mont-Rose.

Cherchant le prolongement des nappes pennines vers l'E, M. Argand admet, avec M. Schardt, que la nappe de la Dent Blanche doit correspondre à celle de la Suretta, celle du Mont-Rose à celle du Tambo, et celle du Saint-Bernard à celle de l'Adula. Vers le SW il admet que la vaste nappe du Saint-Bernard doit conserver son caractère tectonique jusque dans les Alpes franco-italiennes; dans la vallée de Bagnes en particulier les schistes cristallins de cette zone doivent flotter encore sur des terrains mésozoïques et cette certitude est d'autant plus intéressante à acquérir qu'ici les formes superficielles sont celles d'un pli en éventail, c'est-à-dire celles qui sont considérées habituellement comme manifestant par excellence l'autochtonie. En réalité cette structure est déterminée dans le cas particulier par la formation d'un pli en retour dans le dos d'une nappe.

M. Argand s'étend du reste longuement sur ce prolongement vers le SW des nappes pennines, il insiste sur la nécessité d'étendre à l'ensemble de la zone carbonifère les formes tectoniques constatées en Valais dans la nappe du Grand Saint-Bernard et de considérer les nappes éogènes de l'Embrunais et de l'Ubaye comme le front et le jambage renversé de cette nappe. Considérant la zone carbonifère comme étant en recouvrement sur une grande largeur, il est amené à réfuter les arguments opposés à cette manière de voir par M. Kilian et il le fait en développant les considérations suivantes d'intérêt général :

1^o Les boucles emboîtées d'un même pli couché peuvent être peu accentuées dans les formations supérieures, très accusées au contraire dans les couches profondes; la faible

profondeur du synclinal des Aiguilles d'Arves ne signifie donc pas que la zone synclinale dans son ensemble ne soit pas très profonde.

2° La partie haute du synclinal des Aiguilles d'Arves ne doit pas être solidaire de sa partie basse, parce que cette solidarité serait inconciliable avec la structure replissée et imbriquée du Flysch des nappes de l'Embrunais.

3° Les termes de passage constatés entre certains termes mésozoïques dauphinois et briançonnais n'implique en aucune façon l'impossibilité d'un transport lointain de la zone carbonifère et il faut d'une façon générale se garder de considérer les zones isopiques comme devant coïncider exactement avec les zones tectoniques.

4° Quant aux passages verticaux constatés par M. Kilian entre les divers groupes du Jurassique dauphinois et intra-alpin dans le Val Ferret, ils peuvent s'expliquer par la persistance d'un jambage renversé aminci.

Passant à la nappe du Mont-Rose, M. Argand se base sur la remarquable analogie existant soit entre la coupole du Mont-Rose et celle du Grand Paradis, soit entre le pli en retour des Mischabel et le pli du Valsaravanche, pour supposer que les formes tectoniques générales ont dû rester sensiblement les mêmes entre ces deux lignes transversales et que le pli du Grand Paradis doit donc lui aussi être considéré comme une nappe. Cette grande unité, après avoir momentanément disparu dans un enlacement transversal, réapparaît dans le massif de la Dora Maira, où les gneiss recouvrent la zone graphitique de Pinerolo et s'y enfoncent en plusieurs digitations culbutées. Dans la partie septentrionale de ce massif des complications interviennent du fait de plissements transversaux très accusés.

A propos de la nappe de la Dent-Blanche, M. Argand insiste sur les analogies pétrographiques qui existent entre le massif du Monte-Emilius et la zone Sesia-Lanzo, qui doit en être la racine. Ici aussi la superposition des nappes a été compliquée par des replis transversaux ou subtransversaux. A propos de ces phénomènes de compression longitudinale l'auteur discute l'influence qu'a dû exercer sur les nappes en mouvement vers le NW l'arc de cercle des massifs hercyniens de l'Aar, du Mont-Blanc, du Pelvoux et du Mercantour; il montre qu'elle a dû consister en une compression de la partie interne des nappes, une distension au contraire de leur partie externe. Il expose aussi comment on peut se représenter le phénomène des plis en retour comme dû non à des

poussées inverses à la poussée principale, mais simplement aux pressions exercées par le front d'une nappe sur son soulèvement. Quant au renversement et à l'amincissement des racines, l'auteur l'explique en supposant que, par la continuation même de l'effort tangentiel, la résistance opposée par les parties recouvrantes des nappes à la poussée des racines a obligé, à un moment donné, la matière de celles-ci à fluer vers le haut, en subissant un laminage intense; il admet que ces racines étaient auparavant beaucoup moins redressées et possédaient une puissance notablement supérieure.

Alpes grisonnes et autrichiennes. Dans une monographie phytogéographique consacrée au **massif de la Bernina** par M. E. RÜBEL, M. E. BLÆSCH (75) a rédigé un chapitre de quelques pages, dans lequel il décrit brièvement la géologie de la région d'après la bibliographie et quelques observations personnelles. Il donne d'abord un aperçu sur les roches endogènes, qui forment la plus grande partie de la surface et parmi lesquelles il faut distinguer, à côté de plusieurs variétés de granite, des syénites et des diorites; il cite également des filons d'aprites, de pegmatites et de porphyres quartzifères qui coupent granite et schistes cristallins.

Après une description très sommaire des schistes cristallins et des formations permienes, triasiques et jurassiques (Schistes Lustrés), M. Blæsch expose en quelques pages les grands traits de la tectonique. Il décrit en particulier une zone de terrains mésozoïques, qui se suit depuis le Piz Alv vers le S par le ravin de la Bernina, l'Alp da Bondo, le Val d'Arlas, le versant E du Piz d'Arlas, jusqu'à la Forcola di Carale, qui, au N du Piz d'Alv, se prolonge dans le Val del Fain, le Piz Tschüffer et la plaine de la Pischia jusqu'au glacier de Languard, et qui là s'incurve vers le NW de façon à passer par la Crasta da Staz et le lac de Staz. Cette zone représente évidemment un synclinal couché et laminé, séparant l'une de l'autre deux nappes cristallines, la nappe sous-jacente de la Bernina, la nappe sus-jacente de Languard; elle correspond probablement à la zone triasique de Samaden.

Une seconde zone semblable à la première, mais formée surtout de Verrucano et de Trias, passe par le Piz Stretta, le Val Ambrie, le haut du Val Livigno, la Forcola di Livigno et le Val Lagone. Enfin sous la masse cristalline de la Bernina s'étend une zone triasique inférieure, qui est bien visible dans le Val Fex et contourne la région culminante du massif pour se prolonger au S.

M. Bloesch fournit quelques renseignements sur les moraines et les autres formations quaternaires, puis il passe à la genèse de la topographie actuelle. Parlant des vallées, il attribue leur creusement exclusivement à l'érosion aqueuse, tandis qu'il reconnaît comme signes de l'action des glaciers les roches moutonnées et les petits bassins rocheux qui y sont creusés. Quant aux lacs plus importants du col de la Bernina (lago della Scala, lago Bianco, lago Nero, Lej Pitschen), ils sont dus, pour la plus grande partie en tout cas, à des barrages morainiques.

Un dernier chapitre est consacré aux différents éléments qui entrent dans la composition des sols et à leur valeur au point de vue agronomique et botanique.

Pendant les études géologiques qu'il a effectuées dans les **Alpes de la Basse Engadine**, M. ALB. SPITZ (89) a porté son attention spécialement sur les lacunes qu'il a fréquemment observées dans les séries concordantes, et a cherché à préciser leur origine. Il a examiné successivement les cas de couches plastiques, amincies ou supprimées localement par compression perpendiculaire à leur stratification, les cas de laminages et de déchirements provoqués dans la partie supérieure d'un soubassement par le mouvement d'une nappe sus-jacente, les cas d'étirements produits dans un jambage renversé et ceux de glissements parallèles à la stratification, intervenus pendant la compression latérale d'une série sédimentaire et ayant déterminé, en pleine succession normale, des lacunes plus ou moins considérables. Il désigne sous le nom de « banc de glissement » (Gleitbrett) des paquets de couches, décollés ainsi de leur soubassement et entraînés dans la direction de la poussée sous l'influence essentielle de l'effort tangentiel.

C'est en admettant la superposition répétée de semblables bancs de glissement que M. Spitz croit devoir expliquer certains profils de la Basse Engadine, dans lesquels on ne trouve aucune série complète et qui montrent une superposition isoclinale des niveaux les plus divers se succédant sans aucun ordre : cette interprétation s'appliquerait en particulier au profil passant par le Piz Vaüglia et le Piz Mezaun et à celui passant par le Murtirol et le Piz Suter. M. Spitz trouve d'autres exemples de bancs de glissement dans le Trias du massif du Piz Lad-Piz Umbrail et dans le voisinage du chevauchement du gneiss du Val Muranza dans le district du Münsterthal.

Du reste M. Spitz considère que dans le phénomène géné-

ral du plissement il naît très souvent, dans les grandes unités que représentent les plis ou les nappes, des unités secondaires, qui subissent des mouvements relatifs plus ou moins considérables et qui peuvent prendre la forme caractéristique des bancs de glissement.

M. CH. TARNUZZER (92) a reconnu l'existence dans le Trias supérieur du Piz Starlex, dans la région frontière de l'Engadine et du Tyrol, d'un quartzporphyre, du reste profondément altéré, qui se présente sous forme soit de filons, soit de nappes interstratifiées. Ce fait rappelle tout à fait les gisements de porphyre signalés par MM. Hammer et Spitz dans les environs du Scarlpas et du Münsterthal.

M. W. VON SEIDLITZ (88) a consacré une intéressante notice à des gisements de **roches éruptives basiques** qu'il a étudiés dans le territoire du **Rhaeticon**. Ces roches sont toujours associées en une sorte de zone de broyage à d'autres formations, telles que schistes et grès du Flysch, brèches du type de la brèche du Chablais. Leurs gisements ne sont pas répartis d'une façon quelconque, mais jalonnent trois lignes dirigées à peu près de l'E à l'W, dont les deux premières au N correspondent à de grandes lignes de dislocation coupant la masse austro-alpine du Rhaeticon, dont la troisième au S suit la base du bord radical de cette masse. Sur la première ligne se trouvent les gisements de Vallorsch; sur la seconde se suivent les gisements du Malbunthal, de Sass, de Palüd et de Brand; sur la troisième les roches basiques et les brèches de broyage s'observent d'une façon presque continue depuis le Schwarzhorn jusqu'à l'Alp Gapfahl.

Considérées au point de vue pétrographique les roches basiques sont surtout des porphyrites se rattachant à un magma diabasique, puis des serpentines et des ophicalcites; il s'y mêle presque toujours des quartzites (Oelquartzite), des schistes noirs probablement du Flysch, des débris écrasés de granites et de schistes cristallins; plus rarement on trouve aussi dans leur voisinage des calcaires à radiolaires avec des radiolarites et des brèches. Cet ensemble de formations se rattache nettement en partie à la nappe rhétique, en partie à la nappe de la Brèche.

Par leur alignement le long des deux grandes dislocations E-W de Vaduz-Bludenz et de Malbun-Brand, suivant lesquelles les formations austro-alpines sont chaque fois refoulées en chevauchement sur elles-mêmes, ces gisements de roches rhétiques et préalpines se révèlent clairement comme

formant sous la nappe austro-alpine une zone de charriage broyée. D'autre part le fait que ces formations n'apparaissant que là où la base du Trias austro-alpin existe, et font défaut là où la série triasique est réduite à ses termes supérieurs, comme cela est le cas par exemple dans le Liechtenstein, montre qu'il s'agit ici d'éléments entraînés sous forme de paquets broyés dans le plan de chevauchement de la nappe austro-alpine, plutôt que d'une ou plusieurs nappes continues, comme l'admettait M. Lugeon.

M. B. SANDER (86), qui étudie la région occidentale de la grande fenêtre des Tauern dans le massif de Tux, a visité le Praetigau, de façon à connaître de visu les éléments des diverses nappes intercalées entre les Schistes lustrés et les formations austro-alpines. A la suite de cette excursion, il a pu établir que plusieurs des faciès lithologiques attribués dans le Praetigau par M. Steinmann à la nappe de la Brèche se retrouvent dans le massif de Tux. Mais, si l'auteur considère la présence de la nappe de la Brèche dans ce dernier territoire comme très probable, il doit reconnaître d'autre part que le schéma de la superposition des nappes établi par M. Steinmann ne peut pas s'appliquer directement à la partie occidentale de la fenêtre des Tauern. Ici l'on est en présence d'une série de difficultés stratigraphiques et tectoniques, qui sont loin d'être résolues.

Il convient de citer ici une notice récente de M. W. HAMMER consacrée à la géologie du petit **massif calcaire du Jaggl ou Endkopf** dans le haut Vintschgau (81).

L'auteur commence par fournir quelques documents nouveaux sur le soubassement cristallin du Trias dans cette région, qui comprend des orthogneiss œillés à deux micas, des paragneiss formés surtout de plagioclase, de quartz et de biotite et des filons de granulites d'une part, de porphyrites dioritiques d'autre part.

Sur ce Cristallin repose le Verrucano ; celui-ci débute à la base par des arkoses verdâtres, au grain grossier, dont la composition offre du reste des variations assez étendues ; vers le haut ces arkoses prennent une structure de plus en plus fine et passent à des schistes sériciteux. Le Verrucano supérieur, qui correspond probablement à peu près au Buntsandstein, comprend des grès fins, jaunâtres, devenant de plus en plus calcaires vers le haut.

Le Muschelkalk, qui suit, comprend de bas en haut :

1° Des calcaires encore partiellement gréseux, mais contenant par places des encrines.

2° Un banc de calcaire dolomitique clair, qui manque parfois.

3° Des calcaires grumeleux associés à des dolomies à encrines et à la base, à des calcaires à silex.

4° Des calcschistes rougeâtres, associés à des cornieules, à des dolomies poreuses et à du gypse.

Sur ce Trias moyen vient un épais complexe de calcaires dolomitiques en gros bancs, qui contiennent, par places, en grande quantité, des gyroporelles (*Diploporendolomit*) et qui sont surmontés par une zone de dolomies cellulaires, de cornieules, de gypse et de schistes argileux jaunâtres représentant le niveau de Raibl.

Cette série triasique se rattache nettement au faciès nord-alpin de M. Frech, tel qu'il est développé aussi dans les montagnes calcaires de la Basse Engadine; vers le S elle offre certains caractères de transition au faciès central-alpin.

Passant à la tectonique du massif du Jaggl, M. Hammer commence par développer l'idée que, contrairement à une interprétation donnée par M. Lachmann, le Verrucano de ce massif repose en superposition stratigraphique sur le Cristallin sous-jacent, dont ses éléments constitutifs dérivent directement. Les irrégularités qui se montrent dans le plan de superposition des formations sédimentaires sur les gneiss sont dues, d'une part à la transgressivité du Verrucano, de l'autre à de grandes fractures, dont l'une passe par l'Arлуiberg, l'autre par le versant S du Hengst.

Quant aux formations triasiques M. Hammer les décrit et les figure comme formant trois plis déjetés ou même couchés au NW, dont le plus élevé prend même la forme d'un véritable chevauchement; c'est ce dernier qui constitue le sommet du Jaggl. Ces plis sont compris dans un synclinal cristallin, dont le jambage septentrional, à l'Arлуi, est peu incliné, tandis que son jambage méridional est presque vertical. De multiples complications interviennent dans cette zone, déterminées soit par l'intensité même de l'effort orogénique, soit par la plasticité différente des divers complexes plissés.

Se basant sur le sens des plongements, M. Hammer croit devoir admettre pour les plis du massif du Jaggl une poussée dirigée essentiellement de l'E à l'W, comme M. Spitz l'a supposé pour le massif de Lischanna plus à l'W. Cette analogie tectonique entre les deux régions l'amène à discuter la question des relations entre les chaînes calcaires de la Basse En-

gadine et le Jaggl, mais, ne croyant pas pouvoir trancher cette question, il admet deux possibilités : ou bien les formations triasiques du Jaggl représentent la terminaison vers le SE de la nappe austroalpine de la Basse Engadine, brusquement relevée suivant une faille, qui serait le prolongement de la faille de Schlinigen et qui passerait par l'Arlui ; ou bien ces formations appartiendraient à la couverture sédimentaire des gneiss chevauchants du Nockenkopf-Rojenthal et seraient simplement comprises dans un synclinal secondaire du dos de la nappe de ces gneiss.

A propos de la géologie de la Suisse orientale, il est nécessaire de dire ici quelques mots d'un important travail, terminé récemment par MM. O. AMPFERER et W. HAMMER (64) et qui intéresse les régions alpines directement voisines des Alpes grisonnes et saint-galloises. Il s'agit de l'étude d'une zone transversale à la direction des Alpes et s'étendant du lac de Garde à l'Algäu, et la forme donnée à cette publication est celle d'un profil géologique au 1 : 75 000 accompagné d'un texte explicatif détaillé. Le profil et le texte sont fondés non seulement sur les observations personnelles des auteurs, mais aussi sur les levés particulièrement nombreux faits pendant ces dernières années, sous la direction supérieure du service géologique autrichien, dans toute la zone transversale choisie.

A chaque tronçon du profil correspond un chapitre spécial du texte. C'est ainsi qu'à propos de la région molassique du bassin de la Wertach les auteurs font ressortir le plongement isoclinal remarquablement régulier de la molasse et décrivent les bancs de Nagelfluh intercalés dans celle-ci ; puis MM. Ampferer et Hammer montrent l'écrasement de la zone des chaînes helvétiques à l'Alpspitz et à l'Edelsberg et les dislocations de la zone de Flysch qui suit au S ; entre le Flysch et les chaînes à faciès austro-alpin ils décrivent la zone imbriquée du Zinken, formée de Crétacique supérieur, de calcaires à *Aptychus* jurassiques et de Hauptdolomit en écaillés alternantes.

Les Alpes calcaires septentrionales, dont MM. Ampferer et Hammer donnent une assez longue description, sont caractérisées en première ligne par le développement qu'y prennent les chevauchements et les nappes. Sur leur bord frontal vient d'abord une grosse écaille triasique-jurassique, qui est chevauchée au S par la grande masse dolomitique et jurassique du Schattwald et de la Rhonenspitz. Au Gaishorn vient un

nouveau chevauchement du Trias sur le Jurassique avec, à la base du chevauchement, une véritable zone de broyage de Jurassique et de Crétacique; puis, deux fois encore, au Kugelhorn et au Kastenkopf, on voit le Hauptdolomit revenir par chevauchement sur les formations mézozoïques plus jeunes. Plus au S encore, dans la région du Jochbachthal et du Hornbachthal, se développe une vaste nappe de Hauptdolomit recouvrant presque horizontalement les schistes de l'Allgäu.

La partie S des Alpes calcaires septentrionales, appelées Alpes du Lechthal, est particulièrement compliquée; l'on y reconnaît deux chevauchements principaux, l'un dans la région du haut Lechthal, l'autre, qui prend l'ampleur d'une véritable nappe supérieure de Trias, dans la zone de la Freispitz de la Wetterspitz et de l'Aples Plaispitz; en outre les formations jurassiques-crétaciques sont affectées par de multiples replis et écailllements secondaires et toute la région paraît enfin avoir subi un plissement orthogonal. Les auteurs donnent de ce tronçon particulièrement intéressant trois profils parallèles et de nombreuses coupes locales.

Les auteurs passent ensuite à la description du massif cristallin de Silvretta, dont les schistes chevauchent, au N, sur les formations mézozoïques des Alpes calcaires, et dont les caractères pétrographiques sont nettement différents au N, où prédominent les gneiss phyllitiques et les phyllites granatifères, et au S, où se développent surtout les gneiss francs mêlés à d'importantes masses de roches diabasiques.

La région de la fenêtre de la Basse Engadine fait l'objet d'un chapitre très important, qui est fondé soit sur les travaux récents de MM. Paulcke, Grubenmann et Tarnuzzer, soit sur les observations personnelles de M. Hammer, concernant spécialement la partie autrichienne de ce territoire. Dans un chapitre stratigraphique, M. Hammer commence par distinguer du type commun des schistes lustrés une série de formations diverses, pour lesquelles il cherche à préciser l'âge et le faciès. Parmi ces formations les brèches prennent une importance particulière; ce sont des dépôts en partie calcaires et échinodermiques, en partie riches en quartz, associés à des couches schisteuses, qui, en partie au moins, doivent être crétaciques, car on y a trouvé des orthophragmines; ils sont particulièrement développés entre la vallée de l'Inn et le Samnaun dans la région de la Stammerspitz et du Piz Mondin; ils se suivent de là vers le NE sur territoire autrichien. Les roches basiques intercalées dans les schistes

lustrés sous forme de nappes, de filons et de massifs se trouvent dans les positions les plus diverses, sans qu'on puisse leur attribuer un niveau précis.

Quant aux formations schisteuses de la Basse Engadine, M. Hammer sépare d'abord des schistes lustrés ordinaires des schistes bigarrés, sériciteux et quartzeux, qui sont développés soit dans la région de Prutz, soit sur la ligne de l'Arrezjoch-Malfrag-Viderjoch et qui se rapprochent beaucoup du Verrucano; il distingue ensuite des schistes, bigarrés aussi, mais argileux avec des bancs gréseux et des bancs calcaires; ces couches sont souvent associées aux schistes précités; elles contiennent d'autre part des intercalations irrégulières de gypse et de calcaires dolomitiques du Trias; on peut donc les envisager comme probablement triasiques; elles sont très développées le long de la bordure NW de la fenêtre de la Basse Engadine dans le Samnaun. En troisième lieu, M. Hammer distingue des complexes de calcschistes avec des bancs de grès et de conglomérats, dans lesquels on trouve des bancs à Helminthoïdes et qui représentent du Flysch. Ces formations sont enchevêtrées avec les schistes précités dans la bordure NW du complexe schisteux.

Outre ces terrains qui ont été en général incorporés dans le complexe des schistes de la Basse Engadine, M. Hammer rappelle l'existence au-dessus de celui-ci de dépôts triasiques fossilifères à la Stammerspitz, dans le Samnaun, et dans le Fimberthal, et le développement, dans les Alpes du Samnaun, à proximité des gneiss chevauchants de la Silvretta, des calcaires échinodermiques à Arietites, du Lias inférieur.

Comparant les faciès des dépôts constatés dans la Basse Engadine aux formations d'autres régions, M. Hammer constate que les dépôts triasiques se rapprochent surtout de ceux des Hautes Alpes calcaires à l'E de l'Inn; quant aux calcaires liasiques ils peuvent aussi bien être rapprochés du faciès d'Adneth que du faciès préalpin et l'absence des calcaires si typiques du Jurassique supérieur de la série préalpine doit être remarquée. La présence de calcaires et de schistes crétaciques dans la partie supérieure de la série de la Basse Engadine est démontrée; quant aux formations plus profondes de cette série, M. Hammer admet comme possible, mais comme nullement démontré, que leur âge puisse remonter jusque dans le Paléozoïque comme l'admettent MM. Diener, Gümbel et Rothpletz.

Passant à la partie tectonique de sa description, M. Hammer commence par rappeler que les schistes de la Basse Engadine

sont bombés anticlinalement suivant la direction SW-NE et qu'ils sont chevauchés vers le SE par la masse cristalline et triasique de l'Oetzthal, vers le NW par celle de la Silvretta ; il constate ensuite qu'entre les schistes gris et le Cristallin s'intercale, surtout vers le NW, une zone imbriquée, très compliquée, dans laquelle on peut distinguer de l'intérieur vers l'extérieur, les éléments suivants : 1^o le complexe triasique de la Stammerspitz ; 2^o une zone de schistes crétaciques et peut-être tertiaires ; 3^o un mélange confus de calcaires liasiques, de schistes gneissiques et de schistes divers appartenant en partie au Verrucano, en partie au Trias, en partie au Crétacique et même au Flysch, auxquels se mêlent encore des roches éruptives basiques.

Ces faits une fois établis, l'auteur aborde la question de la signification tectonique générale de cette région et soumet à un examen critique l'idée presque généralement admise actuellement que la Basse Engadine représente une vaste fenêtre creusée dans une grande nappe unique de l'Oetzthal-Silvretta et découvrant les formations sous-jacentes, qui appartiennent aux nappes rhétiques, préalpines et pennines. A cette manière de voir il oppose une série d'arguments : d'abord il croit pouvoir prouver que les deux masses de l'Oetzthal et de Silvretta, là où elles entrent en contact, ne sont pas continues, mais sont séparées par une ligne de dislocation ; il affirme ensuite que tout le détail de la tectonique de la Basse Engadine ne peut s'expliquer simplement par le développement de la nappe austro-alpine et qu'il faut admettre des mouvements locaux dirigés d'une façon concentrique vers l'axe du territoire des schistes gris ; il remarque que le contraste stratigraphique entre la série de la Basse Engadine et celles des régions austro-alpines voisines est loin d'être aussi absolu qu'on ne l'admet. Enfin M. Hammer considère comme tout à fait arbitraire le schéma établi par M. Steinmann pour la superposition dans les Alpes grisonnes des nappes des schistes lustrés, des Klippes, de la Brèche, des formations rhétiques et des faciès austro-alpins. En réalité il n'existe d'après lui dans la Basse Engadine aucun élément vraiment caractéristique de la nappe des Klippes ; les calcaires liasiques du Samnaun n'ont pas plus de raison d'être rapprochés des calcaires du système de la Brèche du Chablais que des calcaires d'Adneth par exemple ; et les roches éruptives basiques considérées comme typiques pour la nappe rhétique, sont, en fait, intercalées à des niveaux très divers dans la série de la Basse Engadine ; elles

ne sont pas localisées, comme elles devraient l'être d'après la théorie de M. Steinmann.

Se basant sur ces considérations, M. Hammer admet comme hypothèse la plus probable celle qui fut édiflée autrefois par M. Paulcke et d'après laquelle la région de la Basse Engadine représenterait un ancien bassin d'affaissement, recouvert par des chevauchements confluent des massifs voisins. Il considère pourtant comme aussi possible l'hypothèse d'une grande nappe austro-alpine, à la condition qu'elle soit complétée par celle de mouvements locaux, confluent, survenus non seulement après la mise en place de la nappe supérieure mais encore après une érosion profonde de celle-ci. La fenêtre de la Basse Engadine aurait ainsi été d'abord creusée, puis écrasée et bombée par les poussées convergentes des masses cristallines qui la bordaient.

La description de MM. Ampferer et Hammer s'étend ensuite sur la région occidentale du massif de l'Oetzthal depuis la chaîne du Lischanna jusqu'à la vallée de Münster et au Piz Umbrail. Les auteurs y exposent les modifications progressives qu'y subit du N au S la série austro-alpine; puis ils abordent l'étude tectonique de ce tronçon de leur grand profil. Pour le Piz Lischanna ils adoptent à peu près la coupe établie par M. Schiller, en admettant pourtant une ampleur moins grande des phénomènes de recouvrement; ils donnent un aperçu général sur le massif cristallin de Sesvenna, qui est terminé brusquement au S par une faille verticale. Le long de celle-ci les gneiss buttent contre la série permienne et triasique du Piz Starlex, qui est intensément plissée et disloquée et qui supporte un lambeau de recouvrement de Verrucano. Plus au S le massif du Piz Urtilola est formé par une grande plaque de gneiss qui chevauche, sur toute la largeur de la chaîne, sur le Verrucano de la série du Piz Starlex; ce chevauchement prend du reste un grand développement et c'est à lui en particulier que correspond la superposition du lambeau de recouvrement gneissique bien connu du Piz Lad, du Piz Umbrail et du Piz Chazfora, qui repose sur une zone très inégale en épaisseur de Trias. Malgré l'ampleur de ce phénomène, MM. Ampferer et Hammer, se basant sur la similitude lithologique existant entre les gneiss chevauchants et ceux du soubassement du Trias, ne veulent pas voir là une nappe d'origine lointaine, mais considèrent le chevauchement comme localisé à cette région occidentale de la masse cristalline de l'Oetzthal et comme produit par un mouvement dirigé à peu près de l'E à l'W.

A propos de la région du Val Fraele, du Stelvio et de l'Ortler, MM. Ampferer et Hammer maintiennent le point de vue qui a été soutenu antérieurement par M. Hammer; ils persistent à envisager la zone de terrains triasiques-jurassiques, qui s'étend de Livigno par le Val Fraele, jusqu'au Stelvio et à l'Ortler, comme un synclinal incurvé, déjeté vers le SW puis vers le S et fermé au N; la partie SW de ce synclinal s'est affaissée le long de la grande faille verticale de Zebbru, de Livigno jusque dans le Suldenenthal, ce qui fait butter les couches triasiques contre les schistes cristallins.

Se basant sur les considérations qui précèdent ainsi que sur les observations faites récemment par MM. Spitz et Dyrrenfurth dans la région frontrière des Grisons et du Tyrol, MM. Ampferer et Hammer admettent que les plis déjetés au S de la région de l'Ortler et du Val Fraele se raccordent avec les plis déjetés au NW de la Basse Engadine par un grand arc de cercle fermé à l'W et enveloppant le massif cristallin du Münsterthal. Ils supposent d'abord la formation d'un bassin d'affaissement entre les grandes fractures de Zebbru et de Straglia-Vitale, puis une poussée à l'W de la masse du Münsterthal, qui a déterminé la formation de plis mésozoïques déjetés vers l'extérieur en arcs de cercle, puis enfin des chevauchements, nés suivant des plans de fracture obliques, qui ont amené dans leur position actuelle sur le Trias les schistes cristallins de l'Urtirola, du Piz Umbrail et des lambeaux de recouvrement de la Basse Engadine. Du reste les auteurs croient pouvoir étendre la notion de poussées E-W, ayant déterminé des plis à direction N-S plus ou moins incurvée, soit aux Alpes du Lechthal, soit aussi à la région des nappes cristallines des Grisons; ils développent ainsi une conception générale qui rappelle celle qu'a émise M. Rothpletz, sans lui correspondre du reste dans les détails. Ils terminent ce chapitre par une réfutation très sommaire des interprétations données pour cette région des Alpes par MM. Termier, Steinmann, Paulcke, etc....

Je puis me contenter de citer très brièvement le chapitre suivant de la description de MM. Ampferer et Hammer, qui concerne la région du Monte Confinale, du Val Furva et du Tonale. Je dirai simplement que les auteurs y font ressortir les relations qui existent d'une part entre la zone des phyllades quartzeuses du Confinale et du Val Furva et la zone cristalline de la Valteline, d'autre part entre la zone du Tonale et celle d'Ivrée. A propos de cette dernière zone, les auteurs insistent sur la nécessité de ne pas confondre les

marbres intensément métamorphisés, qui s'y trouvent intercalés en concordance dans les gneiss et qui doivent être paléozoïques, et les calcaires triasiques qui s'y rencontrent également, mais dans d'autres conditions tectoniques et qui sont assez peu métamorphisés pour être fossilifères par places.

Dans leur description du massif tonalitique de l'Adamello MM. Ampferer et Hammer développent l'idée que l'intrusion ne s'est pas produite ici à une époque déterminée, mais qu'elle s'est échelonnée sur une très longue période, qui a duré au moins depuis le Trias jusque dans le Tertiaire. Ils insistent en second lieu sur la remarquable analogie pétrographique, qui existe entre les phyllades et les gneiss de la couverture sédimentaire du massif de l'Adamello et les schistes cristallins de la zone comprise entre le Tonale et l'Ortler; ils considèrent qu'on ne doit admettre aucune limite de faciès entre les deux régions et, comme d'autre part il ne voient aucun signe probant d'une grande ligne de dislocation dans la zone du Tonale, ils admettent que la grande fracture supposée ici et comparée à la faille judiciaire n'existe très probablement pas.

Au S du massif de l'Adamello s'étend la zone des formations permienes et triasiques faiblement inclinées au N et s'appuyant au S sur des micaschistes. Cette zone est limitée au S par la faille du Val Trompia, qui est bien une véritable faille et non un plan de chevauchement, comme l'avait admis M. Baltzer. Cette fracture remplit ici un rôle analogue à celui que joue plus à l'E la faille judiciaire; elle sépare la zone précitée de la zone des Alpes calcaires de Lombardie, que traverse le dernier tronçon du profil de MM. Ampferer et Hammer. Dans ces chaînes, affaissées relativement aux régions plus septentrionales, le Trias prédomine presque exclusivement; il forme des plis déjetés au S, même en partie chevauchants dans cette direction, mais il montre en outre des signes de poussées ayant agi de l'E à l'W et est coupé par des failles N-S. Les auteurs admettent une frappante analogie entre ces chaînes calcaires et les Alpes calcaires septentrionales, auxquelles elles sont pour ainsi dire symétriques, avec cette seule différence que les chevauchements au S sont moins étendus ici que les chevauchements au N dans les Alpes septentrionales.

La seconde partie du travail de MM. Ampferer et Hammer a pour but d'édifier une synthèse de la tectonique des Alpes dans la zone transversale considérée. Revenant à la bordure du plateau molassique et aux chaînes à faciès hel-

vétiques, les auteurs supposent d'abord que les plis serrés et déjetés au N des grès oligocènes-miocènes ont dû se former sous la poussée des masses à faciès helvétiques venant du S, après que la molasse eût été complètement décollée de son soubassement. Quant aux chaînes crétaciques du Säntis, du Grüntén et du Bas Lechthal, ils adoptent la notion des masses charriées, venues du S et décollées elles aussi de leur soubassement.

Pour MM. Ampferer et Hammer il ne peut subsister aucun doute sur le fait que les Alpes calcaires de l'Allgäu et du Lechthal doivent leur tectonique particulière à la formation de nappes, mais ils admettent pour celles-ci une genèse très différente de celle qu'on suppose généralement pour les nappes helvétiques. Ils considèrent qu'il a dû se développer d'abord dans cette région des Alpes une nappe, formée d'une série normale et qui a subi des mouvements indépendants de ceux de son soubassement. Pendant ces mouvements cette nappe s'est disloquée et divisée en de multiples écailles plus ou moins étendues, qui ont chevauché les unes sur les autres; ainsi sont nés les chevauchements de la nappe dite du Lechthal et de celle dite du Wetterstein-Mieming, ainsi que les multiples recouvrements moins étendus mais pourtant importants des Alpes calcaires septentrionales. Quant à la question de savoir si cette nappe austro-alpine recouvre des formations plus jeunes appartenant à une autre zone, ou si elle s'est simplement décollée d'un soubassement cristallin discordant, les auteurs estiment ne pas devoir se prononcer. La direction des mouvements qui ont créé cette tectonique ne semble pas à MM. Ampferer et Hammer avoir été unique; ces auteurs admettent au contraire, à côté de poussées S-N, des poussées E-W, en se basant sur le fait que, d'une part, les divers éléments tectoniques austro-alpins plongent vers l'E et que, d'autre part, ils sont formés par des couches de plus en plus profondes du Trias dans la direction de l'E.

La tectonique du massif de la Silvretta et de la fenêtre de la Basse Engadine paraît à MM. Ampferer et Hammer, malgré les multiples réserves faites dans un chapitre antérieur, pouvoir être expliquée par l'hypothèse d'une grande nappe cristalline chevauchant sur les schistes lustrés; les auteurs admettent d'abord un bombement anticlinal des schistes lustrés, puis seulement leur recouvrement par la nappe cristalline qui a entraîné la formation des zones d'imbrication intermédiaires et le déjettement de l'anticlinal préexistant.

A propos des Alpes du Münsterthal les auteurs distinguent

trois éléments superposés : 1° la masse cristalline principale qui représente l'extrémité occidentale du massif de l'Oetzthal et qui chevauche au NW sur les schistes de la Basse Engadine, 2° la couverture permo-triasique de cette masse qui a subi des déplacements importants et qui montre des signes évidents de laminage, 3° une masse cristalline supérieure, à laquelle appartiennent les masses chevauchantes du Piz Umbrail, du Piz Ciavalatsch, de l'Urtirola et les lambeaux de recouvrement du massif de Lischanna. La superposition de cette zone gneissique supérieure doit être attribuée à une poussée venue de l'E, qui a causé en même temps la formation des plis triasiques en arc de cercle qui se suivent de l'Ortler à la Basse Engadine; mais les formes tectoniques générales de la région font supposer, avant cette poussée EW une poussée dirigée du S au N.

Entre la grande faille de Zebbru et le massif de l'Adamello s'étend un territoire qui se divise en une zone septentrionale caractérisée d'une part par la prédominance des schistes phylliteux, de l'autre par les faibles ondulations de ses couches peu inclinées, et une zone méridionale où les schistes cristallins sont fortement redressés avec un plongement isoclinal au S et où ces schistes sont formés surtout de quartzites et de gneiss injectés. Le massif de l'Adamello, formé d'intrusions successives, a des caractères mixtes entre ceux d'un laccolithe et ceux d'un batholithe.

Enfin dans les Alpes méridionales il faut distinguer la zone des couches permo-triasiques plongeant faiblement au N et la zone des chaînes triasiques avec ses plis chevauchant au S, qui sont séparées par la grande faille du Val Trompia.

Dans un dernier chapitre, synthétique, MM. Ampferer et Hammer commencent par distinguer dans les diverses zones alpines qu'ils ont envisagées deux catégories, d'une part les zones dont les éléments sont pour ainsi dire déracinés, c'est-à-dire arrachés de leur soubassement normal, ainsi la zone plissée de la molasse, celle des chaînes à faciès helvétique et du Flysch, celle des Alpes calcaires septentrionales, celle de Silvretta, celle du Tonale et celle des Alpes calcaires méridionales, d'autre part les zones d'un caractère autochtone, telles que celles de la Basse Engadine, celle du Münsterthal et de l'Ortler et celle de l'Adamello.

Parmi les nappes des Alpes septentrionales MM. Ampferer et Hammer distinguent simplement la nappe à faciès helvétique et la grande nappe austro-alpine, à laquelle appartiennent à la fois les Alpes calcaires de l'Allgäu et du Lechthal et le

massif cristallin de Silvretta. Pour eux la nappe helvétique doit s'étendre beaucoup moins loin vers le S que ne l'admettent les géologues suisses et M. Steinmann avec ses élèves; elle représente en outre un élément complètement déraciné une sorte de grande écaille. Entre cette nappe et la base de la nappe austro-alpine n'existent pas de nappes indépendantes et ce qui a été considéré comme tel, ce sont des lames de charriage arrachées en partie à la nappe sous-jacente en partie à la nappe sus-jacente et mêlées en une zone de broyage très compliquée. Dans la fenêtre de la Basse Engadine la nappe austro-alpine repose directement sur les Schistes lustrés probablement autochtones avec la seule intercalation d'une semblable zone de broyage.

Ces nappes septentrionales ont été mises en place surtout par des poussées dirigées du S au N, dont l'importance a beaucoup dépassé celle des mouvements EW. Dans les Alpes du Münsterthal par contre et jusque dans les Grisons les chevauchements se sont fait essentiellement de l'E à l'W et la limite des Alpes orientales et centrales représente la limite de ces chevauchements, simplement modifiée par l'érosion.

Quant à la mécanique de ces grands mouvements, MM. Ampferer et Hammer insistent sur le fait qu'il ne peut s'agir ici de grands plis couchés, mais qu'on a à faire à des chevauchements nés sur des plans de glissement très peu inclinés à la façon de gigantesques écailles. Ils expliquent cet écaillage en grand de la surface par une diminution de volume des couches profondes de la lithosphère, diminution qui elle-même serait due à une sorte de suction vers la profondeur. Ils montrent enfin que leur interprétation élimine la question souvent difficile de la position de la racine pour beaucoup de nappes, puisqu'en fait celles-ci, qui sont souvent de simples écailles, n'ont pas de racine indépendante.

En terminant ce résumé, je me permets d'observer que, s'il contient quelques contradictions, celles-ci se trouvent dans la publication de nos collègues autrichiens, dont le texte, rédigé par deux savants de mentalité évidemment différente, n'est pas absolument homogène.

Massifs centraux et Hautes Alpes calcaires. La Savoie est trop intimement liée à la Suisse par ses caractères géographiques et géologiques pour que je puisse omettre de parler ici d'un volume publié récemment par M. J. RÉVIL (85) et dont l'objet est la région **des chaînes alpines et jurassiennes de Savoie**. Ce volume n'est du reste que la première partie d'une

publication très importante; il comprend ce qui a trait à la morphologie générale et à la stratigraphie, tandis que le tome suivant traitera spécialement de la configuration géologique et tectonique de la région considérée.

Dans un premier chapitre M. Révil reprend très en détail tout l'historique de la géologie de la Savoie depuis la publication du *Voyage dans les Alpes*, de H.-B. de Saussure, jusqu'aux travaux les plus récents; il donne une liste bibliographique précieuse de tout ce qui intéresse ce vaste sujet.

