Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 1 (1888-1890)
Heft: 4

Artikel: Descriptions roches, géologie dynamique
Autor: [s.n.]
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-153884

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: 06.07.2025

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

caniques. On lui doit aussi une série de notes et de relations de voyages.

Descriptions, roches, géologie dynamique.

Descriptions géologiques.

Cartes de la Suisse. — M. le prof. Lang [1] a retracé l'histoire des travaux relatifs à la carte géologique de la Suisse; il a montré comment le grand travail, maintenant achevé, de la carte à 1 : 100,000, a été précédé et préparé par des ouvrages isolés, dus à l'initiative individuelle des C.-N. Lang, des Scheuchzer, des G.-S. Gruner, des H.-B. de Saussure, qui font partie d'une première période. Le grand travail de l'exploration systématique de notre sol ne commença qu'à la suite des premiers travaux de Conrad Escher de la Linth, d'Ebel et de L. de Buch, de Studer, de Merian, d'A. Escher de la Linth, d'A. Favre, auxquels il faudrait ajouter encore de nombreux noms de géologues contemporains, élèves et continuateurs du travail dont ils avaient jeté les bases. C'est de cette collaboration qu'est sortie enfin la carte géologique de la Suisse en 25 feuilles et qui a été publiée aux frais de la Confédération.

M. G. Maillard [2] a écrit la première partie d'un traité élémentaire de géologie, appliqué à la Haute-Savoie et adressé spécialement aux habitants de ce pays. Il y résume les notions sur les phénomènes actuels de la

[1] *Archives des Sc. phys. et nat.*, 1888, XX, 321.

[2] G. Maillard, Géologie élémentaire appliquée à la Haute-Savoie. *Revue savoisienne*, XXX, 1889, p. 25-40.

sédimentation, de la fossilisation, des terrains, leur distinction et leur classification suivant leur âge, enfin les méthodes usitées pour représenter la structure géologique du sol, les cartes et profils géologiques, qui servent à mettre en évidence les accidents intérieurs, les dislocations et les dénivellations. Ce travail, lorsqu'il sera terminé, servira utilement à la vulgarisation de la science.

ALPES. — *Alpes occidentales.* Une intéressante note sur la géologie des Alpes italiennes occidentales, au sud du Mont-Blanc, est due à M. ZACCAGNA [1], ingénieur. La carte géologique à petite échelle, qui accompagne cette étude, montre fort bien la distribution des terrains sur le versant italien des Alpes, entre la frontière française et la plaine du Pô; les limites au nord sont le Mont-Blanc et le Mont-Rose. Cinq profils transversaux, dont trois passent à travers les Alpes liguriennes, reproduisent avec netteté la structure de cette région. Le premier passe par le Mont-Blanc et la vallée d'Aoste, qui occupe un pli synclinal, renfermant du carbonifère, du trias et du jurassique. Les intercalations de schiste amphibolique, de quartzite et de marbre, dans le massif de gneiss de la Tour-Ronde, au sud du val d'Aoste, sont intéressantes à constater. Le second profil passe par le Mont-Viso, de Saint-Paul d'Ubaye (France) jusqu'à Rocca di Cavour, traversant des roches essentiellement cristallines. Du côté de Saint-Paul, l'éocène (macigno et schistes à fucoïdes) s'applique contre le jurassique, suivi de trias, et celui-ci repose sur les schistes cristallins avec de nombreuses intercalations de schiste

[1] D. Zaccagna, Sulla geologia delle Alpi Occidentali; *Bull. R. comit. geol. d'Italia,* XVIII, p. 346-416, 8°. Deux planches de profils et une carte.

amphibolique, de diabase et de serpentine; mais sur le versant italien, les terrains cristallins s'abaissent jusqu'à la plaine du Pô et s'enfoncent sous les terrains récents qui couvrent cette dépression. Le Mont-Viso, qui marque le point culminant de la région, est un massif formé de schiste amphibolique, d'euphotide et de serpentine schisteuse.

Les trois derniers profils montrent la structure tourmentée des Alpes maritimes liguriennes. Au sud, le massif éocène, bordant la Méditerranée, puis les replis de la chaîne elle-même, comprenant les assises du carbonifère et du trias, et qui se succèdent en ondulations répétées jusqu'à la plaine du Pô, faisant ressortir la transgression très frappante du tertiaire sur le trias bouleversé.

M. Kilian[1] a fait une étude très complète de la montagne de Lure, chaînon qui s'élève à l'ouest de la Durance, parallèlement au cours du Jabron, au sud du massif de la Drôme, sur une longueur de 42 kilomètres. Le petit massif qui s'élève sur la rive gauche de la Durance en est en réalité la continuation; la gorge étroite de Sisteron n'est qu'une coupure transversale. Cette montagne est d'un haut intérêt pour la géologie, d'abord par sa série de terrains, très complète, allant du trias au miocène supérieur, et surtout par les nombreuses dislocations, failles, etc., qui la découpent. La chaîne de Lure offre dans son ensemble la disposition d'une voûte déjetée vers le nord, où elle est rendue abrupte par plusieurs gradins successifs, formés par les assises coupées à pic

[1] W. Kilian, Description géologique de la montagne de Lure (Basses-Alpes) avec 3 cartes et 8 planches. 458 p., 8°. Paris, 1889.

du néocomien et du jurassique; un pli-faille en suit, sur une certaine longueur, le pied nord, et passe très visiblement à un pli anticlinal, qui ailleurs disparaît à son tour, en sorte qu'à l'approche de la Durance, le pli anticlinal de Lure est séparé du pli anticlinal du nord (chaînon du roc de l'Aigle) par un simple synclinal. Cette zone étroite, comprise entre l'anticlinal du nord et celui de Lure, est donc très remarquable; car le pli-faille est remplacé tour à tour par une voûte distincte, par une double voûte, par deux failles parallèles, etc., accidents que l'auteur figure avec détails.

La région centrale du versant sud de la chaîne offre une structure très particulière; ce versant s'abaisse très doucement vers le bassin de Forcalquier, offrant une vaste surface ondulée, formée par les divers étages du néocomien, notamment du néocomien supérieur (urgonien et aptien). Cette région est traversée de nombreuses fractures parallèles, dont l'auteur donne une carte spéciale. Elles sont faciles à constater par l'existence au-dessus du néocomien supérieur, de lambeaux de gault et de grès vert qui permettent de distinguer les zones d'affaissement. Les profils de M. Kilian montrent jusqu'à 15 failles sur 12 kilomètres de longueur. A voir ces profils, on dirait des massifs cassés et bouleversés, comme les glaçons brisés pendant la débâcle.

La cluse de Sisteron, représentée par plusieurs phototypies, est un point aussi intéressant que pittoresque; les bancs verticaux du jurassique y forment le rocher de la Balme, dont les couches érodées montrent un profil naturel très net de cette extrémité de la montagne.

Nous ne pouvons suivre l'auteur dans ses descriptions non plus que dans l'intéressant exposé qu'il donne du

système ds plissements des chaînes entre le Plateau central de France et les massifs alpins; mais nous attirons l'attention des géologues sur ce travail, qui expose d'une manière complète l'histoire géologique d'une petite région en la rattachant à celle du bassin inférieur du Rhône tout entier.

On peut distinguer deux systèmes de dislocations, l'un antérieur au miocène, auquel appartiennent les failles qui limitent le massif à l'est et au nord; l'autre, postérieur à cette époque comprenant entre autres le pli-faille qui a donné lieu à la chaîne elle-même, ainsi que le réseau de fractures du versant sud, lequel est dû sans doute à un effet de torsion.

Les terrains affleurant dans la chaîne de Lure sont les suivants :

Quaternaire.

Éboulis, brèches et dépôts divers, alluvions modernes.
Terrain glaciaire.
Alluvions anciennes.

Tertiaire.

Miocène supérieur, conglomérats et marnes rougeâtres, *Planorbis Mantelli, Helix Moguntina.*

Helvétien, mollasse marine à *Lamna, Tapes, Pecten*, etc.

Aquitanien (calc. de Beauce), *Helix Ramondi; Planorbis cornu, Limnea pachygaster.*

Tongrien, marnes grises à *Potamides Lamarki.*

Terrain éocène; conglomérat et argiles bariolées souvent gypsifères. *Limnea longiscata.*

Crétacé.

Cénomanien. Calcaire gréso-marneux glauconieux. *Am. rhotomagensis, varians, Holaster subglobosus,* etc.

Gault. Grès vert à *Am. Beudanti, inflatus, Inoceramus concentricus*, etc.

Aptien. Marnes à *Am. nisus, Am. furcatus* et *Bel. semicanaliculatus.*

Urgonien et *Rhodanien.* Calc. à *Ancyloc. Matheroni* et *Am. Deshayesi*, passant au sud au calc. à *Requienia ammonia.*

Néocomien. 1. Calc. à *Am. difficilis.*
2. Couches à *Crioc. Duvali* et *Bel. dilatatus.*
3. Couches à *Am. Jeannoti* et *Aptychus Didayi.*
4. Marnes à *Am. Roubaudi* et *neocomiensis.*
5. Calc. marneux à *Am. Boissieri.*

Jurassique.

Tithonique. 1. Calc. et brèches à *Am. Geron* et couches à *Am. Calisto, Terebr. Janitor.*

2. Calc. massifs, calc. bréchoïdes et conglomérats à *Am. Loryi, Am. polyolcus.*

Oxfordien. Calcaire à *Am. polyplocus,* compact, régulièrement stratifié. *Am. Lothari, tortisulcatus, acanthicus*, etc.

Marno-calcaires devenant plus compacts vers le haut.

Calc. marneux à *Am. canaliculatus* et *Am. bimammatus.*

Énorme épaisseur de marnes feuilletées. *Am. Lamberti*, etc.; dans un niveau supérieur, *Am. tortisulcatus, Am. cordatus, Am. perarmatus, Am. Henrici,* etc.

Callovien. Schistes noirs à *Posidonomya Dalmasi.*

Bathonien. Calcaires en bancs réguliers, *Cancellophycus scoparius, Am. Parkinsoni, Am. Garanti, Am. tripartitus,* etc.

Bajocien. Calcaires foncés bien stratifiés et marnes schisteuses gris noirâtres. *Posidonomya alpina, Am. Parkinsoni, Am. Humphriesianus.*

Lias.

I. Schistes noirs et calcaires bleu noirâtres, *Am. radians.*

II. Calcaires et marnes schisteuses du lias moyen, *Am. margaritatus.*

III. Calcaires à *Gryphaea arcuata*, fétides et renfermant des rognons siliceux, *Am. bisulcatus.*

Trias.

Infralias, étage hettangien. Calcaires avec *Ostrea sublamellosa, Schlotheimia angulata.*

Argiles bariolées, associées à des cargneules, à des dolomies et à des gypses.

M. HOLLANDE[1] a publié la suite de son mémoire sur les dislocations des montagnes de la Savoie. La première partie a trait aux phénomènes de sédimentation et de différences de facies dans les terrains qui constituent ces montagnes, et décrit spécialement comme exemple le massif des Beauges.

