

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 8 (1903-1905)
Heft: 6

Rubrik: Revue géologique suisse pour l'année 1904

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: 27.03.2026

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

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

Revue géologique suisse pour l'année 1904.

N° XXXIV

par CH. SARASIN.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

a) MINÉRALOGIE.

1. H. BAUMHAUER. Untersuchungen über die Entwicklung der Krystallflächen im Zonenverbande. *Zeitschr. f. Kryst. u. Min.*, Bd. XXXVIII, H. 6, S. 628-655. (Voir p. 578.)
2. H. BAUMHAUER. Ueber die Aufeinanderfolge und die gegenseitigen Beziehungen der Krystallformen in flächenreichen Zonen. *Sitzungsber. der k. preuss. Akad. der Wissensch. Sitz. der phys. mat. Klasse v. 10. März 1904.* (V. p. 581.)
3. A. BRUN. Etude sur le point de fusion des minéraux. 2^e mémoire. *Archives Genève*, t. XVIII. (V. p. 585.)
4. V. GOLDSCHMIDT. Ueber Danburit von Piz Casanel im Petersthal (Graubünden). *Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal.*, 1904, p. 725-727. (V. p. 578.)
5. O. HUGO. Titanit aus der Schweiz. *Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal.*, 1904, p. 464-467. (V. p. 577.)
6. A. LE ROYER, A. BRUN, L. COLLET. Synthèse du Périclase. *C. R. Soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève*, *Archives Genève*, t. XVIII, p. 409-410. (V. p. 586.)
7. R. H. SOLLY. Sulpharsenites of Lead from the Binnenthal. *Min. Mag.* XIII, 1903, p. 336-341.
8. CH. SORET. Sur la réfraction de la Tourmaline. *Archives Genève*, t. XVII, p. 263-280 et 573-588. (V. p. 585.)

b) PÉTROGRAPHIE.

9. U. GRUBENMANN. Die Krystallinen Schiefer. I. Allgemeiner Teil. 105 p. 2 pl. *Gebrüder Bornträger, Berlin*, 1904. (V. p. 586.)
10. U. GRUBENMANN. Ueber Pneumatolyse und Pegmatite mit einem Anhang über den Turmalinpegmatit von Pitz Cotschen im Unterengadin. *Vierteljahrsschr. der naturf. Gesel. Zürich*, Jahrg. XLIX, S. 376-391. (V. p. 605.)
11. U. GRUBENMANN. Ueber einige Gesteine aus dem Stollen des Elektrizitätswerkes Schulz im Unterengadin. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 201-210. (V. p. 605.)

- 12. H. HEZNER. Ueber einige in schweizerischen Pfahlbauten gefundene Steinwerkzeuge. *N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Beil., Bd. XX, S. 133-148.* (V. p. 607.)
- 13. G. KLEMM. Bericht über Untersuchungen an den sogenannten Gneissen und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. *Sitzungsber. der preuss. Akad. der Wissensch., 1904, p. 46-65.* (V. p. 607.)
- 14. C. SCHMIDT. Sammlung von Gesteinen der Schweizer Alpen. *Comptoir minér. et géol. de Genève, 1904.* (V. p. 591.)
- 15. P. TERMIER. Les Schistes cristallins des Alpes occidentales. *Conférence faite le 22 août 1903 devant le IX^e congrès géol. intern. à Vienne.* (V. p. 591.)
- 16. FR. WEBER. Ueber den Kali-Syenit des Piz Giuf und Umgebung (östl. Aarmassiv) und seine Ganggefölgenschaft. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. Folge, XIV. Lief.* (V. p. 593.)

c) GÉOPHYSIQUE.

- 17. R. BILLWILLER. Bericht der Erdbeben-Kommission. *Verh. der schweiz. naturf. Gesel., 87. Jahresvers. in Winterthur 1904, p. 286-287.* (V. p. 627.)
- 18. E. BOURCART. L'eau des lacs alpins suisses. *Archives Genève, t. XVII, p. 169-185.* (V. p. 612.)
- 19. B. BRUNHES et J. BRUNHES. Les analogies des tourbillons atmosphériques et des tourbillons des cours d'eau et la question de la déviation des rivières vers la droite. *Annales de géographie, t. XIII, n^o 67, 21 pages, Paris 1904.* (V. p. 617.)
- 20. J. BRUNHES. Nouvelles observations sur le rôle et l'action des tourbillons. *Le Globe (org. de la Soc. de géogr. de Genève), t. XLIII, mémoires p. 95-124.* (V. p. 616.)
- 21. J. BRUNHES. De la prédominance des tourbillons en sens inverse des aiguilles d'une montre dans les cours d'eau de l'Europe centrale et occidentale. *Archives Genève, t. XVIII, p. 553-575.* (V. p. 618.)
- 22. L. COLLET. L'enneigement dans le massif de la Tour Salrière 1900-1903. *Annuaire du C. A. S., 39^e année.* (V. p. 621.)
- 23. A. DELEBECQUE. Sur les lacs de la Haute-Engadine. *C. R. de l'Acad. des sc. Paris, 28 décembre 1903.* (V. p. 614.)
- 24. A. DELEBECQUE. Sur les lacs du Grimsel et du massif du Saint-Gothard. *C. R. de l'Acad. des sc. Paris, 28 novembre 1904.* (V. p. 615.)
- 25. H. FIELDING REID et E. MURET. Les variations périodiques des glaciers, 9^e rapport pour 1903. *Archives Genève, t. XVIII, p. 160-195.* (V. p. 621.)
- 26. F.-A. FOREL, M. LUGEON et E. MURET. Les variations périodiques des glaciers des Alpes suisses, 1903. *Annuaire du C. A. S., 39^e année.* (V. p. 619.)
- 27. J. FRÜH. Die Erdbeben der Schweiz im Jahre 1900. *Annalen der schweiz. meteorol. Centralanstalt, Jahrgang 1900.* (V. p. 624.)
- 28. J. FRÜH. Die Erdbeben der Schweiz im Jahre 1901. *Annalen der schweiz. meteorol. Centralanstalt, Jahrgang 1901.* (V. p. 625.)
- 29. J. FRÜH. Die Erdbeben der Schweiz im Jahre 1902. *Annalen der schweiz. meteorol. Centralanstalt, Jahrgang 1902.* (V. p. 626.)
- 30. J. FRÜH. Moorkarte der Schweiz, Maasstab 1 : 530 000. *Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz, Geotechnische Serie, III. Lief.* (V. p. 623.)

- 31. J. FRÜH und C. SCHRÖTER. Die Moore der Schweiz mit Berücksichtigung der gesamten Moorfrage. *Beitr. zur geolog. Karte der Schweiz, Geotechnische Serie*, III. Lief., 716 S. (V. p. 622.)
- 32. H. GOLLIEZ. Note sur les essais de coloration des eaux de l'écoulement souterrain des lacs de la Vallée de Joux. *Bull. Soc. belge de géographie*, 1903, p. 269-273. (V. p. 610.)
- 33. HAGENBACH-BISCHOFF. Bericht der Gletscherkommission für das Jahr 1903-1904. *Verhand. der schweiz. naturf. Gesel.*, 87. Jahresvers. in Winterthur, S. 297-303. (V. p. 621.)
- 34. M. LUGEON. Le météorite de la Servettaz près Châtillens. *Bull. des Labor. de Géol., Géogr. phys., Minér. et Paléont. de l'Université de Lausanne*, Bull. n° 6, 19 p. (V. p. 627.)
- 35. H. SCHARDT. Etablir au point de vue des exigences de l'hygiène les conditions que doivent remplir les eaux issues des terrains calcaires. *Rapport présenté au XI^e congrès intern. d'hygiène et de démographie à Bruxelles*, 1903. (V. p. 609.)
- 36. H. SCHARDT. Relations entre les emposieux disséminés dans la vallée de la Brévine et la source de l'Areuse près de Saint-Sulpice. *C. R. Soc. neuch. des sc. nat., Archives Genève*, t. XVIII, p. 294-295. (V. p. 612.)
- 37. H. SCHARDT et A. HOTZ. Rapport présenté au Conseil d'Etat du canton de Neuchâtel par la commission d'experts chargée d'examiner les oppositions au drainage de la vallée de la Brévine. Neuchâtel 1904. (V. p. 611.)
- 38. H. SCHARDT. Les eaux du tunnel du Simplon. *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.*, vol. XI, p. 149-150, voir aussi *C. R. Soc. neuch. des sc. nat., Archives Genève*, t. XVIII, p. 284-286. (V. p. 610.)

d) TECTONIQUE. — DESCRIPTIONS RÉGIONALES.

- 39. E. BÄCHLER. Das Sântisrelief von Dr. A. Heim. *Zollikofersche Buchdruckerei, St. Gallen*, 1904. 42 p. 1 pl. (V. p. 659.)
- 40. A. v. BISTRAM. Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen. *Ber. der naturf. Gesel. zu Freiburg i. Br.*, Bd. XIV, S. 1-84, Pl. I-III. (V. p. 636.)
- 41. L. COLLET. Etude géologique de la chaîne Tour Saillère-Pic de Tanneverge, avec une carte au 1 : 50000, 3 pl. et plusieurs fig. *Matér. pour la carte géol. de la Suisse*, nouv. série, liv. XIX. (V. p. 652 et 694.)
- 42. C. DIENER. Nomadisierende Schubmassen in den Ostalpen. *Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal.*, 1904, S. 161-181. (V. p. 634.)
- 43. E. FOURNIER. Nouvelles études sur la tectonique du Jura franc-comtois. *Bull. Soc. géol. de France*, 4^e série, t. IV, p. 497-512. (V. p. 691.)
- 44. A. HEIM. Ueber die geologische Voraussicht beim Simplon-Tunnel. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 365-384. (V. p. 638.)
- 45. A. HEIM. Das Relief. *Jahrb. der St. Gall. naturwissensch. Ges. für das Jahr 1903*. (V. p. 629.)
- 46. A. HEIM. Relief des Sântis im 1 : 5000. *Zürcher und Furrer, Zürich*, 1904. (V. p. 658.)
- 47. A. HEIM. Nouvelles observations dans la chaîne du Sântis. *Archives Genève*, t. XVIII, p. 350-351. (V. p. 660.)
- 48. F. JACCARD. La région de la brèche de la Hornfluh. *Bull. des Labor. de Géol., Géogr. phys., Minér. et Pal. de l'Université de Lausanne*, n° 5. 1904. (V. p. 677.)
- 49. M. JEROSCH (Mlle). Die Querstörungen im mittleren Teil des Sântis-

gebirges. *Thèse présentée à la Fac. des sc. de l'Université de Zurich*; a paru ultérieurement dans la livr. XVI des *Matér. pour la carte géol. de la Suisse*, nouv. série, 267 p. 5 pl. (V. p. 661.)

• 50. W. KILIAN. Sur l'origine de la structure en éventail des Alpes françaises. *Bull. de la Soc. géol. de France*, 4^e série, t. III, p. 671-678. (V. p. 635.)

• 51. M. LUGEON. Deuxième communication préliminaire sur la géologie de la région comprise entre le Sanetsch et la Kander. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 421-433. (V. p. 656.)

• 52. FR. MÜHLBERG. Geologische Karte des Aare-, Reuss-, und Limmat-tales im Masstab 1 : 25 000. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, Spezialkarte No 31. (V. p. 686.)

• 53. FR. MÜHLBERG. Die geologische Karte des unteren Aare-, Reuss-, und Limmat-tales (texte explicatif). *Eclogæ*, vol. VIII, p. 406-407. Traduction française dans *Archives Genève*, t. XVIII, p. 339-342. (V. p. 686.)

• 54. FR. MÜHLBERG, C. SCHMIDT und A. GUTZWILLER. Geologische Begutachtung des Stausee-Projektes im oberen Sihltal. Zürich 1903. (V. p. 684.)

• 55. W. PAULKE. Geologische Beobachtungen im Antirhätikon. *Ber. der naturf. Gesell. zu Freiburg i. Br.* B. XIV, S. 257-298. (V. p. 648.)

• 56. G. ROESSINGER. La zone des cols dans la vallée de Lauenen (Alpes bernoises). *Thèse présentée à la Fac. des sc. de l'Université de Lausanne*, 1904. (V. p. 673.)

• 57. L. ROLLIER. Sur la seconde édition de la carte géologique du Jura-bernois. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 410-412 et *Archives Genève*, t. XVIII, p. 345-347. (V. p. 687.)

• 58. L. ROLLIER et E. KISSLING. Carte géologique de la Suisse au 1 : 100 000. Feuille VII (Porrentruy-Soleure), 2^e édition, 1904. (V. p. 686.)

• 59. H. SCHARDT. Un pli-faïlle à la Vue des Alpes. *Bull. Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXX, années 1901-1902. (V. p. 689.)

• 60. H. SCHARDT. Dislocation singulière à la Chaux-de-Fonds. *Bull. Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXX, années 1901-1902. (V. p. 688.)

• 61. H. SCHARDT. Dépôts glaciaires et tectonique du vallon des Verrières. *Bull. Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXX. (V. p. 687.)

• 62. H. SCHARDT. Géologie de la montagne de Diesse et du vallon du Jorat. *C. R. Soc. neuch.*, *Archives Genève*, t. XVIII, p. 290-292. (V. p. 690.)

• 63. H. SCHARDT. Le Néocomien et la tectonique des environs de Couvet. *C. R. Soc. neuch.*, *Archives Genève*, t. XVIII, p. 292-293. (V. p. 687.)

• 64. H. SCHARDT. La géologie de la Combe des Quignets. *C. R. Soc. neuch.*, *Archives Genève*, t. XVIII, p. 433-434.

• 65. H. SCHARDT. Geologische Exkursion in das Säntisgebirge. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 393-406. (V. p. 660.)

• 66. H. SCHARDT. Die wissenschaftlichen Ergebnisse des Simplon-Durchstichs. *Verhand. der schweiz. naturf. Gesell.* 87. Jahresvers. in Winterthur, p. 172-210; résumé français dans *Archives Genève*, t. XVIII, p. 338. (V. p. 638.)

• 67. H. SCHARDT. Note sur le profil géologique et la tectonique du massif du Simplon comparée aux travaux antérieurs. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 173-200. (V. p. 638.)

• 68. C. SCHMIDT. Ueber die Geologie des Tunnel-Gebietes Solothurn-Gänsbrunnen mit einer Profiltafel. *Mitteil. der naturf. Gesell. in Solothurn*, 2. H., B. XIV, Bericht 1902-1904. (V. p. 690.)

- 69. W. SCHILLER. Geologische Untersuchungen im östlichen Unterengadin. I Lischannagruppe. *Ber. der naturf. Gesel. zu Freiburg i. Br.*, B. XIV, S. 107-180, mit einer Karte zu 1 : 50 000 und 4 Taf. (V. p. 641.)
- 70. ED. SULZER-ZIEGLER. Der Bau des Simplon-Tunnels. *Verhand. der schweiz. naturf. Gesel.*, 87. Jahresvers. in Winterthur, 1904, p. 128-171. (V. p. 638.)
- 71. CHR. TARNUZZER. Geologische Verhältnisse des Albula-Tunnels. 46. Jahresber. der naturf. Ges. Graubünden, 1904, 17 p. et un prof. (V. p. 640.)
- 72. P. TERMIER. Nouvelles observations sur les nappes de la région du Brenner. *C. R. de l'Acad. des sc. de Paris*, 10 octobre 1904. (V. p. 632.)
- 73. P. TERMIER. Sur les nappes de la région de l'Ortler. *C. R. de l'Acad. des sc. de Paris*, 17 octobre 1904. (V. p. 633.)
- 74. P. TERMIER. Sur la fenêtre de la Basse-Engadine. *C. R. de l'Acad. des sc. de Paris*, 24 octobre 1904. (V. p. 633.)
- 75. P. TERMIER. Sur la structure générale des Alpes du Tyrol à l'ouest de la voie ferrée du Brenner. *C. R. de l'Acad. des sc. de Paris*, 7 novembre 1904. (V. p. 634.)
- 76. P. TERMIER. Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. *Bull. de la Soc. géol. de France*, 4^e série, t. III, p. 711-766. (V. p. 629.)

e) STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE.

Formations primaires.

- 77. S. FRANCHI et A. STELLA. I Giacimenti di Anthracite della Valle d'Aoste, in Studio geologico-minerario sui Giacimenti di Anthracite delle Alpi occidentale italiane, publié par l'*Office géologique italien*, 1903. (V. p. 693.)

Formations secondaires.

- 78. B. AEBERHARDT. Note sur la faune de l'Oxfordien inférieur du Jura bernois. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 439-444, (V. p. 700.)
- 79. M. CLERC. Etude monographique des fossiles du Dogger de quelques gisements classiques du Jura neuchâtelois et vaudois. *Mém. de la Soc. paléont. suisse*, vol. XXXI, 108 p. 3 pl. (V. p. 697.)
- 80. H. DOUVILLÉ. Réponse à M. Renevier. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 438. (V. p. 705.)
- 81. A. GIRARDOT. Note stratigraphique préliminaire sur les couches oxfordiennes supérieures aux marnes à *Creniceras Renggeri*. *Mém. de la Soc. paléont. suisse*, vol. XXXI, 8 p. (V. p. 703.)
- 82. F. LEUTHARDT. Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel. II. Teil. *Mém. de la Soc. paléont. suisse*, vol. XXXI. (V. p. 693.)
- 83. F. LEUTHARDT. Die Crinoïdenbänke im Dogger der Umgebung von Liestal. *Tätigkeitsber. der naturf. Gesel. Baselland*, 1902-1903. (V. p. 698.)
- 84. P. DE LORIOI. Etude sur les Mollusques et Brachiopodes de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura lédonien, 3^e partie. *Mém. de la Soc. paléont. suisse*, vol. XXXI, 130 p. 8 pl. (V. p. 700.)
- 85. M. LUGEON. Bélemnites et Radiolaires de la Brèche du Chablais. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 419-420. (V. p. 695.)
- 86. E. RENEVIER. Lettre à M. G. Rössinger. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 437-438. (V. p. 705.)

- 87. G. RÖESSINGER. Les Couches rouges de Leysin et leur faune. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 435-436. (V. p. 704.)
- 88. G. RÖESSINGER. Bélemnites de la Brèche du Chablais. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 211-212. (V. p. 695.)
- 89. H. SCHARDT. Der Parallelismus der Stufen des Doggers im zentralen und südlichen Juragebirge. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 451-469 ; résumé français dans *Archives Genève*, t. XVIII, p. 339. (V. p. 695.)
- 90. H. SCHARDT. Gisements anormaux du terrain crétacé. *C. R. Soc. neuch. des sc. nat.*, *Archives Genève*, t. XVIII, p. 537-538.
- 91. J. STITZENBERGER. Couches fossilifères entamées par le chemin de fer du Bregenzerwald. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 221-222. (V. p. 704.)

Formations tertiaires.

- 92. J. FRÜH. Zur Etymologie von Flysch, Fliesse und Flins. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 217-220. (V. p. 705.)
- 93. L. ROLLIER. Sur les relations du Sidérolithique avec le Hils et l'Albien. *C. R. Soc. neuch. des sc. nat.*, *Archives Genève*, t. XVIII, p. 293. (V. p. 709.)
- 94. L. ROLLIER. Gisement de Dysodile à Oberdorf près Soleure. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 411-414 et *Archives Genève*, t. XVIII, p. 347-350. (V. p. 709.)
- 95. L. ROLLIER. Provenance des sédiments de la Molasse et du Calcaire grossier du Randen. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 414-417, et *Archives Genève*, t. XVIII, p. 468-473. (V. p. 713.)
- 96. L. ROLLIER. Die Entstehung der Molasse auf der Nordseite der Alpen. *Vierteljahrssch. der naturf. Gesel. Zürich*, Jahrgang XLIX, p. 159-170. (V. p. 711.)
- 97. F. SCHALCH und A. GUTZWILLER. Zur Altersfrage des Randengrobkalkes und der Auster-Nagelfluh. *Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal.*, 1904, S. 135-142. (V. p. 713.)
- 98. H. SCHARDT. Brèche tertiaire aux Brenets. *Bull. Soc. neuch. des sc. nat.*, t. XXX, (4 pages). (V. p. 714.)
- 99. C. SCHMIDT. Ueber tertiäre Süsswasserkalke im westlichen Jura. *Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal.*, 1904, S. 609-622. (V. p. 710.)
- 100. H. STEHLIN. Die Säugetiere des schweizerischen Eocäns. II. Teil. *Mém. de la Soc. pal. suisse*, vol. XXXI, 104 p. 4 pl. (V. p. 705.)
- 101. TH. STUDER. Nachtrag zu der tertiären Säugetierfauna von Brüttelen. *Mém. de la Soc. pal. suisse*, vol. XXXI, 2 p. (V. p. 711.)
- 102. WEGELIN. Fossilien der Schlattinger Sandgrube. *Mitteil. der Thurg. naturf. Gesel.*, B. XVI. (V. p. 711.)

Formations quaternaires.

- 103. F. ANTENNEN. Beitrag zur Kenntnis der Alluvialbildungen am unterem Ende des Bielersees. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 445-450. (V. p. 720.)
- 104. TH. BIELER. Ancien réseau hydrographique du lac d'Yverdon. *C. R. Soc. vaud. des sc. nat.*, *Archives Genève*, t. XVIII, p. 197-199. (V. p. 722.)
- 105. TH. BIELER. Déviations de cours d'eau dans les environs d'Yverdon. *C. R. Soc. vaud. des sc. nat.*, *Archives Genève*, t. XVIII, p. 543-544 et *Bull. Soc. vaud. des sc. nat.*, vol. XL, p. 149-150. (V. p. 722.)
- 106. J. FRÜH, Isolierte marine Molasse in der Rheinebene östlich Blatten-

Rohrschach. *Jahrb. der St. Gall. naturwiss. Gesel. für das Jahr 1903.* (V. p. 721.)

• 107. J. FRÜH. Flugsand im Rheintale. *Jahrb. der St. Gall. naturwiss. Gesel. für das Jahr 1903.* (V. p. 721.)

• 108. J. FRÜH. Hochmoore oberhalb Plons westlich Wels. *Jahrb. der St. Gall. naturwiss. Gesel. für das Jahr 1903.* (V. p. 721.)

• 109. J. FRÜH. Neue Drummlinslandschaft innerhalb des diluvialen Rheingletschers. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 213-216. (V. p. 719.)

• 110. J. FRÜH. Inselberge im Rheintale. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 409, traduction française dans *Archives Genève*, t. XVIII, p. 344. (V. p. 721.)

• 111. J. MEISTER. Das Kesslerloch bei Thayngen und die dortigen postglacialen Ablagerungen. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 408-409, traduction française dans *Archives Genève*, t. XVIII, p. 342-343. (V. p. 720.)

• 112. J. NUESCH. Das Kesslerloch. *Anzeiger für schweiz. Alterskunde*, No 4. 1904-1905. (V. p. 722.)

• 113. A. PENCK und E. BRÜCKNER. Die Alpen im Eiszeitalter. IV. Lief., Tauchnitz, éditeurs, Leipzig, 1904.

• 114. A. SCHULZ. Das Schicksal der Alpen-Vergletscherung nach dem Höhepunkt der letzten Eiszeit. *Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal.*, 1904, S. 266-275. (V. p. 714.)

• 115. K. STRÜBIN. Glaciale Ablagerungen in der Umgebung von Liestal. *Tätigkeitsber. der naturf. Gesel. Baselland 1902-1903.* (V. p. 715.)

• 116. K. STRÜBIN und E. KÆCH. Die Verbreitung der erratischen Blöcke im Basler Jura. *Verhand. der naturf. Gesel. Basel*, B. XV, H. 3. (V. p. 716.)

• 117. R. TSCHUDI. Zur Altersbestimmung der Moränen im unteren Werratale. *Inaugural-Dissertation, Universität Basel*, 1904. 29 p. 1 carte. (V. p. 716.)

• 118. WEGELIN. Das Almlager von Aarwangen. *Mitteil. der Thurg. naturf. Gesel.*, B. XVI. (V. p. 721.)

• 119. WEGELIN. Pferd der Bronzeperiode. *Ibid.* (V. p. 722.)

f) NÉCROLOGIES ET BIBLIOGRAPHIES.

• 120. L. DUPARC. Charles Soret. *Archives Genève*, t. XVIII, p. 1-24. (V. p. 576.)

• 121. C. SARASIN. Revue géologique suisse pour l'année 1903. *Eclogæ*, vol. VIII, p. 225-364.

• 122. C. SARASIN. Liste bibliographique des travaux concernant la géologie de la Suisse, 1903. *Archives Genève*, t. XVIII, p. 626-632.

• 123. C. SCHMIDT. Dr phil. Max Kæch 1875-1904. *Verhand. der schweiz. naturf. Gesel.*, 87. Jahresvers. in Winterthur, 1904. (V. p. 577.)

Nécrologies et biographies.

Pendant l'année 1904, la mort a enlevé aux sciences géologiques deux hommes ayant eu des carrières très différentes, d'abord Charles Soret, puis Max Kæch.

CHARLES SORET naquit à Genève en 1854, où il fit ses premières études au Collège et à l'Académie. A vingt ans environ, il partit pour Paris, où il passa sa licence es sciences mathématiques, puis sa licence es sciences physiques. Après un séjour à Heidelberg, où il travailla avec Bunsen, il revint à Genève, où il fut appelé en 1879 à la chaire de minéralogie, qu'il occupa avec distinction jusqu'en 1887. A cette date, la chaire de physique étant devenue vacante, Soret en fut chargé, et dès lors il se consacra tout entier à cet enseignement; il y mit même tant de conscience et de dévouement, que sa santé finit par s'en ressentir, et que, en 1900, il dut prendre sa retraite, et cesser momentanément tout travail. Ses amis espéraient pourtant le voir bientôt rétabli et en état de reprendre ses études de prédilection; malheureusement, au moment où sa santé semblait se raffermir, Soret a été enlevé à sa famille et à la science par une brusque et douloureuse maladie; il est mort le 4 avril 1904.

L'activité scientifique de Soret a porté sur différents sujets des sciences physiques, en se concentrant plus particulièrement sur la cristallographie et l'optique. Parmi ses travaux les plus remarqués, il faut citer d'abord son étude sur l'état d'équilibre que prend au point de vue de sa concentration une dissolution saline primitivement homogène, dont deux parties sont portées à des températures différentes, étude qui a pris actuellement une grande importance au point de vue de la pétrographie théorique. Ses recherches sur la réfraction et la dispersion dans les aluns cristallisés et ses principes pour l'application de la réflexion totale à l'étude de la réfraction sont bien connus. Plus connus encore sont ses *Eléments de cristallographie physique*, dans lesquels sont exposés avec une clarté et une précision admirables, les principes les plus modernes de la cristallographie géométrique et physique.

En dehors de ses travaux personnels, Soret a toujours porté l'intérêt le plus vif au développement général des sciences dans son pays. Il a collaboré pendant plus de vingt ans à la rédaction des *Archives des sciences physiques et naturelles de Genève* et s'est occupé d'une façon active pendant de nombreuses années à collationner pour la Commission sismologique suisse les documents concernant plus spécialement la région de Genève; il étudiait encore récemment différents modèles de sismographes.

Une biographie de M. Ch. Soret, rédigée par M. L. Duparc (120), donne une liste complète des travaux de ce chercheur si consciencieux.

MAX KÆCH était un jeune; il a été enlevé par la fièvre, peu après son arrivée au Brésil, et au début d'une carrière qui promettait beaucoup.

Né en 1875, à Entlebuch, puis transplanté avec sa famille à Bâle, M. Kæch a fait ses premières études à l'école réelle, puis à l'université de cette ville. Après un séjour à l'université de Strasbourg, il rentra à Bâle, où il présenta, en 1900, comme thèse de doctorat une étude pétrographique des porphyres existant entre le lac Majeur et le val Sesia. (Voir *Revue* pour 1903.) De 1901 à 1904, il fut assistant au laboratoire de géologie de l'université de Bâle en même temps qu'au musée de la même ville; et, pendant ces trois années, il s'associa activement à l'enseignement de la minéralogie. Pendant cette même période, il collabora à la *Wirtschaftskunde der Schweiz*, de Geering et Hotz, pour la partie géologique et géotechnique, et il commença à collationner des documents en vue d'une monographie des sources minérales et thermales de notre pays, dont il avait été chargé par la Commission géotechnique.

Se sentant plutôt attiré par le travail sur le terrain que par la carrière de l'enseignement, M. Kæch accepta, en 1904, une offre qui lui était faite de Para (Brésil), et partit pour être attaché à la fois au service géologique du Brésil et aux collections géologiques du musée de sciences naturelles, fondé à Para par notre compatriote, le Dr Goeldi. Mais à peine arrivé là-bas, il fut atteint par la fièvre jaune, et mourut le 22 mai 1904.

M. C. Schmidt, le maître de Kæch, lui a consacré une courte notice, dont sont extraits les renseignements ci-dessus (123).

1^{re} PARTIE. — MINÉRALOGIE ET PÉTROGRAPHIE

Minéralogie.

Description de minéraux. — M. OTTO HUGO (5) a donné la description complète d'un cristal de **Titanite** provenant de Suisse, mais dont le gisement exact n'est pas connu. Ce minéral est transparent, vert-jaunâtre et très bien cristallisé; il est caractérisé par la prédominance inusitée de la zone $n = (\bar{1}23)$, $d = (\bar{1}63)$, suivant laquelle il est allongé et qui

est particulièrement riche en faces. 20 formes cristallographiques ont été constatées en tout, parmi lesquelles 4 sont nouvelles ; ce sont $u^1 = (\bar{3}29)$, $u^2 = (\bar{2}16)$, $u^3 = (\bar{3}19)$ $g = (\bar{7} \ 5 \ 35)$.

M. V. GOLDSCHMIDT (4) a décrit plusieurs petits cristaux de **Danburite** (1 à 3 mm. de longueur), qui proviennent de Petersthal (Grisons). Il y a constaté la présence des faces $a = 010$, $b = 100$, $F = 650$, $l = 110$, $J = 120$, $d = 011$, $r = 111$, $\lambda = 212$. Les formes dominantes sont a , b , l , λ . Ces cristaux rappellent ceux de la Danburite de Scopi avec des dimensions un peu plus petites et un allongement moins prononcé.

Cristallographie et optique. — Partant des notions théoriques émises par Junghann et par Goldschmidt sur l'ordre d'apparition des faces dans une même zone d'un cristal, M. H. BAUMHAUER (1) a fait une série de mesures sur des cristaux de **Jordanite**, de **Dufrenoyite** et de **Baumhauerite** dans le but de vérifier par l'observation jusqu'à quel point ces notions se confirment. Tous les échantillons étudiés proviennent de la dolomie de Binn et ont dû se développer dans des conditions très analogues ; ils sont bien formés et très riches en faces.

Sur les cristaux de Jordanite les faces se groupent en 12 zones dont les axes se trouvent tous dans le plan du clinopinacoïde. Les zones les plus riches sont $(100) : (010)$, $(101) : (010)$ et $(10\bar{1}) : (010)$, viennent ensuite $(001) : (010)$ et $(301) : (010)$.

Pour la zone du prisme $(100) : (010)$ des mesures ont été faites sur 16 cristaux et ont donné les résultats suivants : les faces (100) , (210) (110) (230) (120) (250) (130) se trouvent toujours ou à peu près ; (140) puis (270) sont déjà moins fréquentes ; ensuite viennent (410) et (290) qui se trouvent seulement 6 fois, puis (450) (470) 4 fois, (670) $(4.11.0)$ (150) $(2.11.0)$ et (180) 3 fois, (740) (340) (350) $(3.20.0)$ 2 fois, enfin (510) (310) $(6.11.0)$ (490) (370) $(7.24.0)$ $(9.32.0)$ $(12.49.0)$ (160) $(2.13.0)$ (170) $(2.15.0)$ (190) une seule fois. Donc d'une façon générale les formes les plus habituelles sont celles dont les symboles sont simples ; viennent ensuite celles dont les symboles peuvent s'obtenir en additionnant les indices correspondants des formes fondamentales voisines. On peut répartir d'après le degré de complication de leur symbole les faces de la façon suivante :

Première série 18 formes.

Deuxième série 5 formes.

Troisième série 7 formes.

Quatrième série 6 formes.

En mettant le premier indice $1 = 2$ on obtient en effet la répartition suivante :

(1.18.0) Série I.	(180) Série I.	(3.10.0) Série III.
(1.16.0) » I.	(170) » I.	(130) » I.
(1.15.0) » I.	(160) » I.	(380) » III.
(1.14.0) » I.	(2.11.0) » II.	(250) » II.
(3.40.0) » III.	(150) » I.	(370) » III.
(1.13.0) » I.	(3.14.0) » III.	(120) » I.
(1.12.0) » I.	(290) » II.	(110) » I.
(1.11.0) » I.	(140) » I.	(320) » III.
(1.10.0) » I.	(3.11.0) » III.	(210) » II.
(1.9.0) » I.	(270) » II.	(100) » I.

Cette zone est nettement caractérisée par la forte prédominance de la Série I, dans laquelle les indices du milieu s'accroissent en progression arithmétique, elle ne correspond nullement à une série normale de Goldschmidt. Si d'autre part on admet que les molécules de la Jordanite sont disposées suivant un réseau déterminé par les 8 angles dièdres formés par les faces du prisme (210) et la base centrée (l'angle β étant égal à $89^{\circ} 26 \frac{1}{2}'$) on verra que la fréquence des faces dans la zone du prisme est approximativement correspondante à leur densité moléculaire, c'est-à-dire inversement proportionnelle à la grandeur de l'écart moléculaire suivant leur ligne d'intersection avec la base.

Des conditions semblables se retrouvent dans les zones (010) (101) et (010) (10 $\bar{1}$). Dans la première les formes les plus fréquentes sont : (111) 11 fois, (121) 13 fois, (131) 11 fois, (141) 13 fois, (151) 13 fois, (161) 11 fois, puis viennent (101) 9 fois, (171) 8 fois. Les autres faces notablement plus rares sont : (181) 5 fois, (191) (1.10.1) (272) et (292) 4 fois, (313) 3 fois, (1.14.1) (212) (232) 2 fois, (1.11.1) (1.17.1) (252) (2.11.2) et (838) 1 fois. La prédominance de la série primaire est évidente, la série secondaire est représentée par 6 formes et la série tertiaire par 1 seule (313).

Dans la zone (010) (10 $\bar{1}$) les formes les plus fréquentes sont : (10 $\bar{1}$) 12 fois, (11 $\bar{1}$) 15 fois, (12 $\bar{1}$) 16 fois, (13 $\bar{1}$) 18 fois, (14 $\bar{1}$) 12 fois, (15 $\bar{1}$) 15 fois, (16 $\bar{1}$) 14 fois, (17 $\bar{1}$) 11 fois, (18 $\bar{1}$) 10 fois ; viennent ensuite (19 $\bar{1}$) 7 fois, (1.10. $\bar{1}$) et (1.13. $\bar{1}$)

6 fois, $(1.12.\bar{1})$ 5 fois, $(1.11.\bar{1})$ $(1.14.\bar{1})$ $(1.18.\bar{1})$ $(21\bar{2})$ et $(27\bar{2})$ 4 fois, $(1.15.\bar{1})$ $(25\bar{2})$ $(29\bar{2})$ 3 fois, $(1.17.\bar{1})$ 2 fois, $(1.16.\bar{1})$ $(1.19.\bar{1})$ $(1.20.\bar{1})$ $(2.33.\bar{2})$ $(3.23.\bar{3})$ $(12.37.\bar{1}\bar{2})$ $(28.3.\bar{2}\bar{8})$ 1 fois. Ici nous avons 21 faces appartenant à la première série dont la plupart sont très fréquentes, tandis que 5 faces toutes plutôt rares appartiennent à la seconde série et une seule très rare appartient à la troisième ; enfin deux faces $(12.37.\bar{1}\bar{2})$ et $(28.3.\bar{2}\bar{8})$ ont des symboles encore plus compliqués.

Dans la zone (010) (301) toutes les faces appartiennent à une seule série primaire : (311) 6 fois, (301) (331) (351) (361) 5 fois, (341) 4 fois, (321) 3 fois, (371) et (381) 2 fois.

Les 12 zones de la Jordanite forment un groupe de zones de Junghann, dont la face polaire est (010) ; chacune d'elles contient une face perpendiculaire à (010) et l'ensemble de ces dernières forme une nouvelle zone qu'on appelle la ceinture du groupe, et dans laquelle chaque face a un symbole dont les indices s'obtiennent par addition des indices correspondants des 2 faces encadrantes. D'autres zones existent encore dans la Jordanite mais ne sont qu'exceptionnellement développées.

La **Dufrenoyite** est, comme M. Solly l'a montré récemment, un minéral monoclinique avec $\beta = 89^\circ 26 \frac{1}{2}'$ et l'orientation des axes adoptée par v. Rath doit être modifiée en ce sens que la base de v. Rath devient la face (010), que (100) devient (001) et que (010) devient (100). Avec cette nouvelle orientation les zones les plus riches en faces sont (010) (001) et (100) (010).

Dans la zone des clinodomes (010) (001) on connaît 31 faces outre les 2 pinacoïdes. Il y a forte prédominance d'une série primaire. Sur une série de 10 cristaux M. Baumhauer a noté les fréquences suivantes : (012) et (022) = (011) 10 fois, (032) 9 fois, (042) = (021) 8 fois, (052) 7 fois, (062) = (031) 6 fois, (072) et (082) 5 fois, (092) 3 fois, $(0.10.2) = (051)$ 2 fois ; ces faces constituent la série primaire à laquelle il faudrait ajouter d'autres faces qui n'ont jamais été trouvées qu'une seule fois et qui sont $(0.11.2)$ $(0.18.2)$ $(0.16.2)$; dans une seconde série rentrent (034) 7 fois, (054) 3 fois, (074) 6 fois, (094) 3 fois, $(0.11.4)$ 2 fois auxquelles s'ajoutent (014) signalée ailleurs. La 3^e série est représentée par (056) 3 fois, $(086) = (043)$ 3 fois, $(0.10.6) = (053)$ 3 fois, $(0.14.6) = (073)$ 1 fois, $(026) = (013)$ 3 fois. Restent encore comme faces ayant des symboles plus compliqués (015) (035) $(0.11.5)$ et (019) signa-

lées en tout sur un seul cristal, puis (0.15.8) 4 fois et (0.17.10) 3 fois notablement plus fréquentes.

La zone des prismes n'a pu être étudiée que sur 8 cristaux ; elle montre pourtant une prédominance de faces primaires (210) (220) (230) (240) ; elle est caractérisée d'autre part par l'intercalation entre (220) et (120) de 11 prismes sur 28 formant la série : (120) (590) (470) (350) (580) (230) (570) (340) (450) (560) (670) (11.12.0) (110), qui se rapproche nettement d'une série normale de Goldschmidt, mais montre au point de vue des fréquences des anomalies nombreuses. D'une façon générale l'intercalation des séries supérieures est ici beaucoup plus compliquée que pour la Jordanite.

Le **Baumhauerite** est un minéral monoclinique particulièrement riche en faces dans la zone des orthodomes (79 formes outre les 2 pinacoïdes). Dans cette zone l'on voit prédominer une série primaire avec (002) = (001) 8 fois, (102) 8 fois, (202) = (101) 9 fois, (302) 8 fois, (402) = (201) 9 fois, (502) 8 fois, (602) = (301) 8 fois, (702) 7 fois. La série secondaire est représentée par (104) 6 fois, (304) 2 fois, (504) 1 fois ; dans la série tertiaire rentrent (106) (206) 5 fois, (506) 3 fois, (706) (806) 2 fois, (13.0.6) 3 fois. Une quatrième série comprend (508), (8.0.10).

Il y a ici des irrégularités marquées dans la fréquence des faces des séries secondaires et tertiaires.

En résumé les observations de M. Baumhauer ont montré que dans le cas d'une zone parfaitement développée l'intercalation des faces des séries supérieures entre celles des séries précédentes amène à une série du type de la série normale III de Goldschmidt, les formes de la série primaire ayant été toutes ramenées à un symbole général (h KO) dans lequel $h = 2$.

Sur les 3 minéraux étudiés plusieurs zones montrent une série de formes avec des indices s'accroissant en progression arithmétique et de fréquence sensiblement égale (série primaire) ; de celle-ci se dérivent les séries suivantes dont les formes sont d'autant moins fréquentes que leur symbole est plus compliqué.

Pour faire suite à ces études et à d'autres faites précédemment sur le soufre et l'anathase, M. BAUMHAUER a entrepris de nouvelles recherches sur le réalgar, le sclérocasse, la dolomie, la clinohumite et l'antimonite, dans le but non pas tant de déterminer la fréquence des faces dans les différentes zones que plutôt les relations de ces faces sur un seul et même cristal (2).

Pour le **réalgar** sept cristaux ont été examinés, dont 4 provenant d'Allchar en Macédoine et 3 de Binn. Tandis que les échantillons de Binn possèdent tous la face (100), ceux d'Allchar ne la montrent pas. L'un des cristaux d'Allchar présente dans la zone des prismes une série presque typique, dans laquelle avec une seule exception toutes les faces ont des symboles, dont les indices sont la somme des indices correspondants des faces encadrantes ; mais dans les autres cristaux les exceptions sont beaucoup trop nombreuses pour qu'on puisse admettre ici une règle. Les formes les plus fréquentes sont (010) (110) (210) (430) (230), viennent ensuite avec une fréquence décroissante (120) (320) (100) (450) (410) (250) (310). La série primaire comprend : (200) = (100), (210), (220) = (110), (230) (240) = (120), (250) ; dans la série secondaire rentrent (410) (430) (450), tandis que la série tertiaire est représentée par (620) = (310), (640) = (320), (650), (680) = (340). Si l'on adopte cette dernière nomenclature l'on voit que la règle, d'après laquelle les indices de chaque face s'obtiennent par addition des indices correspondants des faces encadrantes, s'applique avec deux seules exceptions pour tous les cristaux examinés et se trouve dans la série de toutes les faces de cette zone connues jusqu'ici y compris (610) (670) et (260) = (130) qui n'ont pas été observées sur les cristaux en question. Tandis, d'autre part, qu'entre (200) et (240) toutes les faces des séries secondaires et tertiaires sont actuellement connues, ces séries sont incomplètement représentées entre (240) et (260) et manquent complètement entre (260) et (010). La zone des prismes dans le réalgar est donc un fort bel exemple de régularité.

Pour le **sclérocasse** M. Baumhauer a mesuré sur 4 cristaux la zone des brachydômes ; il a trouvé ici des séries très peu continues avec une série primaire : (040) = (010), (041), (042) = (021), (043), une série secondaire : (081), (083), (085), (087) et une série tertiaire (0.12.1), (0.12.2) = (061), (0.12.4) = (031) (0.12.5). Ici de nouveau les symboles de chaque face s'obtiennent par l'addition 2 par 2 des indices des faces voisines. En disposant les faces par ordre de grandeur de leur indice l. et en mettant l'indice K. de la série primaire = 1 on obtient :

I	II	I	I	III	II	III	I	II	III
(010)	(021)	(011)	(012)	(037)	(025)	(038)	(013)	(027)	(0.3.11)
I	II	I	I	I	I	I	I	I	I
(014)	(029)	(015)	(016)	(017)	(018)	(019)	(0.1.10)	(0.1.11)	

Ceci constitue une série continue, dans laquelle il faut pourtant remarquer l'absence de toute forme entre (011) et (012) qui sont toutes deux très communes.

Pour la **dolomie** les divers rhomboèdres connus avec certitude sont $4/19 R = (4.4.19)$, $2/5 R = (225)$, $4/7 R = (447)$, $8/11 R = (8.8.11)$, $4/5 R = (445)$, $R = (111)$, $4 R = (441)$, — $1/2 R = (11\bar{2})$, — $4/5 R = (44\bar{5})$, — $2 R = (22\bar{1})$ — $8 R = (88\bar{1})$. Les faces les plus fréquentes sont (111) (441) (225) (445) (221), qui peuvent être considérées comme appartenant à une série primaire dont les indices h et $K = 4$, soit (4.4.19) (4.4.10) (447) (444) (441) (442) (445) (448), et dans laquelle les indices diffèrent toujours de 3 d'une face à la suivante. Une série secondaire comprend les faces (8.8.11) et (881), tandis que (12.12.15) = (445) appartient à une série tertiaire. Abstraction faite de la lacune existant entre (4.4.19) et (4.4.10) la série est continue.

La **clinohumite** doit être considérée comme monoclinique, quoique $\beta = 90^\circ$, parce que certaines formes y prennent un développement hémihédrique. Les formes se répartissent ici de la façon suivante :

	I	I	I	I	I	II	I	I
1° zone [010] :	(109)	(107)	(105)	(103)	(101)	(200)	(101)	(103)
	I	I	I					
	(105)	(107)	(109)					
	I	I	I	II	I			
2° zone [100] :	(016)	(014)	(012)	(022)	(010)			
	I	I	I	I	I	II	I	I
3° zone [110] :	(119)	(117)	(115)	(113)	(111)	(220)	(111)	(113)
	I	I	I					
	(115)	(117)	(119)					
	I	I	I	I	IV	I	I	
4° zone [210] :	(1.2.13)	(129)	(125)	(121)	(480)	(123)	(127)	
	I	I						
	(1.2.11)	(1.2.15)						
5° zone [230] :	(323)	(321)	(329)					

Ces différentes zones sont presque continues et formées essentiellement par une série primaire. Dans les 3 premières le 3^e indice diminue régulièrement de 2, ce qui fait que les

mêmes faces se retrouvent du côté négatif et du côté positif, tandis que dans les 2 dernières, la diminution du 3^e indice étant chaque fois de 4, les faces alternent régulièrement des 2 côtés du cristal; de cette façon s'explique l'hémihédrie partielle du minéral.

Dans l'**antimonite** les zones les plus riches sont :

- 1° [100] : $\begin{matrix} \text{I} & \text{III} & \text{II} & \text{III} & \text{IV} & \text{I} & \text{III} & \text{III} & \text{I} \\ (001) & (013) & (012) & (023) & (034) & (011) & (043) & (053) & (021) \\ & \text{I} & \text{I} & \text{II} \\ & (031) & (041) & (092) \end{matrix}$
- 2° [001] : $\begin{matrix} \text{I} & \text{III} & \text{II} & \text{III} & \text{IV} & \text{I} & \text{III} & \text{II} & \text{III} \\ (100) & (310) & (210) & (320) & (430) & (110) & (340) & (230) & (350) \\ & \text{I} & \text{II} & \text{I} & \text{I} & \text{I} & \text{I} \\ & (120) & (250) & (130) & (140) & (150) & (160) & (170) \end{matrix}$
- 3° [30 $\bar{1}$] : $\begin{matrix} \text{I} & \text{I} & \text{I} & \text{I} & \text{I} & \text{I} \\ (103) & (113) & (123) & (133) & (143) & (153) \end{matrix}$
- 4° [30 $\bar{2}$] : $\begin{matrix} \text{I} & \text{III} & \text{I} & \text{I} & \text{I} & \text{I} & \text{I} & \text{I} & \text{I} \\ (203) & (629) & (213) & (223) & (233) & (243) & (253) & (263) & (273) \\ & \text{I} & \text{I} \\ & (283) & (2.12.3) \end{matrix}$
- 5° [10 $\bar{1}$] : $\begin{matrix} \text{I} & \text{I} & \text{I} & ? & \text{II} & ? & \text{I} & \text{II} \\ (303) & (313) & (323) & (4.3.4) & (656) & (878) & (333) & (676) \\ & \text{I} & \text{I} & \text{I} & \text{I} \\ & (343) & (353) & (363) & (393) \end{matrix}$

La première et surtout la seconde zone sont très continues et régulières; la troisième est formée seulement d'une série primaire et il en est à peu près de même de la quatrième. Dans la cinquième zone les faces (434) et (878) sont difficiles à expliquer et devraient peut-être être désignées par d'autres symboles.