Vient ensuite une partie intitulée description géographique, dans laquelle l'auteur traite successivement de l'orographie des chaînes jurassiennes et des chaînes subalpines, puis de l'hydrographie de ces chaînes et des synclinaux qu'elles encadrent, du régime des eaux souterraines et des sources, enfin des caractères morphologiques spéciaux que déterminent les terrains constituants variés du territoire considéré.

Mais la partie de la publication de M. Révil qui nous intéresse le plus directement est celle qui est consacrée à la stratigraphie. L'auteur en effet, loin de limiter sa description à la région qu'il a spécialement étudiée, établit entre les terrains existant en Savoie et les formations correspondantes qu'on rencontre ailleurs, soit dans le Jura, soit dans les Alpes, de multiples comparaisons et réunit ainsi d'innombrables documents intéressants.

C'est ainsi qu'à propos du **Lias**, M. Révil fait une révision des formations infra-jurassiques du département de l'Ain, du Jura lédonien, du soubassement des Bauges et de la bordure du massif de Belledonne, puis il tire de cet examen les conclusions suivantes :

Le Rhétien dans les régions jurassiennes, comme dans les chaînes subalpines de Savoie conserve partout un faciès arénacé ou vaseux avec des faunes de Lamellibranches et des bone-beds. Avec l'Hettangien et le Sinémurien le faciès néritique persiste vers le N dans le Jura lédonien, tandis que dans les territoires subalpins c'est le faciès vaseux à céphalopodes qui s'établit, bordé seulement, du côté interne, par une zone néritique à Entroques. Cette distinction s'accroît encore pendant le Charmoutien et le Toarcien, pendant lesquels le géosynclinal subalpin a dû continuer à s'approfondir, tandis que les régions jurassiennes subissaient un remblaiement.

A propos du Jurassique moyen, M. Révil compare le Dogger du Mont du Chat avec les formations correspondantes du Jura, telles qu'on les trouve depuis le département de l'Ain

jusqu'à la Lägern; il fait ressortir la prédominance générale dans tout le Jura des calcaires, tantôt oolithiques, tantôt coralligènes, tantôt échinodermiques. Quant au Dogger de la région subalpine de Savoie, il est peu fossilifère et ne se prête pas à une division précise; M. Révil le compare pourtant aussi aux calcaires médiojurassiques alpins et préalpins soit de Suisse, soit de la Haute-Savoie, soit du Dauphiné, de la Provence et des Alpes maritimes.

M. Révil consacre ensuite un chapitre au Callovien et à l'Oxfordien; considérant d'abord les régions jurassiennes, il rappelle l'existence des oolithes ferrugineuses calloviennes du Mont du Chat, qui se retrouvent dans le Jura méridional, tandis que vers le NE elles sont remplacées progressivement par les calcaires échinodermiques de la « Dalle nacrée »; il montre les calcaires de Birmensdorf à *Och. canaliculatum* surmontant directement au Mont du Chat les oolithes à *Rein. anceps* et recouverts par les schistes marneux du faciès d'Effingen; puis il suit cette série oxfordienne le long des chaînes internes du Jura jusqu'en Argovie, tandis que plus au NW se développe la série dite franc-comtoise, avec les marnes à *Cren. Renggeri* à la base et les marno-calcaires à *Pholad. exaltata* au-dessus. Dans les chaînes subalpines de Savoie le Callovien est représenté par des schistes à *Posid. alpina*, sur lesquels s'appuient des calcaires marneux à nodules pyriteux avec *Perisph. bernensis* et *Card. cordatum*, puis des couches marneuses à *Pelt. transversarium*. De là vers le NE dans la Haute-Savoie et les Alpes suisses, on trouve une série, dont le terme inférieur callovien est difficile à distinguer des couches sous-jacentes, mais dans laquelle le niveau schisteux à *Card. cordatum* reste très constant, tandis qu'au dessus le niveau à *Pelt. transversarium* est en général représenté par des calcaires lités et un peu schisteux. Dans la région delphino-provençale le Callovien figure comme schistes à *Posid. alpina*, l'Oxfordien comprend des couches surtout marneuses.

En résumé les régions subalpines sont restées pendant le Callovien dans un régime géosynclinal et ont hébergé des faunes à affinités méditerranéennes, tandis que les territoires jurassiens n'ont été recouverts que par des eaux peu profondes et ont même partiellement émergé à la fin de cette époque. Ces conditions se modifient dans le courant de l'époque oxfordienne, qui marque un enfoncement du territoire du Jura.

Passant au Jurassique supérieur, M. Révil en aborde l'é-

tude en décrivant d'abord les formations qui lui appartiennent dans les chaînes jurassiennes de Savoie. Là le Séquanien, formé de calcaires lités, se divise nettement en deux niveaux : 1° la zone à *Ochet. marantianum* et *Per. Tiziani*, 2° la zone à *Oppelia tenuilobata*. Le Kimmeridgien comprend de bas en haut : 1° des calcaires à silex avec *Terebr. insignis*, 2° des calcaires grisâtres, oolithiques par places, avec débris d'Echinides, de Polypiers et de *Diceras*, 3° des calcaires coralligènes avec *Diceras Münsteri*, auxquels sont associés des dolomies. Le Portlandien débute par des calcaires blancs ou jaunâtres avec bancs oolithiques, qui contiennent par places des *Diceras* et des Nérinées : *N. Maria* d'Orb., *N. trinodosa* Voltz, *Trochalia depressa* Voltz; puis il se termine par des couches purbeckiennes à fossiles d'eau douce, soit des calcaires sublithographiques, soit des conglomérats, soit des marnes verdâtres, alternant avec des couches marines.

Des chaînes jurassiennes de Savoie M. Révil suit le développement du Jurassique supérieur au Salève et dans le Jura méridional, où le Séquanien devient marno-calcaire, tandis que l'ensemble du Kimmeridgien et du Portlandien sont représentés par des couches oolithiques et coralligènes; puis il décrit les variations de faciès bien connues qui se produisent dans le Jura central.

Quant au Jurassique supérieur alpin, M. Révil commence par l'étudier dans la région de Chambéry, de Montmélian et des Blauges; là le Séquanien est composé par des calcaires lités et en partie marneux, dans lesquels on peut distinguer un niveau inférieur à *Perisph. Tiziani* et un niveau supérieur à *Oppelia tenuilobata*, *Sutneria platynota*, etc.... Le Kimmeridgien comprend des calcaires en gros bancs, dans lesquels s'intercalent encore des zones plus marneuses et fossilifères avec *Sowerbya Loryi*, *Aspidoc acanthicum*, *Rein, pseudomutabilis*. Le Portlandien se divise en quatre niveaux :

1° Des calcaires compacts, blonds, à *Opp. lithographica* et *Perisph. transitorius*.

2° Des calcaires bréchiformes avec intercalations marneuses à *Aptychus*.

3° Des calcaires sublithographiques avec bancs à débris de polypiers.

4° Des marnes bleues à *Hopl. privasensis*.

Suivant le Malm dans la Haute Savoie et en Suisse, M. Révil montre que ce n'est guère que dans les Préalpes externes qu'on peut en distinguer paléontologiquement les

étages, tandis que dans les Hautes Alpes calcaires se développe le faciès uniforme du Hochgebirgskalk, et que dans les Préalpes médianes le Malm est représenté par des calcaires très pauvres en fossiles, tantôt coralligènes, tantôt compacts et contenant des *Aptychus*.

En terminant ce chapitre, M. Révil fait ressortir l'analogie de faciès et de faune, qui relie le Séquanien des chaînes jurassiennes et subalpines de Savoie, tandis qu'ensuite les deux régions se sont différenciées, celle des chaînes subalpines restant géosynclinale avec accumulation de sédiments à céphalopodes, celle des chaînes jurassiennes se couvrant d'abord de récifs, puis s'exhaussant encore, de façon à émerger à l'époque du Portlandien supérieur.

Un chapitre considérable du livre de M. Révil est consacré à l'étude du **Crétacique inférieur**. L'auteur y rappelle d'abord que dans les massifs des Beauges et de la Chartreuse on peut suivre, au niveau du Valangien, le passage latéral du faciès néritique et organogène au faciès bathial et vaseux. Il décrit ensuite la série infracrétacique des chaînes jurassiennes de Savoie, qui est remarquablement semblable à celle du Jura vaudois et neuchâtelois. Dans l'une comme dans l'autre région, en effet, le Valangien débute par les calcaires compacts du marbre bâtard, qui sont séparés par un niveau marneux (marnes d'Arzier) des « calcaires roux »; puis l'Hauterivien débute par les marnes grises dite d'Hauterive, qui deviennent plus calcaires vers le haut et sont ainsi reliées aux calcaires jaunes oolithiques du niveau de la « Pierre de Neuchâtel ». Ce dernier complexe est attribué par M. Révil au Barrémien inférieur, tandis que les calcaires à *Req. ammonia* sont classés dans le Barrémien supérieur avec les couches à *Orbitolines* et à *Harp. Pelagi*. Seul l'Aptien prend dans les chaînes jurassiennes de Savoie un faciès qui ne se retrouve plus au NE, celui des calcaires zoogènes à *Touc. carinata*.

Quant au Crétacique inférieur des régions subalpines de Savoie, M. Révil rappelle qu'il offre un type mixte. Le Valangien, y débute par des couches marno-calcaires à céphalopodes, correspondant aux niveaux à *Hopl. Boissieri* et à *Hopl. neocomiensis*, puis sa partie supérieure est formée de calcaires roux, gréseux ou même lumachelliques contenant *Hopl. Thurmanni* et *Alectr. rectangularis*. Vers le NW on peut observer le passage des marnes berriasiennes au marbre bâtard. L'Hauterivien est généralement marneux à la base et contient d'assez nombreux céphalopodes : *Hopl. Leopoldi*, *Hopl. ra-*

diatus; vers le haut il s'enrichit en calcaire et contient surtout des Spatangidés : *Toxaster retusus* et des Ostreidés : *Exog. Couloni*. Le Barrémien prend ici une forme semblable à celle des chaînes jurassiennes; sa partie inférieure comprend des calcaires jaunâtres, souvent marneux et contenant surtout des Brachiopodes : *Rhynch. multiformis*, *Zeil. tamarindus*, des Lamellibranches : *Trigonia caudata*, *Janira neo-comiensis*, des Gastéropodes et des Echinides; sa partie supérieure est formée de calcaires urgoniens à *Req. ammonia*, auxquels se mêlent en proportion variable des marnes à *Orbit. conoïdea* et à *Harpagodes Pelagi*. Ces couches marneuses sont en général surtout développées directement sous la limite supérieure du Barrémien et supportent les calcaires à *Touc. carinata* de l'Aptien inférieur.

M. Révil donne ensuite une description synthétique des formations infracrétaciques de la Haute-Savoie et de la Suisse, soit celles des Préalpes, où règne le faciès vaseux, soit celles des Hautes Alpes calcaires, où les formations néritiques prédominent.

A propos du Crétacique moyen M. Révil rappelle l'absence de l'Albien dans les chaînes jurassiennes de Savoie et décrit les dépôts albiens du massif de la Chartreuse et des Beauges, qui vers l'W commencent par des calcaires échinodermiques et se continuent par des grès et des marnes glauconieux, tandis que vers l'E le faciès gréseux prédomine de plus en plus.

Sur ces dépôts albiens on trouve directement, dans les Alpes calcaires de Savoie, l'Aturien qui est transgressif et légèrement discordant. Cet étage débute dans les Beauges et dans le massif de la Chartreuse par des calcaires sublithographiques à silex et nodules ferrugineux, puis le faciès devient tantôt crayeux, tantôt plutôt marneux et les fossiles s'y trouvent plus fréquemment : *Inocer. Cripsi*, *Pachydiscus Levyi*, *Pach. Brandti*, *Bel. mucronata*, *Ananchytes ovata*, etc,...

A propos du Crétacique moyen et supérieur M. Révil a de nouveau réuni d'assez nombreux documents, intéressant les Hautes Alpes et les Préalpes en Haute-Savoie et en Suisse, ainsi que la région delphino-provençale. Dans un chapitre de conclusions il insiste sur l'importance des émergences qui se produisirent dans le Jura et les Alpes françaises soit après le Bedoulien, soit après l'Albien, soit après le Maestrichien et qui furent suivies par les transgressions albiennes et aturiennes.

La partie du livre de M. Révil consacrée au Tertiaire débute par un chapitre consacré au Sidérolithique de Savoie et de Suisse ; vient ensuite une étude du Nummulitique des Beauges. Là la série commence avec des couches à *Num. aturicus*, *Assil. exponens*, *Orthophr. discus*, que l'auteur place au niveau de l'Auversien, elle continue par des marnes à *Cerithium Diaboli* et des calcaires à *Num striatus*, qui sont considérés comme priaboniens. Plus haut le Sannoisien se compose de calcaires plus ou moins gréseux contenant des Pecten avec parfois *Num. Ramondi*, *Num. Boucheri*, etc., tandis que le Stampien comprend des schistes à écailles de poissons passant vers le haut à des grès dits grès du Désert.

Passant à l'Aquitaniien ou Cassélien, M. Révil décrit cet étage toujours formé, depuis les chaînes jurassiennes de Savoie et le massif de la Chartreuse jusqu'en Suisse, par des molasses tendres et des marnes d'un caractère nettement lagunaire ou lacustre ; il montre aussi comment dans les chaînes alpines de Savoie on constate fréquemment une transition absolument graduelle du Stampien à l'Aquitaniien. M. Révil traite enfin assez brièvement la question du Miocène, faisant ressortir l'effet en Savoie des deux phases transgressives du Burdigalien et du Vindobonien. Puis, en terminant son chapitre consacré au Tertiaire, il expose comme suit les événements successifs de cette période : 1^o au début de l'Eocène les territoires jurassiens et alpins de Savoie étaient exondés, ainsi du reste que le Jura et les Alpes suisses ; 2^o avec le Lutétien une première transgression s'est manifestée dans une zone méridionale correspondant à la zone d'origine des nappes helvétiques ; 3^o cette transgression s'est ensuite étendue progressivement au N et à l'W pendant l'Auversien et le Priabonien ; 4^o avec l'Aquitaniien le synclinal tertiaire a été refoulé vers l'extérieur, puis il s'est enfoncé de façon à permettre dès le Burdigalien une liaison marine continue de la Savoie au bassin de Vienne, et cet enfoncement, ayant continué, a provoqué la transgression vindobonienne ; 5^o avec l'époque tortonienne un mouvement régressif se dessine et s'accroît rapidement, en sorte qu'à l'époque pontienne la mer a abandonné définitivement le territoire de la Savoie.

Quant aux formations quaternaires il serait bien difficile de résumer ici la description qu'en donne M. Révil ; contentons-nous de constater que notre confrère de Chambéry retrouve aux environs de l'ancienne capitale de la Savoie les éléments suivants :

1° Traînées caillouteuses et blocs erratiques qui sur la chaîne de l'Epine s'élèvent au niveau de 1500 m. et appartiennent à la glaciation principale.

2° Alluvions de la Haute Terrasse ou interglaciaires Riss-Würm.

3° Moraines würmiennes correspondant au maximum de la dernière glaciation.

4° Alluvions interstadias correspondant à celles du Bois de la Bâtie près de Genève.

5° Moraines néo-würmiennes, en superposition sur les alluvions précitées, correspondant à la moraine d'Ivoire dans le bassin du Léman.

6° Moraines de retrait représentant les stades de Bühl, de Gschnitz et de Daun, qui se succèdent dans les vallées intra-alpines.

Dans une communication à l'Académie des Sciences M. M. LUGEON (83) a constaté le fait que, dans la **zone des Aiguilles Rouges** et dans son prolongement qui forme la bordure septentrionale du massif de l'Aar, il y a discordance entre le Cristallin et le Stéphanien, tandis que dans le **massif du Mont Blanc** et dans le massif de l'Aar proprement dit cette discordance n'existe pas. Il a montré en second lieu que les massifs du Prarion et du Pormenaz buttent avec un fort angle contre celui du Mont-Blanc. Aussi admet-il deux phases de plissement, l'une préstéphanienne ou « ségalaunienne », l'autre permienne ou « allobrogiennne ».

Dans une seconde note, M. M. LUGEON (84) commence par développer l'idée que l'intrusion de la protogine du Mont-Blanc a coïncidé avec le ridement allobrogien. Il remarque ensuite que le synclinal de Chamonix, qui correspond au coin calcaire de la Jungfrau, marque la trace du chevauchement des chaînes allobrogiennes sur les chaînes ségalauniennes.

Il convient de citer ici quelques chapitres d'une étude consacrée par M. CH. BURKY (77) à la répartition de la population dans la **vallée du Rhône entre Martigny et le Léman** et à l'influence exercée par les formes du terrain sur cette répartition.

Dans un chapitre traitant de la topographie de ce tronçon de vallée, l'auteur reprend la question des deux niveaux principaux de terrasses que M. Brückner y a distingués. Il suit la terrasse supérieure sur le versant droit par Plex dans le versant occidental de la Dent de Morcles, par Morcles (1165 m.), Dailly, le Vernays (1071 m.), Gryon, Arveyes (1221 m.),

Villars, Chézières, Huémoz, Panex (950 m.), la Forclaz au-dessus de la Grande Eau (1126 m.), le Rachy sur Vers l'Eglise (1350 m.), le Pillon (1422 m.), le versant S de la chaîne de Chaussy jusqu'à Aigremont, le plateau de Leysin (1116 m.), le haut de Corbeyrier, Luan, Herniaulaz, jusqu'à Caux et aux Avants. Sur le versant gauche la même terrasse se suit du plateau de Ravoir sur Martigny (1250 m.), Giétroz (1357 m.), Finhaut, les Marécottes, les Giettes, Barme dans le haut du Val d'Illiez, Ayerne, Morgins (1314 m.), Champsoz, Révéreulaz, Forgon, Chamosson, Miex, Novel.

La terrasse inférieure se présente à 300 m. plus bas; on la suit par Champex, le Mont (961 m.), les Monts de Bex, les Plans, Frenières (859 m.), Pallneyres (769 m.), Forchex et la Pousaz à l'entrée de la vallée de la Grande Eau, le Sépey (979 m.), le Plan d'Essert, Vers Cort sur Yvorne (720 m.), les Planches jusqu'à Glion (670 m.). Sur le versant gauche cette même terrasse commence à Cheseaux (1080 m.) et se continue par Crête (1030 m.), Plan à Jeur, l'Itroz, le Châtelard, Vérossaz (870 m.), les Rives, Champéry, Val d'Illiez, Trois-Torrents.

M. Burky traite du reste d'une façon générale des actions exercées sur sa vallée par le glacier du Rhône soit comme agent d'érosion, soit comme agent d'accumulation. Il expose aussi très sommairement la tectonique de la région et son influence sur la topographie et l'hydrographie; mais la plus grande partie de son étude se rapporte à des observations climatiques ou ethnologiques qui ne rentrent pas dans le cadre de cette revue. Disons seulement que ces observations mettent en lumière le rôle que jouent dans le cas d'une large vallée d'alluvion les éboulements, les moraines, les cônes de déjections, les éboulis, qui, élevant la surface du sol, la mettent à l'abri des inondations et sont pour ainsi dire prédestinés à devenir le siège d'habitations et à servir de passage aux voies de communication. M. Burky montre aussi par des statistiques l'utilisation qu'ont faite les populations des terrasses et d'une façon générale des replats coupant les versants en général abrupts de la vallée.

Dans une courte description géologique du **tunnel du Lötschberg**, M. C. SCHMIDT (87) a traité plus spécialement du coin synclinal qui s'enfonce entre le granite de Gastern et les gneiss du Loetschenthal. Cette étroite zone calcaire, qui pénètre jusqu'au niveau du tunnel et qui se suit jusqu'à la Jungfrau, se compose de deux séries sédimentaires, formées

l'une de Trias et de Hochgebirgskalk, l'autre de Trias, de Lias et de Dogger de la zone du Ferder Rothhorn et séparées par une lame de gneiss.

M. P. BECK, dont je signalais l'an dernier la carte représentant au 1 : 50 000 la **région située au NW d'Interlaken**, a publié sur cette même région une courte notice (72).

Il commence par définir les divers éléments tectoniques compris dans ce territoire; ce sont :

1° La Molasse subalpine, formée de conglomérats à éléments exotiques, de grès et, vers le haut, de couches à charbon. L'auteur n'a pas retrouvé dans cette zone les plis indiqués dans ses profils par Kaufmann.

2° La nappe du Niederhorn, qui forme la bordure externe des Alpes calcaires entre les lacs de Thoune et des Quatre-Cantons, et qui comprend exclusivement des terrains crétaciques et tertiaires complètement détachés de leur soubassement normal. Au point de vue stratigraphique cette nappe est caractérisée par la transgressivité du SE au NW de l'Eocène, qui commence au S avec le Lutétien, au N avec l'Auvervien et qui repose au S sur le calcaire de Seewen au N sur l'Urgonien inférieur ou Barrémien. Tectoniquement la nappe du Niederhorn comprend : a) le pli du Harder prolongement de celui du Lohner qui se continue au N du Brunig et jusque vers Wolfenschiessen dans la vallée d'Engelberg, où il disparaît sous une nappe supérieure, b) le pli faillé de la Waldegg et c) les chaînes externes proprement dites depuis le Sigriswylergrat jusqu'au Pilate.

3° La nappe de l'Augstmatthorn, qui se superpose à la précédente à partir de la montagne du même nom et prend un développement important vers le NE, pour se prolonger probablement dans la nappe du Drusberg. Cette nappe est particulièrement bien développée au S du Stanzerhorn dans le versant occidental de la vallée de l'Aa d'Engelberg, où elle est intercalée entre le pli du Harder et les Klippes préalpines. Stratigraphiquement elle est caractérisée avant tout par le développement qu'y prennent les schistes de Wang; ceux-ci ont été longtemps considérés comme le superstratum normal des formations crétaciques de la zone du Harder, mais maintenant leur superposition tectonique sur ce Crétacique et même sur le Flysch peut être considérée comme démontrée.

4° La nappe de Habkern, qui sépare les Klippes préalpines de leur substratum helvétique dans le synclinal de Habkern, et qui est caractérisée par l'abondance du matériel exotique

qu'elle contient. M. Beck admet que le Flysch de cette nappe s'est formé au dépens d'une nappe primaire, prétertiaire, qui contenait déjà ce matériel exotique et d'où celui-ci s'est répandu d'un côté dans la nappe secondaire du Wildflysch, de l'autre dans la Molasse subalpine. Outre les grès et brèches du Flysch cette nappe contient des Klippes mésozoïques; en conservant constamment le même caractère lithologique, elle forme la « zone des Cols » dans les Préalpes médianes et semble avoir pris une extension considérable sur les nappes helvétiques jusque dans la Suisse orientale.

5° La nappe des Préalpes médianes se réduit au NE du lac de Thoun à quelques Klippes crétaciques ou tithoniques, dont les plus importantes sont celles de Leimern et du Lom-bach supérieur.

Dans un dernier chapitre M. Beck cherche à refaire l'histoire du développement des grandes nappes et de son influence sur la sédimentation subalpine. Il commence par décrire les sédimentations successives qui ont eu lieu dans le géosynclinal helvétique, montrant la régression posturgonienne et la transgression qui a ramené sur l'Urgonien tantôt l'Albien (Waldegg), tantôt seulement le calcaire de Seewen (nappe de l'Augstmatthorn), puis la régression postsénonienne, qui a limité l'extension des schistes de Wang et qui a été suivie pendant le Lutétien et l'Auversien d'une transgression progressive du S au N.

Ensuite l'auteur précise son explication sur la genèse de la nappe de Habkern; il se figure au S du géosynclinal helvétique une zone en voie de surrection dès les temps supracrétaciques et prenant la forme d'une nappe poussée lentement vers le N. Cette nappe en se démantelant sur son front, aurait fourni les éléments des brèches et des conglomérats du Flysch, qui seraient ainsi en partie des dépôts directement littoraux, tandis que, plus loin des falaises, se seraient déposés les grès du Hohgant et les autres sédiments lutétiens-auversiens. Le mouvement lent du S au N de cette nappe primaire aurait permis le dépôt de brèches grossières dans des zones de plus en plus septentrionales. Après un temps d'arrêt, correspondant à la fin de l'Eocène et au commencement de l'Oligocène, la poussée au N aurait repris, d'après M. Beck, entraînant à la fois les restes de la nappe primaire de Habkern et les sédiments déposés devant son front, et les mêlant de façon très compliquée en ce que Kaufmann a appelé le Wildflysch. C'est ainsi que, pendant le Miocène, ces éléments furent érodés au profit de la sédimentation molassi-

que, disparaissant presque, sauf des lambeaux peu étendus et fournissant aux nagelfluh subalpines leurs cailloux exotiques. Dans ce travail d'érosion c'est la nappe primaire, plus élevée, qui a été le plus profondément attaquée et qui a été de ce fait à peu près supprimée.

Les restes de la nappe de Habkern se trouvent encore actuellement dans la nappe préalpine inférieure, sur les plis haut-alpins sous forme de lambeaux isolés en particulier dans le grand synclinal de Habkern, puis devant le front des chaînes calcaires externes ou même sous les plis helvétiques, ainsi à Derborence, à Kandersteg, dans le Sernfthal. Cette distribution montre que lors de la poussée au N des nappes helvétiques la nappe de Habkern en avait non seulement déjà recouvert tout le territoire, mais qu'elle avait même subi une érosion qui l'avait profondément morcelée.

M. P. BECK (74) a du reste fait de cette même région des Alpes une description beaucoup plus étendue, qui commence par une étude stratigraphique détaillée.

L'auteur envisage d'abord les formations crétaciques des nappes helvétiques qu'il définit comme suit :

Le **Valangien** se divise en quatre niveaux :

1° Les marnes grises valangiennes qui contiennent une faune assez riche, entre autres :

Hoplites asperrimus d'Orb.	Pecten Cottaldinus d'Orb.
» privasensis Pict.	Lima berriasensis Pict.
Haploceras Grasianum d'Orb.	Terebratula moutoniana d'Orb.
Bochianites neocomiensis d'Orb.	Pygope diphyoides d'Orb.
Belemnites latus d'Orb.	Cidaris alpina Cott.
» dilatatus Blainv.	Pentacrinus bernensis Zitt.
» conicus Blainv.	

Ces couches représentent le Berriasien et probablement la base du Valangien proprement dit; elles sont très développées dans le Justusthal.

2° Une zone peu épaisse de schistes marno-calcaires à petites oolites (Knötchenschiefer), qui contiennent de nombreux débris de Lamellibranches et de Crinoïdes avec des dents de sélaciens; les principales espèces de ce niveau sont :

Pycnodus Couloni Ag.	Ostrea tuberculifera Koch.
Sphenodus sabaudianus Pict.	Pentacrinus neocomiensis Des.
Hoplites privasensis Pict.	Cidaris preciosa Des.

3° Le calcaire valangien, qui est développé, soit dans le Justusthal, soit dans la chaîne du Harder, et qui comprend

soit des calcaires siliceux, soit des calcaires compacts, soit des calcaires finement spathiques rappelant l'Urgonien. Ce sont les Belemnites qui prédominent à ce niveau en particulier *Bel. pistilliformis* Bl. et *Bel. semicanaliculatus* Bl.

4^o Un banc mince de calcaire gréseux et un peu glauconieux, qui remplace dans la région du Justusthal la « Gensmättelschicht » du Pilate et qui se distingue par sa grande richesse en fossiles :

Hoplites neocomiensis d'Orb.	Belemnites bipartitus Bl.
» Rüttimeyeri Ooster.	» dilatatus Bl.
» cryptoceras d'Orb.	» pistilliformis Bl.
Holcostephanus Astieri d'Orb.	» semicanaliculatus Bl.
» Carteroni d'Orb.	Terebratula collinaria d'Orb.
Holcodiscus incertus d'Orb.	» sella Sow.
Haploceras Grasi d'Orb.	Pygope diphyoïdes d'Orb.
Phylloceras Tethys d'Orb.	Collyrites Jaccardi Des.
Belemnites Emerici Rasp.	Cidaridites alpina Cott. etc....

Le **Hauterivien** commence dans la chaîne externe par une zone, épaisse de 30 à 40 m., de marnes schisteuses, un peu pyritifères, assez riches en fossiles, qui contiennent entre autres d'assez nombreux ammonoïdes :

Holcostephanus Astieri d'Orb.	Schloenbachia cultrata d'Orb.
» bidichotomus Leym.	Lytoceras Honorati d'Orb.
» Hugii Ooster	» subfimbriatum d'Orb.
Hoplites Leopoldi d'Orb.	Phylloceras Moussoni Ooster.
» radiatus Brug.	» Rouyanum d'Orb.
» castellanensis d'Orb.	» Tethys d'Orb.
Crioceras Duvali Lév.	Haploceras ligatum d'Orb. etc....
» angulicostatum d'Orb.	

Dans la chaîne du Harder ces couches sont remplacées par des calcaires noirs, siliceux et schisteux, sans fossiles.

La plus grande partie de l'Hauterivien est formée par le complexe du « Kieselkalk » épais de 150-200 m., très pauvre en fossiles, dans lequel on ne rencontre communément que *Toxaster complanatus*.

Le **Barrémien** comprend, ici comme dans la Suisse orientale, un niveau inférieur, épais de 1 m. seulement, mais très bien caractérisé par sa teneur en pyrite et en glauconie et par son pigment ocreux ; c'est la couche de l'Altmann avec *Desmoc. difficile* d'Orb., *Desm. Beudanti* Brug., etc.... Ensuite viennent les couches de Drusberg formées de bancs calcaires, foncés, alternant avec des marnes et contenant comme fossiles surtout des Echinides : *Echinospatagus Collegnoi* d'Orb., *E. Ricordeanus* Cott., *Collyrites ovulum* d'Orb., *Heteraster*

oblongus d'Orb., *Cidaris hirsuta* Desor, etc...; ces couches diminuent notablement d'épaisseur vers le SE, où elles sont de plus en plus complètement remplacées par l'Urgonien sus-jacent. Celui-ci n'appartient au Barrémien que par sa partie inférieure, qui est caractérisée en première ligne par l'abondance de *Requienia ammonia*, mais qui contient par places une faune variée.

L'**Aptien** se divise en trois niveaux : 1° les calcaires marneux à *Orbitol. lenticularis*, épais de moins de 1 m.; 2° l'Urgonien supérieur; 3° les couches glauconieuses du Gargasien; mais cette série n'est bien développée que vers le S dans la chaîne du Beatenberg.

Les étages albien et cénomanien n'existent que sous une forme rudimentaire et manquent même le plus souvent. Le Seewerkalk se trouve dans la région du Beatenberg et dans la chaîne du Harder, mais avec une épaisseur très réduite.

Le complexe des calcaires schisteux de Wang est limité à une nappe supérieure, celle de l'Augstmatthorn.

En ce qui concerne les formations éogènes des chaînes calcaires au NW d'Interlaken, M. Beck, après avoir rappelé les interprétations qui en ont été successivement données depuis Kaufmann jusqu'à M. Boussac, en définit les caractères généraux comme suit ;

Le **Lutétien** n'est représenté que dans la chaîne du Harder, où il comprend : 1° un calcaire gréseux à *Num. complanatus* et à grandes orthophragmines; 2° un grès glauconieux à grandes orthophragmines riches en fossiles de Lamellibranches. L'**Auversien** a par contre une extension générale; dans les chaînes septentrionales, aux Ralligstöcke, au Sigriswilergrat, au Niederhorn et à la Gemmenalp, il débute par la série des grès du Hohgant, dans laquelle s'intercalent un ou deux niveaux à charbon et à fossiles d'eau saumâtre, et qui passe vers le haut aux calcaires à lithothamnies et à petites nummulites du faciès du « Ralligmarmor ». Dans la zone de la Waldegg les grès du Hohgant, peu épais, sont recouverts par des calcaires nummulitiques à *Orth. papyracea*, qui supportent eux-mêmes des schistes à débris de Lamellibranches (« Pectinitenschiefer »). Dans la chaîne du Harder on distingue un niveau inférieur gréseux et un niveau supérieur schisteux; dans la nappe supérieure de l'Augstmatthorn on distingue, à la base de l'Auversien, des schistes marneux en partie gréseux, puis des grès quartzeux et enfin des schistes marneux, micacés, jaunâtres ou brunâtres avec des débris de Pecten, des Serpules et des Nummulites. Le **Priabonien** ou

Flysch de la série helvétique prend un aspect beaucoup plus simple que celui qu'on lui a généralement attribué, car beaucoup des éléments qu'on y faisait rentrer sont en réalité préalpins et lui sont mêlés tectoniquement; il comprend essentiellement deux niveaux; l'un, inférieur, le Bodmiflysch de M. Beck, comprend des schistes gréseux avec des lentilles de calcaire à lithothamnies; l'autre, supérieur, est formé par les schistes gris marneux à globigérines connus sous le nom de Stadschiefer.

Les grès de Taveyannaz, qui existent près de Merligen, appartiennent à un élément tectonique inférieur à la nappe du Niederhorn.

Passant ensuite aux formations préalpines, M. Beck commence par énumérer les divers types de roches cristallines qui sont comprises à l'état de blocs plus ou moins gros dans le Flysch de Habkern. Ce sont surtout des granites à feldspath rose ou à feldspath verdâtre, puis des pegmatites, des aplites, des gneiss, des diorites.

En fait de **Trias** préalpin M. Beck cite la petite klippe du Hubelhörnli sur la bordure des chaînes externes, qui comprend des cornieules, du gypse, des schistes argileux rouges, broyés avec des calcschistes noirs d'âge indéterminé; il signale en outre quelques lambeaux de Trias provenant de la zone des klippes subalpines ou des environs de Habkern.

Le **Lias** n'apparaît que dans cette même zone de klippes, près de Bodmi, sous la forme de calcaires échinodermiques gris ou rougeâtres, riches en fossiles, qui se répartissent entre les faunes hettangiennes et sinémuriennes. Le **Malm** apparaît aussi sous forme de petites klippes, dans la même position; l'affleurement le plus important se trouve vers Bärenegg et est formé de « calcaire de Châtel ».

Le **Crétacique** est représenté par des calcaires gris compacts à Belemnites et Aptychus dits néocomiens et par des calcaires marneux, tout semblables à la variété grise des Couches rouges, qui ont été longtemps classés sous le nom de « Leimernschichten » dans le Flysch.

Dans le **Flysch** préalpin M. Beck distingue : 1° les brèches grossières à éléments cristallins de Habkern; 2° des grès verts associés à des calcaires à lithothamnies, orthophragmines et nummulites granuleuses, qui apparaissent dans les zones de brèche sous une forme très irrégulière; 3° des schistes gréseux à fucoïdes; 4° des schistes marneux brunâtres alternant avec les précédents; 5° des schistes noirs, lustrés;

6° des grès quartzeux, en bancs bruns, ou parfois charbonneux ; 7° des grès grossiers du type du « Schlierensandstein ».

M. Beck termine son étude stratigraphique par quelques considérations sur la zone subalpine de la Molasse ; à ce propos il discute la question de l'âge et de l'appartenance tectonique des couches de Ralligen, sans du reste estimer pouvoir la trancher.

Vient ensuite la partie tectonique du volume, dans laquelle l'auteur commence par établir le fait que rien dans la constitution de la zone subalpine de la Molasse ne permet d'y supposer autre chose qu'une série normale. Ensuite, M. Beck décrit sommairement la zone des klippes subalpines, qui est écrasée entre la Molasse autochtone et la nappe chevauchante du Niederhorn et dans laquelle se mêlent, d'une façon curieuse, les grès de Taveyannaz, qui doivent provenir d'une nappe inférieure à celle du Niederhorn, et les dépôts mésozoïques, qui appartiennent au système préalpin, le tout broyé dans du Flysch.

Passant à l'étude de la nappe du Niederhorn, M. Beck montre son bord frontal, formé par une série normale plongeant au SE de Valangien, d'Hauterivien, d'Urgonien et de Nummulitique, et reposant par la tranche de ses couches fortement inclinées sur la zone des klippes subalpines suivant un plan de chevauchement qui s'abaisse lentement vers le SE. Il n'y a ainsi aucun raccord synclinal entre ces couches crétaciques et celles qui forment, de l'autre côté du synclinal très resserré des grès auversiens des Ralligstöcke, le jambage renversé de l'anticlinal du Justusthal. La chaîne des Ralligstöcke, de la Märe et de la Burst est déchiquetée par un réseau compliqué de failles, dans le détail duquel il n'est pas possible d'entrer ici.

A propos de la zone du Niederhorn et du Hohgant M. Beck décrit de nouveau une série de failles, dont la plupart coupent transversalement l'arête, dont deux, en prolongement l'une de l'autre, sont longitudinales, et déterminent dans les pentes S du Justusthal un contact anormal entre les marnes valangiennes et le Kieselkalk. Plus au SE une grande faille longitudinale se suit depuis le bord du lac, un peu à l'E de la Beatenhöhle jusqu'au Hohgant ; avant d'atteindre ce sommet, cette dislocation se digite et coupe un réseau serré de failles transversales. D'autre part, les deux éperons que forment les chaînes helvétiques dans le lac de Thoune, à la Nase, au SW du Beatenberg, et à la Waldegg, sont coupés

par des failles, qui sont évidemment en relation avec la forte plongée longitudinale des couches.

M. Beck décrit ensuite les formations préalpines, qui s'appuient sur le Flysch helvétique de la zone du Beatenberg et de la Waldegg et qui s'insinuent dans la vallée du Lombach entre ce Flysch et le Flysch renversé du pli du Harder. Ces formations sont par places broyées d'une façon extrêmement compliquée non seulement les unes avec les autres, mais encore avec le Flysch helvétique; pourtant, d'une façon générale, on peut constater dans les divers lambeaux de recouvrement qu'elles constituent : 1^o une zone inférieure de Wildflysch avec des brèches cristallines intensément disloquées; 2^o une zone de grès du Flysch en bancs déjà plus réguliers; 3^o une zone de terrains mésozoïques, surtout de Couches rouges. Ces éléments préalpins se trouvent d'abord dans le fond de la vallée du Lombach, puis aux environs de Leimern et autour de la Stirne au SW et à l'W de Habkern, enfin, plus au NE, dans tout le grand triangle compris entre le Lombach et le Traubach.

La partie la plus intéressante du chapitre suivant, consacrée à la chaîne du Harder-Brienzergrat, est celle dans laquelle l'auteur développe les arguments qui l'ont amené à envisager les schistes de Wang, qui, à partir de la Rothe Fluh, recouvrent l'Urgonien de cette chaîne, comme représentant une nappe supérieure indépendante. Les schistes de Wang ont en effet une direction différente de celle du Crétacique sous-jacent; ils sont en outre séparés par places de l'Urgonien par une zone disloquée et irrégulière de schistes, qui semblent être du Flysch; enfin, leur plan de base est en contact tantôt avec ce Flysch, tantôt avec du Seewerkalk, tantôt directement avec l'Urgonien. Cette nappe de schistes de Wang dessine à l'Augstmatthorn un pli en S comportant une boucle anticlinale culbutée.

M. Beck termine la partie tectonique de son exposé par un chapitre synthétique, dans lequel il raccorde ses observations locales avec celles faites dans les régions adjacentes des Alpes calcaires. Partant d'abord de la zone du Harder, il montre comment le pli inférieur de cette chaîne se prolonge d'un côté vers l'W jusqu'au Lohner et au Wildstrubel, de l'autre jusque dans les Alpes d'Unterwalden et au Frohnalpstock. Quant à la nappe susjacente de l'Augstmatthorn, il croit pouvoir la suivre vers le NE, aussi jusqu'au Frohnalpstock, en faisant remarquer que partout le plan de superposition de la série comprenant les schistes de Wang est

marqué par des anomalies et des irrégularités. Cette nappe supérieure a été conservée dans la région du Brienzergrat, du Brunig et des Alpes d'Unterwalden, parce que là son sous-bassement marque un ensellement transversal accusé.

La chaîne de Waldegg se continue vers le SW par le Buchholzkopf, puis se rapproche de l'anticlinal Harder-Morgenberghorn-Lohner, avec lequel elle finit par se fusionner. La chaîne du Beatenberg-Niederhorn se continue dans la Standfluh, le Gerihorn et l'Élsighorn.