Au-dessus des masses cristallophylliennes (nommées ordinairement schistes cristallins), on rencontre d'habitude le trias (rarement le carbonifère), qui se compose de grès quartzites, calcaires magnésiens, dolomie, cargneule, schistes noirs, anhydrite et gypse. Plus haut, vient le rhétien, suivi du lias inférieur à *Gryphæa arcuata* et *Aegoceras planicosta*, et des schistes noirs (toarcien). Le dogger présente à sa base le bajocien à *Am. Murchisonæ* et *Sowerbyi*, et à sa partie supérieure des schistes à *Posidonomyes*, le callovien avec *Am. cordatus*, auxquels succèdent le calcaire foncé à *Am. transversarius* et des calcaires lithographiques de l'argovien, qui ouvrent la série du malm; l'étage séquanien suit avec le même aspect, puis le tithonique, représentant le niveau du kimmeridgien et qui se termine par un calcaire à Ammonites crétacées; suit l'infracrétacé à *Terebratula diphyoides*. Le crétacé offre les facies tranchés des étages valangien, hauterivien et urgonien, tels qu'on les rencontre dans le Jura. Ils sont suivis du gault, à l'état de sable vert ou de lumachelle jaunâtre, et du sénonien, auxquels succèdent divers niveaux du nummulitique (poudingue à *Num-*

[1] Hollande, Étude sur les dislocations des montagnes de la Savoie (suite). *Bull. Soc. hist. de Savoie*, 1888, p. 71-96, 1 tableau.

mulites perforata, schistes noirs à lignites et *Cyrena Vilanovæ*, bartonien et niveau du calcaire à *Num. striata*). Sur quelques points, on trouve des dépôts ferrugineux oolithiques, analogues au sidérolithique, puis des poudingues à *Natica angustata*, enfin le flysch schisteux, avec empreintes de feuilles et restes de poissons; quelques lambeaux de grès et marnes aquitaniens avec *Helix Ramondi* l'accompagnent.

La seconde partie du mémoire de M. Hollande[1] renferme une série de descriptions locales donnant, d'une part, la succession des terrains dans les divers gisements étudiés, et d'autre part leur état de dislocation.

Ce qui ressort surtout de cette étude, ce sont les dislocations compliquées dans le voisinage des massifs cristallins, d'où résultent des contacts anormaux, des failles immenses, des glissements inexplicables, et, dans certains cas, des replis multiples, se succédant en superposition verticale. Trois planches de profils, parmi lesquels nous ne relevons que quelques faits, témoignent de la complication des dislocations dans la région étudiée.

Le pied du massif des Beauges, qui s'élève entre le cours de la Leisse et l'Isère, offre de nombreux exemples du contact des terrains sédimentaires avec les schistes cristallins formant le noyau du massif des Aiguilles-Rouges, situé à l'est des vallées de l'Isère et de l'Arly.

Comme cela a été constaté ailleurs, le contact est tantôt concordant, tantôt discordant avec la stratification des terrains cristallins, et de plus, dans l'intérieur du massif cristallin, on trouve, reposant sur la

[1] *Loc. cit., ibid.*, p. 129-160, 3 planches.

tranche des bancs verticaux, des lambeaux de trias et de lias, en couches peu inclinées ou horizontales.

Le terrain sédimentaire le plus ancien est le terrain houiller, grès et schistes avec empreintes de fougères, surmontés parfois de poudingue (verrucano). Lorsque le carbonifère manque, c'est le trias qui forme le contact avec les terrains cristallophylliens. Il est formé de quartzites, de calcaires magnésiens, de cargneule et de marnes rouges; au-dessus, on trouve en montant toute la série jurassique et crétacée, jusqu'au sénonien, avec des lambeaux de mollasse marine et du sidérolithique. Nous résumerons cette série stratigraphique dans la seconde partie de cette *Revue*.

La vallée de l'Arly est encaissée sur la zone de contact des schistes cristallins et des terrains franchement sédimentaires. M. Hollande montre dans les deux premières planches les divers accidents qui accompagnent ces contacts le long de cette vallée, et plus au sud, dans celle de l'Isère.

Au pied de la pointe de la Sellive, on voit se succéder, à partir des schistes cristallins, vers l'ouest, du lias, de l'infranéocomien, suivi de jurassique supérieur, d'oxfordien et de dogger; ces couches forment un pli en C (voûte, non synclinale), ayant la convexité tournée du côté du massif cristallin, dont il est séparé par le lias. Sur l'autre versant de la pointe de Sellive, le noyau de dogger de cette voûte couchée butte, par un contact tout aussi étrange, contre une nouvelle masse de terrain crétacé.

Un profil allant de la vallée de Couz jusqu'à la vallée de l'Isère, par la partie S. du massif des Beauges, montre une succession des divers replis, tous troublés par des

failles, dont plusieurs sont peut-être de vraies failles de plissement, quoique l'auteur leur attribue un rejet vertical allant à une grande profondeur. La présence de replis en zigzags en triple superposition, tels que les offre la Roche-Torse du massif des Beauges et ceux des nombreux plis-failles du plateau de Montagnole, et qui passent à de vrais chevauchements, semblent confirmer cette supposition. Quoi qu'il en soit, cette partie du mémoire de M. Hollande constitue une étude excellente de la structure du massif des Beauges, massif qui est la suite des chaînes calcaires des Vergys et de la Pointe-Percée et dont le prolongement lointain est la chaîne des Dents du Midi.

Une nouvelle suite à ce mémoire [1] a plus spécialement trait aux environs immédiats de Chambéry et est accompagnée d'une carte géologique détaillée de la région au nord et sud de cette ville. Deux planches de profils font connaître la structure de la colline de Lémenc et du mont Saint-Michel. Les replis compliqués par des failles sont partout nombreux et les terrains jurassiques de ces localités offrent une série intéressante de niveaux fossilifères des plus riches.

Nous avons déjà mentionné (Rev. pour 1884 p. 169) l'intéressante découverte de M. Tavernier [2] dans le voisinage de Taninges. Il s'agit d'affleurements de massifs de roches granitiques dans le milieu du flysch. Cet auteur vient de décrire ces gisements avec un peu plus de détails que ne l'avait fait M. Alph. Favre, et signale les observations faites sur ce point par MM. Lory et A. Jaccard.

[1] *Bull. Soc. Sc. nat. de Savoie*, 1888, p. 229-256.

[2] Tavernier, Roches cristallines dans le canton de Taninges. *Revue savoisienne*, juillet-août 1888, p. 225-235.

Aux sources d'un ruisseau descendant de la montagne de la Loy vers le Maderel, affluent du Giffre, se trouve un pointement de roches primaires et, vers le mas de la Rosière, existe un chaînon de roche granitique à 1400 m. Cet affleurement a 1200 m. de longueur, en y comprenant quelques faibles interruptions de continuité; sa largeur est de 20-30 m.

Dans cette même montagne, mais un peu plus haut, à l'origine d'un ravin, existe un grand affleurement d'une roche verte que MM. Fouqué et Michel Lévy ont déterminé comme une ophite andésitique et qui paraît en relation avec les serpentines signalées anciennement déjà dans la montagne de la Loy. MM. Lory et Jaccard disent avoir reconnu un vrai porphyre à grands cristaux d'orthose. Ainsi que l'avait déjà fait M. Alph. Favre, ils rangent le terrain qui entoure ces affleurements dans le tertiaire ancien, soit le flysch.

Plusieurs ravins se réunissent pour former le ruisseau de l'Arpettaz dans lequel existe encore un affleurement remarquable de roches verdâtres de la texture du porphyre et de la serpentine.

En résumé, les roches dominantes dans ces affleurements perçant au milieu du flysch sont: serpentine et stéatite, euphotide et hypersthène, amphibole et diorite, porphyre et ophite, granit et protogine. Cet assemblage de roches variées mériterait d'être l'objet d'une étude minéralogique spéciale.

Alpes centrales. En donnant un court aperçu de la chaîne des Dents du Midi, M. H. SCHARDT[1] insiste sur la

[1] *Archives des Sc. phys. et nat.*, 1888, XX, 178. *C. R. Soc. vaud. Sc. nat.*, 7 mars.

complète désagrégation du haut de l'arête, presque entièrement découpée dans le néocomien. Cette arête qui renferme une voûte couchée, n'offre plus, dans la partie culminante, que deux petits lambeaux de calcaire urgonien, à la Dent Jaune et à la Cime de l'Est (urgonien inférieur) correspondant à la bande continue qui suit le pied N.-O. de l'escarpement. Il est certain qu'autrefois cette arête était couronnée d'une seconde zone de terrain urgonien et peut-être aussi de nummulitique. Cela paraît très évident pour l'urgonien qui a fourni la moitié au moins des gros blocs fossilifères (*Requienia, Sphaerulites, Polypiers,* etc.) qui composent la moraine de Salanfe au pied du glacier du Plan Névé, sur le versant sud de l'arête. Cette moraine est la dernière moraine frontale du glacier et se trouve à 2000 ou 2500 m. d'altitude, au pied de la moraine actuelle. L'arête des Dents du Midi a donc subi un abaissement considérable depuis la fin de l'époque glaciaire.

M. Edm. de Fellenberg [1] a publié un aperçu géologique du champ d'excursion du Club alpin suisse pour la dernière période. Cette région embrasse le massif du Finsteraarhorn. Dans la partie occidentale des Alpes bernoises, la couverture des terrains sédimentaires est presque continue et forme des replis nombreux qui se succèdent par gradins sur le flanc des massifs ou forment dans le haut de la chaîne de vastes plateaux. Avec l'apparition des roches cristallines du massif central, l'aspect change totalement. Les formes massives des Alpes calcaires sont remplacées par des arêtes nombreuses et étroites, des-

[1] Dr Edm. v. Fellenberg, Geologische Uebersicht ueber das Excursionsgebiet, etc. *Jahrbuch S. A. C.*, XXII, 1887, 35 p., 8°.

quelles surgissent des pointes élancées. Ces formes persistent encore sur le versant nord, où les terrains sédimentaires existent sous forme de coins pénétrant profondément entre les roches cristallines. Le caractère extérieur, le relief et les détails des formes orographiques de cette région sont déterminés par la nature des roches. Les masses granitiques forment des croupes arrondies, les schistes cristallins des crêtes découpées et dentelées, la protogine s'élève sous forme de tours abruptes qui contrastent fortement avec les formes irrégulières des arêtes de schistes cristallins.

Partout le plongement des strates est extrêmement rapide, entre 45 et 80°; au nord, le plongement est dirigé au sud, au centre il est vertical et au sud les couches s'enfoncent vers le nord, de manière à compléter la structure en éventail qui est le caractère dominant de ce massif.

Nous avons déjà analysé (Revue pour 1887, p. 239) la classification des roches cristallines du massif en question. L'auteur distingue du centre vers les bords la succession suivante de roches:

1. Granit, vrai granit primitif massif.
2. Gneiss granitique à structure schisteuse.
3. Gneiss, dont il faut distinguer diverses variétés.

a. Gneiss gris de la zone nord.

b. Gneiss de la zone sud, se composant des facies suivants : 1. Gneiss œillé (gneiss du Grimsel); 2. Gneiss séricitique et gneiss œillés à séricite.

4. Schistes cristallins, micaschistes, gneiss et schistes séricitiques (phyllades et schistes helvétans, Casanna, pars).
5. Amphibolite et diorite, apparaissant au centre de la zone moyenne des schistes cristallins et dans les gneiss, surtout dans les gneiss œillés.
6. Verrucano, sernifite, conglomérat rouge permien sur lesquels repose, au Lötschenpass, le grès arkose.

7. Dolomie et cargneule avec les soi-disants schistes lustrés; n'apparaissant que sur le versant sud du massif.

8. Les sédiments de la formation jurassique et d'âge plus récent, se montrent le long du bord septentrional du massif et y forment les remarquables coins, et lambeaux pénétrant entre les replis du gneiss, dont M. Baltzer a donné une description détaillée.

Dans la dernière partie de cette notice, M. de Fellenberg décrit le rôle orographique de chacune de ces variétés de roches et expose en peu de mots l'extension de chaque zone et son importance dans la formation du relief et de la topographie.

L'important travail de M. le prof. BALTZER[1], sur la structure de la partie centrale du massif de l'Aar (massif du Finsteraarhorn) et d'une section de celui du Saint-Gothard, fait faire un nouveau progrès à la connaissance des chaînes centrales des Alpes et des massifs cristallins. Le territoire décrit est contenu dans la feuille XIII de l'atlas géologique suisse et fait suite à la région déjà décrite dans la livraison XX des *Matériaux*.