On peut conclure des diverses observations de M. Baumhauer qu'à la base de toute zone il y a dans la règle une série primaire qui comprend des formes plus fréquentes; entre ces dernières s'intercalent avec une fréquence toujours moindre des faces secondaires, tertiaires, quaternaires et l'on obtient ainsi des séries dans lesquelles la fréquence est inverse de la complication du symbole et dans lesquelles chaque symbole s'obtient par addition 2 par 2 des indices correspondants des faces encadrantes. Les lacunes qui existent fréquemment et rendent les séries discontinues s'expli-

quent par le fait que des formes qui peuvent exister dans un minéral n'ont pas été observées.

Je me contente de citer ici un petit mémoire de M. CH. SORET, terminé quelques jours seulement avant la mort de son auteur et consacré à la **réfraction de la Tourmaline** et à ses anomalies, ce travail étant d'ordre plutôt physique que minéralogique (8).

Point de fusion des minéraux. J'ai rendu compte dans la Revue pour 1902 d'une série de recherches effectuées par M. A. BRUN sur le point de fusion d'un nombre important de minéraux. Dernièrement le même auteur (3) a publié une note complémentaire consacrée spécialement aux feldspaths, aux feldspathoïdes, puis au péridot et à la Wollastonite. Comme ses premières expériences étaient basées sur les montres fusibles de Seger, M. Brun a adopté, pour avoir un meilleur contrôle, une méthode calorimétrique en se servant du platine comme pyromètre. Cette méthode, décrite en détails par l'auteur a donné les résultats suivants :

Pour bien comprendre la fusion d'un cristal il faut distinguer le point de destruction du réseau cristallin qui ne coïncide pas toujours avec le point de liquéfaction, le point de liquéfaction du colloïde correspondant au cristal, la température à laquelle le colloïde commence à cristalliser, la température à laquelle les poudres se soudent en une masse compacte, qui tous sont différents.

Dans la règle un cristal est plus résistant aux agents chimiques, plus réfringent, plus lourd et plus dur que le colloïde correspondant ; de plus il fond à une température plus élevée. Il est essentiel de tenir compte de cette dernière différence, ce que n'a pas fait M. Vogt dans ses déterminations de points de fusion.

Pour l'**anorthite** l'auteur, après une série d'essais préliminaires, a opéré sur des échantillons de Miyake Idsu (Japon) qui sont relativement très purs et a obtenu comme point le plus probable de démolition du réseau cristallin 1490°.

Il a préparé ensuite par synthèse une masse cristalline d'anorthite théorique et a trouvé pour le point de destruction du réseau cristallin des valeurs oscillant entre 1544° et 1562°. Le verre correspondant a fondu déjà entre 1110° et 1083°, à 1210° il est devenu nettement cristallin (point labile), et à 1250° la cristallisation a pris une allure rapide. Il résulte

de ces mesures que c'est le point labile de l'anorthite que M. Vogt a désigné comme Erstarrungspunkt.

Pour l'albite le point de liquéfaction du cristal a été trouvé $= 1259^{\circ}$, celui du colloïde $= 1177^{\circ}$.

Pour l'orthose M. Brun a retrouvé les mêmes chiffres qu'il avait publiés antérieurement.

La leucite commence à se vitrifier superficiellement à 1430° , à 1470° elle se ramollit, à 1560° elle se vitrifie en émettant des bulles et à 1600° le verre est complet. Le colloïde correspondant se ramollit entre 1050° et 1150° .

Pour un cristal de périclase provenant du Dreiser Weiher et ayant la composition SiO_2 41.88, FeO 9.09 et MgO 49.50, M. Brun a trouvé le point soudable à 1350° et le point de fusion à 1710° .

Pour la Wollastonite, il faut noter la stabilité beaucoup moindre du réseau clinorhombique que celle du réseau hexagonal. Ainsi un cristal clinorhombique d'Auerbach s'est liquéfié à 1366° en un verre qui s'est transformé très vite en un réseau hexagonal; un cristal hexagonal de synthèse n'a fondu qu'à 1515° .

En somme, il résulte clairement de ces expériences que le point de destruction d'un cristal correspond dans la règle à une température supérieure à celle de la liquéfaction de son colloïde et aussi à celle à laquelle ce cristal peut se former par cristallisation de son verre.

Synthèse. En chauffant de la magnésite au four électrique MM. A. Le ROYER, A. BRUN et L. COLLET (6) ont obtenu de à côté d'une masse transparente de petits cristaux cubiques *périclase* (MgO).

Pétrographie.

En tête de ce chapitre, il convient de citer l'apparition de la première partie d'une étude générale des **schistes cristallins**, due à la plume de M. U. GRUBENMANN (9).

Après un rapide aperçu sur l'évolution des idées dans ce domaine spécial, l'auteur aborde la question de la matière primaire des schistes cristallins. Il montre d'un côté le passage graduel de sédiments détritiques francs à des roches de plus en plus métamorphisées et dans lesquelles l'origine clastique devient de moins en moins claire, d'un autre côté,

les relations qui existent entre certains schistes cristallins et les roches endogènes. Il y a donc certains schistes d'origine sédimentaire caractérisés d'une façon plus ou moins nette par leur stratification, par leur variabilité chimique, par la présence en eux d'éléments détritiques et exceptionnellement de fossiles. D'autre part, certains schistes sont des roches endogènes modifiées ; ils se reconnaissent alors par les formes qu'ils prennent et surtout par leur composition chimique qui est conforme aux mêmes règles que celle des roches endogènes.

A propos de cette seconde catégorie de schistes cristallins, l'auteur fait un exposé des idées modernes sur la cristallisation des divers éléments d'un magma fluide et sur les diverses influences qui y interviennent du fait de la température, de la pression, de la nature chimique du milieu et des affinités relatives des divers éléments chimiques entre eux, de l'action des minéralisateurs. Il définit ensuite au point de vue de leur origine les structures vitreuse, autallotriomorphe (= panallotriomorphe de Ramsay, = panidiomorphe de Rosenbusch), pegmatitique, granitique, ophitique, porphyrique, puis les textures massive, fluidale, poreuse. Enfin, il jette un coup d'œil rapide sur les phénomènes de ségrégation et de différenciation magmatique, sur le métamorphisme de contact et sur l'injection.

Le second chapitre est consacré au métamorphisme, dans lequel l'auteur fait intervenir d'abord un dissolvant, puis la chaleur et enfin la pression. Le dissolvant est fourni essentiellement par l'eau qui se trouve en quantité variable dans toutes les roches et dont l'action augmente très rapidement avec la température et la pression. La température agit en facilitant d'une façon générale les réactions chimiques et ses variations tendent à amener des modifications minéralogiques des roches, un exhaussement de température provoquant des réactions qui absorbent la chaleur, un abaissement provoquant au contraire des réactions qui abandonnent de la chaleur ; enfin, elle agira sur le degré de concentration des solutions et sur les phénomènes de diffusion. La pression augmente d'abord la solubilité ; elle favorise la formation des minéraux dont la naissance correspond à une diminution du volume général, c'est-à-dire ceux dont le poids spécifique est le plus élevé, et dont le volume moléculaire est plus petit que la somme des volumes moléculaires des oxydes constituants. Pour le reste, son action dépend beaucoup de la façon dont elle se manifeste ; si elle est hydrostatique, c'est-à-dire si elle

agit dans tous les sens avec la même force, comme cela doit être le cas dans les grandes profondeurs, les minéraux nouvellement formés s'associeront en une structure grossièrement grenue sans schistosité, et le métamorphisme se fera très lentement. Si la pression est unilatérale, permettant un mouvement de la masse, elle produira d'abord la cataclase, puis, les dissolvants intervenant, il y aura des transports de matière des parties plus comprimées aux parties relativement peu comprimées, en même temps qu'il se produira souvent des modifications minéralogiques; le grain de la roche pourra alors être considérablement réduit. Le dynamométamorphisme varie du reste assez notablement suivant que la masse comprimée flue dans un plan ou dans une direction. Enfin, il va sans dire que la nature primaire de la roche en voie de métamorphisme influe d'une façon fondamentale sur le résultat final, puisque d'une part la composition chimique du milieu ne se modifie pas ou presque pas et que, d'autre part, certains minéraux primaires résistent beaucoup mieux que d'autres à la destruction.

Le résultat final du métamorphisme doit donc être excessivement varié et c'est à l'étude de ses différentes formes qu'est consacré le troisième chapitre du livre de M. Grubenmann.

Le métamorphisme varie d'abord avec la profondeur, de laquelle dépendent la température et la pression et l'auteur distingue ainsi :

a) Une zone supérieure, dans laquelle la température est relativement peu élevée, tandis que la pression unilatérale est forte du fait des phénomènes orogéniques, et dans laquelle l'eau d'imprégnation est abondante. Les déformations mécaniques prendront ici un grand développement; le métamorphisme chimique donnera naissance à des minéraux riches en eau et à volume moléculaire relativement petit (séricite, chlorite, talc, hématite, albite, hornblende, etc.).

b) Une zone moyenne, où la température notablement plus élevée et la pression agissent toutes deux dans le sens d'une réduction de volume, et où la pression unilatérale prédomine sur la pression hydrostatique. Ici le métamorphisme chimique devient beaucoup plus important que la cataclase et les minéraux formés sont ceux dont le volume moléculaire est le plus petit avec une teneur en eau moyenne (mouscovite, microcline, micropérite, albite, oligoclase, biotite, zoïsite, épidote, hornblende, etc.). La structure est franchement cristalline, feuilletée ou fibreuse.

c) Une zone profonde, dans laquelle la température très élevée favorise la formation de minéraux à grand volume moléculaire et agit en sens inverse de la pression. Celle-ci est surtout une pression hydrostatique. L'eau d'imprégnation est en quantité relativement faible. Ainsi se forment surtout des minéraux anhydres et à volume moléculaire grand (orthose, différents plagioclases, biotite, augite, olivine, grenat, cordierite, magnétite, etc.). La structure est holocristalline et imparfaitement schisteuse.

L'auteur montre ici quelles sont les modifications subies par divers éléments minéralogiques en passant d'une zone à l'autre; ensuite, il suit la transformation d'un granite en gneiss granitoïde et en gneiss schisteux par suite de son passage à des zones toujours moins profondes, puis la transformation d'un diabase en un schiste vert, une amphibolite granatifère et finalement une éclogite par suite de son enfouissement progressif; enfin, le passage d'une argile à une phyllade, à un schiste séricitique, à un micaschiste et finalement à un gneiss.

Parmi les divers types de structures qu'on observe dans les schistes cristallins, M. Grubenmann distingue d'abord la *structure cristalloblastique*, dans laquelle les différents éléments minéralogiques se sont accrus par des apports successifs de substance autour de certains centres. Ici les éléments ne montrent généralement pas de formes cristallographiques nettes, tout au plus marquent-ils une tendance vers une forme déterminée. Du reste, il y a entre les minéraux de grandes différences à ce point de vue; les uns, qui sont dans la règle des minéraux à densité forte, montrent volontiers certaines formes cristallographiques, ils sont dits *idioblastes*; les autres sont mal cristallisés et prennent des formes quelconques, ce sont les minéraux *scénoblastes*; dans les premiers, les faces qui se développent habituellement sont celles qui correspondent à un plan de clivage. En somme, le caractère plus ou moins idioblaste des minéraux dépend de leur puissance de cristallisation qui paraît être en proportion inverse du volume moléculaire. Les gros éléments sont en général riches en inclusions; ils ne sont qu'exceptionnellement zonés. La structure est toujours holocristalline et le grain est en général plutôt grossier. Si tous les éléments d'un schiste s'accroissent avec la même rapidité, on parlera de structure *homéoblastique*; si certains d'entre eux s'augmentent plus rapidement que d'autres, on parlera de structure *hétéroblastique*.

Dans la structure homéoblastique, on peut distinguer le type *granoblastique* dans lequel les éléments sont en grains irréguliers sans orientation déterminée, le type *lépidoblastique* dans lequel les principaux éléments sont feuilletés et orientés parallèlement, le type *nématoblastique* dans lequel les éléments sont disposés en faisceaux de fibres enchevêtrés, le type *poikiloblastique* dans lequel de gros éléments scénoblastiques plus ou moins serrés sont séparés par un aggrégat de petits éléments idiomorphiques, le type *diablastique* dans lequel les éléments allongés en forme de prisme s'enchevêtrent les uns avec les autres à la façon des pegmatites.

La structure hétéroblastique présente dans la règle le type *porphyroblastique*, qui rappelle la structure porphyrique des roches endogènes avec de gros éléments porphyroblastiques et une masse beaucoup plus fine, grenue, feuilletée ou fibreuse.

A côté des schistes cristalloblastiques ou schistes cristallins proprement dits ayant subi une recristallisation complète, il existe de nombreuses formations dans lesquelles il reste des traces de la structure première; l'on aura ainsi des roches *blastogranitiques*, *blastophitiques*, *blastoporphyriques*, dérivées de roches endogènes, et des formations *blastopséphitiques*, *blastopsammitiques*, *blastopélitiques*, dérivées de sédiments détritiques.

Ces différents types de structure sont plus ou moins liés aux conditions de profondeur; dans la zone supérieure subsisteront le plus souvent des formations peu recristallisées, mais plus ou moins cataclastiques; dans la zone moyenne prédomineront déjà les vrais schistes cristalloblastiques de type lépidoblastique, nématoblastique, etc....; enfin dans la zone profonde les schistes habituels sont des schistes granoblastiques à grain grossier.

La texture des schistes cristallins est souvent encore influencée par la texture primaire; lorsque celle-ci a été complètement effacée par dynamométamorphisme, la texture définitive dépend de la pression subie.

Lorsqu'il s'agit de sédiments enfouis sous une couche toujours plus épaisse, la schistosité finale sera dans la règle parallèle à la stratification. Dans le cas, au contraire, de compressions orogéniques agissant tangentiellement, la schistosité finale sera à peu près verticale, coupant indifféremment les strates successives; nous aurons alors la schistosité transversale ou le clivage, qui résulte d'une recristallisation sous pression. La texture schisteuse devient fibreuse ou linéaire quand les éléments prismatiques ont une orientation parallèle,

ce qui peut provenir, soit d'une orientation parallèle primaire, soit surtout d'un fluement de la masse dans une seule direction. Elle devient lenticulaire quand les gros éléments durs se réunissent en des lentilles plus ou moins aplaties que moule un tissu feuilleté d'éléments moins durs. Elle passe à la texture massive par l'irrégularité toujours plus grande qui se manifeste dans l'orientation des composants.

Ces divers types de structure se répartissent comme suit avec la profondeur. Près de la surface, c'est la schistosité cataclastique qui doit se produire, puis vient la schistosité de recristallisation; enfin, dans la zone profonde, ce sont les textures massives qui tendent à prédominer.

Le dernier chapitre est consacré à une sorte d'essai de classification stratigraphique des schistes et montre la prédominance exclusive à la base du Cristallin du gneiss, auquel s'associe des masses laccolithiques de granite, puis la diminution progressive du gneiss dans l'Archéen supérieur ou l'Algonkien et l'apparition toujours plus abondante de schistes d'origine nettement sédimentaire. La limite supérieure des schistes cristallins est du reste excessivement variable, puisqu'elle dépend de la date des derniers grands plissements.

M. C. SCHMIDT a dirigé pendant ces dernières années, pour le compte du Comptoir minéralogique et géologique suisse à Genève, le collectionnement des roches les plus typiques de la Suisse, dans le but de créer cinquante séries identiques devant servir à l'enseignement. Ces roches, sédimentaires, éruptives et cristallophylliennes, sont classées d'après la légende stratigraphique de la carte géologique au 1 : 100 000.

Les collections ainsi formées comprennent 276 échantillons, dont M. Schmidt a l'intention de donner une description complète. En attendant, il vient de publier une courte notice explicative, qui comprend une liste des principales publications pétrographiques concernant la Suisse et l'indication de tous les specimens réunis avec leur origine exacte (14).

Dans une conférence consacrée aux *Schistes cristallins des Alpes occidentales*, faite au Congrès géologique à Vienne (1903), M. P. TERMIER (15) commence par rappeler que les roches cristallophylliennes de ces régions comprennent trois grands complexes métamorphiques d'âge différent. Le plus ancien, antérieur au Houiller, forme la chaîne de Belledonne, le massif du mont Blanc, le soubassement cristallin des Alpes bernoises; il existe en un mot dans la première zone alpine de Lory. Le second correspond au Houiller et au

Permien et passe latéralement à des roches nettement détritiques ; c'est à lui qu'appartiennent les schistes de la Vanoise, les schistes de Casanna, les micaschistes et les gneiss du Grand Paradis, du mont Rose, d'Antigorio, du Tessin, etc.... Enfin, le troisième complexe, est celui des schistes lustrés dans lequel sont inclus probablement des dépôts s'étendant du Trias à l'Eocène.

Le complexe ancien est formé surtout de micaschistes à mica blanc et de chloritoschistes auxquels s'associent en grande quantité des gneiss ordinaires, en proportion beaucoup plus faible des amphibolites, des pyroxéniques, des gneiss basiques, et dans lesquels s'intercalent exceptionnellement des schistes carburés et des conglomérats. Il renferme des amas nombreux de granites, de syénites, de gabbros ou de peridotites.

Le second complexe varie assez notablement suivant les profils transversaux à la direction de sa zone d'affleurement ; sur la bordure extérieure de celle-ci, les schistes passent à des sédiments ordinaires ; puis, vers l'intérieur, le métamorphisme augmente et le type micaschiste s'établit ; ensuite, par accroissement progressif de la feldspathisation, c'est le type gneiss qui prédomine presque exclusivement, ainsi au Grand Paradis, au mont Rose, au Simplon, au Tessin. Dans cette série permo-houillère, les roches d'intrusion font défaut, sauf dans les environs d'Ivrée, de la vallée du Chisone et du Val Saravanche.

Dans la série des schistes lustrés, ce sont des calcschistes complètement recristallisés qui prédominent ; ils sont fréquemment accompagnés de micaschistes francs, quelquefois de calcaires peu métamorphisés. A ces sédiments se mêlent les *roches vertes* qui comprennent d'abord des gabbros et des péridotites peu modifiés, puis des roches dérivées de ceux-ci, serpentines, variolites, ovarolites, etc.... Les micaschistes, les chloritoschistes, les schistes amphiboliques, qui s'intercalent fréquemment dans les calcschistes, doivent être considérés comme des sédiments métamorphisés qu'il ne faut pas confondre avec les roches vertes. Par contre, il faut remarquer que les pyroxénites, les cornéennes et les gneiss n'existent que là où se trouvent des amas de gabbro ou de péridotite. Le Trias moyen et inférieur, qui supporte les schistes lustrés, n'est pour ainsi dire pas métamorphisé vers l'extérieur de la zone, tandis qu'il devient de plus en plus métamorphique vers l'intérieur ; il devient même parfois méconnaissable, formé de gneiss, de micaschistes et de dolomies saccharoïdes

riches en minéraux variés; alors la limite entre les complexes moyen et supérieur devient indistincte.

Il est du reste hors de doute que, tandis que la première série cristallophyllienne existait dans le même état de métamorphisme qu'aujourd'hui avant les plissements alpins, les deux dernières séries doivent leur métamorphisme à une seule et même succession de phénomènes qui est en relation étroite avec le soulèvement des Alpes. Cette relation n'est du reste pas, dans la pensée de l'auteur, ce que beaucoup pensent, et le métamorphisme ne doit en aucune façon être considéré comme du dynamométamorphisme, dont M. Termier nie absolument la possibilité; c'est un métamorphisme local né au sein du grand géosynclinal dans lequel se sont développés les plis alpins; ainsi s'explique que, plus on s'éloigne des régions axiales de cette zone affaissée, plus le métamorphisme diminue d'intensité.

Ce métamorphisme régional a dû agir de la même façon, mais à une autre époque sur les schistes de la première série, et l'on peut admettre d'une façon générale qu'il a produit des effets semblables dans toutes les chaînes et à tous les âges, transformant les sédiments de périodes très différentes en termes pétrographiques pour ainsi dire identiques. Il ne doit pas être considéré comme la conséquence d'une intrusion de roches massives; celle-ci donne lieu à des effets nettement distincts et facilement reconnaissables, ainsi par exemple dans les auréoles de gneiss basiques et d'amphibolites qui entourent les gabbros de la série anté-houillère comme de la série des schistes lustrés. Enfin ce métamorphisme régional a pris dans les divers terrains affectés une extension très variable, qui reste difficile à expliquer.

La cause de ce métamorphisme paraît à M. Termier être d'abord un enfouissement des assises à une grande profondeur, ensuite un apport particulièrement abondant d'alcalis et de magnésie effectué par des colonnes filtrantes montant du fond du géosynclinal.

M. FR. WEBER (6) a entrepris l'étude détaillée de la zone des **roches syénitiques**, qui forment entre le bassin de la Reuss et celui du Rhin le massif du Piz Giuf, et se continue d'un côté jusque dans le haut Rienthal, de l'autre par le Krüzlipass jusque dans le versant N. du Piz Aul. La syénite normale est une roche verte, plus ou moins foncée d'aspect porphyroïde avec des cristaux macroscopiques d'orthose blanche et d'une hornblende verte à laquelle s'associe en

quantité très variable un mica verdâtre qui en est certainement dérivé. La roche contient, en outre, de petits cristaux de plagioclase, de l'épidote et de la titanite.

Sous le microscope les cristaux d'orthose se révèlent en réalité comme formés par des associations microperthitiques de microcline et d'albite passant latéralement à l'orthose. Les cristaux ont des contours irréguliers; ils sont généralement entourés par une auréole de petits individus d'albite qui forment souvent avec le quartz des enchevêtrements micropegmatitiques; parfois l'albite est remplacée par de l'oligoclase, beaucoup plus rarement par de l'andésine. Les inclusions contenues dans ces gros cristaux d'orthose-microperthite appartiennent au rutile, au zircon, à l'apatite, à la titanite, à l'orthite, à la hornblende, à l'oligoclase-albite, au quartz.

Les cristaux plus petits de feldspath, qui forment la pâte, se répartissent avec des proportions très variables de la façon suivante: plagioclases compris entre l'albite et l'oligoclase très fréquents, plagioclases compris entre l'oligoclase et l'andésine beaucoup plus rares, microcline, orthose, microperthite. Les plagioclases sont fortement décomposés et l'on pourrait admettre qu'ils dérivent de plagioclases calciques, la chaux des minéraux primaires ayant contribué à la formation d'une série de minéraux secondaires.

Le quartz est en général très peu abondant. La hornblende est toujours la hornblende commune; ses cristaux ne sont qu'exceptionnellement idiomorphes; ils montrent une inhomogénéité en général très marquée, qui doit s'expliquer par un appauvrissement tantôt graduel, tantôt brusque en oxydes de fer spécialement en FeO . Les mâcles selon (100) sont fréquentes et l'on trouve de nombreuses associations parallèles avec la biotite selon les faces des prismes. Les inclusions les plus fréquentes sont l'apatite, la titanite, la biotite, le zircon, l'orthite.

La biotite est en grande partie verte ou jaunâtre, en petite partie brun-rougeâtre; elle est souvent entourée par des auréoles d'épidote et contient à peu près les mêmes inclusions que la hornblende; elle se décompose en un minéral chloriteux vert-pâle. La biotite verte, qui est seule associée à la hornblende doit être considérée comme un produit secondaire dérivé de celle-ci sous l'effet d'un dynamométamorphisme puissant; l'on peut suivre, en effet, le passage graduel de la hornblende à de véritables pseudomorphoses de biotite, et les associations de hornblende et de biotite, signalées plus haut,

doivent être considérées comme des stades plus ou moins avancés dans cette transformation.

L'orthite, qui existe en quantité variable dans toutes les coupes, apparaît en cristaux généralement petits et imparfaitement formés, plus ou moins polychroïques, bruns foncés à jaunes clairs, presque toujours entourés d'une auréole d'épidote secondaire mêlé à du quartz. L'orthite se trouve fréquemment comme inclusions dans les hornblendes et les biotites et s'associe volontiers à l'apatite et à la titanite.

La titanite est également un minéral accessoire à peu près constant de la syénite, où elle se trouve en général dans l'intérieur des cristaux de hornblende et de biotite sous forme d'éléments bien cristallisés, parfois corrodés, faiblement polychroïques, bruns, souvent mâclés suivant (110) et ($\bar{1}\bar{1}0$). L'apatite, toujours abondante aussi, existe en petits cristaux arrondis à l'intérieur de tous les minéraux postérieurement formés ; ses cristaux sont très riches en inclusions liquides, parfois ils sont colorés en brun-rouge ou violacé par un pigment polychroïque, qui est très probablement de l'oxyde de manganèse. Le zircon forme des inclusions moins abondantes et surtout moins constantes dans les minéraux basiques.

La structure de la syénite est hypidiomorphe-grenue avec un aspect phorphyroïde, les gros cristaux de feldspath potassique s'étant formés les derniers. La texture parallèle que la roche prend fréquemment a dû, vu l'absence de cataclase, être créée avant la consolidation complète du magma sous l'effet d'une compression, qui a probablement joué aussi son rôle dans la formation de la structure caractéristique des grands feldspaths potassiques. Les nombreuses transformations minéralogiques que la roche a subies doivent être dues à des compressions postérieures à la consolidation et à l'intervention de l'eau agissant à de grandes profondeurs, par conséquent à une température élevée et sous une forte pression. Enfin, il est hors de doute que la roche a été postérieurement encore modifiée par place par des efforts orogéniques agissant à des profondeurs moindres et qu'il s'est formé ainsi des zones de broyage, des structures cataclastiques locales, etc.

L'analyse d'un échantillon typique a donné : SiO_2 59.58, TiO_2 0.77, Al_2O_3 14.45, Fe_2O_3 1.52, FeO 3.09, CaO 4.74, MgO 4.19, K_2O 7.54, Na_2O 2.69, P_2O_5 0.51, CO_2 0.11, H_2O 0.50, ce qui donnerait pour la composition minéralogique les proportions suivantes : microcline-microperthite 50, oligoclase-albite 10, orthose et microcline 7, quartz 5, horn-

blende 15, biotite 10, apatite, titanite et orthite 3. Cette roche est ainsi très voisine de la syénite typique du Plauenscher Grund, avec une acidité un peu plus forte; on peut la considérer comme une syénite potassique faiblement quartzifère.

A côté de la forme-type, la syénite du Piz Giuf montre d'assez nombreuses variations tant au point de vue de la composition qu'à celui de la structure ou de la texture. Ainsi sur la bordure méridionale du massif syénitique, entre le Giuffirn et le pied du Kleiner Mutsch, se montre une syénite de structure granitique à grain moyen ou fin et de couleur claire, caractérisée par la proportion relativement très forte de feldspath et par la quantité importante du quartz (10 à 15 %), qu'il faut considérer ou bien comme une ségrégation de bordure acide du magma syénitique, ou bien peut-être comme le produit d'injections aplitiques ou pegmatitiques dans la syénite. La texture parallèle est ici très nette; en outre un clivage avec forte cataclase et développement important de minéraux secondaires indique l'intervention d'un dynamométamorphisme violent. Des roches analogues existent à l'E du Krüzlipass, près de Müllersmatt et dans le Fellithal.

D'autre part, on trouve sur la bordure septentrionale, dans la paroi du Schattig-Wichel, une variété basique, de couleur foncée, porphyroïde, avec un grain grossier. Dans la pâte, l'albite et l'oligoclase prédominent sur le feldspath potassique et le quartz est très rare. La biotite, représentée presque exclusivement par la variété brune, est aussi abondante que la hornblende. Cette roche contient de nombreuses ségrégations basiques formées essentiellement de hornblende, de biotite et de titanite avec une très forte proportion de zircon, d'apatite et d'orthite. L'auteur discute ici en détail la question des auréoles biréfringentes qui se développent dans l'intérieur des cristaux de biotite ou de hornblende, autour des inclusions de zircon et surtout d'orthite, et qui sont particulièrement nettes dans ces ségrégations basiques. Il considère ce phénomène comme dû à un passage du Fe_2O_3 , et du Zr_2O_3 dans le cas du zircon, de l'inclusion dans le minéral encaissant, sans trancher la question de savoir si cette réaction est primaire ou secondaire.

Par places, la syénite prend un aspect rubanné par suite de la concentration suivant certaines zones de la hornblende et du plagioclase, tandis que suivant d'autres zones la microcline-microperthite et la biotite deviennent les éléments pré-

dominants et que le quartz se trouve en quantité relativement grande.

La structure de la syénite varie en ce sens qu'à côté du type porphyroïde, on trouve un type granitique grossier, qui est bien développé au milieu du massif sur le versant NW du Kleiner Mutsch, et un type granitique microgrenu, riche en hornblende, en biotite et en plagioclase, qui affleure à la Rienthallücke. La texture est massive dans les variétés granitoïdes à gros grains et dans plusieurs variétés porphyroïdes; à partir du type massif, on peut suivre une transformation progressive de la roche dans le sens d'une schistosité toujours plus prononcée. Celle-ci est due à la formation d'éléments secondaires de plus en plus abondants (séricite, biotite, épidote, quartz) qui se disposent en lamelles parallèles; elle a été causée par une pression se faisant sentir à une profondeur relativement grande, car les cataclases sont en somme peu importantes, tandis que l'action de l'eau d'imprégnation est prépondérante. L'on arrive ainsi à des gneiss syénitiques et, finalement, à de véritables gneiss à biotite.

Les roches filonniennes qui traversent la syénite et qui dérivent incontestablement du même magma profond se répartissent comme d'habitude en roches mélanocrates et leuocrates.

Les filons mélanocrates sont abondants soit dans la syénite, soit dans son voisinage immédiat; leur épaisseur varie entre 10 cm. et 3 m., leur forme est simple, sans ramifications, et leur position presque verticale. Ils devaient être constitués à l'état primaire de spessartites et de kersantites, mais ces roches ont subi une transformation complète et ont pris l'aspect de schistes verdâtres riches en biotite et en épidote, ce qui fait qu'elles ont été faussement interprétées jusqu'ici. D'après un échantillon relativement très frais provenant de la paroi du Rother Wichel, l'auteur définit les **Spessartites** comme suit :

La roche est constituée par une pâte verdâtre enveloppant des macro-cristaux de hornblende disposés tantôt irrégulièrement, tantôt fluidalement. Les cristaux de hornblende montrent très souvent un squelette formé de hornblende brune complété par de la hornblende beaucoup plus claire, ce qui doit s'expliquer par une diminution brusque de la teneur du magma en oxyde de fer; en outre, les cristaux ont souvent été corrodés, puis recomplétés par de la hornblende claire. La biotite primaire est très peu abondante; par contre, on

trouve en grande quantité de la biotite secondaire, qui offre avec la hornblende les mêmes relations que dans la syénite. Les minéraux accessoires sont la titanite et l'épidote, ce dernier formant par places des associations rayonnées, sphériques. Quelques cristaux de quartz paraissent être primaires et authigènes. La pâte est constituée par un agrégat microgrenu, granophyrique par places, de feldspath et de quartz, qui contient des aiguilles de hornblende, des grains de titanite et de l'épidote en tous petits éléments.

Par sa composition chimique, comme du reste par sa structure, cette roche se rapproche des Spessartites avec une teneur un peu plus forte en silice; elle a un caractère plutôt plus dioritique que syénitique et montre déjà une analogie incontestable avec les types basiques de la série neutre, les porphyrites et les andésites.

L'effet du métamorphisme sur cette roche consiste avant tout dans le passage de la hornblende à la biotite, puis dans la formation toujours plus abondante d'épidote, de séricite, de quartz, etc.

L'auteur décrit ensuite comme diorite-porphyre une roche filonienne riche en macrocristaux de feldspath qui affleure sur l'éperon S du Hälsistock. La hornblende est ici en grande partie transformée en biotite ou même en chlorite; elle montre des associations curieuses avec la titanite.

Pour les **Kersantites**, M. Weber a pris comme types plusieurs échantillons cassés dans un filon qui coupe la syénite au-dessous du sommet septentrional du Giufstöckli. La roche est grise-brunâtre, à grain très fin, avec par places des macrocristaux d'orthose et de plagioclase. L'orthose est en cristaux prismatiques allongés suivant la zone des clinodomes; les plagioclases sont tabulaires suivant M, et appartiennent à l'andésine. La pâte est formée essentiellement par des bâtonnets maclés d'andésine, auxquels se mêlent quelques cristaux d'orthose, et entre lesquels s'intercalent des lamelles postérieurement constituées de biotite brune, de sorte que la structure rappelle la structure ophitique des diabases. Les minéraux accessoires sont l'apatite, la titanite, l'épidote, la magnétite (rare), le quartz. Cette roche rappelle en somme les Kersantites du Spessart et du Plauenscher Grund. La composition chimique est la suivante: SiO_2 57.97, TiO_2 1.08, Al_2O_3 17.35, Fe_2O_3 6.17, FeO 1.74, CaO 4.74, MgO 4.00, K_2O 3.67, Na_2O 2.11, P_2O_5 0.17; elle correspond plutôt à

un magma dioritique avec pourtant une proportion de K_2O : Na_2O qui rappelle le magma syénitique.

À certains endroits, la Kersantite devient schisteuse et très riche en séricite et peut devenir difficile à distinguer des schistes à biotite. Elle semble du reste ne former que peu de filons.

Les roches filoniennes leucocrates comprennent d'une part des granite-porphyles, de l'autre des aplites, ces deux termes étant reliés par des types de passage.

Les **granite-porphyles** forment plusieurs filons dans les environs de Müllersmatt (Etlzlihal), entre Müllersmatt et le Kreuzlipass et vers l'extrémité supérieure du Val Giuf. Ces roches sont grisâtres ; les macrocristaux comprennent d'une part des andésines de forme tabulaire, de l'autre de petites lamelles de biotite associées en agrégats. La pâte est en partie sphérolithique, en partie granophyrique, et se compose essentiellement de quartz, d'orthose, d'oligoclase et de biotite. La composition chimique est nettement acide avec 71.25 % de silice, 13.67 % d'alumine, 2.41 % de chaux, 4.13 % de potasse, 4.22 % de soude.

Les granite-porphyles montrent du reste des variations soit primaires, soit secondaires ; ainsi la pâte peut devenir un peu plus grossière et passer au type microgranitique, d'autre part il peut se mêler aux macrocristaux d'andésine des orthoses, enfin la roche prend souvent par dynamométamorphisme une texture schisteuse.

La plupart des filons qui traversent la syénite et les schistes encaissants sont formés d'**aplite**. Les filons aplitiques sont d'épaisseur très variable et se ramifient infiniment, de façon à former dans certaines régions de la syénite un réseau très serré.

Sous le microscope ces aplites apparaissent sous la forme d'un mélange de quartz et de feldspath, dans lequel sont semées des lamelles plus ou moins chloritisées de biotite, des grains de titanite, et de petits amas d'épidote. Le quartz est allotriomorphe, l'orthose est à peu près aussi abondante que les plagioclases ; ceux-ci sont d'une part des albites franches ou passant à l'oligoclase, de l'autre des andésines basiques. À côté des orthoses on trouve de nombreuses plages de microcline et de microperthite. La structure est panallotriomorphe. La composition chimique est très acide avec 73.33 % de silice, 15.90 % d'alumine, 0.70 % de chaux, 4.83 % de potasse, 4.36 % de soude.

A côté des aplites typiques l'auteur signale des aplites à hornblende, des aplites riches en biotite, des aplites à mouscovite et à grenat, des aplites passant aux pegmatites.

Les relations qui existent entre les filons aplitiques et les filons lamprophyriques montrent clairement que les premiers sont plus récents que les seconds.

Le fait que toutes les roches filonniennes du massif syénitique du Piz Giuf dérivent du même magma fondamental que la syénite ne peut faire aucun doute ; ce magma devait être celui d'une syénite quartzifère, plus riche en plagioclase, et plus pauvre en microcline, en hornblende et en biotite que la syénite typique de la région, avec à peu près la composition chimique suivante : SiO_2 66.7, Al_2O_3 15.9, Fe_2O_3 2.7, FeO 0.6, CaO 4.1, MgO 2.8, K_2O 3.6, Na_2O 3.6.

L'auteur discute ici longuement les lois qui règlent la différenciation des magmas ; il montre en particulier que, conformément à l'opinion de Milch, le groupe des malchites et des luciites, auquel appartiennent les Spessartites et les Kersantites du Piz Giuf, sont des différenciations basiques de magmas granito-dioritiques, et non des différenciations acides de magma diorito-gabbroïdes ; il fait remarquer d'autre part qu'entre les diverses roches filonniennes du Piz Giuf il n'y a plus de véritable consanguinité, mais que soit le rapport de la soude à la potasse, soit les quantités proportionnelles des métaux bivalents et monovalents varient notablement, ce qui s'explique du reste par le degré élevé de la différenciation dans les termes extrêmes.

Le massif syénitique du Piz Giuf contient de nombreuses intercalations de schistes cristallins, qui représentent incontestablement des formations sédimentaires métamorphiques et qui correspondent à des plis synclinaux pincés et partiellement résorbés.

Entre la terrasse de Auf den Feden (Fellitthal) et le Kleiner Mutsch on voit en alternance avec des bancs de syénite un **gneiss** très riche en biotite, ayant subi par places une forte injection aplitique. La biotite est rouge brunâtre, entourée de rutile et d'épidote ; les feldspaths sont en grains plus ou moins arrondis et comprennent de l'oligoclase qui prédomine, de l'orthose, et de l'andésine en faible quantité ; le quartz est presque aussi abondant que le feldspath. D'après l'analyse chimique on peut calculer la proportion des divers éléments comme suit : Biotite 25 %, oligoclase 25 %, orthose 12 %, quartz 38 %. A cause de sa très grande richesse en silice, de son excès d'alumine et de la quantité relativement

trop forte de magnésie ce gneiss ne peut être une roche intrusive métamorphisée et doit être considéré comme un paragneiss, dérivé d'un grès granitique.

La roche présente du reste quelques variations. Malgré la rareté des phénomènes de métamorphisme de contact on peut admettre que ces bancs de gneiss représentent des lambeaux empâtés dans la syénite, d'autant plus que dans certaines coupes le métamorphisme de contact est évident; à certains endroits on suit même une sorte de passage du gneiss à la syénite par pénétration dans le premier d'éléments caractéristiques de la seconde, en particulier de la hornblende.

A ces gneiss à biotite s'associe un second type de gneiss, qui a l'aspect foncé et paraît formé essentiellement de biotite et de mouscovite enveloppant des nids de quartz ou de feldspath. L'orthose et le microcline semblent être en quantité à peu près équivalente à celle de l'albite-oligoclase et de l'andésine. Le quartz assez peu abondant remplit les intervalles entre les feuillet micacés; la biotite est en partie chloritisée. Le grenat et la clinozoïsité sont abondants. La composition minéralogique déduite de l'analyse chimique est à peu près : Mouscovite 36 %, biotite 24 %, chlorite 12 %, feldspath 20 %, quartz 8 %. Cette roche doit être considérée aussi comme un paragneiss avec un fort excès d'alumine.

Enfin l'on trouve encore intercalés dans la syénite quelques bancs de **schistes amphiboliques**.

Parmi les schistes encaissants on retrouve sensiblement les mêmes que parmi les enclaves contenues dans le massif syénitique. Les principaux types sont :

1° Un schiste à biotite, formé en grande partie par des lamelles de mica verdâtre au milieu desquelles s'intercalent des amas de titanite et d'épidote et des cristaux de pyrite partiellement transformés en hématite ou en limonite. Le quartz, l'orthose et l'albite forment de nombreux lits entre les couches de mica. Cette roche affleure au N du sommet du Brichplanggenstock.

2° Un schiste analogue mais contenant en abondance de la séricite-mouscovite, qui affleure à la Federlücke et à la Crispaltlücke.

3° Un gneiss chloriteux avec mouscovite, contenant en quantité variable du grenat, de la tourmaline et de la magnétite, qui existe à la Klein Mutsch-Lücke et à la Nerlücke.

4° Un schiste amphibolique formé de lits alternants de feldspath et de hornblende, à laquelle s'associe souvent de la

biotite. La hornblende est verte et fortement polychroïque; elle montre généralement (110) plus rarement (010) et (100). Le feldspath est un labrador entouré d'une étroite ceinture d'oligoclase. Le quartz se trouve en quantité très variable en grains allongés suivant le plan de clivage. La magnétite est abondante. Cette roche affleure à la Klein Mutsch-Lücke.

5° Une roche calco-siliceuse qui existe au Krüzlipass, est formée en proportion variable de grenat, de quartz, d'augite et d'épidote avec par places un peu d'albite, et qui contient de nombreux nids et veines d'un marbre rosé finement cristallisé. Il est probable qu'on a affaire ici à un dépôt marneux métamorphisé.

Le massif syénitique du Piz Giuf, spécialement dans sa partie la plus large, est très riche en gîtes minéraux, dans lesquels on récolte surtout des quartz fumés, des adulaires, des zéolithes et particulièrement des zéolithes calciques (Scolézite, Laumontite, desmine, Heulandite, Faujasite). Il est intéressant de constater ici l'existence dans un massif intrusif de la Faujasite, qui n'était connue encore que dans des roches d'épanchement. L'on a trouvé d'autre part des agrégats de Prehnite, de la Milarite, de la calcite, de l'apatite, de la titanite, de l'épidote, de la byssolithe, de la chlorite, de la pyrite. Parmi les trouvailles intéressantes il faut signaler des galènes associées à de la Wulfenite et de grands cristaux de Scheelite.

Après cette étude lithologique de la syénite du Piz Giuf et de ses dérivés filonniens, M. Weber aborde la question des relations de ce massif intrusif avec d'autres massifs intrusifs voisins. En effet la syénite est encadrée entre 2 zones granitiques qui la bordent au N et au S. En outre au S de la zone syénitique principale on trouve, au milieu des roches de la zone granitique méridionale, auxquelles elle est étroitement associée, une bande de syénite toute semblable à la syénite du Piz Giuf avec cette seule différence qu'elle a un grain plus grossier et une structure un peu plus porphyroïde. Cette zone intéressante s'étend depuis le Lautersee au N de l'Oberalp par la Fellilücke et le Val Val jusqu'au Val Giuf.

Le granite de la zone méridionale est gris, à grain moyen ou fin avec de grands cristaux de microcline-microperthite et des cristaux plus petits de microcline, d'orthose et d'oligoclase. Les gros individus de microperthite sont riches en inclusions de plagioclase, de quartz, de biotite et d'orthite. La biotite est brune mais souvent en partie chloritisée. Le quartz est abondant. La titanite, l'orthite, l'apatite, le zircon, repré-

sentent les minéraux accessoires. La structure est granitique porphyroïde et la texture tantôt massive, tantôt schisteuse par dynamométamorphisme.

Dans le granite s'intercalent outre la bande de syénite dont il vient d'être question, des lentilles et des traînées de la même roche, qui diffèrent de la syénite du Piz Giuf seulement par une structure plus franchement granitique et par l'absence de gros cristaux de microcline-microperthite. Il est probable que ces traînées représentent des parties anciennement consolidées du magma syénitique avant sa différenciation, englobées postérieurement dans le granite.

Le granite est d'autre part traversé par un nombre important de filons appartenant à des types de roches divers : diorites, diorite-porphyrites, Spessartites, Kersantites, granite-porphyrés, aplites, pegmatites.

Tandis que le massif granitique méridional s'élargit de l'W à l'E, le massif granitique septentrional subit dans la même direction un rétrécissement ; ce dernier comprend en outre un type de roche un peu plus acide et plus franchement granitique. La structure de la roche est partout eugranitique sauf dans le voisinage du massif syénitique, où elle devient porphyroïde. La texture est massive ou schisteuse suivant les points et l'auteur distingue les principaux types suivants :

a) Granites massifs, à grain généralement moyen, riches en quartz, en orthose et en microperthite, relativement pauvres en oligoclase et en biotite. La quantité de ces deux derniers minéraux peut pourtant augmenter beaucoup, au point que les plagioclases deviennent prédominants et que la roche passe à un type dioritique.

b) Granite-gneiss dans lesquels les feldspaths potassiques prédominent fortement sur les plagioclases, qui n'apparaissent guère que sous forme d'associations microperthitiques ou fibreuses avec les premiers. La biotite avec de la mouscovite, de la séricite, de la clinozoïte, etc., forme des lamelles onduleuses enveloppant des lentilles de quartz et de feldspath cataclastiques. L'apatite, le zircon et l'orthite sont les principaux éléments accessoires.

c) Granite-gneiss porphyroïdes, prenant la forme de gneiss ocellés avec de gros cristaux de feldspaths potassiques (microperthite) souvent entourés de quartz et enveloppés par des lamelles de biotite et de séricite. Dans la pâte, l'oligoclase est prédominant, et la microperthite est plus abondante que

l'orthose et le microcline. L'orthite paraît être toujours assez abondante.

Les roches filonniennes sont ici localisées aux abords de la syénite, et appartiennent aux mêmes types que dans la zone méridionale.

Pour finir, M. Weber établit une comparaison entre le massif intrusif granitique-syénitique du Piz Giuf et les autres formations analogues du massif de l'Aar, ainsi le granite du Puntaiglas avec ses traînées syénitiques, les granite-gneiss de la région de Göschenen avec les filons fortement métamorphisés qui les accompagnent, les gneiss à amphibole de Siedelen sur la route de la Furka et de Zumdorf dans le Gross-thal et les amphibolites de la zone gneissique méridionale du massif de l'Aar occidental, les granite-gneiss du Grimsel, etc.... Ces diverses formations appartiennent d'après l'auteur à un seul et même complexe intrusif diversément différencié. Tandis que dans l'E. du massif de l'Aar, l'ensemble des roches se rapportent à un magma syénitique franc, dans l'W. il faudrait admettre un magma de syénite quartzifère, et dans le centre un magma syénitique-granitique. Transversalement les roches relativement acides sont concentrées dans les régions axiales, tandis que les roches plus basiques leur forment une bordure au S. et au N.

La succession dans les intrusions diverses paraît devoir être définie comme suit : la première phase a été marquée par la montée des syénites, puis sont venus les granites qui ont englobé les syénites, enfin sont apparues les roches filonniennes dans l'ordre suivant : d'abord les kersantites et les granite-porphyles, puis les spessartites et les aplites. L'intrusion s'est faite conjointement avec un plissement des schistes encaissants qui sont donc incontestablement plus anciens, et ce plissement doit rentrer très probablement dans la période carboniférienne, les quartzporphyres de la Windgälle qui sont d'âge carboniférien devant représenter les roches d'épanchement correspondant aux granite-porphyles des massifs d'intrusion.

On peut donc admettre qu'avant la période carboniférienne un premier plissement provoqua la montée dans un voussoir des schistes cristallins d'un magma diorito-granitique ; celui-ci se différença bientôt en un noyau granitique et deux bordures syénitiques qui se consolidèrent sous pression. Ensuite, pendant la période carboniférienne et sous l'effort d'un nouveau plissement, se produisit la montée de masses granitiques

acides au centre, de masses dioritiques, gabbroïdes, etc... latéralement; ces roches se consolidèrent sous pression et subirent toutes une protoclaste plus ou moins accentuée. Puis se formèrent les filons, d'abord ceux remplis par les types peu différenciés, puis par les types plus différenciés.