Quant aux formations exotiques de la région de Habkern, M. Beck fait ressortir clairement les relations qui existent entre elles et les formations de la zone des Cols dans les Préalpes. Il admet que le Flysch à grosses brèches s'est formé au dépens d'une nappe exotique venue du S probablement déjà au début de l'Éocène, puis qu'un nouveau charriage a entraîné ce Flysch avec d'autres formations mésozoïques encore plus au N jusque dans sa situation actuelle. Plus tard, par le développement des nappes helvétiques, certaines parties de cette nappe de Flysch et de Klippes, ou « *nappe de Habkern* », ont passé par enroulement entre les nappes helvétiques.

Enfin, la tectonique spéciale des Alpes calcaires au NW d'Interlaken est due au fait que les plis frontaux de la grande nappe du Wildhorn se sont toujours plus détachés dans la direction du NE des plis plus internes ; ils se sont ainsi transformés en une grande écaille complètement déracinée ou plutôt en un système de trois écailles, celle du Sigriswilergrat, celle du Justusthal-Beatenberg-Hohgant et celle de la Waldegg.

Le bassin du lac de Thoune, qui coupe transversalement la nappe du Wildhorn, doit avoir une origine très complexe. Il est probable qu'une vallée tertiaire existait déjà dans cette région avant la mise en place des nappes helvétiques qui s'y sont ensellées en s'y moulant. L'état de dislocation des calcaires dans cet ensellement a ensuite favorisé l'érosion soit par l'Aar, soit par le glacier de l'Aar. Enfin, il faut admettre, semble-t-il, des affaissements soit des régions intraalpines, soit des territoires préalpins.

Le dernier chapitre du volume de M. Beck est consacré aux formations et aux phénomènes quaternaires. L'auteur commence par y signaler les principaux dépôts laissés par le glacier de l'Aar dans le territoire étudié, entre autres les moraines du Beatenberg (1260 m.) et celles qui s'étagent sur les pentes dominant Sigriswil jusqu'à une altitude de 1000 m.

Il décrit, en relation avec les moraines du Beatenberg, un éboulement interglaciaire détaché du cirque du Spirenwald et dont les restes forment une brèche très caractéristique au fond du Sundgraben. Enfin, il montre le grand développement qu'ont pris les moraines locales dans la vallée de Habkern, sur le versant du Sigriswilergrat et dans le bassin supérieur de la Zulg. Quant à l'action érosive exercée par les glaciers, M. Beck déclare qu'il n'en a pas trouvé de signe plausible et il explique en particulier toutes les ruptures de pente, qu'on pourrait attribuer à des actions de cet ordre, par des causes purement tectoniques ; il considère que l'érosion glaciaire s'est limitée à un balayage des couvertures détritiques des pentes.

Pour finir, M. Beck rend compte de quelques observations qu'il a faites sur des cônes de déjection, des formations d'éboulis, des éboulements postglaciaires, du reste peu considérables, des phénomènes karstiques et des sources dans le territoire de la carte qu'il a publiée.

M. P. ARBENZ (65) a publié, en 1911, une fort belle carte au 1 : 50 000 de la **région comprise entre la vallée d'Engelberg et celle de l'Aar**. Il figure sur cette carte la bordure septentrionale du massif de l'Aar avec la série autochtone qui la recouvre, en formant la chaîne du Titlis-Tellstock, puis, entre la vallée d'Engstlen et la grande vallée du Brunig, un territoire très compliqué, dont la partie interne est formée par un système de nappes jurassiques empilées, tandis que sa partie externe comprend essentiellement des formations crétaciques décollées de leur soubassement et divisées, elles aussi, en nappes superposées.

La publication de cette carte sera bientôt suivie de celle d'un texte explicatif, dont M. P. ARBENZ (66) a annoncé, dans une notice de quelques lignes seulement, l'apparition prochaine.

M. W. STAUB est occupé, depuis plusieurs années, à lever géologiquement **la région qui s'étend à l'E de la Reuss du Maderanerthal au Schächenthal**. Dans une première publication (90) il a décrit spécialement la zone de schistes carbonifériens et de roches porphyriques, qui suit le versant S du Maderanerthal et est particulièrement développée au Tscharren. Les roches porphyriques correspondent sans aucun doute à celles qui forment le cœur du pli des Windgällen ; elles pénètrent dans les schistes carbonifériens, qui, d'autre part, en contiennent des inclusions plus ou moins pulvérisées, de telle sorte

que la contemporanéité des deux formations paraît évidente.

Dans une publication beaucoup plus importante, comprenant une carte au 1 : 50 000, M. W. STAUB a exposé, dans leur ensemble, les résultats de ses explorations (91).

Cette description commence par un chapitre pétrographique consacré à la zone des gneiss dits d'Erstfeld, dans laquelle l'auteur distingue les éléments suivants :

1° Des gneiss et schistes sériciteux d'origine certainement sédimentaire ;

2° Un granite qui forme un petit massif dans le gneiss au NE d'Erstfeld ;

3° Des roches filoniennes en partie aplitiques, en partie micropegmatitiques qui coupent les schistes en de nombreux filons.

4° Des schistes injectés par une pénétration aplitique microfilonienne suivant un plan parallèle à la schistosité, qui paraissent être l'élément prédominant de toute la zone ;

5° Des roches métamorphiques de contact, entre autres des hornfels à augite qui affleurent aux environs immédiats d'Erstfeld.

6° Des roches éruptives basiques, qui, il est vrai, n'ont été trouvées que sous forme de blocs éboulés, mais qui se répartissent entre différents types : amphibolites franches plus ou moins schisteuses, amphibolites schisteuses à biotite, roche schisteuse formée essentiellement d'une amphibole et d'une augite incolore avec de la serpentine, du spinel, de la biotite, de la magnétite et du quartz.

7° Des quartzporphyres filoniens du reste peu abondants.

Les gneiss sédimentaires, dérivés de roches psammitiques, représentent la formation la plus ancienne, dans laquelle ont pénétré successivement les roches amphiboliques, puis les roches granitiques-aplitiques, puis les quartzporphyres ; les injections que ces paragneiss ont subies ont créé toute une série de termes de transition entre eux et les granites ou les orthogneiss. La nature de l'injection varie manifestement du N au S, en ce sens qu'elle est nettement pneumatolytique dans la région d'Erstfeld, tandis que dans la direction de Silenen et Amsteg ce caractère s'atténue progressivement, ce qui indiquerait la présence du foyer granitique principal dans la direction du N. C'est cette diminution dans l'intensité de l'injection qui est cause du passage progressif des gneiss d'Erstfeld au N aux schistes sériciteux d'Amsteg au S.

Tectoniquement les gneiss d'Erstfeld et les schistes d'Amsteg représentent une unité homogène, dont les éléments

montrent un plan de schistosité incliné assez régulièrement au SE; mais il est intéressant de constater que sur cette schistosité, qui date d'une époque paléozoïque, s'est superposé un clivage secondaire en relation avec les ridements alpins et dont l'influence, presque nulle dans les gneiss d'Erstfeld, s'accroît rapidement dans les schistes sériciteux, jusqu'à effacer presque la schistosité.

Comme point de comparaison avec la zone des gneiss d'Erstfeld, M. Staub a visité, dans le prolongement de cette zone, le contact entre le granite de Gasteren et les gneiss vers le Kanderfirn; là il a constaté, dans la zone de contact, de l'intérieur vers l'extérieur les éléments suivants: 1° un granite qui par assimilation s'est enrichi en pinnite, en tourmaline et en biotite; 2° un granite contenant en outre de nombreuses inclusions de schistes; 3° des schistes coupés en multiples fragments anguleux par d'innombrables filons granitiques et pegmatitiques.

La zone d'assimilation du magma granitique réapparaît dans la vallée de l'Aar près d'Innertkirchen, mais entre l'Aar et la Reuss le granite n'apparaît plus que sous forme filonienne.

En résumé, M. Staub admet que le caractère dominant de la zone des gneiss septentrionaux du massif de l'Aar lui a été donné par l'injection granitique-aplitique qu'elle a subie; celle-ci est partie du culot batholithique qui apparaît à Gasteren et dans de beaucoup moindres proportions à Innertkirchen et à Erstfeld; elle est d'abord purement filonienne, puis, en s'éloignant du centre intrusif elle devient toujours plus microfilonienne et passe à l'état de véritable imprégnation ou imbibition.

M. Staub décrit ensuite, dans un important chapitre, les formations triasiques, jurassiques, crétaciques et tertiaires qui ou bien recouvrent normalement la zone septentrionale du massif de l'Aar, ou bien sont replissées au-dessus en des nappes ou écaillés parautochtones. Il commence cette description stratigraphique par celle du profil bien connu du Trias du Scheidnössli au NE d'Erstfeld, où le gneiss est recouvert par des alternances plusieurs fois répétées d'arkoses et de bancs dolomitiques; il considère les arkoses comme le produit d'un démantèlement sur place du gneiss et les attribue au Trias inférieur. Ces assises sont directement recouvertes par le Rötidolomit, dont l'épaisseur diminue rapidement du N au S. Le Trias supérieur manque le plus souvent; sur un point, près d'Attinghausen, l'auteur a trouvé des grès rouges

contenant des interstratifications schisteuses semblables aux « Quartenschiefer », qui reposent en partie sur le gneiss en partie sur le Rötidolomit, et doivent être supratriasiques.

Le Dogger, qui repose dans la série autochtone directement sur le Trias, fait l'objet d'un examen détaillé; l'auteur en donne une série de coupes prises depuis les environs d'Erstfeld jusque dans le versant S de la Windgälle et le fond du Maderanerthal aux abords du glacier de Hüfi. Au-dessus d'Erstfeld le Dogger commence par des schistes riches en concrétions, qui ont été classés par M. Tobler dans l'Opalinien, sans du reste qu'on n'y ait trouvé aucun fossile vraiment déterminant. Ensuite vient une série de brèches échinodermiques, dans laquelle le niveau moyen est riche en silex, tandis que le niveau supérieur contient de nombreux débris silicifiés de polypiers et de gastéropodes. Cette série est couronnée par un banc mince d'oolithe ferrugineuse sans fossiles, qui la sépare d'un complexe schisteux supérieur. Enfin, le Dogger est terminé ici par un deuxième banc d'oolithe ferrugineuse, dans lequel on récolte des *Perisphinctes* du Callovien: *Per. funatus* Op., *Per. patina* Neum., *Per. arbustigerus* d'Orb et des *Reineckeia* du groupe de *R. anceps* Rein. Cette couche est surmontée par le Schiltkalk suivant une surface de corrosion évidente.

Plus au S, directement au SW de la Petite Windgälle, la série inférieure des schistes n'existe plus; entre les calcaires échinodermiques et les arkoses triasiques il n'existe ici qu'une mince zone d'assises alternativement oolithiques, gréseuses et schisteuses; en outre le banc inférieur d'oolithe ferrugineuse a disparu entre les brèches échinodermiques et les schistes supérieurs; enfin l'oolithe ferrugineuse callovienne est séparée ici du Schiltkalk par des calcaires schisteux à fossiles oxfordiens.

Au S de la Grande Windgälle, dans le jambage renversé du pli couché qui forme la chaîne, la coupe du Dogger est de nouveau différente; à la base apparaissent des alternances de bancs échinodermiques et de schistes riches en limonite, pétris de galets de porphyre provenant de la nappe de porphyre du Verrucano normalement sous-jacente; ensuite viennent les brèches échinodermiques, que suit directement l'oolithe ferrugineuse callovienne.

Dans la région de la charnière de Dogger du pli couché des Wingällen, la série médiojurassique débute par des grès ferrugineux et des conglomérats à éléments porphyriques; les brèches échinodermiques qui viennent ensuite conservent

leurs caractères habituels; l'oolithe callovienne est assez fossilifère et supporte les bancs marneux de l'Oxfordien puis le Schiltkalk.

Enfin, au glacier de Hüfi, l'on trouve une coupe, dans laquelle les brèches échinodermiques sont séparées du Trias par une mince zone de schistes probablement opalinien, puis par des grès ferrugineux et schisteux; vers le haut elles sont directement couronnées par l'oolithe callovienne; celle-ci est corrodée à sa surface et supporte directement le Schiltkalk.

En résumé il semble que les brèches échinodermiques représentent essentiellement le Bajocien, que par conséquent les couches sous-jacentes assez variables d'aspect doivent appartenir à l'Opalinien-Aalénien, tandis qu'au niveau du Bathonien se placeraient les schistes supérieurs, qui existent vers le NW, dans la vallée de la Reuss, mais font défaut vers le SE dans le jambage normal du pli couché des Windgällen.

Le Jurassique supérieur comprend de bas en haut :

1° Les calcaires marneux de l'Oxfordien, qui manquent fréquemment.

2° Le calcaire tacheté à Belemnites du Schilt (0,5-1 m.).

3° Les schistes du Malm inférieur.

4° Le Hochgebirgskalk, qui joue un rôle prépondérant dans la constitution de l'arête des Windgällen et des nappes du Hohe Faulen et du Griesstock.

Le Hochgebirgskalk possède une épaisseur très variable, pouvant aller jusqu'à 500 m.; il se compose habituellement d'une série inférieure de calcaires foncés, compacts et d'une zone supérieure coralligène.

Le Crétacique n'est pas représenté, du moins sous une forme reconnaissable, dans la série autochtone entre Schattdorf et les Windgällen; il existe par contre dans les nappes du Faulen et du Griesstock; dans la première, il est vrai, il n'est représenté que par une brèche échinodermique valangienne, intercalée sur un seul point, vers Burg, entre le Malm et le Tertiaire. Dans la nappe du Griesstock il est mieux développé et comprend : 1° une brèche échinodermique du Valangien, 2° les calcaires à silex de l'Hauterivien, 3° une zone de marno-calcaires à *Exog. sinuata* (couches de Drusberg), 4° des calcaires urgoniens, 5° du Gault formé de grès à nodules phosphatés, de grès et de marnes glauconieux, d'une zone richement fossilifère à *Tur. Bergeri*, 6° du Seewerkalk. Mais cette série n'est complète que vers le S au Griesstock et

au Kl. Scheerhorn, tandis que vers le N, dans la région du Klausen, l'Urgonien est recouvert directement par les couches transgressives du Nummulitique. Du reste même dans la série relativement complète il faut admettre une première lacune stratigraphique au niveau du Valangien inférieur, une seconde au niveau de l'Aptien, une troisième entre le Seewerkalk, en général très peu épais, et le Nummulitique.

Les terrains tertiaires jouent un rôle prédominant dans la constitution du sol entre les Windgällen et le Schächenthal; tectoniquement ils se répartissent entre la série autochtone et la nappe du Faulen; du reste dans ces deux unités les caractères stratigraphiques de l'Eogène varient peu.

A la base du Nummulitique on trouve par places des dépôts gréseux du Sidérolithique pénétrant en poches dans le Malm. La série proprement sédimentaire commence par des couches gréseuses contenant *Orthophr. discus* et dans lesquelles on trouve, dans la nappe du Faulen seulement des *Num. complanata*; il est probable que dans la nappe du Faulen le Nummulitique commence avec le Lutétien, tandis que dans la série autochtone c'est l'Auversien transgressif qui en forme la base. Sur ces couches nummulitiques vient un important complexe de schistes marneux à globigérines (150 m.) qui supporte, au moins dans la nappe du Faulen et la partie méridionale de la série autochtone, des grès de Taveyannaz (100-200 m.). Vers le haut ces grès passent à des schistes ardoisiers et ceux-ci sont couronnés par des grès foncés, quartzeux, durs, en bancs, auxquels l'on donne le nom de grès d'Altdorf. Dans la partie septentrionale de la série autochtone les grès de Taveyannaz et le complexe ardoisier qui les recouvre se confondent dans la masse uniforme des grès d'Altdorf, qui prend ici une énorme épaisseur et qui représente le couronnement normal de la série.

Dans la nappe du Griesstock l'Eocène est peu épais; il débute par une couche glauconieuse et gréseuse qui porte un banc calcaire rempli de *Num. complanata*, puis il est formé de schistes à globigérines et de grès de Taveyannaz.

A la fin de son étude stratigraphique, M. Staub décrit un complexe de schistes avec bancs de grès quartzitiques et de calcaires nummulitiques qui, au N du Schächenthal, entre Spiringen et les Gramberge au-dessus de Flüelen, se superposent tectoniquement aux grès d'Altdorf et sont chevauchés par la nappe glaronnaise inférieure. Ces dépôts correspondent exactement par leur faciès au Wildflysch; dans leurs interstratifications calcaires ils contiennent : *Num. Murchi-*

soni Brun., *Num. complanata* Lam., *Assil. exponens* J. de C., *Orthophr. discus* Rütim, *Orth. Archiaci* Schlumb. etc.... Des formations toutes semblables et évidemment correspondantes se retrouvent au S du Schächenthal, dans le versant N du Griesstock sous la nappe du même nom et sous la nappe du Faulen.

Dans la partie tectonique de son travail, M. Staub commence par décrire à nouveau les plis autochtones des terrains mésozoïques du revêtement du massif de l'Aar dans le versant droit de la vallée de la Reuss, jusque et y compris le pli couché des Windgällen, que les publications de M. Alb. Heim ont fait connaître déjà d'une façon très exacte. Mais l'auteur s'étend surtout sur les nappes de charriage, qui recouvrent le Tertiaire autochtone à l'E de la Reuss, et dont la délimitation précise constitue l'un des principaux résultats de ses recherches. La première de ces nappes celle du Hoher Faulen est constituée essentiellement par du Malm et des grès de Taveyannaz, qui sont séparés par des quartzites et des calcaires à *Num. complanata* et qui sont recouverts par des schistes ardoisiers et des grès d'Altdorf; elle chevauche sur l'Eocène de la série autochtone; ses calcaires suprajurassiques se suivent depuis la Burg par le versant occidental du Hoher Faulen jusqu'au lac de Seewli et, d'autre part, du côté du Brunnithal, depuis le Blinzi jusqu'au Weissstöckli. Dans sa partie méridionale cette nappe du Hoher Faulen n'est plus séparée du Jurassique autochtone que par une mince zone de terrains éogènes; elle se moule sur son soubassement, en s'enfonçant d'abord profondément dans le synclinal sous-jacent au pli des Windgällen, puis en enveloppant celui-ci. A l'E du Brunnithal elle n'est plus formée que par des grès de Taveyannaz avec très peu de Malm à la base; par contre ces grès prennent un grand développement soit au Klein Ruchen soit, plus au N, aux Wespen.

La nappe du Griesstock se superpose sur la précédente depuis le Klein Scheerhorn et le Griesstock jusqu'au Klausenpass et au haut Schächenthal; toute trace de jambage renversé y fait défaut et le plan de chevauchement du Malm sur le Flysch est remarquablement franc, tandis que vers le haut les couches crétaciques montrent de multiples replis effilés pénétrant dans le Flysch. Cette nappe s'enfonce aussi synclinalement devant le pli des Windgällen au S du Griesstock et se moule sur celui-ci comme la nappe du Hoher Faulen; elle subit vers le S un amincissement rapide et paraît avoir été complètement détachée de sa racine, aussi peut-on envisager

comme probable qu'il s'agit ici d'une grosse lame de charriage, arrachée et transportée vers le N par une nappe sus-jacente; ses relations avec son soubassement prouvent d'autre part que soit elle-même, soit la nappe du Hoher Faulen recouvraient déjà la série autochtone au moment où s'est formé le grand pli des Wingällen.

M. Staub considère comme faisant partie d'une nappe distincte, supérieure à celle du Griesstock, les formations jurassiques-crétaciques du Kammlistock, dans lesquelles il a constaté des dislocations très compliquées et qu'il a suivies vers l'E jusque dans les Clarides. Ces formations possèdent en partie des faciès nettement différents de ceux de la nappe du Griesstock.

En quelques pages, M. Staub décrit les caractères de la zone, laminée du Lochseitenkalk, qui s'intercale entre le Flysch de la nappe du Griesstock et la nappe glaronnaise inférieure ou nappe de l'Axen. Cette zone est caractérisée par la forme unie de sa surface et par le caractère très irrégulier de sa base au contact avec le Flysch sous-jacent. Les calcaires laminés qui la constituent appartiennent en partie au Jurassique supérieur, en partie au Crétacique et même à l'Eocène; ils semblent se rapprocher par leurs faciès des formations correspondantes de la nappe du Griesstock, ce qui ferait croire à une nappe indépendante de celle de l'Axen; par contre, à l'W du Klausen, la série est nettement renversée et semble correspondre à un simple jambage renversé.

M. Staub termine son exposé tectonique par quelques considérations sur le bord radical de la nappe de l'Axen à l'W du Klausen; puis il conclut en montrant l'effet exercé sur son soubassement par cette nappe, qui a entraîné sous elle les nappes du Griesstock et du Hoher Faulen; il admet que le dernier effort tectonique, qui s'est fait sentir dans cette région des Alpes, a été celui qui a donné naissance au pli des Windgällen, et qui s'est répercuté de bas en haut dans les nappes sus-jacentes.

Dans son dernier chapitre l'auteur traite de la morphologie et des formations pléistocènes; il a pu reconnaître la limite supérieure du poli glaciaire à une altitude de 2100-1900 m.; il a précisé d'autre part le niveau de trois terrasses: 1° un niveau supérieur qui s'abaisse lentement de 1900 m. dans le haut du Maderanerthal à 1500 m. au-dessus de Flüelen, 2° un niveau beaucoup plus net qui s'abaisse de 1500 m. dans le haut du Maderanerthal à 850-900 m. au-dessus de Flüelen et qui comprend souvent deux terrasses superposées à envi-

ron 100-150 m. de distance verticale, 3^o un niveau inférieur qui s'abaisse de 880 m. vers le débouché du Maderanerthal à 550 m. au-dessus de Flüelen.

M. Staub a signalé quelques dépôts morainiques intéressants; il a également cherché à expliquer l'origine de quelques petits lacs qu'il a rencontrés dans le territoire de ses investigations. Ces lacs se répartissent en deux catégories; les uns sont barrés par des moraines, comme le lac de Golzern dans le Maderanerthal; les autres sont logés dans des bassins creusés par des glaciers locaux, comme les lacs de Seewli, des Wespen et de la Seenplatte.

Dans une notice additionnelle, M. Staub décrit en quelques pages une intéressante zone de roche porphyrique, qu'il a étudiée dans le versant S du Maderanerthal sous l'Oberalpstock et qui peut être considérée comme la racine des porphyres des Windgällen. Ici le principal intérêt réside dans le fait que le porphyre est par places nettement alternant avec des tufs et avec des schistes carbonifériens, qu'il y a même une sorte de passage entre les tufs et les schistes carbonifériens, de telle sorte que l'âge des éruptions porphyriques ne peut plus faire de doute.

M. B.-G. ESCHER, (79) a repris la question des **plissements prétriasiques dans les Alpes occidentales** et a publié sur ce sujet une importante brochure, qui se divise en deux parties tout à fait distinctes. La première traite des plissements prétriasiques dans les Alpes à un point de vue général et est surtout un exposé historique de la question; la seconde est au contraire une description spéciale d'après des observations personnelles du massif de Biferten et de la Sandalp à l'E du Tödi.

Nous ne pouvons suivre ici l'auteur dans le détail de son exposé historique, et nous noterons simplement le plan général de cette partie de son travail. M. Escher commence par rappeler les observations faites dans les massifs des Grandes Rousses, du Pelvoux et de Belledonne et qui établissent l'existence de deux phases de plissement anciennes, l'une précambrienne, l'autre hercynienne, prétriasique. Il collationne ensuite les faits, constatés par divers auteurs, qui intéressent les relations du Carboniférien soit avec le Crétacé, soit avec le Mésozoïque dans les massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, dans le Prarion, le Pormenaz et la région du Mont Joly, pour montrer la façon dont ces relations varient d'une zone à l'autre. Il parle du profil clas-

siquè du soubassement de la Dent de Morcles et admet que cette chaîne a subi deux phases de plissements hercyniens, l'une préstéphanienne, l'autre prétriasique.

M. Escher aborde ensuite l'étude du massif de l'Aar par son extrémité occidentale, à propos de laquelle il rappelle les travaux de Fellenberg et les publications plus récentes de MM. Lugeon, Buxtorf et Truninger. Il parle de la curieuse découverte qui a été faite dans le tunnel du Lötschberg entre les kilom. 3, 5 et 4 N, où l'on a traversé une sorte de large voûte formée de schistes et de grès probablement carbonifériens et de calcaires dolomitiques du Trias ; il admet que ces couches, en apparence concordantes, ont dû être amenées là par un charriage. Il cite également les couches probablement houillères du Lötschenpass et les formations de la base de la série sédimentaire dans la vallée de Lauterbrunnen.

A propos de la bordure septentrionale du massif de l'Aar, M. Escher décrit, d'après les travaux de M. Baltzer, les caractères généraux des coins sédimentaires enfoncés dans les schistes cristallins, puis il discute longuement les idées émises récemment par M. Koenigsberger sur les relations existant entre les dépôts carbonifériens et le Cristallin dans le massif de l'Aar, ainsi que sur les phases de dislocation successives qu'a subies ce massif ; il montre d'une part que les raccords longitudinaux établis par M. Koenigsberger sont en partie tout à fait arbitraires, ensuite qu'aucun des arguments émis par cet auteur en faveur d'une prédominance des plissements hercyniens dans le massif de l'Aar n'est vraiment démonstratif.

M. Escher décrit enfin la tectonique générale de la partie NE du massif de l'Aar, en se basant surtout sur les travaux bien connus de M. Heim, puis il termine son exposé par quelques considérations sur le massif du Gothard.

Dans un chapitre spécialement bibliographique, l'auteur a réuni des citations choisies dans la littérature très abondante qui concerne le Carboniférien alpin et les plissements hercyniens, puis, dans un chapitre final, il a cherché à donner une idée synthétique de la question. Ici il constate que le problème des plissements hercyniens se présente d'une façon beaucoup plus claire dans la zone du Mont Blanc en France, que dans les massifs de l'Aar et du Gothard et que dans les Alpes françaises, l'intervention de deux phases de plissements hercyniens, l'une préstéphanienne, l'autre prétriasique, peut être considérée comme démontrée. Aussi croit-il pouvoir admettre que ces mêmes plissements se sont fait sentir dans

les massifs cristallins de Suisse et que la zone des massifs créés de cette façon dès la fin des temps paléozoïques a joué un rôle essentiel dans tout le mécanisme de la formation et du développement des nappes alpines dans la zone plus méridionale non plissée.

La zone des racines des grandes nappes représente ainsi une région restée d'abord intacte et par conséquent apte aux plissements ultérieurs, entre la zone septentrionale des massifs cristallins et la zone des lacs, qui, toutes deux affectées par les plissements hercyniens, étaient devenues plus résistantes et ont ainsi fonctionné pendant les efforts orogéniques tertiaires comme les deux griffes d'un étau.

La seconde partie de la publication de M. Escher est, comme nous l'avons vu, une description géologique spéciale du territoire compris entre le Tödi, le Bifertenstock et la Sandalp ; elle débute par un exposé stratigraphique-pétrographique.

L'auteur commence par décrire le soubassement cristallin qui apparaît dans la boutonnière de Sandalp et de Biferten-älpeli, et qui comprend des gneiss porphyroïdes, dérivés d'une roche porphyrique, des gneiss sériciteux, et des amphibolites en partie normales, en partie modifiées par des injections aplitiques et coupées par des filons d'aplite. Il passe ensuite aux formations carbonifériennes parmi lesquelles il range :

1° Le granite du Tödi, qui est caractérisé par sa structure porphyroïde et qui se compose essentiellement d'orthose, de microcline, de microperthite, d'albite-oligoclase, de quartz et de biotite chloritisée. L'analyse chimique de cette roche a donné : SiO_2 65.95 %, Al_2O_3 15.24 %, Fe_2O_3 1.18 %, FeO 2.27 %, CaO 1.22 %, MgO 1.87 %, K_2O 5.02 %, Na_2O 3.78 %. L'ensemble de ces caractères correspond aux granitites de Rosenbusch.

2° Le granite voisin de Oelplanggen, qui rentre dans le groupe des granites proprement dits de Rosenbusch.

3° Des porphyres quartzifères verdâtres avec biotite chlorisée, qui affleurent vers Oelplanggen et représentent un faciès marginal du granite voisin.

4° Des porphyrites à amphibole, qui apparaissent soit à Oelplanggen, soit sous le Vorder Rötifirn et qui sont profondément altérées. A ces roches sont associés d'autres porphyres, dont l'état d'altération ne permet plus une détermination pétrographique précise.

5° Des pegmatites qui coupent les sédiments carbonifériens à Oelplanggen.

6° Les sédiments carbonifériens non métamorphiques qui comprennent :

a) des grès formés essentiellement de quartz et de feldspaths décomposés et auxquels se mêlent des conglomérats à éléments granitiques ;

b) des schistes et des grès argileux riches en anthracite.

7° Des schistes cornéens et des grès métamorphiques à mouscovite et à tourmaline, qui se sont développés au contact avec les filons pegmatitiques.

8° De curieuses veines de quartz, qui coupent les couches carbonifériennes près du glacier de Biferten et qui contiennent des agrégats vermiformes d'un minéral vert correspondant à la protochlorite de Tschermak. Ces formations doivent être considérées comme ayant été déposées par des eaux chaudes riches en silice.

9° Des schistes gris verdâtres, qui sont intimement liés aux grès charbonneux du Carboniférien et s'en distinguent essentiellement d'un côté par la présence d'une quantité importante de quartz secondaire, de l'autre par la disparition plus ou moins complète de l'élément charbonneux. L'auteur envisage ces schistes comme dérivés des schistes gréseux du Carboniférien et comme devant leurs caractères spéciaux à l'intervention d'eaux chaudes minéralisées ; il établit une corrélation entre ce phénomène et celui de la formation des veines quartzieuses précitées.

A propos des couches anthracifères du Carboniférien, M. Escher rappelle que celles-ci ont fourni une série de débris végétaux, qui ont été déterminés autrefois par M. Rothpletz ; ces échantillons ont été soumis récemment à M. Zeiller, qui a reconnu parmi eux les restes des espèces suivantes :

Neuropteris flexuosa Sternb.

Calamites Cisti Brong.

Linopteris Münsteri Eichw.

« *Suckowi* Brong.

Pecopteris arborescens Schlot.

Asterophyllites equisetiformis

» *cyathea* Schlot.

Schlot.

Sphenophyllum majus Brong.

D'après cette flore, qui présente des caractères mixtes entre les flores westphaliennes et stéphanienues, les couches fossilifères du Bifertengrätli peuvent être classées dans le Westphalien tout à fait supérieur.

L'auteur décrit en outre plusieurs coupes à travers le Carboniférien, prises le long du Bifertengrätli, dans le détail desquelles nous ne pouvons entrer ici.

Quant aux formations postcarbonifériennes, M. Escher en établit la classification suivante :

1° Des conglomérats lie-de-vin ou verdâtres, qui se placent à la base du Trias et qui peuvent représenter le Permien ou le Trias inférieur. Le terme de Verrucano, qui a été appliqué d'une façon arbitraire aux schistes sériciteux et aux schistes verdâtres métamorphiques du Carboniférien, doit être limité à ce niveau peu épais.

2° La dolomie de la Röti, qui comprend encore à la base des bancs à galets et des intercalations schisteuses rouges, tandis que dans sa partie supérieure les dolomies alternent avec des zones schisteuses. L'auteur est tenté d'envisager ce complexe comme équivalant au Muschelkalk et au Keuper.

3° Le Lias, réduit à une épaisseur de 2 à 4 m. et qui comprend à la base une brèche échinodermique, puis un banc de quartzite.

4° Le Dogger, qui se compose de : *a*) schistes opaliniens (10-15 m.) ; *b*) grès ferrugineux (1-2 m.) ; *c*) brèche échinodermique (6-8 m.) ; *d*) oolithe ferrugineuse (0^m5-1^m5).

5° Le Malm, qui se divise en « Schiltkalk » (50-100 m.) et « Hochgebirgskalk ».

Dans la partie tectonique de son exposé, M. Escher commence par montrer que les gneiss porphyroïdes, les amphibolites et les aplites correspondent à des intrusions plus anciennes que les sédiments carbonifériens. Le granite du Tödi lui-même est plus ancien que ceux-ci, mais les phénomènes volcaniques qui ont suivi son intrusion se sont prolongés jusqu'après la sédimentation carboniférienne sous la forme de venues de quartzporphyres et de pegmatites et d'actions aqueuses thermales, et les grès carbonifériens ont subi de ce fait des métamorphismes profonds et variés.

M. Escher montre d'autre part comment le Carboniférien dessine dans la zone de Bifertenälpeli un synclinal aigu dirigé E-W et enfoncé dans le complexe des gneiss et des amphibolites. Au N de ce synclinal le Carboniférien s'incurve en une voûte, compliquée par des dislocations secondaires, dans l'arête du Bifertengrätli et de l'Ochsenstock ; au N il recouvre le dôme du granite du Tödi, dans lequel il paraît enfoncer un second synclinal. Ces éléments tectoniques s'abaissent en outre assez rapidement dans le sens longitudinal de l'W à l'E. Les allures du Carboniférien sont d'une façon générale suffisamment distinctes de celles du Cristallin sous-jacent, pour qu'on doive admettre entre eux une véritable discordance.

Quant aux terrains postcarbonifères ils dessinent par dessus le massif cristallin une voûte presque régulière et leur discordance avec leur soubassement est évidente. Dans le détail on trouve, à la base de cette série, des dislocations intéressantes; par places le Rötidolomit est brisé et imbriqué, tandis que les schistes opaliniens fluent autour de lui en plis plus réguliers et que ces complications s'amortissent en grande partie dans les termes sus-jacents.

M. Escher admet que les deux discordances ainsi constatées correspondent à deux phases de plissement hercyniennes, l'une préstéphanienne, l'autre prétriasique. Le massif de l'Aar aurait donc subi la même évolution que celui des Aiguilles Rouges.

À la fin de sa brochure, M. Escher parle brièvement des observations qu'il a pu faire touchant la question des plissements hercyniens, les uns près d'Erstfeld dans la vallée de la Reuss, les autres aux environs de Manno dans la région de Lugano.

Au Scheidnoessli près d'Erstfeld, M. Escher a constaté la présence, entre les gneiss d'Erstfeld, fortement redressés en petits plis compliqués, et la dolomie de la Röti, d'une curieuse couche formée de grès granitiques avec des dolomies intercalées sous forme de bancs ou de lentilles. Cette couche est horizontale et discordante sur le gneiss, mais elle montre un clivage suivant un plan incliné du N au S et, par places, les couches dolomitiques y sont brisées en fragments qui tendent à s'orienter parallèlement au même plan. Il semble que cette couche représente la base de la série discordante du Trias, qui provient du remaniement des gneiss sous-jacents et qui a été disloquée longtemps après sa formation par les plissements alpins. Ici encore M. Escher a donc relevé les signes évidents de mouvements hercyniens.

A Manno l'auteur a visité le gisement connu des couches à végétaux carbonifériens. Ces formations, qui comprennent des conglomérats et des grès charbonneux, sont pincées en un synclinal aigu dans des schistes phylliteux plus anciens. D'autre part le Cristallin est recouvert dans cette même région en discordance manifeste par un ensemble de tufs porphyriques, de porphyres et de conglomérats pourprés qui appartiennent au Verrucano. Les mouvements hercyniens sont donc dûment constatés à Manno; quant à la phase de dislocation tertiaire, elle s'y est manifestée essentiellement par la formation de failles.

Enfin, pour compléter ce résumé, disons que M. Escher a

joint à son texte une carte géologique de Bifertengrätli et de ses environs immédiats et une autre de la région de Manno, puis une série de coupes prises au travers du Bifertengrätli, quelques planches photographiques et plusieurs tableaux destinés à faire ressortir la répartition des plissements hercyniens dans le temps et dans l'espace.

M. ALB. HEIM (82) a entrepris dans ces dernières années un travail de revision géologique dans la **zone des racines des nappes glaronnaises** entre le Kistenpass et le Flimserstein; n'ayant pu terminer ce travail lui-même, il a rendu compte de quelques-unes de ses observations.

Il parle d'abord de la coupe qui se présente dans la région du Kisten et du Panixer et qu'il avait figurée antérieurement comme comportant une pointe synclinale de Flysch enfoncée au S entre les replis de la série mésozoïque autochtone et le jambage renversé de Malm, de Dogger et de Trias de la nappe de Verrucano. Des constatations récentes ont prouvé que le puissant coin de Malm s'élevant vers le N entre le Flysch et le Verrucano, et considéré comme renversé, supporte en réalité des couches crétaciques et même nummulitiques, qui se prolongent beaucoup plus loin au S que la pointe synclinale de Flysch jusqu'ici seule exactement reconnue. Ce Malm représente donc un pli anticlinal autochtone indépendant de la nappe glaronnaise, dont le Verrucano le recouvre par l'intermédiaire d'un jambage renversé très réduit.

Cette correction doit être étendue jusqu'à la région du Flimserstein, où les couches marquées comme Dogger renversé sur la carte au 1 : 100 000 ont été reconnues par M. Heim comme crétaciques, conformément à une observation de M. Rothpletz; elle donne d'autre part sa vraie signification à l'affleurement nummulitique de l'Alp Robi (Kisten) connu déjà par Escher.

D'une façon générale les plis autochtones de la région du Limmernboden et du Panixer sont plus accentués et plus compliqués que M. Heim ne l'avait admis dans ses premiers travaux.

Du reste si une partie des formations considérées d'abord comme faisant partie du jambage renversé de la nappe glaronnaise, ont reçu maintenant une autre interprétation, M. Heim a reconnu sur de nombreux points l'existence réelle de ce jambage sous forme de Rötidolomit, de Lochseitenkalk ou même de formations crétaciques.

En terminant, M. Heim signale encore quelques complica-

tions et quelques détails nouveaux qu'il a reconnus soit dans la chaîne des Brigelserhörner, soit le long de l'arête du Hausstock.

Les observations de M. Heim ont été poursuivies plus à l'E par un de ses élèves M. M. BLUMENTHAL (76) qui a étudié spécialement la **région du Segnes et de la Ringelspitz** de la vallée du Rhin à celle de la Tamina.

La description de M. Blumenthal comprend une première partie stratigraphique. Parlant d'abord du **Cristallin** des environs de Vättis, l'auteur y distingue des paragneiss sériciteux, auxquels se mêlent des roches conglomératiques, et des orthogneiss, dont l'origine endogène paraît certaine. Il décrit ensuite comme **Verrucano** autochtone un ensemble de schistes verts et de roches porphyriques, qui se place à la base de la dolomie de Röti aux environs de Tamins. Les schistes verts sont formés essentiellement de chlorite, d'épidote et de séricite et doivent être considérés comme des tufs diabasiques métamorphisés; les roches porphyriques sont des porphyrites dioritiques. Quant au Verrucano de la nappe glaronnaise, l'auteur décrit plus spécialement la série chevauchante qui s'élève jusqu'à la Ringelspitz et qui comprend à la base une roche gneissique, de structure porphyroïde, formée de quartz, de feldspath et de séricite (environ 120 m.), puis, au-dessus, des schistes sériciteux sans feldspath avec des amas dolomitiques, dont l'origine paraît être purement sédimentaire.

Le **Trias** des environs de Tamins et de la région de Vättis comprend : 1° des grès quartzeux partiellement transformés en quartzite, 2° les dolomies de Röti épaisses de 40-50 m., 3° les schistes de Quarten, tantôt verts ou rouges, tantôt noirs, qui contiennent souvent des intercalations dolomitiques à la base, des bancs gréseux dans leur partie supérieure, tandis que leur partie médiane est caractérisée par le développement de schistes à ottrélite.

Le **Lias** n'apparaît que localement dans la série autochtone des vallées de Kunkels et de Calfeusen; il est limité au Toarcien et se compose de : 1° calcaire échinodermique glauconieux à Céphalopodes, 2° brèche échinodermique; dans la direction de l'W ces couches passent à un gros banc de grès quartzeux.

Le **Dogger** apparaît soit dans la boutonnière de Vättis, soit dans la région de Trins; il se subdivise de bas en haut comme suit : 1° schistes argileux noirs à nodules gréseux et ferrugineux (20-40 m.), 2° grès ocreux (7-20 m.), 3° calcaires

noirs échinodermiques avec des polypiers et des lamellibranches (*Pecten cingulatus* Goldf.) (5-10 m.), 3^o oolithes ferrugineuses qui passent vers le S à des schistes verts et qui contiennent des bélemnites (1-2 m.).

Le **Malm** prend une part prépondérante à la formation de la chaîne de la Ringelspitz et du Segnes et affleure en hautes parois autour de la boutonnière de Vättis. Il débute par les calcaires gris souvent schisteux du Schilt, qui passent vers le haut aux schistes argoviens; puis vient l'épais complexe massif des calcaires foncés de Quinten (250-650 m.), surmonté par les calcaires plus clairs et plus cristallins du Tithonique.