Le caractère le plus saillant de l'architecture de ce massif est l'effet exagéré du refoulement tangentiel. Le gneiss, et même le gneiss granitique ont été poussés par-dessus les sédiments calcaires mésozoïques. Ce massif, qui est déjeté au nord, occupe une position prédominante parmi les massifs cristallins; il s'étend sur une longueur de plus de 100 kilom., et atteint 15 à 22 kilom. de largeur. Les profondes vallées de l'Aar et de la Reuss le coupent en trois sections naturelles, et c'est

[1] Dr A. Baltzer, Das Aarmassiv (Mittlerer Theil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassivs, enthalten auf Blatt XIII. 1888. *Mat. p. la carte géol. de la Suisse.* Livr. XXIV. 4. 184 p., 4°, 11 planches et 34 grav. d. le texte. Voir *Archives des Sc. phys. et nat.*, 1888, XX, p. 324.

à la section moyenne, resserrée entre la Reuss et l'Aar, que se rapporte le nouveau mémoire de M. Baltzer.

Dans toute la région, les formes orographiques extérieures sont essentiellement le résultat de l'érosion, mais elles dépendent aussi de la nature et de la disposition des terrains, de l'altitude, etc.

Certaines roches se reconnaissent de loin à leur relief orographique. Le granit, l'amphibolite, le calcaire alpin, affectent souvent la forme de ruines, de tours, etc. Mais la même roche prend des allures différentes, suivant sa disposition et son état de bouleversement. Cela est spécialement le cas pour les terrains stratifiés. M. de Fellenberg a déjà insisté sur la disposition en paliers ou tables inclinées (*Pultformen*) des chaînes calcaires, qui supportent de vastes plateaux bordés d'abrupts vertigineux, tels que les Diablerets, le Titlis, l'Uri-Rothstock, les Clarides, etc. L'érosion y découpe alors des arêtes tranchantes et des pointes élancées. On reconnaît facilement les Alpes calcaires à la structure des parois en corniches, contreforts, gradins, etc. La structure des massifs centraux donne lieu à des formes extérieures bien différentes. Ce sont des massifs compacts, des socles irréguliers, sur lesquels s'élèvent des arêtes tranchantes, profondément découpées et sans plateaux. L'inclinaison, souvent uniformément rapide, donne à ces arêtes un caractère constant, lors même que parfois des pointes isolées s'élèvent à de grandes hauteurs (Finsteraarhorn). Le granit présente encore des formes en coupole ou de croupes arrondies. Les schistes cristallins offrent des arêtes tranchantes, des pointes aiguës, tandis que le gneiss, plus résistant, forme des sommets plus ramassés et plus massifs.

Pour se faire une idée bien nette de toutes les formes orographiques, il suffit de passer par la vallée du Hasli et le Grimsel. Les formes orographiques des gneiss et des sédiments contrastent admirablement dans les hauts massifs de la Jungfrau, du Mönch et du Wetterhorn, dont l'énorme altitude est due à la superposition de ces deux terrains.

La description du massif de l'Aar proprement dit se rapporte spécialement à la partie centrale, formée de roches cristallines, dans lesquelles l'auteur distingue les zones suivantes :

1. La zone du gneiss granitique (granit-gneiss) se composant de deux roches :

a. Le granit lité (Bankgranit, Alpengranit, protogine) se divise en bancs de 1^{m} environ. Il se compose de feldspath orthose et plagioclase, de quartz, de mica à deux axes, noir verdâtre et quelquefois de muscovite. Son grain varie et amène à la distinction d'une série de variétés. Le granit lité joue un rôle prépondérant dans les Alpes occidentales, comme dans la partie nord et ouest des Alpes centrales, mais il manque dans les Alpes du Valais et des Grisons. Il se montre dans toute la longueur du massif de l'Aar, mais il caractérise plutôt au sud de la ligne médiane des roches cristallines.

b. Le granit gneissique et le *gneiss œillé.* Le premier est intermédiaire entre le granit lité et le vrai gneiss. Il est plus riche en mica que la protogine. Le gneiss œillé renferme deux micas, muscovite vert clair et biotite foncé. Ces trois variétés de roches alternent souvent. Le granit lité prédomine, le gneiss œillé est plutôt subordonné aux deux autres. La largeur de la zone atteint 14-16 kilomètres.

2. Les gneiss de la zone sud forment une bande large de ½ à 1 kilomètre sur le versant sud de la partie moyenne du massif; elle se compose essentiellement de gneiss œillé et fibreux, avec gneiss séricitique et micacé, subordonné, accompagné de schistes, quartzites, schistes chloriteux, épidotifères et séricitiques.

3. Les gneiss de la zone nord occupent une largeur de 5 kilomètres sur 50 de longueur. Ils ont été désignés autrefois sous les noms de gneiss gris, gneiss helvétan, gneiss séricitique; des recher-

ches plus détaillées permettent de distinguer deux types principaux :

a. Gneiss à muscovite (séricitique).

b. Gneiss à biotite et séricite, quelquefois à structure grenue.

4. Zone des gneiss séricitiques, des phyllades avec schistes feldspathiques. Ces gneiss sont caractérisés par un mica gris vert, séricitique qui forme des plaques et des traînées. La décomposition est partout très prononcée, dans le feldspath comme dans le mica. La pierre ollaire apparaît comme roche accessoire dans cette zone.

5. Zone des schistes amphiboliques. Ils sont accompagnés de gneiss et de quartzites et forment un horizon bien caractérisé et séparé de la zone granitique centrale par des gneiss. Ils se présentent sous forme de zone continue de 100-200 à 1000 mètres de largeur, ou bien sous l'apparence de lentilles allongées. Ce schiste est un mélange schisteux d'amphibole vert foncé et de feldspath gris ou blanc.

On conçoit facilement que cette distinction de zones de différente nature amène à des conclusions sur l'âge relatif des divers éléments d'un tel massif. Le granit, le granit gneissique et le gneiss œillé, forment la partie la plus ancienne du massif, autour de laquelle se moulent les zones plus récentes, comme le montre le tableau suivant :

1. Chaîne calcaire (malm).

2. Formations intermédiaires, dogger, lias, dolomie, verrucano, schistes noirs (carbonifère).

3. Zone des gneiss séricitiques, plus récents, phyllades, et schistes amphiboliques. — Phyllades séricitiques et gneiss avec schistes feldspathiques et pierre ollaire. Schiste et gneiss amphiboliques, amphibolites.

4. Gneiss anciens au nord et au sud de la zone granitique.

5. Zone ancienne de gneiss granitique.

L'auteur admet l'existence dans le massif de l'Aar d'une série de replis qui expliquent en même temps les intercalations de calcaire dans le gneiss et les coins de

gneiss dans le calcaire, comme aussi les alternances de gneiss séricitique avec le gneiss ancien. Il a constaté l'existence de cinq replis en forme de voûte, séparés par autant de synclinales.

L'étude détaillée des phénomènes de dislocation, de contact, de plongement, a fait connaître un grand nombre de faits aussi remarquables que ceux qu'avaient révélés les recherches dans le massif de la Jungfrau.

Le massif du Gothard, y compris la vallée d'Urseren, forme la troisième partie de la description. La vallée d'Urseren est une synclinale dans laquelle on trouve les zones suivantes :

1. Gneiss sericitiques et phyllades dans lesquels on distingue : *a. le gneiss d'Urseren* qui est gris vert pâle, à grain fin et fibreux avec du mica argentin; *b. les phyllades sericitiques* qui sont à grain fin et même compacts, gris et verdâtres; *c. les mica-schistes* à mica brun clair ou muscovite.

2. Cargneule formant une zone souvent interrompue sur le versant gauche de la vallée; épaisseur 50m.

3. Calcaires jurassiques se poursuivant d'Andermatt vers la Furka, avec une épaisseur croissante; calcaires, cipolins et schistes noirs graphitiques. Ce sont tous des terrains sédimentaires plus ou moins métamorphiques.

Voici la comparaison entre les terrains du massif de l'Aar et de la vallée d'Urseren :

	Massif de l'Aar :	*Synclinal d'Urseren :*
Malm et dogger.	Calcaire et marbre, oolite ferrugineuse (dogger); coins calcaires d'Innertkirchen.	Calcaires compacts et schisteux, cipollin à Altekirche.
Lias.	Argilo-schistes brillants, gris et feuilletés (Gadmenthal). Dolomie.	Schistes noirs graphitiques. Cargneule.
Carbonifère.	Verrucano; schistes noirs.	Schistes noirs graphitiques à la route d'Oberalp.

Précarbonifère.	Gneiss et schistes séricitiques de la zone sud. Roches séricitiques du versant nord avec pénétrations de calcaires.	Gneiss d'Urseren et schistes séricitiques.

Une petite partie du massif du Gothard est contenue sur la feuille XIII; on reconnaît les zones suivantes :

1. *Une zone de gneiss granitique* qui ne se distingue pas microscopiquement de celui du massif de l'Aar.
2. *Zone de gneiss du Gothard*, (A) gneiss à deux micas (muscovite blanc et biotite foncé) à structure œillée, par suite du groupement du mica autour de gros nodules de feldspath.
3. *Une seconde zone de gneiss* forme la variété B du gneiss du Gothard; le mica y est contenu en proportion plus considérable, tandis que le feldspath est moins abondant; cette roche, la plus commune dans le Gothard, renferme des intercalations de schistes amphiboliques, de pierre ollaire et de serpentine.

En recherchant les analogies entre les roches du massif du Gothard et celles du massif de l'Aar, il ne semble pas possible au premier abord de croire à une continuation souterraine entre leurs roches, tant les différences de facies sont grandes. On est tenté d'admettre que les gneiss du massif de l'Aar sont plus anciens et il faudrait que, par suite d'une faille, aidée d'une dénudation énorme, ils aient été portés à la hauteur de ceux du Gothard et dénudés de leur couverture de gneiss récents. Mais il n'est pas probable que cela soit le cas, puisque les gneiss et schistes séricitiques qui forment la couverture du massif de l'Aar, manquent dans celui du Gothard. Il est d'ailleurs possible de démontrer que les roches qui remplissent les divers plis synclinaux entre ces massifs, sont de même âge et offrent des types analogues. Il y a là des motifs puissants

pour penser que les massifs qui en sont séparés, sont aussi du même âge, et que leurs différences pétrographiques ne sont que des différences de facies; et, si l'on admet encore que, par suite du refoulement latéral considérable, les plis ont été souvent modifiés par l'écrasement du flanc déjeté, qui a produit des plis-failles, des chevauchements, etc., on s'explique facilement les irrégularités et les lacunes dans la succession des zones analogues. La grande pression et les degrés divers de métamorphisme mécanique ont pu produire les différents caractères pétrographiques d'une même zone. En tenant compte de l'analogie de structure et de composition chimique, comme aussi des allures générales des diverses zones, il y a possibilité d'établir entre les deux massifs le parallélisme suivant [1] :

Massif de l'Aar :	*Massif du Gothard :*
Gneiss sericitique et schistes. Schiste feldspathique du Hasli et pierre ollaire [1].	Gneiss d'Urseren et schistes sericitiques du pli d'Urseren.
Schistes amphiboliques, amphibolites et gneiss. Gneiss à biotite et sericitique; gneiss avec lentilles schisteuses. Gneiss micacés du nord. Gneiss riche en micas d'Erstfelden. Gneiss du Wasenhorn. Gneiss du sud (pars).	Gneiss du Gothard *B*. Gneiss micacé et sericitique avec schistes amphiboliques, pierre ollaire et serpentine. Gneiss du Gothard *A*, à deux micas, riche en feldspath (Gneiss du Gamsboden, de Sella). Gneiss de la Fibbia.
Gneiss œillé à deux micas. Granit gneissique (protogine).	Gneiss œillé, feldspathique et rubanné de Rotondo à structure porphyroïde.
Granit lité (granit protogine).	Granits de Cacciolalp et de Rotondo.
Granit en massifs filons.	Filons granitiques.

[1] Les lignes ondulées indiquent les relations hypothétiques de facies.

Il n'est pas possible de résumer ici les observations détaillées sur ces massifs sans avoir sous les yeux les nombreux profils et croquis, qui sont indispensables pour leur intelligence. Nous renvoyons pour cela au livre de M. Baltzer.