Alpes grisonnes. — M. U. GRUBENMANN (11) a profité du forage d'un tunnel destiné à amener les eaux de la Clemgia aux forces motrices de Schuls (Basse-Engadine) pour récolter quelques spécimens des roches basiques qui sont intercalées dans les schistes métamorphiques du versant droit de la vallée. Ces échantillons appartiennent aux types suivants :

1° Un gabbro saussuritisé à grain moyen ou fin, constitué essentiellement par des associations feutrées d'aiguilles de zoïsite et de grains d'épidote, et par une biotite en grande partie chloritisée. L'ilménite est abondante; le quartz se rencontre en petite quantité. L'analyse a révélé une composition, correspondant à celle d'un gabbro tendant vers les diorites ou les syénites augitiques.

2° Un gabbro de facies pegmatitique qui forme des filons de 20 à 30 cm. La roche est constituée par de grands cristaux d'andésine plus ou moins saussuritisée, par de grandes lamelles de biotite en quantité très variable et par du quartz qui apparaît tantôt en amas de petits grains, tantôt lié au feldspath en associations pegmatitiques. La composition se rapproche de celle du type précédent avec une teneur un peu plus forte en alumine et en alcalis, un peu plus faible en fer et en magnésie.

3° Une amphibolite à biotite, qui forme des filons intercalés entre ceux du gabbro précédent, et qui passe latéralement à de la serpentine. L'élément essentiel est une amphibole verte-grisâtre, peu polychroïque, à laquelle s'associe une biotite brune en petites lamelles irrégulières. La pyrite et la magnétite forment des cristaux macroscopiques inégalement répartis. Cette roche semble dériver du magma gabbroïde, dont elle se distingue par une basicité plus accusée, par la réduction marquée de l'alumine et la disparition presque complète des alcalis, et par la teneur très forte en magnésie.

M. U. GRUBENMANN (10) a, d'autre part, en se basant plus spécialement sur quelques **pegmatites de la Basse-Engadine**, repris la question de l'origine de cette catégorie de roches, que les uns attribuent exclusivement à une action pneumatolytique, c'est-à-dire à la pénétration de minéralisateurs

dans une roche plus froide et à la cristallisation par abaissement de température, tandis que d'autres y voient le résultat de la consolidation dans les fissures d'une roche non encore complètement refroidie de pénétrations magmatiques. Il semble en réalité que ces deux processus doivent entrer en ligne de compte dans une explication générale, l'un jouant le rôle prépondérant ou même exclusif dans certains cas, l'autre dans d'autres cas. Dans les pegmatites pneumatolytiques la composition sera plus ou moins indépendante de celle du milieu ambiant, la structure sera grossière et ne montrera aucun ordre régulier dans la cristallisation des éléments; dans les pegmatiques plus ou moins exclusivement magmatiques les caractères seront exactement inverses; et, si les deux actions se sont combinées, nous aurons des caractères transitoires.

Etant donné ce qui précède, nous pourrions avoir des pegmatites de compositions très diverses, mais les types se rattachant à des magmas dioritiques ou granitiques sont de beaucoup les plus fréquents.

En Suisse, la plupart des pegmatites connues sont des pegmatites à mouscovite du type acide; l'on a signalé pourtant quelques gisements de pegmatites à tourmaline, ainsi dans le Binnenthal, à l'Alp Maigels dans l'Oberland grison, dans la partie orientale du massif de l'Aar. En outre, M. Grubenmann vient de constater un gisement de roche semblable au-dessous du sommet septentrional du Piz Cotschen dans la Basse-Engadine. Le filon est intercalé entre des bancs de gneiss en concordance. La roche est constituée par de gros éléments de feldspath blanc et de quartz grisâtre et par de grands aggrégats lamelleux de mouscovite, dans lesquels sont enchassés de nombreux prismes de tourmaline atteignant jusqu'à vingt cm. de longueur. Ces prismes montrent généralement $(10\bar{1}0)$ et $(11\bar{2}0)$ et ne possèdent pas de terminaison cristallographique; ils sont souvent divisés longitudinalement en tronçons plus ou moins écartés, entre lesquels ont cristallisé du quartz et du mica. L'analyse chimique a permis d'établir que la tourmaline correspond à un mélange isomorphe d'une tourmaline sodique avec la formule $\text{Si}_{12} \text{B}_6 \text{Al}_{16} \text{Na}_4 \text{H}_8 \text{O}_{63}$ ou $\text{B}_6 \text{Al}_4 \text{O}_{15} \cdot 4(\text{Si O}_4)_3 \text{Al}_3 \text{Na H}_2$ et d'une tourmaline ferro-magnésienne avec la formule $\text{Si}_{18} \text{B}_6 \text{Al}_{16} (\text{Fe Mg})_{12} \text{H}_{12} \text{O}_{87}$ ou $\text{B}_6 \text{Al}_4 \text{O}_{15} \cdot 4(\text{Si O}_4)_3 \text{Al}_3 \text{H}_3 \cdot 2(\text{Si O}_4)_3 (\text{Fe Mg})_6$.

La mouscovite forme des aggrégats atteignant deux cm² de surface et montrant parfois (110) et (010) . L'analyse chi-

mique a montré qu'il s'agit ici d'un mélange isomorphe de 313 parties de mouscovite pour 3 de méroxène. Le feldspath, qui forme la plus grande partie de la roche, se développe en gros grains sans formes cristallographiques, mâclés en général suivant la loi de l'albite; il appartient à un plagioclase voisin de l'albite et contenant peu de potasse et encore moins de chaux.

Alpes tessinoises. — M. G. KLEMM (13) a entrepris l'étude des **schistes cristallins du Tessin** dont les caractères sont encore si imparfaitement connus.

A propos du gneiss du Tessin l'auteur fait remarquer que cette roche contient de nombreux fragments de schistes, qui sont particulièrement abondants sur les flancs de la vallée du Tessin entre Faido et Rodi Fiesso. La structure schisteuse du gneiss, qui est souvent très nette et permet de constater l'intensité des plissements, doit avoir pour origine première une structure fluidale; elle n'est en tous cas pas d'origine dynamométamorphique, les cataclases faisant généralement défaut. En outre, il est facile de constater les signes d'une action de contact réciproque entre le gneiss et les schistes qui le recouvrent; ceux ci débutent même partout par une large zone injectée. Ainsi le gneiss du Tessin doit être considéré comme un véritable granite.

La couverture sédimentaire de cette roche intrusive, comprend une grande variété de schistes, micaschistes, calc-schistes, phyllades, cornéennes, etc..., au milieu desquels sont intercalés deux zones de dolomies plus ou moins marmorisées et de gypse. Ces formations dessinent une voûte très large, dirigée NW-SE, coupée par la vallée du Tessin et l'hypothèse de l'existence d'un double synclinal dans le Val Bedretto et à Airolo ne peut pas être maintenue. Une partie de ces sédiments sont certainement liasiques et contiennent par place des fossiles; ils ont subi non un dynamométamorphisme, mais un métamorphisme de contact effectué par le granite lors de son intrusion, qui doit avoir été contemporaine du plissement des schistes encaissants.

L'auteur admet qu'aucun mouvement orogénique important ne s'est produit après l'intrusion du granite, et comme les plissements qui ont affecté la région datent de la seconde moitié des temps tertiaires, il fait remonter l'âge de la roche granitique seulement jusqu'à cette même époque.

Roches erratiques. — M. L. HEZNER (12) ayant reconnu par des recherches antérieures la parenté étroite qui existe

entre les éclogites et les jadéites, a désiré reprendre l'étude des matériaux récoltés et examinés par M. Bodmer-Beder, et provenant des stations lacustres de la Suisse centrale et occidentale. (Voir *Revue*, p. 1902.)

Les jadéites erratiques ont toutes montré une analogie évidente avec les éclogites. Quant aux « saussurites » de M. Bodmer-Beder, il faut remarquer qu'aucune d'elles ne correspond exactement à la définition de la saussurite, qui est formée par un mélange d'éléments microscopiques de zoïsité ou d'épidote avec de l'albite et quelquefois un peu d'orthose, ensuite que les roches réunies sous ce nom appartiennent à des catégories faciles à distinguer, qu'on peut définir comme suit :

1° **Saussurites éclogitites.** Ces roches sont au fond des éclogites à grain très fin ; elles sont constituées essentiellement de grenat et de pyroxène avec beaucoup de rutile, de magnétite et de zoïsité. Dans certains échantillons, le pyroxène est plus ou moins complètement ouralysé, et il se développe de petits amas de feldspath. La structure devient alors porphyroblastique avec des éléments relativement gros de grenat et de pyroxène entouré par une pâte crypto-diablastique.

2° **Saussurites jadéitiques.** Ces roches sont constituées essentiellement par un pyroxène, souvent en partie ouralysé avec comme minéraux accessoires de l'épidote et de la pyrite. Les grains de pyroxène sont déchiquetés, souvent écrasés, et la structure est habituellement granoblastique. Un échantillon de ces roches, ayant servi à la confection d'une hache trouvée à Schaffis (lac de Bienne), est caractérisé par la présence de nids porphyroblastiques d'un pyroxène incolore entourés d'un cercle de petits grenats au milieu d'une masse formée de petits grains d'un pyroxène également incolore et peu biréfringent. L'analyse chimique d'un fragment de cette roche a montré d'abord que celle-ci est remarquablement pauvre en eau, ce qui exclut la possibilité d'un produit de décomposition, ensuite qu'elle correspond à un magma gabbroïde basique ayant subi une recristallisation intense. La texture massive de la roche semble indiquer que cette recristallisation a dû se faire à une grande profondeur. La pierre de la hache de Schaffis est du reste tout à fait semblable à certaines roches des environs de Saas et en particulier de celle qui a été classée par M. Rosenbusch sous le nom d'Allalinite.

3° **Saussurites à hornblende et zoïsité.** L'auteur réunit dans cette troisième catégorie des roches formées essentiellement

de pyroxène, mais qui se distinguent des précédentes par la suppression du contraste entre les porphyroblastes et la masse, puis par l'apparition autour des cristaux d'augite de grains de hornblende secondaire et de zoïsite. Parfois la quantité du pyroxène est extrêmement réduite et il ne reste plus comme éléments essentiels que de la hornblende avec de la zoïsite et un peu de biotite.

En résumé les saussurites de M. Bodmer-Beder sont plutôt des types intermédiaires entre les saussurites et les jadéites.

II^e PARTIE — GÉOPHYSIQUE

Actions et agents externes.

SOURCES ET EAUX D'INFILTRATION

Le Congrès international d'hygiène et de démographie à Bruxelles ayant mis à son ordre du jour la question des exigences nécessaires pour les eaux potables, issues des terrains calcaires, notre compatriote, M. H. SCHARDT (35), s'est chargé de faire un rapport sur ce sujet dont j'extrais les idées suivantes :

Les terrains calcaires sont par excellence des terrains collecteurs des eaux et donnent lieu par conséquent aux sources les plus nombreuses et les plus volumineuses dans les régions montagneuses. Les grandes étendues d'affleurements calcaires absorbent non seulement les eaux de pluie qui y tombent, mais aussi, au moins en partie, les cours d'eau qui les traversent. Les eaux ainsi collectées s'amassent dans les formations calcaires et ressortent sur des points d'affleurement plus bas sous forme de *sources vauclusiennes* ou de résurgence, dont la source de l'Areuse, celle de la Noiraigue, celle de l'Orbe, etc..., sont des exemples typiques. Les eaux n'ayant pas été filtrées pendant leur voyage souterrain contiennent à leur sortie les mêmes éléments qu'à leur entrée et peuvent dans certains cas être dangereuses. Si pourtant les rochers calcaires sont couverts d'une couche de terre arable et de végétation, il y aura un commencement de filtration qui tendra à régulariser le débit des sources et à purifier les eaux. Si le calcaire est couvert par un revêtement un peu épais de terrain filtrable (grès tertiaire, dépôt de graviers pleïstocènes), la filtration étant plus accentuée, les eaux

pourront être, sinon absolument sûres, en tous cas relativement pures.

Si maintenant au lieu d'avoir un puissant massif calcaire uniformément perméable, nous admettons une lame calcaire intercalée entre des terrains médiocrement perméables et n'affleurant que sur une surface relativement petite, cette lame, fonctionnant comme un drain au milieu des formations encaissantes, attirera à elles les eaux qui sont contenues dans celles-ci; les eaux qu'elle débitera auront donc en très grande partie pu être filtrées dans les dépôts peu perméables et seront pures.

D'autre part, il arrive fort souvent que les eaux sortant d'un calcaire traversent, avant d'émerger à la surface, un revêtement d'éboulis, de moraines ou d'alluvions, et ce cheminement à travers un terrain filtrant les purifie en proportion de sa durée.

Enfin il est des cas où le calcaire est lui-même filtrant, ce sont ceux où il est disposé en bancs séparés par des lits marneux ou argileux, mais ce genre de formations n'alimente que des sources de faible débit.

Il résulte de ce qui précède, qu'à part le dernier cas cité, les eaux sortant des calcaires peuvent donner lieu à des contaminations si la surface collectrice est habitée. Les calcaires ne sont, pour ainsi dire, jamais filtrants, quels que soient leur structure tectonique ou leur âge. Aussi, si dans les Alpes les eaux sortant des calcaires sont pures, parce que les surfaces collectrices correspondantes sont peu ou pas habitées et que les revêtements de terrains filtrants sont en général importants, ces eaux deviennent suspectes dans le Jura et à plus forte raison dans les pays de plaine à population dense. Et si l'on veut protéger une source contre une infection possible, la zone de protection doit nécessairement comprendre toute la surface collectrice.

Je me contente ici de citer une courte note de M. H. GOLMEZ (32), dans laquelle il donne sommairement la description de quelques essais de coloration effectués par lui sur les eaux de l'écoulement souterrain du lac de Joux.

M. H. SCHARDT a exposé devant la Société vaudoise des sciences naturelles et devant la Société helvétique des sciences naturelles (38) les résultats de son étude des sources jaillissant dans le tunnel du Simplon; je ne reviens pas sur

ce sujet qui a été longuement traité dans la Revue pour 1903 (p. 258 et suivantes).

Dans son rapport d'expertise sur le projet de tunnel Soleure-Gänsbrunnen, M. C. SCHMIDT () attire l'attention sur la probabilité de venues d'eau abondantes, d'abord dans la partie sud, au contact du Sidérolithique et du Malm, au-dessus des couches à *Ter. humeralis*, au-dessus des couches d'Effingen, dans les couches de Birmensdorf et dans le Hauptrogenstein, puis dans la partie centrale du tunnel où le Trias pourrait fort bien contenir des infiltrations chaudes et gypsifères venant de la profondeur; enfin dans le tronçon nord, soit dans le Hauptrogenstein, soit dans les calcaires suprajurassiques, soit dans le Tertiaire.

HYDROLOGIE ET LIMNOLOGIE

Le **drainage de la vallée de la Brévine** (Jura neuchâtelois) ayant été projeté et une forte opposition s'étant manifestée contre cette intention, MM. H. SCHARDT et A. HOTZ (37) ont été chargés d'un rapport sur les effets possibles de ce travail.

Les auteurs montrent d'abord que le drainage d'un terrain gorgé d'eau a comme effet de régulariser le débit des eaux qui en sortent, puisqu'en temps de sécheresse le terrain superficiel se vide lentement de son eau dans les drains, et, qu'en temps de pluie, il absorbe comme une éponge la plus grande partie de l'eau tombée à sa surface; ce même terrain, au contraire, s'il n'est pas drainé, s'inonde à la première pluie un peu forte, donnant lieu à un écoulement superficiel violent, mais qui cesse presque aussitôt après la fin de la pluie.

On ne peut donc pas accuser les travaux de drainage effectués dans le Jura de l'accentuation constatée du régime torrentiel de la plupart des cours d'eau et sources vaudoises de cette région. Ce fait regrettable a, en réalité, trois causes, dont une géologique, les deux autres dues à l'intervention de l'homme; ce sont : 1^o l'augmentation constante de la corrosion des calcaires, qui tend à accroître l'infiltration aux dépens de l'écoulement superficiel; 2^o le déboisement qui amène la diminution de l'épaisseur de la couche de terre arable, et, en tous cas, en arrête la formation; 3^o le détournement d'une quantité de sources importantes qui a enlevé aux cours d'eau leurs affluents les plus constants.

Les auteurs montrent ensuite que l'introduction des eaux

de drainage dans les différents emposieux de la région ne modifiera pas le régime de la source de l'Areuse, puisque toutes les eaux de ces emposieux convergent vers cette source. La surface collectrice de celle-ci est du reste considérable; elle comprend tout le versant NE. de l'anticlinal Monlési-Malmont depuis le mont des Verrières jusqu'au-dessus du Quartier, tout le synclinal de la Brévine et le jambage SW. de l'anticlinal de l'Harmont, enfin le vallon des Verrières jusque dans la région de la frontière franco-suisse; cette étendue atteint 137.5 km.² avec 25 km. de longueur et une largeur moyenne de 5.5 km.; et cette évaluation, combinée avec la quantité moyenne de pluie tombée dans la région, correspond exactement avec le débit moyen de la source de l'Areuse (3500-4000 litres-secondes).

A ce rapport est jointe une carte géologique au 1 : 100 000, dans laquelle sont indiquées les surfaces collectrices des sources de l'Areuse et de la Noiraigue.

A l'aide de la coloration à la fluorescine M. H. SCHARDT (36) a démontré l'existence d'une communication souterraine entre les emposieux de la Scierie des Verrières et du Moulinet près du Petit Cachot dans le synclinal de la Brévine et la source de l'Areuse près de Saint-Sulpice. Ces expériences ajoutées à d'autres faits antérieurement montrent que le champ collecteur de la source de l'Areuse s'étend sur tout le synclinal de la Brévine et celui des Verrières ainsi que sur les plateaux voisins.

LACS

M. E. BOURCART (18) a commencé une étude d'ensemble sur les eaux et les vases des lacs alpins suisses, et a publié les résultats d'une première série de recherches qui ont porté exclusivement sur les eaux de huit lacs, envisagées au point de vue de leur composition, de leur température et de leur transparence. Dans cette première notice, l'auteur donne une description détaillée des méthodes qu'il a suivies, soit pour récolter ses matériaux, soit pour faire ses analyses, qui ont toutes été effectuées sur des eaux filtrées.

Les lacs étudiés sont : le lac Taney, le lac Champey, le lac Noir (Préalpes fribourgeoises), le lac d'Amsoldingen, le lac de Lauenen, le lac d'Arnon, le lac d'Eschinen, le lac Bleu. Les résultats obtenus par les analyses d'eau sont réunis dans un tableau et permettent de tirer les déductions suivantes :

La composition des eaux des lacs alpins, dépendant essentiellement de la composition du sol dans un bassin d'alimentation limité, est beaucoup plus variable que celle des grands lacs de plaine. On peut admettre d'autre part comme certain que les phénomènes de dissolution dans l'intérieur de la cuvette lacustre sont nuls, tandis qu'au contraire une précipitation partielle doit avoir lieu dans certains cas. La concentration de l'eau par suite de la congélation superficielle semble démontrée par le fait que la teneur en matières dissoutes est toujours plus faible à la surface qu'en profondeur.

La température de l'eau en profondeur tend toujours à se rapprocher de $+ 4^{\circ}$ et à rester constante, quoiqu'aucun des lacs étudiés ne dépasse 60 m. de fond. La transparence, très variable d'un lac à l'autre, est particulièrement faible en général dans les lacs glaciaires. La couleur de l'eau, qui est indépendante de la transparence, varie notablement; outre les causes de variations déjà déterminées par M. Forel, il semble que certaines substances en solution agissent sur la coloration; ainsi les eaux très bleues sont toujours riches en sels magnésiens, tandis que les eaux verdâtres contiennent dans la règle une forte proportion de matières organiques.

Les divers lacs étudiés se distinguent au point de vue de leurs eaux par les caractères suivants :

Le lac Taney, dont le bassin d'alimentation est essentiellement calcaire (Lias, Dogger et Malm préalpins, Couches rouges) a un résidu sec abondant, dont les $\frac{5}{6}$ sont du CaCO_3 . Le résidu sec est de 126.8 mg. par litre avec 107.0 mg. de CaCO_3 , 4.6 mg. de MgCO_3 , 6.0 mg. de MgSO_4 , 3.0 mg. de SiO_2 .

Le lac Champey, situé dans une région granitique n'a que 28.0 mg. par litre de résidu sec avec 13.4 mg. de CaCO_3 , 4.6 mg. de NaCl , 3.9 mg. de SiO_2 , 2.5 mg. de K_2SO_4 , 1.6 mg. de Na_2SO_4 , 1.1 mg. de MgSO_4 et de faibles quantités de fer, d'alumine, de carbonate de magnésie.

Le lac Noir, dont le bassin d'alimentation comprend surtout du Jurassique et du Trias, a un résidu sec de 267.0 mg. par litre avec 120.0 mg. de CaCO_3 , 106.3 mg. de CaSO_4 , 30.3 mg. de MgSO_4 , 2.9 mg. de Na_2SO_4 , 2.3 mg. de K_2SO_4 , 2.0 mg. de NaCl .

Le lac d'Amsoldingen a un résidu sec de 198.2 mg. par litre avec 165.0 mg. de CaCO_3 , 10.8 mg. de MgCO_3 , 6.0 mg. de silice, 5.8 mg. de NaCl , 4.1 mg. de K_2SO_4 , 4.0 mg. de Na_2SO_4 , 2.0 mg. de MgSO_4 .

Le lac de Lauenen a un résidu sec de 296.9 mg. par litre avec 140.9 mg. de CaSO_4 , 105.0 mg. de CaCO_3 , 39.6 mg. de MgSO_4 , 4.6 mg. de Na_2SO_4 , 2.7 mg. de K_2SO_4 , 3.2 mg. de SiO_2 ¹.

Le lac d'Arnon a un résidu sec de 150.6 mg. par litre avec 127.3 mg. de CaCO_3 , 7.3 mg. de MgCO_3 , 7.7 mg. de Na_2SO_4 , 4.5 mg. de SiO_2 , 2.4 mg. de K_2CO_3 , 0.9 mg. de MnO . Le fait le plus remarquable est l'abondance du manganèse dans les eaux profondes probablement sous forme de carbonate. Cette substance provient évidemment des brèches cristallines et des grès du Flysch dans lesquels tout le bassin d'alimentation est compris.

Le lac d'Eschinen est alimenté essentiellement par des cascades tombant directement des névés qui se trouvent au-dessus. Aussi le résidu sec est-il faible avec 88.1 mg. par litre dont 66.6 mg. de CaCO_3 , 11.2 mg. de MgSO_4 , 3.6 mg. de KCl , 2.5 mg. de MgCO_3 , 2.0 mg. de silice, 1.5 mg. de NaCl .

Le lac Bleu a comme affluent unique une source, ce qui explique sa pureté et l'absence de matières organiques dans ses eaux. Il a un résidu sec de 176.6 mg. par litre avec 118.9 de CaCO_3 , 30.5 mg. de MgSO_4 , 15.8 mg. de MgCO_3 , 4.2 mg. de SiO_2 , 3.8 mg. de NaSO_4 , 2.8 mg. de K_2SO_4 ; c'est un lac calcaire bien caractérisé.

Reprenant l'examen de la question de l'origine des lacs de la Haute-Engadine, M. A. DELEBECQUE (23) discute l'idée émise par M. Heim, d'après laquelle les lacs de Sils, de Silvaplana et de Campfer seraient dus d'une part à l'accumulation en travers de la vallée des cônes de déjection de l'Ova da Fex, de l'Ova del Vallun et de la Suvretta de Saint-Moritz, d'autre part au captage par la Maira d'une partie importante des eaux de l'Inn, qui aurait enlevé à celle-ci la force nécessaire pour entraîner les matériaux de ces cônes de déjection. Cette hypothèse paraît peu probable à cause de la grande profondeur des lacs de Sils (71 m.) et de Silvaplana (77 m.). Il semble beaucoup plutôt que nous ayons ici un ancien lac continu s'étendant sur environ 12 km. de longueur qui aurait été coupé ensuite en 3 parties par les

¹ L'auteur s'étonne de la teneur remarquablement forte en sulfates des eaux de ce lac parce qu'il admet un bassin d'alimentation formé de Nummulitique et de Lias; en réalité les travaux récents, en particulier la thèse de M. Rössinger analysée plus loin, ont montré que le gypse triasique est très abondant dans le bassin d'alimentation du lac de Lauenen.

cônes de déjection mentionnés. L'origine de ce grand bassin, taillé entièrement dans le roc, n'est certainement pas tectonique et doit être due à une excavation par les glaciers.

D'autre part M. A. DELEBECQUE (24) a exploré et sondé les lacs du Grimsel et ceux du massif du Saint-Gothard, ce sont :

	Altitude	Profondeur
Lac du Grimsel d'amont	1871 m.	18.50 m.
Lac du Grimsel d'aval	1871 »	12.60 »
Lac de l'Oberalp	2028 »	9.50 »
Lac de Lucendro	2083 »	36.20 »
Lac de l'Hospice du St-Gothard d'amont	2093 »	5.20 »
Lac de l'Hospice du St-Gothard d'aval.	2091 »	16.60 »
Lac Ritom	1829 »	44.60 »
Lac Tom	2023 »	11.50 »
Lac Cadagno	1921 »	17.90 »

Le lac Ritom (2 km. de longueur et 500 m. de largeur) a ceci de particulier que la température de l'eau s'abaisse de la surface (13°2) jusqu'à 10 m. de profondeur (5°1) puis se relève progressivement jusqu'au fond, où elle atteint 6°6. D'autre part la teneur en substances dissoutes est presque vingt fois plus forte au fond, où elle atteint 2.406 gr. par litre, qu'à la surface, et l'eau en profondeur est chargée en hydrogène sulfuré, tandis que celui-ci manque à la surface. Il faut admettre que le lac comprend deux nappes, l'une supérieure formée par les affluents superficiels, l'autre inférieure alimentée par des sources sous-lacustres fortement minéralisées.

Le lac voisin de Cadagno ne présente pas d'anomalie quant à la température qui s'abaisse progressivement de la surface (15°6) au fond (5°7), ce qui s'explique par sa faible profondeur; par contre les couches d'eau inférieures sont sulfureuses.

Le lac Tom, également voisin du lac Ritom et situé dans des conditions géologiques analogues, ne présente aucune anomalie de température et ne contient que des eaux non sulfureuses et peu minéralisées.

Les lacs du Grimsel ont des eaux remarquablement pures avec un résidu sec de 8.5 mg. par litre seulement, ce qui provient évidemment de leur position au milieu des terrains cristallins.

Quant à l'origine de ces différents bassins on peut admettre

comme causes déterminantes pour les lacs Ritom, Tom et Cadagno des effondrements dus à la dissolution du gypse en profondeur, pour le lac de l'Oberalp un barrage formé d'éboulis et de moraines, pour les lacs Lucendro, du Saint-Gothard et du Grimsel une excavation par les glaciers.

EROSION ET CORROSION

M. J. BRUNHES (20) a étendu ses observations sur l'action des tourbillons et la genèse des marmites de géants à de nouvelles régions (Pyrénées, Alpes autrichiennes, montagnes de la Thuringe).

Dans une nouvelle publication il montre que l'érosion tourbillonnaire joue un rôle important dans le travail des eaux souterraines, et peut donner lieu à des gouffres considérables. La même action intervient d'une façon très efficace dans l'attaque des falaises par les vagues de la mer.

Dans les cours d'eau, si l'on fait abstraction des tourbillons provoqués par un obstacle émergeant de la surface, plus du 90 % des mouvements tourbillonnaires sont inverses du mouvement des aiguilles de la montre, un fait qui semble devoir être rattaché à l'influence de la force centrifuge composée.

L'eau tourbillonnante se meut pour ainsi dire tout d'une pièce, de sorte que la vitesse s'accroît avec la distance au centre ; ce sont donc les parties périphériques d'une marmite qui devront subir l'usure la plus rapide.

Dans leur travail de creusement les tourbillons agissent indépendamment, ils s'alignent généralement en plusieurs séries parallèles, donnant naissance d'abord à une chaîne de marmites, puis par la fusion de celles-ci à un chenal. Celui des goullets ainsi formés qui s'approfondit le plus vite devient le lit principal du cours d'eau, tandis que les autres ne se remplissent bientôt plus que pendant les crues. De beaux exemples de phénomènes semblables s'observent sur le lit de la Valserine en amont de Bellegarde et dans les gorges du Fier. Il serait permis d'admettre d'autre part que le seuil calcaire du Kirchet, qui barre la vallée de l'Aar en amont de Meiringen, a été traversé à un moment donné par plusieurs bras du fleuve, qui ont creusé indépendamment et simultanément les différentes gorges qui coupent le Kirchet, jusqu'à ce que les eaux se fussent concentrées dans celle des gorges qui s'approfondissait le plus vite.

La notice de M. Brunhes est suivie de la description de

quelques observations faites par MM. S. Squinabol et G. Dal Piaz dans les Préalpes bellunoises. M. Squinabol montre que dans un rapide les mouvements tourbillonnaires sont dus en grande partie à l'obliquité des chutes successives par rapport à la direction générale du lit et que le mouvement est dextrorsum si l'obliquité de la chute supérieure est à gauche et inversement. L'on a ainsi alternativement des tourbillons dextrorsum et sinistrorsum.

M. Dal Piaz fournit un nouvel exemple de la rapidité du travail tourbillonnaire dans les milieux molassiques, soit à cause de la faible résistance du grès, soit à cause de l'abondance du sable que fournit sa désagrégation.

MM. B. BRUNHES et J. BRUNHES travaillant dans le même domaine (19) ont repris la question de la **déviatiou des rivières vers la droite** dans l'hémisphère Nord et recherché s'il n'existait pas une liaison entre cette déviation et le fait constaté par eux de la prédominance dans notre hémisphère des tourbillons dits directs ou sinistrorsum, dirigés en sens inverse du mouvement des aiguilles de la montre sur les tourbillons dits inverses ou dextrorsum.

Les auteurs montrent que la loi de Bær, qui cherche à expliquer la déviation des rivières par l'intervention directe de la rotation de la terre, est insuffisante. Ils insistent ensuite à nouveau sur l'importance de l'érosion tourbillonnaire et rappellent que, la vitesse de l'eau tourbillonnante augmentant avec la distance à l'axe de rotation et sa force vive s'accroissant comme le cube de sa vitesse, l'action érosive atteindra son maximum à la périphérie des tourbillons.

Or, à côté des tourbillons qui sont dus à des causes locales, telles que l'écoulement d'une nappe d'eau le long d'une rive ou d'une autre nappe coulant moins vite, ou bien la chute oblique de l'eau dans les rapides, il en existe un grand nombre, qui paraissent dus à une cause générale et qui sont en très grande majorité directs. Il paraît justifié de rapprocher ces mouvements tourbillonnaires de l'eau des mouvements analogues bien connus de l'atmosphère, les tornades, les trombes et les cyclones, pour lesquels on a depuis longtemps reconnu la prédominance des mouvements directs dans l'hémisphère Nord et expliqué cette prédominance par l'intervention de la rotation de la terre. Aucune objection plausible ne s'oppose à ce qu'on admette cette même explication en ce qui concerne les tourbillons aqueux, et la prédomi-

nance parmi eux aussi des mouvements directs dans l'hémisphère Nord.

Du moment que les mouvements tourbillonnaires directs prédominent dans nos régions, il en résulte forcément que la rive droite des cours d'eau subira dans la règle et abstraction faite des autres causes une érosion plus rapide que la rive gauche et tendra par conséquent à reculer. En effet la vitesse maximum de l'eau et par suite sa plus grande énergie se trouve toujours dans le cadran tourné vers la droite et l'aval pour un mouvement direct, et inversement dans le cadran tourné vers la gauche et l'aval pour un mouvement inverse. La loi de Bær se trouverait ainsi complètement modifiée et complétée en ce sens que la déviation des rivières dans l'hémisphère boréal vers la droite serait due non pas à l'intervention directe de la rotation terrestre, mais à la prédominance des tourbillons directs déterminée par cette rotation.

M. J. BRUNHES est revenu dans un article publié par les *Archives* de Genève (21) sur ce même sujet. Il a fait une nouvelle série d'observations sur le sens des mouvements tourbillonnaires dans différents cours d'eau de l'Europe centrale et occidentale et a été confirmé ainsi dans la conviction que, si l'on fait abstraction des cas dus à une cause toute locale, par exemple à la présence d'un obstacle émergeant de la surface de l'eau (pile de pont, pierre, etc.), les tourbillons tournent en très grande majorité dans le sens inverse de celui des aiguilles d'une montre, qu'ils sont *sinistrorsum*. Dans les rapides de la Sarine entre le barrage de Maigrauge et le ruisseau de Pérolles la proportion est de 25 tourbillons *sinistrorsum* sur 27, dans les rapides du Neckar en amont d'Heidelberg elle est de 25 sur 26, dans les rapides de la Salzach en face de Kuchl elle est de 55 sur 59, dans les rapides de l'Adige en aval du pont de Mori elle est de 16 sur 17, dans les rapides de la Mur à Graz elle est de 23 sur 25, dans les rapides du Tessin dans la grotte de Piottino près de Faïdo elle est de 8 sur 8, dans la partie supérieure des rapides de Laufenbourg sur le Rhin elle paraît être presque de 100 sur 100.

Cette prédominance étant démontrée, la cause la plus probable de ce fait paraît ne pouvoir être que l'influence de la force centrifuge composée provenant de la rotation terrestre.

M. Brunhes a, d'autre part, observé sur un même tronçon de cours d'eau les modifications introduites dans le régime

tourbillonnaire par les crues et les décrues. Il a constaté ainsi que plus les eaux sont basses, plus les tourbillons visibles à la surface sont nombreux et plus aussi le sens de leur mouvement est indifféremment dextrorsum ou sinistrorsum, parce qu'il est déterminé par des causes locales agissant dans un sens ou dans l'autre. A mesure que la profondeur de l'eau augmente, le nombre des tourbillons visibles diminue, tandis qu'ils deviennent plus nets et que la prédominance des mouvements sinistrorsum s'accroît. Puis, lorsque la profondeur atteint un certain degré, les tourbillons sont comme noyés dans le courant et deviennent indistincts à la surface. En outre, les tronçons resserrés des cours d'eau et les rapides trop accentués ne se prêtent pas à des observations exactes de ce genre, parce que les tourbillons s'y heurtent et s'y confondent et que de plus, dans les tronçons à pente trop forte, les causes locales de tourbillonnement prennent une importance toute particulière.

On peut dire que l'influence de la rotation terrestre détermine le sens du mouvement d'un tourbillon lorsque n'intervient pas une cause locale plus puissante. La prédominance des mouvements sinistrorsum devra, d'après ce qui précède, être particulièrement marquée dans les cas de profondeur d'eau moyenne et de pente pas trop forte ; or ces conditions se rencontrent surtout dans les parties moyennes des cours d'eau.

GLACIERS

Le 24^e rapport sur les variations périodiques des glaciers des Alpes suisses, rédigé par MM. F. A. FOREL, M. LUGEON et E. MURET (26) débute par un chapitre consacré par M. FOREL à l'étude du débit des torrents glaciaires. L'eau d'un torrent glaciaire a évidemment des origines diverses et comprend l'eau de pluie tombée récemment dans le bassin d'alimentation, l'eau de fusion de la neige tombée au dessous de la limite des neiges persistantes pendant l'hiver précédent, et l'eau de fusion de la glace du glacier. Il en résulte que le débit du torrent dépendra 1^o de la quantité de pluie tombée pendant l'été, 2^o de la quantité de neige tombée pendant l'hiver précédent, 3^o de la température de l'été qui détermine la fusion de la glace. Pour pouvoir déduire la quantité moyenne de précipitations atmosphériques tombées dans un bassin d'alimentation déterminé du débit de torrent glaciaire qui en sort, il faudra mesurer ce débit pendant une série d'années au moins égale à la durée du cycle de BRÜCKNER (35 ans). Il

faudra de plus tenir compte du fait que la fusion du glacier dépend de sa longueur et poursuivre par conséquent les observations sur toute la durée d'une période entière du glacier: En opérant suivant ces principes on pourra considérer que le débit annuel moyen d'un torrent glaciaire est égal à la quantité d'eau moyenne tombée pendant une année sous forme de pluie ou de neige dans son bassin d'alimentation. Des mesures de débit ont été commencées par M. J. EPPER sur le torrent du Rhône et sur la Massa à la sortie du glacier de l'Aletsch; elles méritent d'être poursuivies pendant une période prolongée.

M. M. Lugeon a réuni quelques documents sur l'enneigement en 1903. Le nivomètre d'ORNY a montré que dans ce massif l'enneigement a été sensiblement stationnaire de 1902 à 1903 et que la fusion a enlevé de février à fin septembre une couche de neige de 5,5 m. représentant la quantité tombée en hiver.

Au Luisin il semble y avoir eu une réduction notable des névés. Dans la région du Val Giuf (Suisse centrale), au S. de la vallée du Rhin supérieur, dans le Val Maigels, au Badus, au Lucendro et à la Fibbia l'enneigement est nettement progressif.

Ainsi les névés paraissent être à peu près stationnaires dans la Suisse occidentale, tandis qu'ils abaissent leur limite dans la Suisse centrale et orientale.

MM. FOREL et MURET donnent la chronique des glaciers suisses pendant la période 1902-1903:

Dans les Alpes valaisannes, sur 19 glaciers observés 15 sont en décrue, 3 sont stationnaires et 1 seul, celui de Kaltwasser, a montré une crue. Dans les Alpes vaudoises, sur 7 glaciers observés 4 sont en décrue, 1 est stationnaire et 2, ceux de Prapioz et du Scex Rouge sont en crue. La crue de 1902 paraît donc presque arrêtée.

Dans le bassin de l'Aar, sur 7 glaciers observés 3 sont en décrue, 2 sont stationnaires, et 2 sont en crue; celui de Blümlisalp n'a avancé que très faiblement, tandis que celui de Ob. Grindelwald a poussé son front de 18^m 5 vers l'aval, cette crue étant due sans aucun doute à l'importance très grande qu'à prise depuis quelque temps le revêtement morainique qui couvre ce glacier.

Dans le bassin de la Reuss, sur 4 glaciers observés 3 sont en décrue lente, 1, celui de Firnälpli est en faible crue.

Dans le bassin du Rhin, sur 7 glaciers observés 2 sont en décrue, tandis que 5 ont faiblement augmenté ; ce sont les glaciers de Zapport, Paradies, Tambo, Scaletta, Schwarzhorn.

Dans le bassin de l'Inn, sur 4 glaciers observés 3 sont en décrue, 1, celui de Picnogl, est en crue.

Dans le bassin de l'Adda, 2 glaciers observés sont en décrue, tandis que, dans le bassin du Tessin, sur 5 glaciers observés 2 sont en décrue et 3, ceux de Muccia, Cavagnoli, Sassonero, sont en crue.

En résumé la décrue prédomine toujours, mais le nombre des glaciers tendant à s'accroître augmente depuis 2 ans et un changement dans le régime semble s'annoncer.

Du rapport général sur les variations des glaciers en 1903, rédigé par MM. H. FIELDING REID et E. MURET (25) avec l'aide de divers collaborateurs, j'extrais les renseignements suivants intéressant les régions alpines.

En Suisse, sur 58 glaciers observés, 43 sont en décrue ou stationnaires ; la tendance à une poussée en avant semble pourtant se maintenir pour certains petits glaciers des Alpes vaudoises et pour celui de Kaltwasser.

Dans les Alpes autrichiennes, les glaciers du groupe de la Silvretta sont généralement en retrait, tandis que le Suldenerferner, dans le groupe de l'Ortler, a subi entre 1895 et 1903 une crue notable. Dans les groupes de l'Oetzthal, du Stubai, du Zillerthal, du Venediger, du Glockner, la tendance à la décrue prédomine fortement, quoique quelques glaciers aient faiblement augmenté.

En Italie, dans les Alpes vénitiennes, les Alpes Grées et les Alpes pennines, la plupart des glaciers montrent une diminution plus ou moins importante ; par contre, l'enneigement a augmenté dans plusieurs massifs.

En France, dans les massifs du Pelvoux et des Grandes-Rousses, en Maurienne et en Tarentaise, c'est encore le recul presque général et parfois très accentué pour les petits glaciers qui se manifeste.

D'après le rapport annuel de M. HAGENBACH-BISCHOFF (33), nous savons que les mesures faites sur le glacier du Rhône en 1903 ont montré la continuation de l'affaissement du dos du glacier et du recul de son front.

M. L. COLLET (22) a eu l'occasion de faire pendant les étés des années 1900, 1901, 1902 et 1903, plus spécialement entre le 20 et le 25 septembre, c'est-à-dire au moment le plus

favorable pour l'étude de la vieille neige, quelques observations sur l'enneigement dans la chaîne de la Tour Sallière. De ces observations, il résulte que l'enneigement a augmenté progressivement de 1900 à 1903 soit dans les parties élevées au niveau des petits glaciers de la Tour Sallière, soit plus bas dans les névés du fond du vallon de Barberine.

TOURBIÈRES

MM. J. FRÜH et C. SCHRÖTER ont terminé l'année dernière leur étude monographique des **Tourbières de la Suisse** (31), un travail entrepris dès 1890 sous l'impulsion de la Société helvétique des sciences naturelles.

Dans une introduction étendue, les auteurs refont l'histoire de l'étude des tourbières en général et spécialement en Suisse, depuis Scheuchzer et Lesquereux. Ils divisent ensuite leur monographie en deux parties : l'une est consacrée à la connaissance générale des tourbières de notre pays ; l'autre comprend des descriptions locales de cas nombreux et variés, parmi lesquels 17 appartiennent au Jura, 22 à l'avant-pays des Alpes, 24 aux Préalpes et 1, l'Isenriet, à la vallée du Rhin.

MM. Früh et Schröter ont été forcément amenés à examiner la question des tourbières dans son ensemble, dans le but soit d'éclaircir un certain nombre de questions controversées, soit de mettre un peu d'ordre dans la terminologie rendue très compliquée par la dissémination de la littérature.

Sous le nom de tourbière (Moor), les auteurs comprennent les surfaces de formation généralement quaternaire sur lesquelles sont développés, par l'intervention de certains végétaux, des dépôts riches en charbon. Dans ces dépôts, la décomposition de la substance végétale a pu se faire ou bien par oxydation (milder humus, Mull), ou bien par réduction (saurer humus, tourbe).

Comme botaniste, M. Schröter s'est préoccupé spécialement des formations tourbeuses actuelles, soit des tourbières de plaine, soit des tourbières de montagne ou de type mixte ; il a étudié leur processus de développement, leurs éléments constitutants dans les différents cas et suivant les différentes conditions géographiques. Il a examiné l'assèchement progressif des terrains marécageux et le phénomène des îles flottantes.

Le phénomène de l'établissement et du développement des tourbières est traité d'une façon particulièrement détaillée en

tenant compte des conditions de température, de l'action des bactéries, de la pression, des conditions climatériques, etc.... Les auteurs décrivent ici les produits successifs de la décomposition des divers éléments organiques inclus dans la tourbe et étudient l'action exercée par un revêtement tourbeux sur son sous-sol.

Pour l'étude stratigraphique des tourbières, les auteurs ont établi un grand nombre de profils basés sur des observations microscopiques et sur des réactions microchimiques. Ils ont cherché à établir les relations qui existent entre l'origine spéciale de chaque tourbière et la structure particulière de la tourbe (tourbe boueuse, tourbe compacte, tourbe amorphe, tourbe autochtone, tourbe allochtone, etc.); puis ils ont fait une étude comparative des tourbières et des couches de charbon.

L'étude de la répartition géographique des tourbières en Suisse est au fond un texte explicatif à la carte des tourbières publiée récemment (30); elle montre que notre pays contient 2083 tourbières actuellement existantes et 3381 tourbières éteintes, qui sont réparties inégalement en tourbières de plaine, de montagne et de bassins lacustres. C'est le plateau molassique qui fournit le plus grand nombre de tourbières (4067); le Jura en possède 488, et les régions alpines 909. A propos de cette répartition des tourbières de différents types dans notre pays, les auteurs essaient d'en établir une classification générale d'après leurs caractères géomorphologiques.

MM. Früh et Schröter n'ont pas négligé non plus le côté économique de la question; d'une part, ils ont montré le rôle qu'ont joué les tourbières dans le passé au point de vue du développement de la colonisation, d'autre part ils ont envisagé l'avenir et discuté en particulier la question controversée de la régénération des tourbières; ils concluent sur ce dernier point à la nécessité de la transformation progressive des tourbières en terrains cultivables.

Dans un chapitre spécial, M. Schröter aborde la question de l'histoire de la flore dans la Suisse septentrionale après le retrait des glaciers et montre l'importance des documents fournis sur ce sujet par les tourbières, qui constituent comme qui dirait les archives de cette histoire. A ce propos, il fait une revision critique et comparative des flores des dernières périodes glaciaires et interglaciaires et des flores plus récentes de nos régions; puis il compare les données fournies au point de vue climatérique d'un côté par la faune, de l'autre par la

flore. Les déductions qu'il tire de cet examen d'ensemble sont :

Après le retrait des glaciers commence la période de dépôt du Löss (Dryasformation); en même temps les marais tourbeux commencent à se développer dans les régions humides; d'autre part, les populations paléolithiques s'établissent en Suisse (Schweizersbild) et dans la faune abondent les petits rongeurs des steppes. Ensuite, la tundra a été remplacée peu à peu par la forêt, le trifarietum a cédé la place au cariceto-arundinetium. Puis sont venus les palafites agriculteurs, la forêt a pris un grand développement dans tous le pays, tandis que la surface occupée par les éléments xérothermes était de plus en plus morcelée, que les tourbières passaient au type Scheuchzerietum et que se produisait l'immigration des éléments des tourbières de montagne. Dans la période historique, les Allemanes ont dévasté le pays; la destruction d'une grande partie des forêts s'est effectuée entre le VI^e et le XIV^e siècle de l'ère chrétienne; à la même époque, beaucoup de tourbières ont été asséchées. Enfin l'époque actuelle est marquée par la réduction progressive des lacs et des tourbières activée par le développement de la culture.

L'auteur n'a constaté aucun parallélisme avec les alternatives de périodes sèches et chaudes et de périodes froides et humides telles qu'elles existent dans les tourbières des régions baltiques.

M. Schröter donne enfin un tableau montrant la répartition de 472 espèces végétales différentes contribuant à la formation des tourbières.

Actions et agents internes.

TREMBLEMENTS DE TERRE

Chaque année, M. J. FRÜH collationne les renseignements sur les tremblements de terre en Suisse et les publie dans un rapport spécial. Le rapport concernant l'année 1900 (27) indique pour cette durée relativement peu de séismes qui se répartissent comme suit :

1^o Le 25 janvier, à 7 h. 50 min. av. m., une secousse suivie de roulement à Glaris et Bilten. Ce séisme a été cause d'un éboulement.

2^o Le 18 mai, à 1 h. 24 min. av. m., un mouvement ondulatoire assez fort, mais très nettement localisé, a été éprouvé

suivant la ligne Saint-Gingolph, Montreux, Lausanne, Chaux-de-Fonds. La cause en est probablement un mouvement transversal entre Alpes et Jura.

3° Le 7 août, à 0 h. 5 min. av. m., un fort séisme a été ressenti dans un territoire elliptique compris entre le Rhin, la Linth et le lac de Wallenstadt.

4° Le 11 septembre, à 11 h. 30 min. ap. m., une faible secousse a ébranlé le village de Valcava, dans le Münsterthal grison.

5° Le 26 octobre, à 7 h. av. m., un fort séisme s'est fait sentir dans le canton de Glaris.

6° Le 10 décembre, à 6 h. 52 min. ap. m., un choc brusque a été éprouvé dans l'intérieur d'un territoire elliptique allongé du SW au NE, entre Coire et Vals.

D'après le rapport suivant (28), l'année 1901 a été marquée par 19 séismes :

1° Le 12 février, à 5 h. 20 min. av. m., une secousse locale a été ressentie dans la Basse-Engadine entre Ardez et Zernetz.