Le **Crétacique** est développé dans toute la région considérée. A sa base le Valangien comprend un niveau inférieur assimilable au calcaire d'Oerli, qui n'est séparé du Tithonique par aucune limite tranchée, mais qui prend un caractère échinodermique et contient des interstratifications schisteuses (10-35 m.); l'auteur y a reconnu des restes de *Pentacr. neocomiensis* de Lor. et de *Cidaris cf. preciosa* Des.; ensuite viennent les calcaires spathiques bleu-foncé à ostracés du Valangien supérieur (4-8 m.). L'Hauterivien n'est représenté que par 7 à 15 m. de calcaires schisteux, beaucoup moins riches en silex que le Kieselkalk des nappes helvétiques et ne se distingue pas nettement des couches de Drusberg; il contient surtout des ostracés. Le niveau de Drusberg est ici formé de calcaires foncés, riches en débris échinodermiques et caractérisé par l'abondance des *Ostrea sinuata* dans sa partie supérieure; il n'est marneux qu'au Flimserstein; son épaisseur varie de 6 à 12 m. L'Urgonien, très souvent modifié par métarmorphisme, n'est représenté que par sa partie inférieure et ne dépasse pas 15 m. d'épaisseur.

Sur cet Urgonien réduit reposent directement les grès verts albiens, qui sont riches en pyrite à la base et contiennent vers le haut des nodules (Knollenschicht); ces grès passent vers le haut à une couche fossilifère correspondant aux couches à Turrilites des nappes helvétiques; l'ensemble de ces grès verts est épais en moyenne de 7 m. Enfin le Crétacique est terminé par le complexe des calcaires lités à grain fin de Seewen, qui par places deviennent schisteux dans leur partie supérieure et qui possèdent une épaisseur moyenne de 30-50 m.

En résumé le Crétacique de la région considérée est caractérisé d'abord par sa faible épaisseur (150 m. en moyenne); ensuite par la prédominance presque exclusive des faciès cal-

caires organogènes. L'Urgonien et le Seewerkalk ont subi d'importantes dénudations et le second en particulier montre de l'E à l'W une diminution d'épaisseur qui est due évidemment à cette cause.

L'Eocène, qui montre du reste quelques variations, commence en général par une zone peu épaisse de grès verts à *Assil. exponens* et *Assil. mamillata*; ensuite viennent généralement des schistes argileux noirs, que recouvrent des marnes schisteuses à globigérines, ressemblant souvent beaucoup aux couches de Seewen.

Le **Flysch** est constitué par un complexe en général très tourmenté de schistes variés, de conglomérats et de brèches.

Après cet exposé stratigraphique, M. Blumenthal rend compte de la partie tectonique de ses observations. Comme M. Heim a reconnu dans le coin jurassique sous-jacent à la grande nappe glaronnaise dans la région du Panix un pli anticlinal couché, de même M. Blumenthal a pu se convaincre que, dans la région du Segnes, la nappe glaronnaise s'appuie sur un anticlinal couché de Malm et de Crétacique inférieur, supporté lui-même par deux plis semblables mais moins considérables. Ce même anticlinal jurassique se retrouve avec plus d'ampleur au Flimserstein, où il recouvre un jambage renversé et laminé de Crétacique et porte un revêtement normal de Valangien, d'Hauterivien, de Barrémien inférieur avec des lambeaux d'Urgonien et de Gault. C'est cette série normale de Crétacique qui avait été prise à tort par Escher de la Linth et par M. Alb. Heim pour du Dogger appartenant au jambage renversé de la nappe de Verrucano. Le Crétacique de la partie frontale du pli du Flimserstein a été entraîné au Nord sous la masse chevauchante du Verrucano, replissé et imbriqué, de façon à donner lieu à d'extrêmes complications. Quant au chevauchement du Verrucano, il se fait suivant un plan régulier, qui coupe les couches disloquées du Crétacique; il y a ici discordance tectonique.

Enfin il faut signaler que le Flimserstein est coupé par plusieurs failles qui pourtant ne prennent pas l'importance que leur a prêtée M. Rothpletz.

Plus loin vers l'W, au Tschepp et au Crap Malls, au S de la Ringelspitz, on retrouve la continuation du même anticlinal, qui s'est notablement élevé de l'W à l'E; le jambage renversé y est réduit au Gault et au Seewerkalk; le Malm y forme un pli en pointe effilée; le jambage normal de Crétacique n'y existe plus qu'à l'état de lambeaux, soit qu'il y ait

été enlevé par l'érosion à cause de sa situation élevée, soit aussi qu'il ait été en partie arraché pendant le chevauchement du Verrucano sus-jacent; en effet au Tschopp celui-ci repose directement sur le Malm. C'est le cœur de ce même pli qu'on trouve dans les environs de Trins sous la forme d'un anticlinal dédoublé et déjeté de Verrucano, de Trias, de Lias et de Dogger.

Sous le pli du Flimserstein et le synclinal de Flysch qui le porte la série jurassique-crétacique n'est pas restée simple elle a été déformée en plis imbriqués, dont le plus important, le pli de Mirutta, est particulièrement bien visible dans le haut du Val Lavadinas. D'autre part, l'anticlinal du Flimserstein est suivi au S par un autre pli, dont il ne reste que les couches profondes du Verrucano, du Trias, du Dogger et du Lias, mais dont l'importance est indiquée par un chevauchement de Dogger normal sur le Malm au-dessus de Malins.

M. Blumenthal a étudié en détail les plis sous-jacents à celui du Flimserstein; il l'a fait d'abord dans la profonde coupure de Trinser Alp, où il a constaté quatre plis déjetés au N et partiellement imbriqués dans l'Urgonien, le Gault et le Crétacique supérieur. Il a ensuite suivi un pli plus important, directement sous-jacent à celui du Flimserstein depuis le versant N de ce sommet jusque dans le versant E du Crap Malls; ce pli appelé pli de Mirutta, prend, par suite de l'absence complète de jambage renversé, la forme d'une grande écaille de Malm et de Crétacique chevauchant au N sur les couches de Seewen et le Flysch. Vers l'E, dans les flancs du Crap Malls, il est supporté par un système de deux autres écailles semblables mais moins considérables.

A N de ce système de plis, M. Blumenthal a établi l'existence de plis plus importants encore, qui se développent dans la série autochtone du soubassement de la Ringelspitz et des Panärahörner plus à l'E. Il a pu démontrer que le Malm et le Crétacique des Panärahörner chevauchent sans l'intercalation d'un jambage renversé sur des couches de Seewen et sur du Flysch, et que sous ce pli principal se développent encore, dans les Orgeln, au SW de Vättis deux autres plis imbriqués formés l'un seulement d'Urgonien et de Gault, l'autre de Malm et de la série crétacique. Enfin près de l'Alp Ramus M. Blumenthal a observé encore une écaille de moindre envergure affectant le Malm et le Crétacique.

Tous ces plis parautochtones, qui se développent ainsi sous la grande nappe glaronnaise s'élèvent longitudinalement de l'W à l'E, en relation avec l'exhaussement en forme de cou-

pole du soubassement cristallin dans la région de Vättis. Ici le Cristallin apparaît au fond d'une profonde tranchée d'érosion, en discordance évidente sous son revêtement mésozoïque.

Parlant de la zone de Flysch qui est intercalée entre la base de la nappe glaronnaise et la série autochtone entre le Segnes et la vallée de Kunkels, M. Blumenthal fait ressortir l'intensité des dislocations qu'elle a subies, qui s'explique bien mieux, maintenant qu'on a reconnu dans cette zone non un synclinal simple, mais tout un système de plis empilés et laminés.

L'auteur insiste ensuite sur la complète indépendance des plis jurassiques-crétaciques précités relativement à la grande nappe de Verrucano qui les a recouverts et dont des lambeaux subsistent à la Ringelspitz, au Piz da Sterls, au Trinserhorn, au Piz Segnes, au Piz Sardona et au Flimserstein. La nappe de Verrucano s'appuie sur un plan de chevauchement absolument franc et les calcaires intensément métamorphisés, qui apparaissent directement sous ce plan et qui « sous les noms de Lochseitenkalk et de Rötidolomit » ont été représentés jusqu'ici comme les restes laminés d'un jambage renversé, ont, au moins dans la plupart des cas, un tout autre sens; ce sont des éléments des plis parautochtones sous-jacents, de l'Urgonien, parfois aussi du Malm, laminés et entraînés au N sous la nappe chevauchante.

Dans le but de suivre les plis parautochtones du groupe de la Ringelspitz vers l'E, M. Blumenthal a exploré sommairement la chaîne du Calanda; il a reconnu l'existence, dans la paroi NW de celle-ci, de trois bandes de Malm séparées par deux zones crétaciques et a conclu de ce fait à l'existence de deux grands plis couchés par-dessus la série autochtone. De ces deux plis l'un correspond à celui qui a été constaté dans l'arête déchiquetée des Orgeln, l'autre représente le prolongement du pli des Panärahörner; ce dernier devait prendre une ampleur particulièrement grande et étendre son front jusqu'aux Klippes du Drachenfels et de l'Aelplikopf. Quant au pli plus élevé du Flimserstein et du Tschep, on peut le suivre à l'E du Kunkelspass, puis il disparaît en grande partie, enlevé par l'érosion.

Le dernier chapitre du livre de M. Blumenthal est consacré aux formations quaternaires. L'auteur y donne une importance particulière à la description des éboulements, spécialement de l'éboulement de Flims. Celui-ci doit être envisagé comme un énorme glissement de couches parti du versant

occidental du Flimserstein et qui s'est écoulé entre les pentes du Flimserstein et du Crap Sanct Gion. La masse éboulée, énorme, s'est étalée dans tout le triangle compris entre Flims Laax et Trins et, malgré des variations de composition et de structure, elle doit être considérée comme dérivant d'un seul et même vaste éboulement, contrairement à l'opinion de M. Rothpletz. La base de cette masse se mêle près de Trins à de la moraine, qui a été attribuée au stade de Bühl; d'autre part des dépôts morainiques très peu épais, couvrent la surface de l'éboulement dans les environs de Tuora, de Con et de Pintrun; ces dépôts correspondent à un glacier du Rhin qui n'atteignait pas Trins vers l'aval, tel qu'il devait exister pendant le stade de Gschnitz. Plus haut sur les pentes, M. Blumenthal n'a trouvé jusqu'à 2150 m. qu'un seul lambeau morainique, reposant directement sur le Malm, vers Spalinga, au-dessus de Flims, et il a pu se convaincre que les dépôts considérés comme tels ailleurs sont des masses éboulées.

M. Blumenthal signale en outre deux éboulements d'une certaine importance et d'autres peu considérables. L'un de ces éboulements s'est détaché du versant S du Tschep et accumulé sur de la moraine directement à l'E de Bargis. Un autre s'est détaché de l'arête de Sessagit et abattu sur la vallée du Rhin aux environs de Reichenau; il est interstadiaire. Ainsi tous les éboulements importants de cette région doivent être considérés comme interglaciaires ou interstadias et il semble que la fréquence de ce phénomène à cette époque s'explique suffisamment par l'intervention de causes purement climatiques.

En dehors des aires des grands éboulements les moraines rhénanes prennent un grand développement et l'auteur les a retrouvées jusqu'à une altitude de 2000 sur le versant S du Tschep. Au Kunkelspass l'on trouve d'importantes moraines, qui doivent correspondre pour la plus grande partie au stade de Bühl et à une langue transfluante du glacier du Rhin.

En terminant, M. Blumenthal consacre quelques lignes aux terrasses d'alluvions qui existent soit dans la vallée du Rhin, dans l'aire de l'éboulement de Flims, soit aux environs de Vättis. Il traite sommairement aussi la question des sources dans le territoire considéré.

Signalons enfin les belles planches de profils, de croquis et de photographies qui facilitent beaucoup la lecture de cette intéressante monographie.

Préalpes. — M. A. CHAIX (78) a publié sur la géologie de la **Chaîne des Brasses**, un courte-notice préliminaire.

Cette chaîne fait partie du bord frontal des préalpes médianes et prolonge au NE les plis du Môle; elle est constituée de terrains triasiques, jurassiques et crétaciques, dont l'auteur donne une brève description, et possède une tectonique très compliquée, due d'une part à la poussée de toute sa masse au N par-dessus le Flysch de la zone externe, ensuite à l'incurvation brusque de ses plis de la direction SE-NW à une direction SW-NE.

M. Chaix a reconnu l'existence dans les Brasses de six anticlinaux, dont les quatre premiers vers le N revêtent une forme simplement déjetée, tandis que le cinquième chevauche sur une grande largeur sur les plis extérieurs et que le sixième prend la forme d'une écaille écrasée.

En outre, M. Chaix a révélé l'importance de l'ensellement transversal de l'Ognon, qui paraît être en relation avec l'incurvation des plis.

M. P. BECK (73) a repris la question de la **nappe du Flysch de Habkern**. Il a rappelé que ce Flysch enveloppe complètement le front des nappes helvétiques et s'enfonce même fort loin sous celles-ci; il a exposé à nouveau les conditions diverses, dans lesquelles on rencontre dans cette curieuse formation des roches cristallines variées, qui semblent y avoir été introduites tantôt par un processus purement sédimentaire, tantôt par de véritables broyages tectoniques.

Quant à l'interprétation à donner à cette nappe, M. Beck se rallie à l'opinion donnée d'abord par M. Paulcke, d'après laquelle elle ferait partie d'une vaste unité tectonique comprenant encore le Flysch du Niesen et de la zone des Cols, celui des Préalpes externes et s'étendant vers l'E à la « Bündner Decke ». Cette nappe comprend du reste, outre le Flysch, de nombreuses Klippes de terrains mésozoïques.

A propos des relations entre les nappes helvétiques et préalpines, il convient de citer une courte notice publiée par M. E. GERBER (80), dans laquelle l'auteur signale la présence, près de Kraettigen, sur la rive S du lac de Thoune, au milieu des Klippes préalpines, d'une écaille de Malm de faciès helvétique, qui semble représenter un lambeau arraché à la nappe du Kienthal et entraîné au N.

Plateau molassique et Jura.

Dans une revue antérieure j'ai signalé une étude faite par M^{lle} de Tsytovitch du grand éboulement qui couvre les environs de Chézery dans la **vallée de la Valserine** (Ain).

Depuis lors M. CH. SARASIN et M^{lle} DE TSYTOVITCH (102) ont rendu compte de quelques observations nouvelles qu'ils ont pu faire sur ce même éboulement grâce à la réfection de la route conduisant de Chézery à Lélex. Ils ont pu vérifier d'une façon particulièrement nette la superposition par éboulement sur la Molasse des bancs disloqués du Dogger et de l'Argovien ; ils ont trouvé sous ces masses éboulées de la moraine ; enfin, ils ont constaté comment dans l'éboulement les parties supérieures ont coulé par-dessus les parties inférieures suivant des plans de rupture obliques.

M. H. SCHARDT continue à profiter de ses fréquentes excursions dans le **Jura neuchâtelois** pour y faire de nombreuses observations de détail.

Il a en particulier profité du forage d'une galerie effectué dans le coteau de la Ravière, près du Plan de l'Eau dans les **gorges de l'Areuse**, pour faire une série d'observations nouvelles (105).

Il a d'abord constaté l'existence d'une ancienne vallée notablement plus profonde que la vallée actuelle de l'Areuse et complètement comblée par de la moraine et des graviers fluvio-glaciaires.

Il a d'autre part établi une coupe à travers le Jurassique moyen du jambage S de l'anticlinal coupé par les gorges de l'Areuse. Au niveau de la « Dalle nacrée » il a constaté une succession ininterrompue, épaisse de 46 m., de calcaires spathiques avec *Belemnites latesulcatus* d'Orb., *Alectr. costata* Sow., *Waldh. ranvilleana* Sow., *Cidaris gingensis* Waag., *Pentacr. trabalis* de Lor., *P. Nicoleti* Desor, *P. brotensis* de Lor. Ces couches sont recouvertes par l'Argovien inférieur ; vers le bas elles passent par transition aux marnes de Furcil ; celles-ci représentent l'équivalent du Forest-marble et du Bradford-clay, de la Grande oolithe d'Angleterre et des couches de Stonesfield ; leur faune bien connue, est caractérisée particulièrement par les Perisphinctes du groupe de *P. Moorei* Op., par *Park. Parkinsoni*, *Park. ferruginea* Op., *Park. neuffensis* Op., et par *Pholadomya Murchisoni* Sow.

Au-dessous des marnes de Furcil vient le « calcaire roux marneux », que M. Schardt maintient dans le Bathonien

inférieur malgré la présence de *Park. Garanti*; à ce propos il discute les idées émises par M. G. Lee, sans citer cet auteur, ce qui est regrettable. Quant à la « Grande Oolithe » du Jura neuchâtelois, qui vient sous le calcaire roux marneux, M. Schardt la place au niveau du Bajocien supérieur. Ce massif calcaire est ici épais de 60 m.; il est séparé par les couches marno-calcaires de Brot, avec brachiopodes et polyptères, des calcaires à pentacrines du Bajocien inférieur.

En terminant, M. Schardt remarque que la galerie du Plan de l'Eau n'a coupé aucun plan de chevauchement, qui pourrait être considéré comme le prolongement du chevauchement observé antérieurement entre le Furcil et le coteau de Chantemerle.

M. H. SCHARDT (103) a en second lieu décrit un petit accident qui affecte le jambage interne de la première chaîne du Jura au-dessus de Neuveville. Il s'agit d'un chevauchement qui a affecté le Portlandien et le Valangien, de façon à les ramener sur leur propre prolongement. Ce chevauchement passe dans la direction du SW à une voûte, qui ne tarde pas à disparaître; dans la direction du NE il se suit en tout cas jusqu'à la gorge de la Douanne.

C'est une dislocation du même genre que M. H. SCHARDT (104) a examinée au-dessus de Saint-Blaise, vers Chatollion. Là il s'agit d'une voûte qui s'accroît dans la direction du NE, en se déjetant vers le NW, puis qui se transforme brusquement en un pli-faille à la traversée d'un décrochement horizontal.

MM. L. ROLLIER et J. FAVRE (101) ont terminé en 1911 une carte au 1 : 25 000 des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds, qui figure tout le territoire compris entre la chaîne du Pouillerel au NO et celle de la Tête-de-Ran au SE. Les trois zones anticlinales du Pouillerel, de Sommartel-les Crosettes et de la Tête-de-Ran y sont représentées en détail avec les deux synclinaux intermédiaires du Locle-Chaux-de-Fonds et de la Sagne-les Ponts.

Comme premier commentaire à cette carte, M. J. FAVRE (98) a publié une description très complète de la chaîne du Pouillerel et du synclinal du Locle-Chaux-de-Fonds. La partie principale de ce travail est consacrée à la stratigraphie des formations jurassiques, crétaciques et tertiaires de cette région.

Le Jurassique affleure ici à partir du Bajocien supérieur

représenté par des calcaires oolithiques à très grosses oolithes disséminées au milieu d'oolithes plus fines. Le **Bathonien** est divisé par M. Favre comme suit :

1^o Calcaire marneux, bleu à l'état frais, ocreux à l'état oxydé, qui contient *Park. Parkinsoni*, *Ostrea acuminata*, etc., et qui appartient peut-être encore au Bajocien.

2^o Calcaires oolithiques et spathiques, roux à la surface, sans fossiles.

3^o Complexe de marnes grises, divisé en deux par un gros banc de calcaire oolithique, contenant dans sa partie inférieure, à profusion, *Pholadomya Murchisoni* et *Echinobrisus clunicularis*.

4^o Massif calcaire, oolithique à la base, compact vers le haut, avec, par places, des intercalations marneuses, qui contient entre autres, *Oppelia fusca*, *Perisph. Moorei*, *Terebr. maxillata*, *Collyr. ovalis*. La surface de cette série est corrodée et supporte, par places, une mince couche de marnes à concrétions et fossiles siliceux.

Le **Callovien** débute par un calcaire marneux et sableux sans fossiles mais qui doit correspondre à la zone à *Macr. macrocephalus* : ensuite vient une série de calcaires échinodermiques connus sous le nom de Dalle nacrée ; ce niveau est recouvert par des marnes ou des marno-calcaires à oolithes ferrugineuses, qui commencent par places avec la zone à *Reineckeia anceps*, tandis qu'ailleurs ils contiennent dès la base *Cardioc. cordatum*. L'**Oxfordien** proprement dit est réduit à ces couches oolithiques, ou bien, au N de la Chaux-de-Fonds, il est représenté par une mince couche de marnes à fossiles pyriteux. L'**Argovien** débute par les calcaires spongitiens à *Ochetoc. canaliculatum*, puis est formé par des calcaires en bancs séparés par des lits schisteux.

Le **Séquanien** se compose de deux parties nettement distinctes : le Séquanien inférieur présente un faciès très changeant soit dans le sens horizontal, soit dans le sens vertical, qui comprend des niveaux marneux souvent riches en fossiles, et des calcaires oolithiques, ou échinodermiques, ou coralligènes. Les fossiles les plus caractéristiques de ce sous-étage sont des échinodermes : *Cid. florigemma*, *Hemicid. intermedia*, *Hemicid. strammonium*, *Pseudodiad. hemisphaericum*, *Pygaster dilatatus*, *Pygurus Blumenbachi*, *Apiocrinus Meriani*, etc.... Le Séquanien supérieur débute dans la chaîne du Pouillerel par un calcaire à très grosses oolithes, « l'oolithe nuciforme » ; il est formé en majeure partie par des calcaires gris, compacte, bien lités, à *Wald. humeralis*, et se termine

vers le haut par 10 à 15 m. de calcaires oolithiques blancs, sans fossiles.

Le **Kimmeridgien**, épais de 180 m., est formé de calcaires gris, en bancs épais et peu distincts; il est peu fossilifère, on y trouve pourtant, près de la base, *Terebr. subsella*, *Rhynch. pinguis*, *Pholadomya Protei* et quelques nérinées. Vers le haut cet étage se termine par une mince zone marneuse à *O. virgula*, qui représente le dernier vestige vers l'W du faciès virgulien.

Le **Portlandien** débute par une succession de bancs calcaires, gris, compacts, épaisse de 60 m. environ: vers le haut les calcaires deviennent plaquetés, puis vient le banc caractéristique du calcaire saccharoïde, auquel sont associés des cornieules. A la limite supérieure du Jurassique, le **Portlandien** comprend des marnes, des marno-calcaires et des calcaires à *Planorbis Loryi* et *Physa wealdina*; il n'apparaît du reste que sur un point près de la gare de la Chaux-de-Fonds.

Le **Crétacique** n'est représenté ici que par sa partie tout à fait inférieure. Le Valangien, très réduit en épaisseur, débute par des alternances de marnes et de calcaires en partie oolithiques (25 m.), qui représentent le niveau du marbre bâtard; il se termine par des calcaires oolithiques et spathi-ques, épais de quelques mètres seulement, qui correspondent au « Calcaire roux ». Dans le Hauterivien les marnes d'Hauterive, y compris le niveau à *Holcostephanus*, ne dépassent pas une épaisseur de 15 m.; le niveau de la Pierre jaune est ici plus marneux que dans les chaînes internes du Jura; son épaisseur peut être évaluée à plus de 60 m.

Du reste les dépôts crétaciques ont subi, avant d'être recouverts par la Molasse, une érosion très étendue, qui les a en particulier complètement supprimés sur le flanc de l'anticlinal de Pouillerel.

Comme terrains tertiaires on ne trouve dans le synclinal du Locle et de la Chaux-de-Fonds que des molasses burdigaliennes et vindoboniennes. Ces dépôts se présentent de la façon suivante: les molasses burdigaliennes n'existent qu'à la Chaux-de-Fonds, où elles contiennent *Pecten praescabriusculus*, *Cid. avenionensis*, *Psammechinus dubius*. Le Vindobonien est nettement transgressif et s'étend sur les environs du Locle; il commence par une couche à galets, caractérisée, ici comme plus au NE, par des cailloux de silex, de granite et de phorphyre rouge, mais contenant en outre de nombreux débris de roches crétaciques; puis viennent des marnes vertes à *O. crassissima*. Ces molasses marines manquent du reste sur

la bordure NW du synclinal entre le Locle et la Chaux-de-Fonds, où le Portlandien est recouvert directement par des marnes rouges ou des gompholites. Ce sont ces dernières couches qui représentent le Vindobonien supérieur; les marnes généralement rouges, parfois grises, contiennent comme seul fossile *Helix Larteti*; quant aux gompholites, ce sont des brèches formées de débris provenant des calcaires directement voisins, spécialement des calcaires suprajurassiques; ces dépôts ne montrent qu'exceptionnellement un triage mécanique de leurs éléments, qui sont pourtant de dimensions très diverses; leur ciment, peu abondant, est calcaréo-marneux, parfois il devient à la fois plus abondant et plus marneux et l'on peut même constater des alternances de gompholite et de marne rouge. Ces brèches existent sur les deux bordures du synclinal d'une façon continue; elles recouvrent le Jurassique supérieur en transgression souvent nettement discordante; leurs relations intimes avec les marnes rouges impliquent une contemporanéité des deux formations et par conséquent un âge vindobonien pour la gompholite. Quant à la genèse de cette formation, il faut se représenter des amas de débris accumulés sur les deux bords d'un bassin, au pied des deux falaises opposées à un niveau qui a dû être momentanément au-dessous et momentanément au-dessus de la surface de l'eau qui remplissait le fond du bassin. Ainsi s'expliqueraient les phénomènes de corrosion d'une part, d'incrustation de l'autre, qu'on peut observer dans les mêmes brèches.

Au-dessus de la gompholite vient l'Oeningien, formé à la base de calcaires d'eau douce à *Limnea dilatata*, *Plan. Mantelli*, *Helix* ex af. *sylvana*, etc..., puis de marnes variées, dans lesquelles s'intercalent irrégulièrement et de façon très variable des couches à débris végétaux et même des lits de lignite. Cet étage n'affleure du reste presque nulle part. Dans cet Oeningien, M. Favre a constaté une triple interstratification de lits peu épais d'un minéral intéressant, variété de montmorillonite.

M. Favre attribue avec réserve au Pliocène un ensemble de dépôts argileux et de conglomérats, qui remplissent fréquemment les anfractuosités des calcaires suprajurassiques et qui se distinguent des dépôts quaternaires par le caractère purement jurassien et local des éléments qui les composent. — Quant aux dépôts quaternaires, ils comprennent d'abord des formations morainiques, parmi lesquelles une petite partie sont alpines et rissiennes, tandis que la plupart d'entre elles sont jurassiennes et datent de la période de Würm; ces mo-

raines jurassiennes sont surtout développées entre le Locle et la Chaux-du-Milieu. Ce sont du reste les marais tourbeux qui représentent l'élément le plus caractéristique des formations quaternaires dans la région considérée. Le plus important de ces marais, celui qui s'étend du Locle au Col des Roches est tapissé à la partie supérieure par une couche de limon d'inondation accumulée par le Bied du Locle et passant vers le SW à une vase lacustre; au-dessous de ce dépôt vient une couche continue de tourbe, épaisse de 3 à 5 m., que supporte une nouvelle zone de limon et de vase lacustre, mêlés par places à des alluvions très fines. Ces dépôts indiquent la formation, dans le fond de la vallée du Locle, d'un lac, dont l'origine doit remonter au retrait de la glaciation de Würm et qui s'est lentement transformé en marais par une obstruction des écoulements souterrains des eaux. Après le marais du Locle le plus important est celui des Eplatures au SW de la Chaux-de-Fonds, qui présente cette particularité que sa tourbe est formée d'éléments du marais plat dans sa partie NW, où arrivent en quantité des eaux calcaires, d'éléments du marais bombé dans sa partie SE, où l'influence de ces eaux cesse. D'autres tourbières, beaucoup moins étendues existent encore au Pouillerel, aux Crosettes au S de la Chaux-de-Fonds, aux Herses à l'E du Crêt du Locle.

Dans la partie tectonique de sa description, M. Favre examine successivement les anticlinaux de Pouillerel et de Sommartel et le synclinal intermédiaire du Locle et de la Chaux-de-Fonds.

L'anticlinal de Pouillerel prend entre le Col des Roches et la région de la Chaux-de-Fonds la forme d'une voûte dénudée jusqu'au Bathonien, au sommet large et plat, tandis que les deux jambages sont fortement redressés ou même renversés. Vers le SW l'exhaussement de la partie médiane de la voûte est encore accentué par l'intervention de deux failles longitudinales, dont l'une, celle du jambage SE prend la forme d'une faille proprement dite, tandis que celle du jambage NW est plutôt une flexure ayant déterminé l'étirement de l'Oxfordien, du Callovien et du Bathonien.

Au Col des Roches passe un décrochement transversal, de part et d'autre duquel les couches crétaciques et suprajurassiques du jambage SE sont plissées de façons tout à fait dissymétriques. Directement au SW de ce décrochement, le jambage crétacique de l'anticlinal est non seulement renversé, mais encore pli-faillé, de façon que le Valangien repose presque directement sur la marne rouge vindobonienne. Plus au

NE sur la chaîne de Pouillerel même, M. Favre a reconnu une série de failles, en général peu continues et d'un rejet peu considérable; ces failles sont particulièrement nombreuses vers l'extrémité septentrionale de la chaîne, là où la voûte s'abaisse avec rapidité, de façon que bientôt l'Argovien se ferme au-dessus du Jurassique moyen.

L'anticlinal de Sommartel, déjà longuement décrit dans des travaux antérieurs, ne fait l'objet que de quelques brèves observations de détail. Quant au synclinal du Locle-Chaux-de-Fonds, il est terminé au S par le seuil anticlinal oblique du Quartier, qui le sépare du synclinal de la Brévine et qui est pli-faillé dans son jambage septentrional; il s'élargit brusquement dans la région du Locle, où les dépôts tertiaires montrent des replis secondaires accusés. Entre le Crêt du Locle et la Chaux-de-Fonds le synclinal possède une largeur réduite mais sensiblement constante; tandis que son jambage septentrional reste très simple, sa partie SE montre au contraire des dislocations intenses, qui atteignent leur maximum à la Chaux-de-Fonds même et ont été signalées déjà par divers auteurs. M. Favre interprète ces dislocations, comme l'a fait M. Schardt, en admettant un pli-faillie portlandien-infracrétacique chevauchant au NW sur la Molasse et séparé par un synclinal écrasé de Molasse du jambage renversé et pli-faillé de l'anticlinal de Sommartel. Les formations jurassiques-infracrétaciques de cette écaille de la Chaux-de-Fonds sont toujours intensément laminées; par places elles sont broyées et mêlées de la façon la plus complète.

Dans une dernière partie de son travail, M. Favre discute brièvement le caractère topographique de la région de la Chaux-de-Fonds et du Locle, en faisant ressortir en particulier le rôle joué dans l'établissement de cette topographie par les deux phases d'érosion bien distinctes qui se sont succédées dans le Jura.

M. B. AEBERHARDT (93) a donné un court aperçu stratigraphique et tectonique des gorges de la Suze et du pied du Jura aux environs de Bienne. Il a insisté en particulier sur les phénomènes d'érosion et sur l'ensellement transversal qui affecte en cet endroit les plis internes du Jura.

Il suffit de citer ici une courte notice de M. E. FLEURY (99) consacrée aux dénominations de lieux usitée dans le Jura bernois, qui sont en relation avec un caractère géologique.

M. A. BUXTORF, qui s'est longuement occupé en dernier lieu de la chaîne du Weissenstein, a établi de celle-ci un

grand profil synthétique, composé de dix coupes transversales. Il a signalé cette publication par une très brève notice (95). Dans la Revue pour 1910 je signalais un travail de M. Gerth, dont l'auteur cherchait à confirmer par de nouvelles observations la théorie édifiée d'abord par M. Steinmann et expliquant la formation des cluses de Balstal et de Mümliswil par des effondrements triangulaires. Cette publication a suscité parmi les géologues suisses plus d'opposants que d'adhérents et M. A. BUXTORF vient de réfuter en quelques pages (96) non seulement les conclusions, mais aussi beaucoup des observations de M. Gerth, après avoir visité à nouveau les cluses en question et la chaîne du Weissenstein.

Les nouvelles observations faites par M. Buxtorf dans les cluses de Mümliswil et de Balstal confirment absolument celles publiées déjà il y a bien des années par M. F. Mühlberg et montrent que dans l'une et l'autre il y a non pas des failles obliques, mais de grands chevauchements, qui ont amené les parties méridionales des voûtes correspondantes sur les parties septentrionales de celles-ci.

Dans la région orientale de la chaîne du Weissenstein, M. Buxtorf n'a trouvé aucune trace démonstrative de la grande faille supposée par M. Gerth entre la cluse de Balstal et le Günsberg, tandis que toutes ses observations ont été conformes aux interprétations données par M. Mühlberg. Plus à l'W, dans la région de Günsberg, où M. Buxtorf lui-même avait constaté, le chevauchement du Trias et du Lias sur la Molasse, tandis que M. Gerth avait cru y voir de nouveau une faille au plan très incliné, les nouvelles recherches faites par le premier n'ont fait que le confirmer dans sa manière de voir; il y a là manifestement un déversement de la partie culminante du pli vers le S, avec laminage plus ou moins complet du jambage renversé; M. Buxtorf cite à ce propos plusieurs profils de détail caractéristiques; il explique cette poussée locale au S de la chaîne du Weissenstein par la résistance opposée au développement de cette chaîne par le brachyanticlinal du Brandberg qui s'élève droit devant ce tronçon du pli.

M. Buxtorf apporte aussi de nouveaux arguments en faveur de la forme en éventail que prend l'anticlinal du Weissenstein au S de Welschenrohr et montre que les couches renversées du Jurassique supérieur du jambage septentrional le sont d'une façon trop régulière et continue, pour que leur position puisse être attribuée à une culbute au vide, comme le voudrait M. Gerth.

Des cinq failles transversales qui, d'après M. Gerth devraient découper la chaîne du Weissenstein, une seule est considérée comme réellement existante par M. Buxtorf, qui l'a du reste déjà signalée en 1907; c'est celle qui passe à l'W de Längmatt et qui paraît avoir une relation avec la surrection du Brandberg et probablement aussi avec le prolongement jurassien de la grande flexure de la Forêt Noire.

A ce propos, M. Buxtorf expose pourquoi il ne croit pas qu'on puisse prolonger purement et simplement dans les chaînes jurassiennes les failles NS du Jura tabulaire; il admet par contre que certaines de ces dislocations ont pu avoir des réactions plus ou moins fortes sur la tectonique des chaînes et il considère cette supposition comme particulièrement justifiée pour le prolongement jurassien de la flexure de la Forêt-Noire. Ce prolongement se marque, en effet, jusque dans l'anticlinal du Weissenstein, par un relèvement brusque de l'W à l'E de tous les axes, qui peut atteindre 500 m. C'est probablement à cet exhaussement de toute sa masse que le pli du Weissenstein doit son changement de forme; ce doit être à la même cause qu'il faut attribuer aussi la modification que subit à l'E de Welchenrohr le synclinal de la Dünneren qui, contrairement à une opinion antérieure de l'auteur, cesse de s'enfoncer au S sous l'anticlinal du Weissenstein et prend une forme évasée et presque symétrique; enfin, on peut admettre que la surrection de l'anticlinal du Brandberg a une origine semblable.

Répondant toujours à M. Gerth, M. Buxtorf confirme par de nouvelles observations les chevauchements et les renversements tectoniques qu'il avait constatés antérieurement dans la chaîne du Vellerat et celle du Clos du Doubs; il montre aussi que la position verticale ou légèrement renversée des jambages d'anticlinaux, si fréquente dans le Jura, ne peut être qu'un phénomène primaire et purement tectonique.

A propos de ces formes caractéristiques des plis jurassiens, l'auteur rappelle son hypothèse, d'après laquelle les plissements du Jura n'ont pas dû se propager en profondeur au delà du groupe de l'anhydrite du Trias moyen, qui, se décollant de son soubassement, a joué le rôle de lit mobile. Il complète son idée, en admettant que, dans les plis d'importance secondaire, des décollements semblables ont pu se produire au-dessus du Muschelkalk et que soit les argiles du Keuper, soit celles du Dogger inférieur, soit même celles de l'Oxfordien-Argovien ont pu fonctionner comme lits mobiles,

provoquant ainsi des plis purement superficiels, ou bien déterminant d'importantes discordances de plissement.

M. E. BRÄNDLIN a entrepris l'étude de la région du **Jura tabulaire argovien** comprise entre la vallée de Frick et l'Aar (94).

Dans un chapitre stratigraphique il commence par la description du **Trias** et plus particulièrement du Muschelkalk et du Keuper, dont il a relevé en détail un grand nombre de coupes.

A la base du Muschelkalk le Wellengebirge n'apparaît que très localement le long de la vallée du Rhin entre Schwaderloch et Laufenburg ; il débute par le Wellendolomit, série dolomitique dont la dernière couche est caractérisée à la fois par sa teneur en galène et sa richesse en fossiles :

Lima lineata Schlot.	Myoconcha Goldfussi Dunk.
» cf. striata Schlot.	Myophoria vulgaris Br.
Terquemia complicata Goldf.	» elegans Dunk.
Pecten discites Schlot.	Coenothyris vulgaris Schlot.
Gervillia socialis Schlot.	

Cette couche doit correspondre à la zone inférieure à galène et Trochites de la Forêt-Noire du S.

Au-dessus vient le Wellenkalk représenté par une succession, épaisse de 20 m., d'alternances de marnes et de calcaires, qui contient en assez grande quantité des Lamellibranches entre autres :

Lima lineata Schlot.	Gervillia costata Qu.
Pecten discites Schlot.	Homomya Albertii Voltz.
Gerv. socialis var. funicularis Schm.	» impressa Alb.
Gervillia mytiloïdes Schlot.	Myoconcha Goldfussi Dunk.
	Myophoria cardissoïdes Schl.

Près de la limite supérieure de ce complexe l'auteur a reconnu un banc de calcaire grumeleux à Spiriferines qui contient une série d'espèces caractéristiques :

Spiriferina fragilis Buch.	Prospondylus comtus Schl.
» hirsuta Alb.	Mytilus eduliformis Schl.
Terquemia complicata Goldf.	Cidaris grandaeva Goldf.
» spondyloïdes Schl.	

Le Wellengebirge supérieur à *Myoph. orbicularis* ne forme nulle part de bons affleurements.

La partie moyenne du Muschelkalk ne se présente pas non plus d'une façon favorable à une étude de détail ; elle comprend un niveau inférieur formé d'argiles, de marnes et de

gypse et un niveau supérieur composé essentiellement de calcaires dolomitiques à silex ; elle est épaisse de 80 m., environ.

Le Muschelkalk supérieur apparaît au contraire sur de grandes étendues dans les versants soit de la vallée du Rhin, soit des vallées affluentes ; il débute par la série du Trochitenkalk, caractérisé par l'abondance, dans certains bancs, d'*Encrinus liliiformis* et par la fréquence de *Coenoth. vulgaris* ; ensuite vient la succession des bancs compacts de calcaire gris du « Plattenkalk », puis l'étage est couronné par le « Trigonodusdolomit » épais de 20-25 m., formé de dolomies et de calcaires dolomitiques et caractérisé par :

Gervillia costata Schl.

Myophoria ovata Goldf.

Trigonodus Sandbergeri Alb.

» *laevigata* Alb.

Myophoria Goldfussi Alb.

Unicardium Schmidti Gein.

» *rotundata* Alb.

Ces dolomies se terminent, ici comme plus à l'W. par un bonebed.

Le Keuper couvre sur de grandes étendues les plateaux qui dominant au S la vallée du Rhin et prend une grande extension aussi dans la région de Sutz-Gansingen-Wyl. A sa base le groupe de la Lettenkohle, épais de 5-7 m., comprend un niveau inférieur dolomitique (Unterer Dolomit), puis des marnes schisteuses associées à quelques bancs dolomitiques et caractérisées par *Estheria minuta* Goldf., enfin par un niveau dolomitique supérieur (Grenzdolomit) contenant *Myoph. Goldfussi* Alb. et *Lingula tenuissima* Br. Le groupe du « Gipskeuper », qui vient ensuite, comprend un niveau inférieur de dolomies, puis se développe la succession des marnes bigarrées avec leurs intercalations de gypse. Le groupe du Schilfsandstein se compose d'une série inférieure de grès micacés jaunes ou rougeâtres et d'une série supérieure marneuse ; ces deux termes varient extrêmement et très brusquement quant à leur épaisseur ; sur un point, près d'Obersutz, ils sont séparés par des alternances d'argiles et de grès contenant des débris de plantes et qui semblent représenter le niveau de Neuwelt ; les marnes de la série supérieure sont recouvertes par un dernier banc de grès. Ce banc est séparé par une zone, épaisse seulement de 1-2 m., de marnes, correspondant aux « untere bunte Mugel » de M. Schalch, d'un nouveau niveau dolomitique, le « Gansinger Dolomit ». Celui-ci est représenté par des bancs plus ou moins irréguliers et discontinus de dolomies associés à des marnes, il est épais d'environ 2 m. et contient :

Avicula gansingensis Alb.	Pseudocorbula elongata Pichl.
Myophoria vestita Alb.	Cardita Gumbeli Pichl.
Anoplophora asciaeformis Alb.	Zygopleura gansingensis Alb.