L'auteur résume de la manière suivante les diverses phases de la formation du massif de l'Aar :

1. Formation de sédiments à structure alternativement gneissique et granitique (noyau), supportant les gneiss séricitiques, les schistes amphiboliques, etc. (enveloppe schisteuse).

2. Première dislocation et formation de fissures pendant l'action du refoulement sur cet ensemble de couches (avant le dépôt du verrucano) ; au bord occidental du massif le plus disloqué, surgissent des granits éruptifs qui pénètrent dans la couverture schisteuse, ainsi que dans les vides entre les schistes et le noyau, où ils forment des amas.

3. Plissement définitif postjurassique du massif, se prolongeant, avec intensité variable, jusque dans l'époque tertiaire. Les roches cristallines se replient à des profondeurs toujours plus grandes et se redressent. La couverture sédimentaire ne suit pas ces replis profonds, mais se plisse indépendamment, comme détachée du noyau, et se relève par places par-dessus les roches cristallines. Les modifications mécaniques et chimiques pendant ces dislocations ont dû être énormes et ne permettent d'émettre aucune conjecture sur la nature primitive des roches disloquées.

4. La dénudation, agissant simultanément avec la dislocation, a fait disparaître une épaisseur d'au moins 1000 mètres de terrain, et mis à nu, dans le massif plissé, les roches du noyau, surtout dans la partie centrale.

Le massif des Alpes tessinoises est séparé de celui du Saint-Gothard par une zone de roches sédimentaires de marbre, calcaire, dolomie, cargneule, gypse, anhydrite, schistes calcaréo-micacés, schistes à grenats noirs, et schistes gris ou vert noirâtre, contenant du disthène. Cette zone se voit déjà au col des Nufenen et du Gries, passe par le val Bedretto, par Airolo, et se continue par le val Canaria jusqu'au col du Luckmanier, avec un développement croissant en largeur (4 kilom.). M. le Dr GRUBENMANN [1] a examiné ces terrains dans leurs diverses zones dans le but de constater la portée qu'il faut attribuer aux phénomènes dynamo-métamorphiques qui paraissent avoir si souvent modifié l'aspect des roches sédimentaires dans l'intérieur des Alpes.

L'auteur distingue les zones suivantes :

1. ZONE INFÉRIEURE DE GYPSE, CARGNEULE et DOLOMIE. Elle se voit à l'entrée du val Canaria et forme plus loin l'abrupt du versant oriental de la vallée. Le gypse renferme les minéraux suivants : quartz, pyrite, mica, talc, tourmaline, disthène et de petits cristaux de zircon jaunâtre. Ce gypse (anhydrite) est entouré d'une mince enveloppe de cargneule caverneuse et de dolomie saccharoïde et micacée.

2. PREMIÈRE ZONE DE SCHISTES A DEUX MICAS (schistes à disthène). Épaisseur 2-4m. C'est une roche qui passe du gris verdâtre au vert foncé, avec un éclat nacré sur les surfaces de clivage. Entre les lames les plus épaisses, on trouve des plaques lenticulaires et enchevêtrées de mica agrégé, qui déterminent ainsi une schistosité à surfaces ondulées. On constate en outre des lamelles gris bleuâtres de disthène, des veines de quartz, accompagnées de calcites blancs et ferrugineux. C'est dans ces veines surtout que l'on trouve des aiguilles de cyanite.

L'analyse microscopique, dans laquelle nous ne pouvons pas

[1] Dr U. Grubenmann, Ueber die Gesteine der Sedimentären Mulde von Airolo. *Mittheil. der Thurgauischen naturf. Gesellsch.*, 1888, fasc. VIII, p. 1-27.

suivre l'auteur, a fait découvrir que cette roche renferme deux micas, dont l'un à deux axes et l'autre à un axe, puis des aiguilles de rutile, de la tourmaline en cristaux microlithiques ou en prismes hémimorphes, du disthène en bandes à structure fibreuse, de la *zoïsite* bien moins fréquente que le disthène, et quelquefois des grains ou des cristaux de zircon et des amas de minerais donnant après dissolution la réaction du fer (magnétite); on observe encore des petits cristaux de pyrite.

L'analyse chimique a permis de reconnaître que l'un des micas, de couleur blanche, était un *mica calcaire* ou margarite (Perlglimmer) tandis que le mica foncé paraît être un *mica meroxène;* l'analyse sommaire de la roche démontre que les deux micas sont dans le rapport de 20 : 9; ce dernier chiffre représentant le mica blanc margarite. Les schistes à disthène sont accompagnées de nombreuses alternances de schistes quartzitiques argilo-calcaires. La désagrégation donne à cette roche une teinte rosée ou de couleur rouille. L'apparition d'intercalations d'un quartzite ferrugineux brunâtre forme le passage au groupe suivant :

3. Le schiste argilo-micacé a grenats, commence par dix alternances avec le quartzite ferrugineux. Ils forment deux horizons; l'inférieur, épais de 1^m, est plus clairement teinté, avec taches couleur rouille, à éclat nacré; le niveau supérieur, épais de 4^m, a une couleur gris noir foncé avec un éclat plus faible. Entre les deux se trouve, sur dix mètres, du quartzite gris brun ferrugineux. On a trouvé dans ces schistes, au col de Nufenen et à Fontana, des *Bélemnites*, ce qui les a fait classer dans le terrain jurassique. L'analyse microscopique y a fait découvrir, les micas (blanc et brun) et des grains de quartz, outre des prismes de tourmaline, passablement de rutile, de la zoïsite et des grenats.

4. Le micaschiste calcaire forme une zone de 300^m d'épaisseur. C'est un calcaire argilo-schisteux, dont les feuillets sont couverts de paillettes de mica blanc ou gris clair. On remarque des intercalations de quartzite, de grès schisteux; et vers le haut, la roche passe à un marbre blanc à gros grain. Le microscope montre la prédominance du carbonate de chaux; les lamelles déformées et courbées du mica témoignent du déplacement que la roche a subi sous l'effet de la pression; on constate en outre des substances charbonneuses graphitoïdes (origine organique) et du minerai de fer opaque.

5. Une seconde zone de schiste a deux micas et disthène succède au micaschiste calcaire, mais n'atteint que 1^m50 d'épaisseur et offre, quant à la nature spéciale de la roche, sensiblement les mêmes caractères que celle de la zone inférieure.

6. La zone supérieure de gypse, dolomie et cargneule, suit le pied de la pente rapide au nord d'Airolo. Les analyses chimiques de la dolomie lui donnent une composition très voisine de la combinaison chimique $Ca_2 Mg (CO_3)_8$. Un échantillon de couleur jaune est moins riche en Mg mais contient du Fe O; dans une certaine quantité de résidu insoluble, le microscope fait découvrir des lamelles incolores de mica à deux axes (margarite), mica verdâtre (biotite), quartz, tourmaline, rutile et zircon.

7. La zone supérieure du schiste a deux micas, commence par une roche carbonatée, fragmentée, blanc jaunâtre à grain fin avec talc qui est remplacé peu à peu par de la biotite foncée et passe enfin au schiste à deux micas. Semblable à celui de la deuxième zone, ce schiste renferme du mica blanc et brun en proportion presque égale. La stratification est déterminée par des feuillets minces de carbonate et d'argile. L'analyse microscopique démontre l'identité de cette roche avec celle des autres zones.

L'auteur formule ensuite des conclusions sur la nature de ces roches et sur la part qu'il faut attribuer, dans leur genèse, à l'influence de la pression, c'est-à-dire au métamorphisme dynamique.

Il est indubitable que toutes ces roches sont d'origine sédimentaire, il est dès lors étrange d'y trouver les inclusions minérales indiquées; leur structure témoigne d'une transformation profonde de leur aspect primitif. On se demande à quelles forces il faut attribuer cette transformation.

On peut admettre que le gypse et la dolomie forment les sédiments les plus anciens et que, primitivement, les niveaux supérieurs se composaient de calcaires argileux, représentant ainsi la série du trias et des sédiments jurassiques. C'est à la pression que doit être attribué le rôle prépondérant dans leur transformation. Le gypse et l'anhydrite ont été peu modifiés ; le calcaire argileux a pris la texture feuilletée qui caractérise les schistes à deux micas, avec les minéraux accessoires qui y sont con-

tenus. L'excédent de SiO_2 et de $CaCO_3$ s'est séparé en grains ou en lits continus. On pourrait attribuer à une pression ayant agi dans tous les sens la formation des nodules et cristaux de grenats; la texture exclusivement feuilletée doit être attribuée à une pression unilatérale. Il n'y a pas de doute que la synclinale d'Airolo a subi une très forte compression qui a considérablement réduit sa largeur. Quelle que soit la cause à laquelle on attribue ces transformations, les roches sédimentaires de cette synclinale sont un des plus beaux exemples du métamorphisme dynamique.

Les Alpes de l'Engadine, qui s'élèvent au sud de la vallée de l'Inn, se font remarquer par le grand développement des formations mésozoïques calcaires et dolomitiques qui appartiennent au trias et au lias. Cette chaîne se poursuit comme une étroite zone entre les massifs cristallins voisins et se lie à l'est au massif, également calcaire, de l'Ortler. On trouve, d'après M. Gümbel [1], au-dessus des schistes anciens, en pénétrant dans ceux-ci, les roches mésozoïques suivantes :

Trias. 1. Bancs de *grès* en lits minces et de *schistes argileux* feuilletés de couleur rouge ou gris verdâtre, remplacés parfois par une brèche particulière (en partie verrucano) qui imite l'aspect d'un gneiss séricitique (niveau du grès bigarré des régions extra-alpines).

2. Puissante série de *cargneule* avec bancs et lentilles de gypse.

3. *Calcaires* et *dolomies* noirs foncés ou gris noirs, en bancs peu épais, à délits argileux et à surfaces inégales. Vers le haut apparaissent des couches argileuses et marneuses. *Terebratula vulgaris*, *Dadacrinus gracilis* indiquent l'âge du muschelkalk.

4. Deuxième zone de *cargneule* avec gypse, dont la facile désagrégation donne lieu à des enfoncements, cols et cirques rocheux.

[1] Dr v. Gümbel, Geologisches aus dem Engadin. *Jahresbericht der Naturforsch. Gesellsch. Graubünden*, 1888, XXXI, p. 1-70.

5. La grande *dolomie* a la part la plus importante dans la composition des montagnes calcaires; elle atteint jusqu'à 1000^{m} d'épaisseur et surmonte la cargneule en parois abruptes et déchirées.

LIAS. 1. Étage *rhétien.*

2. *Calcaires gris* et *rougeâtres* à débris de crinoïdes surmontant la dolomie et la série des roches mésozoïques, se terminant par :

3. *Marnes grises* ou *noires.*

On n'a pas trouvé jusqu'à présent de sédiments plus récents que le lias dans cette région des Alpes grisonnes.

Les schistes cristallins qui forment la base des sédiments calcaires et dolomitiques sont, soit du gneiss ou des roches cristallines d'autre nature, soit aussi, sur de grandes surfaces, des schistes micacés argileux, brillants comme des phyllades, qui renferment des couches de calcaires cristallins et des grès calcaires.

Toutes ces roches doivent rentrer dans le système archéen, mais les opinions varient encore beaucoup au sujet de l'âge des schistes lustrés ou phyllades, qu'on a rangés dans la série des schistes cristallins, dans le lias et même dans le flysch éocène; il convient donc, vu la diversité d'opinions, de ne les désigner pour le moment que du nom de *schistes grisons* (Bündnerschiefer).

L'auteur décrit la structure des points les plus intéressants. Les couches sédimentaires dolomitiques et calcaires forment souvent des intercalations dans les massifs gneissiques; elles y pénètrent sous forme de coins ou lambeaux écrasés, analogues aux remarquables phénomènes décrits par M. Baltzer dans le massif de la Jungfrau et du Gstellihorn.