2°, 3° et 4° La nuit du 14 au 15 février a été marquée par trois secousses successives dans le bassin du Léman. D'abord, le 14 février à 10 h. 30 min. ap. m., un léger ébranlement a été ressenti entre Lausanne et Aubonne, puis, le 15 février entre 3 h. 45 et 4 h. av. m., une nouvelle secousse s'est produite dans les environs de Morges d'une part, de Thonon de l'autre; enfin, le 15 février à 6 h. 30 min. av. m., est survenu le choc principal, dont l'aire d'extension a pris la forme d'une ellipse faiblement allongée du SW au NE et circonscrite par la ligne Yverdon-Montreux-Tanninges-le Vuache, au SW de Genève-la Vallée de Joux.

5° Le 15 février, à 5 h. 15 min. ap. m., une faible secousse locale a été ressentie à Coire.

6°, 7° et 8° Le 17 février, à 6 h. 36 min. av. m., un nouveau séisme s'est manifesté dans le bassin du Léman avec à peu près la même extension que la principale secousse du 15. Il a été suivi à 8 h. 42 min. av. m. par un mouvement local ressenti à Longirod sur Aubonne, puis, le 18 février, à 4 h. 30 min. av. m., par une faible secousse ressentie à Morges.

9° Le 24 mars, à 4 h. 30 min. av. m., un ébranlement assez fort s'est produit dans un territoire elliptique compris entre Bâle, Birsfelden, Soleure, Olten et Schafhouse et formé en grande partie par le Jura tabulaire fortement faillé.

10° Le 26 avril, à 1 h. ap. m., deux petites secousses accompagnées de roulements souterrains furent ressenties à Nufenen (Rhin postérieur).

11° Le 22 mai, à 7 h. 57 min. av. m., Bâle et les environs immédiats ont été fortement ébranlés par une secousse locale, qui s'est fait sentir au N jusqu'à Mulhouse et Altkirch.

12° Le 14 juillet, à 3 h. 22 min. ap. m., s'est produit un ébranlement tout à fait localisé entre Nyon et Céligny.

13° Le 2 octobre, un seïsme également très local a été ressenti à 2 h. 25 min. av. m. à Sils-Maria et Silvaplana (Haute-Engadine).

14° Le 28 octobre, à 7 h. av. m., plusieurs personnes ont éprouvé à Sanct-Maria, dans le Münsterthal grison, un choc vertical accompagné de roulement souterrain.

15° Le 30 octobre, à 3 h. 52 min. ap. m., toute la Suisse a été ébranlée par un seïsme de très grande extension, dont le centre était dans la plaine vénéto-lombarde. Les effets ont tout naturellement diminué d'amplitude du S au N et de l'E à l'W.

16° Le 12 novembre, à 5 h. 45 min. ap. m., deux petites secousses très rapprochées ont été ressenties à Sanct-Maria, dans le Münsterthal.

17° Le 29 novembre, à 5 h. ap. m., un nouvel ébranlement a affecté la même localité.

18° Le 6 décembre, à 10 h. 15 min. ap. m., deux secousses se sont fait sentir à Avers (Campsut).

19° Le 14 décembre, à 4 h. 40 min. av. m., un seïsme a été ressenti dans la Basse-Engadine, en particulier à Fetan.

D'après le rapport concernant l'année 1902 (29), celle-ci a été marquée par 11 seïsmes seulement :

1° et 2° Le 21 janvier, à 9 h. 40 min. ap. m., une secousse a été éprouvée dans la région comprise entre le Pilate, Alpnach, Sarnen et Sachseln; elle a été suivie d'une seconde secousse à 9 h. 45-50 min. Le premier ébranlement a pris la forme d'un choc dirigé de bas en haut.

3° et 4° Le 26 janvier, les environs du Pilate et d'Alpnach ont été ébranlés d'abord à 3 h. 10-20 min. du matin, puis à 7 h. 10-20 min. du matin par deux faibles chocs verticaux.

5° Le 21 avril, à 7 h. 50 min. av. m., un léger tremblement s'est produit à Nyon.

6° Le 5 mai, à 12 h. 25 min. av. m., une secousse faible a été notée à Saint-Gall.

7° Le 19 juin, à 10 h. 24-30 min. av. m., un fort tremblement de terre, dont le centre était dans la région d'Innsbruck, Brenner, Bozen, Meran, s'est propagé en Suisse dans les cantons de Thurgovie, Saint-Gall, Zurich, Schaffhouse et Lucerne.

8° Le 11 juillet, un léger tremblement s'est manifesté à 1 h. du matin à Frauenfeld.

9° Le 19 juillet, à 11 h. 15 min. av. m., une faible secousse a été ressentie à Weisstannen (Saint-Gall).

10° Le 4 décembre, à 4 h. 15 min. ap. m., un choc vertical faible a secoué le bourg d'Alpnach-Staad.

11° Le 6 décembre, à 4 h. 8-12 min. av. m., deux nouveaux chocs verticaux ont été ressentis à Alpnach-Staad et jusqu'au Pilate-Kulm.

D'autre part, d'après un rapport sommaire de M. R. BILLWILLER (17) sur les tremblements de terre en Suisse pendant l'année 1903, celle-ci n'a été marquée que par 7 secousses :

1° Une secousse entre Glaris et Coire, le 3 janvier à 4 h. 57 min. ap. m.

2° Plusieurs mouvements successifs dans le Valais central, dans les journées des 13 et 14 juin.

3° Une secousse entre Parpan et la Lenzer-Heide (Grisons) le 11 juillet à 4 h. 45 min. av. m.

4° Un seïsme dans le massif de l'Ortler et la Haute-Engadine le 9 septembre à 4 h. 38-57 min. av. m.

5° Un ébranlement dans le Valais central le 17 septembre à 7 h. 30 min. du soir.

6° Un seïsme dans le canton de Vaud le 26 septembre à 11 h. 20 min. du soir.

7° Deux secousses entre Vevey et Orsières le 13 novembre à 11 h. 29 min. du matin et à 12 h. 18 min. ap. m.

Météorites.

J'ai déjà signalé dans la Revue pour 1902 une notice que M. M. LUGEON avait consacrée à la chute d'un aérolithe dans les environs de Châtillens (Vaud). M. Lugeon a rendu

compte récemment plus en détail de ce phénomène intéressant (34).

La chute de cet aérolithe se produisit le 30 novembre 1901; le même jour des observations concluant au passage d'un bolide furent faites à l'Etivaz (au S de Château d'Oex), à Ollon, en Ayrer au-dessus de Villeneuve; la seule chute connue eut lieu à 1 $\frac{1}{2}$ km. au SW de Châtillens dans la vallée de la Broye, et fut accompagnée de fortes détonations. Des explosions violentes ont du reste été entendues bien au delà de ce point de chute dans la direction de Payerne et de Grandcour, c'est-à-dire du Nord.

La marche du bolide peut être déterminée avec précision; à l'Etivaz il marchait au SW, ensuite il a dévié vers l'W, puis à partir de Villeneuve il a pris la direction du N, qu'il a conservée jusqu'à Payerne et Grandcour. Entre Châtillens et Grandcour il s'est divisé par explosions répétées en plusieurs gerbes, dont l'une a passé sur Corcelles-le-Jorat, une autre près de Vulliens, etc. Il est donc certain qu'il y a eu un grand nombre de chutes dont une seule a été constatée.

La courbe dessinée par la marche du bolide est dextrorsum et, en la rapprochant des rotations semblables qui prédominent, comme l'on sait, dans l'hémisphère Nord, il est permis d'attribuer la déviation à l'influence de la rotation terrestre, quoique cette influence reste douteuse.

La météorite ramassée à Châtillens dans le bois de la Chervettaz a l'aspect d'un éclat pyramidal d'une sphère à grand rayon; les angles sont émoussés et la surface est couverte de la croûte noire caractéristique des sporadosidères. La pâte de la roche est grise, ponctuée de points brillants à éclat métallique. Le poids total est de 705 gr.

L'examen microscopique de cette roche, effectué par M. le professeur Cohen, de Greifswald, a montré que celle-ci est formée par un agrégat poreux et fin de cristaux de silicates et de grains de fer-nickel empâtant des chondres et des cristaux d'olivine et de bronzite avec des parties isotropes analogues à la Maskelynite. Cette météorite rentre ainsi exactement dans le groupe établi d'après la météorite de Brezina des Chondrites à sphérites cristallines (Krystallinische Kugelchenchondrite).

M. Lugeon rappelle en terminant qu'avant la météorite de Châtillens trois météorites seulement ont été trouvées en Suisse.

1° La pierre du Dragon tombée en 1421 dans le canton de Lucerne.

2° La météorite tombée en 1698 à Hinterschwendi près Walkringen (canton de Berne), perdue depuis.

3° La météorite du Rafrüti tombée en 1856, trouvée en 1886 et conservée au Musée de Berne.

III^e PARTIE — TECTONIQUE

Alpes.

Généralités. — Depuis longtemps M. A. HEIM se préoccupe de tirer le meilleur parti possible au point de vue didactique des représentations régionales en relief. A l'occasion de la remise au Musée de Saint-Gall de son splendide relief au 1 : 5000 de la chaîne du Sentis, il a insisté sur les nécessités actuelles de la géoplastique (45). Pour qu'un relief ait une utilité, il faut qu'il donne un résultat supérieur à la carte et pour cela il faut d'abord qu'il soit construit d'après des observations faites directement sur le terrain par un homme compétent en géodésie et en géologie, il faut ensuite que son échelle soit suffisante (au moins 1 : 50 000).

M. Heim montre ensuite le rôle que peut jouer le relief aussi bien dans les écoles que dans les universités et les musées, puis il expose en terminant la façon dont il est arrivé d'abord à la conception, puis à la confection de son relief du Sentis.

Nappes de charriage. A la suite d'une série d'excursions dans les Alpes orientales, M. PIERRE TERMIER est arrivé à une conception des chaînes cristallines de cette région toute différente de celle développée par les géologues autrichiens et qui comporte une extension à d'immenses territoires de la conception des **nappes de charriage**. Ces idées sont exposées d'abord dans une notice publiée dans le Bulletin de la Société géologique de France (76) dont j'extrais les principaux arguments.

Le **massif gneissique du Zillerthal** qui représente l'extrémité occidentale des Hohe Tauern, a l'aspect d'un dôme cristallin dont le gneiss plonge au N, à l'W et au S sous un revêtement schisteux. Celui-ci comprend : 1° un terme inférieur formé de calcaires et de quartzites phylliteux, de poudingues métamorphiques, de micaschistes, d'amphibolites et de gneiss ; 2° un terme supérieur qui semble correspondre aux schistes

lustrés et qui se compose de calcschistes, de micaschistes et de schistes verts. Cette série, considérée par les géologues autrichiens comme stratigraphiquement continue et entièrement paléozoïque et connue sous le nom de Schieferhülle, représente pour M. Termier un empilement de têtes de plis plongeant au N, dans lequel rentrent les éléments stratigraphiques suivants :

1° Des schistes cristallins anciens, probablement paléozoïques, micaschistes, amphibolites, etc.

2° Du Trias comprenant : *a)* des quartzites, *b)* des marbres phylliteux, *c)* des calcaires dolomitiques, et offrant une remarquable analogie avec le Trias des Alpes occidentales.

3° Des schistes calcaires et argileux, associés à des schistes verts ; ce complexe correspond lithologiquement et stratigraphiquement aux schistes de la Basse-Engadine (voir plus loin l'analyse du travail de M. Paulke) et aux schistes lustrés du Prättigau et de la zone du Briançonnais.

Soit au N soit au S la Schieferhülle superposée au massif du Zillerthal, dont M. Termier cherche à démontrer la complexité à la fois stratigraphique et tectonique, plonge sous des gneiss et des schistes micacés et amphiboliques en tous cas plus anciens que le Carboniférien, qui sont connus sous le nom de schistes du Pintzgau.

Sur le versant N on peut suivre entre les schistes lustrés de la Schieferhülle et les schistes du Pintzgau une zone imbriquée et discontinue de Trias ; en outre la zone de contact entre les deux complexes schisteux est marquée par la présence d'une série de Klippes de Trias, qui s'appuient en discordance tantôt sur les schistes paléozoïques, tantôt sur les schistes mésozoïques, tantôt sur les uns et les autres à la fois, et que M. Termier considère comme des lambeaux d'une grande masse chevauchée d'origine lointaine, dont la partie frontale formerait les Alpes calcaires septentrionales.

En se basant sur cette interprétation stratigraphique l'auteur admet que le massif cristallin du Zillerthal et des Hohe Tauern a été recouvert par 5 nappes superposées dans l'ordre suivant :

1° Une nappe inférieure formée de gneiss et de Trias (Hochstegenkalk).

2° Une nappe formée de micaschistes permo-houillers et de schistes lustrés qui correspond à la zone médiane de la Schieferhülle.

3° Une nappe discontinue de Trias intercalée entre les schistes lustrés de la nappe précédente et le massif des schistes du Pintzgau.

4° Une nappe formée de phyllades paléozoïques, de Trias et de Lias qui comprend la chaîne du Pintzgau avec au S les calcaires triasiques de la Rettelwand, de la Serlesspitze, etc., au N les Alpes calcaires septentrionales.

5° Une nappe hypothétique, dont il ne resterait rien, et que M. Termier appelle la nappe des Dinarides ; il sera question plus loin de ce pli supérieur supposé.

La quatrième nappe se continue vers l'W dans le massif de l'Oetzthal et dans celui de la Silvretta, et la Basse-Engadine avec ses vastes affleurements de terrains secondaires chevauchés par des schistes cristallins représente d'après M. Termier une fenêtre d'érosion creusée au travers de cette nappe. Dans cette fenêtre les calcaires triasiques qui affleurent sous le cristallin correspondraient à la troisième nappe du Zillerthal, tandis que les schistes calcaires du fond de la vallée appartiendraient à la deuxième.

Tous ces gigantesques plis couchés et empilés ont d'après l'auteur une racine au S entre la chaîne du Hohe-Tauern et la ligne tectonique du Gailthal, dans une région de plis serrés presque droits, où le cristallin est surmonté par un Trias identique à celui du Zillerthal, formé aussi de bas en haut de quartzites, de marbres phylliteux, et de calcaires dolomitiques à Dactylopores.

Dans un dernier chapitre consacré à la synthèse de la tectonique alpine M. Termier développe une série de thèses qui peuvent être résumées comme suit :

1° Le faisceau des plis alpins déversés en grandes nappes vers le N est séparé de la zone des Dinarides formée de plis peu marqués et faiblement déjetés au S par une sorte de grande faille, qui depuis le Gailthal à l'E passe au S du massif de l'Ortler et de la Valteline, un peu au N de Lugano et finalement à Ivree.

2° La vraie zone axiale des Alpes est représentée par la zone des schistes lustrés, qui affleure de Gênes au Rhin, qui depuis le Rhin est en grande partie cachée par des nappes superposées et n'apparaît qu'en fenêtres (Basse Engadine, versant S des Hohe-Tauern). Cette zone a fonctionné depuis le Carboniférien jusqu'à l'Eocène avec une courte interruption pendant le Trias comme un vaste géosynclinal compris

entre deux faisceaux parallèles de plis, et dans lequel se sont déposés successivement des sédiments schisteux appartenant à des systèmes géologiques très divers. Lorsque la région a été reprise par les plissements alpins le faisceau de plis septentrional a donné naissance aux massifs centraux et aux nappes dont les racines sont externes par rapport à la zone des schistes lustrés (Hautes Alpes calcaires suisses); la zone géosynclinale des schistes lustrés a été écrasée et transformée en un empilement de nappes imbriquées, souvent difficiles à distinguer (Préalpes, Brèche du Chablais et de la Hornfluh, Falkniss); enfin le faisceau de plis méridional, poussé par-dessus le géosynclinal axial, a donné naissance aux nappes les plus étendues (nappe de la Silvretta-Pintzgau et des Alpes calcaires septentrionales d'Autriche). Ainsi presque toute la région qui se trouve au N de la zone des schistes lustrés est constituée essentiellement par des nappes superposées, ce n'est qu'au bord septentrional des Préalpes que l'on retrouve une chaîne autochtone, celle qui, formée de terrains à faciès helvétique, s'étend par le Hohgant et le Pilate jusqu'au Sentis.

M. Termier explique la formation de cet énorme système de nappes par une poussée de la région des Dinarides le long de la faille du Gailthal par-dessus les Alpes, la masse chevauchante des Dinarides agissant alors comme une sorte de traîneau compresseur. Le soulèvement des Alpes ne se serait effectué qu'après cet effort et après la formation des nappes; il aurait été beaucoup plus accentué vers l'W en Savoie et en Suisse que dans les Alpes orientales; aussi l'érosion a pu ramener au jour dans les Alpes occidentales les plis autochtones et les nappes à racine externe, tandis que vers l'E le démantèlement des nappes à racine interne n'a pu se faire que faiblement et que les plis de la zone axiale et du faisceau septentrional restent cachés en profondeur. La différence entre les Alpes occidentales et orientales se réduirait ainsi à une question de proportion dans l'érosion, déterminée par une variation dans l'exhaussement.

A la suite de nouvelles explorations dans la **région du Brenner** M. P. TERMIER (72) a retrouvé aux abords de cette profonde coupure la troisième nappe du massif du Zillerthal. Cet élément tectonique est ici considérablement grossi et comprend un complexe de schistes granatifères chevauchant sur les schistes lustrés, puis du Trias épais de plusieurs centaines de mètres qui forme les Telfer-Weisse et

les sommets des Tribulaun. D'autre part, contrairement à l'opinion de M. Diener, l'auteur n'admet l'existence d'aucun accident tectonique transversal dans la dépression du Brenner. La troisième nappe s'enfonce au N sous du Paléozoïque incontesté qui lui-même disparaît sous les Alpes calcaires.

D'autre part M. P. TERMIER (73) a exploré à deux reprises la **région de l'Ortler** comprise entre le Val Camonica et le Passo Tonale au S et le Pintschgau au N. Il a constaté dans cette région la présence de trois nappes superposées :

1^o Une nappe inférieure constituée par les phyllades de Bormio, du Verrucano peu épais, du Trias qui affleure au-dessus de Bormio sur la route du Stelvio et dans la gorge de l'Adda et du Braulio, enfin du Lias. C'est le Trias de cette nappe qui forme les sommets entre le Stelvio et le Val Zebbru et la crête qui s'étend de l'Ortler à la Hochleitenspitze.

2^o Une seconde nappe formée de phyllades, de gneiss et de Trias, qui recouvre la précédente au N et à l'W, et constitue le Piz Umbrail, est représentée par des lambeaux au Ciavatlatsch et au Costainas et se prolonge au N du Münsterthal jusqu'aux montagnes qui dominent l'Inn au SE.

3^o Une nappe supérieure de phyllades et de gneiss qui se superpose au Trias précédent au Piz Chazfora, da Rims, Lad et au Piz Umbrail.

Ces plis s'enracinent au S dans la zone comprise entre Passo Tonale et Santa Catarina ; il se prolongent au N jusqu'aux Alpes septentrionales.

A propos de la région des **schistes calcaires de la Basse-Engadine** M. P. TERMIER (74) insiste une fois de plus sur le caractère de fenêtre d'érosion qu'elle présente. Partout les calcschistes s'enfoncent sous les phyllades de la quatrième nappe et presque partout on trouve entre les phyllades et les calcschistes des couches triasiques d'épaisseur très variable qui représentent la troisième nappe du Zillerthal, tandis que les calcschistes appartiendraient à la seconde. L'idée de considérer cette région comme déprimée et recouverte par les massifs voisins ayant poussé au vide ne peut se soutenir, d'après l'auteur, qu'en supposant des dislocations invraisemblables et en faisant abstraction de la tectonique générale des Alpes grisonnes et autrichiennes. D'autre part les schistes calcaires considérés par M. Paulke comme crétaciques et tertiaires, doivent représenter ici encore une série compréhensive.

Enfin je me contenterai de citer ici une dernière note de M. P. TERMIER (75) dans laquelle l'auteur établit les raccords entre la région de l'Ortler et celle des Hohe Tauern, montrant que suivant ces deux profils on retrouve avec des caractères semblables la zone des racines, la zone de passage des plis aux nappes et la zone des nappes.

L'interprétation que M. Termier a donnée des Alpes orientales et de la tectonique alpine en général a suscité une vive opposition dans le milieu des géologues autrichiens et a provoqué de la part de M. C. DIENER (42) une réponse extrêmement vive.

Cet auteur commence par montrer l'absence complète d'arguments absolus qui puissent servir de base à la stratigraphie établie par M. Termier pour les diverses formations de la Schieferhülle. Les calcaires marmoréens et les quartzites, que l'auteur français attribue tous au Trias, sont certainement en partie paléozoïques, et ceci est le cas tout particulièrement du « Hochstegenkalk ». D'autre part l'identification des calcschistes de la Schieferhülle avec les schistes lustrés, basée simplement sur une analogie lithologique, n'a pas de valeur, ces mêmes calcschistes présentant d'un autre côté une analogie tout aussi accusée avec des formations incontestablement paléozoïques des Alpes orientales.

M. Diener soutient ensuite la thèse que, si la Schieferhülle était constituée comme M. Termier l'a admis de nappes empilées de terrains paléozoïques, triasiques et jurassiques, ces nappes devraient s'enraciner au N et non au S ; en effet tandis que le massif cristallin du Hohe Tauern-Zillerthal s'enfonce normalement au N sous son revêtement sédimentaire, il est déversé au S par dessus la partie méridionale de ce revêtement. Quant au massif de l'Oetzthal, considéré par M. TERMIER comme une nappe supérieure, il représente un massif central typique.

Admettant que le point de départ de son confrère français pour son interprétation des Alpes orientales a été la notion, développée par M. Rothpletz et par M. Lugeon, que le massif de la Silvretta et les chaînes calcaires du Rhæticon appartiennent à une vaste nappe de charriage supérieure aux nappes suisses, M. Diener s'efforce de montrer que la bordure septentrionale du Rhæticon et des Alpes calcaires septentrionales ne porte aucune trace d'un chevauchement si étendu, et que dans l'intérieur du Rhæticon il n'existe aucune formation qui puisse être attribuée au soubassement

d'une nappe charriée. En outre l'inflexion au S de la direction des plis dans la partie occidentale du Rhæticon correspond à une inflexion semblable dans les chaînes à faciès helvétique du Vorarlberg et cette concordance parle en faveur du caractère autochtone du premier.

Enfin M. Diener invoque comme arguments particulièrement importants contre la théorie des grandes nappes de charriage dans les Alpes orientales d'abord le fait que les couches de Lunz, qui ont un faciès pélagique dans la région médiane des Alpes calcaires septentrionales, passent vers le N comme vers le S à un faciès de plus en plus littoral, ensuite le fait que les couches sénoniennes de Gosau, qui sont développées dans des dépressions synclinales des Alpes calcaires, se raccordent par une transformation graduelle au faciès préalpin du même niveau tel qu'il existe plus au N dans la grande zone du Flysch. Ces deux faits s'expliquent tout naturellement si l'on admet que le Trias et le Crétacique se sont déposés sur leur emplacement actuel, soit entre les Alpes cristallines et la bordure méridionale du massif bohémien ; ils seraient incompréhensibles, si les Alpes calcaires faisaient partie d'une nappe charriée amorcée au S de la Schieferhülle.

D'autre part M. W. KILIAN (50) s'est attaché à montrer le peu de probabilité de l'hypothèse d'un chevauchement des Dinarides par dessus les Alpes, admis par M. Termier comme cause déterminante de la formation des nappes alpines. Non seulement il ne resterait aucun vestige de cette nappe des Dinarides, mais plusieurs traits caractéristiques des Alpes delphino-provençales ne concordent pas avec une semblable conception, en particulier le déversement général vers l'E des plis du versant oriental de ces chaînes.

L'auteur admet pour le massif du Pelvoux les phases de dislocation suivantes : d'abord formation de plis tous couchés au N en forme de nappes, puis replissement de ces nappes superposées, enfin formation dans la région orientale du massif de plis en retour déterminés par un affaissement de la plaine piémontaise et déversés vers celle-ci.

La structure en éventail, créée par la formation de ces plis en retour date donc de la dernière phase du plissement, elle est postérieure à la formation des nappes à racines externes, et n'a été suivie d'aucun chevauchement de nappe interne par dessus le massif du Pelvoux.

Alpes calcaires méridionales. — M. A. VON BISTRAM (40) a publié une étude de la région des chaînes triasiques situées au N du lac de Lugano entre la vallée de l'Agno et Porlezza. Ce territoire se subdivise normalement en deux zones dirigées à peu près E-W ; l'une au N est formée essentiellement de schistes précambriens, l'autre au S est presque entièrement dolomitique. Au point de vue stratigraphique on distingue les formations suivantes :

1° Les phyllades précambriennes, qui constituent la zone septentrionale, sont interrompues brusquement par une faille qui les fait butter contre les sédiments mésozoïques.

2° Le Verrucano se superpose en général directement sur les phyllades, par places il en est séparé par des nappes de porphyres, analogues à celles qui prennent un si grand développement plus au S. Il est constitué par des grès et des conglomérats riches en éléments quartzeux et micacés et appartient peut-être en partie au Trias.

3° Le Trias incontestable débute par un complexe dolomitique bien stratifié à la base et devenant massif vers le haut, qui correspond au niveau d'Esino et que l'auteur désigne sous le nom de dolomies inférieures ; ce complexe existe au S. Salvatore, il prend un grand développement au S du lac de Lugano dans les environs de Campione et au Sasso Rancio dans la région du lac de Côme. Au-dessus de ces dolomies les couches de Raibl ne prennent pas une extension importante en dehors des environs du lac de Côme ; elles sont constituées par des calcaires gris, jaunâtres ou rouges associés à des grès, des corneilles et du gypse. Enfin toute la partie supérieure du Trias est représentée par la dolomie principale, soit par une série épaisse de 1000 à 1200 m. de dolomies grises ou jaunâtres en gros bancs, qui contiennent *Worthenia solitaria* Ben., des *Megalodon* et *Gyroporella vesiculifera* Gumb. Lorsque les couches de Raibl font défaut la délimitation des dolomies inférieures et de la dolomie principale devient très difficile. A sa partie supérieure cette dernière passe à des calcaires dolomitiques plaquetés (Plattenkalk). Ce Trias supérieur constitue en grande partie les chaînes de la rive septentrionale du lac entre Lugano et Porlezza.

4° L'Infralias débute par des marnes bitumineuses à *Avicula contorta* du reste assez riches en fossiles ; puis ces couches deviennent de plus en plus calcaires et dolomitiques et passent à de véritables dolomies à *Conchodon*. Ces forma-

tions rhétiennes sont bien développées sur les deux versants de la dépression Porlezza-Menaggio ; elles manquent par contre à l'W de la ligne Lugano-Mendrisio, à partir de laquelle le Lias repose directement sur la dolomie principale.

5° Le Lias est relié dans les environs de Lugano aux calcaires à Conchodon par une transition graduelle ; il est représenté par une succession de calcaires siliceux contenant souvent en grande quantité des fossiles silicifiés. C'est lui qui forme la rive du lac entre Castagnola et Albogasio ; il existe en outre au Monte Bre et au Monte Bolgia. Ces couches doivent être homologuées aux étages hettangiens et sinémuriens.

6° Des moraines et des blocs erratiques se retrouvent un peu partout dans la région étudiée par M. de Bistram. En se basant sur leur répartition on doit admettre qu'un tronç de glacier important y pénétrait par la dépression de Menaggio-Porlezza. Quant à l'origine du lac de Lugano elle paraît être due essentiellement à l'action des glaciers ; il n'existe en tous cas aucune dislocation tectonique qui puisse en être la cause.

Au point de vue tectonique les Alpes dolomitiques des environs de Lugano se trouvent près de la bordure septentrionale des Alpes calcaires méridionales, auxquelles appartiennent les massifs du Mont-Generoso et de l'Alta Brianza ; elles sont séparées de la région des phyllades située plus au N par une faille qui passe vers l'W à la grande faille, dirigée NNE-SSW, de Lugano.

La direction des couches dans le territoire étudié est WNW-ESE et le plongement se fait uniformément au SSW. De nombreuses irrégularités proviennent du reste de la présence de tout un réseau serré de failles, dont les unes sont parallèles à la direction des plis, les autres transversales. Pourtant d'une façon générale les formations se succèdent par ordre d'ancienneté du N au S.

La région de Lugano se distingue des territoires voisins, dont elle est séparée par des failles, d'abord par des différences d'ordre lithologique et stratigraphique, en particulier par l'absence de grandes nappes de porphyres à la base du Verrucano et par le grand développement qu'y prend le Lias inférieur calcaire. Au point de vue tectonique il semble qu'il y ait une relation entre les dislocations observées ici par M. de Bistram et celles qui existent dans la région limite des Alpes occidentales et orientales.

Alpes valaisannes. La géologie de la chaîne du Simplon n'a pas donné lieu en 1904, à de nouvelles publications d'ordre purement scientifique. M. H. SCHARDT (67) s'est contenté d'imprimer à nouveau dans les *Eclogæ* la notice historique sur les diverses interprétations tectoniques de ce massif données depuis Studer jusqu'à nos jours, notice qui a été signalée dans la Revue pour 1903 (N° 45). Par contre un conflit ayant surgi entre la direction technique du tunnel du Simplon et la commission géologique attachée aux travaux, M. ED. SULZER-ZIEGLER (70), à propos d'une conférence générale sur le forage du tunnel, a abordé avec un peu trop d'aigreur la question des expertises géologiques qui ont précédé le commencement des travaux, se plaignant des déceptions innombrables qu'avaient occasionnées les pronostics des géologues, et montrant comment les profils établis avant le forage se sont trouvés complètement faux, comment les venues d'eau ont été beaucoup plus abondantes qu'on ne l'avait prévu et enfin comment la température dans les régions médianes du tunnel a de beaucoup dépassé les évaluations.

M. H. SCHARDT avait déjà partiellement répondu d'avance aux reproches faits par M. Sulzer-Ziegler dans sa notice historique précitée et dans une conférence faite à la Session annuelle de la Société helvétique des sciences naturelles. Dans cette conférence (66) il a refait l'historique de la question du Simplon et exposé les principales données sur les venues d'eau dans le tunnel, telles qu'il les avait publiées précédemment (voir Revue pour 1903, Nos 38 et 45). A propos de la température dans la profondeur, il a montré que l'évaluation notablement trop basse qui avait été admise est due d'abord à ce qu'on avait estimé la température superficielle du sol à 5° au-dessous de la réalité, ensuite à ce que la position horizontale des couches dans toute la partie médiane du tunnel occasionne une réduction de longueur notable dans le degré géothermique, un fait qui était totalement inconnu avant les travaux du Simplon.

D'autre part M. A. HEIM (44) n'a pas voulu, comme président de la commission géologique du Simplon, laisser sans réponse les observations de M. Sulzer-Ziegler. Dans sa réplique, publiée par les *Eclogæ*, il reprend les rapports d'expertises rédigés successivement en 1878 par MM. E. Renavier, C. Lory et lui-même, puis en 1882 par les mêmes

plus M. Taramelli, et enfin en 1891 par M. H. Schardt; il montre que ces rapports concluent tous à une extrême complication pour la structure géologique du Simplon, complication qui donne un caractère hypothétique à une grande partie des profils établis et qui nécessiterait une exploration approfondie de toute la chaîne. Or non seulement les travaux du tunnel ont été commencés en 1898 sans que cette exploration détaillée demandée par les géologues ait été faite, mais encore le profil officiellement adopté par l'entreprise est une mauvaise copie de celui établi en 1891 par M. Schardt, faite sans tenir compte des publications ultérieures, qui montraient pourtant clairement la possibilité d'interprétations très différentes.

Tous les rapports d'experts admettaient que dans le tunnel le tronçon N couperait sur 3000 à 4000 m. des calcschistes et des schistes argileux fortement redressés, et que le tronçon S traverserait sur 6000 à 6500 m. du gneiss en couches presque horizontales; ils supposaient dans la partie médiane longue d'environ 10 km. des alternances de schistes variés avec des plongements différents, et faisaient toutes les réserves sur les surprises possibles dans cette région en tous cas très compliquée. Sauf une réduction marquée du trajet dans le gneiss d'Antigorio du côté S ces prévisions se sont réalisées. En outre la traversée de plusieurs bancs calcaires intercalés dans les schistes et la possibilité de venues d'eau importantes sortant de ces bancs avaient été prévues par les géologues experts, ainsi que la présence de gypse dans le voisinage des calcaires. L'existence possible dans la roche de régions pulvérisées donnant lieu à de violentes pressions avait été envisagée, tandis qu'il avait été annoncé que le tunnel ne rencontrerait ni de grandes masses de formations meubles (erratiques) ni des roches particulièrement dures. En somme les difficultés rencontrées par l'entreprise et non prévues se réduisent à deux: d'une part le développement très grand que prend en profondeur le sulfate de chaux et le caractère anhydre qu'il présente, de l'autre la présence dans l'axe du tunnel en plein gneiss de la fameuse « Druckstelle »; or ces deux difficultés sont de celles qu'aucun géologue ne peut annoncer d'une façon précise.

Il est clair maintenant que l'interprétation théorique du Simplon s'est complètement modifiée depuis l'époque des expertises, et l'évolution des idées dans ce domaine s'explique suffisamment par la difficulté du sujet.

La question de la température de la roche a été évidem-

ment résolue d'une façon inexacte, l'erreur étant due ici à la fois à une évaluation trop basse de la température superficielle et à une estimation exagérée de la longueur du degré géothermique, influencée ici d'une façon défavorable par la position horizontale des schistes dans le tronçon médian du tunnel.

Alpes orientales. — D'après un rapport géologique de M. CHR. TARNUZZER (71) nous connaissons maintenant le profil géologique du **tunnel de l'Albula** qui relie la vallée d'Albula au Val Bevers. Le tunnel traverse de l'W à l'E les formations suivantes :

1° Calcschistes et marnes	(longueur 1097 m.)
2° Dolomie cellulaire	(» 111 m.)
3° Schistes de Casanna	(» 52 m.)
4° Granite de l'Albula	(» 4346 m.)
5° Moraine de fond	(» 92 m.)
6° Eboulis granitiques	(» 168 m.)

Ce profil établi par les travaux coïncide du reste presque exactement avec celui établi d'avance par M. Heim avec cette différence que la dolomie cellulaire a une épaisseur supérieure aux prévisions.

Les schistes calcaires et marneux sont disposés en lits très variables au point de vue des quantités relatives de carbonate de chaux et d'éléments argileux ; ils sont généralement de couleur foncée à cause de leur forte teneur en matières bitumineuses. La direction des couches est E-W à l'entrée du tunnel, mais varie assez notablement dans l'intérieur ; le plongement se fait d'abord au S, puis devient vertical et se fait finalement au N, marquant un synclinal aigu. Du reste il est certain que les schistes présentent de nombreux plissements secondaires. L'âge de ces schistes paraît être triasique, quoique l'absence complète de fossiles ne permette pas de le certifier. De nombreuses venues d'eau se sont produites dans ce complexe et des sources superficielles ont par suite tari à Preda et sur les hauteurs de Palpuogna.

La dolomie cellulaire correspond à la corgneule inférieure du Virglorien ; elle contient des fragments de granite vert. Cette roche a offert d'innombrables difficultés du fait soit de son peu de consistance, soit de la quantité d'eau dont elle était imprégnée. Le plongement est constamment au N.

Les schistes de Casanna comprennent un complexe de phyllades, de schistes micacés, sérinitiques, chloriteux et

amphiboliques. Ces schistes d'abord finement littés au contact de la dolomie, deviennent de plus en plus compacts à l'approche du granite. Le plongement se fait ici encore au N.

Le granite bien connu de l'Albula est formé de gros grains vitreux de quartz, d'orthoses blanches, de plagioclases verdâtres et d'amas de biotite brune, à laquelle s'associe un peu d'amphibole. Sa structure est assez variable, le grain étant tantôt grossier tantôt moyen ; d'autre part le granite franc passe vers la périphérie à une variété gneissique dynamométamorphique. D'assez nombreux filons aplitiques et porphyriques traversent la roche. A 1057 m. du portail S la galerie a atteint une variété de granite caractérisée par la coloration rouge des orthoses.

Mais la constatation la plus intéressante faite dans la région granitique du tunnel consiste dans la découverte entre 1931 et 1996 m. à partir du portail S, par conséquent en plein granite, d'un lambeau important de marnes et d'argiles probablement triasiques. Ces couches plongent fortement au S.

Au contact avec le granite, elles s'enchevêtrent avec celui-ci, de sorte qu'il se produit une pénétration réciproque des deux milieux. L'auteur admet que ce lambeau a été entraîné par le granite lors de son intrusion, qui ne pourrait donc pas être plus ancienne que le Trias supérieur ; puis les plissements alpins, en comprimant le massif granitique, auraient encore compliqué les relations entre la formation sédimentaire et le milieu encaissant.

Le trajet du tunnel dans le granite n'a rencontré que fort peu de venues d'eau, dont les seules un peu importantes se sont trouvées au-dessous de la dépression marécageuse Albula-Weissenstein.

Sur le versant oriental, le granite est recouvert par une couche assez épaisse de moraine de fond déposée par le glacier du Val Bevers, puis par de l'éboulis granitique.

La température maximum de la roche dans le tunnel a été de 15°, au-dessous du Pitz-Giumels, ce qui correspondrait à un degré géothermique de 58 à 59 m. La plupart des sources ont montré une température comprise entre 11 et 12°.

L'école géologique de Fribourg en Brisgau continue ses explorations méthodiques dans les Alpes grisonnes et nous lui devons cette année deux monographies consacrées à cette région. La première de ces études est due à M. W. SCHILLER (69) et concerne le **Massif de la Lischanna** à l'E de la Basse-Engadine.

Le soubassement cristallin dans ce territoire, dont l'auteur n'a du reste pas entrepris l'étude détaillée, est formé essentiellement de gneiss, de micaschistes et de granites; parmi ces derniers on peut distinguer un premier type voisin du granite du Julier, qui est développé vers l'W du côté de l'Inn, et un second type caractérisé par ses grands cristaux d'orthose (jusqu'à 5 cm. de longueur), qui lui donnent un aspect oeilé; cette dernière roche existe particulièrement dans le massif de Sesvenna.

L'on trouve en outre dans le cristallin des roches dioritiques, des filons de quartzporphyres gris et de porphyrites, et des diabases. Les schistes de Casanna sont le plus souvent impossibles à séparer des schistes cristallins plus anciens, faute de base soit tectonique, soit lithologique.

La série sédimentaire débute par les grès et conglomérats rouges et verts, riches par places en galets de quartzporphyre du **Verrucano**, qui représentent ici le Permien, et qui se terminent à leur partie supérieure par un complexe d'argiles schisteuses rouges et vertes (Servino).

Le Trias commence par des grès jaunâtres avec bandes argileuses, qui se distinguent du Verrucano par l'absence d'éléments porphyriques; de siliceux qu'ils sont à la base, ils deviennent de plus en plus dolomitiques vers le haut et passent ainsi à la **Untere Rauhewacke**. Tandis que ces deux niveaux inférieurs n'ont qu'une extension localisée, le Trias moyen, formé de calcaires dolomitiques foncés, de dolomies et de schistes calcaires noirs à *Diplopores* et *Dadocrinus*, existe d'une façon beaucoup plus générale. Sur ces couches désignées sous le nom de *Muschelkalk* repose directement le **calcaire dolomitique du Wetterstein**, qui forme un puissant massif bien stratifié atteignant 150 à 200 m. d'épaisseur; on trouve ici des *Diplopores* et un assez grand nombre de *Gasteropodes*, *Lamellibranches* et *Brachiopodes* indéterminables.

Le calcaire du Wetterstein est quelquefois surmonté directement par la dolomie principale; plus souvent il est séparé de celle-ci par une série d'argiles bariolées, auxquelles sont associés en quantité variable des schistes calcaires, des dolomies et des corgneules et qui correspondent aux **couches de Raibl**. L'auteur donne ici plusieurs profils qui montrent la variabilité de ce complexe.

La **dolomie principale** est constituée par une dolomie grise finement cristalline ou compacte, en gros bancs, et atteint

jusqu'à 1000 m. de puissance ; elle contient par places d'assez nombreuses coquilles de *Megalodon*.

Contrairement à une assertion de Gumbel, les couches de Kössen manquent partout dans la région, et la dolomie principale est recouverte directement par un complexe transgressif formé dans des proportions très variables de brèches à éléments dolomitiques et contenant des débris de *Pentacrinus* et d'*Apiocrinus*, de calcaires plaquetés gris, roses ou blancs et d'argiles rouges. Ces dépôts contiennent quelques fossiles qui permettent de les attribuer au Sinémurien et probablement en partie à l'Hettangien. Ils manquent parfois complètement et dans ce cas la dolomie principale est recouverte par des schistes argileux, gris, qui se rattachent nettement par leur faciès et leur faune aux schistes d'Algäu. On y trouve des débris de Radiolaires et de Spongiaires, de gros *Inoceramus ventricosus* Sow., des Arietidés, des Harpoceratidés, etc....

Ces schistes de l'Algäu représentent le Lias moyen ; leur dépôt a été suivi par une longue interruption de la sédimentation, qui n'a repris qu'avec la zone à *Asp. acanthicum*. Celle-ci est représentée par un calcaire gris, très riche en fossiles, dont il ne subsiste du reste que deux lambeaux très petits reposant sur la brèche sinémurienne, l'un dans le haut du Val Lischanna, l'autre au-dessous du sommet du Piz-Schalambert. La faune récoltée dans ces deux gisements comprend :

<i>Trochocyathus truncatus</i> Zittel.	<i>Lytoceras sutile</i> Op.
<i>Rhynchotheutis</i> cf. <i>Suessi</i> Neum.	<i>Phylloceras</i> ex. af. <i>serum</i> Op.
» <i>tenuis</i> Neum.	<i>Aptychus sublævis</i> (?) Stop.
<i>Aspidoceras</i> <i>Haynaldi</i> Herbig	» <i>profundus</i> Stop.
<i>Perisphinctes plebejus</i> Neum.	» cf. <i>Beyrichi</i> Op.
» <i>fasciferus</i> Neum.	<i>Belemnites</i> ex. af. <i>hastatus</i> Sow.
<i>Oppelia</i> <i>Schwageri</i> Op.	» <i>ensifer</i> Op. (peut-être
» <i>Holbeini</i> Op.	aussi <i>Bel. Gemellaroi</i> Zittel).

Ce calcaire suprajurassique forme des couches tantôt plus, tantôt moins marneuses, à certains niveaux il contient des Radiolaires en si grande abondance, qu'il passe au calcaire à silex. L'auteur en a relevé un profil détaillé vers le glacier du haut Val Lischanna. D'après la répartition de blocs isolés on peut admettre qu'il avait une extension générale.

M. Schiller attribue avec doute au Néocomien une couche de calcaire alternativement marneux et siliceux très riche en Radiolaires, mais sans fossile déterminable, qui se superpose

au Malm du Val Lischanna. Avec ce dépôt se termine la série sédimentaire dans les Alpes calcaires à l'E de l'Inn.

Sur le versant SE de la vallée de l'Inn, on trouve soit au-dessous de la masse chevauchante de gneiss, soit dans l'intérieur de celle-ci sous forme d'écailles intercalées entre deux chevauchements, un ensemble de formations, qui comprend d'une part des péridotites plus ou moins complètement transformées en serpentine et d'âge plutôt récent, d'autre part des schistes lustrés. Parmi ceux-ci il faut distinguer d'un côté les schistes lustrés proprement dits, gris, plus ou moins argileux ou calcaires, devenant gréseux ou bitumineux par places, en général riches en traces de *Fucoïdes*, de l'autre côté les schistes bigarrés (*bunte Schiefer*), gris, jaunes, rouges et surtout verts, tantôt calcaires, tantôt siliceux et sériciteux, qui sont caractérisés surtout par l'intercalation de couches de gypse à fragments dolomitiques. M. Schilling montre l'absence complète d'arguments absolus, qui permettent de fixer ici l'âge des schistes lustrés proprement dits, il considère pourtant leur assimilation au Flysch comme la solution la plus probable. Quant aux schistes bigarrés, leur âge est plus problématique encore.

Au point de vue tectonique, la région des Alpes calcaires à l'E de la Basse-Engadine représente une énorme lame chevauchante de Cristallin, de Trias et de Jurassique, qui recouvre les schistes lustrés de la rive gauche de l'Inn, qui a été replissée en elle-même de façon à donner lieu à plusieurs chevauchements successifs et qui a subi un affaissement d'ensemble. Sur cette lame une nouvelle série, formée essentiellement de terrains cristallins et amorcée au SE, est venue se superposer; la bordure actuelle de cette nappe supérieure, déterminée par l'érosion, passe par le Piz Lad, le versant W du Nockenopf et du Griankopf et le versant N du Piz Sesvenna. Parmi les nombreux chevauchements de la région, le cas le plus intéressant est celui, où des couches plus récentes ont été repoussées en discordance plus ou moins accentuée sur des formations plus anciennes. L'auteur adopte pour ce genre de dislocation le terme de **supérglisement** (*Uebergleitung*).

La formation des lames chevauchantes a dû être précédée ici comme ailleurs par le développement de plis simples sans chevauchements ni laminages importants. La trace de cette première phase de dislocations est comme de juste surtout nette dans le Verrucano et le Trias; en particulier, suivant

une ligne qui passe au N du Piz Pisoc, du Piz Lischanna et du Piz Schalambert le Trias dessine un synclinal très régulier.

Entre cette zone des plis normaux du Trias et les schistes lustrés de la Basse-Engadine s'intercale une zone imbriquée avec plongement général au SE, dans laquelle on peut reconnaître trois plans principaux de chevauchement et laminage. Le premier en partant du S est limité entre le Val Lischanna et le versant N du Piz Lavetscha; il est marqué par la disparition entre le gneiss et les couches de Raibl superposées de tout le Muschelkalk et de la plus grande partie des dolomies du Wetterstein. Le second plan de chevauchement, le plus important, coïncide avec la limite stratigraphique du faciès schistes lustrés et du faciès austro-alpin; il est marqué par le chevauchement du gneiss sur une zone écrasée de schistes lustrés et de serpentines; il se suit depuis les bords de l'Inn au S de Sent jusqu'au pied du P. Lavetscha. Les schistes lustrés chevauchés ici sont supportés par une zone de granite et de gneiss qui recouvre à son tour mécaniquement le complexe principal des schistes lustrés de la rive gauche de l'Inn; le plan de chevauchement suit d'abord la rive gauche entre Crusch et Sent, puis traverse la rivière entre Sent et Pradella; il disparaît près de Vulpera sous l'éboulis.

Sur le massif triasique à plissement normal se superpose en discordance une nappe, plongeant d'une façon générale faiblement au SE, de brèche liasique, de schistes du Lias et à certains endroits de Tithonique. La discordance ne peut être ici stratigraphique et dépendre de plissements antérieurs au dépôt du Lias; elle doit résulter d'un glissement du Lias par-dessus des tranches de couches triasiques et par places le plan de glissement est très nettement marqué par le polissage des couches. Cette poussée du Lias vers le NW par-dessus le Trias est particulièrement nette dans les massifs du Piz S. Jon, du Piz Lischanna et du Piz Ayuz; elle a été évidemment déterminée par le chevauchement d'une nappe supérieure formée surtout de gneiss avec un peu de Trias et de Verrucano, dont les principaux lambeaux se trouvent au Piz Rims et au Piz Cornet. Ces lambeaux et la région radicale de la même nappe sur le versant N du Griankopf sont séparés des formations liasiques sous-jacentes par une zone de broyage dans laquelle sont emmêlés des schistes cristallins et les divers sédiments du Trias et du Lias.