Le Keuper se termine par une dernière série de marnes jaunâtres et grises avec des lits plus intensément colorés, qui appartiennent encore au Keuper moyen ; les niveaux les plus élevés du Trias font donc ici défaut.

Sur ce Keuper moyen reposent directement, comme base du **Jurassique**, les « Insektenmergel », dont l'épaisseur varie de 7 m. vers l'E à 2 m. vers l'W et qui correspondent à l'Hettangien inférieur ; ensuite viennent les couches à *Schlota angulata* Schl., qui vers l'W sont formées de calcaires spathiques, tandis que vers l'E elles deviennent de plus en plus riches en lits marneux et contiennent une forte proportion d'oolithes ferrugineuses.

Le Sinémurien comprend : 1° des calcaires spathiques avec *Gryphea arcuata* Lam. et des débris d'Arietites, épais de 3 m. (Arietenkalk), 2° des argiles grises sans fossiles (Obtusustone) ; 3° des marno-calcaires contenant *Gryphea obliqua* Goldf. *Pecten textorius* Schlota. *Belemn. acutus* Mill, etc.... (Obliqua-Schichten). Le Lias moyen, réduit pourtant à une épaisseur de 2^m5 de marnes, se divise facilement dans les trois zones paléontologiques à *Der. Davoei* Sow., *Am. margaritatus* Montf. et *Am. spinatus* Brug. Le Lias sup. a aussi une faible épaisseur (5-6 m.) ; il est formé par des schistes feuilletés à *Dactyl. commune*, *Harpoc. serpentinum*, *Posid. Bronni*, *Plicatula spinosa*, *Rhynch. amalthei*, etc.... avec deux intercalations de calcaires fétides à la base, et de marnes jaunes à rognons avec *Lytoc. jurense*, *Harp. striatulum* et de nombreuses bélemnites vers le haut.

Le Dogger débute par les schistes opaliniens épais d'environ 80-100 m., qui contiennent des bancs calcaires à *Pentacr. wurtembergicus* et se terminent par des couches riches en chailles et en pyrite ; les couches à *L. Murchisonae* sont formées par des alternances de calcaires sableux ou spathiques et de marnes grises ; elles contiennent à la base *Cancelloph. scoparius* et *Lioc. lineatum* ; vers le haut elles deviennent plus oolithiques et contiennent *Ludw. Murchisonae* ; du reste le faciès devient plus purement calcaire vers l'E. La zone suivante se compose d'oolithes ferrugineuses associées à des marnes en quantité croissante vers l'W, elle est caractérisée par *Son. Sowerbyi*, *Hyperlioc. discites*, *Inoceramus polyplocus*, *Gryphea sublobata*, etc.... Vient ensuite une succession d'alternances de marnes et de bancs calcaires,

dans laquelle le faciès à *Cancelloph. scoparius* se retrouve à la partie inférieure, tandis que vers le haut les fossiles prédominants sont des Pecten (*P. pumilus*, *P. gingensis*, *P. spathulatus*) ; cette série, appelée « neutrale zone » est épaisse de 20-25 m. ; elle supporte les calcaires oolithiques ferrugineux à *Steph. Humphriesi*. Après ces derniers le faciès marneux reprend, d'une façon générale, pour former les marnes à *Steph. Blagdeni*, *Ctenostreon pectiniforme*, etc..., épaisses de 10 m. environ ; puis viennent les alternances marno-calcaires à *Exogyra sinuata* et les couches oolithiques à *Clypeus Ploti*, *Echinobr. Renggeri*, *Pseudomon. echinata*, etc.... (Sinuatus-schichten), qui forment la base du Hauptrogenstein ; cette série oolithique devient de plus en plus marneuse de l'W à l'E ; elle est couronnée par une zone de calcaires spathiques. Au-dessus de celle-ci commencent les marno-calcaires, en partie riches en oolithes ferrugineuses, qui contiennent *Rhynch. varians* avec une faune assez abondante de Brachiopodes et de Lamellibranches et, comme ammonoïdes *Op. fusca* et *Op. aspidoides*. Les couches à *Macr. macrocephalus*, comprennent vers l'W une zone inférieure marneuse, une zone supérieure de calcaires sableux ; vers l'E, les marnes prédominent de plus en plus exclusivement. La zone à *Rein. anceps* n'est représentée que vers l'W, tandis que vers l'E les couches à *M. macrocephalus* sont recouvertes directement par les calcaires à oolithes ferrugineuses contenant *Card. cordatum*.

Dans un second chapitre, du reste fort court, M. Brändli expose les grands traits tectoniques de la région considérée.

Directement au S de la vallée du Rhin il distingue une zone septentrionale, dans laquelle les dépôts triasiques s'abaissent lentement vers le SSE. Cette zone est limitée au SE par une ligne de dislocation, qui commence au Käsiberg par un anticlinal de Muschelkalk déjeté au N, qui s'accentue ensuite vers le NE dans la direction de Leibstadt, l'anticlinal s'amplifiant, se déjetant progressivement vers le S et prenant finalement la forme d'un pli-faille par le laminage de son jambage méridional. Cette ligne est en outre marquée sur plusieurs points par d'intéressantes dislocations transversales.

Au S de cette anticlinal faillé se trouve une nouvelle aire tabulaire, qui s'étend en forme de triangle d'Itenthal, où sa largeur se réduit à rien, jusqu'à la ligne Böttstein-Leibstad où sa largeur atteint 6 km. Cette région, formée de Keuper et de Lias plongeant très faiblement au SSE, est limitée au S par une grande faille, qui se suit de Frick à Böttstein et

qui fait réapparaître au S le Keuper. Cette fracture est tantôt simple, tantôt répartie entre plusieurs failles parallèles ; son plan est toujours incliné au S, de sorte que sa lèvre méridionale chevauche sur sa lèvre septentrionale ; en outre les couches sont par places relevées anticlinalement de part et d'autre du plan de faille, de sorte qu'il faut voir dans cette dislocation non un effet de tassement, mais bien une action en relation avec un effort tangentiel. Du reste, la direction de cette dislocation, exactement parallèle au plan de chevauchement des chaînes jurassiennes sur le Jura tabulaire confirme cette manière de voir et il paraît justifié de considérer par analogie la dislocation Itenthal-Leibstadt comme étant aussi un contre-coup des plissements jurassiens.

L'exposé tectonique de M. Brändli est complété par une petite carte au 1 : 100 000 et par 31 profils.

A l'occasion d'un jubilé de la Société argovienne des sciences naturelles, M. F. MÜHLBERG (100) a publié un aperçu général sur la **constitution géologique de l'Argovie**. Cette publication étant surtout un résumé des nombreux travaux publiés par M. Mühlberg lui-même et par d'autres sur cette région du plateau et du Jura suisse, nous pourrions nous contenter de la citer brièvement.

L'auteur commence par une description stratigraphique, qui s'étend du gneiss des bords du Rhin à Laufenburg jusqu'aux dépôts pléistocènes et actuels. A propos du Quaternaire il définit les divers niveaux d'alluvions et leurs relations avec les dépôts morainiques, tels qu'il les a établis dans ces publications antérieures.

Dans un chapitre tectonique, M. Mühlberg fait ressortir les caractères si nettement distincts du Jura tabulaire, des chaînes jurassiennes et du plateau molassique.

L'auteur parle aussi des richesses minérales que fournit le sol de l'Argovie depuis les diverses pierres de construction, jusqu'aux bohrerz et aux gisements de sel des bords du Rhin. Il signale l'influence de la composition géologique sur la valeur agricole des terrains et termine par un aperçu rapide sur l'histoire paléogéographique du Jura oriental et de la région molassique qui le borde au S.

M. E.-H. DILLENUS (97) a entrepris de préciser les relations tectoniques existant le long de la chaîne de la Berra entre le **Flysch des Préalpes externes** et la **Molasse** qu'il recouvre.

L'auteur a cherché dans ce but à établir une classification

stratigraphique du Flysch, mais n'est arrivé qu'à un résultat très relatif; il a simplement pu établir que vers la base du Flysch prédominent des grès durs, à grain fin, d'une teinte gris-blanc, en bancs séparés par des zones schisteuses, tandis que vers le haut, dans la région culminante de la Berra, le grain des grès devient grossier et comprend de gros éléments roulés de quartz et d'orthose rouge. C'est dans ces grès que s'intercalent les conglomérats polygéniques bien connus et un banc de brèche cristalline à éléments très volumineux. Les fossiles découverts dans le Flysch sont exclusivement des Fucoïdes; sur un point, près de Planfayon des grès fins ont fourni plusieurs fragments d'ambre, mêlés à des débris indéterminables de feuilles.

Quant à la molasse qui s'enfonce au SE sous le Flysch, elle appartient en partie à la Molasse d'eau douce inférieure, en partie à la Molasse helvétique. La Molasse d'eau douce comprend un niveau inférieur de marnes rouges et violacées et un niveau supérieur de grès jaunâtres. Entre ces deux complexes s'intercale par places une mince couche de marne noire à *Helix Ramondi*: Ces dépôts ne sont du reste bien développés qu'aux environs de La Roche. La Molasse marine se compose de grès gris, plus ou moins durs, dans lesquels les fossiles sont assez fréquents; ceux-ci appartiennent entre autres aux espèces suivantes:

Pecten palmatus.	Venus Brocchii.
» latissimus.	Macra helvetica.
» scabrellus.	Cardita Jouanetti.
Ostrea gingensis.	Turritella Turris.
Cardium commune.	» bicarinata.
» edule.	Trochus patulus.
» multicostatum.	Murex Partschi.
Venus multilamella.	

Près du plan de contact du Flysch sur la Molasse, dans la base du premier, M. Dillenius signale un gisement de gypse situé dans le Burgerwald près de Muscheneck; il considère ce gypse comme une interstratification sédimentaire dans le Flysch éocène. D'autre part, l'auteur a constaté l'existence de bancs de nagelfluh, compris aussi bien dans la Molasse marine que dans la Molasse d'eau douce inférieure.

Cette partie stratigraphique se termine par quelques lignes consacrées aux formations pleistocènes, en particulier aux moraines rhodaniennes de Montévrâz et de Zenauvaz.

La partie tectonique de la thèse de M. Dillenius n'est pas très explicite; elle peut être résumée comme suit:

En dedans du grand anticlinal de la Molasse, deux anticlinaux de moindre importance sont visibles; l'un, prolongement de celui signalé près de Marsens par M. Damm, apparaît dans le ravin de la Singine à l'E de Planfayon, l'autre se montre dans le ravin de Stoutz, affectant la Molasse d'eau douce inférieure.

Dans la partie inférieure des pentes de la Berra, la Molasse existe jusqu'à peu près au niveau de 1100 m., mais elle disparaît souvent sous des moraines ou des éboulis. Son plongement, d'abord faible dans le bas, s'accroît vers le haut et vers le S.

Le contact entre le Flysch et la Molasse n'a pu être observé directement que sur un seul point, dans le ravin du ruisseau des Roches au-dessus de La Roche; ici, les deux formations, plongeant de 65° au SE, sont exactement concordantes; du reste nulle part on ne trouve aucun signe évident de discordance entre le Flysch et son soubassement.

M. W. SCHMIDLE (106) a publié une brève description de la Molasse dans la **région qui borde le lac de Constance**, spécialement au NW et a traité en même temps de la tectonique de ce territoire.

La stratigraphie générale de la Molasse qu'il expose dans ce travail est tirée de travaux connus; par contre il a apporté une rectification intéressante à la coupe de la Molasse du Göhrenberg, qui, d'après lui serait d'âge aquitain supérieur et contiendrait des foraminifères marins.

Dans la partie tectonique de sa description M. Schmidle signale un réseau de fractures, dirigées les unes SE-NW, les autres SW-NE, qui ont contribué pour une part essentielle à la formation du bassin du lac de Constance. D'après lui le Göhrenberg est un horst bordé au NE et au SW par deux fractures. Une autre faille s'étend en ligne presque droite de Lindau à Ueberlingen et suit sur une grande partie de sa longueur la rive NE du lac. M. Schmidle a suivi aussi la faille de la Wutach vers le SW jusqu'au S du bassin de Radolfzell; il a précisé le parcours d'une faille du Fulachthal; il a expliqué les irrégularités du niveau de la molasse d'eau douce supérieure sur les hauteurs qui séparent les bassins de Radolfzell et d'Ueberlingen par l'intervention de plusieurs fractures; il a attribué la formation des deux branches de Radolfzell et de Stein de l'Untersee à des effondrements entre deux fractures.

Quant à l'âge de ces dislocations, M. Schmidle croit devoir

les considérer comme plus récentes que le Deckenschotter, que certaines d'entre elles affectent manifestement ; pour une partie des dislocations constatées, en particulier pour celles qui affectent les environs mêmes de Constance et une partie du bassin de l'Untersee, M. Schmidle doit admettre un âge même postwurmien.

IV^{me} PARTIE — STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

Généralités.

M. S. FRANCHI (108) a traité dans une notice la question des calcschistes et des pietre verdi de la vallée d'Aoste et a développé les divers arguments par lesquelles on peut établir l'âge mésozoïque de ce complexe. Les formations sédimentaires associées aux schistes verts doivent être considérées comme un faciès cristallin ou semi-cristallin du Trias et du Lias, auquel il conviendrait d'appliquer le nom de faciès piémontais. Le caractère spécial de ces dépôts, difficile à définir pour le Trias, à cause de la variabilité de ce système, est très nettement marqué dans le Lias par la prédominance des calcschistes.

La seconde partie du travail de M. Franchi est consacrée spécialement à la description d'un calcaire échinodermique, d'âge mésozoïque, qui est intercalé près de Villeneuve dans des calcschistes exactement équivalents à ceux de Courmayeur et de Barre. Cette couche correspond tout à fait à des calcaires compris entre la dolomie principale et le Lias inférieur dans le Valgiana et le Val Maria et appartient ainsi probablement à l'Infralias.

Cette publication est suivie d'une autre, dans laquelle M. S. FRANCHI (109) donne toute la bibliographie de la question de l'âge des schistes lustrés et des roches vertes, et montre qu'après une période de controverses, pendant laquelle ces schistes ont été attribués aux systèmes les plus variés, les géologues français, italiens, suisses et autrichiens ont fini par admettre presque unanimement que la série des schistes lustrés est compréhensive, mais d'âge mésozoïque.

M. A. BALTZER (107) a établi, d'après ses propres observations et les travaux récents de divers auteurs, un tableau des terrains sédimentaires des Alpes et des Préalpes bernoises. Il classe ces formations d'après la zone de sédimentation, dont ils ont fait partie et les répartit entre la zone autochtone

qui couvre le massif de l'Aar, la zone des nappes helvétiques, la zone des Colz, la zone de la Brèche, la zone du Niesen, la zone des Préalpes médianes et celle des Préalpes externes.

Trias.

MM. A. JEANNET et F. RABOWSKI (110) ont soumis à un examen détaillé le Trias qui affleure sur le bord radical des Préalpes médianes depuis Saint-Triphon et la vallée de la Grande-Eau jusque dans la vallée de Diemtigen.

Dans la vallée de la Grande-Eau et la colline de Saint-Triphon ils ont pu établir la série suivante :

1° Quartzites blancs werféniens (2-3 m.).

2° Un complexe calcaire qui représente le Muschelkalk, atteint une épaisseur de 500 à 600 m. et montre des variations importantes ; dans sa forme la plus complexe il débute par des cornieules, puis comprend des bancs de calcaire à *Diplopora pauciforata*, des bancs riches surtout en Brachiopodes : *Ter. vulgaris*, *Spir. Mentzelii*, *Spir. trigonella* et en débris d'*Encrinus liliiformis*, enfin des calcaires foncés, uniformes à Diplopores. Par places les cornieules de la base sont complètement remplacées par les calcaires; ailleurs c'est le gypse qui paraît représenter tout le Muschelkalk.

3° Une zone de cornieules épaisse de 30 m. environ et qui paraît correspondre aux couches de Raibl.

4° Des marnes bariolées associées à des bancs dolomitiques, qui sont l'équivalent du Hauptdolomit.

Dans la région comprise entre la Simme et le Diemtigenthal les auteurs ont étudié soit le bord radical des Préalpes médianes, soit une écaille qui lui est sous-jacente. Ici le Trias inférieur manque, le Muschelkalk par contre est puissamment développé; il commence par une zone de cornieules d'épaisseur variable, qui supporte en général des couches un peu dolomitiques et souvent vermiculées avec des Diplopores. Ensuite vient la masse principale du Muschelkalk, formée de calcaires sans fossiles, épaisse de 200 à 450 m., que couronnent de nouvelles couches fossilifères à *Encr. liliiformis*, *Ter. vulgaris*, *Myoph. Goldfussi*. Ici aussi le Trias moyen est représenté par places, ainsi au NW de Grimmi Alp, par de puissantes masses de gypse.

Le Trias supérieur n'existe pas partout et l'intercalation entre les dépôts triasiques et jurassiques de dépôts sidérolithiques indique une phase prolongée d'émersion. L'on retrouve pourtant, sur divers points à l'E de la Simme, un niveau su-

périeur de cornieules, ou bien son équivalent, des calcaires gréseux à *Myoph. Goldfussi*, qui représentent les couches de Raibl et, au-dessus de ce niveau, apparaissent par endroits des marnes keupériennes ou des brèches, qu'il faut placer à la hauteur du Hauptdolomit.

Quant au Trias des Préalpes médianes entre Sarine et Grande-Eau, MM. Jeannet et Rabowski ne sont pas arrivés encore à en préciser la stratigraphie.

Ces observations ont été brièvement résumées d'autre part par leurs auteurs dans les Actes de la Société helvétique des Sciences naturelles (110).

Jurassique.

M. W. SALOMON (116) a découvert au Col du Nufenen, dans la zone des schistes lustrés un échantillon incontestable d'*Arietites*, qui était inclus dans un schiste micacé formé essentiellement de biotite et de zoïsite avec un peu de mica blanc, de grenat, de quartz, de chlorite et de pyrite.

M. L. ROLLIER (113) a publié en 1911 le résultat de ses longues recherches sur la stratigraphie du **Jurassique moyen du Jura** et des régions avoisinantes. Dans cette publication il commence par exposer l'état actuel de la question, tel qu'il résulte des derniers travaux de MM. Lepsius, Sandberger, Schlippe, Benecke pour l'Alsace et le Grand-Duché de Bade, de MM. M. Mühlberg, A. Girardot, A. Riche, Rittener, Schardt, Buxtorf et lui-même pour le Jura proprement dit.

Dans un second chapitre, M. Rollier décrit toute une série de coupes prises depuis le Jura bâlois et argovien jusqu'à Besançon et Salins d'une part, jusqu'au Chasseral et au Jura neuchâtelois de l'autre. Il est impossible de résumer ici cette partie de l'exposé de M. Rollier, qui se compose entièrement d'observations et de discussions de détails. Je préfère m'étendre un peu plus longuement sur le chapitre suivant, qui donne les idées générales de l'auteur sur les parallélismes à établir entre les différentes régions du Jura pour les dépôts médiojurassiques.

En ce qui concerne d'abord la classification générale, M. Rollier divise son Dogger en cinq étages : 1° L'Aalénien comprenant les zones à *Lioc. opalinum*, à *Ludw. Murchisonae*, à *Lioc. concavum* et à *Sonninia Sowerbyi*, 2° le Bajocien, compris entre le niveau à *Son. Sowerbyi* et les marnes à *O. acuminata* ou à *Homomya gibbosa*, 3° le Bathien, qui commence avec ces dernières couches et comprend principalement le

niveau de la grande oolithe de Bath, 4° le Bradfordien qui correspond au Bradfordclay et au Forest marble, 5° le Callovien qui commence avec le Cornbrash et est caractérisé par *Macrocr. macrocephalus*.

L'**Aalénien** débute constamment par les marnes sableuses à *Lioc. opalinum*; il varie beaucoup plus dans sa partie moyenne et supérieure; la zone à *Ludw. Murchisonae* est encore généralement calcaire; quant à la zone à *Lioc. concavum* elle est développée sous forme d'oolithes ferrugineuses dans le secteur compris entre Sainte-Ursanne et l'Ergolz d'une part, Moutier et le Hauenstein de l'autre. L'Aalénien supérieur comprend le plus souvent des calcaires à crinoïdes; ce n'est que dans la région NE, dans le Frickthal et à l'E de l'Ergolz qu'il prend le faciès de calcaires marneux roux.

Le **Bajocien** commence par une série inférieure assez variable, formée vers l'W et le SW par des marno-calcaires à polypiers, représentée dans le Jura balois, soleurois et bernois par des marnes à sphériles avec *Steph. Blagdeni* et dans le Jura argovien par des alternances d'oolithes ferrugineuses à *Steph. Humphriesi* et de marnes. A propos de ce niveau, l'auteur ne croit pas pouvoir admettre une distinction absolue entre les deux zones à *St. Blagdeni* et à *St. Humphriesi*, ces deux espèces pouvant se mêler ou alterner, mais n'occupant en tous cas pas des niveaux relatifs fixes. La partie supérieure du Bajocien, beaucoup plus uniforme, est représentée par un complexe calcaire plus ou moins régulièrement oolithique, qui a été très souvent classé à tort dans le Bathonien sous les noms de Grande oolithe inférieure ou de Unterer Hauptrogenstein.

Le Bathien dans sa forme habituelle comprend un niveau inférieur marneux caractérisé tantôt par *O. acuminata*, tantôt par *Hom. gibbosa* et un niveau supérieur de calcaires oolithiques qui représentent la Grande oolithe du bassin anglo-parisien, mais d'une façon générale les marnes de la base augmentent fortement d'épaisseur vers le S, de façon à remplacer en bonne partie l'oolithe dans la région du Chasseral et à s'y substituer complètement plus au S dans la région des gorges de l'Areuse et du Jura vaudois; c'est ainsi que se développe le calcaire roux de Furcil, dans lequel les marnes alternent avec les calcaires sableux.

Le **Bradfordien** débute généralement par un niveau marneux à *Ter. movelierensis* sp. nov., *Rhynch. elegantula* Desl., *Ceromya concentrica* Sow., etc... que l'auteur désigne sous le nom de marnes de Movelier. Ces couches sont particulière-

ment bien développées depuis le versant S des Vosges vers Belfort, par le Jura bernois jusque dans le Jura neuchâtelois, où elles prennent une grande épaisseur et sont connues sous le nom de marnes de Furcil; elles s'effilent vers l'W dans la direction de Besançon; vers le NE elles changent un peu de faciès et sont caractérisées particulièrement par *Cid. maeandrina*. Au-dessus de ces marnes, le faciès calcaire reprend soit sous forme de « Pierre blanche » (calcaires coralligènes) vers le N, à Belfort et Saint-Ursanne, et vers l'W, à Besançon, Maiche, Saint-Hippolyte, la Chaux-de-Fonds, soit sous forme d'oolithes cannabines vers l'E à Liesberg, dans le Jura bâlois, argovien et soleurois; vers le S, dans le Jura neuchâtelois ces calcaires sont remplacés par le faciès marneux avec quelques bancs calcaires (marnes de Furcil supérieures), qui se continue jusqu'au sommet de l'étage. A la base des oolithes cannabines on trouve dans le Jura bâlois des calcaires coralligènes.

La limite du Bradfordien et du **Callovien** est en général très bien marquée, les calcaires bradfordiens étant terminés par une surface perforée par les lamellibranches lithophages. La base du Callovien est formée par des calcaires sableux plus ou moins marneux, désignés sous les noms de « calcaire roux sableux », de Cornbrach, ou de couches à *Rhynch. varians*; vers le S dans le Jura vaudois ce niveau est représenté par des marnes à *Macrocr. Morrisi*. Au-dessus viennent dans le Jura bâlois, soleurois et argovien les calcaires sableux à *Macrocr. macrocephalus*, qui sont remplacés vers l'W à Belfort, Saint-Ursanne, Maiche, Saint-Hippolyte, Chaux-de-Fonds et vers le S, à Moutier, au Chasseral, dans le Jura neuchâtelois et vaudois par les calcaires spathiques de la « Dalle nacrée ».

En résumé, la classification proposée par M. Rollier pour le Dogger du Jura comporte pour chaque limite d'étage la superposition d'un niveau marneux sur un complexe calcaire; elle est facilement comparable au Dogger classique d'Angleterre; elle se distingue des classifications usuelles antérieures en ce qu'elle sépare des oolithes bathoniennes, pour les placer dans le Bajocien supérieur, les oolithes inférieures désignées jusqu'ici à tort sous les noms d'Unterer Hauptrogenstein, d'oolithe vésulienne, etc.... Quant à la limite supérieure à la fois du Dogger et du Callovien, l'auteur la place à la base de la couche à *Peltoc. athleta*, qui est caractérisée à la fois par l'apparition d'une série de formes nouvelles et par un mouvement émersif étendu dans le territoire du Jura.

M. Rollier tire de ses observations quelques données paléogéographiques; il montre que le rivage de la mer médiojurassique devait se trouver bien loin au N des Vosges; il admet, par contre, que, à la suite d'oscillations importantes, qui se sont produites pendant toute la période du Dogger, une terre ferme a émergé du côté des Alpes. Il revient ensuite sur la répétition régulière de faciès alternativement marneux et calcaire, dans laquelle il voit une manifestation d'alternances climatiques; cette périodicité dans les variations du climat lui rappelle ce qu'il a constaté déjà dans le Malm et, considérée par suite comme un phénomène très étendu dans le temps et dans l'espace, elle lui paraît la base la plus logique pour une classification stratigraphique; elle est en tous cas bien préférable à la caractéristique paléontologique, telle que l'appliquent les auteurs, qui établissent des parallélismes d'après une seule espèce ou une petite faunule.

Un important chapitre de la publication de M. Rollier traite de la valeur stratigraphique des divers fossiles du Dogger; l'auteur cherche d'abord à y poser le principe que dans la distinction des espèces, des variétés et des mutations la notion du niveau stratigraphique doit être prise tout d'abord en considération, puis celle du faciès; il donne ensuite un tableau de répartition stratigraphique de quelques genres et espèces, puis il examine en détail les groupes fossiles suivants :

Parmi les polypiers, les genres *Thamnastrea*, *Isastrea* et *Confusastrea* sont abondants dans l'Aalénien supérieur, dans le Bajocien inférieur et moyen du Jura occidental et septentrional, puis dans la Pierre blanche du Bradfordien supérieur.

Dans le groupe des *Cidaris* à radioles glandiformes, les espèces se répartissent comme suit : *Cid. cucumifera* Ag. et *Cid. Courtaudina* Cot. dans l'Aalénien supérieur. *Cid. glandaria* Qu. (= *C. authentica* Des.) dans le Bajocien inférieur, *Cid. meandrina* Ag. dans le Bathien inférieur, *Cid. Schmidlini* Des. dans le Bradfordien inférieur.

Holactypus depressus Leske se trouve depuis le Bathien inférieur jusque dans le niveau du Cornbrash.

Les Clypeus médiojurassiques se répartissent comme suit : *Cl. clypeatus* Luidius (= *Cl. Ploti* Wright, = *Cl. solodurinus* Ag., = *Cl. patella* Ag.) dans le Bajocien, *Cl. Osterwaldi* Cott. dans le Bathien, *Cl. testudinatus* Brückner dans le Bradfordien, *Cl. sinuatus* Goldf. dans le Bajocien.

Les Acanthothyris se répartissent dans le Dogger en trois groupes : le premier commence dans l'Aalénien moyen avec

A. oligacantha Branco et *A. aculeata* Des. et Gressly et se continue dans le Bradfordien avec *A. sinuata* sp. nov. (= *Ter. spinosa sinuata* Qu.), le deuxième commence dans le Bajocien avec *A. costata* d'Orb., *A. inflata* sp. nov. (= *Ter. spinosa inflata* Qu.), *A. Crossii* Walker, *A. Zieteni* sp. nov. (= *A. spinosa Zieten*); il se retrouve dans le Callovien inférieur avec *A. spinosa* Schloth.; le troisième groupe commence dans l'Aalénien supérieur avec *A. tenuispina* Waagen; il se continue dans le Bajocien avec *A. sentosa* sp. nov. (= *T. spinosa sentosa* Qu.) et *A. Davidsoni* sp. nov. (= *Rh. senticosa* Davids.) et dans le Callovien avec *A. myriacantha* Desl.; il reste très abondant dans le Malm, où se trouve entre autres la véritable *A. senticosa* Schloth.

Les Rhynchonelles confondues par les auteurs sous le nom de *Rhynch. varians* ne peuvent pas en tous cas conserver ce nom, qui a été appliqué d'abord à une espèce du Hils. M. Rollier établit parmi ces formes les distinctions suivantes : dans le Bathien inf. *Rhynch. media* Sow. et *Rh. Haasi* sp. nov. (= *Rh. varians* var. *oolithica* Haas et Petri), dans le Bathien sup. *Rh. Boueti* Dav. et *Rh. normanica* sp. nov. (= *Rh. varians gigas* Qu.), dans le Callovien inf. *Rh. Zieteni* d'Orb., *Rh. alemanica* sp. nov. (= *Rh. varians* Haas et P.), *Rh. arcuata* sp. nov. (= *Rh. varians arcuata* Qu.), *Rh. planata* sp. nov. (= *Rh. varians planata* Qu.), *Rh. blumbergensis* sp. nov. (= *Rh. varians quadra* Qu.), *Rh. basileensis* sp. nov. (= *Rh. varians angulata* Qu.), *Rh. rambertensis* (= *Rh. spathica* var. *rambertensis* Riche), dans le Callovien moyen et supérieur *Rh. spathica* Dav., *Rh. fürstenbergensis* Qu., *Rh. Steinbeisi* Qu., *Rh. funiculata* Desl., dans l'Oxfordien *Rh. Thurmanni* Voltz, *Rh. silicicola* (= *Rh. Thurmanni* Qu. p.p.), *Rh. minuta* Buv.

Le groupe de *Rh. plicatella* Sow. est représenté dans le Bajocien par *Rh. plicatella* proprement dite, dans le Bathien par *Rh. bugeysiaca* sp. nov. (= *Rh. plicatella* var. *bugeysiaca* Riche) et *Rh. glaronensis* sp. nov. (= *Rh. plicatella* Haas), dans le Callovien par *Rh. Ferryi* Desl., *Rh. dominula* sp. nov. (= *Rh. Ferryi* Desl. p.p.), *Rh. dominella* Rollier et *Rh. perdix* Szajnocha.

Les Terebratules voisines de *Ter. globata* Sow. se répartissent comme suit : Dans le Bajocien inf. *Ter. birdlipensis* Dav., dans le Bajocien sup., *Ter. Ferryi* Desl., dans le Bajocien sup. et le Bathien *Ter. globata* Sow., dans le Bathien *Ter. circumdata* Desl., dans le Bradfordien-Callovien *Ter. balinensis* Szajnocha, dans le Callovien inf. *Ter. alemanica*

(= *Ter. globata* Haas et Petri p.p.), *Ter. badensis* (= *T. globata* Haas et Petri p.p.), *Ter. diptycha* Op.

Les *Zeilleria* plates sont très fréquentes dans le Dogger ; elles ont été le plus souvent confondues sous le nom de *Z. ornithocephala* ; en réalité il y a ici des formes distinctes et successives ; ce sont : dans le Bajocien *Z. subbucculenta* Ch. et Dew. et *Z. Waltoni* Dav., dans le Bathien *Z. Coheni* H. et P., *Z. polygonalis* sp. nov. (= *T. emarginata* Desl.), *Z. rotundata* sp. nov. (= *T. ornithocephala* Desl. p.p.) *Z. bathonica* sp. nov., *Z. bathensis* sp. nov. (= *T. ornithocephala* Desl. p.p.), *Z. metensis* sp. nov. (= *T. ornithocephala* Desl., p.p.), *Z. divionensis* Desl., dans le Bradfordien *Z. marsensis* Desl., dans le Callovien *Z. ornithocephala* Sow., *Z. lagenalis* Schlot., *Z. subcensoriensis* Szajn., *Z. polonica* sp. nov. (= *W. emarginata* et *W. subbucculenta* Szajn.) *Z. lampas* Sow., *Z. royeriana* d'Orb.

M. Rollier donne ici une révision générale des *Pholadomyes* du Dogger ; il divise les *Pholadomyes* en quatre sous-genres : *Pholadomya* s. str., et *Bucardia* sans écusson, *Flabellomya* et *Procardia* avec écusson ; il envisage ensuite plus spécialement les *Bucardia*, dont le type est *Ph. bucardium* Ag. ; il en cite toute une série d'espèces distinctes, en précisant leurs niveaux stratigraphiques et en faisant de nombreuses corrections aux synonymies antérieurement établies.

Suivant toujours le même principe, l'auteur établit l'ordre de succession des diverses formes de *Homomyes*, qui se développent depuis le Lias, mais sont surtout abondantes à partir du Bathien ; il propose ici encore une série de noms nouveaux. Il étend ensuite son travail de revision critique aux *Ctenostreon*, aux *Plagiostoma*, aux *Pecten* et aux *Ostrea* ; mais je dois renoncer à résumer cette partie du travail.

Dans un dernier chapitre paléontologique, M. Rollier traite des ammonoïdes ; il commence par faire quelques réserves sur les nombreuses coupures génériques proposées dernièrement pour les *Stéphanoceratinés* en particulier par M. Mascke, puis il fait en détail la revision des genres suivants :

Le genre *Cosmoceras*, auquel sont intimement liés les *Parkinsonia* et les *Tmetoceras*, remonte jusque dans le Lias et dérive de *Schlotheimia* ; il a donné naissance aux *Kepplerites*. Il est abondamment représenté dans le Dogger, où l'on en connaît les espèces suivantes : *Cosm. niortense* d'Orb dans le Bajocien inf., *Cosm. bifurcatum* Zieten, *C. garantianum* d'Orb., *C. oolithicum* sp. nov. (= *Am. bifurcatus oolithicus* Qu.) dans le Bajocien sup., *C. subfurcatum* Ziet., *C. latisul-*

catum sp. nov. (= *Am. bifurcatus latisulcatus* Qu.), *C. dubium* Schlot. dans le Bathien inf., *C. praecursor* Mayer, *C. longoviciense* Steinm., *C. Julii* d'Orb., *C. contrarium* d'Orb., *C. histricoïdes* sp. nov. (= *C. contrarium* d'Orb. p.p.) dans le Bathien sup., *C. Jason* Rein. dans le Callovien inf. et moyen, *Cosm. ornatum* dans l'Oxfordien inférieur avec *C. decoratum* Zieten, *C. spinosum* Sow., *C. Duncani* Sow., *C. divense* sp. nov. (= *Am. ornatus rotundus* Qu.), *C. Elisabethae* Pratt, *C. Gulielmi* Sow., *C. subnodatum* Teis, *C. spoliatum* sp. nov.

A côté de ces *Cosmoceras* typiques M. Rollier cite une série de *Kepplerites* qui se répartissent comme suit : *Kep. baculatus* Qu. dans le Bajocien sup., *K. Toricelli* Op. *K. Keppleri* Op., *K. Galilei* Op., *K. Lahuseni* Par. et Bon. dans le Callovien inf., *K. calloviense* Sow. et *K. Uhligi* Par. et Bon. dans le Callovien moyen, *K. radiosum* sp. nov. (= *Am. Jason spinosus* Qu.) dans l'Oxfordien inférieur.

Le genre *Parkinsonia* est considéré par M. Rollier comme dérivé de *Cosmoceras*, dont il ne se distingue que par la disparition des tubercules marginaux, et comme ancestral de *Perisphinctes* et de *Reineckeia*. Il est représenté dans le Bajocien supérieur par *P. Parkinsoni* Sow., dans le Bathien par *P. longidens* sp. nov. (= *A. Parkinsoni longidens* Qu.), *P. planulata* sp. nov. (= *A. Parkinsoni planulatus* Qu.), *P. depressa* sp. nov. (= *A. Park. depressus* Qu.), *P. Schlippei* sp. nov. (= *P. Parkinsoni Schlippe*), *P. ferruginea* Op., *P. württembergica* Op., *P. neuffensis* Op., dans le Bradfordien par *P. Schloenbachi* Schlippe, dans le Callovien inférieur par *P. densicosta* Schlippe et *P. postera* Seebach. Dans le Callovien moyen les *Parkinsonia* sont remplacées par les *Reineckeia*.

Parlant des *Oppelidés*, M. Rollier maintient la définition qu'il a donnée antérieurement des genres *Oxycerites* et *Ochetoceras*. Il répartit comme suit stratigraphiquement les diverses espèces d'*Oxycerites* : dans le Bathien sup. *Ox. yeovilensis* sp. nov. (= *Op. fusca* Waagen), dans le Bradfordien *Ox. subdiscus* d'Orb., *Ox. biflexuosus* d'Orb., *Ox. aspidoides* Op., *Ox. latilobatus* Waagen, dans le Callovien moyen *Ox. obsoletus* sp. nov. (= *Op. aspidoides* p.p. Waagen).

Accessoirement M. Rollier parle des *Oppelidés* lisses et tricarénés de l'Oxfordien qu'il dérive des *Ludwigia* et qu'il appelle *Trimarginites*. Quant au genre *Ochetoceras*, M. Rollier lui attribue le *Hecticoceras nodosum* Bonar. du Callovien et certaines formes attribuées à tort à *Am. Brighti* Pratt ; il

suit ainsi ce genre depuis le Bradfordien où se trouve *Ochet. fuscum* Op. jusque dans l'Argovien, où le genre atteint son maximum de développement.

Dans un appendice à son étude, l'auteur a réuni une série de tableaux stratigraphiques des assises médiojurassiques relevés dans le NE de la France, dans le but de montrer que les limites qu'il a admises pour le Jura ont une application très étendue.

M^{lle} X. DE TSYTOVICH qui a publié récemment une description géologique des environs de Chézery dans la vallée de la Valserine (Ain) (Voir Revue, p. 1910), a récolté dans le Callovien de cette région du Jura méridional une abondante moisson d'ammonites, provenant des niveaux à *Rein. anceps* et à *Qu. Lamberti*. De cette collection elle a étudié d'abord les nombreux représentants qu'elle possédait du genre *Hecticoceras* et elle a écrit sur ce sujet une intéressante étude monographique (117).

Dans son introduction, l'auteur commence par définir le genre *Hecticoceras*, elle conteste l'utilité de séparer en un genre *Lunuloceras* les formes voisines d'*Am. lunula* Rein des *Hecticoceras* voisins de *H. Hecticum*; elle conteste aussi la valeur du genre *Oekotraustes* en tant que basé seulement sur le développement de caractères scaphitoïdes; elle signale les relations étroites qui existent entre les *Hecticoceras* et les *Oppelia* et considère comme la plus probable l'hypothèse qui fait dériver ces deux genres des *Ludwigia*.

Les espèces décrites sont les suivantes : *Hect. cracoviense* Neum., que l'auteur divise en cinq variétés, *Hect. balinense* Bonar., *Hect. mathayense* Kil., *Hect. pseudocracoviense* n. sp., *H. evolutum* Lee, *H. punctatum* Stahl que l'auteur divise en quatre variétés, *H. Zieteni* n. sp. (= *Am. hecticus* Zieten), *H. Karpinskyi* n. sp. voisin de *H. punctatum*, *H. Laubei* Neum., *H. Lugeoni* nov. sp. voisin dans le jeune âge de l'espèce précédente, mais devenant rapidement plus involute avec des tours plus élevés, *H. Sarasini* n. sp. qui montre des caractères intermédiaires entre *H. punctatum* et *H. hecticum*, *H. Schloenbachi* n. sp. (= *Am. Henrici* Schloenbach), *H. bipartitum* Qu., *H. hecticum* Rein., *H. bituberculatum* nov. sp., voisin de *H. hecticum*, mais s'en distinguant par la forme plus arquée de ses côtes et la position plus externe de ses tubercules latéraux, *H. fortocostatum* n. sp., qui se rapproche aussi d'*H. hecticum*, mais en diffère par son ornementation particulièrement robuste, *H. pleuros-*

panium Par. et Bon., *H. rossiense* Teis, qui comprend quatre variétés bien distinctes, *H. Andrussovi* n. sp. qui ressemble à *H. rossiense* avec des tours plus épais et plus enveloppants, *H. Bukowskii* Bonar., *H. nodosum* Bonar., très commun avec trois variétés, *H. pseudopunctatum* Lah. divisé en quatre variétés, *H. svevum* Bonar., *H. Salvadorii* Par. et Bon. *H. pseudonodosum*, n. sp. voisin de l'espèce précédente avec des tours moins hauts et non géniculés, *H. Sub-Matheyi* Lee, *H. metomphalum* Bonar., *H. taeniolatum* Bonar., *H. lunula* Zieten, *H. Brighti* Pratt., *H. Paulowi* n. sp., qui présente des caractères intermédiaires entre *H. pseudopunctatum* et *H. lunuloïdes*, *H. lunuloïdes* Kil., *H. Pompecky* Par. et Bon., *H. nodosulcatum* Lah.