La région de Tarasp offre, sur une immense épaisseur,

les micaschistes argileux (Thonglimmerschiefer), qui sont fortement contournés et renferment des bancs de grès et quelques intercalations de calcaires gris cristallins; les schistes verts ne s'y rencontrent que rarement. Les seuls restes organiques trouvés dans ces schistes sont des traces d'algues.

Les nombreuses sources minérales de Tarasp et de Schuls sont limitées au sud par la zone de schistes argileux. Une zone de schistes chloriteux, dioritiques et amphiboliques, de couleur verte, sépare cette zone des massifs calcaires qui s'élèvent au sud. Les schistes verts sont identiques à ceux qui forment le haut de la chaîne du Piz Cotschen-Chiampatsch-Mondin, et renferment des intercalations de serpentine, de granit vert (Juliergranit) et de diorite, avec gneiss séricitique.

Ces deux terrains déterminent le caractère orographique de la Basse-Engadine. Au nord dominent des formes régulières des terrains schisteux, tandis qu'au sud apparaissent les sommets déchirés et découpés des montagnes calcaires. Les terrains calcaires apparaissent au milieu des roches cristallines et y forment des replis semblables aux intercalations calcaires dans le gneiss des Alpes bernoises.

Les terrains de transport de l'époque glaciaire jouent un grand rôle dans la configuration actuelle de la Basse-Engadine; les dépôts et les polis glaciaires s'élèvent sur le flanc de la vallée jusqu'à 1600 mètres et plus haut.

Le profil donné par M. Gümbel du val d'Uina montre deux plis synclinaux de verrucano et de trias dans le gneiss; l'un est droit, l'autre couché.

La coupe le long du val Triazza, à partir de l'Inn jusqu'au Piz Lischanna, offre une succession des plus

remarquables de couches sédimentaires, qui forment un pli synclinal, couché au nord. Le gneiss (schistes verts) du fond de la vallée renferme deux intercalations de serpentine; il surmonte les assises suivantes :

1. Schistes phyllades noirs et gneiss séricitiques dont le contact avec les couches suivantes est caché par de l'erratique.
2. Brèche verdâtre (verrucano).
3. Grande épaisseur de cargneule avec gypse et efflorescences de sel.
4. Conchylien avec *Gyroporella pauciferata.*
5. Schistes argileux noirs avec écailles de *poissons* et *Bactryllium* (= Schistes de Perledo et de Wengen).
6. Dolomies et calcaires esquilleux à rognons de silex et *Gyroporella* (= calcaire du Wetterstein).
7. Cargneule.
8. Immense épaisseur de calcaire gris dolomitique formant les escarpements de Piz Triazza et se recourbant en synclinale pour reparaître au sommet du Piz Lischanna. Dans cette synclinale sont renfermés :
9. Marnes décomposées grises du rhétien.
10. Calcaire à *Crinoïdes* rouge, facies de Hierlatz (lias moyen).
11. Schistes argileux gris et rouges à *Belemnites.*
12. Schistes gris foncés à *Algues*, semblables au lias de l'Algäu.

La présence de ces deux derniers niveaux dans le voisinage presque immédiat des *schistes grisons* est d'une haute importance. Il écarte toute possibilité d'assimiler ces deux terrains, c'est-à-dire de considérer les schistes grisons comme des schistes liasiques transformés.

Nous passons plus rapidement sur les observations faites par l'auteur dans la vallée de Scarl, le long du col d'Ofen, entre le Münsterthal et la vallée de l'Inn, dans le val Chiamucra, où les mêmes terrains mésozoïques surmontent le gneiss et les schistes verts et offrent des contournements analogues. Au col d'Ofen, on trouve des marnes et des grès calcaires renferment

de nombreux fossiles de l'étage *Raiblien* (*Gervillia, Mytilus, Myophoria, Megalodon, Pentacrinus*, etc.); le calcaire liasique à crinoïdes (Hierlatz) se montre aussi sur divers points.

L'auteur ajoute encore quelques considérations sur les schistes grisons. Ces schistes, qui sont généralement de couleur grise, micacés et argileux, rendus quelquefois presque noirs par la présence de particules charbonneuses, forment une large zone, du Rhin antérieur à l'Inn, et se continuent dans le Tyrol. Ils renferment souvent des bancs de grès grossiers (Grauwacke) et sont remarquables par la facilité de leur désagrégation et par le nombre et la finesse de leurs plissements; ceux-ci n'influent cependant pas les veines de calcite et de quartz qui les traversent, preuve que ces derniers sont d'époque postérieure.

Les analyses chimiques ont mis en évidence la composition essentiellement argileuse de ces schistes et la présence de petites écailles et fibres charbonneuses qui ne sont pas graphitiques, ainsi que des aiguilles assez abondantes de rutile.

M. Gümbel pense que les schistes grisons se rangent très naturellement dans la série paléozoïque et représentent peut-être le système cambrien; il doute de l'authenticité des *Belemnites* et des fossiles semblables à des *Gryphées*, que Théobald a signalés dans cette formation.

Certains niveaux des schistes argileux se couvrent d'abondantes efflorescences salines de couleur blanche; par exemple, en amont de l'Hôtel des Bains de Tarasp, dans quelques gorges du val Clozza, à Chialzina, Spadha, Sinestra, etc. Ces efflorescences se composent de sulfate

de magnésie avec un peu de gypse, de carbonate de soude et de chlorure de sodium. Elles se montrent toujours sur la limite des schistes et de la zone des serpentines. Ailleurs, sur la route d'Ardez, on les voit aussi à la surface du gypse. Dans les deux cas leur composition est la même :

	Efflorescences du schiste argileux :	Du gypse :
Sulfate de magnésie	52,23	50,10
Eau.....	47,52	48,32
Carbonate de soude	traces.	0,60
Sulfate de soude.....	traces.	traces.
Chlorure de sodium	traces.	1,12
	99,350	100,14

Leur origine doit être recherchée dans les lentilles de gypse de la zone des serpentines ; le transport de ce sel par les eaux vers la surface explique à la fois la formation des efflorescences sur le schiste argileux qui n'est que peu magnésifère et l'origine des sources minérales de la Basse Engadine.

Les sources minérales de cette région sont accompagnées d'émissions d'acide carbonique, dissous dans l'eau, ou à l'état libre dans les moffettes ; l'auteur estime à six mètres cubes par heure l'émission de ce gaz. Il n'est pas possible d'en indiquer la provenance.

L'origine des autres matières de ces eaux peut s'expliquer comme suit : Le sodium y est contenu à l'état de bicarbonate, de chlorure, de sulfate, et en petite quantité comme iodure. Il paraît aussi provenir du gypse. Les carbonates de chaux, magnésie, fer et manganèse, ont une autre origine ; la chaux provient sans

doute par dissolution du calcaire au contact avec l'eau chargée d'acide carbonique; il en est de même de la magnésie par rapport aux calcaires dolomitiques.

La température des sources est à peine supérieure à la température annuelle moyenne.

Alpes orientales. — M. H. FINKENSTEIN[1] a décrit la structure géologique d'une petite région des Alpes bavaroises, celle du Laubenstein, à propos de l'étude de la faune de Brachiopodes des couches du dogger. Le Laubenstein est un petit massif resserré entre la rive droite de l'Inn et le torrent Prien (Priener Ache), qui se jette dans le Chiemsee. Les terrains sédimentaires de cette région, plusieurs fois repliés en synclinales et en voûtes, sont entrecoupés de nombreuses failles transversales. L'auteur a relevé avec soin la série des assises, qui offre un terme de comparaison précieux. Nous résumerons plus loin ces terrains, embrassant le trias, très complet, le lias, le dogger et le crétacé jusqu'au cénomanien.

Versant sud des Alpes centrales. — M. H. NICOLIS[2] a décrit l'aspect géologique des Préalpes septentrionales du versant sud des Alpes, autour du lac de Garda. Il en esquisse la stratigraphie et la structure, l'origine des vallées et le rôle des dislocations. Les éruptions basaltiques qui s'y rencontrent paraissent être prétertiaires et postérieures au crétacé. Après avoir consacré un chapitre au régime hydrographique et à la géographie phy-

[1] H. Finkenstein, Der Laubenstein bei Hohen-Aschau. Ein Beitrag zur Kenntniss der Brachiopodenfauna des unteren Alpinen-Doggers. *Neues Jahrb. für Mineralogie*, etc. VI *Beilagebd.* 1888, p. 36-104; 4 pl.

[2] Enrico Nicolis, Breve illustrazione degli spaccati geologici delle Prealpi settentrionali. *Verona*, 1888.

sique, il termine par l'énumération des fossiles de la région décrite (province de Vérone). Ils représentent tous les terrains du jurassique inférieur au miocène moyen, surmonté du quaternaire.

JURA ET PLATEAU. — M. L.-ABEL GIRARDOT[1] a publié un premier fascicule d'un mémoire qui comprendra toutes ses recherches sur les environs de Châtelneuf, région située au sud de Champagnole. Nous avons mentionné plusieurs fois déjà les recherches de ce géologue (Revue pour 1886 et 1887); elles sont résumées dans ce travail et complétées par de nouvelles observations. Cet ouvrage formera, lorsqu'il sera terminé, une source précieuse de documents pour l'étude de cette partie du Jura. Le premier fascicule renferme, sous forme d'introduction, des généralités sur l'orographie de la structure géologique du plateau de Châtelneuf, l'historique des travaux géologiques sur cette région et une liste bibliographique complète.

Les *Archives* ont déjà rendu compte des résultats scientifiques de l'excursion de la SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE SUISSE[2] dans le Jura bernois et soleurois, à la suite de la session de la Société helvétique des sciences naturelles à Soleure (8-12 août 1888).

Les gisements de calcaire d'eau douce, près de Moûtiers, ont été examinés avec soin à cette occasion. On sait qu'ils avaient été découverts par M. Choffat et que M. Maillard en avait décrit les fossiles comme purbec-

[1] Abel Girardot, Recherches géologiques dans les environs de Châtelneuf. *Public. de la Soc. d'émulation du Jura.* Lons-le-Saunier, 1888, fascic. I, 168 p., 8°.

[2] *Archives des Sc. phys. et nat.*, 1888, XX, p. 495-502. *Acta Soc. helv. Sc. nat.* Soleure, 1888.

kiens. Plus tard, M. Gilliéron les a rattachés à l'éocène (Revue pour 1887, p. 338).

Quoique le gisement du champ Vuillerat fasse paraître cette dernière manière de voir comme très naturelle, on pourrait encore expliquer cette coupe par un glissement du terrain sidérolithique entre le malm et le calcaire d'eau douce, ou bien par une injection de ce terrain, car les deux terrains calcaires ne sont pas concordants. Au gisement de la Charrue, le calcaire d'eau douce est très nettement superposé au kimmeridgien.

Un autre sujet d'étude a été les interstratifications apparentes de marne d'Hauterive, accompagnée quelquefois de limonite valangienne, dans l'intérieur de fissures ou le long des délits des bancs du massif valangien inférieur, près de Bienne. Ces accidents sont visibles le long de la voie ferrée entre Bienne et Douanne, et dans plusieurs carrières ouvertes sur ce parcours.

MM. Rollier et Renevier ont cru pouvoir expliquer ces intrusions par des érosions sous-marines du valangien avant le dépôt de l'hauterivien, et par le remplissage des cavernes ainsi formées par la limonite et la marne d'Hauterive; la majorité des géologues présents s'est ralliée plutôt à l'idée de voir dans ces accidents une conséquence de l'état de dislocation de la montagne. Le fort redressement du valangien permet aisément de supposer la présence de fissures béantes, et les vides résultant des bancs séparés les uns des autres ont pu recevoir des lambeaux de marne d'Hauterive.

Les recherches de ces quatre jours d'excursion ont encore porté sur les points suivants :

1. La fixation du vrai niveau de l'étage rauracien; cet étage n'est qu'un facies de l'argovien supérieur, correspondant aux

couches du Geissberg et quelquefois même aux couches d'Effingen (cluse de Moûtiers).