La région porte dans son ensemble la trace des deux plis-

sements croisés, qu'on peut considérer comme contemporains, l'un principal avec une direction WSW-ENE, l'autre secondaire avec une direction à peu près perpendiculaire. Les plis de ces deux systèmes semblent du reste se raccorder parfois par inflexion les uns aux autres.

Après cet exposé de la tectonique générale, M. Schiller donne en détail la description des profils les plus importants :

Le Val d'Uina montre du NW au SE une coupe fort instructive ; vers son entrée, il traverse une sorte de grande voûte de gneiss, puis il coupe un synclinal de Muschelkalk plongeant d'une façon générale au SE ; ensuite tout le fond de la vallée, jusqu'en amont d'Uina dadaint, est creusé dans le gneiss et les micaschistes, sur lesquels se superposent normalement la série triasique qui forme d'une part le Piz Schalamber dadaint, de l'autre tout le soubassement du Piz Ajuz et le mont Radond. Mais vers le SE, cette série est supprimée et le cristallin est directement recouvert par une masse chevauchante de Hauptdolomit, qui forme en particulier le massif du Piz Schalamber dadaint et qui supporte des lambeaux de brèche liasique et de Malm. Le contact entre la brèche liasique et le Trias est très irrégulier et semble indiquer que le Trias formait des îlots dans la mer liasique.

Cette série chevauchante et très fortement disloquée s'enfonce vers l'E sous un pli supérieur de gneiss qui forme la chaîne du Griankopf et de la Rasass-Spitz.

Plus au SW les deux coupes fournies par le Val Chazet et le Val Triazza permettent de reconnaître, que le gneiss de l'entrée du Val d'Uina est en chevauchement sur une zone de schistes lustrés, supportée par une zone inférieure de gneiss qui elle-même chevauche sur les schistes lustrés du flanc gauche de la vallée. Le synclinal de Trias s'évase ici beaucoup plus par suite de l'importance beaucoup moindre de l'érosion, il comprend l'ensemble de la série triasique et forme tout le soubassement du Piz Ajuz et du Piz Lischanna.

Les sommets du Piz Ajuz, du Piz Triazza et du Piz Lischanna sont formés essentiellement par la brèche liasique reposant d'une façon très irrégulière sur le Trias supérieur, replissée sur elle-même et contenant plusieurs synclinaux de Lias supérieur schisteux. Au S du Piz Triazza et du Piz Lischanna, on voit la brèche liasique s'enfoncer au SE sous les schistes liasiques et sous le Malm, puis sur ce dernier vient s'appuyer un lambeau chevauché de dolomie principale et

de gneiss en série renversée. La nappe supérieure, dont ce Trias et ce gneiss sont un témoin, est représentée encore au sommet et sur le versant S du Piz Rims par un grand lambeau de gneiss reposant sur le Lias ; elle devait primitivement se continuer à l'E jusque dans le massif gneissique du Griankopf et de la Rasass-Spitz.

Dans le bas du Val Lischanna on retrouve le chevauchement deux fois répété du gneiss sur les schistes lustrés ; puis, sur la seconde lame de gneiss se superpose la série triasique normale, dans laquelle est creusé tout le haut de la vallée, et qui dessine un large synclinal, prolongement du synclinal triasique du bas du Val d'Uina. La brèche et les schistes liasiques qui forment le Piz Lischanna et le sommet N du Piz S. Jon sont visiblement chevauchés sur le Trias, sur lequel ils reposent en discordance, et ils sont plusieurs fois repliés sur eux-mêmes. Enfin, sur ce Lias, énergiquement disloqué, on retrouve au Piz S. Jon un lambeau de recouvrement réduit à l'état de gigantesque brèche de dislocation et formé de Trias, de Verrucano, de schistes de Casanna et de gneiss. Ce nouveau témoin de la nappe supérieure affleure sur l'arête depuis le sommet N jusqu'au dessus d'Ils Laiets.

Le bas du Val Scarl présente ceci d'intéressant que, au-dessus de la seconde lame de gneiss, le Muschelkalk a été supprimé par laminage et le calcaire du Wetterstein notablement réduit. La dolomie principale y prend, au contraire, un énorme développement, qui s'explique du reste par les plissements qu'elle a subis. Elle forme, en effet, un synclinal dans le Piz Lavetscha, puis un anticlinal probablement complexe avec des cœurs anticlinaux de calcaire du Wetterstein sous le Piz Pisoc et le Piz S. Jon.

Sur le versant S du Piz Pisoc et du Piz Madlein on voit la dolomie principale plongeant au NW, s'appuyer sur une zone imbriquée et très compliquée, formée des divers niveaux du Trias moyen et inférieur, qui semble représenter des têtes de plis plongeant au NW. Cette zone, énergiquement plissée, se termine à la base par une série normale de Trias inférieur et de Verrucano, qui s'appuie avec un plongement au NW sur le granite de Sesvenna.

M. Schiller termine son étude par quelques renseignements sommaires sur les sources de Schuls Tarasp, sur la caolinisation du gneiss de la Glemgia et sur les quelques gisements de minerais de la région. Il conclut en montrant que les Alpes calcaires, à l'E de l'Inn, représentent une région d'abord recouverte par une nappe de terrains cristallins venue du SE,

puis affaissée sous cette couverture. Pendant le charriage de la nappe de gneiss, les formations autochtones ont été plissées et disloquées en chevauchements successifs. Outre les plis perpendiculaires à la poussée venue du SE on trouve des traces de plis dirigés NW - SE.

L'étude de M. Schiller est comme complétée par un travail de M. W. PAULKE (55) qui traite de la région des **schistes de la Basse-Engadine**. L'auteur débute par une description stratigraphique des niveaux successifs qu'il a reconnus ; ce sont :

L'*Archéen* est représenté par des gneiss, des micaschistes et des schistes amphiboliques.

Le *Paléozoïque* comprend :

a) Schistes de Casanna, phyllades grises très riches en éléments micacés avec lentilles de quartz, sans calcaire.

b) Série peu épaisse de grès fortement micacés et schisteux par places, qui correspondent probablement à la partie supérieure du Verrucano.

Le *Trias* comprend d'abord, un complexe formé de corneules, de gypse et de schistes bigarrés, qui existe entre le Fimberthal et le Samnaun ; les schistes sont en général plus siliceux et moins calcaires que les schistes lustrés avec lesquels on les confond facilement. D'autre part, le Trias est représenté à la Stammerspitz par un grand lambeau de recouvrement superposé aux schistes lustrés, dans la composition duquel entrent des calcaires du Wetterstein, de la dolomie principale et du Rhétien. Le niveau de Wetterstein est formé par des lits alternants de calcaires, de dolomies et d'argiles schisteuses se poursuivant sur 150 m. environ et contenant des *Lithodendron* et des Brachiopodes indéterminables ; il se termine par une assise plus argileuse, qui correspond peut-être aux couches de Raibl. La dolomie principale est foncée, bien stratifiée, épaisse de 200 à 280 m., sans fossiles. Le Rhétien comprend des couches alternantes de marnes et de calcaires dans lesquelles on trouve d'assez nombreux débris de Lamellibranches.

Le *Jurassique* paraît n'être représenté que par le Lias. Celui-ci est constitué essentiellement par des calcaires à Cri-noïdes ; on peut y distinguer de bas en haut :

a) Marnes grises schisteuses.

b) Calcaire spathique à *Terebr. vicinalis-arietis* et *Arietites ex af. Bucklandi*.

c) Calcaire rougeâtre à *Ostrea obliqua* et à Belemnites.

d) Calcaire spathique jaunâtre à *Pentacrinus tuberculatus*, divisé en deux parties par une assise gréseuse à concrétions spongieuses de silice.

Ces dépôts liasiques, qui atteignent une épaisseur de 80 m., se suivent depuis le versant oriental du Fluchthorn, dans la région du Fimberthal, tout le long du soubassement de la nappe chevauchante de schistes cristallins. Par leur facies ils se rapprochent du type d'Adneth et des calcaires à Crinoïdes du Lias des Klippes.

Les *schistes calcaires* de la Basse-Engadine, considérés par Theobald comme Lias, sont en réalité beaucoup plus récents, comme on peut le déduire soit de leur position tectonique, soit surtout de leur caractère paléontologique. L'auteur y a, en effet, trouvé de nombreux bancs d'une brèche échinodermique contenant, entre autres Foraminifères, *Orbitulina lenticularis* associée à *Diplopora Mühlbergi*, et en conclut que l'ensemble du complexe correspond à l'Urgo-aptien. Les schistes sont argilo-calcaires, riches en mica et contiennent des Fucoïdes; outre les brèches échinodermiques ils renferment des intercalations de schistes calcaires et de brèches grossières à éléments dolomitiques. Ils peuvent être homologués avec les formations semblables signalées par M. Lorenz dans le Rhæticon-Prättigau et aux calcaires échinodermiques de Sanct-Antonien et de Küblis, que M. C. Schmidt a décrits récemment comme triasiques. Ils prennent un grand développement au-dessous du Lias, dans la région du Fimberthal; du reste, l'analogie très grande que présentent ces formations schisteuses avec d'autres dépôts du même territoire, rend leur distinction souvent très difficile, et il est impossible de savoir, d'autre part, jusqu'à quel point le Crétacique supérieur et moyen n'y est pas aussi compris.

Le *Flysch* est représenté, dans la Basse-Engadine, par un ensemble de schistes, de grès riches en calcaire et de brèches polygéniques, qui rappelle absolument le Flysch des Alpes septentrionales; la détermination de ces dépôts, comme Flysch, n'est du reste confirmée, jusqu'ici, par aucune découverte de fossile caractéristique.

Dans la zone de contact des schistes de la Basse-Engadine et des masses cristallophylliennes qui les chevauchent, apparaissent toute une série de roches basiques plus ou moins métamorphisées, gabbros, diabases compacts, variolites, serpentines transformées localement en schistes chloriteux et amphiboliques. Ces roches semblent avoir été intrusives dans

le Trias et le Jurassique, et les relations étroites qui existent entre leur distribution et les grands plans de chevauchement paraissent justifier leur attribution au Tertiaire.

Les grands traits de la tectonique de la Basse-Engadine sont indiqués comme suit :

Le fond des vallées, Val Sinestra, Val Samnaun, est creusé dans un ensemble de dépôts schisteux, qui doivent appartenir au Crétacique inférieur et au Flysch; dans la vallée de l'Inn, entre Remus et Schuls, ces sédiments plongent au SE sous le massif gneissique et triasique de Lischanna, et, au contact avec cette masse chevauchante, se sont produits des enchevêtrements très compliqués. Dans la chaîne du Muttler et du Mondin, ces mêmes schistes dessinent une grande voûte, pour s'enfoncer vers l'W sous la masse triasique de la Stammerspitz; mais, ici, le Trias n'est séparé de son soubassement par aucune zone de schistes cristallins, et ce fait est interprété par M. Paulke comme un argument sérieux contre le raccord du Trias de la Stammerspitz avec celui du Lischanna en une seule nappe chevauchante.

Entre la zone du Muttler et du Mondin et le massif cristallin de la Silvretta et du Ferwall on voit le Lias et le Trias s'enfoncer à l'W et au NW sous les terrains cristallins; ils paraissent subir un amincissement rapide au-dessous du gneiss, ce qui parle plutôt en faveur d'un chevauchement local dirigé W-E que de l'existence d'une seule grande nappe, à laquelle appartiendrait les Alpes cristallines et triasiques de l'E et de l'W de l'Engadine.

Ainsi, sur un complexe récent de schistes crétaciques et tertiaires se superpose d'abord la nappe triasique et liasique de la Stammerspitz, puis le massif chevauchant formé de schistes cristallins de la Silvretta et du Ferwall. Ces deux masses chevauchées s'incurvent concentriquement, passant d'une direction presque N-S le long du massif de la Silvretta, à une direction SW-NE sur la bordure du Ferwall. La largeur maximum qu'atteint la superposition visible du massif cristallin sur les formations de la Basse-Engadine s'observe dans le massif du Fluchthorn, et atteint 11 à 12 km., tandis que sur la bordure du Ferwall le chevauchement semble prendre beaucoup moins d'ampleur. Or, la nappe triasique de la Stammerspitz semble aussi s'étendre beaucoup plus avant par dessus les formations crétaciques-tertiaires devant la région médiane du massif de la Silvretta que devant le Ferwall; et cette réduction d'importance vers le N du chevauchement se retrouvant symétriquement dans les deux nappes

superposées parle de nouveau en faveur de poussées locales affectant le bord d'une zone en voie d'affaissement, plutôt que d'une gigantesque poussée générale dans un seul sens.

L'auteur arrive ainsi à développer la thèse suivant laquelle la Basse-Engadine représente non une fenêtre d'érosion creusée dans une ou plusieurs grandes nappes venues du SE, comme l'admettent en particulier MM. Termier et Lugeon, mais un bassin affaissé, vers lequel se seraient déversés, de tous côtés, de grands plis couchés et chevauchés, d'une part les plis de la Silvretta et de Ferwall, de l'autre celui de la Bernina et celui du massif de Lischanna. Par suite de la convergence de ces plis, de nombreuses complications se sont produites et ceci tout particulièrement sur les points, où la distance entre les fronts opposés s'est trouvée la plus réduite. Le massif de la Silvretta serait ainsi un véritable massif central déversé périphériquement d'un côté sur la Basse-Engadine, de l'autre sur le Prättigau. Avec M. Steinmann, l'auteur admet que dans les régions chevauchées des Grisons la direction et le plongement des couches sont déterminés beaucoup plutôt par les limites de faciès que par le sens de la poussée générale.

En terminant, M. Paulcke s'élève avec énergie contre la tendance de vouloir appliquer un schéma général à la tectonique des Alpes, montrant que seule une masse, primitivement uniforme au point de vue lithologique et tectonique, pourrait, sous l'effort d'une même force, subir, d'un bout à l'autre, des dislocations restant les mêmes dans leurs grands traits.

Les territoires alpins, ayant présenté, au contraire, avant leur ridement définitif, une hétérogénéité très accusée, ont dû forcément prendre des formes tectoniques très variées. Dans les Alpes occidentales, où le Jurassique, le Crétacique et le Tertiaire constituent un complexe assez homogène de calcaires et de marno-calcaires, il s'est développé surtout des plis continus avec peu de fractures et de décrochements transversaux. Dans les Alpes orientales, où, au contraire, les changements de faciès sont très fréquents, et où les séries stratigraphiques varient beaucoup d'un point à un autre, les plis continus font défaut presque toujours, tandis que les fractures, les torsions, les décrochements abondent.

Partant de la notion que les ridements de l'écorce terrestre sont dus à une contraction des couches plus profondes, M. Paulcke admet que le soulèvement de certaines zones doit

être compensé par un mouvement centripète des régions voisines. Là où les plis se développent suivant des lignes continues, comme dans les Alpes occidentales, les effondrements qui en résultent suivent aussi de grandes lignes continues (plaine du Pô). Mais, si par suite d'une lithologie très compliquée, les plissements créés ont pris des formes irrégulières, les affaissements seront répartis et orientés aussi sans ordre, au lieu de s'aligner parallèlement à la direction générale des chaînes. Ainsi pourront se former, dans l'intérieur des territoires en voie de surrection, des bassins de sédimentation indépendants comme, par exemple, le bassin affaissé glaronnais et la Basse-Engadine. Ces bassins affaissés seront tout naturellement recouverts pendant la suite du ridement par des chevauchements partis des massifs surélevés voisins.

Hautes Alpes calcaires. Nous devons à M. L. COLLET (41) une étude d'ensemble sur la **chaîne de la Tour Saillère et du Tanneverge**. L'auteur commence par établir, de la façon suivante les caractères de la série stratigraphique :

Le *Trias* comprend :

a) à la base des quartzites de couleur claire, dans lesquelles s'intercalent des bancs de conglomerats granitiques.

b) des schistes argileux rouges et verts très feuilletés, portant des traces de rippelmarks, épais au plus de 10 m.

c) Des calcaires dolomitiques et des corgneules en bancs alternants ayant jusqu'à 80 m. d'épaisseur.

Le *Jurassique* se subdivise de la façon suivante :

a) Calcaires gréseux et spathiques, parfois bréchiformes du Lias inférieur.

b) Schistes noirs feuilletés avec bancs calcaires du Lias supérieur.

c) Calcaires gris gréseux, contenant des chailles à leur partie supérieure, qui paraissent représenter le Dogger.

d) Schistes argileux micacés et talqueux, riches en concrétions et en fossiles pyriteux avec *Creniceras Renggeri*, *Perisph. bernensis*, *Pelt. Eugenii*, *Pelt. annulare*, *Hectic. svevum*, *Hectic. punctatum*, *Hectic. chatillonense*, *Cardioc. cordatum*, etc....

e) Calcaires gris foncés, lités ou schisteux avec *Perisph. effrenatus* de l'Oxfordien supérieur.

f) Massif puissant de calcaires noirs, compacts, en gros bancs qui correspond au Séquanien, au Kimmeridgien et au Portlandien.

L'auteur aborde ensuite l'étude tectonique de la chaîne en commençant par le profil connu de la paroi NE de la Tour Saillère. Celui-ci comprend un grand anticlinal couché de Lias et de Dogger, supporté par une série renversée complète d'Oxfordien, de Malm, de Néocomien, d'Urgonien, de Gault, de Nummulitique et de Flysch, et recouvert par une série normale d'Oxfordien et de Malm qui forme la crête. Le front du pli est divisé en deux digitations superposées ; son jambage renversé n'est séparé du Cristallin sous-jacent que par une série normale très réduite comprenant les divers termes du Trias, puis une mince couche de calcaires marmorisés, qui semblent représenter du Lias métamorphisé.

Ce profil se modifie rapidement vers l'W par la réduction progressive du synclinal sous-jacent à l'anticlinal jurassique de la Tour Saillère, aussi, tandis qu'au Col d'Emaney toute la série renversée est visible, l'on n'en trouve plus rien dans le prolongement au Col de Barberine, où l'on voit simplement se superposer au Trias revêtement du Cristallin une énorme épaisseur de Lias. Plus loin, dans le fond de la vallée de Barberine, les flancs des Pointes à Boillon sont aussi entièrement en Lias sans aucune intercalation synclinale de formations plus récentes.

La réduction très notable de ce synclinal sous-jacent entre la Tour Saillère et le Ruan est comme compensée par l'apparition de nouveaux éléments au-dessus du pli de la Tour Saillère. Nous avons donc au Ruan d'abord dans toute la partie inférieure du versant S une épaisseur considérable de Lias plusieurs fois replié sur lui-même, puis une série normale de Dogger, d'Oxfordien et de Malm, ce dernier formant le sommet. Sur le versant N, la paroi de Malm du sommet est coupée par un synclinal de Néocomien inférieur s'enfonçant en coin horizontalement vers le S, qui montre l'apparition ici d'un nouveau pli destiné à prendre un grand développement vers l'W. Cet anticlinal couché de Malm est déjà beaucoup plus étendu au Mur des Rosses, où, par suite d'un abaissement de son axe vers l'W, il occupe un niveau notablement moins élevé ; il y est recouvert par une zone peu épaisse de Néocomien inférieur, qui perce sur le versant S et sur laquelle vient s'appuyer une superbe charnière anticlinale, couchée au N, de Malm et d'Oxfordien. Cette charnière appartient à un deuxième pli superposé à celui de la Tour Saillère, que l'on voit s'abaisser progressivement en même temps que celui du Ruan vers l'W, et qui est très développé à la Tour des Rosses. A la Pointe des Rosses, le Malm de

cet anticlinal chevauché se recouvre à son tour de Néocomien et, sur ce dernier replié en synclinal, apparaît un nouveau pli de Malm, qui, comme les précédents, se développe progressivement vers l'W, où il forme la pyramide du Pic de Tanneverge; la partie culminante de ce sommet est formée par un petit chapeau de Néocomien.

Le profil du Pic de Tanneverge, complètement différent de celui de la Tour Saillère comprend entre le fond de la Combe de Sixt et les pâturages de Tanneverge les éléments suivants: Tout le fond de la Combe de Sixt est en Lias qui y dessine une charnière anticlinale déjetée au N; ce pli doit être considéré comme le prolongement très réduit du pli de la Tour Saillère; il est entouré par une grande charnière de Dogger et de Malm, qui est bien visible dans la région de Borée et du Sagerou et dont le jambage supérieur presque horizontal forme le bas des parois du Tanneverge. Au-dessous du glacier du M^t Ruan, on voit cette zone inférieure de Malm se terminer dans une mince bande synclinale de Néocomien, qui la sépare d'une seconde zone horizontale de Malm représentant ici le pli du M^t Ruan; mais un peu au SW ce synclinal disparaît, les deux parois de Malm se confondent, et il faut admettre que les deux plis de la Tour Saillère et du Ruan se sont fusionnés en un seul. La zone de Malm du pli du Ruan est couronnée sous le glacier de Radzon par un second synclinal de Néocomien sur lequel vient se superposer une troisième lame de Malm, celle du pli des Rosses; vers le SW, où le pli du Ruan se confond avec celui de la Tour Saillère, on peut voir le Malm normal de ce dernier chevauché par de l'Oxfordien et du Malm appartenant au pli des Rosses, et la charnière synclinale qui sépare ces deux plis superposés est fort bien visible dans le bas des pâturages de Tanneverge. Le Malm du pli des Rosses traverse la chaîne depuis le glacier de Radzon jusqu'au Col de Tanneverge; il est recouvert par une troisième zone de Néocomien qui est à son tour chevauchée par la série normale de Malm et de Néocomien du sommet (pli du Tanneverge). Ainsi sur le pli couché très réduit de la Tour Saillère se superposent au Tanneverge trois plis ou plus exactement trois écailles disposées presque horizontalement et formées d'Oxfordien, de Malm et de Valangien. Les synclinaux qui relient entre elles ces écailles sont du reste peu profonds et, sauf le plus élevé, ne percent pas sur le versant SE; ce fait explique l'énorme développement que prennent ici l'Oxfordien, le Dogger et le Lias.

Le Trias, le Lias et le Dogger qui forment le soubassement

du Tanneverge et des Rosses se continuent en se relevant progressivement vers le SE, dans la chaîne de Finive; mais ici le Malm manque; l'Oxfordien n'existe que localement et, au-dessus de la zone laminée qui le représente, on retrouve un énorme massif chevauché de Dogger, qui forme toute la partie culminante de la chaîne. Ce chevauchement de Dogger sur l'Oxfordien à Finive doit faire partie du même pli que le chevauchement du Malm sur le Néocomien dans la pyramide du Tanneverge.

Les observations de M. Collet ont donc montré que le grand pli couché de la Tour Saillère diminue rapidement d'importance vers le SW, soit par la réduction du synclinal sous-jacent, soit par la disparition des digitations frontales. Par contre trois plis se développent successivement de l'E à l'W au-dessus de lui, donnant lieu à un relaiement répété. Ces trois plis prennent la forme d'écailles par suite du laminage de leur jambage renversé; ils subissent un abaissement longitudinal très accusé de l'E à l'W. Les profils établis précédemment à travers cette région par MM. Haug et Ritter doivent être rectifiés sur de nombreux points; en outre, tandis que M. Ritter a considéré comme des charnières concentriques d'un même anticlinal la charnière de Malm des flancs du Sagerou, le cœur oxfordien du pli des Rosses au milieu de la paroi NW du Tanneverge et le pli-faille anticlinal de Dogger de Finive, ces trois dislocations correspondent en réalité à trois plis distincts et superposés.

Après cette étude tectonique, l'auteur définit les caractères des deux profondes vallées qui coupent cette région, la Combe de Sixt et la vallée de Barberine. Toutes deux ont la section caractéristique des vallées surcreusées par les glaciers avec un fond élargi et des flancs abrupts dans leur partie inférieure. Dans la vallée de Barberine ou plus exactement de l'Eau Noire, on rencontre trois kars très nets comblés par des alluvions récentes, celui de Barberine, puis les deux kars d'E mosson séparés par un seuil rocheux et par une dénivellation d'environ 20 m.; la plaine du Vieil E mosson est également un kar typique; entre les différents bassins, les seuils montrent de superbes exemples de roches moutonnées.

Enfin dans une dernière partie de son travail, M. Collet donne la description de quelques espèces d'ammonites du Jurassique supérieur. Ce sont: pour l'Oxfordien inférieur, *Oppelia ex af. Richei* de Lor., *Op. glabra* nov. sp., *Hectoceras delmontanum* Op., *Hect. svevum* Bon., pour l'Oxfor-

dien supérieur *Perisphinctes effrenatus* Font., pour le Séquanien *Perisph. Basilicæ* Favre.

Dans une notice préliminaire consacrée aux **massifs du Balmhorn et du Torrenthorn**, M. M. LUGEON (51) fournit sur la stratigraphie de cette région des renseignements fort importants.

Le *Trias*, généralement écrasé dans les synclinaux du Cristallin n'est développé d'une façon complète qu'au Lötschenpass où il se décompose de bas en haut comme suit :

- 1° Quartzites parfois bréchiformes.
- 2° Schistes et calcaires plaquetés siliceux.
- 3° Banc de marbre blanc (3 m.).
- 4° Calcaires gris.
- 5° Calcaires gris, plaquetés, cristallins, rappelant certains dépôts du Malm.
- 6° Schistes noirs brillants.
- 7° Calcaires dolomitiques très puissants.

L'*Infralias* (Rhétien-Hettangien) est représenté par des alternances de schistes argileux et de calcaires, à la partie supérieure desquelles on trouve *Schlotheimia augulata*.

Le *Sinemurien* commence par un banc très riche en *Gryphea arcuata*, qui contient en outre *Arietites Bucklandi*, *Ar. rotiformis*, *Ar. multicostatus*, *Aegoceras Boucaultii*; il est formé en grande partie par des grès quartzitiques verdâtres.

Le Liasien comprend dans sa partie inférieure un complexe de calcaire gréseux, bréchiformes par places, riche en débris de Crinoïdes et de Belemnites qui contient *Aegoc. Maugenesti*, *Aeg. latecosta*, *Aeg. Valdani*, etc.... Sa partie supérieure est constituée par des grès quartzitiques en gros bancs, verdâtres ou presque blancs.

Le *Toarcien* débute par des grès tout semblables à *Belemnites acuarius*, puis viennent des calcaires échinodermiques à *Pentacr. jurensis*, *Bel. acuarius*, *Bel. tripartitus*, etc. et un complexe de schistes calcaires, dont les épaisseurs relatives présentent des variations importantes.

L'*Aalénien* est constitué par une série épaisse de schistes tendres, argileux, contenant des débris d'Harpoceratidés.

Le *Dogger* montre un faciès très variable; sur le versant S du Torrenthorn, il comprend un complexe, épais de 150 m. de schistes argileux gris ou noirs coupé par des bancs de

calcaires schisteux ; à la Gemmi et sur les versants S et W du Balmhorn, il débute par des assises alternativement schisteuses et calcaires, puis toute sa partie supérieure est composée de calcaires à silex en bancs réguliers, renfermant des Belemnites et des Brachiopodes. Dans la partie orientale du Balmhorn, c'est le faciès échinodermique qui prédomine presque exclusivement.

L'*Oxfordien* contient : 1° des schistes noirs à faune divésienne, 2° des calcaires noduleux (Schiltkalk).

Le *Malm* est représenté par un massif uniforme de calcaires gris ; entre le Galmhorn et Louèche-Ville, il contient un banc épais de grès siliceux, qui rappelle beaucoup le grès de Taveyannaz et paraît être un tuff éruptif.

Le *Crétacique inférieur* commence par une zone peu épaisse de marnes, puis est en grande partie constitué par des calcaires de faciès urgonien ; la découverte par Desor de *Cidaris pretiosa* à la base de ce complexe zoogène montre que celui-ci débute déjà dans le Valangien. Cette série est couronnée par des alternances de calcaires à Crinoïdes, de calcaires gréseux et de grès qui appartiennent probablement à l'Aptien.

Le *Nummulitique*, qui affleure au NW de la route de la Gemmi, comprend de bas en haut :

1° Sidérolithique sporadique pénétrant dans les couches sous-jacentes.

2° Calcaires à polypiers noirs.

3° Calcaires gris schisteux remplis de fossiles écrasés (niveau à *Cer. Diaboli*).

4° Calcaires noirs à *Lithothamnium*.

5° Grès ou quartzites.

6° Alternances de calcaires gris et de bancs à *Lithothamnium*.

7° Grès quartzeux.

8° Schistes calcaires à globigérines.

Au point de vue tectonique, M. Lugeon insiste d'abord sur l'abaissement très rapide des plis du Torrenthorn de l'E à l'W (environ 2000 m. sur 6 km.). Tandis qu'au Torrenthorn la couverture sédimentaire du massif de l'Aar est encore continue, elle est réduite, à l'E de la vallée de Fessel, à des lambeaux synclinaux, qui forment le Faldum Rothhorn et le Resti Rothhorn. Ces deux sommités ne montrent pas exacte-

ment les caractères tectoniques supposés par Fellenberg ; au Faldum Rothhorn on distingue trois synclinaux de Trias et de Lias déjetés au N ; au Resti Rothhorn il en existe deux. Le Trias subit dans ces deux zones synclinales complexes une réduction importante d'épaisseur du S au N. Plus au N, le Ferder Rothhorn est constitué par un grand pli couché de Lias, dont le front bien visible au-dessus du Lötschenpass est divisé en quatre digitations ; sous le Lias du Ferder Rothhorn le Dogger du massif du Balmhorn pénètre en un synclinal excessivement compliqué.

La chaîne du Balmhorn est formée par la couverture de Dogger et de Malm des plis liasiques du Torrenthorn ; dans la paroi qui s'étend de la Gemmi au Balmhorn, M. Lugeon a distingué sept têtes anticlinales de Lias et de Dogger inférieur séparées par des synclinaux de Dogger supérieur ; une partie de ces replis disparaissent dans la direction de l'W. Le plongement est général vers le NW, montrant que la région frontale de cette grande nappe anticlinale est culbutée. Le Malm, qui emboîte les replis du Dogger, montre un nombre correspondant de digitations, celles-ci étant, comme de juste, repoussées très avant vers le N.

Depuis bien des années, M. A. HEIM a consacré une partie importante de son activité à l'étude de détails de la **chaîne du Sentis** au point géographique et géologique. Comme fruit de ce travail, il a livré récemment à la publicité un splendide relief au 1:5000 de cette chaîne, qu'il vient de nous présenter par une courte brochure (46), destinée à exposer la méthode suivie et aussi les faits principaux qui peuvent être mis en lumière par ce relief. Le Sentis, dans son ensemble, est formé par une succession de plis serrés de terrains crétaciques, tous déjetés au N et qui se suivent dans l'ordre ci-après :

1° L'anticlinal du Gulmen, dont la voûte urgonienne est fermée vers l'W, tandis qu'elle s'ouvre vers l'E, le jambage N du pli formant les Kreuzberge.

2° L'anticlinal de Wildhauser-Schafberg, dont la voûte urgonienne est ouverte à l'W de la Kraialp, tandis que vers l'E elle se ferme.

3° Un petit anticlinal qui se développe sur le versant N du Schafberg, puis s'abaisse vers l'E et disparaît vers le Fählensee.

4° Le principal anticlinal de la chaîne dont le jambage urgonien S forme l'arête du Hundstein, tandis que le jambage

N forme celle de Marvies; vers l'W, le cœur de ce pli est profondément entamé par la vallée anticlinale de Flis.

5° L'anticlinal du Sentis, qui prend naissance à l'E vers le lac d'Oberseealp, passe au sommet du Sentis, puis s'abaisse assez rapidement vers l'W.

6° L'anticlinal de Schäfler-Gyrenspitz, qui diminue rapidement d'importance vers l'W.

7° Deux petits replis anticlinaux qui existent dans la paroi N de la Gyrenspitz.

Ces plis sont traversés par plusieurs grands décrochements horizontaux, qui ressortent clairement dans la topographie. La principale de ces fractures passe à l'E de la Roslenfirst et du Fählensee, puis à l'E du Hundstein et du Marvies.

M. E. BÄCHLER (39) a de son côté consacré une brochure à la description du relief du Sentis élaboré par M. Heim; il y expose sommairement les caractères tectoniques de ces chaînes et décrit, à l'usage du grand public, la façon dont elles se sont constituées, montrant l'origine sédimentaire et marine des formations qui les composent, puis, l'intervention de l'effort orogénique et le développement progressif des plis, enfin, les effets de la désagrégation, de la corrosion et de l'érosion, les éboulements, l'alluvionnement, etc....

Cette brochure est terminée par un aperçu stratigraphique et tectonique du Sentis. Au point de vue stratigraphique, l'auteur distingue de haut en bas :

1° Le calcaire de Seewen gris, esquilleux, compact, atteignant 150 m. de puissance, devenant schisteux à sa partie supérieure (Seewerschiefer).

2° Le Gault formé de calcaires glauconieux et de marnes, et atteignant 30 m. d'épaisseur.

3° L'Urgonien (Schrattenkalk) représenté par de grandes parois de calcaires gris, très fossilifère par places, et contenant, à sa partie supérieure, des brèches échinodermiques (250 m.).

4° Le Néocomien (Hauterivien) constitué par des alternances de marnes foncées et de calcaires tantôt siliceux, tantôt échinodermiques (100-400 m.).

5° Le Valangien qui comprend des calcaires grenus ou oolithiques, souvent siliceux, riches en fossiles, donnant lieu à des parois ruiniformes (300 m.).

Dans la partie tectonique, nous retrouvons les mêmes indications que dans la brochure de M. Heim, analysée ci-dessus.

La chaîne du Sentis a été visitée en 1904 par la Société géologique, lors de son excursion annuelle. A ce propos, M. A. HEIM (48) a exposé, dans une conférence d'introduction, les points principaux sur lesquels les observations anciennes d'Escher de la Linth devaient être rectifiées. Il a insisté particulièrement sur l'erreur stratigraphique commise par son vénéré maître, qui lui avait fait attribuer à l'Urgonien, d'une part l'Urgonien véritable, de l'autre des calcaires du type urgonien, mais devant rentrer dans le Valangien. Cette rectification amène forcément une modification tectonique des profils. M. Heim a ensuite montré comment les six anticlinaux principaux du Sentis tendent à s'écarter progressivement, les uns des autres, dans la direction de l'E, et a fait ressortir l'importance toute particulière que prennent les décrochements horizontaux dans cette chaîne. Il a terminé en développant la thèse que le massif du Sentis, dans son ensemble, représente, comme l'a admis M. Lugeon, la partie frontale replissée d'une énorme nappe de charriage venue du S.

Le rapport sur l'excursion de la Société géologique suisse dans la chaîne du Sentis, a été rédigé par M. H. SCHARDT (65). Il décrit d'abord le profil qu'on peut voir dans la paroi N du Sentis, au-dessus de Schwäg Alp, dans le haut du Val d'Urnäsch. La série stratigraphique est ici la suivante :

1° Calcaire finement lité, gris, du Crétacique supérieur (Seewerkalk).

2° Gault formé, de haut en bas, de grès verts à *Turrilites Bergeri*, de marnes noires à fossiles albiens, de grès verts ravinant l'Urgonien.

3° Calcaire urgonien gris, dont les couches supérieures renferment des Orbitolines et qui correspond au Barrémien et à l'Aptien.

4° Hauterivien comprenant, de haut en bas : a) marno-calcaire (C. du Drusberg); b) calcaire sableux et glauconieux (C. de l'Altmann); c) calcaires à silex.

5° Valangien formé, de haut en bas, de : a) calcaire jaunâtre, échinodermique et oolithique à *Pygurus rostratus*; b) calcaire gris à silex; c) calcaire à Echinodermes; d) calcaire gris

massif, ressemblant beaucoup à l'Urgonien avec *Requienia Jaccardi*.

Tandis qu'Escher, trompé par l'analogie existant entre l'Urgonien et le Valangien, avait admis ici la présence de trois anticlinaux déjetés d'Hauterivien, il n'y en a, en réalité, que deux, et le profil complet de la paroi comprend de bas en haut : *a*) une série renversée s'étendant du Flysch au Valangien, mais fortement réduite en épaisseur ; *b*) une série normale d'Hauterivien et d'Urgonien ; *c*) une nouvelle série renversée d'Hauterivien et de Valangien ; *d*) une série normale supérieure d'Hauterivien et d'Urgonien ; le plongement est général au SE. Du côté du SW, le pli supérieur subit un abaissement rapide, la voûte de l'Urgonien, puis celle du Crétacique supérieur se referment, tandis qu'un nouveau pli vient relayer au S formant la chaîne du Stoss.

Les participants à l'excursion ont pu faire de nombreuses observations de détail autour de l'Oerlistock et dans la vallée de Seealp ; au S de cette dernière, la chaîne du Gloggeren montre, dans sa partie culminante, un faux anticlinal de Crétacique supérieur perçant sous une couverture d'Urgonien et d'Hauterivien ; celle-ci représente une nappe moulée sur les plis sous-jacents, dont le front s'enfonce sur le versant N de la chaîne, dans un synclinal supracrétacique.

La tectonique de la partie orientale de la chaîne de l'Alpstein est caractérisée par la présence d'une série de décrochements horizontaux, dont le plus important traverse l'ensemble des plis depuis la chaîne du Furgglen First par le Fählensee et l'extrémité orientale du Gloggeren jusqu'à l'Ebenalp.

M. A. Heim prépare du reste, avec l'aide de plusieurs de ses élèves, une monographie géologique complète du massif du Sentis, qui formera la livraison XVI^e de la nouvelle série des Mat. pour la Carte géol. de la Suisse. Une partie de cette étude, due à M^{lle} MARIE JEROSCH et parue en 1904, est consacrée plus particulièrement aux décrochements transversaux dans la région moyenne du Sentis (49). L'auteur commence par définir les diverses dislocations transversales qu'elle a rencontrées et qui sont : 1^o des flexures sans rupture complète des couches ; 2^o des fractures déterminant une interruption des couches, mais pas de déplacement relatif des deux lèvres ; 3^o des fractures accompagnées d'un déplacement ; parmi ces dernières il faut encore distinguer les fractures à décrochement horizontal, celles à décrochement vertical, et celles à décrochement composé oblique.

Le premier anticlinal vers le N ne présente pas de dislocations transversales dans sa partie occidentale ; aux Bogenköpfe et à la Silberplatte on observe de petits décrochements avec léger déplacement vers le S de la lèvre E ; à la Pottersalp, un fragment de l'anticlinal auxiliaire frontal, coupé en forme de coin par une faille transversale et une faille oblique, a subi une assez forte poussée au N ; au NE d'Oerli, deux décrochements affectent le jambage renversé du pli principal, provoquant tous deux un déplacement relatif vers le S de leur lèvre E. Le jambage S de ce même anticlinal est coupé dans la région du Hängeten, du Muschellenberg, de Mesmer et de la Fehlalp par toute une série de petites fractures, qui, pour la plupart, montrent un déplacement relatif de leur lèvre E vers le S.

Le secteur de ce premier pli, compris entre la Vordere Wagenlücke et le Schäfler est particulièrement riche en fractures transversales, dont les unes affectent seulement un des jambages, dont les autres traversent le pli dans son ensemble. Les décrochements qui coupent le jambage N sont en général peu considérables, ils ont produit des déplacements tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre, et ne se poursuivent jamais dans le soubassement tertiaire de la chaîne crétacique. Les décrochements qui affectent le jambage S marquent généralement un déplacement relatif au S de la lèvre E ; ils semblent se poursuivre en partie dans le synclinal voisin ; ceci est certainement le cas pour une grande faille qui, au S du Steckenberg, a amené le Gault du jambage N du deuxième anticlinal presque dans le prolongement du Gault du jambage S du premier anticlinal.

Ce qui frappe, dans ce secteur intensément faillé du premier pli, c'est la diminution très rapide de l'intensité du plissement et par suite, l'abaissement brusque de l'axe vers l'E. Il y a évidemment une relation entre la formation des fractures et la réduction du pli.

Une faille particulièrement belle suit en travers de la chaîne depuis Neuenalp par l'arête entre le Schäfler et Klus jusqu'à l'extrémité occidentale du lac de Seealp. La direction est, d'une façon générale N-S, avec des ondulations assez marquées ; le plongement est presque vertical ; il se fait à l'W dans la partie septentrionale, à l'E dans la partie méridionale. Le mouvement relatif des deux lèvres est complexe ; dans son ensemble il correspond à une poussée presque horizontale de la lèvre orientale vers le N ; mais il s'est produit, en outre, dans la région culminante de l'anticlinal un exhaussement

relatif plus fort de la lèvre occidentale, et le décrochement semble être vertical. Ce phénomène est la conséquence directe de l'affaiblissement de l'effort tangentiel du côté de l'E.

A partir de la Neuenalp vers l'E, les fractures deviennent beaucoup moins abondantes et moins importantes dans le jambage septentrional du premier anticlinal; l'auteur n'en compte que quatre entre la Neuenalp et Dornesseln, qui toutes n'impliquent que de faibles rejets horizontaux. Le sommet de la voûte, dans le même secteur du pli, c'est-à-dire le long de l'arête du Zisler et de l'Aescherwand, est coupé par un grand nombre de petites failles transversales, dont le rejet, en général faible, est vertical avec un affaissement relatif de la lèvre E. Plusieurs de ces failles se poursuivent sur le versant S du pli dans la région de Dürschrennen-Bärkäul qui est du reste abondamment faillé.

Entre Ebenalp et Bommenalp, une grande fracture traverse la chaîne dans toute sa largeur avec une direction N-S puis NW-SE. Dans la région culminante de l'anticlinal, le décrochement est essentiellement vertical, la lèvre orientale s'étant affaissée de plus de 300 m. relativement à la lèvre occidentale, et le Crétacique supérieur venant buter directement contre le Néocomien. Dans le jambage N du pli le décrochement paraît être au contraire surtout horizontal, la lèvre orientale ayant subi une poussée importante vers le N et il en est de même dans le jambage S.

Ensuite, toute l'extrémité orientale du premier anticlinal est fort peu disloquée; l'auteur n'y cite que deux failles peu importantes qui, au-dessus d'Engst, coupent transversalement un petit bombement anticlinal du versant N.

Le second anticlinal, formé par deux plis qui se relaient, celui du Stoss et celui du Sentis, est presque exempt de fractures et celles-ci, là où elles existent, ne sont, le plus souvent, que de petits décrochements horizontaux, tout à fait localisés dans un jambage ou dans l'autre. Une grande faille traverse pourtant la chaîne du Sentis à l'E du sommet principal; elle est dirigée très obliquement depuis le Kalbersäntis par la Hintere Wagenlücke jusque vers le haut de Fehlpalp et ici encore le déplacement relatif des deux lèvres paraît être localement horizontal et localement vertical.

Vers l'E, l'arête de Rossmad ne montre que trois fractures transversales sans importance, tandis que plus loin, entre Megglisalp et Stockegg l'on compte cinq failles, dont deux impliquent un rejet important; l'une de ces dernières, qui commence dans le troisième anticlinal, à Truest, coupe la

chaîne avec une direction ESE-WNW et passe au N de Kreuzbühl, la lèvre occidentale est repoussée fortement au N; la seconde grande fracture passe entre la montagne de Da et celle de Stokegg avec une direction presque exactement transversale; elle montre un rejet inverse de la précédente avec poussée au N de la lèvre orientale.

Enfin, vers l'extrémité méridionale du deuxième anticlinal au S du Seealpsee, on voit deux petites failles couper transversalement l'arête d'Urgonien du jambage S, puis se prolonger obliquement vers le SW dans le synclinal supracrétacique suivant.

Le troisième anticlinal ou pli de l'Altmann est le principal du faisceau du Sentis; les fractures s'y concentrent, pour la plupart, en trois régions: 1° le versant N du Marwies; 2° le massif du Hundstein dans le jambage urgonien S; 3° le versant S de l'Altmann également dans le jambage S. En outre, cet anticlinal est coupé par le gigantesque décrochement qui coupe tous les plis du Sentis de Saxerlücke à Schwendi et, à l'E de cette fracture de premier ordre, l'extrémité orientale du pli montre encore d'assez nombreuses failles.

Sur la plus grande partie de sa longueur, le jambage N du troisième anticlinal est très peu faillé; l'auteur ne cite ici qu'une faille peu importante séparant les deux sommets du Hundstein de Flis, un décrochement passant à l'W de la Hochwand, qui est le prolongement de la fracture Hintere Wagenlücke-Kalbersäntis signalée plus haut, et un décrochement bien marqué qui termine brusquement à l'E l'arête urgonienne de la Weisswand. Ce n'est que dans la chaîne de Marwies que le jambage N est fortement faillé. D'abord, dans la région de Truest on trouve le prolongement des deux décrochements cités plus haut de Kreuzbühl et de Stockegg. Ensuite un décrochement, avec rejet notable vers le N de la lèvre E, se suit depuis les pâturages du Schafberg dans la direction du N, à travers le jambage renversé de l'Urgonien et du Crétacique supérieur, puis, à travers le repli anticlinal secondaire de Gloggeren jusque dans la vallée de Wald. Enfin, la paroi urgonienne du jambage N de Gloggeren est coupée par toute une série de petits décrochements à faible rejet et peu continus.

Le jambage S du troisième anticlinal est intensément faillé dans la région de l'Altmann, où se développe tout un réseau de fractures affectant en même temps les plis suivants vers le S; dans le massif du Hundstein de Fählen, de grandes fractures avec rejet, en général, vers le N de leur lèvre orien-

tales ont donné à la surface des calcaires urgoniens un aspect particulièrement déchiqueté.

A l'E du grand décrochement Saxerlücke-Schwendi, qui coupe le troisième anticlinal dans la région de Bogarten, la chaîne d'Alpsiegel est coupée par de nombreuses fractures. La plupart de celles-ci sont localisées dans le jambage S d'Urgonien et de Crétacique supérieur; vers l'W elles prennent la forme de décrochements horizontaux, tandis que vers l'E ce sont des failles à rejet vertical. Deux fractures particulièrement importantes traversent le cœur de l'anticlinal et les deux jambages, l'une passant du Rheinthal Sämbtis par Mans et Aueli sur Katzensteig, l'autre montant du lac de Sämbtis à la Zahme Gocht et redescendant de là sur Berstein. Dans sa partie supérieure, le jambage S du pli montre, outre les failles transversales, une série de failles longitudinales, il est ainsi découpé en une sorte de damier, dont certaines parties, affaissées, sont encore couvertes de Gault ou même de Crétacique supérieur, tandis que sur les autres l'Urgonien, relativement élevé, est à nu. Le jambage N du pli est peu faillé; l'auteur y a compté six fractures dont deux, celles du Katzensteig et celle de Bernstein affectent l'ensemble de la chaîne. Un fort beau décrochement horizontal se voit dans les gorges du Brülisaubach, tout près de l'extrémité orientale de la voûte urgonienne.

Le quatrième anticlinal, qui ne s'étend que sur environ 5 km., entre la Gamplütal et la Fähleralp, est coupé dans sa partie médiane par un réseau extraordinairement serré de fractures transversales ou obliques, dont une bonne partie affectent en même temps le jambage S du troisième anticlinal et le jambage N du cinquième. La direction des fractures étant très variable, celles-ci se coupent et s'anastomosent de façon très compliquée. Le sens du rejet n'a pu être établi nulle part avec certitude; il semble pourtant que le déplacement relatif des deux lèvres se soit fait, en général, horizontalement et que dans les cas les plus nombreux ce soit la lèvre E qui ait été poussée vers le N.