Dans un chapitre de conclusions, l'auteur montre que les nombreuses formes qui représentent dans le Callovien moyen et supérieur le genre *Hecticoceras*, se groupent autour de six espèces bien connues, dont chacune peut ainsi être considérée comme le type d'un groupe ; ces espèces types sont : *H. punctatum*, *H. hecticum*, *H. cracoviense*, *H. rossiense*, *H. metomphalum*, *H. lunula*. L'évolution dans l'ensemble de ces formes est réglée par les tendances suivantes : 1^o les tours tendent à s'acroître de plus en plus vite en hauteur, en prenant une section ogivale ou subrectangulaire ; 2^o les côtes, d'abord grossières et espacées, tendent à s'affiner et à se serrer ; 3^o d'abord simplement bifurquées, ces côtes tendent à se diviser beaucoup plus vers l'extérieur, de façon qu'il se développe trois, quatre ou même six côtes externes pour une interne. Le développement des tubercules marginaux et de la carène, la présence ou l'absence d'un sillon longitudinal latéral, la forme géniculée des tours sont des caractères essentiellement variables, d'importance seulement secondaire et qui donnent lieu à de multiples analogies de convergence.

M. F. LEUTHARDT (111) a eu, à plusieurs reprises, l'occasion de s'occuper d'un remplissage sidérolithique compris dans le plan d'une grande faille mettant en contact l'Argovien et les couches à *Hemicid. crenularis* au Kohlholz près de Lausen dans la vallée de l'Ergolz. Ce remplissage comprend, de haut en bas, d'abord des calcaires à planorbes de l'Eocène moyen, puis des bolus et des sables vitrifiables qui les uns et les autres contiennent des silex. Ceux-ci sont d'une part des concrétions, qui devaient déjà être contenues telles quelles dans les calcaires kimmeridgiens, d'autre part des

fragments polyhédriques aux arêtes nettes, qui résultent de la silicification dans le Sidérolithique de fragments calcaires du Kimmeridgien. Les uns et les autres proviennent donc de lambeaux de Kimmeridgien, qui subsistaient encore dans le Jura bâlois à l'époque éocène, mais qui ont subi alors un démantèlement intense, soit par corrosion, soit par désagrégation. Dans ces silex, surtout dans ceux de la seconde catégorie, on trouve fréquemment des fossiles caractéristiques des couches kimmeridgiennes et parmi ceux-ci l'une des espèces des plus intéressantes est *Antedon costatus* Goldf.

Cette espèce se présente sous la forme de moulages siliceux remarquablement parfaits, qui permettent d'étudier en détail non seulement le moule interne et l'empreinte des calices, mais encore le système canaliculaire. Parmi les échantillons d'*Antedon costatus* qu'a ainsi recueillis M. Leuthardt, il en est un fort curieux, qui possède six zones radiales et douze bras et qui doit probablement être envisagé comme une aberration.

M. F. LEUTHARDT (112) a traité le même sujet dans une seconde notice plus courte; il cite parmi les fossiles inclus dans les silex kimmeridgiens du Sidérolithique du Jura bâlois, outre *Ant. costatus*, *Pygurus tenuis* Des. et *Echino-brissus suevicus* Qu.

M. L. ROLLIER (115) a commencé à publier en 1911 une première série d'observations faites sur des fossiles peu connus du Jura et de ses environs. Ce travail se rapporte spécialement aux Echinodermes et aux Brachiopodes; il commence par un chapitre consacré au genre *Millericrinus*, qui y est divisé en cinq sous-genres, et spécialement à deux espèces *Millericr. nodotianus* d'Orb. et *Millericr. arbenzianus* nov. sp. des couches de Baden à Baden.

Comme Echinides, l'auteur décrit *Holectypus giganteus* Desor et *Clypeus major* n. sp. du Rauracien du Lomont.

La partie principale de la publication est consacrée aux Brachiopodes; toute une série d'espèces nouvelles y sont décrites; ce sont : *Rhynchonella dominella* et *Rh. dominula* toutes deux mutations de *Rhynch. plicatella* Sow. et provenant la première du Callovien inférieur, la seconde du Callovien moyen-supérieur; *Zeilleria Mühlbergi* des couches à *Z. lagenalis*, mutation probable de *Z. Coheni* Haas et Petri., *Zeilleria microlagenalis* du Callovien, voisine de *Z. lagenalis* et de *Z. subbucculenta*, *Zeil. solodurina* du Callovien, *Zeil. Thurmanni* du terrain à Chailles, se rapprochant de

Zeil. bucculenta et *Zeil. Parandieri* Etal., *Terebratula mo-velierensis* (= *T. maxillata* auct. non Sow., = *T. longicollis* Haas et Petri.) *Terebr. Haasi* de l'Oxfordien moyen (= *T. Stutzi* Haas non Tribolet), *Terebr. iserensis* de l'Hauterivien qui ressemble à *Ter. insignis* Zieten, mais avec une forme plus étroite et des plis frontaux plus forts, *Terebr. alpina* voisine de la précédente, mais moins fortement biplissée.

M. L. ROLLIER a en outre comblé une lacune, en publiant un catalogue (114) de toutes les espèces de **Brachiopodes**, que M. Haas a citées ou décrites dans son étude monographique des Brachiopodes jurassiques du Jura et des régions avoisinantes.

Crétacique.

M. H. SCHARDT (121) a étudié récemment une nouvelle **poche hauterivienne**, aux Fahys sur Neuchâtel. L'excavation en question est allongée dans le sens perpendiculaire à la pente à la façon d'un ravin; elle est creusée dans le Marbre bâtard et est comblée par des marnes d'Hauterive, auxquelles se mêlent des blocs de Valangien supérieur. Les marnes du remplissage ont dû arriver dans leur position actuelle par glissement pendant les temps quaternaires; elles sont couvertes directement par de la moraine.

M. H. SCHARDT (120) a décrit deux dents trouvées dans le calcaire hauterivien de Saint-Blaise près de Neuchâtel et qui doivent provenir d'une espèce de *Polyptychodon*, voisine de *Pol. interruptus* Owen, pour laquelle l'auteur propose le nom de *Polyptychodon neocomiensis*.

M. H. SCHARDT a consacré une nouvelle notice (122) aux **gisements d'asphalte du Jura**. Dans une brève introduction il rappelle les arguments qui permettent de démontrer que l'asphalte qui imprègne l'Urgonien, soit dans le Val-de-Travers, soit dans les environs de Saint-Aubin, s'y trouve en gisement secondaire et a dû y pénétrer sous forme de naphte.

Examinant d'abord les gisements des bords du lac de Neuchâtel entre Saint-Aubin et Serrières, l'auteur montre comment l'asphalte est répartie d'une façon très irrégulière, étant localisée dans des parties poreuses des calcaires urgoniens ou exceptionnellement hauteriviens. Puis il décrit les gisements beaucoup plus importants du Val-de-Travers, dans lesquels la roche asphaltifère est exclusivement le calcaire crayeux de l'Urgonien supérieur. Cette couche n'est séparée de l'Aquitaniens que par une faible épaisseur de calcaire mar-

neux à *Orbitol. lenticularis*, de grès et d'argiles de l'Albien. L'imprégnation asphaltique y est maximale près de la limite supérieure, elle s'étend vers le bas en diminuant assez rapidement et pénètre faiblement dans les calcaires rhodaniens. Le centre géographique de cette imprégnation se trouve à la Presta; de là la quantité d'asphalte diminue très rapidement vers le NE; dans la direction du SW les affleurements d'Urgonien sont trop rares pour permettre une appréciation, mais on a des raisons de croire à un gisement près de Buttes.

M. H. Schardt donne ensuite une description sommaire des gisements d'asphalte qui sont connus plus au SW dans le Jura, soit dans la vallée de la Valserine, soit dans le bassin de Bellegarde, soit dans les gorges du Fier. Il montre que partout l'asphalte est contenue dans les bancs poreux de l'Urgonien et se trouve en gisement secondaire. Quant aux gisements du pied du Jura, dans lesquels le naphte sort des sables aquitaniens, M. Schardt en considère les imprégnations hydrocarburées comme également immigrées, et comme dérivant peut-être de celles de l'Urgonien sous-jacent.

Dans un chapitre final, l'auteur discute la question de l'origine du naphte, dont l'oxydation et la distillation partielles ont créé les bitumes urgoniens. Il est amené à considérer comme peu probables soit l'hypothèse d'une origine endogène, soit celle d'une provenance triasique, jurassique ou infra-crétacique et il arrive ainsi à dériver le naphte en question de l'Albien, si riche en organismes dans les régions jurassiennes et imprégné lui-même de naphte par places.

Les mêmes remarques ont été publiées en résumé par M. H. SCHARDT (123) dans les *Eclogæ* et les *Actes* de la Société helvétique des Sciences naturelles.

M. P. ARBENZ (118) a repris spécialement pour le massif du Frohnalpstock la question des **schistes de Wang** et de leurs relations soit avec le Crétacique, soit avec le Nummulitique. Il a pu établir l'indépendance stratigraphique de ce complexe relativement aux formations qui l'encadrent et l'existence soit à sa base, soit à son sommet, de limites tranchées déterminées par deux transgressions successives. La transgression des schistes de Wang sur le Crétacique s'est faite du N au S, tandis que celle du Nummulitique sur les schistes de Wang s'est faite du S au N. La transgressivité discordante des schistes de Wang fait que ces dépôts reposent successivement sur tous les niveaux du Crétacique compris entre les couches

de Drusberg et le calcaire de Seewen; ses effets ont été accentués par l'amincissement général de tous les étages crétaciques du N au S dans la chaîne du Frohnalpstock. Enfin la base des schistes de Wang est marquée par places d'une façon particulièrement nette par des conglomérats de base.

A l'occasion de ces observations de M. Arbenz, M. A. Buxtorf (119) a signalé l'existence, sur le versant N de la Schrattefluh (chaînes calcaires externes de l'Entlebuch), de schistes de Wang, qui paraissent avoir été amenés là sous forme de lame de charriage par la poussée au N des nappes préalpines.

Tertiaire.

Nummulitique et Flysch. M. ARN. HEIM (124) a discuté à nouveau dans une brève publication la question de la **tectonique du Flysch dans la Suisse orientale**. Comme point de départ il a pris un profil relevé sur l'Alp Falzüber près d'Elm (Glaris), et montrant la succession suivante de bas en haut : 1^o Schistes ardoisiers d'Elm, 2^o schistes marneux avec bancs de calcaires glauconieux à *Num. gallensis* Heim, 3^o série puissante de Wildflysch très tourmenté et englobant une sorte de charnière de calcaire supracrétacique à *Discorbina canaliculata* Reuss et *Orbulinaria ovalis* Kaufm. Le Wildflysch est relié au Crétacique par une transition graduelle, tandis qu'il est séparé des marnes schisteuses sous-jacentes par un plan de contact mécanique; il possède des caractères préalpins et le Crétacique supérieur qu'il englobe offre un type intermédiaire entre le faciès helvétique et les Couches rouges préalpines.

M. Heim décrit ensuite une coupe prise dans la partie N du massif des Windgällen, dans laquelle on voit, répétée deux fois par le chevauchement de la nappe du Faulen, une série éogène reposant sur le Malm et comprenant de bas en haut : 1^o Quartzite compacte, 2^o grès calcaires à *Orthoph. discus*, 3^o calcaire brun à *Num. complanata* et *N. aturica* var. *uro-niensis*, 4^o schistes gris à globigérines, 5^o grès de Taveyanaz. Le niveau 3 diffère un peu dans les deux séries en ce sens, que dans la série inférieure, autochtone, il est caractérisé par les *N. complanata*, tandis que dans la nappe sus-jacente du Faulen il contient essentiellement de petites orthophragmines; ce fait est intéressant en ce qu'il confirme l'opinion exprimée antérieurement par l'auteur que les couches à orthophragmines de Surenen correspondent aux couches à *Num. complanata* du faciès du Pilate.

En quelques lignes, M. Heim réfute l'hypothèse exprimée par M. Boussac, d'après laquelle le Flysch lutétien qui, dans les Alpes glaronnaises, recouvre les schistes ardoisiers et les grès de Taveyannaz, représenterait le jambage renversé de la nappe glaronnaise; puis il oppose à cette manière de voir une interprétation, qui se fonde en première ligne sur les observations faites par M. Lugeon dans le domaine de la nappe des Diablerets, en deuxième ligne sur le fait que le Wildflysch contient presque partout des débris de terrains mésozoïques laminés au caractère de Klippes. D'après cette hypothèse la région des faciès helvétiques aurait été couverte d'abord par une vaste nappe formée essentiellement de Wildflysch, puis, les nappes helvétiques, se formant en profondeur, se seraient pour ainsi roulées dans cette couverture tectonique, reproduisant sur une très grande échelle ce que M. Lugeon a constaté devant et sous la nappe des Diablerets.

Cette notice est complétée par une coupe tectonique destinée à mettre en lumière la situation de ce Wildflysch entre l'Eogène autochtone et la base des grandes nappes helvétiques.

En parcourant la zone du Niesen, M. W. PAULCKE (127) a découvert, au NE du Wytenberghorn, un banc calcaire inclus dans le Flysch et qui contient, avec des Bryozoaires, des Nummulites et des Orthophragmines, qui impliquent un âge supraéocène ou infraoligocène. Il a été frappé en outre de l'analogie absolue qui existe entre les grès et schistes du Niesen et ceux du Flysch de l'Antirhaeticon.

Molasse. A propos de l'orthographe du mot Molasse, M. H. SCHARDT (130), qui l'écrivait jusqu'ici avec 2 l, a reconnu que ce terme doit dériver du mot latin mola (meule) et s'écrire avec 1 l.

M. E. KUENZLI (126) a rappelé, en quelques lignes seulement, les caractères du gisement de schistes à Smerdis et à dysodile, qui a été découvert par les travaux du tunnel du Weissenstein près d'Oberdorf sur Soleure.

La correction de la route qui conduit de Grandson à Concise au pied du Jura vaudois a permis à M. H. SCHARDT (131) de relever en cet endroit une coupe à travers l'Aquitanién, qui conformément à son caractère habituel le long du pied du Jura, comprend ici des marnes jaunâtres avec des interstratifications de calcaire d'eau douce plus ou moins fétide.

Nous avons vu antérieurement comment M. L. Rollier a proposé une interprétation toute nouvelle des formations molassiques existant en Alsace et en Suisse. Cette interprétation n'a pas plu à tout le monde et M. H. G. STEHLIN (134) en particulier lui a fait diverses objections.

Parlant d'abord du calcaire de Brunnstatt, qu'on s'accorde généralement à considérer comme ludien ou sannoisien, mais que M. Rollier veut placer au niveau de l'Aquitanién, le savant paléontologiste bâlois rappelle que dans ce calcaire on a découvert les restes d'au moins six espèces de Mammifères toutes caractéristiques du Ludien. Les ossements d'animaux aussi divers ne peuvent pas se trouver là en gisement secondaire, comme le suppose M. Rollier, d'autant moins que le calcaire de Brunnstatt ne contient pas d'éléments détritiques grossiers. Du reste un profil très net, visible sur la rive droite du Rhin près d'Istein, montre de la façon la plus évidente la situation du calcaire à Mélanies de Brunnstatt à la base de la série oligocène.

Pour M. Stehlin le grès calcaire de Pfaffenweiler est certainement ludien aussi, par la raison qu'il a fourni une mandibule entière de *Paleoth. magnum*, qui n'aurait certainement pas été conservée intacte, si elle avait été remaniée.

Passant à la Molasse subalpine, M. Stehlin montre que le seul argument qui permette d'émettre une opinion fondée sur l'âge de la Molasse de Valruz est la découverte dans ce grès de restes d'un *Anthracotherium*, qui indiquent en tous cas un âge préaquitanién et qui ont fort peu de chance d'être en gisement secondaire. Du reste le grès de Valruz n'est pas le seul dépôt plus ancien que l'Aquitanién de la zone subalpine, puisqu'à Bumbach dans l'Emmenthal existent des molasses à *Anthrac. bumbachense* certainement stampiennes.

En terminant, M. Stehlin rappelle que la Molasse grise de Lausanne, les couches à lignite du Hohe Rohnen et le calcaire d'eau douce du Michelsberg près d'Ulm contiennent tous trois des éléments caractéristiques de la faune de Saint-Gérard-le-Puy, que ces trois dépôts sont par conséquent de l'Aquitanién supérieur, tandis que M. Rollier les attribue à trois niveaux différents.

M. L. ROLLIER (129) n'a pas admis les critiques de son confrère de Bâle; dans une brève réplique il a commencé par insister sur le fait que, même dans un calcaire d'eau douce tel que celui de Brunnstatt, les ossements peuvent fort bien se trouver en gisement secondaire et appartenir par consé-

quent à une époque plus ancienne que le dépôt qui les contient, ce qui implique beaucoup de prudence dans la manière d'interpréter leur gisement.

M. Rollier maintient ensuite que les marnes gypsifères qui supportent le calcaire de Brunnstatt doivent faire partie de la Molasse, ce qui exclut pour ce calcaire la possibilité d'un âge éocène; il persiste aussi dans son opinion que le calcaire de Tüllingen est aquitanien et que les grès calcaires de Pfaffenweiler sont stampiens. Enfin M. Rollier ne voit dans les arguments avancés par M. Stehlin aucune raison de modifier ses idées antérieures sur la stratigraphie de la Molasse subalpine.

Cette dernière question a été du reste reprise en grand détail par M. L. ROLLIER (128) dans une étude monographique de la Molasse en général et de la **Molasse subalpine** en particulier.

Ce travail commence par une liste bibliographique complète, puis par un résumé historique de toute la question de la Molasse envisagée soit au point de vue tectonique, soit au point de vue stratigraphique. Nous retrouvons en particulier dans ce chapitre toutes les classifications proposées pour les terrains molassiques depuis B. Studer et C. Keferstein, jusqu'à MM. Depéret, Douxami, Wolf, Blaas, Rollier, Regelmann.

L'auteur expose ensuite ses propres idées; il insiste sur l'importance de la limite qui sépare l'Aquitanién du Miocène proprement dit et qui correspond à un remplacement du régime lagunaire par un régime marin sur d'immenses étendues. Pour lui cette limite a infiniment plus d'importance que celle qui sépare l'Aquitanién du Stampien, aussi convient-il d'en faire la démarcation entre l'Oligocène et le Miocène.

Le Miocène commence donc, d'après M. Rollier, par le Burdigalien, qui comprend la Molasse lausannienne et le Grès coquillier, ainsi que la partie inférieure des couches fossilifères de Saint-Gall, la Seelaffe de Rorschach, la molasse granitique de la Suisse orientale, les molasses glauconieuses à *Cardium commune* des cantons de Thurgovie, de Zurich et d'Argovie, la base des molasses marines du Jura vaudois et neuchâtelois. Le second étage du Miocène, le Vindobonien, marque une vaste transgression vers le N, en particulier dans le Jura, depuis le Porrentruy jusqu'au Randen, puis dans le Wurtemberg et la Bavière. Il se termine vers le haut par des couches de conglomérats (gompholite d'Argovie) souvent associées à des marnes à *Helix* ou à *Paludines*, qui établissent le passage au troisième étage, l'Oeningien. Quant à la limite

supérieure du Miocène, M. Rollier n'hésite pas à la placer entre l'Oeningien et le Pontien, en se basant particulièrement sur les discordances qui existent entre le Pontien et le Miocène dans la région de Chambéry et dans le territoire subalpin du Dauphiné.

Revenant plus spécialement à la Molasse subalpine, M. Rollier commence par établir l'âge oeningien des poudingues supérieurs du Pfänder, dans lesquels on trouve plusieurs espèces caractéristiques, entre autres *Clausilia helvetica* Mayer, puis il montre que la série des poudingues subalpins se continue, soit au Pfänder, soit au Bregenzerwald, depuis l'Oeningien inférieur jusque directement au-dessus des grès coquilliers burdigaliens. Sous ces grès, M. Rollier signale dans le centre du premier anticlinal d'Appenzell des molasses marneuses, dont le fossile le plus caractéristique est *Helix Dollfusi* (= *H. Ramondi* f. major), et qui appartiennent incontestablement à l'Aquitaniens supérieur. Quant à la limite du Burdigalien et du Vindobonien, M. Rollier la place sous les couches de Saint-Gall à grands Pecten (*P. Herrmannseni*, *P. latissimus*, etc...).

Dans les anticlinaux plus internes de la Molasse les faciès des grès coquilliers et de la molasse lausannienne sont remplacés au niveau du Burdigalien par des couches de conglomérats, à la base desquelles apparaissent, dans la Suisse centrale, les grès durs à fossiles marins de Horw. Ces grès, classés par C. Mayer dans l'Aquitaniens, doivent plutôt appartenir à la base du Miocène et correspondre à la Molasse horizontale de Fribourg; ils se superposent à la Molasse bigarrée à *Helix Dollfusi* de l'Aquitaniens. En outre M. Rollier est tenté d'assimiler aux couches de Horw et par conséquent au Burdigalien les grès très analogues de Ralligen, du Gurnigel et de Vaulruz, malgré la découverte à Vaulruz d'un fragment d'*Anthracotherium*, qui devrait être considéré dans ce cas comme en gisement secondaire.

En résumé, M. Rollier admet l'existence de marnes rouges semblables aux marnes aquitaniennes dans la partie supérieure des poudingues, soit au niveau du Vindobonien supérieur et de l'Oeningien. Il considère que soit la Molasse thurgovienne et les couches de Saint-Gall du Vindobonien, soit les grès coquilliers et la Molasse granitique du Burdigalien passent vers le S à un faciès littoral de poudingues, supporté par les grès durs de Horw. Enfin sous cette série miocène il trouve, comme niveau le plus ancien de la Molasse sub-

alpine, les marnes molassiques rouges de l'Aquitaniens qui n'apparaissent que dans les cœurs anticlinaux.

Parlant de la tectonique de la Molasse subalpine, M. Rollier suit un anticlinal externe depuis Berneck, par Trogen, Pfäffikon, Oberwyl près Zoug, Lucerne, Schüpfheim, Marbach, Schwarzenegg, Pfaffeyen, le Gibloux, Ouchy jusqu'au Salève. Plus au SE un second anticlinal passe par Altstädten, Appenzell, Kaltbrunn, Einsiedeln, S de Küsnacht jusqu'à Marbach, où il se confond avec le premier. En outre des tronçons de plis anticlinaux s'observent dans des positions plus internes, ainsi à Weissbach dans l'angle rentrant entre le Säntis et les Alpes du Wäggithal, puis devant le pied N du Pilate à Trockenmatt-Flühli, enfin au pied des Pléiades entre Vevey et Châtel-Saint-Denis. A la Tour-de-Gourze et Lutry, où M. Schardt voit un anticlinal déjeté d'Aquitaniens, M. Rollier admet du grès de Ralligen burdigalien normalement intercalé entre l'Aquitaniens de Paudex et le Burdigalien-Vindobonien de Rivaz-Chexbres.

M. Rollier termine ce chapitre tectonique en montrant d'abord que, en Bavière, les auteurs ont confondu avec l'Aquitaniens des marnes bigarrées sûrement miocènes, puis en examinant la question du littoral méridional de la mer molassique. Il croit avoir trouvé, soit en Bavière, soit dans les Préalpes du Chablais et aux Voirons, la démonstration que la Molasse, loin de s'enfoncer loin au S sous les grandes nappes alpines, devait recouvrir les terrains mésozoïques et éocènes de celles-ci, sur une faible largeur du reste, parce que la mer molassique ne devait empiéter que peu sur le territoire actuel des Alpes calcaires.

Disons, à la fin de cet exposé, que le travail de M. Rollier est complété par un tableau stratigraphique des formations oligocènes-miocènes non seulement du Plateau suisse, mais du Jura jusqu'à Porrentruy et à Bâle, de l'Alsace, du Grand Duché de Bade, du Wurtemberg, de la Bavière, du bassin de Mayence et du bassin de Paris.

Dans les Revues pour 1909 et pour 1910, j'ai signalé des publications, dans lesquelles M. H. G. STEHLIN insistait sur l'importance que prenaient les **grès de Hammerstein** au N de Bâle à cause des fossiles helvétiques qui y avaient été découverts. Or dans une notice parue récemment, M. STEHLIN (133) a dû reconnaître que cette soit-disant découverte était une supercherie inventée par un chercheur de fossiles ; l'âge

helvétien des grès de Hammerstein ne doit donc plus être considéré comme démontré.

MM. C. SCHMIDT et F. MÜLLER (132) ont étudié, spécialement au point de vue de leur valeur d'exploitation, les gisements de **lignites oligocènes de la région de Bregenz**. Ces charbons sont intercalés soit dans les couches basales de la série molassique, soit plus haut, au-dessus d'un important complexe de conglomérats, dans l'Helvétien. Les quantités exploitables comprises entre le Wirtachtobel et le Scheffauerbach s'élèvent à 750 000 tonnes. Les auteurs ont dressé une carte et plusieurs profils de la région étudiée et ont analysé plusieurs échantillons de lignite.

Reprenant la question de l'âge des **calcaires à *Helix sylvana***, M. W. KRANZ (125) a montré que les gisements de ce niveau compris dans le Miocène suisse, sur lesquels différents auteurs se sont fondés, ne se prêtent pas à une détermination stratigraphique exacte, tandis que les conditions dans lesquelles ces couches se présentent dans les environs d'Ulm, ne laissent aucun doute sur leur âge oeningien.

Quaternaire.

Nombre des glaciations pléistocènes. — M. R. LEPSIUS (148) a cherché à étendre à l'interprétation des **formations pléistocènes périalpines** la notion, qu'il avait développée déjà à propos du glaciaire de l'Europe septentrionale, d'une seule glaciation provoquée par un exhaussement général du continent européen.

Parlant d'abord des deux niveaux du Deckenschotter, l'auteur conteste que leurs alluvionnements aient été partout séparés par une phase d'érosion ; lorsqu'il est obligé d'admettre cette phase, il l'explique par un abaissement du niveau de base des vallées alpines en relation avec des affaissements survenus soit dans la vallée du Rhin au N de Bâle, soit dans la plaine du Danube. Du reste, toutes les reprises de l'érosion qui ont interrompu les alluvionnements sont dues, d'après lui, à des affaissements semblables.

Ainsi, le Deckenschotter dans son ensemble ne correspondrait, d'après M. Lepsius, ni à une ni à deux glaciations ; quant aux époques dites de Riss et de Würm, elles n'auraient été séparées par aucune période interglaciaire et les moraines wurmiennes représenteraient simplement un stade d'arrêt dans le retrait d'une glaciation unique, dont le maximum serait marqué par les moraines rissiennes ; et ce retrait des

glaciers alpins serait dû lui-même à un abaissement général du niveau des Alpes par affaissement. Les dépôts morainiques distribués dans le Jura ont aussi pour l'auteur une signification toute différente de celle qui est généralement admise, car M. Lepsius suppose que les chaînes jurassiennes n'ont acquis leur relief dominant relativement au plateau molassique subalpin que lorsque celui-ci a subi en même temps que les Alpes l'affaissement postglaciaire. Ainsi s'expliquerait le fait que le débordement principal du glacier du Rhône par-dessus le Jura s'est fait justement là où celui-ci est le plus élevé.

M. Lepsius conteste la réalité des relations généralement admises entre les Hautes et les Basses Terrasses d'une part, les moraines rissiennes et wurmiennes de l'autre; il admet pour le maximum de la glaciation unique qu'il suppose une longue durée, pendant laquelle les moraines se sont déposées à des altitudes très diverses, tandis que dans les vallées les fleuves glaciaires ont déposé des systèmes d'alluvions distribués suivant des niveaux réguliers. Quant à déterminer l'âge d'une formation pléistocène d'après son état de décomposition c'est une méthode qui ne peut donner que des résultats très approximatifs.

La question des formations et des flores dites interglaciaires est envisagée et discutée par l'auteur; une partie de ces dépôts (Utnach, Dürnten, Wetzikon) sont considérés comme accumulés à proximité des glaciers avant le maximum de leur extension. À ce propos, M. Lepsius étudie longuement la question des flores pléistocènes en général et les deductions qu'on a voulu tirer de leur comparaison au point de vue des variations climatiques. Il soutient l'idée que ces variations ont été beaucoup moins accusées qu'on ne le suppose habituellement.

S'attachant plus particulièrement à la critique du grand travail de synthèse effectué par MM. Penck et Brückner, M. Lepsius reproche à ces auteurs d'avoir altéré la nature réelle de ces phénomènes quaternaires en leur appliquant une schématisation forcée; il se refuse complètement à admettre la réalité des quatre grands systèmes d'alluvions, la relation de ces alluvions avec des systèmes morainiques succesifs et aussi le caractère général de l'oscillation d'Achen et du stade de Bühl.

M. Lepsius explique la formation des lacs subalpins par des affaissements postglaciaires. Ramenant du reste toute l'extension pléistocène des glaciers à un exhaussement du

continent européen et des Alpes en particulier, et leur retrait à un affaissement, il considère comme sans valeur toutes les évaluations faites sur le niveau des limites des neiges persistantes aux différentes époques.

La question du Loess fait l'objet d'un chapitre spécial ; ce dépôt est envisagé comme s'étant formé pendant une période de climat relativement sec, intercalée entre l'époque du maximum (moraines rissiennes) et l'époque d'arrêt dans le retrait des glaciers (moraines wurmiennes).

Après quelques considérations sur les races préhistoriques, M. Lepsius termine par le tableau suivant des temps pléistocènes :

1^o **Période boréale**, pendant laquelle les glaciers ont poussé en avant par les grandes vallées alpines jusqu'à la ligne des moraines rissiennes. Les Alpes avaient alors une altitude supérieure en moyenne de 1300 à 1500 m. à leur altitude actuelle, et le niveau du plateau molassique était d'environ 500 m. plus élevé qu'actuellement, tandis que le Jura était relativement bas. Cette période a commencé par les alluvionnements du Deckenschotter ; après quoi le profil des cours d'eau a été modifié par les affaissements survenus dans les bassins du Rhin et du Danube, le travail d'érosion a repris ; les alluvions de la Haute Terrasse représentent le dernier dépôt préglaciaire.

2^o **Période atlantique**, pendant laquelle sont intervenus les premiers affaissements des masses continentales nord-atlantiques, qui ont provoqué un premier retrait général des glaciers. Le climat étant plus sec le Loess a commencé à se former. Les peuplades paléolithiques se sont répandues sur l'Europe.

3^o **Période scandinave**, pendant laquelle les glaciers ont stationné longtemps sur la ligne des moraines wurmiennes, tandis que devant eux se déposaient les alluvions de la Basse Terrasse. Ensuite est intervenue la seconde phase d'affaissement, qui a provoqué le retrait définitif des glaciers et la formation des lacs subalpins. Le réchauffement de l'Europe a été alors encore accentué par l'influence du Golf Stream. Grâce à ces conditions favorables les races néolithiques se sont rapidement propagées.

Erosions et orographie pléistocènes. — Dans une courte notice, M. E. DE MARTONNE (154) a cherché à fixer la méthode à suivre pour arriver à une analyse morphologique correcte des niveaux d'érosion successifs des vallées alpines. Dans une

seconde note il a exposé (155) les résultats auxquels l'a conduit l'application de cette méthode à l'étude des vallées de l'Arc et de l'Isère, où il a pu constater l'existence de sept à huit niveaux d'érosion. De ces niveaux les plus élevés se perdent vers l'amont, tandis que les plus bas disparaissent au contraire vers l'aval. Les niveaux inférieurs 1-4 montrent de nombreuses irrégularités en relation évidente avec des bassins et des verrous emboîtés; ils correspondent donc à des thalwegs glaciaires. Les niveaux 5-8 doivent être préglaciaires, leurs irrégularités quoique très atténuées correspondent aux principales irrégularités des niveaux inférieurs, ce qui semble confirmer l'idée de l'auteur, d'après laquelle les anomalies du modelé glaciaire ne sont qu'une modification des anomalies préglaciaires.

Dans une troisième note, M. E. DE MARTONNE (156) a cherché à préciser les relations existant entre ces niveaux d'érosion et les alluvions fluvio-glaciaires du Bas Dauphiné; il a constaté ainsi que la région de Rovon-Poliénas a joué depuis l'époque de Riss le rôle de verrou de front glaciaire, que les thalwegs interglaciaires aboutissent au niveau des terrasses fluvio-glaciaires de la période glaciaire précédente, qu'à partir de la période Mindel-Riss l'enfoncement de la partie inférieure des thalwegs ne s'est produit que par surcreusement glaciaire, tandis que les périodes glaciaires y ont été au contraire marquées par un alluvionnement. Enfin, M. de Martonne est conduit à admettre des mouvements du sol se poursuivant jusque dans la période glaciaire, en particulier un soulèvement sur le bord des Alpes et dans la région de Modane.

M. E. DE MARTONNE (157) a du reste discuté par ailleurs d'une façon plus étendue la question du rôle de l'érosion glaciaire dans la formation des vallées alpines.

Après avoir, dans un chapitre introductif, rappelé les arguments mis en avant pour et contre la théorie de l'érosion glaciaire, l'auteur rend compte d'une série d'observations qui l'ont amené à prendre, dans le débat, une position pour ainsi dire intermédiaire.

Il commence par constater que devant le front des glaciers actuels, qui sont en phase de décrue particulièrement importante, l'on peut souvent observer d'abord un gradin rocheux puis un palier couvert de moraine et limité vers l'aval par des talus morainiques. Or, sur les gradins de nombreux glaciers il a relevé les signes d'une érosion torrentielle considé-

nable sous la forme d'une ou plusieurs gorges, tandis que les traces d'une érosion glaciaire pure sont en général peu évidentes et limitées aux régions latérales ; sur les paliers plus en aval par contre, lorsqu'ils étaient dégarnis de leur couverture morainique, M. de Martonne a toujours constaté des indices indiscutables d'une érosion glaciaire (arrachements, polissage, moutonnement, etc...). Il conclut de ces observations d'abord que les gradins à gorges torrentielles sont des formes de front glaciaire, ensuite que l'érosion glaciaire pure agit surtout sur les bords du lit, de façon à élargir celui-ci, et qu'elle intervient davantage dans les tronçons à faible pente, tandis que l'érosion torrentielle sous-glaciaire contribue à la formation de gorges, par conséquent à un approfondissement, et qu'elle est surtout active dans les tronçons à forte inclinaison.

Passant ensuite au mécanisme de l'érosion glaciaire pure, M. de Martonne pose en principe que, le mouvement de la glace comportant nécessairement des pressions et des frottements exercés sur son lit, celui-ci doit forcément subir une érosion lente mais continue. Cette érosion varie du reste non seulement dans le sens transversal, mais aussi dans le sens longitudinal, influencée qu'elle est d'une part par la perte de masse progressive que détermine l'ablation, ensuite par les variations de pente, qui font varier considérablement l'adhérence du glacier à son lit et par conséquent l'énergie des frottements, enfin par les variations de la section transversale du lit qui provoquent des augmentations ou des diminutions d'épaisseur. D'une façon générale on peut admettre : 1^o que l'érosion glaciaire diminue jusqu'à zéro dans la direction du front ; 2^o que cette érosion diminue sur les gradins, tandis qu'elle atteint un maximum au pied de ceux-ci ; 3^o qu'elle augmente d'intensité dans les tronçons de vallée resserrés.

Ces variations dans l'intensité de l'érosion glaciaire dans le sens longitudinal paraissent à M. de Martonne, permettre une explication satisfaisante de la genèse des bassins fermés à contrepente et à verrou rocheux et des criques glaciaires. En leur donnant leur réelle valeur, on peut se représenter en particulier, comment des ruptures de pente préglaciaires, dues à des causes quelconques, parfois à des mouvements épéïrogéniques, ont déterminé le creusement à leur pied de grands bassins, tels que ceux des lacs subalpins par exemple.

Dans une seconde partie de son travail, M. de Martonne,

s'est occupé spécialement des irrégularités que représentent dans les vallées alpines les épaulements étagés sur les flancs et les vallées suspendues. Il montre que, si l'étude des versants des vallées a amené les différents auteurs à des conclusions si opposées, c'est que cette étude n'a généralement pas été fondée sur une comparaison suffisamment documentée entre de nombreux profils transversaux, en même temps que sur un examen judicieux du terrain. Ces conditions sont nécessaires à l'établissement d'une carte précise des niveaux d'érosion, qui elle-même doit servir de base à toute étude de ce genre.

En réalité toute étude approfondie faite dans une quelconque des grandes vallées alpines a permis de constater une série de ces niveaux d'érosion, et, pour arriver à une explication rationnelle de la morphologie générale des vallées, on est amené nécessairement à admettre des interventions alternantes de l'érosion par les eaux et de l'érosion glaciaire, l'une tendant à rapprocher le profil longitudinal de l'état d'équilibre, l'autre tendant au contraire à l'en éloigner, en accentuant ses irrégularités et en créant même des contrepentes en amont des verrous.

Nous avons vu précédemment que, dans l'idée de M. de Martonne, les inégalités importantes qui se manifestent dans le sens longitudinal dans l'intensité de l'érosion glaciaire sont dues essentiellement, en dehors de la résistance inégale des roches et des variations d'épaisseur de la glace en relation avec les confluences ou les diffluences, à l'intervention de ruptures de pentes ou d'étranglements préexistants de la vallée. Cette conception ne s'accorde naturellement pas avec la notion des vallées préglaciaires en stade de maturité, telle que l'ont développée MM. Penck et Brückner; aussi M. de Martonne cherche-t-il à opposer à cette dernière manière de voir des arguments, qu'il tire en particulier de la présence autour des Alpes d'énormes masses de cailloutis, datant de la fin du Pliocène et du commencement du Quaternaire. D'autre part, M. de Martonne reconnaît qu'il existe dans les Alpes des territoires nombreux et étendus, qui offrent le caractère de surfaces d'érosion très évoluées; il est ainsi amené à l'idée d'un rajeunissement des vallées alpines par un soulèvement d'ensemble des Alpes à la fin du Pliocène et d'une intervention des grandes glaciations à un moment où les vallées, se trouvant par ce fait en plein travail de creusement, avaient nécessairement des profils longitudinaux très irréguliers. Ensuite la phase d'érosion quaternaire a pris son caractère par-

ticulier par l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires.

Après avoir exposé les causes générales qui ont contribué à l'établissement des formes actuelles, M. de Martonne consacre un dernier chapitre à l'étude des causes locales qui sont intervenues de façon diverse dans cette action. Ces causes sont d'abord la composition et la résistance des roches, l'orientation relative des éléments géologiques et des vallées et enfin les dimensions des bassins d'alimentation.

Dans une notice de 135 pages, M. E. ROMER (164) a soumis à une critique intéressante, sinon tout à fait convaincante, l'explication synthétique qu'ont donnée MM. Penck et Brückner de l'évolution de la topographie dans les régions alpines et subalpines depuis le début des temps pléistocènes ; il s'est attaqué surtout à deux des notions fondamentales de cette synthèse, d'abord celle de la stabilité tectonique de ces régions, ensuite celle du **surcreusement glaciaire**.

Dans un premier chapitre, M. Romer introduit la question, en rappelant les points de vue opposés, qui sont encore énergiquement soutenus les uns et les autres, en ce qui concerne l'érosion glaciaire, puis il rappelle le travail de M. Hess, qui établit l'existence dans la vallée du Rhône de quatre auges emboîtées les unes dans les autres et auquel il faut attribuer une très grande importance.