2. La structure remarquable des cluses de Moûtiers avec ses replis successifs, renfermant encore dans les synclinaux des lambeaux de tertiaire (sidérolithique et mollasse) (profils par M. E. Greppin).

3. La structure et la succession des terrains au Montoz, dont la stratigraphie est des plus remarquables (profils par M. Rollier).

4. La nature des couches tertiaires du vallon de Tavannes (près Court); mollasse marine typique et poudingue à galets cristallins; sables à Dinotherium de Vélé, près Court.

5. L'examen de la chaîne du Weissenstein avec sa belle voûte, penchée d'abord au S.-E. et ensuite au N.-O., et dont la rupture anticlinale laisse voir les couches régulières oolithiques (profil par M. le prof. Lang).

M. H. Frey [1] a décrit la structure du Hauenstein et démontre que, dans cette zone, toutes les chaînes du Jura, dont Gressly avait distingué cinq, se trouvent concentrées en trois lignes orographiques. L'examen détaillé permet néanmoins de distinguer les cinq plis, qui, resserrés en un nœud, en sont d'autant plus accentués et sont tous déjetés au nord.

Forêt noire. — M. de Lapparent [2] a publié une réplique à la note de M. Steinmann, sur l'origine des Vosges et de la Forêt-Noire (voir Revue pour 1887, p. 24). Sans contester l'observation sur laquelle se base M. Steinmann pour attester la nature de « Horste » du double massif de la Forêt-Noire et des Vosges, M. de Lapparent soutient que les plus récents des fossiles découverts sur le flanc de Feldberg, à 1020 mètres d'altitude, étant d'âge bathonien, il est plausible d'admettre qu'à l'époque du malm ce massif était déjà émergé.

[1] *Archives des sc. phys. et nat.*, 1888, t. XX, p. 338 et *Acta Soc. helv.* Soleure, 1888.

[2] De Lapparent, Note sur le mode de formation des Vosges. *Bull. Soc. géol. France*, 1887, t. XV, p. 181-184.

Le lambeau de poudingue à galets cristallins et sédimentaires, signalé par M. STEINMANN[1] dans le Höllenthal, près Alpersbach, dans l'intérieur du massif de la Forêt-Noire, a été soumis par ce géologue à un examen plus détaillé, et il est arrivé à des résultats fort intéressants sur l'origine de ses dépôts et ses relations avec les poudingues tertiaires du voisinage (voir Revue pour 1887, p. 24).

C'est l'ouverture d'une galerie, longue de 38 mètres, qui a mis à découvert cette roche intéressante, qui repose, sous forme de lambeau isolé, sur les roches cristallines (gneiss micacé) et qui n'atteint qu'un volume total de 40,000 mètres cubes. L'amas est sans stratification apparente, composé de galets peu arrondis, à usure peu prononcée, réunis par une masse argileuse tenace, mêlée de débris plus menus. Les matériaux cristallins prédominent sur les débris d'origine sédimentaire, dans la proportion de 2 : 3 ou de 3 : 2. Les débris de roches mésozoïques sont d'âge triasique, liasique, et du dogger.

Il est donc clair que cette roche est de formation post-jurassique et en tout cas plus récente que le jurassique inférieur, puisqu'on n'y a pas reconnu de débris plus récents que la grande oolithe. Ces débris atteignent de $0^m,10$-$0^m,50$ de diamètre, et appartiennent à toutes les roches, depuis le grès bigarré moyen jusqu'à ce terrain. Les roches cristallines sont en majorité des gneiss micacés avec des porphyres quartzeux, deux roches qui se trouvent dans les environs immédiats du gisement, et dont l'origine se devine facilement. Mais ce

[1] G. Steinmann, Die Nagelfluh von Alpersbach im Schwarzwalde. Ein Beitrag zur Geschichte der Alemanischen Gebirgstafel. *Berichte der Naturf. Gesellsch. zu Freiburg in Br.*, t. IV, p. 1-32

qui est certain, c'est le fait que, à l'ouest comme à l'est, les points les plus rapprochés où se trouvent encore des dépôts mésozoïques en place, sont à une distance moyenne de 18 kilom., et sont à peine plus élevés, et même généralement plus bas que le gisement du poudingue d'Alpersbach.

Les graviers glaciaires et diluviens de la Forêt-Noire manquant complètement de matériaux jurassiques, il paraît fort probable que cette formation est contemporaine des poudingues tertiaires (miocène moyen) qui entourent la Forêt-Noire à l'ouest, au sud et à l'est. Le poudingue d'Alpersbach lui-même est dépourvu de tout fossile; son âge ne peut donc être déterminé que par la comparaison avec les dépôts miocènes du voisinage.

Suivant cet auteur le double massif de la Forêt-Noire et des Vosges était autrefois entièrement couvert de dépôts mésozoïques du trias jusqu'au malm, et que les dénudations l'ont peu à peu fait disparaître. Le poudingue d'Alpersbach est d'origine analogue et sensiblement du même âge que le poudingue jurassien (Juranagelfluh).

L'auteur termine son étude par un aperçu sommaire sur la tectonique du massif des Vosges et de la Forêt-Noire, et en explique très clairement le mode de formation.

M. Steinmann a réuni dans un tableau, dont nous donnons ci-après un résumé, la composition des poudingues miocènes entre la Forêt-Noire et le Jura, et parallélisé les dépôts miocènes de cette région:

	RANDEN Sud	RANDEN Nord	KLETTGAU	ARGOVIE Nord	JURA BERNOIS	
Miocène supérieur.	*Poudingue jurassien* (60m) à galets de *malm* en prédominance? Galets de la Forêt-Noire. *Marnes d'eau douce* à *Helix sylvana* et *Tudora Larteti*.	*Poudingue jurassien* avec galets d'*oolite* et de *calc. à coraux*. *Couches saumâtres*. Grès calc. à *Melania Escheri*, *Dreissena clavæformis*, *Cardium sociale*.	*Poudingue jurassien* (16m) avec marnes et peu de galets (180m). *Trias, oolithe* et *calc. à coraux* du jurassique. *Sables à Melania* (12-22m). Galets de *roches cristallines*, *du trias*, *du jurassique*, *oolithe et calc. à coraux*.	*Marnes à Helix*. *Poudingue* à galets du *Jura argovien*? Galets des Alpes. *Mollasse d'eau douce supérieure* à calcaires et charbon.	*Mol. d'eau douce sup.* *Poudingue d'eau douce* (20m) à galets de roches *sédimentaires* et *cristallines des Vosges*.	Galets sans perforations.
Miocène inférieur.	*Poudingue à Ostrea* et calc. grossier. 10m. *Melanopsis citharella*, *Nerita plutonis*, *Turitella*. *Galets jurassiens et oolitiques*.	*Sables à Ostrea* et *galets alpins*. Galets *cristallins* de la *Forêt-Noire* assez rares.	*Poudingue à Ostrea* et *calc. à Turritelles*. Galets plus volumineux au N. qu'au S. Galets *cristallins* de la *F.-N.* et? des *Alpes*. Galets du *trias* et du *jurassique*, *oolithes* et *c. à coraux*? calc. alpins. *Mollasse d'eau douce inférieure* sans galets.	*Helvétien II* ou grès coquillier. *Helvétien I* comme au Randen nord, mais *sans galets*. *Mollasse d'eau douce infér.*	*Helvétien* avec galets de *roches cristallines* des *Vosges*? ou des *Alpes*. *Delémontien* d'eau douce.	Galets avec perforations.
	Malm.	Sidérolithique.	Sidérolithique.	Sidérolithique.	Oligocène.	

M. A. SCHMIDT[1] a publié la seconde partie d'un travail sur la géologie du Münsterthal, dans la Forêt-Noire, en s'attachant spécialement à l'étude des *porphyres*. Ce sont des porphyres felsitiques appartenant à trois types principaux : 1° *Porphyre grenu*. 2° *Porphyre à cristaux* (Krystallporphyr) à structure microgranitique, à gros cristaux d'orthose et de quartz. 3° *Feldstein Porphyr* également à structure microgranitique, sans inclusions très grandes. L'étude des gisements de ces porphyres permet de fixer l'âge de ces roches qui paraissent appartenir à une époque intermédiaire entre le culm et le vieux grès rouge.

Roches et minéraux.

La SOCIÉTÉ D'EXPLOITATION[2] des mines et salines de Bex a fait paraître une notice sur cette entreprise. Cette publication ne mentionne peu de faits purement géologiques ; elle traite plutôt les côtés industriels et techniques de l'exploitation. Elle renferme cependant une carte au $^1/_{10000}$ indiquant l'étendue du réseau de galeries commencé, il y a deux siècles, sous le régime bernois et qui atteint actuellement une longueur totale de plus de 40 kilomètres, dont la plus grande partie est abandonnée ou même effondrée. Un profil à la même échelle donne la distribution verticale des travaux.

L'exploration des mines de Bex a permis à M. SCHARDT[3]

[1] A. Schmidt, Geologie des Münsterthals im badischen Schwarzwald. II. Die Porphyre, 8°, 172 p., 1887.

[2] Notice sur les salines de Bex et leur exploitation par la Compagnie des mines et salines de Bex durant les vingt premières années de sa concession. Bex, imprimerie F. Droz, 1888.

[3] *Archives des sc. phys. et nat.*, 1888, XX, p. 333.

d'étudier avec détails les gisements salifères et la nature même de la roche exploitée. A l'inverse de ce qui a lieu d'habitude dans les dépôts de cette nature, le sel gemme de Bex n'est pas disposé en lits alternants avec des marnes et des argillites. La roche salifère est une brèche des mieux caractérisées, composée de débris de gypse anhydre, de calcaires, de schistes, de marnes argileuses verdâtres et argillites, contenant de rares rognons siliceux, le tout relié par un magma formé de gypse ou par du sel gemme pur. Cette brèche forme des amas lenticulaires assez irréguliers et disposés verticalement, d'une largeur de 30 mètres au plus, d'une hauteur et d'une longueur considérables. Sur le bord de ces poches, l'anhydrite s'enchevêtre avec la brèche, et, même dans le milieu, on constate par places une vague stratification très contournée, et surtout des preuves d'un mouvement lent des matériaux. On peut donc supposer que primitivement le sel de Bex formait des lits alternant avec de minces feuillets de marnes, d'argile, de calcaires dolomitiques, etc., que la dislocation de la montagne a complètement bouleversés et broyés, en effaçant presque complètement toute trace de la stratification primitive. Certains galets arrondis, très durs, qui abondent dans cette roche, sont nommés *boules* par les mineurs et portent, à leur surface visiblement usée, des stries absolument semblables aux stries des galets erratiques; c'est le déplacement lent de ces galets dans l'intérieur de la brèche gypseuse qui est la cause de leur usure et des stries.

Le grès moucheté verdâtre, nommé grès de Taveyannaz, d'après une alpe du massif des Diablerets, se retrouve dans toute la longueur de la chaîne des Alpes, de St-Bonnet, près Grenoble, jusqu'au Sentis. Studer a déjà insisté

sur la ressemblance de cette roche avec un tuf dioritique. M. C. SCHMIDT[1] vient de publier les résultats d'analyses microscopiques de plusieurs échantillons de cette roche; elles confirment entièrement les suppositions de Studer sur l'origine éruptive des matériaux constitutifs de cette roche.

Ce grès se rencontre dans divers horizons de la formation éocène, soit en massifs puissants, soit en dépôts subordonnés et passe quelquefois aux grès du flysch. La stratification y est très nette et concordante avec celle des terrains encaissants. L'examen des grès de Taveyannaz du massif des Windgällen avait fait envisager cette roche comme étant de nature franchement clastique. M. Schmidt a examiné un nombre plus grand d'échantillons appartenant à diverses variétés provenant de l'alpe de Solalex aux Diablerets. La roche est de couleur vert jaunâtre; on y reconnaît de suite du feldspath et quelques grains isolés de quartz. Le microscope fait découvrir des baguettes de feldspath irrégulièrement orientées et qui paraissent être du plagioclase (oligoclase). L'orthose paraît rare. La présence de l'augite est surtout caractéristique. L'amphibole et le mica sont rares; le quartz est un peu plus fréquent, en grains irréguliers, avec inclusions liquides. Les interstices entre ces éléments sont comblés par des matières chloritiques, des carbonates et des minéraux opaques.