Le cinquième anticlinal, qui forme la chaîne de Roslenfirst, est déchiqueté intensément dans toute la région qui se trouve au NE de Kraialp par le même réseau de fractures qui affecte l'anticlinal précédent. Son jambage septentrional au N de Kraialpfirst est coupé par toute une série de failles transversales, et les fractures sont également très nombreuses sur le versant N de Roslenfirst au S du Fählensee. Un grand décrochement oblique coupe toute la voûte avec ses deux

jambages en passant à l'E du Mutschenpass et par le Kessiloch; ici, la poussée au N de la lèvre orientale est très nette. Quant au jambage S de ce pli, tout en montrant un nombre important de décrochements, il est beaucoup moins faillé que le jambage N. Entre la Saxerlücke et Bollenwies, le cinquième anticlinal est coupé par le grand décrochement Saxerlücke-Schwendi et son prolongement vers l'E est repoussé de près de 1 km. au N. Au delà de cette grande fracture, les décrochements deviennent beaucoup plus rares; l'auteur n'en cite que deux affectant tous deux le jambage S et marquant un mouvement vers le N de la lèvre orientale, qui se trouvent l'un à l'E de Bollenwies, l'autre à l'E de Furgglen.

Le sixième et dernier anticlinal vers le S n'est pour ainsi dire pas faillé dans sa partie occidentale, tandis que les fractures y deviennent abondantes dans la région du Gallerifirst et du Kreuzberg, puis plus à l'E dans l'arête urgonienne, qui domine le lac de Sämbtis. Le jambage N du pli est plus particulièrement riche en décrochements, mais ceux-ci n'impliquent, le plus souvent, qu'un faible rejet; le mouvement paraît avoir été, dans la règle, horizontal, et c'est généralement la lèvre W qui est repoussée au N. Le jambage S ne montre des fractures nombreuses que dans le secteur compris entre l'extrémité orientale du Gulmen et le Heuberg; ici, les rejets horizontaux sont plus forts que dans le jambage N, et impliquent, le plus souvent, une poussée au N de la lèvre W. Plus à l'E, un décrochement important avec rejet dans le même sens coupe le pied S de la grande paroi urgonienne de l'Ambos.

Outre ces fractures locales, le sixième anticlinal est traversé de part en part par cinq fractures plus importantes; ce sont:

1° Une grande faille qui coupe la chaîne entre Abendweid et le Mutschenpass provoquant un rejet vers le NW de plus de 600 m. de la lèvre occidentale de la paroi urgonienne du jambage S et un rejet dans le même sens mais beaucoup plus faible dans le jambage N.

2° La grande fracture Saxerlücke-Schwendi qui coupe la chaîne dans la région d'Unteralp et dont la lèvre orientale est fortement repoussée au N, plus fortement dans le jambage N de l'anticlinal que dans le jambage S. A ce décrochement principal, dirigé N-S, sont liés deux décrochements secondaires dirigés NW-SE, qui traversent l'arête du Kreuzberg dans sa partie médiane et dans lesquels c'est la lèvre W qui est repoussée au NW.

3^o Une grande fracture, qui commence au S dans le Brunentobel au-dessus de Sennwald, passe dans les pâturages de Rohr et traverse le jambage N au S du Hoher Kasten. Ici encore, le décrochement est beaucoup plus accusé dans le jambage S que dans le jambage N ; c'est la lèvre E qui a été repoussée au N.

L'auteur consacre un chapitre spécial à la description de la grande fracture Saxerlücke-Schwendi, qui se poursuit du N au S, sur environ 8 km., depuis Schwendi, dans la vallée de la Sitter, jusqu'au versant de la vallée du Rhin au-dessus de Sachs, provoquant, sur toute sa longueur, un décrochement plus ou moins accusé de sa lèvre orientale vers le N. Cette faille atteint le premier anticlinal, tout près de son extrémité orientale et le coupe suivant une direction très oblique ; son parcours est du reste ici relativement plus net et le rejet difficile à évaluer. Elle est, par contre, splendidement développée dans les gorges de Hütten, où elle met en contact, d'une part, le jambage S urgonien et supracrétacique du premier anticlinal, dont les couches plongent au SE, d'autre part, le jambage N du troisième anticlinal, dont les couches plongent au NW. Le plan de faille est marqué par une zone de friction verticale épaisse de 1 m. Le synclinal supracrétacique de Seealp est ainsi coupé franc et butte contre le cœur néocomien de l'anticlinal III, tandis que son prolongement se trouve plus au N, à Wasserauen.

Vers le S, la ligne de fracture passe entre l'extrémité de Maruris et le Bogartenkopf, où l'on voit le jambage S du troisième anticlinal se placer à peu près dans le prolongement du jambage N du même pli. Ici, à côté du décrochement principal, qui a occasionné la plus grande partie du rejet horizontal, on observe une série de fractures parallèles à rejet faible et même parfois inverse, qui sillonnent le versant S du Bogartenkopf. Le synclinal supracrétacique de Sämbtis butte vers l'W contre le Néocomien de Widderalp qui forme le cœur de l'anticlinal III.

Au S de la vallée de Sämbtis au Stiefelpass, le grand décrochement reprend la forme d'une fracture unique. Ici, et au-dessus de l'extrémité orientale du Fählensee, on voit d'une façon particulièrement nette, vers l'E, la belle voûte urgonienne qui représente le prolongement du cinquième anticlinal butte franc contre l'Urgonien et le Crétacique supérieur, replissés en un pli secondaire, du troisième anticlinal et contre le synclinal du Fählensee.

Plus au S, à Bollenwies, le synclinal supracrétacique V se

prolonge presque exactement au SW dans le cœur néocomien de l'anticlinal V. A la Saxerlücke, la forme du décrochement se complique par le fait du développement de fractures secondaires et de l'entraînement dans le plan du décrochement de gros paquets de Crétacique supérieur et d'Urgonien. Le synclinal V, du côté W, butte ici contre le Néocomien du cœur de l'anticlinal VI.

De la Saxerlücke, la faille se continue par Unteralp jusque dans le jambage S de l'anticlinal VI, mais ici le rejet est devenu très faible, à peine quelques mètres; d'autre part, le grand décrochement se croise avec deux décrochements, qui s'en détachent vers le NW et se poursuivent jusqu'à l'arête du Kreuzberg, provoquant, sur toute leur longueur, un rejet vers le S de leur lèvre orientale. La largeur du cœur néocomien du sixième anticlinal se trouve ainsi brusquement réduite au passage du décrochement Saxerlücke-Schwendi par suite de l'inégale importance du rejet horizontal dans ces deux jambages.

Le décrochement Saxerlücke-Schwendi a marqué une empreinte frappante dans l'orographie et l'hydrographie de toute la partie orientale du Sentis. D'abord, elle se traduit, sur une grande partie de sa longueur, par une sorte de tranchée qui coupe les parois et les arêtes et qui fournit un passage naturel à la circulation. Ensuite, le fait que, suivant son plan, tous les axes synclinaux et anticlinaux ont été déplacés, occasionne naturellement une rupture brusque dans la continuité des crêtes et des vallées.

Le rejet relatif de la lèvre orientale implique, à la fois, une poussée vers le N et un affaissement important. Quant aux relations de cette fracture avec les phénomènes de plissement et d'érosion l'auteur montre d'abord, que si les plis ne présentent pas de différences essentielles d'un côté à l'autre de la faille, pourtant des complications secondaires qui existent vers l'W cessent brusquement dans le plan de la dislocation. Par contre, la direction des stries de glissement restant, en général, très régulière, semble indiquer que le mouvement horizontal ne s'est produit qu'à la fin du plissement. L'auteur établit ensuite que le synclinal qui sépare le premier anticlinal du second, ainsi que ceux qui séparent entre eux les troisième, cinquième et sixième anticlinaux, étaient occupés, avant le décrochement horizontal, par des vallées longitudinales, s'écoulant, d'une façon continue, vers l'E, et qui avaient, au moins en partie, atteint déjà le stade d'alluvionnement; ces vallées ont été ensuite coupées en deux

tronçons séparés par le décrochement, et les tronçons inférieurs se prolongent vers l'amont, dans des vallées d'aspect absolument juvénile.

Ainsi le décrochement horizontal ne peut être que très récent et pour expliquer les différences constatées dans les plis de part et d'autre de la ligne de fracture, M^{lle} Jerosch admet la succession suivante de phénomènes : 1^o pendant la première phase du plissement, formation de la fracture sous forme de faille à rejet purement vertical ; 2^o continuation du plissement et phase d'érosion prolongée ; établissement des vallées longitudinales dans les synclinaux et acheminement de ces vallées au stade d'alluvionnement ; 3^o décrochement horizontal suivant le plan de la faille précédemment formée, sauf dans la partie N, déplacement des axes synclinaux et anticlinaux ; 4^o établissement de l'hydrographie irrégulière actuelle.

Dans un dernier chapitre, l'auteur expose des observations d'ordre général ; elle montre d'abord comment les fractures, très tranchées dans un terrain compact et calcaire tel que l'Urgonien, passent à des flexures et disparaissent bientôt dans les formations marneuses plus ductiles telles que le Néocomien. Les décrochements sont tantôt déterminés par une seule fracture, tantôt par un faisceau de fractures, qui peuvent être ou parallèles ou plus ou moins divergentes.

Les flexures, qui se montrent dans les terrains ductiles, n'existent nulle part au Sentis dans les calcaires massifs. Par contre on voit fréquemment des paquets plus ou moins nombreux et plus ou moins volumineux d'Urgonien entraînés dans le plan de faille. Lorsque les matériaux entraînés ainsi sont abondants et fortement morcelés, le plan de faille est occupé par une brèche de friction, dont le caractère varie suivant la nature des matériaux qui la constituent. Si les lèvres de la fracture sont formées de matériaux ductiles, la faille est remplie par une formation schisteuse, homogène et peu riche en veines de calcite. Si les lèvres sont au contraire formées de calcaire compact, le plan de fracture est occupé par une brèche à éléments plus ou moins gros liés entre eux par un ciment de calcite presque pure. Dans ces brèches, soit le volume des fragments, soit les quantités relatives de ceux-ci et du ciment calcitique peuvent varier infiniment ; parfois même tout le remplissage de la faille n'est plus formé que de calcite. La surface des fragments englobés n'est généralement pas unie, mais présente une infinité de petites aspérités constituées par des parties plus résistantes ; elle est

presque toujours couverte d'une sorte d'enduit foncé qui est composé de tous les éléments insolubles contenus dans le calcaire. Ces mêmes résidus insolubles forment du reste dans l'intérieur des masses calcitiques des veines minces et irrégulières. Ces divers caractères des brèches calcaires s'expliquent fort bien, si l'on admet que les matériaux entraînés dans le plan de faille ont été exposés pendant le décrochement à des pressions suffisantes non seulement pour les morceler, mais encore pour provoquer la dissolution d'une portion plus ou moins considérable du calcaire par les eaux d'infiltration.

Il va du reste sans dire qu'entre ces brèches à ciment calcitique et les remplissages homogènes cités plus haut l'on trouve tous les termes de passage.

La forme des lèvres de la fracture dépend aussi essentiellement de la nature des formations traversées. Ces lèvres ne sont franchement délimitées que dans le cas de formations calcaires compacts ; elles montrent deux degrés bien distincts de polissage ; dans le premier les saillies sont arrondies mais non supprimées ; dans le second, le polissage est complet et détermine un véritable miroir ; dans ce dernier cas, la roche intacte est toujours recouverte d'une couche calcitique souvent bréchiforme, sur la surface de laquelle s'établit le miroir.

Les stries de glissement, qui sont souvent conservées sur les miroirs de faille, permettent de déterminer la direction du mouvement, souvent aussi approximativement son importance, mais pas son sens.

Le nombre des fractures avec décrochement visible constatées dans la chaîne du Sentis s'élève à 370 environ et la plupart de ces failles sont concentrées dans la moitié orientale de la chaîne. Elles sont en majorité transversales, mais un nombre important d'entre elles sont obliques, et du reste la direction d'une fracture atteignant une certaine longueur peut présenter des ondulations très sensibles. Le plan de faille est vertical ou peu éloigné de la verticale. Le sens du décrochement est dans la grande majorité des cas horizontal, quelquefois vertical ; dans ce dernier cas, c'est généralement la lèvre orientale qui s'est affaissée. Dans les décrochements horizontaux, il y a prédominance des mouvements vers le N de la lèvre orientale ; d'autre part, la lèvre poussée au N a presque toujours subi un léger affaissement, de sorte que les stries de glissement plongent dans la règle vers le N avec un angle moyen de 12°. La valeur du rejet peut varier beaucoup d'une fracture à l'autre, et même suivant une même

fracture; en général, les plus forts rejets s'observent dans le premier et le sixième anticlinal.

La plupart des fractures n'affectent qu'un seul jambage de pli, et l'on n'en connaît que fort peu qui se prolongent d'un anticlinal à l'autre; les jambages normaux sont plus faillés que les jambages renversés du versant N.

Dans l'anticlinal I, les fractures sont abondantes dans la partie culminante de la voûte, où prédominent les rejets verticaux, tandis qu'on observe surtout des rejets horizontaux dans les deux jambages. Les rejets verticaux impliquent dans la règle un affaissement de la lèvre orientale et ce fait est certainement en relation avec la diminution de l'effort tangentiel vers l'E. Dans les décrochements horizontaux, c'est la lèvre W qui est repoussée au N dans la région centrale du pli, tandis que dans la partie orientale les décrochements au N de la lèvre E prédominent notablement.

Dans l'anticlinal II, la seule fracture qui implique un rejet important dans le sens horizontal est celle qui passe à Kreuzbühl.

Dans l'anticlinal III, les véritables failles à rejet vertical prennent un grand développement dans les parois du Gloggeren, ainsi que dans la montagne d'Alpsiegel; ailleurs ce sont les décrochements horizontaux qui prédominent. Il paraît fort probable que les failles se sont formées avant la fin du plissement, tandis que les décrochements horizontaux sont postérieurs à celui-ci.

L'anticlinal IV est intensément faillé dans la région au S et à l'E de l'Altmann; les décrochements horizontaux qui le découpent ici sont certainement postérieurs au plissement.

L'anticlinal V devient brusquement très pauvre en fractures à partir du grand décrochement Saxerlücke-Schwendi vers l'E, et les seules failles qui existent dans cette partie orientale sont localisées dans le jambage S, tandis que plus à l'W c'est au contraire le jambage N qui est fortement faillé. Ceci semble indiquer que la formation des fractures dans ce pli a suivi celle de la faille Saxerlücke-Schwendi.

L'anticlinal VI, comme l'anticlinal I, montre plusieurs décrochements avec rejet horizontal important; une partie de ces fractures traversent le pli de part en part, mais dans ce cas le rejet ne reste jamais le même dans les deux jambages ce qui occasionne des élargissements et des rétrécissements brusques du pli. Chacune de ces grandes fractures marque un abaissement brusque de l'axe de la voûte vers l'E. Il semble

donc que les principaux décrochements qui coupent cet anticlinal se sont formés pendant le plissement.

Ainsi le premier et le dernier anticlinal sont caractérisés par l'importance qu'y prennent certains décrochements horizontaux; ce sont les seuls dans lesquels, en dehors de la grande faille Saxerlücke-Schwendi, on voit certaines fractures provoquer un changement d'allure du plissement d'une lèvre à l'autre, et dans lesquels par conséquent les décrochements se soient formés avant la fin du plissement.

Ainsi l'histoire tectonique du Sentis peut être rétablie comme suit :

1° Phase principale du ridement avec formation des failles longitudinales.

2° Première phase de dislocation, formation des fractures anciennes, c'est-à-dire des fractures de Lötzlisalp, de Neuenalp-Schibler, de Füssler-Ebenalp dans l'anticlinal I, des fractures d'Abendweid, du Brunnentobel dans l'anticlinal VI, de la fracture Wagenlücke-Kalbersäntis dans les anticlinaux II et III, de la grande fracture Saxerlücke-Schwendi, et des failles à rejet vertical de l'Alpensiegel et du Gloggeren.

3° Nouvelle phase du plissement; formation de grandes vallées synclinales.

4° Formation de la grande majorité des décrochements; rejeu d'une partie des fractures anciennes et en particulier de la grande fracture Saxerlücke-Schwendi; en même temps dernier ridement.

5° Formation du réseau hydrographique actuel.

Les fractures ont pris de l'importance d'une part dans les régions où la résistance extérieure était faible, c'est-à-dire là où les formations plissées se trouvaient près de la surface ou adossées à des terrains très plastiques (Flysch), d'autre part dans les régions où la résistance interne était déjà diminuée par des dislocations préexistantes. Ainsi la formation des décrochements est due plutôt à une différence dans la résistance que dans l'effort; elle est déterminée d'autre part par l'absence d'une surcharge suffisante pour amener la plasticité des roches. Il faut donc considérer les fractures comme un phénomène non indépendant, mais au contraire intimement lié au ridement.

Préalpes.

M. G. RÆSSINGER (56) a fait une étude de la **Haute Vallée de Lauenen** (Préalpes bernoises) et a cherché à déterminer les caractères géologiques très compliqués de la zone des cols.

Le pied des Hautes Alpes calcaires au contact avec les Préalpes comprend les termes stratigraphiques suivants :

1° L'**Hauterivien**, formé de marnes et de calcaires foncés souvent échinodermiques, avec prédominance des calcaires à la base, des marnes à la partie supérieure.

2° L'**Urgonien** constitué par un puissant massif de calcaires à Requiénies, divisé souvent en deux par un niveau plus marneux à Orbitolines.

3° Le **Nummulitique** qui comprend de bas en haut :

a) des grès quartzeux blancs.

b) des calcaires à petites Nummulites.

c) des schistes fauves à Fucoïdes et à Nummulites.

Dans la zone des Cols elle-même, on trouve les éléments suivants :

1° Le **Trias** est formé de gypse, de calcaires dolomitiques et de marnes irrisées et ressemble absolument au Trias des environs de Bex.

2° Le **Lias** paraît comprendre d'une part des calcaires foncés, tantôt compacts, tantôt spathiques, tantôt bréchoïdes, qui apparaissent isolément sous forme de blocs pincés entre d'autres terrains, d'autre part un complexe de marnes noires, riches en limonite, micacées, contenant des bancs ou des chailles de calcaires gréseux noirs. La découverte dans ce terrain de *Posidonomya Bronni* et d'un *Harpoceras* voisin d'*Harp. aalense* permet de le classer dans le Lias supérieur.

3° Le **Dogger** n'est figuré par aucun niveau absolument certain ; il paraît pourtant probable qu'il faut lui attribuer une partie des calcaires foncés à faciès varié, qu'on trouve imbriqué dans le Trias ou dans le Flysch.

4° Dans le **Malm** il faut faire rentrer d'abord un complexe de marnes schisteuses, grises, avec *Phylloceras tortisulcatum*, *Perisphinctes sulciferus*, *Bel. af. hastatus*, qui, dans la partie SE de la zone des Cols, se superposent au Flysch et au Nummulitique hautalpin et qui se distinguent difficile-

ment d'autres marnes, qui les recouvrent et appartiennent vraisemblablement au Crétacique inférieur. Le Malm comprend en outre un calcaire gris, en bancs minces, avec silex, qui contient *Aptychus lamellosus* et *Apt. cf. punctatus*, et que l'on trouve dans la partie méridionale de la zone sous forme de blocs empâtés dans les marnes oxfordiennes.

5° Le **Crétacique** paraît comprendre d'un côté des marnes grises toutes semblables aux marnes oxfordiennes et représentant le Crétacique inférieur, de l'autre des alternances de marnes grises et de calcaires compacts, très clairs en bancs minces.

6° Le **Flysch** offre diverses variétés: *a)* des alternances de marnes grises et de grès polygéniques avec Nummulites qui rappellent le Nummulitique supérieur et qui se trouvent dans la région interne de la zone des Cols, *b)* des grès polygéniques à Helminthoïdes, Fucoïdes et Nummulites, passant à des brèches, très répandus dans la partie S, *c)* des brèches polygéniques à gros éléments qui apparaissent localement dans toute la zone des Cols, *d)* des brèches calcaires qui existent dans le N de la zone des Cols et dans la zone du Niesen, *e)* des marnes noires feuilletées avec des bans de grès calcaires fins.

Le pied N des Hautes-Alpes calcaires comprend, entre le Vollhorn et les abords de Lauenen, les éléments tectoniques suivants :

1° Une zone synclinale de calcaires et de schistes nummulitiques, qui affleure dans la paroi N du Vollhorn et du Küh-Dungel.

2° Un anticlinal déjeté au N d'Urgonien et d'Hauterivien, qui est bien visible au Dungelschuss, et qui, vers le NE, est recouvert par une voûte de Nummulitique, puis par un revêtement de terrains préalpins.

3° Un synclinal de calcaires nummulitiques qui coupe la vallée de Lauenen à Tweregg et se dirige au SW vers le Mutthorn et le Klein Hörnli.

4° Une large voûte d'Hauterivien et d'Urgonien, qui apparaît sur le flanc gauche de la vallée de Lauenen entre Bühl et Hintermsee et est couverte vers l'E d'un revêtement nummulitique. Cette voûte représente, en fait, le dos d'un grand pli-faille chevauchant vers l'extérieur de la chaîne; en effet, près de Hintermsee, on peut voir l'Hauterivien recouvrir une série normale d'Urgonien et de Nummulitique.

Ces diverses zones sont toutes recouvertes partiellement par des terrains préalpins.

Dans la zone des Cols, M. Rössinger distingue trois sous-zones :

La sous-zone S est caractérisée lithologiquement par la présence d'un puissant complexe marneux comprenant le Lias, l'Oxfordien et le Crétacique. Cette série se moule sur le Nummulitique de l'anticlinal hautalpin du Dungelschuss, tandis qu'elle supporte des schistes, des grès et des brèches du Flysch qui affleurent le long du Blattibach et au sommet du Rothhorn. Puis, sur ce Flysch se superposent de nouveau des terrains secondaires, qui reproduisent encore le plongement anticlinal de la voûte hautalpine et qui comprennent, dans la région de Blatti, surtout du Trias et des schistes mordorés du Lias, au S du Rothhorn surtout des marnes oxfordiennes. Il y a, du reste, dans cette nouvelle série mésozoïque un broyage intense, les éléments y sont enchevêtrés et il semble s'y mêler une certaine proportion de Flysch. Elle disparaît vers le NW, au col passant au S du Stübelen, sous un nouveau complexe de grès et de schistes du Flysch plongeant au NW. Ces lames successives de terrains secondaires et tertiaires non seulement moulent toutes la voûte hautalpine sous-jacente, mais sont encore affectées par les failles qui traversent celle-ci ; le fait est particulièrement net pour une grande fracture qui passe entre le Rothhorn et le Gubishubel.

Plus au N, on retrouve, au-dessus de l'anticlinal hautalpin externe de Hintermsee, la même superposition de lames alternantes de Flysch et de marnes secondaires. Celles-ci forment à l'E de la vallée de Lauenen l'arête N du Tossen-berg et affleurent dans les ravins du Tossengraben et du Sulzgraben qui en descendent vers l'W. Dans le Sulzgraben on trouve une véritable zone de broyage dans laquelle des blocs de Trias, de Malm, de grès grossiers sont empâtés pêle-mêle dans des marnes noires. Au-dessus de Gschwand affleure une lame de calcaires à silex suprajurassiques.

A l'W de la vallée de Lauenen, les formations préalpines ne recouvrent plus que le dernier anticlinal hautalpin, celui de Hintermsee ; elles sont bien visibles sur l'arête descendant du Klein Hörnli sur les Wallis Windspillen. Ici encore, elles se moulent en une large voûte sur le dos du pli hautalpin et elles comprennent dans leur ensemble deux lames de marnes probablement oxfordiennes séparées par une zone de Flysch. Les deux jambages de cette voûte s'enfoncent, l'un au S sous

le Nummulitique renversé du pli du Dungelschuss, l'autre au N sous un complexe chevauchant de corgneules.

La sous-zone médiane se compose d'une succession d'écailles de Trias (gypse et corgneules), de Lias (brèches calcaires et schistes foncés) et de Flysch (schistes, grès et brèches); sa structure est isoclinale avec plongement général vers le NW. En suivant, du S au N, l'arête du Stüblenen, on peut en établir le profil suivant :

1° Sur le Flysch, qui termine la sous-zone S, se superpose un puissant complexe de gypse et de corgneules triasiques contenant des paquets imbriqués de brèche calcaire et de schistes liasiques ; cette série forme le Stüblenen et affleure vers l'W au Vorder Trüttlisberg.

2° Vient ensuite une zone de schistes liasiques recouverts, par places, par de petits paquets de corgneules.

3° Vers le N, ces schistes liasiques sont surmontés par une série épaisse de schistes et de brèches du Flysch, qui affleurent au-dessus de Vorder Trüttlisberg et au Haslerberg, qui contiennent des bandes laminées d'un calcaire gris à silex peut-être liasiques, et qui passent parfois à une sorte de brèche de broyage à éléments triasiques et jurassiques.

4° Sur ce Flysch s'appuie un peu au S du col de Trüttli une lame de calcaires dolomitiques du Trias et de schistes noirs du Lias, qui est surmontée au N par un nouveau complexe de schistes et de grès du Flysch affleurant sur le versant S du Tauben.

Les divers éléments de ce profil se retrouvent sur le versant E de la vallée de Lauenen; le Trias du Stüblenen affleure à Wolfegg et dans le bas du Blattibach; le Flysch du Trüttlisberg se retrouve à Flüh et les schistes liasiques du col de Trüttli existent dans les ravins du Kellerœibach et du Schwarzenbach; mais le terrain est ici en grande partie couvert par le Quaternaire. Sur le versant W, le Trias du Stüblenen se prolonge près de Hintermsee, où il se superpose directement au Nummulitique hautalpin; il est recouvert vers le NW par deux zones de Flysch séparées par une lame de schistes liasiques. Plus à l'W, le long de l'arête des Windspillen, on peut suivre un profil tout à fait analogue à celui du Stüblenen.

La sous-zone N est constituée essentiellement par les schistes marneux et les brèches du Flysch; elle contient deux lames discontinues, écrasées et broyées de corgneules et de gypse triasiques et de calcaires jurassiques. Ces zones de

broyage sont bien développées au Tauben, à l'E de la vallée; elles apparaissent au-dessous d'Ochsenweid, sur le flanc méridional du Lauenhorn et se retrouvent à l'W de Lauenen à Bühl, à Brüchli et au N de Krinnen.

Dans son résumé final, M. Rössinger insiste sur le contraste qui provient du fait que le Jurassique prend un faciès essentiellement vaseux dans la sous-zone S, tandis qu'il est représenté surtout par des calcaires plus au NW, dans la zone des Cols. Il montre que dans son ensemble cette dernière prend l'aspect d'une zone intensément laminée, dont les éléments s'enchevêtrent de façon très compliquée, et qu'elle est en recouvrement incontestable sur le pied des Hautes-Alpes. Il admet que, l'ensemble des dislocations étudiées étant postérieures au Flysch, une première phase de plissement a amené la superposition de la zone des Cols sur les terrains hautalpins, qu'une seconde phase a déterminé le ridement de ceux-ci et des nappes qui les recouvraient, et qu'une troisième phase a vu naître une série de fractures qui traversent aussi bien le socle hautalpin que les recouvrements préalpins.

L'auteur reproduit, en terminant, sans du reste émettre aucune idée personnelle, l'hypothèse développée par M. Lugeon, d'après laquelle les terrains secondaires de la zone des Cols devaient se raccorder une fois par dessus les Hautes-Alpes en une vaste nappe avec des formations semblables, qui forment, semble-t-il, au-dessus de Sierre, des racines de grands plis couchés,

Nous devons à M. F. JACCARD (48) une étude d'ensemble de la **Région de la Brèche de la Hornfluh**, complétée par une carte géologique et par une série de profils. L'auteur commence par établir comme suit les caractères stratigraphiques des territoires qu'il a parcourus :

Cristallin. Les travaux de MM. Schardt, Bonnard et Rössinger ont fait connaître en détail les roches cristallines qui apparaissent devant le front du massif de brèche de la Hornfluh sous forme de blocs ou de lames empatés dans le Flysch. Le type pétrographique semble être constamment celui d'une ophite hypo-abyssique.

Trias. Le Trias est constitué essentiellement de calcaires dolomitiques et de corgneules, auxquels s'associe dans les Préalpes médianes du gypse. Il est bien développé sur le flanc N du Turbachthal et surtout sur le versant S des Spielgerten.

Ici, il se compose, sur 300 m. de hauteur, de calcaires dolomitiques gris et noirs, en bancs de 10 à 50 cm. d'épaisseur, séparés par de minces couches marneuses; sa partie supérieure est formée d'une zone de 50 m. de corgneules puis de calcaires dolomitiques pulvérulents et grumeleux.

Rhétien. Le Rhétien existe dans la région de la Brèche, où il montre la série suivante : a) des schistes noirs à *Avicula contorta*; b) des alternances de calcaires lumachelliques et de schistes à *Bactryllum*; c) des calcaires bleus foncés en bancs.

Jurassique. En dehors du massif de la Brèche, le Jurassique n'est qu'imparfaitement développé; le Lias n'existe nulle part sous une forme certaine; le Dogger est représenté sur le versant SE des Spielgarten par des schistes marno-calcaires à *Mytilus*; il renferme par places des bolus rougeâtres ou des bancs de conglomérats.

Le Malm comprend un complexe de calcaires tantôt fétides, tantôt marmoréens blancs ou rosés; dans la chaîne des Spillgarten et à l'Amselgrat il prend à sa partie supérieure un faciès coralligène et contient des *Diceras*.

Le massif de la Brèche comprend, comme au Chablais, trois termes superposés :

1° La partie inférieure, de faciès très variable, est constituée tantôt, comme à Barwengen et à Kaltenbrunnen, par des calcaires marneux bleuâtres à Bélemnites à *Pentacrinus tuberculatus*, tantôt, comme au Kumigalm et au Vanel, par des calcaires gréseux et bréchoïdes alternant avec des lits schisteux, tantôt, comme au Rinderberg, par une brèche calcaire (brèche inférieure) formée parfois d'éléments liasiques et triasiques, parfois surtout de débris de Crinoïdes. Le passage latéral des faciès schisteux et calcaire à la brèche inférieure s'observe nettement entre Barwengen et le Rinderberg. Fréquemment on voit la brèche inférieure en superposition sur les schistes et calcaires, mais elle peut aussi recouvrir directement le Rhétien ou même le Trias.

2° Les schistes ardoisiers, qui séparent la brèche inférieure de la brèche supérieure, prennent la forme de schistes non calcaires, verdâtres ou noirs, et atteignent 60 m. d'épaisseur. Ils sont bien développés sur tout le versant N de la Hornfluh et au NW de Zweisimmen.

3° La brèche supérieure est représentée dans la chaîne de la Hornfluh par une série épaisse de 150 m. de calcaires

bleus, en partie homogènes, en partie bréchoïdes avec éléments dolomitiques. Dans la zone Schwarzersee-Spitzhorn elle est formée par des calcaires blanchâtres ou rosés, rappelant le Malm, mais jamais oolithiques, qui passent latéralement à des brèches grossières de même couleur.

L'épaisseur totale du complexe de la Brèche, qui paraît être au maximum de 600 m., est beaucoup moins considérable ici que dans le Chablais; le faciès bréchoïde y atteint son plus grand développement vers le SE, tandis que le faciès schisteux s'y développe progressivement vers le NW.

Crétacique. A ce système appartiennent les Couches rouges, qui n'en représentent que la partie supérieure et comprennent : a) des calcaires compacts, rosés ou verdâtres formés en grande partie de Foraminifères (*Pulvinula tricarinata* Quereau *Pulv. globulosa* Kaufm., *Orbulina universa* d'Orb., *Globigerina bulloïdes* d'Orb.); b) des calcaires finement arénacés rouges ou gris contenant des bancs de grès siliceux à Foraminifères; c) des calcaires marneux à silex, plaquetés, bleuâtres, devenant arénacés et siliceux à leur partie supérieure, et contenant *Orbulina universa*, *Globigerina bulloïdes* et *Pulvinula globulosa*.

Flysch. Tandis que dans la zone du Niesen le Flysch est formé en grande partie par des grès et des brèches polygéniques, il prend dans la zone de la Brèche la forme de schistes plus ou moins fins, micacés ou sériciteux. Dans la zone du Hundsrück il comprend des schistes noirs à la base, des grès et des conglomérats à la partie supérieure.

Pleïstocène. Les dépôts glaciaires de la région de la Hornfluh et des Saanenmöser appartiennent, en partie au glacier de la Sarine, en partie à celui de la Simme. Dans le Simmenthal, entre Zweisimmen et Mannried, deux terrasses superposées se développent l'une à 1000 m., l'autre entre 1300 et 1350 m. sur le flanc droit de la vallée. Les traces de l'érosion glaciaire sont conservées par places avec une fraîcheur remarquable, en particulier dans le cirque du Hornberg et du Seiberg, sur le versant NE de la Hornfluh, et dans les cirques du Viehsattel et du Schafsattel sur le versant occidental des Spielgarten.

Abordant l'étude tectonique de la Brèche de la Hornfluh, M. Jaccard montre que dans sa partie occidentale, au-dessus de Gstaad, ce complexe est en superposition évidente sur le Flysch. La série recouvrante, composée de Trias, de Brèche

inférieure, de schistes ardoisiers et de Brèche supérieure, dessine ici la charnière anticlinale fermée au N d'un pli couché, dont le jambage renversé a été supprimé. Cette charnière se suit facilement vers le NE et, au Turbachthal, on voit toute la série normale du même pli, depuis le Trias jusqu'à la Brèche supérieure se superposer avec un plongement au NW sur le Flysch, qui occupe le fond de la vallée. La Brèche inférieure forme le sommet de la Hornfluh, tandis que les schistes ardoisiers apparaissent sur un replat du versant N et que la Brèche supérieure dessine une crête assez accusée avant de s'enfoncer au NW sous le Flysch des Saanenmöser.

Plus à l'E, au Horn Tauben et à la Saanerslochfluh le profil est à peu près le même avec cette différence que les schistes rhétiens sont ici beaucoup plus épais, formant le sommet du Horn Tauben et toute l'arête qui limite au SE le cirque de Seiberg; cet épaississement est dû sans doute à des replis secondaires.

La coupure transversale qui passe par le col de Barwengen et la vallée du Kaltenbrunnenbach permet de voir le Flysch s'enfoncer profondément du SE au NW sous le complexe de la Brèche. Celui-ci débute par des grès grisâtres micacés, que l'auteur attribue avec doute au Carboniférien; ensuite vient une écaille de Trias et de Rhétien, puis la nappe principale, qui comprend la série complète du Trias à la Brèche supérieure. La Brèche inférieure forme le sommet du Rinderberg, la Brèche supérieure celui de la Geissfluh. Entre la Geissfluh et les chalets de Hinterberg, la Brèche supérieure est séparée du Flysch par une lame de Crétacique supérieur, qui montre avec elle un contact assez compliqué, très probablement tectonique.

Depuis le sommet du Rinderberg, c'est la Brèche inférieure qui forme la crête principale de la chaîne, jusqu'à la vallée de la Simme où elle cesse brusquement. Elle est bordée au NW par une zone de schistes ardoisiers et une zone de Brèche supérieure; cette dernière forme, dans la vallée de la Simme, le rocher sur lequel est construit le château de Blankenburg en face de Bettelried.

Ainsi la série de la Brèche de la Hornfluh représente nettement le front d'une nappe enracinée au SE et couchée par dessus un soubassement de Flysch, dont la charnière anticlinale s'enfonce au NW dans le Flysch sous-jacent.

Sur l'Amselgrat, qui s'étend au S du Rinderberg, on peut voir, intercalée dans le Flysch sous-jacent à la Brèche, une série normale de terrains secondaires composée de gypse, de calcaires dolomitiques et de corneilles du Trias, de Malm et

de Couches rouges. Cette sorte d'écaille, réduite il est vrai au Trias, se suit vers le NE par Ried jusque près de Sanct-Stephan dans la vallée de la Simme ; elle se continue vers le SW par une zone de corgneules intercalée dans le Flysch, sur la rive gauche du Turbach. Il semble du reste que d'autres écailles, moins importantes, existent dans le Flysch entre cette bande de terrains secondaires et la série de la Brèche.

La Brèche de la Hornfluh forme au N de la vallée de la petite Simme la crête boisée du Fluhwald. Vers l'extrémité occidentale de cette petite chaîne, dans le ravin du Schlündibach, on peut voir le Trias en chevauchement sur le Flysch et recouvert lui-même par la Brèche inférieure ; celle-ci s'enfonce au NW sous une écaille de Crétacique supérieur et sous le Flysch de la zone du Hundsrück. La Brèche inférieure se suit depuis le Schlündibach vers le NE jusque près de Rothenerd, où elle cesse brusquement ; la Brèche supérieure, qui manque vers le SE, vient recouvrir la Brèche inférieure à partir de Schvarzensee, puis vers Rothenerd, celle-ci disparaissant, elle se superpose directement au Trias. Enfin, entre Rothenerd et Laubegg on ne retrouve aucune trace de Brèche, le Trias affleurant seul. L'écaille de Crétacique supérieur, signalée dans le Schlündibach, paraît au contraire être sensiblement continue jusqu'à la vallée de la Simme près de Laubegg.

Ce complexe de Trias et de Brèche est supporté par une série affleurant entre Grübi et Hinter den Flühnen et plongeant au NW, qui comprend de haut en bas du Flysch, du Crétacique supérieur, du Malm et du Trias, ce dernier très épais. Cette succession est fortement laminée, incomplète par places, tandis que sur un point, près de Neuenrad elle montre au contraire un repli du Malm et du Crétacique. Le Trias, qui en forme la base, s'appuie sur une nouvelle zone de Brèche inférieure et de Trias fortement disloquée mais plongeant en général au NW, dont le soubassement est formé par le Flysch des Saanenmöser et de la Petite-Simme.

A l'E du Simmenthal, la chaîne des Spielgerten est constituée par une succession normale de Trias, de Jurassique et de Crétacique montrant le faciès caractéristique des Préalpes médianes et plongeant au NW. Le Flysch qui la recouvre affleure dans le ravin du Bettelriedbach, au Frohmattgrat et dans les pâturages de Seeberg, puis, au-dessus de lui, du côté du NW, se développe une série normale de calcaires dolomitiques triasiques plus ou moins bréchiformes et de

Brèche inférieure, qui constitue, dans le prolongement de la chaîne Hornfluh-Rinderberg, l'arête de Auf den Flühnen-Kumigalm-Geissfluh-Seeflüh. A certains endroits on peut voir entre le Flysch et ce complexe chevauchant une écaille laminée de Couches rouges. La brèche du Kumigalm plonge, dans son ensemble, vers le NW, mais montre de nombreuses complications; elle est coupée en particulier sur la ligne Kumi-Muntigenalp par un pli faille, qui ramène au jour le soubassement de Flysch.

Au N du ruisseau de Mannried, un nouveau massif de Brèche inférieure reposant sur du Trias, forme l'arête de Hohmad et du Bunschlergrat; comme au Kumigalm, la Brèche repose visiblement sur le Flysch dans les ravins de Mannried et de Grubenwald, à Ahorni, etc.... A l'Altlägeralp elle se moule sur un bombement anticlinal de Crétacique et de Malm, qui fait partie du massif du Niederhorn. Nous avons ainsi à Hohmad la même nappe qu'au Kumigalm et nous la voyons se poursuivre en plongeant au NW le long du versant de la vallée de la Simme jusque dans le Senkiwald au SE de Weissenbach; elle montre, du reste, de nombreux replis secondaires et est en outre infléchie transversalement en un synclinal, dont l'axe suit à peu près la ligne de la vallée.

La partie frontale de cette vaste nappe de Brèche Kumigalm-Senkenwald est recouverte par les restes d'un pli supérieur, qui constitue le sommet du Spitzhorn et se suit à l'W jusqu'aux chalets de Hofstätten. Ce nouvel élément tectonique est formé par une série plongeant au NW de Brèche inférieure, de Brèche supérieure et de Couches rouges. Ces dernières semblent envelopper la Brèche supérieure et revenir au-dessous d'elle; on voit de plus clairement, sur le versant NE du Spitzhorn, le chevauchement de tout le complexe de la Brèche sur le Flysch. Nous avons donc ici la charnière frontale fermée au NW d'un pli supérieur plongeant, qui doit s'amorcer au SE.

La nappe de Brèche du Spitzhorn forme, avec celle de Rothenerd-Schlündibach, un pli supérieur, dont la continuité a été rendue peu claire par une inflexion synclinale transversale très brusque, qui coïncide avec la vallée de la Simme et fait affleurer près de Laubegg au niveau de la rivière de la Brèche supérieure lui appartenant.

Sous ce pli vient une lame écrasée de formations des Préalpes médianes, qui affleure entre Grübi et Hinter den

Flühnen et le sépare à l'W de la Simme, d'un second pli de Brèche. Celui-ci a été suivi de Riedlenen dans la vallée de la Petite Simme par Bühl et le Mannenberg jusqu'à Hohmad et au Bunschlergrat; il pousse son front au N par dessous le pli supérieur jusqu'au Senkiwald.

Enfin, la Brèche de la Hornfluh-Rinderberg représente un pli inférieur, dont on ne retrouve pas de prolongement distinct à l'E du Simmenthal.

La chaîne des Spielgarten-Röthihorn, sur laquelle s'appuient les nappes de la Brèche, est formée par une série normale plongeant au NW de Trias, de Jurassique, de Crétacique supérieur et de Flysch, qui chevauche sur le Flysch de la zone du Niesen. Il faut, d'après l'auteur, considérer cette série comme représentant le bord radical de la nappe des Préalpes médianes admise par M. Lugeon.

La chaîne du Niederhorn est également constituée par une série plongeant au N et normale de terrains des Préalpes médianes, Malm, Crétacique et Flysch, qui est couverte par la Brèche réduite, il est vrai, en lambeaux. Du côté de l'E, cette succession est coupée par une faille au rejet important, et son prolongement affaissé se trouve en profondeur au-dessous de la Brèche d'Untergestelen Alp. Du côté de l'W et du NW elle s'enfonce visiblement sous la Brèche du Bunschlergrat et sous celle du Spitzhorn.

M. Jaccard consacre ensuite un court chapitre au petit massif de Brèche qui affleure au-dessus de Gessenay entre la vallée des Fenils et le Bürriigraben. L'on voit ici une série formée de bas en haut de schistes et calcaires inférieurs, de Brèche inférieure et de Couches rouges, qui plonge au NW et qui, dans le ravin du Bürriigraben repose visiblement sur le Flysch. Les Couches rouges qui forment bordure au NW accentuent leur plongement et semblent même se renverser de façon à envelopper la Brèche. L'on doit donc voir ici, de nouveau, la tête d'un pli plongeant au NW dans le Flysch, et c'est évidemment à ce même pli qu'appartient la Brèche de la chaîne Rubly-Gummfluh.

Pour résumer, M. Jaccard montre que le système de la Brèche de la Hornfluh entre Gstaad et le Niederhorn doit appartenir à une nappe de charriage venue du SE et chevauchant sur le Flysch des Préalpes médianes. Cette nappe a été replissée pendant son cheminement en trois digitations frontales dont l'une forme la chaîne Hornfluh-Rinderberg, la

seconde, se superposant à la chaîne des Spielgerten, s'étend depuis l'arête Kumigalm-Muntigalm par Hohmad et le Bunschlergrat jusqu'au Senkiwald, et se retrouve à l'W de la Simme entre Bühl et Riedlenen, la troisième a poussé son front sur la ligne Schlündibach-Rothenerd-Spitzhorn. Entre la deuxième et la troisième de ces digitations apparaît, sur les flancs du Fluhwald, une lame écrasée de formations des Préalpes médianes, qu'il faut considérer comme une lame de charriage pincée.

Sous le système de la Brèche on trouve, en divers endroits, des paquets de Crétacique supérieur, qui ont dû être entraînés dans le mouvement de la nappe chevauchante et laminés entre celles-ci et le soubassement de Flysch. L'auteur attribue une origine analogue aux écailles de Couches rouges, qui enveloppent la Brèche supérieure dans la chaîne Hornfluh-Rinderberg, tandis qu'il suppose, pour les Couches rouges qui recouvrent la Brèche supérieure sur la ligne Schwarzensee-Rothenerd, le long du troisième pli, une superposition stratigraphique simple.

Plateau Molassique.

A l'occasion du projet d'établissement d'un lac de barrage dans la haute vallée de la Sihl, MM. F. MÜHLBERG, C. SCHMIDT et A. GUTZWILLER ont fait une expertise, dont le rapport a été publié (54), donnant une idée générale de l'ensemble des caractères géologiques de la région.

La vallée de la Sihl est creusée dans des formations qui comprennent des calcaires nummulitiques, du Flysch, de la Molasse d'eau douce inférieure et de la Molasse marine, des moraines et des alluvions. Le Flysch, plongeant au SSW, forme le Schräh et la montagne de in der Fluh, à gauche et à droite de la vallée. Plus au N, les montagnes de Hummelsberg et de Egg sont constituées par deux anticlinaux nummulitiques, déversés au N sur les grès glauconieux du Steinbach. Plus au N encore, affleure la Molasse d'eau douce aquitanienne, qui paraît repliée de façon à dessiner deux anticlinaux, l'un encore déjeté au N, le second droit. Ce dernier qui suit la ligne Teufelsbrücke sur l'Etzel-Altendorf-Lachen est séparé par un synclinal important d'un anticlinal passant entre Lugeten-Lidwil et Leutschen-Freienbach.

Les dépôts des glaciations anciennes se réduisent, dans cette région, à quelques blocs erratiques ; on observe, par

contre, vers Weinberg et Altendorf, une terrasse d'alluvions bien développée, qui doit représenter le reste d'une vaste nappe de graviers ayant couvert toute la dépression du lac de Zurich, puis enlevée, en grande partie, soit par l'eau, soit par le glacier de la Linth. Toutes les moraines de la région appartiennent à la dernière glaciation et proviennent en partie du glacier de la Linth, en partie de celui de la Sihl, la limite entre les deux domaines glaciaires coïncidant avec la ligne Körnlisegg-Schweigwies-Teufelsbrücke-Tiefmatte-Hessenmoos. Après la dernière glaciation des alluvionnements locaux se sont produits, et il s'est formé des cônes de déjections torrentiels, des pentes d'éboulis et des éboulements, qui ont modifié, dans le détail, la topographie.

Il paraît probable que la Sihl débouchait, avant la dernière glaciation, dans la dépression du lac de Zurich ; puis la vallée a été obstruée par les moraines entre l'Etzel et la Hohe Rone et soit la Sihl, soit le ruisseau de l'Alp ont été rejetés sur leurs cours actuels, dont le creusement est ainsi très récent. Cette hypothèse doit certainement être préférée à celle d'après laquelle la haute vallée de la Sihl aurait subi un creusement glaciaire important, et le seuil qui la sépare de la dépression du lac de Zurich serait formé essentiellement de Molasse avec seulement un mince revêtement de moraines. Une fois la Sihl barrée vers l'E, il s'est formé à l'amont un grand lac qui, comblé peu à peu par un mélange de graviers et de boue, est devenu finalement une vaste plaine. Les argiles très fines de cette dernière sont donc des boues lacustres et non de la moraine de fond, comme l'avait admis M. Lugeon ; la moraine doit simplement tapisser le fond de la dépression lacustre.

Les auteurs étudient ensuite, au point de vue de leur perméabilité les terrains qui constituent le bassin du lac projeté ; ils montrent que le seul d'entre eux qui pourrait donner lieu à des infiltrations, le calcaire nummulitique émet au contraire des sources et ne présente nulle part d'affleurements inférieurs, par lesquels des pertes d'eau notables pourraient se produire.

La suite du rapport a un intérêt purement technique et je me contenterai de citer une liste des sources de la vallée de la Sihl et un tableau contenant les résultats de quelques sondages opérés dans les environs d'Einsiedeln et d'Altendorf.