L'auteur considère ensuite les dépôts d'alluvions qui existent au N des Alpes et sont répartis par M. Brückner en quatre systèmes ; il montre, par l'examen de leurs profils en long, que tous, sauf celui de la Basse Terrasse, présentent des signes de dislocations épéïrogéniques, ainsi dans les vallées affluentes à l'Aar il a constaté une pente anormalement forte de la Haute Terrasse, qui implique un affaissement relatif du bord externe du plateau molassique ; d'autre part il admet dans la région de Mölin une dislocation comme cause essentielle de l'inclinaison trop forte aussi ici de la Haute Terrasse. Quant à la région du lac de Zurich, M. Romer se range à la manière de voir de MM. Heim et Aeppli et considère la contrepente des terrasses comme démontrée. La surface de la pénéplaine préglaciaire, telle qu'elle a été admise par M. Brückner, avec une pente diminuant régulièrement des Alpes vers l'extérieur, ne correspond pas plus à la réalité que les niveaux d'alluvions à pente continue et M. Romer s'efforce de démontrer qu'ici encore il y a des irrégularités qui ne s'expliquent que par des dislocations. Du

reste toute la classification proposée par M. Brückner soit pour les niveaux d'alluvions, soit pour les vallées alpines préglaciaires ou interglaciaires comporte de nombreux points douteux et même invraisemblables.

Après avoir ainsi établi le fait de mouvements épéïrogéniques ayant affecté le plateau molassique jusqu'après le dépôt de la Haute Terrasse, M. Romer s'attache à démontrer l'invraisemblance d'un véritable surcreusement glaciaire ; il cite des faits qui lui paraissent contraires à l'idée d'une proportionnalité entre la force de creusement d'un glacier d'une part, sa masse et sa pente de l'autre, et réunit un grand nombre de données sur la superficie et l'altitude des bassins glaciaires, dépendant du bassin supérieur du Rhône, sur l'étendue et l'amplitude proportionnelles de leurs glaciations, sur la hauteur de leur gradin de confluence au débouché de leur vallée et il croit pouvoir tirer de ces multiples données la conclusion qu'il n'existe aucune relation directe de cause à effet entre l'importance de la glaciation et la valeur du surcreusement, mais que glaciation et surcreusement paraissent avoir été influencés dans le même sens par une même cause, qui serait tectonique ; dans le cas particulier des gradins de confluence une conclusion semblable paraît s'imposer, à savoir qu'il n'y a entre la hauteur d'un gradin de confluence et l'importance de la glaciation de sa vallée qu'une relation indirecte.

M. Romer reprend ensuite, en se basant soit sur ses propres recherches, soit sur celles de M. Hess, auxquelles il attribue une grande valeur, la question de l'évolution de l'hydrographie dans le bassin du Rhône. Il adopte la notion développée par M. Hess de l'existence de quatre terrasses longitudinales, restes de quatre phases d'érosion, préglaciaire, prémindelienne, prériessienne et préwurmienne ; il donne même au phénomène constaté par M. Hess une beaucoup plus grande ampleur en montrant que les terrasses d'érosion se poursuivent de la vallée principale dans les vallées latérales, qu'elles coupent transversalement d'autant plus loin vers l'amont qu'elles sont plus élevées, en donnant lieu à des gradins sans confluence. Lorsque les terrasses supérieures manquent dans les vallées latérales, cela peut provenir du fait qu'elles sont simplement masquées, mais parfois aussi leur absence s'explique par le fait que la partie supérieure du bassin a été captée par un autre cours d'eau ; tel est le cas, par exemple, du bassin de l'Avançon d'Anzeindaz décapité par la Lizerne.

A la fin de ce chapitre, M. Romer expose pourquoi il considère que terrasses et gradins avec ou sans confluence représentent tous les restes, conservés sous la masse protectrice des glaciers, d'anciennes phases d'érosion successives; les gradins sans confluence ne sont que des gradins de confluence reculés progressivement par l'érosion; la reprise périodique du travail d'affouillement torrentiel a été due chaque fois à des mouvements tectoniques; elle a été en partie sous-glaciaire.

Dans un dernier chapitre, M. Romer expose les résultats des recherches qu'il a entreprises sur les profils longitudinaux des vallées anciennes, préglaciaires ou interglaciaires, du Valais, dans le but de reconnaître si ces profils ont été disloqués ou non par des mouvements épeirogéniques. Il commence par contester l'exactitude des reconstitutions effectuées par M. Brückner des anciens thalwegs, tandis qu'il affirme une fois de plus la grande valeur des profils transversaux en séries construits par M. Hess. C'est en grande partie sur ces séries qu'il s'est basé pour construire ses profils longitudinaux. En procédant ainsi pour la vallée du Rhône d'abord M. Romer constate dans les profils de tous les niveaux de terrasses trois tronçons à inclinaison anormalement forte séparés par deux tronçons beaucoup moins inclinés; les tronçons à pente forte se trouvent : 1^o entre Mühlibach et Brigue, 2^o entre Tourtemagne et Sierre, 3^o entre Martigny et Saint-Maurice, soit aux mêmes endroits où la vallée présente encore actuellement les plus grandes ruptures de pente; ces anomalies des profils longitudinaux ne peuvent s'expliquer que par des mouvements tectoniques. Passant ensuite aux vallées transversales affluentes, l'auteur montre qu'ici les anomalies hypsométriques dans le niveau des terrasses sont plus fréquentes dans le sens longitudinal, plus rares, par contre dans le sens transversal que dans la grande vallée longitudinale, ce qui s'accorde bien avec l'idée que les mouvements tectoniques se font dans la règle suivant des lignes parallèles à la direction des couches. Il compare l'évolution du travail de l'érosion dans deux vallées voisines telles que les vallées d'Entremont et de Ferret d'une part, ou bien les vallées d'Herens et d'Héremence et constate partout des discordances dans l'enfoncement progressif des vallées qui auraient dû passer par les mêmes phases, discordances qui impliquent toujours des dislocations tectoniques. Ces mouvements ont pris dans la règle une forme ondulatoire, changeant souvent de direction et d'intensité et comportant en outre des poussées diverses.

L'auteur croit pouvoir les ramener à deux poussées tectoniques croisées à peu près à angle droit; d'un côté il admet un bombement anticlinal suivant la vallée du Rhône, dessiné déjà à la fin des temps préglaciaires, puis accentué périodiquement à chaque période interglaciaire, un second bombement anticlinal suivant à peu près la région culminante des Alpes valaisannes et marqué depuis la période de Riss, et entre deux un large synclinal dans la partie moyenne des vallées transversales; de l'autre côté il suppose un mouvement ondulatoire longitudinal qui, se propageant de l'W à l'E, a successivement provoqué l'abaissement et l'exhaussement des mêmes points de la vallée du Rhône; il considère du reste que ces mouvements de l'écorce sont continuels et perpétuels.

Par une série de calculs, M. Romer arrive à établir qu'avant chaque période glaciaire la vallée du Rhône même a subi un exhaussement de plus de 400 m., tandis que le bassin du Rhône en dehors de la vallée principale n'a été élevé chaque fois que de 300-350 m.; c'est d'après lui cet exhaussement périodique qui a suscité les reprises périodiques aussi de l'érosion. Par contre après la glaciation de Würm les régions alpines ont subi un tassement, qui a réduit dans des proportions considérables la puissance des cours d'eau et a été la cause du comblement des vallées, d'autant mieux qu'il a coïncidé avec un relèvement de l'avant-pays.

Ayant ainsi reconnu l'existence de quatre phases de soulèvement, l'auteur attribue tout naturellement à ces phases le rôle de cause essentielle des quatre glaciations, qui d'après lui ne peuvent avoir été suscitées que par des phénomènes locaux. Les retraits interglaciaires par contre sont interprétés comme une conséquence du travail prolongé de l'érosion.

Dans un appendice à son étude, M. Romer commence par rappeler les observations faites par M. Th. Niethammer sur les anomalies de la gravité et cherche à établir le fait que la zone caractérisée par un défaut de masse qui suit à peu près la vallée du Rhône, coïncide avec la zone d'élévation pléistocène maximum, de telle sorte qu'on peut admettre entre les deux phénomènes une relation. Il cite ensuite les publications récentes de M. de Martonne; il signale en particulier le fait que M. de Martonne a reconnu, comme il l'a fait lui-même, la coexistence constante aux mêmes points des ruptures de pente et des gradins ainsi que l'emboîtement des gradins; par contre il conteste la théorie, par laquelle M. de Martonne voudrait faire remonter à une vallée préglaciaire en stade d'érosion juvénile les anomalies des vallées subséquentes jusque et

y compris la vallée actuelle, en se plaçant au point de vue de de la stabilité tectonique.

Dans une courte notice, M. E. A. MARTEL (153) a collationné une série d'observations, n'intéressant du reste que pour une petite partie la Suisse, qui lui semble démontrer le rôle insignifiant qu'a pu exercer l'érosion purement glaciaire et mettre en même temps en lumière l'importance considérable qu'a dû prendre dans le creusement des vallées l'érosion par les eaux sous-glaciaires.

M. C. FALKNER (142) croit au contraire avoir trouvé des signes évidents d'une importante érosion glaciaire sur la surface de la Molasse aux environs de Saint-Gall. Il signale près de Sanct-Georgen trois systèmes de stries glaciaires : l'un, le plus ancien, orienté du SW au NE, le second du SE au NW, le troisième, très net parce que le plus récent, de l'E à l'W. Il décrit, d'autre part, des formes typiques dues les unes à l'érosion tourbillonnaire, d'autres à l'intervention de diaclases.

Dans le même ordre d'idées que les travaux précités de MM. de Martonne et Romer, il faut citer ici une publication de M. F. NUSSBAUM (162) qui se rapporte plus spécialement à la vallée de la Viège et aux formes d'érosion qu'elle comporte.

Dans un premier chapitre l'auteur décrit les particularités morphologiques de la vallée qu'il divise en trois tronçons : l'un, inférieur, de Viège à Stalden, le second de Stalden à Zermatt et le troisième de Zermatt aux limites de partage des eaux.

Dans le tronçon inférieur, M. Nussbaum fait remarquer la section étroite de la vallée, puis la présence sur les deux versants, du reste inégalement inclinés, de plusieurs terrasses d'érosion, enfin le gradin de confluence très accusé de Stalden.

Dans la partie moyenne de la vallée, l'auteur décrit d'abord le tronçon très étroit qui s'étend de Stalden jusque près de Saint-Nicolas, puis le trog très caractérisé qui suit vers l'amont, de Saint-Nicolas jusqu'à Zermatt; là aussi il signale plusieurs épaulements étagés et des versants dissymétriques; il étudie aussi les débouchés des vallées affluentes, qui sont tous marqués par un gradin élevé, et décrit d'une part les formes rabotées des régions basses et des altitudes moyennes, d'autre part les formes déchiquetées des crêtes et des sommets.

A propos de la région supérieure ~~de la vallée~~, M. Nussbaum insiste surtout sur le système de ~~hauts plateaux~~ qui entourent Zermatt au S et que dominent les sommets du Cervin, du Breithorn et du Mont-Rose.

Dans un second chapitre, l'auteur cherche à expliquer les particularités morphologiques qu'il a observées; il pose en principe que la vallée de la Viège, indépendante de la tectonique de la région, est le fait d'un long travail d'érosion, et que ce travail ne peut pas avoir été effectué par les cours d'eau seulement, mais qu'il implique soit une érosion aqueuse, soit une érosion glaciaire. Il rappelle ensuite que M. Brückner a interprété le système des hauts plateaux entourant Zermatt et des hautes terrasses qui correspondent à ces plateaux vers l'aval comme les restes d'une vallée fluviale préglaciaire, mais il considère pour sa part les hauts plateaux autour de Zermatt comme devant bien plutôt dériver d'une vaste surface de dénudation glaciaire, et en se basant non sur des épaulements douteux, mais surtout sur les thalwegs des vallées suspendues affluentes, il arrive à placer beaucoup plus haut que ne l'avait fait M. Brückner, le niveau de l'ancienne vallée de la Viège.

M. Nussbaum cite aussi les observations faites par M. Hess sur les épaulements dans les vallées du Valais, mais il objecte à cet auteur d'avoir placé beaucoup trop haut la limite supérieure des polis glaciaires et il prétend que la plupart des profils transversaux à la vallée de la Viège ne permettent de constater que deux épaulements bien marqués et non trois, comme l'a admis M. Hess. Il examine enfin les idées émises tout récemment sur la genèse des vallées glaciaires par M. de Martonne, mais n'y trouve pas non plus une explication satisfaisante pour ses propres observations.

Trouvant donc que, parmi toutes les explications proposées pour la morphologie particulière aux vallées glaciaires aucune ne s'applique vraiment bien à la vallée de la Viège, M. Nussbaum cherche à préciser quelques faits intéressants cette question. A la suite d'une reconstruction basée sur les niveaux des vallées affluentes, il admet pour la vallée préglaciaire de la Viège une pente de 30 %, qui impliquait pour la rivière un pouvoir d'affouillement vertical, et pour les vallées affluentes des débouchés non suspendus. Il suppose ensuite que le surcreusement de cette vallée a été essentiellement le fait de l'érosion effectuée par le glacier de la Viège. Celui-ci a créé le Trog principal; quant aux épaulements qui s'observent à droite et à gauche sur les versants, M. Nussbaum se

figure qu'ils sont dus à des érosions latérales opérées par des bandes de glace résultant des glaciers affluents et comprimées entre le glacier principal et son lit ; ces érosions, se produisant dans la zone directement supérieure au niveau des thalwegs des vallées affluentes, devaient ménager, au-dessous de cette zone d'action, des paliers avec épaulements, et ceux-ci devaient se développer particulièrement vers la sortie des vallées affluentes du côté de l'aval, ce qu'on constate en réalité.

M. Nussbaum suppose d'autre part que des terrasses élevées ont pu se former simplement par la fusion de plusieurs Karrs voisins, qui se sont étendus au dépens des crêtes et des sommets qui les encadraient.

Dans une courte notice, M. A. LUDWIG (151) a repris la question de l'**origine des lacs subalpins**, en particulier du lac de Constance. Il a montré l'insuffisance des explications proposées jusqu'ici ; il a insisté ensuite sur l'importance du fait que au Hohentannen et à la Steinegg dans les environs de Saint-Gall, ni le Deckenschotter, ni les alluvions plus récentes ne contiennent aucun galet de « Seelaffe », ce grès molassique que l'on trouve en général en si grande quantité dans le fluvi-glaciaire bas-rhélan. Ce fait paraît à l'auteur indiquer que, déjà lors du dépôt du Deckenschotter, la topographie générale du bassin du lac de Constance devait posséder les mêmes grands traits que la topographie actuelle, et que par conséquent la vallée du Rhin dans sa partie molassique doit être très ancienne.

M. Ludwig considère ainsi que la question de l'origine des vallées subalpines est intimement liée à celle de la tectonique et de la stratigraphie de la Molasse qui, à son avis, est très loin d'être résolue. Il admet que le chevauchement des chaînes calcaires externes sur la Molasse s'est fait avant le dépôt de l'Helvétien et que le creusement des vallées alpines avait commencé déjà avant ce chevauchement, donc dès le début du Miocène pour le moins. Il suppose ensuite, pendant la fin du Miocène et le Pliocène, un travail d'érosion intense opéré par les principaux cours d'eau sur le plateau molassique et aboutissant au creusement des grandes vallées, tandis que, sous l'effet d'une poussée S-N, le plateau et le Jura se ridaient en anticlinaux et synclinaux. Par cette érosion d'une part, ces ridements de l'autre, seraient nées des vallées anormales avec des bassins lacustres nombreux et en partie très étendus. Ainsi nos vallées subalpines seraient d'âge plio-

cène et les lacs qui s'y intercalent seraient de même âge et devraient leur origine à des phénomènes tectoniques; l'hypothèse d'une puissante érosion glaciaire, que l'auteur lui-même a défendue antérieurement, deviendrait inutile.

M. A. LUDWIG (152) a, en second lieu, discuté la question de l'origine des vallées anciennes, extrêmement larges, que semblent révéler la distribution des terrasses d'érosion supérieures. Il est arrivé à la conviction que ni l'érosion latérale d'un cours d'eau, ni l'érosion glaciaire n'ont jamais pu créer des vallées d'une largeur pareille à celle qu'il faudrait admettre, si les terrasses existant actuellement sur les versants opposés de nos grandes vallées représentaient réellement un niveau d'érosion déterminé par un seul et même cours-d'eau. Il a alors imaginé que ces terrasses auraient appartenu originellement à deux ou plusieurs vallées voisines et parallèles, qui auraient été dans la suite fusionnées en une seule par la suppression des crêtes qui les séparaient. Il voit une confirmation de son idée dans la présence bien connue, au milieu du fond de bien des vallées actuelles, d'échines ou inselbergs, ceux-ci représentant les restes épargnés par l'érosion d'anciennes crêtes en grande partie nivelées. En relation avec ces faits, M. Ludwig envisage aussi la possibilité de captages opérés par les cours d'eau non seulement en reculant leurs sources, mais en élargissant leur vallée et en abaissant latéralement la crête qui les séparait d'un cours d'eau voisin. Cette notion des captages latéraux lui paraît pouvoir s'appliquer à un grand nombre de cas de vallées suspendues.

En terminant, M. Ludwig parle des gradins de confluence, qu'il cherche à expliquer par l'augmentation d'énergie qui résulte pour tout cours d'eau de sa jonction avec un autre. Il insiste aussi sur la nécessité d'envisager comme très ancien le plan général de l'hydrographie alpine, avec cette réserve pourtant que de nombreuses modifications y ont été introduites par les multiples captages de cours d'eau.

Formations pléistocènes. M. ROMAN FREI (144) a développé quelques considérations intéressant le **Deckenschotter de la Suisse orientale** et a cherché en particulier à préciser la distinction entre les deux niveaux différents que forment ces alluvions anciennes.

Dans les environs de Schaffhouse les alluvions du Neuhausserwald appartiennent seules au Deckenschotter ancien, tandis que les alluvions de la période de Mindel se trouvent sur de nombreux points, au Kohlfirst, sur la Hohfluh et l'Oelberg,

sur le Geissberg, le Hoheberg et le Dachsenbühl. De là ces alluvions se suivent vers le SW, de part et d'autre de la vallée du Rhin, soit par le Stammheimerberg, soit par les hauteurs de Schienen, s'élevant lentement jusqu'au niveau de 650 m. et dominées par conséquent par des crêtes molassiques ; elles ont sans doute formé autrefois une nappe continue faiblement inclinée vers le NW. Cette inclinaison doit être primaire et a été déterminée par la direction générale de l'écoulement des eaux, contrairement à l'idée de M. Penck, qui suppose des mouvements postérieurs à l'alluvionnement ; les irrégularités que l'on constate aussi bien dans le niveau de la base du Deckenschotter que dans la direction des courants alluvionnants s'expliquent facilement par les inégalités, qui devaient exister avant le commencement du dépôt sur la surface de la pénéplaine molassique ; certaines de ces inégalités sont directement visibles.

Dans la région du Schienerberg on trouve, à 110 m. environ au-dessus de la base du Deckenschotter récent, des alluvions qui représentent le vieux Deckenschotter, mais, soit ici, soit au S du Rhin, sur les hauteurs qui dominent Steckborn, M. Frei croit devoir considérer comme notablement plus jeunes, à cause de leur fraîcheur relative, des alluvions que leur niveau élevé pourrait faire attribuer au vieux Deckenschotter.

M. Frei parle ensuite de lambeaux situés plus au S dans les environs de Bischofzell ; l'un d'eux se trouve dans le Felsenholz près de Hohlenstein et doit probablement être attribué ou bien à la phase de progression, ou bien à la phase de recul de la deuxième glaciation, il a tous les caractères d'un delta déposé dans un lac, dont le niveau s'élevait au-dessus de 610 m. Un autre lambeau est connu à 3 km. plus au S sur le Bischofsberg, où ses alluvions s'étagent entre 595 et 615 m. d'altitude, et appartient, comme l'admettait déjà M. Gutzwiller, au système de la Haute Terrasse.

Quant aux alluvions bien connues du Tannenberg au N de Saint-Gall, qui sont généralement classées dans les dépôts de la première glaciation, M. Frey fait remarquer que leur base se trouve exactement au niveau, auquel on doit s'attendre à trouver dans cette région la base du Deckenschotter récent, et il considère comme probable qu'en effet ces alluvions appartiennent au système des dépôts de Mindel.

M. W. KILIAN (147) a fait une étude de la **cluse du Rhône** aux abords du Fort-de-l'Ecluse au point de vue soit des tra-

ces des divers cycles d'érosion pléistocènes, soit des formations quaternaires. Dans les pentes de la cluse il a noté l'existence de quatre ruptures, qui marquent les limites supérieures d'autant de cycles d'érosion, et correspondent à quatre auges, qui sont probablement de bas en haut postwurmienne, wurmienne, rissienne et prérissienne. La rupture de pente qui sépare les auges rissienne et wurmienne se suit le long des flancs du Jura jusque dans le canton de Vaud.

Quant aux dépôts pléistocènes, M. Kilian distingue les formations suivantes :

1° Un peu au-dessus du Rhône entre le Fort-de-l'Ecluse et Longeray des argiles lacustres, couvertes par places de moraines.

2° Des sables et alluvions alpins passant vers le haut à des moraines, qui se trouvent à 80-90 m. au-dessus du Rhône près de Longeray et de Léaz et qui passent vers le haut à d'abondants dépôts morainiques.

3° Un vaste système fluvio-glaciaire, qui s'étend depuis les pentes du Vuache et du Crêdo jusque dans la région de Bellegarde et qui occupe un niveau nettement supérieur à celui des formations précitées.

Ce dernier complexe ne peut appartenir qu'à une phase de retrait de la glaciation wurmienne; il est certainement plus ancien que le système d'alluvions du Bois de la Bâtie dans la plaine de Genève. Les sables et alluvions de Longeray, qui sont emboîtés dans ces moraines wurmiennes, doivent par contre représenter la continuation vers l'aval des dépôts fluvio-glaciaires du Bois de la Bâtie; ils correspondent à une récurrence du glacier du Rhône, qui a suivi le creusement de la gorge de Longeray-Fort-de-l'Ecluse, et qui a été séparée de la phase marquée par le système fluvio-glaciaire de Bellegarde par une importante oscillation négative, probablement assimilable à l'oscillation de Laufen. Cette récurrence se manifeste du reste très nettement dans les bassins de l'Arve et de l'Isère et prend dans les Alpes françaises une importance telle, qu'on pourrait l'envisager comme une glaciation indépendante; M. Kilian la dénomme récurrence postwurmienne.

L'inclinaison inverse des sables et graviers alpins de Longeray a permis à M. Kilian d'établir le fait de mouvements postwurmiens, marquant un exhaussement de la chaîne jurassienne interne relativement à la plaine de Genève; mais cet exhaussement n'a pu avoir qu'une faible amplitude.

D'après ce qui précède, M. Kilian croit devoir admettre que le creusement de la cluse du Rhône a déjà commencé à

une époque pré-rissienne et qu'il s'est continué sous l'effort soit du glacier, soit des eaux courantes jusqu'au retrait définitif des glaces wurmiennes. Les argiles lacustres du fond de la gorge ont dû se déposer avant la récurrence postwurmienne, dont les alluvions les ont recouvertes.

Comparant ensuite les dépôts quaternaires des environs de Bellegarde avec ceux du bassin du Léman, M. Kilian parallélise le complexe fluvio-glaciaire de Bellegarde avec l'ensemble de ce que M. Jacob a appelé le « glaciaire élevé » dans la région de Thonon, avec les moraines frontales de Gimel et les alluvions de La Côte et avec les moraines de Draillant et de Thollon; il considère d'autre part les sables et graviers de Longeray comme se rattachant aux alluvions de Collonges-Bois de la Bâtie-Chambésy-Cologny-Hermance.

Quant à la vallée de l'Arve, M. Kilian persiste, malgré les objections qui lui ont été faites par M. Delebecque, à y voir plusieurs stades de retrait de la fin de la période wurmienne nettement marqués par des terrasses couvertes de moraines dans la région de La Roche-sur-Foron et de Bonneville.

Le dernier chapitre de la notice publiée par M. Kilian est un exposé sommaire des phases successives, qui ont marqué les temps quaternaires depuis la glaciation rissienne jusqu'au retrait définitif des glaciers dans le bassin rhodanien. A propos de la phase de retrait wurmienne l'auteur insiste encore sur l'importance considérable qu'a dû prendre l'oscillation négative, intercalée entre la glaciation wurmienne et la récurrence postwurmienne, et il se demande s'il ne faut pas paralléliser avec cette oscillation la phase d'érosion, suivie d'une nouvelle accumulation qui a divisé la Basse Terrasse en deux niveaux dans diverses régions de Suisse, en particulier dans l'Emmenthal et dans la vallée du Rhin.

En terminant cet exposé je dirai encore qu'un des côtés intéressants de cette publication c'est qu'elle montre combien M. Kilian s'est rapproché peu à peu des conceptions générales émises par MM. Penck et Brückner sur l'ordre de succession des grandes phases glaciaires, sur l'érosion glaciaire et sur le surcreusement. Notre confrère français se rallie d'autre part à la plupart des idées émises récemment par M. de Martonne sur la genèse des vallées glaciaires et il tient à insister aussi sur l'importance, au point de vue de la compréhension générale des phases d'érosion pléistocène, des relations existant entre certains systèmes de terrasses et les oscillations du niveau de la mer, relations que M. de Lamothe a clairement démontrées.

Dans une nouvelle publication consacrée aux relations existant entre les alluvions de la Basse Terrasse et les moraines wurmiennes dans le champ des glaciers du Rhône et de l'Aar, M. B. AEBERHARDT (135) a commencé par préciser les systèmes morainiques qu'a laissés le glacier de l'Aar depuis son maximum wurmien. Il décompose ces systèmes comme suit :

1° L'amphithéâtre morainique frontal de Wiedlisbach, Ober-Bipp, Bützberg, Herzogenbuchsee, auquel correspondent des moraines latérales, que l'on suit d'une part par le N de Berthoud (637 m.), Bantingen (724 m.), Bangerten (805 m.), les environs d'Ober Diesbach (944 m.), Goldiwil sur Thoune (1050 m.), d'autre part par Hermiswil (971 m.), la montagne de Rueggisberg (940 m.), les environs de Burgistein (1020 m.), les pentes au-dessus de Wattenwil (1046 m.).

2° Les moraines frontales de Schoenbühl, qui se prolongent sur le flanc droit du glacier par les moraines de Bolligen (630 m.), Vorder Worbburg (701 m.), Schlosswil (773 m.), Hohnrüti sur Ober Diesbach (930 m.), Goldiwil sur Thoune (1040 m.), sur le flanc gauche par les moraines de Winzenried (770 m.), W. de Riggisberg (878 m.), pentes au-dessus de Wattenwil (963 m.).

3° Les moraines de Berne dont les prolongements latéraux se suivent l'un par le Gümlienberg (665 m.), Dentenberg (710 m.), Eggwald au N de Worb (683 m.), Schlosswil (710 m.), Konolfingen (734 m.), Schwendibach sur Thoune (960 m.), l'autre par Kehrsatz (690 m.), Ober Toffen (760 m.), W. de Riggisberg (800 m.), pente au-dessus de Wattenwil (883-894 m.).

4° Les moraines de Rüfenacht, qui se continuent à droite par Rüti et Steffisburg (670 m.), à gauche par Almendingen (651 m.), Kirchthurnen (820 m.) et Riggisberg (800 m.).

5° Les moraines frontales d'Amsoldingen, auxquelles correspondent la moraine médiane de Strättligen (640 m.) et la moraine latérale de Spiez (673 m.).

Pour le glacier du Rhône, M. Aeberhardt détermine le tracé des moraines latérales droites pour le maximum wurmien et pour la première phase de retrait; il montre comment pendant la phase d'extension maximale les glaciers du Rhône et de l'Aar se rejoignaient au N de la Giebeleegg, ne laissant émerger que les sommets de cette hauteur et de la montagne de Rueggisberg.

M. Aeberhardt parle également d'une série de dépôts fluvio-glaciaires wurmiens, laissés tantôt dans des lacs de barrage, tantôt sur les versants de la vallée de l'Aar et dont

les niveaux différents permettent de les rattacher aux phases successives du retrait post-wurmien.

Dans un dernier chapitre, l'auteur examine, au point de vue des phénomènes glaciaires, la vallée de la Singine ; il commence par faire ressortir le caractère de cañon étroit que prend cette vallée entre Leist et le pont de Schwarzenburg-Heitenried, et qui contraste de façon si frappante avec le bassin de Planfayon ; puis il définit les dépôts qui ont été effectués aux diverses époques dans la vallée de la Singine. Actuellement, ce cours d'eau roule des galets d'origine purement locale dans son cours supérieur, tandis qu'en aval de Leist il charrie d'assez nombreux éléments rhodaniens dûment roulés. A Planfayon, Kloster, auf der Furre et Graben on constate une terrasse d'alluvion, qui date du retrait postwurmien et à laquelle correspondent probablement les alluvions du confluent de la Sarine et de la Singine. Entre Zumholz et Leist subsistent des graviers adossés au N à la moraine rhodanienne de Brunisried et qui ont été certainement déposés par les eaux de fusion du glacier pendant l'extension maximale. Quant aux dépôts correspondant à la Basse Terrasse, M. Æberhardt leur attribue d'abord des alluvions, qui recouvrent la molasse au niveau de 710 m. vers Henzenried, puis une couche de graviers, qui affleure sous la terrasse de Planfayon et qui est séparée des alluvions formant la surface de cette terrasse par des argiles rubannées lacustres. A Henzenried, les graviers en question sont recouverts par de la moraine de Würm, à Planfayon, comme à Plasselb du reste, les graviers correspondants sont surmontés par un dépôt accumulé pendant le maximum wurmien dans un lac de barrage glaciaire. L'ensemble de ces alluvions est ainsi antérieur au maximum wurmien et leur composition dénote des transports locaux et purement aqueux.

M. Æberhardt considère comme représentant la Haute Terrasse des alluvions qui forment des terrasses au niveau de 920-940 m. entre Planfayon et Plasselb et d'autres dépôts semblables qu'on trouve à des niveaux un peu inférieurs dans le bassin de la Schwarzwasser. Là aussi du reste les alluvions sont couvertes par places de moraines, qui sont incontestablement rissiennes. Enfin, il considère comme plus anciennes encore des alluvions ne contenant pas d'éléments rhodaniens, qui prennent un grand développement dans la région de Guggisberg.

Cette étude des dépôts quaternaires est complétée par un examen de la topographie du bassin de la Singine ; les ano-

malies de celui-ci semblent à M. *Æberhardt* devoir être expliquées comme suit : d'abord le bassin élargi de Planfayon est dû à la confluence, sur ce point, avant la glaciation de Würm, de la Singine, de la Gérine et du Laubbach ; quant au cañon de la Singine en aval de Leicht il a été creusé pendant la glaciation de Würm, alors que la Singine, barrée par le glacier du Rhône, devait se frayer un nouveau cours le long des moraines latérales de ce glacier.

Ces observations ont été résumées d'autre part par M. B. *ÆBERHARDT* (137) dans une très courte notice.

Grâce à un sondage opéré récemment dans la plaine de l'Aar en amont de Soleure, M. FR. *MÜHLBERG* (158) a pu constater l'existence, sous cette plaine et jusqu'à une profondeur de 46 m., d'argiles lacustres mêlées à une petite quantité de sable. Sous ce dépôt le sondage a rencontré de la moraine de fond, épaisse d'environ 12 m. Ces faits semblent à M. Mühlberg montrer clairement la grande extension qu'a prise le lac subjurassien après le maximum de la glaciation de Würm ; il est probable que ce lac était limité vers l'aval plutôt par le delta de l'Emme que par les moraines de Wangen.

Comme complément à une étude botanique des tourbières qui entourent le lac de Burgaeschi, entre l'Emme et l'Oenz, faite par M. Probst, M. E. *BAUMBERGER* (139) a donné une description sommaire du paysage morainique qui se développe dans cette région. Les moraines en question font partie des moraines externes de la dernière glaciation et leurs talus concentriques donnent lieu à de multiples petits bassins fermés.

M. FR. *NUSSBAUM* (160) a repris dans une publication spéciale l'étude du **système morainique de Wangen**.

Dans la zone latérale de gauche, le long du pied du Jura, il a constaté, au-dessous de la principale moraine, qui se relie aux moraines frontales de Wangen, deux autres talus morainiques moins importants mais très nets, dont l'un aboutit à la plaine près de Flumenthal, l'autre à Soleure. Dans la zone bordière de droite, qui passe par Könitz, le Grauholz et la ligne Burgdorf-Herzogenbuchsee, la topographie est caractérisée par un découpage du plateau molassique par deux systèmes de vallées, l'un, actuellement encore actif, orienté à peu près SE-NW, l'autre, comprenant surtout des vallées mortes, dirigé du SW au NE. La principale vallée appartenant au second système est celle qui suit la ligne de chemin

de fer de Berthoud à Herzogenbuchsee ; les vallées du premier système, par leurs formes plus émoussées et par les dépôts morainiques souvent abondants qui les couvrent, sont nettement plus anciennes que celles du second système. Les éminences ménagées entre ces tranchées d'érosion représentent les restes d'un ancien plateau, dont la surface s'abaissait lentement vers le NW.

Les moraines latérales de droite se répartissent essentiellement sur trois lignes ; la plus externe de celles-ci s'étend depuis le Grauholz le long du versant NW de la vallée morte Burgdorf-Bolloddingen ; la suivante se dirige du Ruppisberg, près de Kirchberg vers *Æschi*, elle est beaucoup moins considérable que la précédente et disparaît dans les traversées de vallées ; la troisième moraine latérale passe par Ersingen et Kopingén.

La moraine droite la plus externe se soude vers l'aval avec la triple moraine frontale de Thunstetten, Bünzberg, Bannwil, la seconde se prolonge dans une moraine frontale fortement lobée, passant à l'E des lacs d'*Aeschi* et d'*Inkwil* et bordée vers l'E par des alluvions fluvio-glaciaires ; cette moraine est coupée par l'Aar à Wangen même ; la moraine latérale la plus interne se continue très probablement dans les moraines frontales peu nettes de Subingen et Flumenthal.

Les alluvions de la Basse Terrasse qui se développent en dehors de ces criques morainiques se répartissent très nettement entre deux systèmes : il y a d'abord un vaste système d'alluvions, qui s'étend d'une part sur toute la vallée inférieure de la Langeten, d'autre part, sur le pied du Jura depuis Niederbipp jusqu'au Dünernthal et à Olten et qui se relie vers l'amont aux moraines de Thunstetten, Bützberg, Bannwil, Oberbipp ; il y a ensuite les alluvions qui couvrent la vallée inférieure de l'Oenz et se continuent vers l'aval le long de l'Aar par Bannwil, Aarwangen, Wolfwil, Fulenbach et Bonigen ; cette terrasse se raccorde avec les moraines frontales de Burgaeschi et Inkwil.

L'ensemble de ces formations wurmiennes permet de démontrer que, pendant le maximum de la dernière glaciation, l'Emme a suivi la vallée morte de Burgdorf-Bolloddingen-Langenthal, puis qu'après la première phase de retrait elle s'est engagée dans la vallée actuelle de l'Oenz contribuant à former le deuxième niveau de terrasse précité.

En aval du système morainique wurmien de Thunstetten-Bannwil on trouve des restes altérés et érodés de moraine de fond plus ancienne, d'âge évidemment rissien ; ces dépôts

sont ~~particulièrement développés au N de l'Aar~~ entre Bannwil et le Born, mais ils existent aussi sur la ligne de hauteurs qui s'étend de Bützberg vers Egerten et au SE de Langenthal.

Dans un dernier chapitre, M. Nussbaum parle d'alluvions qui existent, comme l'a montré M. Aeberhardt, sous les moraines rissiennes et qui, d'après leur distribution, ont dû se déposer dans une vallée au moins aussi profonde que la vallée actuelle et s'accumuler sur une épaisseur d'au moins 50 mètres.

D'autres alluvions, reconnues aussi par M. Aeberhardt, sont sous-jacentes aux moraines wurmiennes dans des conditions toutes semblables. Si du reste M. Nussbaum confirme la plupart des observations faites sur ce sujet par M. Aeberhardt, il ne peut pas par contre se rallier aux conclusions de son collègue, qui voit dans ces alluvions inframorainiques des dépôts purement fluviaux. Il admet au contraire qu'il s'agit ici de dépôts fluvio-glaciaires de l'Aar, accumulés pendant les phases progressives des deux dernières glaciations, à un moment où les eaux de l'Aar étaient rejetées au NE par la poussée du glacier du Rhône.

En résumé, M. Nussbaum a distingué dans les « verwaschene Jung-Moränen » de M. Brückner une partie qui appartient au système rissien, une partie qui appartient au système wurmien ; il a donné une explication nouvelle des alluvions inframorainiques signalées par M. Aeberhardt ; enfin, il a fait ressortir l'importance des déplacements de cours subis par la Sarine, l'Aar, l'Emme du fait des accroissements du glacier du Rhône, qui, à chaque crue nouvelle, rejétait ces cours d'eau vers l'E.

Les polémiques engagées entre M. Aeberhardt, M. Nussbaum et d'autres encore sur la signification à donner aux alluvions de la haute et de la basse terrasse ayant attiré l'attention d'un grand nombre de géologues, les excursions qui ont suivi la réunion générale tenue à Soleure en 1911, ont été consacrées en partie à l'examen de ce sujet. Une première journée a été employée à étudier la **région de Soleure et Wangen** et dans le rapport qu'il a rédigé sur cette journée, M. B. AEBERHARDT (136) expose quels sont les faits assez probants en faveur de la phase qu'il soutenait, qu'il a pu mettre sous les yeux des excursionnistes. Il a montré en particulier comment bien en amont des moraines frontales de Wangen, à Rieselhof et à Willihof, se développe une importante terrasse, qui est tapissée par places de moraine de fond de

la dernière glaciation, et qui ne peut qu'être raccordée avec la Basse Terrasse extramorainique. L'âge interglaciaire de la terrasse de Rieselhof-Willihof est donc démontré ; la Basse Terrasse extramorainique doit par conséquent aussi être considérée comme interglaciaire, avec cette seule réserve que sa surface a été relevée localement, mais dans de faibles proportions, par des alluvionnements fluvioglaciaires effectués pendant le maximum wurmien.

C'est encore une question du même ordre qui a été discutée pendant une excursion de trois jours, dirigée par MM. F. NUSSBAUM et B. AEBERHARDT dans les bassins de l'Aar et de l'Emme (163).

La première région visitée à ce point de vue a été le Bucheggberg. Là, sur le versant S de la vallée de l'Aar, les excursionnistes ont constaté l'existence de : 1° une alluvion fluvioglaciaire datant du retrait de la dernière glaciation et ne s'élevant que de 13 m. au-dessus du thalweg actuel, 2° une alluvion formant terrasse à 20 m. environ au-dessus de la première et couverte de moraines, qui paraissent dater aussi de la phase de retrait post-wurmienne, 3° des lambeaux d'anciennes alluvions fortement agglomérées, qui se trouvent sur les hauteurs du Bucheggberg (530-540 m.) et qui correspondent à des dépôts semblables échelonnés sur le Büttenberg et sur les hauteurs de Rapperswil-Jegensdorf.

Les environs de Kerzers ont été visités ensuite et à ce propos MM. Nussbaum et Aeberhardt ont fait ressortir l'extension très générale, dans toute la région d'Anet, de Kerzers et de Lyss, d'un niveau d'alluvions partout couvert de moraines wurmiennes, et qui correspond au deuxième niveau du versant N du Bucheggberg, ainsi qu'aux alluvions de Willihof et de Wangen. Il s'agit évidemment d'un dépôt, qui a dû commencer à s'accumuler pendant le retrait de la glaciation de Riss et qui s'est continué jusque dans la phase de progression de la glaciation de Würm; d'autre part ce dépôt se prolonge dans la Basse Terrasse.

Transportés dans l'Emmenthal, les excursionnistes ont visité d'abord en amont de Burgdorf une coupe intéressante comportant à la base des alluvions fluvioglaciaires rissiennes, une argile lacustre wurmienne et des alluvions fluvioglaciaires wurmiennes également. Dans les environs de Biglen ils ont eu l'occasion de visiter tout un système de moraines et de dépôts fluvioglaciaires de la période rissienne.

Aux environs mêmes d'Emmenmatt deux terrasses ont été

constatées, l'une à 20 m., l'autre à 40 m. au dessus du fond de la vallée; ces deux terrasses, que M. Aeberhardt avait considérées comme interglaciaires, ont été envisagées par la majorité des excursionnistes, ainsi qu'elles l'avaient été par M. Nussbaum, comme contemporaines l'une de la dernière, l'autre de l'avant-dernière glaciation.