Sa structure et sa composition classent cette roche dans les *diabases quartzifères;* le groupement des baguettes du feldspath ne permet pas d'y voir une roche clastique.

[1] C. Schmidt, Ueber den sogenannten Taveyannaz-Sandstein. *Neues Jahrbuch für Mineralogie,* etc., 1888, II, p. 80-84.

Les variétés de teinte gris verdâtre, plus claires et mouchetées sont plus décomposées que les autres et renferment souvent du mica muscovite. Le feldspath y est plus décomposé, le quartz et l'orthose y sont plus fréquents.

Un autre échantillon de la région du lac de Thoune a franchement la structure d'un grès composé de gros grains de quartz, de calcite, avec lamelles de mica muscovite. Le feldspath est très décomposé; le calcite et la chlorite forment le ciment. Un fragment de calcite est indubitablement d'origine organique (*calcaire à Lithothamnies*).

On ne peut pas mettre en doute la relation du grès de Taveyannaz avec les diabases éocènes. A côté des vraies diabases, il y a aussi d'autres roches composées de fragments de diabases compactes. Ces roches diabasiques ont de l'analogie avec les ophites des Pyrénées qui ont une structure franchement éruptive; ce caractère fait entièrement défaut au grès de Taveyannaz; mais si les Pyrénées avaient subi les mêmes bouleversements que les Alpes, les ophites de cette chaîne seraient probablement tellement modifiées dans leur disposition qu'on aurait de la peine à y reconnaître une roche éruptive.

Une découverte importante vient d'être signalée par M. le Dr E. DE FELLENBERG[1]; c'est celle de la jadéite au Piz Longhin (vallée de Bregaglia, Grisons). Aucun des ouvrages sur la géologie de la Suisse et des Grisons en particulier, ne mentionne la présence de ce minéral dans les Alpes.

Les premiers fragments furent trouvés en 1886 dans

[1] E. de Fellenberg, Ueber Jadeit vom Piz Longhin, Bergell. *eues Jahrb. f. Mineralogie*, etc., 1889, t. I.

le lit du ruisseau d'Ortlegna et paraissent avoir été charriés par les eaux et les avalanches; un ravin nommé la Canaletta, qui débouche dans ce torrent au pied du Piz Longhin, en a aussi fourni quelques blocs, mais seulement dans la branche médiane. L'affleurement d'où la précieuse roche a été détachée, n'a pas pu être atteint. Il paraît cependant assez certain qu'il se trouve au pied de l'arête du Piz Longhin. Cette arête est entièrement formée de serpentine qui se superpose à un massif de calcaire noir grenu, reposant sur un lit de calcaire dolomitique. C'est au contact de la serpentine et du calcaire que se trouve probablement la jadéite. Elle se rencontre en rognons ou lentilles dans l'intérieur d'une roche felsitique gris jaunâtre extrêmement dure, et qui contient souvent des parties de couleur jaune-soufre, formées d'un minéral décomposé à la surface et qui ressemble à la picrolithe. Les lentilles de jadéite renferment dans leur intérieur de la jadéite noble de couleur gris blanc et rubané de vert. Elle est compacte, la cassure finement grenue et esquilleuse, dans les variétés pures le bord est diaphane. Un petit bloc, dans le lit de l'Ortlegna, est composé par moitié d'un calcaire gris qui passe à une masse très dure blanche ou jaunâtre, parsemée de taches d'un beau vert émeraude, et très semblable au jade impérial de Mongoung (Birmanie).

L'examen du contact de la serpentine et du calcaire gris a permis de trouver des indices irrécusables que c'est bien là le gisement de cette roche. Il reste cependant encore à déterminer par l'analyse chimique si le minéral en question est bien de la jadéite; car on s'attendrait plutôt à trouver de la néphrite au contact de roches calcaires et magnésiennes. D'autre part, il ne paraît pas

probable que ce gisement soit celui qui a fourni les objets en jadéite trouvés dans les stations préhistoriques, vu qu'il n'a été dénudé que très récemment.

Dans une notice minéralogique sur le champ d'excursion du club alpin suisse, MM. Raph. RITZ[1] et Théod. WALPEN donnent une liste des minéraux de la vallée de Goms (Haut-Valais) que M. DE FELLENBERG a complétée de quelques additions. Aucune région du Valais n'est aussi riche en variétés de minéraux rares ou recherchés. La liste très complète de M. Ritz en fait foi. Elle est dressée dans l'ordre des localités et des gisements, sur lesquels l'auteur donne diverses indications topographiques et orographiques, avant d'énumérer les espèces minérales qui s'y rencontrent.

M. C. SCHMIDT[2] a constaté dans les fissures du grès de Taveyannaz de Merligen, au bord du lac de Thoune, de la célestine en fines aiguilles rayonnantes et d'un éclat soyeux. M. L.-R. de Fellenberg avait déjà signalé de la laumontite de cette localité. M. Schmidt a constaté l'association de ces deux minéraux.

M. C. SCHMIDT[3] a signalé la présence de l'ægirine dans la phonolithe du Kaiserstuhl. La phonolithe renferme des inclusions qui sont, soit des débris de roches entraînées, soit des concrétions formées par le magma même de la roche. Les plus abondantes sont la wollastonite, la natrolithe et la calcite. Dans certains échantillons, pro-

[1] Mineralvorkommnisse des Excursionsgebietes. *Jahrb. S. A. C.*, 1889, XXIII, p. 355-386, 8°.

[2] *Archives des sc. phys. et nat.*, 1888, XX, 380. *Acta Soc. helv.* Soleure, 1888.

[3] Dr C. Schmidt, Ægirin aus dem Phonolith von Oberschaffhausen im Kaiserstuhl. *Bericht über die XXI. Versamml. des oberrhein. geol. Ver.* 1888.

venant d'une carrière près d'Oberschaffhausen, on trouve des cavités remplies de natrolithe, accompagnée de calcite, dans laquelle se trouvent disséminées des fibres de wollastonite décomposée et des cristaux prismatiques d'ægirine. Ces derniers ont 15 millimètres de longueur et 3 à 4 millim. de largeur. La calcite et la natrolithe d'une part, l'ægirine et la wollastonite de l'autre, sont des formations d'origine distincte. Cette roche était un remplissage de wollastonite parsemée d'aiguilles d'ægirine. La décomposition de la wollastonite des parties sodiques de la phonolithe a donné naissance à la calcite et à la natrolithe.

M. Leuze[1] a signalé dans les phyllades séricitiques de Scaleglia, près Dissentis, confluent du Rhin moyen et du Rhin antérieur, la présence de magnésite et de dolomie, en compagnie de fer magnétique, de pyrite, de calcite, de cristal de roche et de sidérose. La magnésite est en rhomboèdres hyalins renfermés dans un talc vert-pomme. La dolomie forme de grands rognons, souvent creux à l'intérieur et tapissés de cristaux rhomboédriques.

Le même auteur a reconnu aussi de beaux cristaux rhomboëdriques de sidérose atteignant jusqu'à 2 centimètres et trouvés isolés dans du micaschiste de Cavradi près Tschamut, à la source du Rhin.

Les gisements de minéraux de la vallée d'Ala, dans le Piémont, ont été étudiés par M. Strüver[2] à Rome. L'isokrase se trouve dans cette vallée dans trois gise-

[1] Leuze, Magnesit und Dolomit von Dissentis. *Ber. ueb. die Versamml. des oberrhein. naturf. Vereins*, 1887.

[2] Joh. Strüver, Weitere Beobachtungen über die Minerallagerstätten des Alathales in Piemont. *Neues Jahrb. für Mineralogie*, etc., 1888, II, p. 35-57, 8°.

ments distincts, sur la rive gauche de la Stura di Lanzo; deux d'entre eux sont dans la serpentine.

A l'occasion d'analyses comparatives de phosphates naturels de Bana, M. E. CHUARD [1] s'est aussi occupé des nodules de fossiles phosphatés du gault de St-Croix dont la teneur en acide phosphorique est de 16-19 °/₀.

Des blocs de magnétite ont été trouvés dans le terrain erratique de Mont-la-Ville. M. GOLLIEZ [2] place leur gisement primitif au Mont-Chemin sur Martigny.

Géologie dynamique, sources, etc.

DÉNIVELLATIONS ET DISLOCATIONS. — M. BERTRAND [3] a ajouté une rectification à sa note publiée précédemment sur le pli du Beausset et les îlots triasiques situés au-dessous du crétacé supérieur (Revue p. 1887, p. 320). Il a constaté l'existence d'un nouvel îlot de trias et d'un lambeau urgonien, intercalé entre le muschelkalk et les calcaires à Hippurites qui recouvrent les couches de Fuveau.

L'auteur démontre, au moyen de profils, les preuves qu'on peut tirer de ces observations pour la théorie des lambeaux de recouvrement. Il ajoute encore des observations stratigraphiques sur les changements de facies dans le crétacé supérieur.

L'îlot triasique de Beausset n'est pas un exemple uni-

[1] *Compte rendu Soc. vaud. Sc. nat.*, 21 nov. 1888. *Arch. des Sc. phys. et nat.*, 1889, t. XXI, p. 164.

[2] *Archives des sc. phys. et nat.*, 1889, t. XXI, p. 168.

[3] M. Bertrand, Notes et additions sur le pli de Beausset. *Bull. Soc. géol. France*, 1838, t. XVI, p. 79-84.

que de ces lambeaux de recouvrements ; M. BERTRAND[1] a démontré que le phénomène des replis couchés est fréquent en Provence et que des lambeaux isolés de terrains anciens reposant sur des sédiments bien plus récents en attestent encore l'ancienne étendue. L'auteur attribue ces lambeaux à des plis totalement renversés au-dessus d'une synclinale et dont les couches auraient glissé les unes sur les autres pendant l'action de la poussée horizontale, en sorte que le jambage supérieur paraît reposer normalement sur les terrains remplissant la synclinale. Les tassements et surtout l'érosion postérieure en ont beaucoup modifié la structure, en découpant la nappe de recouvrement en lambeaux isolés.

Aux environs de Saint Zacharie[2] (Var), les lambeaux de lias, de bathonien et d'oxfordien, reposant en série normale sur le crétacé supérieur, ne peuvent être attribués qu'au phénomène indiqué ; et, de plus, le versant opposé de la Lare offre un pli tout à fait semblable dans le massif de la Sainte-Beaume[3], en sorte que la disposition de ces deux grands lacets est absolument identique à celle du double pli glaronnais. Cependant, l'existence de deux plis indépendants, couchés en sens inverse, n'est qu'une apparence; il ressort des observations que les anticlinaux de Saint-Zacharie et de la Sainte-Beaume ne sont qu'un seul et même pli dont l'arête directrice forme un demi-cercle.

[1] M. Bertrand, Les plis couchés et les renversements de la Provence. *Comptes rendus Acad. d. Sciences de Paris,* 14-22 mai 1888.

[2] M. Bertrand, Allure générale des couches de la Provence; analogie avec celles des Alpes. *Comptes rendus Acad. d. Sciences de Paris,* 4 juin 1888.

[3] M. Bertrand, Nouvelles études sur la chaîne de la Sainte-Beaume. Allure sinueuse des plis de la Provence. *Bulletin Soc. géol. France,* 1888, XVI, 748-778, 2 pl.

Cette disposition répète en petit la ceinture semi-circulaire que forment les Alpes autour de la plaine du Pô.