Les boues récoltées dans le bassin du lac postglaciaire de la haute Sihl sont très uniformes ; elles renferment, outre

une forte quantité d'argile, du carbonate de chaux, des grains de quartz et de feldspath, des lamelles de mouscovite et en petite quantité de la tourmaline, de l'épidote, du pyroxène, de la pyrite, etc.... L'une des préparations étudiées a fourni un grand nombre de Diatomées lacustres (*Cyclotella*, *Epithemia*).

M. F. MÜHLBERG (52) vient de terminer une carte géologique au 1:25000 de la région du confluent de l'Aar, de la Reuss et de la Limmat. Ce territoire comprend comme termes stratigraphiques, d'abord du Trias et du Jurassique, qui forment les anticlinaux jurassiens et la bordure méridionale du Jura tabulaire, puis la Molasse, et enfin les dépôts très variés du Pleistocène. Au point de vue tectonique, on y distingue, du N au S : 1° la bordure méridionale du Jura tabulaire ; 2° le large synclinal molassique de Lengnau ; 3° le faisceau des trois anticlinaux jurassiens de la Habsburg, du Rotberg et du Kestenberg ; 4° la région molassique qui s'étend au S de ces plis.

Une grande partie du territoire de la carte est couverte par les dépôts pleistocènes, qui présentent ici un intérêt particulier. On retrouve, en effet, les traces de cinq glaciations successives et les moraines amoncelées dans cette région proviennent de cinq glaciers différents, ceux du Rhône, de l'Aar, de la Reuss, de la Linth et du Rhin.

L'auteur a établi dans le Quaternaire un grand nombre de distinctions et a donné d'innombrables indications concernant les blocs erratiques, les éboulis et les éboulements, les cônes de déjection, la tourbe, les gisements fossilifères, les carrières, etc., etc....

M. F. MÜHLBERG (53) a du reste annoncé lui-même la publication de cette carte par une petite note explicative parue dans les *Eclogæ*.

Jura.

La feuille VII (Porrentruy-Soleure) de la carte géologique au 1:100000 de la Suisse a été publiée à nouveau en 1904 d'après les levés de M. L. ROLLIER pour la partie jurassienne et de M. E. KISSLING pour la partie molassique (58).

Le territoire figuré s'étend de la ligne Porrentruy-Seewen au N à la ligne Coffranes-Lützelflüh (Emmenthal) au S. Cette nouvelle édition marque un progrès considérable sur la pré-

cédente en ce qui concerne la stratigraphie des terrains médiojurassiques, qui sont classifiés comme suit : 1^o le Dogger inférieur s'étend des couches à *Ludw. Murchisonae* à la base de l'oolithe subcompacte ; 2^o le Dogger moyen comprend cette dernière avec la Grande oolithe ; 3^o le Dogger supérieur ou Callovien commence avec les couches à *Rhynch. varians*. Pour le Jurassique supérieur, M. Rollier a mis en lumière le passage latéral de l'Argovien au Rauracien.

Quant aux dépôts tertiaires, plusieurs innovations ont été introduites, et la distinction des divers niveaux de l'Oligocène et du Miocène, qui remplissent les synclinaux jurassiens, a été établie exactement.

Les dépôts pleistocènes sont classifiés d'après leur composition et non d'après leur âge.

M. L. ROLLIER a signalé dans les *Eclogæ* (57) l'apparition de cette nouvelle carte.

M. H. SCHARDT (63) a relevé l'existence, entre les Sagnettes et Couvet (Jura neuchâtelois), d'abord d'une voûte fermée de Valangien, qui doit représenter le prolongement, fort amoindri, de l'anticlinal Crêt de Travers-Solmont et qui affleure à Planchemont, ensuite d'un synclinal d'Hauterivien, qui passe par « dessus la Prise » et les Monts de Couvet et qui se relie par un pli-faille à l'anticlinal du Malmont.

A la suite du forage d'une galerie, pratiqué au plateau des Sagnettes, à l'E des Verrières, dans le but de trouver de l'eau, M. H. SCHARDT (61) a reconnu que le sol de ce plateau est entièrement formé de Molasse marine helvétique recouverte de moraine. La Molasse marine est surmontée, vers l'E, par l'Urgonien renversé du flanc du Mont des Verrières, tandis que vers l'W elle s'appuie directement sur l'Hauterivien supérieur ; elle contient d'assez nombreux fossiles remaniés du Gault, ce qui permet d'évaluer l'importance de l'érosion qui a accompagné sa sédimentation.

Sur le plateau des Sagnettes débouche, de l'E, le ravin profond, aujourd'hui sans eau, de la Vy du Mont, qui descend du Mont des Verrières en coupant la série renversée de Kimmerigien, de Portlandien, de Purbeckien, de Valangien, d'Hauterivien et d'Urgonien qui s'appuie sur la Molasse. Le creusement de ce ravin est glaciaire, et le glacier qui l'occupait a déposé sur le bord du plateau des Sagnettes une belle moraine frontale. Après le retrait du glacier, l'eau qui s'écou-

lait dans cette direction, n'a pas tardé à se perdre dans les fissures des calcaires.

De l'autre côté de la vallée, entre les Verrières et les Bayards, une moraine frontale, longue de 3 km. a du être déposée par un glacier venu du plateau de la Brévine par la dépression du Cernil.

M. H. SCHARDT est revenu récemment (60) sur le singulier affleurement de Néocomien (Valangien et marnes d'Hauterive enchevêtrés) qui s'étend sur 1500 m. de longueur vers la gare de la Chaux-de-Fonds, et a été décrit, en 1900, par MM. L. Rollier et Bourquin. Cette zone néocomienne suit le bord SE du synclinal molassique de la Chaux-de-Fonds; elle est bordée de part et d'autre de Molasse et n'a que 4 à 10 m. de largeur, le plongement se faisant avec 70-80° au SE. Elle est constituée en somme par un véritable blocage, dont l'élément principal est le calcaire du Valangien inférieur réduit à l'état de brèche de dislocation; on y trouve en outre des marnes purbeckiennes fossilifères, des marnes d'Hauterive également fossilifères et en petite quantité du Calcaire roux. Les marnes purbeckiennes forment des paquets irréguliers au-dessous du calcaire Valangien et s'enchevêtrent complètement avec la base de celui-ci; les marnes d'Hauterive existent d'une façon tout à fait semblable au-dessus du Valangien et pénètrent, sous forme d'amas ou de veines, dans sa partie supérieure; elles empâtent des blocs, du reste peu nombreux, de Valangien supérieur et de calcaire hauterivien. Le tout forme ainsi une série normale intensément disloquée et dont les divers éléments ont pénétré les uns dans les autres.

Les deux surfaces de contact du blocage néocomien avec la Molasse montrent par places un polissage et des stries de glissement, mais ailleurs le calcaire valangien est percé de nombreux trous de pholades et la surface bosselée a tous les caractères d'un contact purement sédimentaire. La distribution des trous de pholades sur la surface de ce milieu violemment broyé semble indiquer qu'il a été ainsi disloqué avant le dépôt de la Molasse, d'autant plus que celle-ci a certainement subi une trituration beaucoup moins intense. Il faut remarquer encore que du côté du toit il y a généralement contact par sédimentation entre la Molasse et le blocage valangien, tandis que du côté du mur, s'il existe parfois un contact sédimentaire avec trous de pholades, l'on voit plus souvent un contact mécanique.

M. Schardt ne peut accepter l'hypothèse émise par

MM. Rollier et Bourquin, considérant la zone néocomienne en question comme un repli déjà formé avant le dépôt de la Molasse et accentué ensuite par les dislocations post-tertiaires.

L'enchevêtrement des éléments divers qu'on constate ici ne peut s'expliquer que par un glissement. On pourrait peut-être admettre le chevauchement d'une lame purbeckienne valangienne et hauterivienne s'étant produit après le dépôt de la Molasse sur l'emplacement d'un bombement pré-miocène, mais la présence de paquets de marnes d'Hauterive dans l'intérieur d'un blocage valangien, dont la surface est percée par les pholades, rend cette idée peu vraisemblable. Aussi, M. Schardt admet-il que la zone de blocage correspond à un vaste glissement de terrain, provoqué, à l'époque helvétique, par l'érosion côtière, agissant sur le pied de l'anticlinal voisin déjà en partie soulevé. Ce paquet glissé a été attaqué superficiellement par les pholades, puis, enseveli dans les dépôts molassiques et repris finalement avec la Molasse qui l'enveloppait dans les derniers plissements jurassiens. En faveur de cette manière de voir on peut invoquer encore le fait que la zone de blocage fournit plusieurs petites sources, ce qui doit indiquer qu'elle ne se continue pas en profondeur et qu'elle repose sur un fond étanche. Enfin, l'analogie est frappante entre ce blocage d'une part et de l'autre la gompholite jurassique du Locle, qui doit être considérée comme le produit d'éboulements tombés dans la mer helvétique.

En refaisant, en détail, le profil à travers l'anticlinal du Mont d'Amin, entre la Vue des Alpes et la Chaux-de-Fonds, M. H. SCHARDT (59) a observé l'existence d'une faille à rejet vertical de 150 m. environ, qui, entre la vue des Alpes et le Crêt Meuron coupe longitudinalement le jambage SE de ce pli, et met en contact la Grande oolithe du milieu de la voûte avec l'Argovien du jambage méridional. Tandis, en effet, qu'en descendant de la Vue des Alpes on traverse la série normale de Séquanien et d'Argovien, on arrive ensuite directement sur des calcaires, compacts au sommet, sableux à la partie inférieure. Ceux-ci sont supportés par des marnes grises très différentes des marnes de Furcil, dans lesquelles s'intercale un massif calcaire, et qui recouvrent d'abord une zone de 4 à 5 m. de calcaires clairs subspathiques, puis un niveau marno-calcaire à polypiers avec *Steph. Humphriesi*. Les marnes de Furcil, la Dalle nacrée et le Spongilien manquent donc ici, et les calcaires qui entrent en contact avec l'Argovien ne peuvent

être que la Grande oolithe. Vers le NE le pli-faille va en s'accroissant, et l'on voit finalement le Bajocien entrer en contact avec le Séquanien, puis il s'éteint progressivement sur le bord NW de la Combe des Auges.

Cet accident coïncide exactement avec une déviation de l'axe de la chaîne, qui correspond à un écrasement de l'anticlinal, d'où intumescence du Lias du cœur et soulèvement de la calotte de Dogger entre les deux flancs de Malm.

Nous devons, d'autre part, à M. H. SCHARDT (62) quelques observations de détail sur le synclinal de Diesse et du Jorat. L'auteur a montré, en particulier, que ce pli, très évasé entre Lamboing et Orvin, se rétrécit brusquement vers le vallon du Jorat, le Néocomien montrant des dislocations intenses et le milieu du synclinal se remplissant de marnes et de grès tertiaires. Les deux anticlinaux voisins se sont déversés par dessus un synclinal au fond élargi. Entre le Jorat et Orvin le tertiaire repose directement sur l'Hauterivien.

M. C. SCHMIDT (68) a rédigé, à propos des travaux du tunnel du **Weissenstein** un rapport géologique, destiné à donner une idée d'ensemble sur la stratigraphie et la tectonique de la chaîne suivant le tracé du tunnel, soit suivant la ligne Oberdorf-Gänsbrunnen. Au point de vue stratigraphique la galerie d'avancement doit traverser toute la série triasique et jurassique depuis le Muschelkalk jusqu'au Portlandien, série du reste bien connue, grâce surtout aux travaux de M. Rollier, puis, aux deux extrémités, le Sidérolithique et le Tertiaire inférieur. Quelques différences se montrent dans la série suprajurassique d'un versant à l'autre de la chaîne; ainsi les marnes oxfordiennes, qui existent au N, ne se retrouvent pas au S; de plus, l'auteur signale la présence, sur le versant SW du Diltsch, entre le Séquanien et les couches d'Effingen, de calcaires crayeux du type rauracien.

Au point de vue tectonique, la chaîne du Weissenstein représente une large voûte, dont les deux jambages sont fortement inclinés; l'axe de ce pli montre, dans la région du tunnel, une sorte de torsion, qui se traduit par des changements de direction et par une variation dans le sens et l'importance du déjettement. Vers l'E, dans la région de la Röthi, les couches sont dirigées presque exactement E-W, et l'anticlinal est déjeté au S; vers l'W, la direction devient bientôt NE-SW; au Hinter Weissenstein elle est NW-SE; au Rüschi-

graben elle est E-W, et finalement à la Hasenmatte elle est NE-SW, le déjettement du pli se faisant ici au N.

L'anticlinal ne paraît traversé par aucune grande fracture; par contre, il montre un repli adventif de son jambage N, qui est nettement visible dans le Rüschraben; le Dogger réapparaît ici, formant une voûte secondaire au N de la voûte principale, et ce repli explique l'élargissement anormal de la zone d'affleurement des couches d'Effingen, entre le Hinter Weissenstein et le Dilitsch.

Les formations tertiaires, qui recouvrent le jambage S de l'anticlinal, ont été mises au jour par les travaux du tunnel, et M. Schmidt a pu ainsi en établir le profil suivant de bas en haut :

- 1° Bolus bleu et brun.
- 2° Calcaire fissuré, riche en fer (15 cm.).
- 3° Bolus argileux avec concrétions de limonite (20 cm.).
- 4° Dysodile contenant des restes de poissons (*Smerdis macrurus* Ag., *S. minutus* Ag., *S. pygmaeus* Ag.) (8 cm.).
- 5° Calcaire finement plaqueté (8 cm.).
- 6° Argiles bleues (40 cm.).
- 7° Calcaire finement plaqueté avec Dysodile (40 cm.).
- 8° Calcaire, en bancs minces, contenant des *Hydrobia* (probablement *Charydrobia intermedia* var. Stache et *Ch. transitoria* Stache) et des graines de *Chara* voisine de *Ch. Petrolli* Andreae (120 cm.).
- 9° Alternances de marnes grises et de calcaires sans fossiles (120 cm.).

Cette série est recouverte ailleurs par 50 cm. environ d'argile bleue, puis par un banc de 1.5 m. de calcaire marneux bitumineux rempli de coquilles de Planorbes et de Limnées et enfin par une nouvelle zone d'argile bleue. Les Planorbes du niveau calcaire paraissent être des *Segmentina* voisines de *Segmentina Chertieri* Desh.; les Limnées se rapprochent en partie de *Limneus marginatus* Sandb.

En somme, tous les fossiles trouvés dans les formations tertiaires d'Oberdorf se rapportent à l'Eocène ou à l'Oligocène inférieur et l'on est justifié de paralléliser ces formations avec le calcaire d'eau douce de Moutier, qui appartient à l'Oligocène inférieur et contient aussi *Charydrobia transitoria*.

M. E. FOURNIER (43) a publié récemment quelques observations nouvelles sur la tectonique du Jura franc-comtois.

A propos de la zone de la Haute-Chaîne, l'auteur montre que, tandis que vers le SE le Miocène est représenté par de la Molasse marine, vers l'W les synclinaux ne renferment plus, comme formations tertiaires, que des couches d'eau douce à *Helix sylvana*, *H. rugulosa*, etc...; là où, dans le Jura, le Miocène existe sous forme marine, il prend toujours le faciès d'un dépôt directement littoral; il faut donc admettre que la mer, qui a envahi la plaine suisse, a recouvert encore une partie de la zone de la Haute Chaîne, mais que toute la région occidentale du Jura franc-comtois est restée émergée. Quant aux relations tectoniques qui existent entre les formations miocènes et oligocènes et les dépôts crétaciques, elles montrent clairement que, d'une part, la région avait déjà subi un ridement important dès l'époque oligocène, que d'autre part, elle a passé par une nouvelle phase de plissement après le Miocène. Un caractère qui frappe, dans cette même zone, consiste dans la fréquence de la forme à double déversement des anticlinaux.

Dans la région des Grands Plateaux, M. Fournier a suivi, depuis un point à l'E de Salins, le long du versant occidental de la chaîne de l'Euthe, jusque dans la vallée inférieure de l'Ain, une zone effondrée entre deux failles, qui est marquée par une bande d'affleurement d'Oxfordien au milieu de formations notablement plus anciennes. Il a relevé l'existence, dans la région du Lomont, de plusieurs petits plis amygdaloïdes, qui compliquent la structure de ce territoire, et il fait observer, d'autre part, que cette région des Grands Plateaux est traversée obliquement par une ondulation, qui se détache vers Salins des chaînes du Vignoble, et se termine entre Vauclans et Panofontaine sur le bord de la zone de la Haute Chaîne.

Il faut donc reconnaître que le Jura franc-comtois est tectoniquement beaucoup plus complexe qu'on ne l'a admis jusqu'ici. En dehors de la région méridionale, où prédominent les grands chaînons parallèles, les plis prennent la forme de brachyanticlinaux et sont généralement déversés sur leur flanc NW, souvent sur leurs deux flancs. Outre les plissements hercyniens, il faut admettre que deux phases de plissement ont affecté la région, l'une, à la fin de l'Eocène, a donné naissance aux plis du Vignoble septentrional, des Avants Monts, de l'Ognon, de la Saône, l'autre, Miocène-Pliocène, a créé les plis de la Haute Chaîne et du Vignoble méridional et l'ondulation transversale de la région des Grands Plateaux.

IV^e PARTIE — STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

CARBONIFÉRIEN

Le service géologique italien a fait entreprendre une étude d'ensemble sur les gisements de charbon inclus dans les **dépôts carbonifériens des Alpes occidentales**. Une partie importante du travail, élaborée par MM. S. FRANCHI et A. STELLA (77) est consacrée spécialement au Carboniférien de la région de la Vallée d'Aoste et du Col de Fenêtre. Je ne puis du reste pas entrer dans le détail de cette publication, qui ne se rapporte qu'indirectement à notre pays.

TRIAS

Dans la III^e partie de cette Revue j'ai résumé déjà une série de données d'ordre stratigraphique fournies par différents auteurs. Je me contente donc de rappeler ici que M. A. v. BISTRAM a établi le profil exact des dépôts triasiques dans les environs du lac de Lugano (voir p. 636), que M. W. SCHILLER a décrit le Trias austro-alpin des Alpes calcaires à l'E de la vallée de l'Inn (voir p. 641), que M. W. PAULKE a défini les caractères des lambeaux de recouvrement triasiques, qui chevauchent sur les schistes de la Basse-Engadine (voir p. 648). Quelques renseignements concernant la stratigraphie du Trias se trouve dans l'étude de M. L. COLLET sur la chaîne de la Tour Saillère (voir p. 652), dans celle de M. G. RÖESSINGER sur la région de Lauenen (voir p. 673) et dans celle M. FR. JACCARD sur la Brèche de la Hornfluh (voir p. 677).

En ce qui concerne le Jura, le seul travail d'ordre stratigraphique qui soit consacré au Trias est l'étude de la **flore keuperienne de la Neuwelt** dont M. F. LEUTHARDT (82) vient de publier la II^e partie. Les espèces envisagées spécialement se répartissent comme suit :

Filicinées :

Famille des Dictyoptéridées : *Clathropteris reticulata* Kurr, *Camptopteris serrata* Kurr.

Famille des Tæniopteridées : *Tæniopt. angustifolia* Schenck:

Famille des Marattiacées : *Danæopsis marantacea* Presl., *Asterocarpus Meriani* Brongn.

Famille des Pécoptéridées : *Merianopteris augusta* Heer, *Pecopt. Rüttimeyeri* Heer, *Pecopt. latespinnata* nov. sp., *Pec. Steinmülleri* Heer, *Pec. reticulata* nov. sp., *Bernouilla helvetica* Heer.

Famille des Gleicheniacées : *Gleich. gracilis* Heer.

Equisetinées :

Equisetum arenaceum Jæger, *Eq. platyodon* Brong., *Schizoneura paradoxa* Schimper.

Pecopteris latespinnata est une espèce nouvelle voisine de *Pec. Rüttimeyeri*, mais avec des segments plus espacés, arrondis à l'extrémité et pourvus d'une nervature plus simple.

Pecopteris reticulata, également nouvelle, se rapproche plus spécialement des *Lonchopteris* de Brongniart.

JURASSIQUE

Alpes. — Je rappelle ici la partie de l'étude de M. W. PAULKE (voir p. 648) sur la **Basse-Engadine**, qui se rapporte à la stratigraphie du Jurassique et qui montre en particulier l'âge crétacique et tertiaire du complexe schisteux assimilé par la plupart des auteurs aux Schistes lustrés.

Dans son étude générale du massif de la **Tour Saillère-Pic de Tanneverge**, M. L. COLLET a repris en détail l'examen des terrains jurassiques (voir p. 652).

En outre il a consacré un chapitre spécial à l'étude de quelques espèces d'ammonites récoltées dans les schistes argileux de l'Oxfordien inférieur. Les formes envisagées ici sont : *Hecticoceras delmontanum* Opp., *Hecticoceras svevum* Bonar. et deux espèces nouvelles : 1 *Oppelia* voisine de *Opp. Richei* de Lor., et *Oppelia glabra* nov. sp. voisine de *Opp. trimarginata*.

La notice récente que M. M. LUGEON a consacrée à la **région comprise entre le Sanetsch et la Kander** dans les Hautes Alpes calcaires et qui est résumée dans son entier plus haut (voir p. 656) a apporté une contribution très importante à nos connaissances sur les terrains jurassiques de ce territoire.

Dans les régions préalpines, M. G. RÖESSINGER a cherché à préciser les caractères stratigraphiques très peu clairs du Jurassique compris dans les différentes écaillés laminées de

la zone des Cols près de Lauenen (voir p. 673), tandis que M. F. JACCARD a repris en détail l'étude de la série de la Brèche de la Hornfluh et des formations jurassiques des pré-alpes médianes, qui, s'enfonçant du SE sous le massif de la Brèche, forment la partie culminante des Spielgerten et la chaîne du Niederhorn (voir p. 677).

M. G. RÖESSINGER (88) a récolté dans la Brèche du Chablais, aux Champs Longs au-dessus de Trois Torrents dans le Val d'Illiez, quelques fossiles, parmi lesquels trois Belemnites indéterminables, une Gryphée mal conservée, des débris de Pectinidés et de Polypiers.

D'autre part M. M. LUGEON (85) a rappelé les différentes découvertes de fossiles faites successivement dans la Brèche du Chablais, qui comprennent une Belemnite trouvée aux Champs Longs dans le Val d'Illiez, des tronçons de Belemnites récoltés au Col du Lens d'Aulph sur Saint-Jean d'Aulph, une *Alectryonia ex af. gregaria* provenant d'un bloc erratif et ramassée par M. Steinmann, des Radiolaires inclus dans un grès du niveau des schistes ardoisiers et affleurant au Col du Lens d'Aulph. Ces derniers ont été reconnus par M. Douvillé comme jurassiques.

Jura. — M. H. SCHARDT (89) a repris la question des parallélismes dans le Dogger du Jura. Il commence par insister sur le peu de valeur que peuvent avoir les limites purement lithologiques comme base d'une classification stratigraphique, et adopte comme point de départ de son étude comparative la classification suivante :

	Callovien	{ zone à <i>Reineckeia anceps</i> zone à <i>Macrocephalites macrocephalus</i>
Bathonien	Bathien	{ zone à <i>Parkinsonia ferruginea</i> zone à <i>Parkinsonia neuffensis</i>
	Vésulien	zone à <i>Park. Parkinsoni</i>
Bajocien	Lédonien	{ zone à <i>Cæloc. Blagdeni</i> et <i>Steph. Humphriesi</i> zone à <i>Soninia Sowerbyi</i> et <i>Stephan. Sauzet</i>
	Opalinien	{ zone à <i>Ludwigia Murchisonæ</i> zone à <i>Lioceras opalinum</i>

L'auteur donne ensuite en un tableau comparatif trois profils relevés à travers ces divers niveaux dans la chaîne Mont d'Amin-Tête de Ran (Jura neuchâtelois), l'un sur la

ligne Mont-Perreux-les Convers, le second sur la route de la Vue-des-Alpes, le troisième à la Combe des Quignets. Ces trois profils montrent des différences notables malgré la petite distance qui les séparent. Ils doivent être interprétés autrement que ne l'a fait précédemment M. Rollier pour celui de Mont Perreux. La limite du Callovien et du Bathonien passe entre la Dalle nacrée et les marnes sous-jacentes (marnes de Furcil) qui sont bathiennes. Dans le Vésulien rentrent non les calcaires gris subspathiques à polypiers, qui contiennent *Steph. Humphriesi* et appartiennent par conséquent au Lédonien, mais la Grande oolithe inférieure et les couches à *Parkinsonia* et à *Ostrea acuminata*, et la limite entre le Bajocien et le Bathonien doit se placer entre la Grande oolithe inférieure et les calcaires à polypiers sous-jacents.

Dans les environs de Noiraigue, cette même limite passe, contrairement à une opinion émise récemment par MM. Schardt et Dubois (voir Revue pour 1903), au-dessus des couches de Brot et au-dessous de la Grande oolithe inférieure. Ici la Grande oolithe supérieure fait défaut et les marnes de Furcil représentent en réalité les marnes à *Park. neuffensis*, la Grande oolithe supérieure et les marnes supérieures (marnes de Furcil de M. Rollier) de la chaîne du Mont d'Amin.

Dans le vallon de la Deneyriaz, au N du Chasseron, le calcaire roux marneux et les marnes grises que M. Rittener a placés dans le Callovien, correspondent exactement par leurs fossiles au calcaire roux et aux marnes de Furcil et appartiennent au Bathonien ; il serait pourtant possible, étant donné l'épaisseur très réduite de la Dalle nacrée dans ce profil, que le faciès marneux se continuât dans le Callovien inférieur. Au-dessous du calcaire roux se placent des calcaires spathiques qui, comme la Grande Oolithe de Noiraigue, représentent la base du Bathonien, tandis que plus bas encore des calcaires à polypiers correspondent aux formations analogues du Bajocien supérieur de la Vue-des-Alpes, et que le Bajocien inférieur apparaît encore au cœur de la voûte sous forme de calcaires spathiques.

Dans le ravin de la Baulmine le faciès marneux, qui n'est séparé des calcaires glauconieux à *Reineckeia anceps* que par 5 m. de Dalle nacrée, doit représenter, outre le Bathien, la base du Callovien. De l'autre côté du Suchet, entre cette chaîne et les Aiguilles de Baulmes, on retrouve sous le cal-

calcaire roux la Grande oolithe inférieure, puis les Couches de Brot, formées d'alternances de marnes à Brachiopodes et de calcaires à polypiers. Ce dernier niveau recouvre comme dans le vallon de la Denevriaz un banc de calcaires spathiques appartenant au Bajocien inférieur, puis un calcaire gréseux verdâtre et enfin une marne schisteuse foncée. Cette dernière, qui représente la formation la plus ancienne connue dans la région, doit correspondre à la base du Bajocien et non à la partie supérieure de cet étage comme l'a supposé M. Rittenner.

Ainsi, tandis que vers le N dans la chaîne de Pouillerel le Bathonien et le Callovien sont constitués en grande partie par les masses calcaires de la Grande oolithe et de la Dalle nacrée, le faciès marneux se développe de plus en plus vers le S; la Grande Oolithe est d'abord coupée en deux par un niveau marneux à *Parkinsonia Parkinsoni*; puis ces marnes gagnant vers le haut remplacent complètement la Grande oolithe supérieure depuis Noraigue et entament la base de la Dalle nacrée callovienne dans la région de Baulmes, pour finir par représenter tout le Callovien inférieur dans le territoire de la Faucille et du Reculet.

Comme complément plus spécialement paléontologique aux travaux de M. Schardt sur le Dogger jurassien j'ai à signaler une étude faite par M. M. CLERC (79) des fossiles récoltés dans le calcaire roux et la marne grise de Furcil, près de Noiraigue, et dans les formations correspondantes de Baulmes et de la Faucille.

Le nombre des espèces examinées s'élève à 116, dont 15 de Céphalopodes, 13 de Gastéropodes, 57 de Lamellibranches, 22 de Brachiopodes et 9 d'Echinides. Beaucoup sont communes aux deux formations et ne caractérisent nulle part un niveau précis. Ne pouvant résumer ici toutes les descriptions contenues dans ce travail, je me contenterai de citer quelques faits importants:

Parmi les ammonites *Park. Parkinsoni*, *Park. Garrantiana* et *Oppelia subradiata* se trouvent seules dans le calcaire roux, tandis que les marnes de Furcil ont fourni outre *Park. Parkinsoni*, *Park. neuffensis*, *Park. ferruginea*, *Perisphinctes Moorei*, *Per. evolutus*, *Per. quercinus* et *Oppelia fusca*.

Parmi les Gastéropodes le genre *Pleurotomaria*, représenté par huit espèces, est fortement prédominant.

Les Lamellibranches sont extrêmement abondants soit dans

le calcaire roux, soit dans la marne, particulièrement les Pholadomyidés, les Limidés et les Pectinidés; la plupart appartiennent du reste à des formes bien connues.

Parmi les Brachiopodes les formes dominantes sont d'abord les Terebratules du groupe *Ter. globata*-*Ter. intermedia*, puis la *Rhynch. spinosa* et les formes voisines de *Rhynch. concinna* et de *Rhynch. varians*. Une espèce nouvelle est décrite sous le nom de *Dictyothyris bisulcata*.

Les Echimides sont presque exclusivement localisés dans le calcaire roux; ils sont représentés par *Clypeus Ploti* Klein, *Cl. altus* M. Coy, *Holctypus hemisphericus* Ag., *Hol. depressus* Leske, *Collyrites ringens* Ag., *Coll. ovalis* Leske, *Acrosalenia spinosa* Ag., *Pseudodiadema depressum* Ag., *Pseudod. pentagonum* M. Coy. Seuls *Clypeus altus* et *Collyr. ringens* ont été recueillis aussi dans la marne.

Il résulte en somme de la revision paléontologique effectuée par M. Clerc, que près de la moitié des espèces contenues dans le calcaire roux et dans la marne de Furcil sont communes au Bajocien et au Bathonien (57 sur 116), que 19 espèces appartenant en général au calcaire roux n'ont été signalées jusqu'ici que du Bajocien en particulier *Park. garantiana*, que 37 espèces, provenant pour la plupart de la marne, ne sont connues que du Bathonien, que 8 espèces enfin, trouvées dans la marne, se sont rencontrées ailleurs dans le Bathonien et le Callovien. L'on peut donc conclure, d'après M. Clerc, que les marnes de Furcil sont certainement inférieures au Callovien, dans lequel certains auteurs ont voulu les classer, et correspondent au Bathien avec lequel elles ont en commun *Park. neuffensis* et *Park. ferruginea*; le calcaire roux, caractérisé avant tout par *Park. garantiana* et *Oppelia subradiata* devrait être classé dans le Bathonien inférieur ou Vésulien, mais présente encore des affinités incontestables avec le Bajocien supérieur.

M. F. LEUTHARDT (83) a refait en détail l'étude du complexe de la **Grande Oolithe dans les environs de Liestal**. Cette série débute au-dessus des calcaires sableux à *Steph. Blagdeni* par une zone de calcaires marneux, qui passe à sa partie supérieure à des oolithes franches; près de la base de celles-ci s'intercale un banc épais de 30 à 60 cm. de calcaire spathique contenant de superbes spécimens de Crinoïdes. A 30 ou 40 m. au-dessus de ce banc l'oolithe est interrompue par une zone de marnes sableuses à *Ostrea acuminata* épaisse d'environ 1 m., puis le faciès oolithique reprend sur 10 à

12 m. et la série est couronnée par un banc épais de 50 cm. de calcaire à polypiers; sur ce dernier se superposent les couches marno-calcaires à *Ter. maxillata* très riches en Brachiopodes, Ostracés et Bryozoaires, puis un nouveau banc d'oolithe, généralement ferrugineuse, à *Park. ferruginea*, et enfin les couches à *Rhynch. varians*. Sur le plateau de Sichtern on trouve entre ces deux derniers niveaux un banc de calcaire échinodermique constitué essentiellement par des restes de *Pentacrinus Leuthardti* de Lor., qui n'a été signalé jusqu'ici d'aucun autre endroit.

Le banc de calcaire échinodermique qui s'intercale dans la région inférieure de la Grande Oolithe semble avoir une extension très générale dans les environs de Liestal et l'auteur en cite cinq affleurements particulièrement typiques au Glatweg, au Heidenloch, sur la colline Hasenacker-Brunnenberg, au Schleifenberg, et sur le sentier conduisant d'Oristal à Saint-Pantaleon. La roche est finement plaquetée par suite de l'intercalation de minces couches marneuses plus tendres, et les surfaces inférieures et supérieures des plaquettes sont couvertes de débris plus ou moins complets de Crinoïdes.

Ceux-ci appartiennent tous à la même espèce, *Cainocrinus Andree* Desor, dont l'auteur redonne ici une description complète. Il semble qu'on puisse distinguer ici deux variétés, l'une plus petite avec des bras bifurqués une fois après le deuxième article et une fois après le vingt-quatrième, l'autre, plus grande avec des bras bifurqués après le dix-huitième et le trente-sixième article.

Le banc de calcaire échinodermique qui existe à la partie supérieure de la Grande Oolithe, sur le plateau de Sichtern, n'a que 10 à 12 cm. d'épaisseur; il est formé d'innombrables débris de *Pentacrinus* reliés par un ciment marneux jaunâtre, et de beaux échantillons entiers ressortent sur sa surface inférieure. L'auteur donne ici encore la description détaillée du Crinoïde qui forme en grande partie ce dépôt, *Pentacrinus Leuthardti* de Lor. Ce niveau, beaucoup plus riche en espèces que le banc échinodermique inférieur, a fourni en outre :

Eryma Greppini Opp.
Serpula arata Mer.
Belemnites canaliculatus Schl.
Lima Annonii Mer.
» duplicata Sow.
Trigonia costata Sow.
Mytilus striatulus Qu.

Avicula cf. Münsteri Goldf.
Ostrea Knorri Voltz.
Pecten lens Goldf.
Terebratula ornithocephala Sow.
Rhynchonella varians Zieten.
» spinosa Phil.
Ophiomusium ferrugineum Böhm.

L'*Ophiomusium ferrugineum*, caractéristique des couches à *P. ferruginea* et signalé ici pour la première fois du Jura, est représenté par huit échantillons, qui permettent de préciser les caractères à la fois de sa face ventrale et de sa face dorsale; aussi l'auteur peut-il en donner une description approfondie.

Cette étude est complétée par deux excellentes planches phototypiques et par une figure qui permettent de se faire une idée exacte des caractères des trois espèces d'Echinodermes décrites en détail.

M. B. AEBERHARDT (78) a fait d'abondantes récoltes de fossiles dans l'Oxfordien inférieur aux Rouges Terres, près de Saignelégier et sur le versant méridional du Graiter. Au Graiter, les couches fossilifères exploitées sont directement superposées au niveau à *Peltoc. athleta*; elles contiennent, en abondance *Harpoc. hersilia* et diverses espèces d'Hecticoceras; parmi les *Oppelia* les formes prédominantes sont *Opp. inconspicua* de Lor. et *Opp. episcopalis* de Lor.; les *Perisphinctes* sont peu abondants en dehors du *Per. bernensis* de Lor., et *Card. cordatum* n'est représenté que par la variété B de Loriol. Aux Rouges Terres, les marnes oxfordiennes appartiennent à un niveau nettement supérieur et renferment comme formes communes *Harpoc. rauracum*, *Cardioc. cordatum* var. A B C F, *Cardioc. Goliathus*, *Oppelia Richei*, *Opp. crenata*, *Opp. Heimi*, *Creniceras Renggeri*, *Perisphinctes bernensis*, *Per. Nætlingi*, *Per. Mattheyi*, *Peltoc. arduennense*. Les Gastéropodes, très abondants au Graiter, grâce à la fréquence extraordinaire de *Spinigera Danielis*, sont très rares aux Rouges Terres.

Dans la troisième et dernière partie de son étude paléontologique de l'Oxfordien moyen et supérieur du Jura lédonien, M. P. DE LORIO (84) a décrit quatre-vingt-dix espèces de Lamellibranches, dont la plupart se répartissent entre les genres *Venilicardia*, *Cardium*, *Unicardium*, *Astarte*, *Trigonia*, *Arca*, *Nucula*, *Pecten*, *Lima*, *Plicatula* et *Ostrea*. L'auteur a reconnu, dans cette faune, l'existence d'un grand nombre de formes nouvelles qui se répartissent comme suit :

Corbula ledonica nov. sp. est une grande espèce, assez renflée, ornée de côtes concentriques. *Anisocardia Choffati* nov. sp. se rapproche d'*Anis. liesbergensis* de Lor., mais s'en distingue par la présence d'un corselet.

Venilicardia Renaudoti nov. sp. est une forme grande,

ovale, courte en avant avec, dans chaque valve, deux dents cardinales et deux dents latérales et une coquille lisse. *Ven. chatillonensis* nov. sp. *Ven. Berlieri* nov. sp., *Ven. Girardoti* nov. sp., *Ven. bouranensis* nov. sp. et *Ven. gracilis* nov. sp. sont des formes insuffisamment caractérisées d'après des moules internes.

Ce ne sont aussi que des moules internes que M. de Lorient décrit sous les noms nouveaux de *Cyprina Bertrandi*, *Cardium ledonicum*, *Car. Thevenini*, *Car. Savignacense*, *Car. Blyense*. *Car. Berlieri* nov. sp., n'est connu que par une contre-empreinte.

Unicardium erinacei nov. sp. est voisin d'*Unic. globosum*, Ag., mais avec une forme plus étroite, moins inéquilatérale et plus rétrécie aux extrémités.

Trigonia Thevenini nov. sp., se rapproche beaucoup de *Trig. concentrica* Ag., dont elle diffère par une forme plus large et plus triangulaire, avec un bord antérieur non arqué et des crochets droits ; en outre, les côtes sont moins écartées. *Trigonia Girardoti* nov. sp. se rapproche de *Trig. perlata* de Lor. et *Trig. chatillonensis* nov. sp. rentre dans le même groupe que *Trig. irregularis* Seebach.

Arca Savignacensis nov. sp. est très voisine d'*Arca alsatica* Röeder, mais avec une largeur moindre, un bord palléal plus droit et des côtes rayonnantes sur toute la surface. *Arca bouranensis* nov. sp. ne diffère d'*Arca rustica* Contej. que par sa forme moins renflée et par la prédominance des côtes rayonnantes sur les stries concentriques. *Arca erinacei* nov. sp. a une coquille allongée, comprimée, très inéquilatérale, ornée de côtes saillantes, larges, en partie divisées en deux ou trois par des sillons longitudinaux. *Arca montenotensis* nov. sp., de forme renflée et presque carrée, possède une coquille striée concentriquement et pourvue d'une aire ligamentaire très étroite. *Arca sorlinensis* est une petite espèce représentée seulement par des moules.

Isoarca ledonica nov. sp. est très voisine d'*Isoarca helvetica* de Lor., mais est plus large, plus gibbeuse, avec des crochets plus massifs et moins surplombants.

Leda Choffati nov. sp. est une espèce très comprimée, dont il n'existe que des moules.

Mytilus ledonicus nov. sp. ressemble au *Myt. jurensis* Mer., mais avec des valves plus épaisses, plus étroites et plus évidées le long du bord palléal, qui est coupé abruptement.

Mytilus Girardoti nov. sp. n'est représenté que par un moule incomplet; il a une forme triangulaire avec un bord cardinal allongé et une région postérieure élargie; un bourrelet accusé devait exister tout le long du bord cardinal sous l'aire ligamentaire.

Lithodomus billodensis nov. sp., voisin de *Lith. socialis* Thur., en diffère par sa forme plus rétrécie du côté buccal et moins renflée du côté cardinal, par son bord cardinal moins arqué et sa région anale moins tronquée.

Pecten Girardoti nov. sp. ressemble beaucoup à *P. varians*, mais a un angle apical plus ouvert et des côtes un peu différentes. *Pecten Etiveyensis* correspond à l'espèce oxfordienne confondue par Cotteau sous le nom de *P. icaunensis* avec une forme du Néocomien; il est voisin de *P. subtextorius* Goldf., avec lequel il a été confondu par M. Choffat, mais s'en distingue par ses côtes plus égales, plus fines et plus serrées. *Pecten blyensis* nov. sp. se rapproche de *P. vimineus* Malt. et *P. episcopalis* de Lor., mais a des côtes plus nombreuses et plus fines, portant des écailles espacées et peu saillantes; *Pecten Bourgeati* nov. sp. rentre dans le même groupe. *Pecten ledonicus* nov. sp. a été confondu par M. Choffat avec *P. lens* de l'Oxfordien, dont il se distingue nettement par sa forme plus arrondie et le caractère plus franchement reticulé de l'ornementation.

Hinnites Bonjouri nov. sp. ressemble beaucoup à *Hin. spondyloïdes* du Rauracien par son ornementation, mais en diffère notablement par sa forme.

Plicatula Ogerieni nov. sp. se rapproche de *Plic. concreta* Desl., mais est caractérisée par sa forme plus longue que large, et ses côtes serrées et écailleuses.

Ostrea sorlinensis nov. sp. ressemble à *Ostrea rugosa* Münster, dont elle se distingue par une troncature plus grande de la valve inférieure, qui se relève en paroi verticale dans la région palléale.

Ostrea Mairei nov. sp. est très voisine d'*Ostrea Thurmanni* Etal., avec pourtant le caractère d'*Exogyra* moins accentué.

Ostrea Ogerieni nov. sp. a été confondue par Røeder avec *O. Dubiensis* Contej., dont elle diffère par sa structure beaucoup plus lamelleuse.

Ostrea Rivelensis nov. sp. n'est connue que par des valves supérieures, qui sont exogyrifformes, subtrigones, relevées en une carène arrondie, régulièrement lamelleuse. La facette ligamentaire est très large.

La dernière partie du travail de M. de Loriol est consacrée aux Brachiopodes et contient la description de vingt-cinq espèces :

Tercbratula Rollieri Haas.	Zeilleria orbis Qu.
» andelotensis Haas.	Aulacothyris impressa Bronn.
» farcinata Douvillé.	Ismenia pectunculus Schlot.
» Stutzi Haas.	» subtrigonella Etal.
» birmensdorfensis Escher.	Rhynchonella arolica Opp.
» aff. Baltzeri Haas.	» pinguis Opp.
» elliptoïdes Mœsch.	» triloboïdes Qu.
» Galliinei d'Orb.	» acarus Mer.
Zeilleria bucculenta Sow.	» rivelensis nov. sp.
» sorlinensis Haas.	» Thurmanni Voltz.
» Mœschi Mayer.	Acanthothyris spinulosa Op.
» Friesenensis Schrufer.	Dictyothyris Kurri Op.
	Lingula Haasi sp. nov.

Rhynch. rivelensis nov. sp. est très voisine de *Rh. triplicosa* Qu., mais a une forme plus arrondie, un sinus frontal à peine indiqué et des côtes plus nombreuses.

Lingula Haasi nov. sp. pourrait être confondue avec *Ling. oxfordiana* d'Orb. (in Deslongschamps), dont elle diffère pourtant par son bord cardinal moins pointu, par son bord frontal plus arrondi et par ses stries d'accroissement plus grossières.

Les assises oxfordiennes du Jura lédonien, comprises entre les couches à *Creniceras Renggeri* et celles à *Aspid. bimammatum*, dont M. de Loriol a étudié la faune, sont décrites sommairement par M. A. GIRARDOT (81). Cet auteur fait cesser l'Oxfordien au-dessous de la zone dans laquelle apparaissent, à Marigny, à Châtelneuf, etc., les premiers polypiers rauraciens; cette limite est un peu plus basse que celle adoptée en 1878 par M. Choffat, notablement plus élevée, par contre, que celle admise, en 1883, par M. Marcel Bertrand.

La série superposée aux couches à *Cren. Renggeri* se présente dans le Jura lédonien sous deux aspects très différents; dans le S et l'E le faciès argovien avec ses bancs à Spongiaires se développe dès la base, tandis que dans la direction du NW on voit s'intercaler, entre ces assises et les marnes oxfordiennes, une couche de plus en plus épaisse de marnes à *Pholadomya exaltata*. Nous avons ainsi, suivant les régions, les profils suivants :

1^o Au SE (la Billode, Châtelneuf).

a) Argovien I (couches de Birmensdorf) avec bancs de Spongiaires et *Cardioc. cordatum* type.

b) Argovien II (couches d'Effingen) formé à la base d'alternances marno-calcaires à *Cardioc. cordatum* (passage à *Card. alternans*) et *Ochetoc. canaliculatum*, puis de marnes à fossiles pyriteux avec *Card. alternans* et *Harp. arolicum*.

c) Argovien III (couches du Geissberg) à *Oppelia callicera*.

2° Entre cette région et la ligne d'Arc sous Montenot à Valempoulières et la Praz la partie inférieure de l'Argovien I est remplacée par le faciès à *Phol. exaltata*, tandis que tout le reste de l'étage conserve le faciès argovien.

3° A l'W de la vallée de l'Ain, l'Argovien I est entièrement remplacé par les couches à *Phol. exaltata*, l'Argovien II commence par un niveau à *Rhabdocidaris*, puis est formé par des marnes à fossiles pyriteux; l'Argovien III montre, avec une épaisseur réduite, le faciès méridional.

4° Enfin, dans le NW du Jura lédonien, tout l'Oxfordien présente le faciès à *Phol. exaltata* et se compose de marno-calcaires. A la base, il contient des intercalations marneuses à fossiles pyriteux, entre autres, *Card. cordatum* var. A et *Oppelia pseudo-Pichleri*, qui établissent le passage latéral aux marnes à *Gren. Renggeri*. Au-dessus de ce niveau on trouve *Card. cordatum* type, *Pholad. parvicosta*, *Pholad. canaliculata*, *Pleuromya varians*.

CRÉTACIQUE.

Alpes. — J'ai donné, dans la troisième partie, le résumé des observations faites sur les formations infracrétaciques des Hautes Alpes, par M. M. LUGEON, dans la région de la Gemmi (voir p. 656) et par M. RÖESSINGER, dans la région de Lauenen (voir p. 673). J'ai indiqué, d'autre part, dans la même partie, que M. W. PAULKE a attribué au Crétacique une partie des schistes de la Basse Engadine (voir p. 648).

A propos des travaux de la nouvelle ligne de chemin de fer de Bregenz à Bezau, M. J. STITZENBERGER (91) a publié un profil détaillé des couches infracrétaciques du Berriasien à l'Aptien, qui a été relevé à Reute, au S de Bezau.

M. G. RÖESSINGER (87) a montré d'abord que dans les environs de Leysin il y a eu non seulement interruption de la sédimentation, mais encore phase d'érosion entre le dépôt

du Malm et celui des Couches rouges, ensuite que celles-ci comportent deux niveaux, l'un inférieur, surtout calcaire et formé de lits alternativement rouges et gris, l'autre plus marneux et entièrement rouge. Dans le niveau inférieur on trouve des Inocerames, des Rudistes et des Ananchytes. M. E. RENEVIER (86), qui a déterminé la plupart de ces fossiles, y a reconnu exclusivement des espèces turoniennes et sénoniennes. Parmi les Rudistes, M. H. DOUVILLÉ (80) a reconnu deux exemplaires de *Sauvagesia Nicaisei*, une espèce caractéristique du Cénomanién supérieur.

NUMMULITIQUE ET FLYSCH.

J'ai signalé, plus haut (voir p. 656), la coupe détaillée à travers le Nummulitique hautalpin que M. M. LUGEON a relevée dans la région à l'W de la route de la Gemmi, ainsi que celle que M. G. RÖESSINGER (voir p. 673) a observée en amont de Lauenen. Ce dernier auteur a fourni également une série de renseignements sur les différentes formes que prend le Flysch dans la zone des Cols autour de Lauenen, renseignements qui sont complétés par ceux que M. F. JACCARD a collationnés sur le Flysch sous-jacent à la Brèche de la Hornfluh (voir p. 677).