Plus au S, sur la croupe qui s'élève de Signau vers le Kapf, divers gisements de graviers fluvio-glaciaires, comportant pour la plupart une structure en delta typique, ont été reconnus et attribués à la période de Riss; il s'agit ici de dépôts formés dans de petits lacs sur les flancs de la branche orientale du glacier de l'Aar.

J'ai analysé dans la Revue de 1910 un travail de M. F. NUSSBAUM sur les divers dépôts d'alluvions et les phases d'érosion successives qu'il a constatées dans le **massif du Napf**. L'auteur a exposé à nouveau sous une forme résumée les mêmes observations qu'il suffit de citer ici (161).

Je puis me contenter aussi de signaler simplement un court rapport de MM. E. GERBER, F. NUSSBAUM, H. METTLER, P. BECK et B. AEERHARDT (145) concernant les mesures prises en 1910 pour la protection des blocs erratiques intéressants; ce rapport fournit quelques renseignements nouveaux sur certains blocs erratiques ou amas de blocs, dont la conservation paraît nécessaire.

M. ED. BLOESCH (141) a cherché à préciser l'époque de formation des principaux **dépôts d'éboulis du Frickthal** et il a pu montrer qu'une part importante de ces formations, envisagées en général comme post-glaciaires, sont en réalité interglaciaires. C'est ainsi qu'il a constaté près de Stein une masse considérable de matériaux éboulés passant sous la Basse Terrasse et par conséquent d'âge préwurmien. Entre Laufenburg et Rheinsatz il a trouvé d'anciens éboulis sous-jacents au Loess et à la Wasserhalde, au S de Laufenburg, il a observé un mélange d'éboulis et de Loess, qui implique le synchronisme des deux formations.

En étudiant les **formations pléistocènes dans le NE de la Suisse**, M. ED. BLOESCH (140) a constaté sur de nombreux points des vallées de l'Aar et du Rhin, complètement en dehors des moraines wurmiennes, des dépôts morainiques, qui ne peuvent être que contemporains de la glaciation principale et qui sont situés dans de profondes tranchées d'érosion creusées dans l'épaisseur des alluvions de la Haute Terrasse.

Il est arrivé ainsi à une confirmation des observations faites aux environs d'Aarau et de Brugg par M. Mühlberg sur les relations entre les moraines de la glaciation principale et les Hautes Terrasses, et il admet, avec M. Mühlberg, la nécessité d'une période d'érosion aqueuse entre la formation de ces deux dépôts. Les points observés par M. Bloesch se trouvent dans la région de Böttstein et Degerfelden dans la vallée de l'Aar, soit près de Laufenburg, soit plus en aval vers Kaisten, Eiken et même Wallbach, soit encore près de l'embouchure de la Glatt.

Vers Laufenburg, M. Bloesch a pu étudier une coupe particulièrement instructive, où, sur les alluvions de la Haute Terrasse qui remplissent une ancienne vallée du Rhin, mais à un niveau inférieur de 50 m. à la surface de cette terrasse, repose une moraine typique, surmontée par les alluvions de la Basse Terrasse. La superposition de la moraine à ce niveau bas se retrouve sur une longueur de 4 km. et l'érosion qui l'a permise ne peut pas être glaciaire, car la surface des alluvions sous-jacentes porte les signes d'une altération très marquée, qui n'a pu se produire qu'avant le dépôt de la moraine.

Dans la région des moraines wurmiennes, M. Bloesch signale plusieurs gisements de moraines sous-jacentes à la Basse Terrasse et enfoncés dans les alluvions de la Haute Terrasse, qui doivent appartenir encore à la glaciation principale.

Des dépôts fluvio-glaciaires datant de cette même glaciation se trouvent sur divers points entre Böttstein et Leibstatt à l'W de l'Aar, ainsi que vers Birkingen, Buch et Schachen au N du Rhin; ils se distinguent nettement des alluvions de la Haute Terrasse par leur état de fraîcheur. Par contre la possibilité du passage des moraines de la glaciation principale aux alluvions des Hautes Terrasses paraît être tout à fait exclue.

Il est du reste impossible pour le moment de rattacher avec certitude aucun système morainique aux Hautes Terrasses. Il est impossible aussi de préciser les caractères de la phase qui a séparé les deux dernières glaciations. Le Loess, qui en est la formation la plus caractéristique, doit probablement être envisagé comme accumulé pendant la phase de retrait de la grande glaciation, plutôt que comme proprement interglaciaire.

M. FR. MÜHLBERG (159) a examiné en détail les **couches à charbon d'Uznach** au SE du lac de Zurich; il a constaté que cette formation comprend au moins 20 lits de charbon, qui

sont interstratifiés dans des dépôts d'argile, de sable et de graviers lacustres; aussi admet-il l'existence d'un lac de Zurich dont le niveau s'est élevé progressivement jusqu'à 510-530 m.

Sur le versant S de l'Unter-Buchberg, au S du lac de Zurich, M. Mühlberg a retrouvé des formations tout à fait concordantes avec celles d'Uznach et qui atteignent une épaisseur considérable. Il suppose pour expliquer ces faits que la région du haut lac de Zurich a subi d'abord un enfoncement lent, qui a eu pour conséquence le relèvement relatif du niveau de l'eau et a permis la sédimentation des dépôts lacustres jusqu'à cette région des pentes; puis il admet que ce même territoire a de nouveau été soulevé avant la glaciation de Riss et qu'il a été débarrassé de la plus grande partie des dépôts lacustres qui s'y étaient formés pendant les deux dernières glaciations.

En terminant, M. Mühlberg établit une comparaison entre ces formations lacustres élevées du bassin de la Linth et d'autres dépôts semblables, qui ont été signalés dans les environs des lacs de Thoue et de Genève.

M. A. LUDWIG (150) a soumis à un nouvel examen les **couches à lignites des environs de Moerschwil** (Saint-Gall). Il a trouvé les lits de charbon toujours interstratifiés dans des sables et des graviers d'origine fluviale, qui, dans leur ensemble, sont compris entre deux couches de moraines. L'âge interglaciaire ou interstadiaire des lignites de Moerschwil ne peut donc pas faire de doute et M. Ludwig est plutôt porté à admettre un âge interstadiaire.

J'ai cité déjà, dans des Revues antérieures, des études faites par M. W. SCHMIEDLE sur les **formations pléistocènes des environs du lac de Constance**. Le même auteur a publié récemment une nouvelle notice sur ce sujet (169); dans ce travail il examine d'abord les deltas postglaciaires formés le long de la rive S du bassin de Stein, dont les surfaces, situées à 418 m. vers Eschenz, s'abaissent progressivement jusqu'à 410 m. vers l'amont entre Ermatingen et Tägerwilen, montrant que le niveau du lac a subi un abaissement assez rapide, à mesure que le glacier du Rhin abandonnait la partie inférieure de son bassin. Dans le bassin de Radolfzell M. Schmiedle décrit des alluvions qui se sont déposées devant les glaciers pendant le retrait de Würm, remplissant à mesure de petits lacs de barrage et s'étageant successivement, entre 450 m. vers le NW et 420 vers le SE; il montre la façon dont, au début

de ce retrait, les niveaux des bassins d'Ueberlingen, de Radolfzell et de Stein ont pu rester indépendants, le bassin d'Ueberlingen s'écoulant par Stahrigen dans celui de Radolfzell et celui-ci s'écoulant par Arlen vers le Rhin. Dans le bassin d'Ueberlingen, l'auteur distingue trois niveaux de deltas à 440 m., 420 m. et 410 m.

L'auteur décrit aussi divers dépôts éoliens ; ce sont d'abord des dunes bien caractérisées qui existent à l'E d'Ueberlingen, puis des accumulations informes de sables qu'on trouve sur différents points, tantôt sur l'ancienne surface interglaciaire de la période Mindel-Riss, tantôt sur des formations beaucoup plus récentes et même jusque sur les moraines wurmiennes. Ces dépôts datent du retrait de la dernière glaciation et ont dû se former à proximité du front des glaciers ; par places on constate même des alternances irrégulières et des mélanges de sables éoliens et de graviers fluvio-glaciaires.

M. Schmiedle consacre un important chapitre à la description des dépôts de limon, qu'il a observés soit près de Thayngen, soit aux environs d'Emmishofen. A la surface de ces dépôts il distingue une couche mince de structure feuilletée et un peu poreuse, de couleur jaunâtre contenant de nombreuses coquilles de gastéropodes pulmonés, parmi lesquelles prédominent celles de *Helix pulchella*, *H. costata*, *H. hispida*, *Succinea oblonga*. Il admet que cette couche a été déposée, et l'est encore actuellement par places, sur la surface des prairies soit par les vents, soit par des eaux courantes ou des eaux d'inondation, mais surtout par les vents. Sous ce dépôt récent, M. Schmiedle en a trouvé un autre, qui ne possède pas la structure feuilletée, ni les porosités, qui contient en proportions importantes des débris végétaux de toutes dimensions et dont la couleur est par suite grise. Les restes de plantes trouvés dans cette couche, comme du reste les coquilles de gastéropodes qui y sont fréquentes, indiquent clairement qu'il s'agit d'un dépôt vaseux laissé par des eaux débordantes sur des surfaces basses couvertes d'aulnaies.

M. Schmiedle signale aussi quelques éboulements ayant affecté les couches de la molasse, dont soit les niches, soit le bourrelet frontal sont encore plus ou moins nets. La fraîcheur plus ou moins grande de leurs formes permet de distinguer facilement parmi eux les éboulements postwurmiens des éboulements interglaciaires.

Dans un chapitre suivant, l'auteur reprend en détail la

description des dépôts postglaciaires découverts soit à Emmishofen soit près de Thayngen. MM. Rollier et Würtemberger ont déjà fait connaître la coupe pléistocène d'Emmishofen, dans laquelle on voit de haut en bas sous la couche d'humus : 1° du limon de prairie (0^m75) ; 2° du limon de débordement (1^m25) ; 3° une couche de tourbe (0^m1 à 0^m4) ; 4° de la craie lacustre (0^m10 à 0^m25) ; 5° des sables lavés (1 m. à 1^m05 ; 6° des argiles rubannées. La couche 2 est en transgression sur les couches 3, 4 et 5, qui s'effilent vers le N, et à sa base apparaît un petit lit de graviers fins, qui doit être considéré comme un produit du remaniement des sables sous-jacents par les vagues littorales d'un lac. La craie lacustre correspond à un lac dont le niveau était à 410 m. et dont on retrouve de nombreuses traces ; les sables sous-jacents et les argiles rubannées se sont déposées à un moment où le glacier wurmien s'étendait encore jusqu'à proximité immédiate du bassin du lac de Constance.

Dans les environs de Thayngen et dans toute la vallée de la Biber jusqu'à Ramsen, le thalweg est formé par des limons postglaciaires qui, d'après leur position relativement aux moraines voisines, doivent appartenir à la phase de retrait d'Aachen.

Près de Salem, à l'E d'Ueberlingen, M. Schmiedle a constaté la succession suivante : 1° à la base des argiles rubannées lacustres ; 2° des sables éoliens, argileux, en partie remaniés par les eaux ; 3° une couche de graviers fluvio-glaciaires correspondant à un retour offensif des glaciers ; 4° de nouveau des sables éoliens plus ou moins altérés.

En terminant, l'auteur résume comme suit l'histoire du bassin du lac de Constance après le maximum wurmien : lorsque le glacier du Rhin occupait, pour la dernière fois, ce bassin, il était bordé par une zone sans végétation, où soit les vents, soit le ruissellement travaillaient à la fois à éroder et à déposer ; des lacs de barrage s'étaient formés dans presque toutes les vallées affluentes à des niveaux variant entre 440 m. et 416 m. Lorsque le glacier se fut retiré en amont de Constance le niveau s'établit pour les trois bassins réunis d'Ueberlingen, de Radolfzell et de Stein, à 410 m. ; tout autour de ce lac se développa une végétation de marais (aulnes, fougères, lycopodes, carex, sphaignes, etc....), tandis que des inondations périodiques couvraient le sol de limons ; dans quelques petits lacs seulement les eaux étaient suffisamment pures pour permettre le développement des mollusques et une sédimentation crayeuse.

Lorsque le retrait du glacier fut plus accentué encore, le niveau du lac de Constance s'abaissa lentement par l'érosion du seuil jusqu'à l'altitude de 405 m., où il se fixa un certain temps (retrait d'Aachen); à ce moment le bois perdit du terrain au profit des prairies et les limons des prairies commencèrent à se déposer sur de grandes étendues.

La remarquable correspondance qu'on constate pour les divers stades de l'abaissement des eaux du lac entre l'altitude du seuil et celle des deltas montre clairement que le bassin du lac de Constance n'a pas subi de dislocations importantes dans les temps postglaciaires, mais on trouve les traces de très faibles mouvements.

Faunes pléistocènes. — M. F.-A. FOREL (143) a signalé la découverte d'un **bois de renne** dans des graviers fluvio-glaciaires qui forment une colline au NW de Renens (Vaud) et qui sont contemporains de la Terrasse supérieure de Saint-Prex. Ces graviers avaient du reste déjà fourni antérieurement des restes de la même espèce.

M. TH. STUDER (172) a eu l'occasion d'étudier des débris de squelette de *Rhinoceros tichorhinus* découverts dans les alluvions de la Basse Terrasse de Bannwil. A ce propos, il a redonné une liste complète de tous les restes de cette espèce trouvés en Suisse, et a montré que *Rhinoc. tichorhinus* se trouve toujours associé au mammoth et au renne dans les dépôts datant du retrait de la dernière glaciation, que cette espèce a par conséquent existé sur le plateau suisse entre le moment où celui-ci a été abandonné par les glaciers et celui où il a été couvert par les forêts.

M. TH. STUDER (170) a en second lieu déterminé une collection d'ossements provenant d'un abri-sous-roche situé au-dessus de Douanne. Parmi ces fossiles le plus intéressant est un crâne de cerf, remarquable par ses grandes dimensions, qui rappellent celles d'une race ayant vécu en Europe aux époques chelléennes, moustériennes et solutréennes, mais qui paraît avoir abandonné le plateau suisse peu après le retrait de la dernière glaciation.

Enfin, M. TH. STUDER (171) a décrit un fragment de crâne de bouquetin, qui a été trouvé près de la surface d'une moraine dans le Val Flur, vers l'Ofenberg, dans les Grisons. Ce fossile provient d'un représentant de la race pontique de M. Matschie et date d'une époque récente, impossible du reste à préciser.

M. E. BÆCHLER, dont je citais l'an dernier une publication

consacrée aux restes d'élan trouvés dans le territoire du canton de Thurgovie, a étendu ses recherches aux élans découverts dans d'autres régions de la Suisse orientale (138).

Dans une nouvelle notice, l'auteur commence par donner une description de l'élan, de ses habitudes, etc..., puis, il aborde la question des représentants fossiles de l'espèce et de leur répartition ; il montre qu'à l'époque des grandes extensions glaciaires l'élan s'est répandu au S jusqu'aux Pyrénées, à la Lombardie et à la chaîne des Balkans ; il constate d'autre part que les restes de cette espèce font défaut dans les stations préhistoriques les plus anciennes, qu'ils n'apparaissent que dans les stations solutréennes et qu'ils deviennent surtout abondants dans les colonies des palafitteurs ; il expose enfin comment l'élan a disparu peu à peu de la plus grande partie de l'Europe, victime de la chasse et du défrichement.

M. Bächler passe ensuite aux squelettes et restes d'élan découverts dans la Suisse orientale ; il cite d'abord le squelette complet, qui fut trouvé, en 1894, près de Gossau, dans une tourbière recouvrant de la moraine de fond wurmienne, et qui date probablement des temps néolithiques. Cet échantillon remarquablement conservé provient d'un individu adulte, non âgé, de la variété un peu gracile que l'on trouve habituellement en Suisse. L'auteur en donne une description détaillée et en a fait une mensuration systématique très complète.

Puis, M. Bächler décrit plus brièvement d'autres restes moins remarquables de la même espèce ; ce sont des bois entiers ou fragmentaires trouvés à Heimenlacher près de Sulgen (Thurgovie), près de Niederwil au NW de Gossau, au « Moos » également au NW de Gossau, au Igelmoos dans la même région, au Niederwiler Moor entre Engelbrug et Waldkirch et vers le petit village de Bühler dans le canton d'Appenzell (Rh.-ext.).

De l'étude comparative de ces divers restes, l'auteur tire les conclusions suivantes : 1° les élans pléistocènes portaient les deux types de bois connus ailleurs, dits unipalmés et bipalmés ; 2° les bois subissent avec l'âge une modification progressive de leur forme, dans laquelle on peut reconnaître une certaine régularité ; 3° les restes d'élan trouvés dans les dépôts postglaciaires de la Suisse orientale ne montrent aucune différence essentielle avec les squelettes d'élans actuels, qui permettent d'établir une distinction spécifique.

Flores pléistocènes. — Il suffit de citer ici une très courte

notice de M. W. RYTZ (165) qui traite des relations existant entre les flores alpines et subalpines modernes et les flores pléistocènes.

Préhistoire. — En tête de ce dernier chapitre il convient de parler brièvement du beau livre, intitulé la **Suisse préhistorique**, qui a paru récemment, après la mort de son auteur, M. A. SCHENCK (167), enlevé à l'âge de 36 ans presque au début d'une carrière qui promettait beaucoup.

Ce volume nous est présenté par une introduction de M. F. A. Forel que la mort a emporté aussi, peu après M. Schenck; il débute par un aperçu historique sur le développement de la préhistoire, de la stratigraphie du Quaternaire et de l'anthropologie; puis l'auteur, abordant la question de l'origine de l'espèce humaine, expose pourquoi on est obligé d'étendre à celle-ci les notions d'évolution qu'on applique à l'ensemble du règne animal et d'admettre ainsi des relations phylétiques entre l'homme et les Primates. Il reconnaît du reste que ces relations sont loin d'être éclaircies et que la question de l'origine monogénique ou polygénique des diverses races n'est pas définitivement résolue, quoiqu'il semble dès maintenant probable que l'homme a existé déjà à la fin des temps tertiaires et que ses origines ont été polygéniques.

Après avoir donné un aperçu très sommaire sur la stratigraphie des groupes paléozoïques et mésozoïques, M. Schenck s'étend plus longuement sur celle des temps tertiaires; il discute à ce propos la question des silex dits taillés du Miocène et considère que, si ces silex sont réellement taillés, ils ont dû l'être non par l'homme, qui n'est apparu que plus tard, mais par un primate perfectionné, peut-être par un *Dryopithecus*, peut-être par un précurseur de l'homme. L'auteur examine aussi la question des relations entre le *Pithecanthropus* et l'homme et admet que certaines espèces humaines pourraient dériver du *Pithecanthropus*.

M. Schenck consacre un chapitre à l'étude des quatre glaciations qui ont marqué le début du Quaternaire; il discute les causes possibles de ces glaciations et suppose, avec M. Schardt, qu'elles ont pu être provoquées par des exhaussements répétés des régions alpines, tandis que les périodes interglaciaires auraient été marquées au contraire par des affaissements. Il termine cette partie stratigraphique de son exposé, en donnant comparativement les classifications proposées pour les temps préhistoriques par Mortillet d'abord,

puis par MM. Penck, Obermayer et Boule. Il adopte pour son propre compte la classification suivante :

Age du Fer.

Age du Bronze.

Néolithique.

Paléolithique	{	Tourassien	
		Solutréo-magdalénien	phase de retrait postwürmien
		Moustérien	glaciation de Würm
		Chelléen	phase interglac. Riss-Würm

Eolithique.

Après un aperçu général sur le Paléolithique, destiné à placer dans leur véritable cadre les premiers habitants connus de la Suisse, M. Schenck décrit successivement les caractères des différentes époques préhistoriques, dont il subsiste des restes dans notre pays.

L'époque moustérienne, caractérisée par son climat froid et par la fréquence du mammoth et du *Rhinoceros tichorhinus*, est marquée par un perfectionnement remarquable de l'industrie paléolithique, qui sait créer dès lors des silex plus finement travaillés et plus variés dans leur forme. La seule station connue en Suisse qui date de cette époque est celle du Wildkirchli dans le Säntis, qui est remarquable par son altitude exceptionnelle (1500 m.) et par l'abondance des restes d'*Ursus speleus*, qui y ont été trouvés.

L'époque solutréo-magdalénienne a été marquée, d'après M. Schenck par des modifications considérables de la géographie de l'Europe et de l'Atlantique; son climat, d'abord radouci, est redevenu de nouveau froid; sa faune est caractérisée surtout par la décadence du mammoth et du rhinocéros et l'extension du renne; son industrie se développe soit par la fabrication de silex de plus en plus variés suivant le but auquel ils étaient destinés, soit par l'utilisation très étendue de l'os et de la corne pour la fabrication de toutes sortes d'objets. A propos de ces derniers, M. Schenck discute la question des bâtons de commandement, qu'il considère comme ayant dû servir de fibule. Les stations magdaléniennes de Suisse ou de ses abords immédiats sont celles du pied du Salève près de Genève, de Villeneuve à l'autre extrémité du Léman, de Schussenried au N de Ravensburg dans le S du Wurtemberg, puis celles du Freudenthal, du Kesslerloch et du Schweizersbild aux environs de Schaffhouse, celles de Liesberg et de Grellingen dans la vallée de la Birse, celle de Büsserach dans la vallée voisine du Lüsslein et celle de Winznau dans le Jura soleurois. Chacune de ces stations fait l'objet

d'une description spéciale que M. Schenck étend en particulier assez longuement, en parlant des remarquables dessins d'animaux et des belles décorations rhombiques trouvées au Kesslerloch, au Schweizersbild et à Veyrier.

De toutes ces stations la plus ancienne est celle du Kesslerloch, qui date de l'époque du mammouth et du commencement de l'époque du renne, tandis que les autres correspondent pour la plupart à la fin de l'époque du renne et au début de l'époque du cerf.

M. Schenck termine ce chapitre par une description très vivante des populations magdaléniennes, composées de chasseurs nomades, vêtues de peaux de bêtes et habitant des grottes, remarquablement habiles dans l'art de travailler l'os et l'ivoire et pratiquant avec un sens artistique qui nous étonne, la gravure, la sculpture, le dessin et la peinture. L'éclosion remarquable de cet art magdalénien, suivi d'une brusque extinction, semble avoir été en relation avec des croyances et des pratiques religieuses, qui l'ont favorisée tant qu'elles se sont perpétuées, mais qui ont dû être abandonnées à la fin de cette période.

Quant à l'époque tourassienne, elle marque la fin de la civilisation paléolithique; l'industrie est manifestement en déchéance, les arts graphiques et plastiques sont abandonnés et les populations troglodytes ont dû disparaître peu à peu de l'Europe occidentale soit par émigration, soit par extermination, car les stations connues de cette époque sont très rares. En Suisse on ne peut citer comme telles que celle de Belle-rive près de Delémont et celle du Schweizersbild, dont la couche grise paraît correspondre au tourassien. Ces deux stations sont caractérisées par l'abondance des débris de cerfs.

La période néolithique s'ouvre après que le climat de l'Europe occidentale s'est adouci et que le sol s'est couvert de forêts; parmi les mammifères, le mammouth, le rhinocéros, le renne ont quitté nos latitudes, tandis que le cerf pullule. Quant à l'homme d'alors, il sait polir les pierres dont il se fabrique des instruments, il connaît l'art de la poterie et pratique d'une façon rudimentaire l'agriculture et la domestication des animaux. Ces progrès considérables ont été acquis par suite de l'immigration dans l'ouest de l'Europe de races nouvelles.

Les premières populations néolithiques qui nous sont connues sont probablement celles qui habitaient des sortes de camps retranchés, tels qu'on en a trouvé dans différentes régions de France, et qui utilisaient encore à côté d'instru-

ments polis beaucoup de silex taillés. Ce n'est que plus tard que sont apparus les palafitteurs, dont les cités sont si nombreuses dans tous les lacs de Suisse. M. Schenck croit pouvoir distinguer dans l'industrie de ces palafitteurs trois phases, l'une archaïque, dans laquelle les silex taillés sont encore fréquents, où les pierres sont martelées et les poteries grossières; la seconde typique, dans laquelle le travail de la pierre martelée, polie, sciée et forée a atteint son plein perfectionnement et où la poterie est devenue plus fine et souvent décorée; la troisième, de transition, dans laquelle on voit apparaître les premiers objets en bronze. Au point de vue anthropologique on peut voir pendant ces trois phases le remplacement progressif du type brachycéphale, seul existant au début, par le type dolichocéphale.

M. Schenck donne une liste de toutes les stations lacustres de la Suisse, mais ne décrit en détail que huit d'entre elles qu'il prend comme types de l'une ou de l'autre des trois phases néolithiques précitées. A l'aide de ces exemples il montre le développement progressif des palafitteurs néolithiques dans l'art de travailler la pierre et la terre, de tisser le lin, d'apprendre leur nourriture, etc... jusqu'au moment où ils apprirent à connaître l'emploi du cuivre, puis du bronze.

A propos de la période néolithique, M. Schenck traite avec beaucoup de soin la question des animaux domestiques des palafitteurs. Il étudie ainsi successivement le chien, le cheval, le mouton, la chèvre et le bœuf et, à propos de chacun d'eux il rappelle les longues discussions, non encore terminées, qu'a suscitées la question de leur origine. Il fait ensuite un travail semblable pour les plantes ayant servi aux populations néolithiques, soit qu'elles aient été cultivées, comme le blé, l'orge, certains arbres fruitiers, soit que leurs fruits aient été simplement cueillis à l'état naturel et amassés en provision.

Nous ne pouvons suivre M. Schenck dans le tableau très complet qu'il donne des différentes branches que comporte la civilisation néolithique et ne pouvons guère que citer les chapitres qui se rapportent à ce sujet. Parlant d'abord de la céramique, l'auteur montre comment, après avoir fabriqué des vases en terre grossière, à parois épaisses, de forme cylindrique, imparfaitement cuits, les hommes néolithiques ont appris à mieux préparer et mieux travailler leur terre, à donner à leurs vases des formes plus variées et plus gracieuses et à les décorer de dessins linéaires ou ponctués. Il rappelle ensuite que l'art néolithique dans l'Europe occidentale se dis-

tingue absolument de l'art paléolithique par la prédominance exclusive du dessin linéaire ou ponctué et l'absence de figures d'hommes ou d'animaux. Il décrit les innombrables objets qu'ont fabriqués les palafitteurs soit par le polissage des néphrites, des jadéites, des chloromélanites, etc..., soit par la taille des silex et de certains grès siliceux, soit en utilisant les os de renne, de sanglier, etc... et il montre le développement de l'industrie textile et spécialement du tissage du lin.

Dans un chapitre consacré aux habitations néolithiques, M. Schenck commence par donner de nombreux renseignements sur le type le mieux connu de celles-ci, celui des palafittes; mais il montre aussi qu'une partie importante des populations néolithiques a dû habiter sur terre, utilisant des grottes ou des abris-sous-roche, comme au Salève, au pied du Jura près de Baulmes ou au Vallon des Vaux, ou bien se construisant des huttes en pierre, en terre ou en branchages et édifiant de véritables villages. La découverte des haches néolithiques jusque dans les vallées alpines montrent l'extension prise par ces populations dans nos régions. Enfin il est certain que plusieurs des enceintes fortifiées découvertes en Suisse datent du Néolithique, ainsi celle de l'Ebersberg dans le canton de Zurich, celle de Siggingen en Argovie, celle de Stamheim dans le canton de Thurgovie, celle de Seegräben entre les lacs de Greifen et de Pfäffikon, celle de Bevaix au bord du lac de Neuchâtel, etc....

Comme autre manifestation importante de la civilisation néolithique, M. Schenck cite les pierres à sculptures que l'on a trouvées en grand nombre parmi les gros blocs erratiques de Suisse, et qui portent, à côté d'autres signes divers, le plus souvent des cupules creusées, de dimensions variées. Il décrit une série d'exemples intéressants de ces pierres à cupules, sur lesquelles il croit voir les traces d'une écriture symbolique en relation avec des pratiques religieuses. A propos de ces monuments probablement religieux, il étudie en détail les sépultures néolithiques, qui se présentent sous des formes variées. Ce sont d'abord les tombeaux creusés sous des grottes naturelles ou artificielles; ce sont ensuite les dolmens, rares dans nos régions et accompagnés souvent de menhirs, ce sont encore les tumuli ou les sépultures en terre libre.

M. Schenck, après avoir examiné, d'une façon générale, la question si discutée des dolmens et des menhirs, reprend en détail l'étude spéciale des sépultures néolithiques suisses. Il distingue parmi celles-ci : 1^o les sépultures sous tumulus

qui ne datent que de la fin du Néolithique et ont été pratiquées en même temps que l'incinération des morts ; 2° les sépultures en terre libre ou à entourage de pierres dans les grottes, telles que celles du Schweizersbild, de Dachsénbuel, de la Grotte du Scex à Villeneuve, etc... ; 3° les sépultures dallées, dont la nécropole de Chamblandes a fourni une série d'exemples très caractéristiques et qu'on a retrouvées d'autre part à Glis au-dessus de Brigue, à Auvernier, etc....

A propos de ces sépultures néolithiques, M. Schenck traite encore la question des maladies, dont les squelettes de cette époque portent des signes et des traitements chirurgicaux dont on a constaté des traces. Parmi ceux-ci, les cas les plus curieux sont ceux de trépanations et de cautérisations pratiquées dans la région sincipitale.

La dernière partie du livre de M. Schenck a trait à l'anthropologie préhistorique. Après quelques considérations, l'auteur y aborde d'abord l'étude des trois races paléolithiques désignées sous les noms de race de Spy ou du Neanderthal, race de Laugerie-Chancelade ou de Cro-Magnon et race de Grimaldi.

La race du Neanderthal est caractérisée par son crâne extrêmement dolichocéphale avec des arcs sourciliers très saillants, des sinus frontaux très développés et un front très oblique, brusquement rétréci dans sa partie supérieure, avec un occipital très saillant en arrière et avec un prognathisme accusé. Les membres étaient forts et trapus ; la taille était au-dessous de la moyenne. Cette race, très répandue à l'époque moustérienne en Allemagne, en Belgique, en Angleterre, n'a d'abord pas laissé de traces en Suisse, qui était alors en grande partie couverte par les glaciers. Elle s'est perpétuée depuis lors et on en retrouve le type plus ou moins pur jusqu'à nos jours, mais elle paraît n'avoir exercé qu'une influence très secondaire sur la constitution des populations de l'Helvétie. Le type du Neanderthal présente du reste des caractères de primitivité incontestables et se rapproche de certains singes anthropoïdes.

La race de Laugerie-Chancelade ou de Cro-Magnon possède un crâne très dolichocéphale et très volumineux avec un front droit et long, des arcades sourcilières peu saillantes, des pariétaux bien développés, un occipital large et saillant. La face est volumineuse et presque orthognathe, avec de très grands orbites ; le corps est trapu et la taille moyenne. Cette race s'est répandue en France et en Allemagne à l'époque magdalénienne et c'est probablement elle qui a occupé, au moins

en partie, les stations de cette époque en Suisse ; on en retrouve les caractères jusqu'à l'époque actuelle, en particulier en France, mais il faut supposer qu'une partie importante de ces dolichocéphales magdaléniens a émigré à la suite du renne, vers le NW jusque dans le Labrador et le Groenland et vers le NE européen.

La race de Grimaldi avait une taille supérieure à la moyenne avec des membres inférieurs très longs et un développement exagéré de l'avant-bras et de la jambe ; le crâne était très allongé et élevé avec un front bien développé, des arcades sourcilières saillantes, des orbites larges, une face large et basse, un nez bas et des mâchoires extrêmement prognathes. Les caractères d'infériorité sont ici très marqués, sauf en ce qui concerne le développement du cerveau, et les analogies avec les races négroïdes sont très frappantes. Cette race, découverte dans le Paléolithique de Monaco, n'a probablement pas existé en Suisse à l'époque paléolithique.

Passant aux populations néolithiques, M. Schenck examine successivement les divers ossements trouvés dans les palafittes, d'après l'âge de la station à laquelle ils appartiennent. Il admet que les représentants connus du premier âge néolithique sont des brachycéphales semblables à la race dite de Grenelle, tandis que les restes datant du deuxième âge se répartissent entre deux races, l'une brachycéphale et chamaeprosope, l'autre dolichocéphale, et que, dans le troisième âge néolithique, on retrouve des représentants de ces deux races, mais avec une prédominance marquée du type dolichocéphale.

Quant aux populations terriennes néolithiques de la Suisse, elles se répartissent d'après les découvertes faites au Schweizersbild, à Dachsenbuel et dans les nécropoles vaudoises entre des types divers ; on peut y reconnaître : 1^o une race de pygmées ; 2^o une race dolichocéphale et de petite taille qui paraît dériver de celle de Chancelade ; 3^o une race à caractères négroïdes voisine de celle de Grimaldi ; 4^o une race dolichocéphale, qui s'est développée en Europe pendant le Néolithique et est probablement d'origine septentrionale. En outre, on a trouvé dans la Suisse septentrionale des représentants d'un type mésaticéphale et chamaeprosope.

Les pygmées, qui ont été trouvés surtout au Schweizersbild, constituent nettement une variété fixée, dont les relations avec les autres races ne sont pas encore exactement reconnues. La race de Chancelade-Cro-Magnon dérive d'une population paléolithique autochtone ; elle est particulièrement représentée

dans la nécropole de Chamblandes. La race de Grimaldi, caractérisée par son prognathisme, sa platyrrhinie, sa face large et basse et les proportions négroïdes de ses membres, paraît être dérivée de la même souche que celle de Spy-Neanderthal, souche qui devait se rapprocher du *Pithecanthropus*; son type apparaît dans le Néolithique suisse, en particulier à Chamblandes et à Sierre. La race brachycéphale néolithique paraît être d'origine asiatique; son crâne est globuleux, élevé et s'élargit de bas en haut, le front est droit, l'occipital peu saillant, la face orthognathe. Il est probable que c'est cette race qui a apporté en Europe la civilisation néolithique et construit les premiers palafittes. La race dolichocéphale néolithique, d'origine septentrionale, caractérisée par l'allongement de la face, est apparue en Suisse vers le milieu de l'âge de la pierre polie. Ainsi, en résumé, il existait au début du Néolithique, dans l'Europe centrale et occidentale, une race se rattachant au type de Chancelade, une autre dérivant du type de Grimaldi, puis est survenue la grande invasion des brachycéphales asiatiques et, enfin sont arrivés les dolichocéphales d'origine septentrionale. De multiples croisements ne tardèrent du reste pas à se produire entre ces diverses races.

Le livre de M. Schenck est terminé par un chapitre rédigé par M. H. SCHACHT, qui est un exposé de la question aryenne envisagée plus particulièrement au point de vue de la linguistique comparée des langues indo-européennes.

M. A. SCHENCK (168) a consacré en outre une notice spéciale à la description d'une **station néolithique** découverte au pied d'une paroi surplombante de Molasse dans le vallon des Vaux au SE d'Yvonand.

Les fouilles ont révélé l'existence d'une couche inférieure contenant des silex taillés, d'apparence magdalénienne, mais datant probablement du début des temps néolithiques. Au-dessus vient une couche beaucoup plus riche contenant des outils de pierre polie et d'os et surtout de nombreux débris de poteries. Les foyers sont nombreux et répartis dans toute l'étendue de la couche; dans leur voisinage on a récolté des débris carbonisés de diverses plantes (pommier, cerisier, noisetier, chêne, blé, etc...). Les ossements, très nombreux, se répartissent entre les espèces suivantes: ours brun, blaireau, sanglier, cochon des tourbières, élan, cerf, chevreuil, chèvre, mouton des tourbières, bœuf.

Une couche supérieure, épaisse de 0^m6 en moyenne, conte-

nait des sépultures humaines de forme cuboïde, malheureusement en très mauvais état. Dans cette couche on a recueilli des objets en bronze, des débris de poteries, des pierres à broyer et des amas de grains de seigle. Enfin, une dernière couche contenait divers objets de l'âge du fer ou de l'époque romaine.

D'autre part, M. Schenck signale l'existence sur la paroi de molasse de cavités plus ou moins régulièrement distribuées, qui semblent avoir été en relation avec des parois et un toit. Il décrit quelques dessins d'animaux gravés dans le grès, d'âge très douteux du reste. Enfin, il conclut de ses observations à l'existence en Suisse de populations terriennes contemporaines des palafitteurs et ayant des mœurs très semblables.

M. F. LEUTHARDT (149) a signalé la découverte d'une couche de **limon à silex taillés**, qui a été mise au jour près de Lausen dans la vallée de l'Ergolz. Ce limon a été évidemment accumulé par des eaux, qui léviguaient diverses formations voisines, soit les marnes argoviennes, les bolus sidérolithiques, le loess ; il recouvre les alluvions de la Basse Terrasse et est postglaciaire. Les silex taillés sont répartis sur une épaisseur de 30 à 40 cm. et distribués sur une surface dépassant 13 m. de diamètre ; ils marquent évidemment un véritable atelier d'objets taillés.

Quant à l'origine de ces silex, on peut considérer comme démontré qu'ils proviennent de poches sidérolithiques du voisinage, où les eaux les ont dégagés de leur gangue. Avant de se trouver ainsi dans le Sidérolithique, une partie de ces silex étaient inclus comme concrétions dans le Kimmeridgien du Jura bâlois ; pour une autre partie ils sont résultés de la silicification dans le Sidérolithique de débris calcaires jurassiques qui y étaient enfouis.

Quant à la nature de la taille des objets travaillés elle rappelle encore les procédés paléolithiques ; les objets sont tantôt en forme de couteaux, tantôt en forme de racloirs avec une section trapézoïde, tantôt en forme de pointes de flèche ; mais ce sont surtout les déchets de fabrication qui abondent dans la couche de limon de Lausen.

L'âge de cette station ne ressort pas clairement de la nature des objets ; il pourrait être paléolithique, mais les dimensions relativement grandes de certains silex taillés parleraient plutôt en faveur d'un âge néolithique. D'autre part, les objets travaillés de Lausen et l'ensemble des caractères de cette station rappellent absolument la station de Gundoldingen

près de Bâle, qui a été reconnue comme incontestablement néolithique.

Il suffit de citer ici une notice que M. J. HEIERLI (146) a consacrée aux collections préhistoriques du musée de Winterthur et, à ce propos, aux civilisations successives des diverses races qui ont habité la Suisse orientale depuis l'époque glaciaire jusqu'à nos jours.

Enfin, je me contenterai de signaler aussi un petit article que M. H. SCHARDT (166) a publié au sujet d'une ancienne carrière ouverte à l'époque romaine dans l'Urgonien supérieur, à La Lance entre Concise et Vaumarcus, au bord du lac de Neuchâtel. Cette carrière indique une exploitation très importante et il paraît démontré que de gros blocs de cette origine ont été transportés jusqu'à Saint-Maurice en Valais.

TABLE DES MATIÈRES

DE LA REVUE GÉOLOGIQUE SUISSE

	Pages
Liste bibliographique	265
I. Minéralogie et Pétrographie.	275
MINÉRALOGIE. Cristallographie	275
Description de minéraux	275
Gites aurifères	277
PÉTROGRAPHIE. Schistes de Casanna.	277
Alpes tessinoises	283
Massif du Gothard.	283
Massif de Gasteren	284
Néphrites alpines	290
Transformations moléculaires et Températures	291
II. Géophysique. OROGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE	292
Actions des cours d'eau	297
Lacs.	301
Sources et infiltrations	302
Désagrégation athmosphérique	303
Glaciers.	304
Eboulements et glissements	307
Séismes.	308
Volcanisme.	309
Géothermie.	310
III. Tectonique. Descriptions régionales. GÉNÉRALITÉS	311
ALPES. Alpes valaisannes et piémontaises	317
Alpes grisonnes et autrichiennes	321
Massifs centraux et Hautes Alpes calcaires	335
Préalpes	374
PLATEAU MOLASSIQUE ET JURA.	375

	Pages
IV. Stratigraphie et Paléontologie. GÉNÉRALITÉS	391
TRIAS	392
JURASSIQUE	393
CRÉTACIQUE.	403
TERTIAIRE. Nummulitique et Flysch.	405
Molasse.	406
QUATERNAIRE. Glaciations pléistocènes	411
Erosions et orographie pléistocènes.	413
Formations pléistocènes	424
Faunes pléistocènes	439
Flores pléistocènes	440
Préhistoire.	441