Un cas encore plus remarquable est le massif d'Allauch[1]. Déjà au Faron, près Toulon, on voit du trias (cargneules et marnes rouges) qui paraît intercalé dans le crétacé. Il est étrange et presque inexplicable que cette zone du trias, qui forme visiblement un pli anticlinal, fasse le tour complet du massif d'Allauch, en restant toujours déjeté dans le même sens, c'est-à-dire vers l'intérieur de l'aréa circonscrite par l'affleurement ; elle offre, de plus, de nombreuses sinuosités, et des failles l'entrecoupent, sans compter qu'elle varie beaucoup de largeur. En admettant que les contours de l'affleurement ne soient pas toujours donnés par la ligne anticlinale elle-même, mais par l'intersection de la surface du terrain avec la surface du sol, on comprendra aisément la disposition de cette zone qui n'est en réalité que l'affleurement d'une même surface de terrain, lambeau de recouvrement, qui a été replié et faillé *après* sa formation. Cette dernière circonstance n'a encore été constatée nulle part avec autant de netteté.

A ces exemples, M. BERTRAND[2] vient d'en ajouter d'autres observés dans les environs de Draguignan et qui rehaussent encore la grande ressemblance des contournements provençaux avec ceux des Alpes glaronnaises. On y voit aussi des couches anciennes reposant presque horizontalement sur des couches plus récentes fortement re-

[1] Bertrand, Un nouveau problème de la géologie provençale. Pénétration des marnes irrisées dans le crétacé. *Comptes rendus Acad. des Sc. de Paris,* 26 oct. 1888.

[2] Marcel Bertrand, Les plis couchés de la région de Draguignan (Provence). *Comptes rendus Acad. d. Sc. de Paris,* 29 oct. 1888.

pliées. La facilité de l'exploration de cette région lui donne une supériorité incontestable sur les localités des hautes Alpes glaronnaises; la netteté du phénomène permet de reconnaître que ces vastes recouvrements ne sont pas uniquement le résultat d'une puissante poussée horizontale, ayant fait glisser un lambeau ancien par-dessus les terrains plus récents, mais qu'il y a là véritablement un pli qui s'est couché en subissant une sorte de déroulement graduel.

Des lambeaux de recouvrement isolés par l'érosion et considérablement réduits constituent quelquefois des blocs erratiques d'un genre particulier; tels sont des blocs de roches jurassiques et triasiques épars sur le crétacé ou sur le tertiaire.

M. H. SCHARDT[1] a fait une communication préliminaire sur les klippes qui caractérisent la région des Préalpes romandes, entre l'Aar et l'Arve, sur les deux rives du Rhône et du lac Léman. Il ressort de cette étude que les klippes sont ordinairement des pointes ou écueils de terrains secondaires, perçant au milieu du flysch et autres dépôts éocènes et que, tout en conservant les mêmes allures dans leur apparition, elles ont souvent une structure bien différente. Les klippes sont dans un double rapport avec les terrains éocènes. Elles étaient originellement des voûtes qui se sont disloquées après le dépôt des masses éocènes en devenant des plis écrasés, des crêts chevauchés, des lambeaux de recouvrement, etc. Beaucoup de ces affleurements ont été considérablement dénudés pendant le dépôt des terrains éocènes, puisque, dans le même bassin, il y en a qui appartiennent au lias, au malm et au

[1] *Archives des sciences phys. et nat.*, 1888, t. XX, p. 330.

crétacé. Leurs débris se trouvent maintenant dans les sédiments détritiques qui les entourent; la forte proportion de roches cristallines contenue dans ces derniers reste toujours inexpliquée.

La découverte de plusieurs klippes non érodées avec un revêtement encore complet de terrain crétacé supérieur, au milieu du bassin de la brèche du Chablais et à l'endroit même où ce terrain atteint plus de 1000 mètres d'épaisseur, assigne à ce dernier incontestablement un âge postcrétacé, c'est-à-dire *éocène*. Le bassin de la brèche du Chablais au S.-O. du Rhône et celui de la brèche du Niesen au N.-E., ont une structure absolument analogue. Leur formation appartient à la même époque et ils ont été le théâtre des mêmes phénomènes et des mêmes bouleversements.

L'ouvrage de MM. Emm. de Margerie et Alb. Heim[1] sur les dislocations de l'écorce terrestre est destiné à servir très utilement aux géologues de tous pays. Sentant la nécessité de fixer par des exemples bien choisis la signification des termes appliqués aux diverses formes orographiques, résultant des dislocations du sol, les auteurs ont réuni d'une manière systématique les divers termes puisés aux sources les plus autorisées, en y joignant des figures et des définitions précises, en français et en allemand; ils ont aussi tenu compte, autant que possible, de la nomenclature anglaise. Les diverses désignations sont expliquées et discutées de manière à détruire toute équivoque dans cette partie de la terminologie géologique. Les auteurs de cet index ont ainsi rendu un service réel à la science.

[1] E. de Margerie et Dr Alb. Heim, La dislocation de l'écorce terrestre. Essai de définition et de nomenclature. Zurich, J. Wurster et Comp., 1888.

ÉROSION. Nous ne pouvons omettre de mentionner le remarquable ouvrage de MM. G. DE LA NOE et Emm. DE MARGERIE[1] sur les formes du terrain. Cet ouvrage, quoique rédigé à un point de vue très différent du précédent, forme le complément de cet essai de définition et de nomenclature des dislocations, et décrivant de la manière la plus complète les formes extérieures du terrain, et les phénomènes qui entrent en jeu dans le modelage superficiel du sol. Dans cette étude, les auteurs mettent d'abord en évidence l'importance prédominante des eaux sur la formation des contours extérieurs du sol et montrent comment la nature et l'état de dislocation des terrains modifient l'action des eaux, en donnant lieu à des profils de pentes différents. Le mécanisme du creusement des vallées est expliqué par des exemples nombreux et des expériences qui en démontrent les lois. Passant à un point de vue plus général, ils déterminent les influences directrices sur le sens de l'écoulement des eaux, en posant le principe que le tracé général d'un cours d'eau est déterminé par la forme du sol au moment de l'émersion. La dernière partie traite de l'action des glaciers, de la mer, du vent et des volcans. Cet important ouvrage, destiné au service géographique de l'armée, a non seulement un grand attrait au point de vue purement géologique, mais les nombreuses figures et vues que renferme l'atlas, rendront aussi de réels services.

ANCIENS COURS D'EAU. M. A. GREMAUD[2], a écrit

[1] G. de la Noë et Emm. de Margerie, Les formes du terrain. Paris, Imprim. nation., 1888, 205 p., 4°, et atlas de 49 planches.

[2] A. Gremaud, Quelques données sur les vallées primitives et les vallées d'érosion dans le canton de Fribourg. *Bull. Soc. Frib. Sc. nat.* C. R. 1883-1887, p. 25-30, 1 pl.

une note sur les vallées du canton de Fribourg dans le but de définir leur origine et le parcours successif des cours d'eau qui les ont creusées. A plusieurs reprises, on a signalé des changements de direction de cours d'eau à des époques reculées; les eaux ont parfois abandonné leur lit primitif, pour se creuser un nouveau lit, en suivant parfois un versant opposé à la direction première. Ainsi la Trême, au lieu de se jeter, comme c'est le cas maintenant, dans la Sarine près de Broc, où elle n'offre pas de cône de déjection bien appréciable, a dû suivre autrefois un cours dirigé bien plus au nord pour arriver à la Sarine près Écharlens, où de grands dépôts témoignent de l'ancien parcours du torrent. La Singine et la Gérine paraissent avoir aussi changé de direction. La Singine chaude, en empruntant une partie du cours actuel de la Gérine et du Gotteron, paraît avoir rejoint la Sarine près de Duin ou près de Fribourg. Les deux Veveyses se jetaient peut-être autrefois dans la Broye au lieu de se déverser dans le Léman, etc.

Lacs. M. le prof. F. Sacco[1] a publié une note sur les origines des grands lacs alpins. Elles sont dues à des causes multiples que l'on peut rechercher, soit dans la dislocation de cette région, soit dans la formation de barrages ou dans l'effet de l'érosion. C'est surtout aux lacs du versant italien des Alpes que s'appliquent les recherches de M. Sacco. Il trace l'histoire de leur formation qui se lie intimement à celle de la grande vallée du Pô. L'étude des dépôts tertiaires récents de celle-ci paraît fournir la clef du problème et a conduit l'auteur à

[1] F. Sacco, On the Origin of the great alpine Lakes. *Proceedings of Royal Society of Edinburgh*, 1887, p. 271-283, 8e.

la classification suivante des phénomènes durant cette période :

	ÉPOQUES	PHÉNOMÈNES	DÉPOTS FORMÉS
Quaternaire.	*Terracien* ou étage des terrasses.	Retrait des glaciers. Transformation des grands bassins en lacs. Puissante érosion fluviale et formation de terrasses.	Alluvion. Tourbe.
	Saharien. 2me époque glaciaire.	Grand développement des glaciers remplissant les grands bassins de glace. Grands courants.	Amphithéâtres morainiques. Charriage. Diluvien.
Exhaussement général des Alpes et de l'Apennin et achèvement du relief actuel des Alpes. Formation et élargissement de nombreuses vallées et de tous les bassins par des failles, plis, élévations et affaissements.			
Tertiaire.	*Astien.* 1re époque glaciaire.	Commencement de l'élévation générale des Alpes et de l'Apennin. Commencement du développement des glaciers alpins.	Dépôts continentaux fluvio-lacustres et fluvio-glaciaires. Sables marins jaunes et gris.
	Plaisancien.	Affaissement général des Alpes et de l'Apennin.	Dépôts continentaux fluviaux. Marnes marines bleues.
	Messinien.	Grande élévation générale des Alpes et de l'Apennin. Ébauche du relief actuel des Alpes.	Dépôts continentaux et fluviaux. Dépôts de marais.

Quant à la distribution et à la forme des lacs alpins, l'auteur résume ses vues comme suit :

1. Les couches offrent sur le bord sud-est du lac de Garda des plis très distincts, dont les axes courent généralement de l'ouest à l'est, parallèlement à la direction de la plaine du Pô ; plus à l'est celle-ci se dirige davantage vers le sud-est. Il est remarquable que les Alpes de Vénétie ne renferment que peu de lacs ;

il faut en rechercher la cause dans le fait que les failles et les ruptures sont plutôt parallèles que transversales à la direction des plis.

2. Au delà du bord sud-ouest de ce lac, les plis des couches vont d'ordinaire du S.-O. au N.-E. et sont visiblement perpendiculaires à la direction de la vallée du Pô. Les failles et les plis ont dû être très nombreux et considérables. Il est facile de comprendre que la grande élévation des Alpes pendant la période post-pliocène ait déterminé ces grands bassins dont la direction générale est perpendiculaire à la plaine du Pô.

3. C'est donc dans cette région, où la discordance dans la direction entre les Alpes centrales et celles de Vénétie est la plus prononcée, qu'on doit s'attendre à trouver les plus grandes failles et les plus forts plissements des couches. Quoique le lac de Garda s'avance bien plus que tout autre lac dans la plaine du Pô, sa profondeur atteint par places 800^{m}.

4. L'auteur voit des conditions analogues dans la disposition des lacs au pied nord des Alpes.

5. Il est intéressant de constater que l'axe synclinal de la vallée du Pô est près de la base des Alpes, ce qui explique pourquoi les lacs sont situés pour la plupart dans la roche solide et que leurs bassins s'arrêtent brusquement vers la plaine. Lorsqu'on considère que dans l'Apennin le pliocène atteint des altitudes de plus de 700^{m}, on est forcé d'admettre que le soulèvement post-pliocène y a été plus considérable que dans les Alpes où ces dépôts n'atteignent que 400^{m} à peine. Il est probable que si l'Apennin s'était approché des Alpes autant que le Jura, la situation orographique des lacs italiens en aurait été quelque peu modifiée. Quelques-uns d'entre eux auraient pris peut-être l'aspect du lac Léman.

6. L'auteur admet une certaine relation entre les grands bassins alpins et les glaciers quaternaires; leurs bassins ne sont dus ni au creusement par les glaciers, ni à l'obstruction par des dépôts morainiques, mais ils doivent leur conservation à l'influence préservatrice des glaciers qui les ont empêchés d'être comblés par les graviers pendant la première partie de la période quaternaire.