A propos de l'origine du mot **Flysch**, M. J. FRÜH (92) rappelle que ce terme a été emprunté, par Studer, au dialecte du Simmenthal, dans lequel il signifie terrain schisteux et délitable. Il rapproche cette expression de l'ancien mot scandinave Fliss qui signifie éclat, esquille.

SIDÉROLITHIQUE ET MOLASSE

Continuant son étude des **Mammifères de l'Eocène suisse**, M. H. STEHLIN (100) a consacré un nouveau fascicule plus spécialement à l'examen d'une série d'espèces de *Paleotherium*.

Paleotherium magnum Cuvier, caractérisé par ses grandes dimensions, a été exactement décrit par Cuvier. Il est représenté à Egerkingen par diverses molaires et prémolaires et au Mormont par quelques dents isolées.

Paleotherium cfr. *magnum* var. *girondicum* Gervais se distingue du précédent surtout par ses dimensions plus petites et par la forme plus courte de ses molaires. Il est représenté dans le Sidérolithique de Moutier par cinq molaires, dont une

de lait, qui indiquent un type un peu plus primitif que celui de Le Saillant. Ces deux formes sont du reste reliées par une transition graduelle et sont exactement contemporaines, appartenant toutes deux au Ludien supérieur ; elles ont, semble-t-il, été précédées dans le Ludien inférieur par une forme de la dimension de *Pal. girondicum*.

Paleotherium castrense est une espèce du Bartonien créée par Noulet d'après une mandibule pourvue d'une série dentaire double presque complète. Il est représenté à Egerkingen par plusieurs dents qui ont été attribuées par Rüttimeyer à diverses espèces ; ce sont une série P_1 - P_4 sup. qui a servi de type à Rüttimeyer pour son *Paloplotherium magnum*, les molaires attribuées par le même à *Paleotherium magnum* et à *Pal. medium*, et une D_3 sup. sin. attribuée en 1891 par le même à *Paloplotherium magnum*. En outre, grâce à un abondant matériel supplémentaire de dents isolées, M. Stehlin a pu démontrer la parenté étroite qui existe entre cette forme d'Egerkingen et le type de Viviers la montagne (Tarn) décrit par Noulet. Pourtant la forme qui existe en Suisse est un peu plus petite que la forme type, le tubercule antero-interne des molaires supérieures est moins développé et d'une façon générale la machoire montre un caractère moins progressif. L'on peut donc admettre que *Pal. cfr. castrense* d'Egerkingen appartient encore au Lutétien supérieur. Il semble être dérivé de *Lophiodon rhinoceroles* ; tandis que d'autre part le *Pal. castrense* type a donné naissance par l'intermédiaire d'une forme mal connue du Ludien inférieur à *Pal. magnum* et à *Pal. magnum girondicum* du Ludien supérieur.

Paleotherium curtum, du gypse parisien, a été défini par Cuvier d'après quelques os du pied, puis interprété de façons diverses par Blainville, Gervais et Pomel. M. Stehlin adopte pour sa part l'interprétation donnée par Gervais, en considérant comme deux variétés de taille différente les deux formes distinguées par Pomel sous le nom de *Pal. curtum* et *Pal. Duvali*. Ainsi compris *Pal. curtum* est étroitement voisin de *Pal. magnum*, dont il se rapproche en particulier par la structure de ses molaires ; il rappelle d'autre part *Pal. lauricensis* par la forme de son crâne. Cette espèce est représentée dans le Sidérolithique du Mormont par un nombre important de dents ; à ce propos il faut remarquer que, tandis que plusieurs échantillons attribués par Pictet à *Plagiolophus siderolithicus* appartiennent à *Pal. curtum* (1869 Pl. XXII,

fig. 4, 5, 6, 7, 9), d'autres, attribuées par le même à *Pal. curtum*, appartiennent soit à une espèce nouvelle *Pal. Heimi* (1855-57, Pl. I, fig. 4, 5) soit à un *Plagiolophus* (1859 Pl. XXII, fig. 2).

Le *Pal. curtum*, découvert d'abord dans le gypse de Villejuif (bassin de Paris), a été trouvé ensuite dans le Quercy au niveau du Ludien inférieur et dans le Castrais au niveau du Bartonien supérieur; en outre une variété un peu plus grande et pourvue de prémolaires légèrement différentes a été constatée dans le Ludien supérieur de la Débruge (Vaucluse) et décrite par Gervais sous le nom de *Pal. curtum* var. *perrealense*. La forme représentée au Mormont se rapproche plutôt par ses dimensions, par le caractère primitif de sa dentition de lait et par la structure du tubercule interne de ses molaires supérieures, des types anciens de l'espèce en particulier de celui de Lautrec; elle doit donc appartenir au Bartonien, ce qui est du reste confirmé par la présence avec elle au gisement d'Eclépens de *Lophiodon lautricense*. A Moutier l'on a découvert plusieurs dents de la même forme, qui proviennent pour la plupart du Bartonien; un exemplaire a été récolté dans le Ludien inférieur.

Paleotherium lautricense Noulet, connu d'abord des sables supra-bartoniens du Castrais, est reconnaissable à ses petites dimensions, à la structure primitive de ses prémolaires supérieures et au faible développement sur les molaires supérieures du tubercule interne; il se rattache nettement à l'espèce précédente. L'on n'en connaît en Suisse qu'une D₂ sup. provenant de Moutier et deux molaires et deux prémolaires du Mormont, qui appartiennent toutes au Bartonien.

Paleotherium eocœnum, défini par Gervais d'après un fragment de squelette retiré du calcaire grossier de Dampleix, (Aisne) est une espèce intermédiaire entre *Pal. curtum* et *Pal. lautricense*. Des dents assez nombreuses lui appartenant ont été trouvées à Egerkingen, et attribuées à tort par Rüttimeyer en partie à *Pal. curtum*, en partie à *Plagiolophus minor*. Une P₂ sup. de cette même forme, provenant de Chamblon, a été attribuée précédemment à tort par M. Stehlin à *Pal. Depereti*; *Pal. eocœnum* caractérise le Lutetien supérieur et semble avoir donné naissance à *Pal. curtum*; dans la série évolutive formée par ces deux espèces la taille a augmenté progressivement, le tubercule antéro-interne des molaires supérieures s'est accru peu à peu, les dents de lait et les prémolaires ont pris une structure de

plus en plus voisine de celles des molaires, sans que du reste la machoire soit jamais devenue homéodonte.

Quant aux *Paleotherium* de taille moyenne, M. Stehlin montre que la distinction, d'après les dimensions des extrémités, de quatre espèces, *Pal. medium*, *Pal. crassum*, *Pal. latum* et *Pal. indeterminatum*, telle qu'elle a été établie par Cuvier, puis généralement adoptée, ne peut pas être maintenue, d'abord parce que les rapprochements admis par Cuvier entre les extrémités d'une part, les machoires de l'autre, sont tous sujets à caution, ensuite parce que les échantillons connus de machoires ont été répartis par Cuvier, puis par Blainville entre ces quatre espèces d'après des caractères de peu de valeur. Logiquement les types du Museum doivent se grouper comme suit :

Dans une première forme rentre la série M_3 - P_3 maxillaire prise par Cuvier comme type de machoire pour *Pal. crassum*. Ici M_2 et surtout M_3 ont un mésostyle très réduit et un cingulum interne interrompu ; les prémolaires n'ont pas de mésostyle et un cingulum interne continu et très net ; P_1 et P_2 ont leur angle postéro-interne arrondi ; P_3 a un pourtour trapézoïde, une paroi extérieure lisse et un tubercule interne fortement prédominant dans sa partie postérieure. Cette forme paraît se rapprocher par ses dimensions et la structure générale de ses dents de *Pal. curtum* var. *perrealense*.

L'échantillon type de la seconde forme est le squelette facial avec mandibule, que Blainville a figuré (Osteographie, Pl. I) sous le nom de *Pal. medium*. Les dents ressemblent à celles de la forme précédente, mais avec des dimensions un peu plus fortes et une section un peu différente des couronnes. C'est à cette même forme qu'il faut attribuer le crâne figuré par Cuvier (R. O. F., Pl. IV, fig. 1) sous le nom de *Pal. medium*, qui appartenait sans doute à un jeune encore pourvu de sa dentition de lait.

La troisième forme est caractérisée par la présence de mésostyles bien développés à toutes les molaires et prémolaires, par la forme transverse des prémolaires, qui montrent un cingulum interne renflé, et par des dimensions relativement grandes. C'est à elle qu'il faut attribuer le fragment de maxillaire figuré par Blainville sous le nom de *Pal. crassum* (Ostéographie, Pl. V).

La quatrième forme, à laquelle appartient le crâne qui a servi de type à Cuvier pour son *Pal. crassum* (R. O. F., Pl. LIII, fig. 1), se distingue de la troisième seulement par ses

dimensions plus petites et par la structure plus simple de ses prémolaires.

Parmi les matériaux récoltés à Obergösgen se trouvent diverses dents, qui rappellent beaucoup celles de la troisième forme du gypse parisien et que M. Stehlin attribue à une espèce nouvelle, *Pal. Mühlbergi*. Celle-ci dont l'auteur a pu reconstituer une série complète M_3-P_3 sup. sin., ne diffère guère de la troisième forme que par le caractère un peu moins progressif des prémolaires et appartient peut-être à la même espèce. C'est à elle qu'il faut attribuer la série M_3-M_2 figurée par Blainville (Pl. VIII) comme première espèce de *Paleotherium* de la Grave (Dordogne), puis la série M_3-P_2 de la Débruge figurée par Gervais (Z. et P. fr., Pl. XXX, fig. 7) comme *Pal. crassum*. On en a retrouvé des restes encore à Rixheim, à Frohnstetten (*Pal. crassum* Traas), à Raitenbuch (*Pal. cf. medium* Schlosser) et à Célas (Gard). Ainsi la durée d'existence de l'espèce s'étendrait du Ludien supérieur à l'Oligocène inférieur.

Une autre forme, représentée à Obergösgen et au Mormont, est plus petite que la précédente et semble correspondre à la quatrième forme du gypse parisien. Pictet l'identifiait avec *Pal. medium* Cuvier; M. Stehlin la désigne sous le nom nouveau de *Paleotherium Buseri*.

M. L. ROLLIER (93) a trouvé récemment dans une **poche sidérolithique** au Fuet (Jura bernois) des fossiles des marnes d'Hauterive, des débris de calcaires à *Exogyra Couloni* et *Placentic. clypeiforme*, des fragments de grès albiens à *Inoc. sulcatus*. Il considère cette trouvaille comme démontrant une fois de plus que les matériaux du Sidérolithique proviennent en grande partie de l'oxydation, de la désagrégation et de la lisciviation des divers terrains crétaciques.

M. L. ROLLIER (94) a donné une coupe détaillée des dépôts, qui se superposent, vers l'entrée S du tunnel du Weissenstein près d'Oberdorf, sur le Sidérolithique et le Malm. Dans un faciès prédominant de marnes grises s'intercalent deux bancs de calcaire lacustre et, au-dessous de ceux-ci, un lit de 8 cm. d'épaisseur de **Dysodile** en feuillets très minces, qui contient des carapaces de *Cypris Tournoueri* Dollfus et des squelettes de *Smerdis minutus* Ag. et *Smerdis pygmaeus* Ag. Je rappelle à ce propos les observations faites sur ce même gisement par M. C. SCHMIDT (voir p. 690).

M. C. SCHMIDT (99) a été amené d'autre part pour l'examen du profil d'Oberdorf à reprendre dans son ensemble la question des **calcaires d'eau douce tertiaires du Jura bernois et soleurois**. Il expose la classification suivante de ces formations :

Le calcaire d'œningen, qui se suit depuis la vallée du Locle jusque dans le Jura argovien, est supporté par un grès à *Dinotherium* et une gompholite polygénique (= Jurana-gelflüh d'Argovie), qui le séparent du Muschelsandstein (Helvétien-Burdigalien); il correspond au Tortonien. Au niveau de l'Aquitanién le calcaire de Delémont forme une zone très continue dans le Jura bernois et soleurois; il manque dans le Jura bâlois et argovien jusqu'au Bötzbberg, puis il reparaît ici en superposition directe sur le Séquanien, et il existe d'autre part dans les environs de Bâle à Tüllingen, Therwil et Benken. Soit à Bâle, soit dans le Jura bernois, ce calcaire passe à la base à des molasses à débris végétaux (Molasse alsacienne de Rollier).

Les calcaires tongriens, qui sont développés près de Bâle et à Montbéliard, ne paraissent pas se continuer dans l'intérieur du Jura et les formations qui leur ont été rapportées appartiennent en partie à l'Aquitanién, en partie à l'Eocène. Par contre on trouve dans le vallon de Moutier en superposition sur le Malm et le Sidérolithique un calcaire à *Limnea longiscata* et *Planorbis Choffati*, qui contient en grande quantité des *Bythinia* et des *Hydrobia*, et qui correspond exactement aux calcaires liguriens à *Limnea longiscata* de Montbéliard et à ceux de Brunnstadt. C'est à ce même niveau qu'il faut attribuer les calcaires connus sous le nom de « Raitche » et intercalés dans des bolus sidérolithiques dans les environs de Delémont.

Enfin il existe à Hochwald, dans le Jura soleurois, un calcaire d'eau douce, à *Planorbis pseudoammonius*, qui semble être l'équivalent du calcaire de Buchsweiler en Alsace, et appartient à l'Eocène moyen. Peut-être ce même niveau comprend-il un calcaire d'eau douce découvert près de Soleure et une partie des calcaires inférieurs de Delémont.

Les calcaires d'eau douce qui, le long du pied du Jura soleurois, sont intercalés dans la Molasse d'eau douce inférieure, contiennent, comme nous l'avons vu plus haut (p. 690), exclusivement des fossiles de l'Eocène et de l'Oligocène inférieur. Leur âge ne peut pas être fixé d'une façon absolue, mais l'hypothèse la plus probable consisterait à les paralléliser avec le calcaire ligurien de Moutier.

M. TH. STUDER (101) a décrit récemment une dent découverte dans le gisement bien connu de Brüttelen (Molasse marine), qu'il considère comme une P_4 inf. sin. de *Brachyodus onoïdeus* Dep. Cette détermination vient à l'appui de l'opinion émise par M. Depéret, d'après laquelle les restes attribués, en 1895, par l'auteur à *Sus antiquus* et provenant du même gisement, appartiendraient à *Brach. onoïdeus*.

Dans une carrière de Molasse exploitée, près de Schlattingen (Thurgovie), M. WEGELIN (102) a récolté, d'une part, d'assez nombreux débris végétaux, parmi lesquels *Cinnamomum lanceolatum* Unger, *Cin. Scheuchzeri* Heer, *Daphnogene Unger* Heer, *Populus balsamoïdes* Göppert, *Pop. mutabilis* Heer, d'autre part les Mollusques d'eau douce suivants : *Helix tauronensis* Desh., *H. extincta* Rambur, *Planorbis Mantelli* Dunt., *Limnea dilatata* Noulet. Cet ensemble de fossiles indique clairement le niveau du Miocène supérieur.

Nous devons à M. L. ROLLIER plusieurs notices consacrées à la **stratigraphie des dépôts molassiques**. Dans une première brochure (96) il fait un examen critique de la division bien connue de ces formations en Molasse marine inférieure, Molasse d'eau douce inférieure, Molasse marine proprement dite (Helvétique) et Molasse d'eau douce supérieure. Il montre que, à cause de la présence dans la Molasse d'eau douce inférieure de couches à Potamides (ainsi à Ouchy et à Epauthières près d'Yverdon) et de zones de gypse, cette formation doit être considérée comme déposée dans un système de lagunes relié plus ou moins librement, suivant les époques, avec la mer subalpine du côté de l'E. Les *Helix*, les *Melanies* et les *Limnées* qui s'y trouvent n'y sont pas autochtones, mais y ont été jetés par les eaux continentales. Par contre, le développement des calcaires d'eau douce au niveau de l'Aquitainien à l'E de Grenoble et Genève ainsi que dans le Jura, indique que le régime lagunaire n'était pas alors en contact, de ce côté là, avec le golfe du bassin du Rhône.

Au niveau de la Molasse de Lausanne, un mouvement transgressif a rétabli la communication entre les bassins suisses et français et a facilité l'immigration en Suisse de la faune marine. Ensuite est venue la transgression helvétique, qui marque un empiètement important de la mer sur le Jura, puis, après une sédimentation prolongée de grès molassiques, ont commencé à se former de vastes deltas et des dépôts considérables de graviers, la Nagelfluh. Le bassin suisse a été

ainsi séparé, avant la fin du Miocène, du bassin bavarois et du bassin français, et la Molasse d'eau douce supérieure s'est formée dans les dépressions subsistantes.

M. Rollier soutient ensuite que contrairement à une opinion généralement adoptée, la Nagelfluh subalpine appartient exclusivement au Miocène supérieur; il montre que, sur un profil longeant la vallée du Rhin à l'E et passant par le Pfänder et le Bregenzerwald, on peut voir la superposition normale de la Nagelfluh sur la Molasse helvétique aussi bien le long de la bordure des Alpes qu'au Pfänder, tandis que les dépôts oligocènes ne contiennent aucun banc important de conglomérat. La position de la Nagelfluh relativement à l'Helvétien reste absolument la même au N des chaînes du Sentis, dans la région d'Einsiedeln, au Rigi et jusque dans le bassin du lac de Genève. Si beaucoup d'auteurs ont été trompés sur l'âge de ces conglomérats, c'est qu'au contact du Flysch et de la Molasse un chevauchement important a supprimé la série renversée du Miocène et de l'Oligocène, mettant en contact direct le Flysch et la Nagelfluh du Miocène supérieur. Cette localisation de la Nagelfluh dans le Miocène supérieure peut du reste s'expliquer par le fait que les sédiments anciens de la Molasse se sont formés essentiellement au dépens du Flysch, dont la désagrégation fournissait surtout des éléments fins; lorsqu'ensuite, par le fait, soit d'une érosion prolongée, soit de nouveaux ridements et exhaussements dans les régions préalpines, les formations secondaires y ont été attaquées par les eaux courantes, les conglomérats se sont déposés, gagnant toujours du terrain vers le N.

Dans les régions jurassiennes et dans la vallée du Rhin, entre les Vosges et la Forêt-Noire, les conditions sont très différentes. Ici, le démantèlement s'est attaqué, dès les temps oligocènes, aux calcaires jurassiques et a donné naissance à des poudingues. Seulement, tandis que dans les régions jurassiennes il a continué à se former des poudingues calcaires pendant le Miocène, les conglomérats qui se déposaient plus au N, dans la vallée du Rhin, au même moment, n'étaient plus composés que de matériaux empruntés aux grès triasiques, le Jurassique ayant été déjà alors en grande partie enlevé par l'érosion.

Dans une notice analysée, l'année dernière, dans la Revue pour 1903, M. Rollier cherchait à établir le parallélisme du calcaire grossier du Randen et de la Molasse à *Ostrea crassissima* sur la présence, dans les deux assises, des mêmes galets

vindéliens. MM. F. SCHALCH et A. GUTZWILLER (97) ne pouvant admettre cet argument, soutiennent la thèse que les galets, considérés comme vindéliens, peuvent avoir, au moins en partie, une origine toute différente, que de plus ils ne sont pas localisés dans un niveau constant. Dans la région du lac de Constance, les grès du sommet de la Heidenhöhe ne contiennent comme galets que des quartz, qui peuvent avoir une origine quelconque; et sur le chemin d'Ippingen au Haltenhof les conglomérats, cités par M. Rollier, se trouvent à la limite de la Molasse marine et de la Molasse d'eau douce supérieure; les galets qu'ils contiennent proviennent en partie des Alpes, en partie de la Forêt-Noire. Dans le calcaire grossier du Randen les auteurs n'ont trouvé aucune inclusion qui soit certainement d'origine vindélienne et qui puisse être homologuée aux galets vindéliens de la Nagelfluh subalpine.

Contrairement à l'opinion de M. Rollier, exposée ci-dessus, MM. Schalch et Gutzwiller considèrent qu'au S de Saint-Gall, sur les bords de la Sitter, la Nagelfluh commence déjà au niveau de la Molasse d'eau douce inférieure, qu'elle est particulièrement développée dans la Molasse marine, et se continue dans la Molasse d'eau douce supérieure. Vers l'E, les conglomérats diminuent rapidement d'importance; sur le Goldbach deux bancs subsistent seuls, dont l'un, supérieur à la Molasse marine, ne tarde pas à disparaître, dont l'autre, sous-jacent à celle-ci, se poursuit jusqu'à la vallée du Rhin. A Rorschach, la Nagelfluh est ainsi concentrée au niveau des couches de Saint-Gall, qui ne sont pas contemporaines de la Seelappe, comme l'admet M. Rollier, mais plus récentes. La Molasse de Sainte-Marguerite (vallée du Rhin), qui s'étend, d'une façon continue, du Rhin au lac de Zurich, appartient incontestablement à la Molasse d'eau douce inférieure, et s'enfonce sans aucun doute vers le N sous la couche de Saint-Gall; aucun argument plausible ne permet de la classer, comme le fait M. Rollier, dans l'Helvétien.

Du reste, tout en combattant l'argumentation de M. Rollier, MM. Schalch et Gutzwiller ne contestent nullement ses conclusions concernant l'âge du calcaire grossier du Randen.

Répondant à ces quelques observations, M. L. ROLLIER (95) s'efforce d'établir, sur de nouveaux arguments, l'origine vindélienne et non vosgienne des galets cristallins inclus dans le calcaire grossier du Randen. Il montre d'abord que les mêmes éléments exactement se retrouvent dans les sables grossiers de Benken (canton de Zurich) dont l'origine alpine est

incontestable ; ensuite, la gompholite d'Argovie sur laquelle s'appuie le calcaire grossier est très pauvre en éléments vosgiens, et dans le calcaire lui-même les grès vosgiens, si faciles à reconnaître, manquent complètement, tandis qu'on y trouve des éléments certainement alpins.

M. H. SCHARDT (98) a noté l'existence, sur le plateau de l'Essert au SE du lac des Brenets, en superposition transgressive et discordante sur un synclinal d'Urgonien, d'une marne rouge et jaune aquitanienne. Puis, sur cette marne s'appuie localement, en donnant naissance à un crêt transversal à la vallée, une sorte de brèche de dislocation formée de blocs irréguliers, un peu arrondis, polis et couverts de stries de glissement, de calcaire portlandien. La marne sous-jacente pénètre en apophyses dans ce blocage, qu'il faut forcément considérer comme le reste d'un éboulement tombé du flanc de l'anticlinal des Frêtes. L'âge de cette formation reste incertaine ; il paraît plus probablement devoir être aquitanien-helvétien.

QUATERNAIRE.

Dans la *Revue géologique* pour 1903 j'ai rendu compte des cinq premiers fascicules de la belle publication que MM. A. PENCK et E. BRÜCKNER font paraître sous le nom de « Die Alpen im Eiszeitalter » (113) ; un seul fascicule nouveau ayant été publié en 1904, je me réserve de revenir sur cet ouvrage dans une Revue suivante.

M. A. SCHULZ (114) se basant sur des arguments tirés de la répartition des Phanérogames en Europe, a cherché à montrer que, pendant la période qui a séparé la dernière grande glaciation de l'époque actuelle, il ne s'est pas produit simplement un retrait progressif des glaciers interrompu par des stades d'arrêt, les stades de Bühl, de Gschnitz et de Daun, mais que des périodes chaudes ont alterné avec des périodes froides, provoquant tantôt des reculs très accusés, tantôt des progressions considérables des glaciers. Ainsi, le stade de Bühl a été séparé de celui de Gschnitz par une période particulièrement chaude, pendant laquelle les glaciers ont dû être réduits bien en deçà de leurs limites actuelles ; il représenterait donc non un stade d'arrêt, mais un retour offensif très considérable. De même, entre les stades de Gschnitz et de Daun s'est intercalée une période plus chaude

que la période actuelle quoiqu'un peu moins que la précédente. Enfin, il paraît fort probable que l'oscillation négative d'Aachen, qui s'est produite entre la dernière grande glaciation et le stade de Bühl, a provoqué une réduction des glaciers plus accusée que leur réduction actuelle, et a correspondu à un climat plus chaud que celui qui règne de nos jours.

Formations glaciaires. — M. K. STRÜBIN (115) a fait quelques observations nouvelles sur les **formations morainiques des environs de Liestal**. Il décrit à nouveau une moraine déjà signalée par M. Gutzwiller et M. v. Hühne, qui existe sur le versant NE du plateau de Sichtern au-dessus de Liestal, et se suit le long du sentier du Tiergartenhölzli et jusqu'à la carrière de Sonnhalden. Les matériaux sont empruntés surtout à la Nagelfluh jurassienne, en partie au Hauptrogenstein sous-jacent, et les éléments alpins ne s'y trouvent qu'en très petite quantité; l'on connaît pourtant, à proximité immédiate de cette formation, un bloc de conglomérat de Vallorcine et quelques échantillons de quartzites triasiques du Valais.

Au-dessus de la gare de Liestal du côté du SW et au niveau de 350 m. apparaît une autre moraine qui paraît reposer sur les couches à *Steph. Sauzei*. Les blocs, appartenant à la Nagelfluh jurassienne, sont empâtés dans une argile ocreuse; ils comprennent quelques éléments alpins: 1 poulingue de Vallorcine, 1 granite du Bietschhorn, 1 gneiss d'Arolla, divers gneiss du Valais, 1 graniteporphyre de la Nagelfluh subalpine.

Dans une moraine qui existe au niveau de 340 m. près de Munzach l'auteur a récolté, comme matériaux alpins, une amphibolite, un gneiss amphibolique et des quartzites triasiques du Valais, puis un échantillon de Verrucano d'origine douteuse, comme éléments provenant de la Nagelfluh jurassienne, des grès et des calcaires triasiques et du Hauptrogenstein, comme matériaux jurassiens primaires, des calcaires d'eau douce miocènes. Cette moraine paraît être postérieure à la Haute Terrasse, dont le niveau est plus élevé.

Au S de Liestal l'auteur a constaté des placages morainiques peu importants vers la carrière du Gestöck et sur la colline du Langer Hag.

Au Schleifenberg (Feuille Kaiseraugst de l'Atlas Siegfried) et sur le plateau de Burghalden on trouve, au milieu d'une argile jaunâtre rappelant le Löss mais représentant une mo-

raine de fond, de petits cailloux de quartzites du Valais, de granites et de gneiss alpins, auxquels se mêlent en petite quantité des galets de la Nagelfluh jurassienne.

Tous les dépôts signalés ci-dessus appartiennent à un seul et même revêtement de moraine de fond, qui semble avoir pris une grande extension dans toute cette région du Jura.

M. K. STRÜBIN a complété cette étude par un rapport préliminaire sur la répartition des **blocs erratiques dans le Jura bâlois** (115). Il en a retrouvé 63, dont 22 proviennent incontestablement du Valais. Les blocs d'origine alpine se retrouvent au N jusqu'à une ligne qui passe par les hauteurs de Nussdorf, Hersberg, Burghalden et Sichtern. Il est du reste certain que le glacier du Rhône lors de sa plus grande extension a dépassé cette ligne et a poussé son front jusque tout près de Bâle.

M. K. STRÜBIN (115) a signalé encore la découverte d'une molaire de Mammouth dans les alluvions de la Haute Terrasse du Galgenrain près de Liestal; l'on n'avait jusqu'ici trouvé aucun reste de Mammifère à ce niveau dans la vallée de l'Ergolz.

Outre le rapport de M. Strübin concernant les blocs erratiques du Jura bâlois, cité ci-dessus, j'ai à signaler encore une étude d'ensemble faite sur le même sujet par MM. K. STRÜBIN et M. KÄECH (116). Dans cette nouvelle publication nous trouvons une liste de tous les blocs connus dans ce territoire avec l'indication de leur caractère pétrographique et de leur provenance, et de plus une carte sur laquelle chacun d'eux est repairé. Les roches les plus fréquemment représentées parmi ces éléments erratiques sont les quartzites triasiques du Valais, les divers types de schistes de Casanna, les gneiss sericiteux du Valais, les gabbros, amphibolites et éclogites des massifs de l'Allalin et de la Dent Blanche, le gneiss d'Arolla, le poudingue de Vallorcine.

M. R. TSCHUDI (117) a repris, dans le but de fixer l'âge des **moraines de la vallée de la Wehra**, l'étude des formations quaternaires de la vallée du Rhin et de ses abords entre Säckingen et Bâle.

A propos des alluvions des Hautes Terrasses qui forment le plateau de Möhlin, l'auteur montre que, tandis qu'on a admis ici un seul système d'alluvions, il y en a en réalité deux. Les alluvions des Hautes Terrasses proprement dites,

qui forment la plus grande partie du plateau à l'E de Möhlin, sont visiblement décomposées jusqu'à plus de 12 m. de profondeur et ne contiennent qu'en petite quantité les matériaux alpins qui abondent dans les Basses Terrasses, les protogines, les granites du Julier et de l'Albula, les sernifites et les grès de Taveyannaz. Mais d'autre part on trouve au N et au SW de Möhlin, légèrement au-dessous du niveau de la Haute Terrasse, un autre système d'alluvion, dans lequel les traces de la décomposition ne descendent pas au-delà de 2 m., dans lequel il n'y a aucune cimentation des éléments, et dont la composition ne diffère en rien de celle de la Basse Terrasse, sauf que par places des roches assez nombreuses de la Forêt-Noire se rencontrent dans sa partie supérieure. Il faut donc admettre qu'entre la Haute et la Basse Terrasse s'intercale une terrasse moyenne, dont le dépôt a été précédé par une longue phase d'érosion. Cette formation correspond probablement aux alluvions, inférieures à la Haute Terrasse, des vallées de la Birsig et de la Birse et à celles de la gare de Koblenz ; et M. G. Steinmann a signalé un dépôt évidemment équivalent dans l'Oberland badois. Partout ces alluvions intermédiaires ne portent qu'une mince couverture de Löss, qui ne représente qu'une petite portion de celle des Hautes Terrasses.

Au N du Rhin entre Schwörstadt et Riedmatt se développe une nappe d'alluvions, dont la base est à 335 m. et dont la surface atteint 375 m. Ce niveau élevé justifie pleinement l'attribution de ce dépôt au Deckenschotter inférieur, comme l'a fait M. Brückner. De là découle forcément l'attribution au Deckenschotter supérieur de l'alluvion du Humbelsberg, du Rheinfelderberg et du Steppberg, dont la base est à 380 m. au Humbelsberg et à 350 au Rheinfelderberg. L'auteur se range donc ici de nouveau à l'avis de M. Brückner.

Sur la route de Rheinfelden à Olsberg on peut voir les alluvions du Rheinfelderberg pénétrer en une vaste poche dans le Muschelkalk sous-jacent, qui par son état de dislocation intense présente tous les caractères d'une formation effondrée. Un affaissement local est donc ici très probable et fournit une explication plausible du niveau relativement bas qu'occupe la base du Deckenschotter.

Un peu au S, à l'E d'Arisdorf, on retrouve un dépôt d'alluvions, dont le point culminant est à 425 m. et que M. Strübin a attribué au Deckenschotter, tandis que M. Brückner y a vu un produit du remaniement des moraines voisines.

L'auteur se rattache à la manière de voir de M. Strübin à cause de la stratification horizontale de l'alluvion, de son état de décomposition avancée et de ses éléments constitutants, qui sont très différents de ceux des moraines en question.

Comme moraine alpine non remaniée l'auteur signale une argile contenant en abondance des grès nummulitiques, des grès de Taveyannaz, des conglomérats du Flysch, des calcaires alpins, des granites et des protogines, qui a été mise à découvert au-dessus de Säkingen et qui représente évidemment une moraine de fond. Cette formation se rattache par sa composition aux alluvions intermédiaires entre la Haute et la Basse Terrasse, et doit appartenir à la même époque; elle peut être identifiée avec les moraines des environs de Brugg et de Baden, que M. Mühlberg a rattachées à sa glaciation principale, et appartient au système glaciaire rhénan.

D'autre part le Vogelsand près d'Arisdorf et le Rheinfelderberg portent un revêtement argileux, qui empâte par places des blocs anguleux de Dogger jurassien, et qui semble devoir être envisagé comme une moraine de fond rhodanienne.

L'auteur décrit ensuite une série de gisements de sable et de graviers, qui dans la région de Koblenz se montrent sur les deux versants de la vallée jusqu'au niveau de 540 m. Ces dépôts, qui ont été assimilés par Du Pasquier au Deckenschotter, sont en réalité beaucoup plus jeunes; ils ne sont en effet ni décomposés ni cimentés; de plus ils contiennent des blocs roulés de Deckenschotter. Les éléments en sont en grande partie d'origine alpine; on y trouve pourtant des calcaires jurassiens en blocs imparfaitement roulés. La stratification est oblique vers l'axe de la vallée. Soit la composition, soit l'état de fraîcheur de ces graviers les rapprochent des alluvions intermédiaires de Möhlin, dont ils doivent être contemporains; ils se sont vraisemblablement formés sur les flancs du glacier, ce qui explique leur position élevée.

M. Tschudi passe ensuite à l'étude des formations quaternaires de la vallée de la Wehra. Ici le seul niveau d'alluvions représenté est celui de la Basse Terrasse, qui prend une grande extension et remonte jusqu'en amont de Wehr. Les formations morainiques se répartissent entre deux systèmes d'âge nettement différent. Au premier appartiennent des moraines développées entre Hasel et Wehr et une moraine située près de Brennet; tous ces dépôts sont formés de sable granitique empâtant des blocs striés de granite, de gneis et de grès permians de la Forêt-Noire; ils sont profondément décom-

posés, partiellement cimentés, et souvent recouverts par un revêtement de Loess remanié. Le glacier qui a déposé ces moraines a certainement poussé son front jusque sur le Möhlener Feld au S du Rhin, car on retrouve, d'abord au Katzenstieg au SW de Wallbach, puis dans une petite colline située à l'E de Möhlin, des moraines, qui contiennent, à côté d'éléments alpins une grande quantité de roches de la Forêt Noire, et qui correspondent exactement par leur degré de décomposition et de cimentation aux moraines précitées du Wehrathal. Ces dépôts sont évidemment plus récents que la Haute Terrasse, à laquelle ils sont superposés, d'autre part ils sont plus récents que les moraines rhénanes de Säckingen, qui sont beaucoup plus fraîches. Il faut donc admettre que le glacier de la Wehra a empiété sur la rive gauche du Rhin après le dépôt de la Haute Terrasse.

Le second système morainique du Wehrathal n'apparaît que dans les environs d'Öfflingen et de Brennet, où il occupe un niveau plus bas que le système morainique ancien. Ce dépôt, dans lequel s'intercalent des couches fluvio-glaciaires, prend, à sa partie supérieure, l'aspect typique des moraines à blocs et renferme essentiellement des roches provenant de la Forêt-Noire; il est dans un état de fraîcheur remarquable. Il semble que le glacier, qui a déposé cette moraine, s'est engagé aussi dans la vallée du Rhin, et que ce soit à lui qu'il faille attribuer les roches de la Forêt-Noire qui se trouvent en grande quantité à la partie supérieure des alluvions intermédiaires de Möhlin. Tandis que M. Schmidt a rattaché cette formation à l'époque de la Basse-Terrasse, M. Tschudi, considérant que le glacier de la Wehra n'a pas pu prendre, à ce moment, une aussi grande extension, admet que les moraines récentes du Wehrathal appartiennent à l'époque du dépôt des alluvions intermédiaires ou Terrasse moyenne. L'auteur signale du reste plusieurs dépôts morainiques ou d'alluvions qui existent plus à l'E, sur le versant de la Forêt-Noire, et qui montrent que les glaciers ont poussé, pour la plupart, jusqu'à la vallée du Rhin, à la même époque.

Ainsi, à deux reprises, les principaux glaciers de la Forêt-Noire se sont avancés jusqu'au delà de la ligne du Rhin, et il est facile de démontrer que, les deux fois, cette progression des glaciers locaux s'est produite après le retrait des grands glaciers alpins.

Nous devons à M. J. FRÜH (109) la description d'un **paysage drumlinique** bien caractérisé, qui s'étend au S de la Thur

entre Frauenfeld et Weinfelden. L'on distingue dans ce territoire 32 collines allongées du SW au NE et séparées par de petites dépressions sans écoulement naturel. Tandis que vers le NE, dans les environs de Bussnang, le sol est entièrement formé par des dépôts morainiques épais, la couche de Quaternaire diminue progressivement de puissance dans la direction du SW, à mesure que le soubassement molassique s'élève, et finalement le sol est essentiellement constitué par la Molasse, dont la surface est du reste mamelonnée comme celle des dépôts morainiques.

Ces formes caractéristiques sont dues certainement à une action sous-glaciaire et non à une érosion postglaciaire.

Formations postglaciaires. — M. F. ANTENNEN (103) a examiné en détail les formations postglaciaires de la dépression qui longe le **pied du Jura, entre Bienne et Lengnau**, séparant de la chaîne les collines du Bruggwald et du Büttenberg. La moraine de fond est ici couverte d'une façon continue, entre Bienne et Pieterlen, d'une couche d'argile lacustre. Le lac de Bienne se prolongeait donc dans cette direction en un bras étroit, qui a été ensuite coupé en deux par le cône de déjection de la Schüss et dont la partie NE s'est transformée peu à peu en une tourbière. La partie du lac située en amont du barrage torrentiel, restée reliée au bassin principal, a été pourtant, à deux reprises, réduite à l'état de tourbière, comme l'atteste l'intercalation de deux couches de tourbe dans l'argile lacustre du sous-sol de la ville de Bienne. Ces oscillations dans la région de cette partie du lac, avec son assèchement définitif s'explique par des variations se produisant dans la disposition du cône de déjection de la Schüss situé en aval.

Par une étude récente, M. J. MEISTER (111) a précisé les caractères des dépôts postglaciaires dans les **environs de la grotte préhistorique du Kesslerloch** près de Thayngen (canton de Schaffhouse). Les alluvions qui tapissent le Fulachthal et le Biberthal en aval de Thayngen sont des dépôts fluvio-lacustres, qui ont continué à se former aux abords du Kesslerloch pendant l'époque de son occupation. Dans le Fulachthal elles sont restées intactes, tandis que dans le Biberthal le cours d'eau actuel y a recreusé une tranchée. L'ensemble de ces faits peut s'expliquer comme suit : à la suite d'une dernière crue du glacier, la Biber a été barrée vers son embouchure ; elle a ainsi formé un lac, dans lequel se sont déposés

graviers et argiles, et qui devait s'écouler par le Fulachthal ; mais peu à peu le barrage a été détruit par le Rhin, et la Biber a repris son cours ancien, qu'elle a gardé jusqu'à nos jours, en attaquant les alluvions fluviolacustres antérieurement déposées.

M. J. FRÜH (107) a signalé deux petites collines de Löss qu'il a observées dans la partie N du territoire de la commune de Ragaz. Ces dépôts représentent peut-être les restes d'une grande dune.

M. WEGELIN (118) a observé, près d'Aarvangen (Thurgovie) sur les bords de la Lützelburg, un curieux dépôt calcaire, qui se superpose à de la moraine de fond et est recouvert par 20-30 cm. seulement d'humus. La couche en question, épaisse de 1 à 2 mm., est formée d'une terre tuffeuse, dont les éléments, en général très fins, sont, d'une part, de petits débris anguleux de calcaire, d'autre part, des cristaux microscopiques de calcite ; il s'y mêle, en petite proportion, des grains de quartz, des paillettes de mica et surtout des restes organiques tantôt entiers, tantôt réduits à l'état de débris. Les organismes les plus fréquents sont des Diatomées, mais par places on trouve des échantillons déterminables de Limnées, de Planorbes, de Bythinia, etc.

L'origine de ce dépôt doit s'expliquer par la sortie, sur une surface peu inclinée, d'eaux, qui se sont chargées en calcaire en filtrant à travers les terrains morainiques, et la précipitation du carbonate de chaux doit provenir, en partie, de la simple décomposition du bicarbonate, en partie de l'intervention de divers organismes. L'auteur a pu du reste comparer cette formation déjà ancienne à un dépôt de calcaire tuffeux, qui se constitue actuellement grâce surtout à l'intervention d'une végétation abondante d'algues.

M. J. FRÜH (108) a donné récemment la description de deux tourbières de montagne (Hochmoore) qu'il a étudiées dans la région du Kapfeberg, l'une vers l'E, au Turbenriet, l'autre au NE, entre le Kapfeberg et l'Alpnägelikopf, toutes deux entre 1000 et 1050 m. d'altitude.

Morphologie et Hydrologie. — M. J. FRÜH (106 et 110) a attiré l'attention sur l'existence, dans la vallée du Rhin, au S du lac de Constance et à l'E de la ligne du chemin de fer Rorschach-Rheineck de plusieurs petites collines formées de Molasse helvétique émergeant de la plaine d'alluvions. Ces affleure-

ments de Molasse appartiennent à un éperon, qui prolonge vers l'E la colline de Blatten.

M. Th. BIELER (104) a été frappé en parcourant les **environs d'Yverdon** par le coude brusque que forme le ruisseau de la Brinaz au pont d'Essert, coude qui ne s'explique pas par la topographie. Il faut admettre ici que l'eau coulait primitivement d'Essert dans la direction du SE et qu'elle a été ensuite captée par le ruisseau qui occupait le vallon inférieur de la Brinaz, et dont la source reculait par érosion régressive. Ce captage serait la conséquence de l'abaissement progressif du niveau du lac de Neuchâtel.

M. Th. BIELER (105) a du reste observé des phénomènes tout à fait concordants sur le cours de l'Arnon de Covattanaz à Vuittebœuf et de la Baulmine à Baulmes. Ces deux cours d'eau montrent aussi des changements brusques de leur direction, et l'explication plausible de cette hydrographie anormale consiste à admettre une érosion régressive opérée par suite de l'abaissement du niveau du lac par un cours d'eau, qui suivait la vallée inférieure actuelle de l'Arnon et qui a capté l'Arnon supérieur et la Baulmine. Avant cette déviation les eaux des gorges de Covattanaz et de Baulmes devaient former les deux bras de la Brinaz.

Homme et faunes préhistoriques. — M. WEGELIN (119) a signalé la découverte, dans la tourbe, près du lac de Bichel (Thurgovie), d'un humerus et de trois molaires de cheval, qui correspondent, par leurs dimensions, à la petite race répandue en Suisse et dans le sud de l'Allemagne pendant l'âge du Bronze.

M. J. NUESCH (112) a résumé, dans une récente publication, les nouvelles observations faites sur la **grotte préhistorique du Kesslerloch**, près de Thayngen (Schafhouse), et sur les objets travaillés qui ont été retirés de ses abords. Ceux-ci sont, comme l'on sait, les vestiges les plus anciens de l'existence de l'homme dans le nord de la Suisse; ils appartiennent, exclusivement, à l'époque paléolithique, et les os employés à leur fabrication sont ceux du renne, du lièvre blanc, et du mammoth (défenses).

Parmi ces objets travaillés, dont le nombre dépasse six cents, les plus intéressants sont, sans contredit, ceux qui portent des motifs décoratifs ou des figures. L'auteur décrit et représente l'image sculptée déjà connue d'un homme et celle

d'un poisson, ainsi que les dessins au trait représentant, l'un un hémione, un autre un renne, un troisième un cervidé vu de face. Il rappelle ensuite la découverte de nombreux objets en bois de renne ornés d'une décoration caractéristique, dont le motif habituel est le rhombe.

Ce qui étonne dans la station du Kesslerloch, c'est qu'on y trouve à la fois les diverses formes de l'art préhistorique, la sculpture en relief, le dessin au trait et la décoration linéaire.

Les silex taillés appartiennent, pour la plupart, au type magdalénien, mais ils sont confectionnés, en général, avec plus de soin que ceux du Schweizersbild. Leur nombre dépasse dix mille.

L'étude des débris d'ossements récoltés au Kesslerloch faite par M. Th. Studer, a permis de reconnaître l'existence de quarante-cinq espèces, qui appartiennent, pour la plupart, à la faune des steppes et des tundras, mais dont quelques-unes sont des habitants des forêts. Ce mélange de faunes s'explique par la position spéciale de la localité, qui se trouvait près des chaînes boisées du Jura en même temps que des plaines qui s'étendent au NE de l'Untersee et qui devaient alors être à l'état de steppes et de tundras. Ce qui frappe, c'est l'abondance des débris de Rhinocéros et de Mammouth, qui dépasse de beaucoup tout ce qu'on avait trouvé jusqu'ici dans les stations préhistoriques de Suisse.

Comme restes humains, le Kesslerloch a livré quelques débris d'un squelette déterré déjà en 1874 par M. Franz von Mandach; ces restes appartenaient à un individu qui, quoique certainement adulte, ne devait avoir que 1^m20 à peu près de hauteur, et se rattachait, par conséquent, à la race des pygmées paléolithiques, dont l'existence a été constatée d'autre part, au Schweizerbild.

L'époque d'occupation du Kesslerloch appartenant, sans contredit, à la fin de l'âge du mammouth et au commencement de l'âge du renne, a certainement précédé celle du Schweizersbild. Il faut admettre, entre deux, un recul dans le développement artistique des populations du nord de la Suisse, et la cause de ce recul doit, semble-t-il, être cherchée dans une modification défavorable du climat, l'époque d'occupation du Kesslerloch coïncidant avec la période chaude de l'oscillation d'Aachen, celle du Schweizersbild ayant commencé pendant la période plus froide du stade de Bühl.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Liste bibliographique	569
Nécrologies et biographies	575
I. Minéralogie et Pétrographie	577
MINÉRALOGIE. Description de minéraux	577
Cristallographie et optique	578
Point de fusion des minéraux	585
PÉTROGRAPHIE. Schistes cristallins	586
Alpes occidentales	591
Massif de l'Aar	593
Alpes grisonnes	605
Alpes tessinoises	607
Roches erratiques	607
II. Géophysique. ACTIONS ET AGENTS INTERNES	609
<i>Sources et eaux d'infiltration</i>	<i>609</i>
<i>Hydrologie et limnologie</i>	<i>611</i>
<i>Lacs</i>	<i>612</i>
<i>Erosion et corrosion</i>	<i>616</i>
<i>Glaciers</i>	<i>619</i>
<i>Tourbières</i>	<i>622</i>
ACTIONS ET AGENTS INTERNES. <i>Tremblements de terre</i>	<i>624</i>
MÉTÉORITES	627
III. Tectonique. ALPES. Généralités	629
<i>Nappes de charriage</i>	<i>629</i>
<i>Alpes calcaires méridionales</i>	<i>636</i>
<i>Alpes valaisannes</i>	<i>638</i>
<i>Alpes orientales</i>	<i>640</i>

	Pages
<i>Hautes Alpes calcaires. Tour Saillère</i>	652
Alpes bernoises	656
Sentis	658
<i>Préalpes. Vallée de Lauenen</i>	673
Brèche de la Hornfluh	677
PLATEAU MOLASSIQUE	684
JURA. Région Porrentruy-Soleure	686
Jura neuchâtelois	687
Weissenstein	690
Jura franc-comtois	691
IV. Stratigraphie et Paléontologie. Carboniférien	693
<i>Trias</i>	693
<i>Jurassique. Alpes</i>	694
Jura	695
<i>Crétacique</i>	704
<i>Nummulitique et Flysch</i>	705
<i>Sidérolithique et Molasse</i>	705
<i>Quaternaire. Formations glaciaires</i>	714
Formations post-glaciaires	720
Morphologie et hydrologie	721
Homme et faunes préhistoriques	722