

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Band:** 14 (1916)  
**Heft:** 3

**Artikel:** Ille partie, Tectonique : descriptions régionales  
**Autor:** [s.n.]  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-157605>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **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. [Voir Informations légales.](#)

### **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. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 24.11.2024

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

faites en toutes régions et en faisant la correction nécessaire pour la latitude ( $\gamma_0$ ).

D'après les variations de la valeur  $g_0'' - \gamma_0$  on a ensuite établi les lignes isogammes. On a constaté ainsi que l'isogamme 0 n'existe qu'aux environs de Bâle d'une part, de Locarno de l'autre et que partout ailleurs en Suisse la valeur  $g_0'' - \gamma_0$  est négative. Le déchet de pesanteur augmente du N au S pour atteindre des valeurs maximales au S de la vallée du Rhône en Valais et dans l'Oberland grison, puis il décroît rapidement.

Ces faits semblent confirmer la théorie de l'isostasie, énoncée par Pratt, d'après laquelle les régions élevées du relief se distinguent par une moindre densité, de sorte qu'à une certaine profondeur les pressions exercées par l'écorce sur son noyau visqueux seraient partout les mêmes, quel que soit le relief. La profondeur de ce « niveau de compensation » a été calculée par M. Helmert à 118 km., par M. Hayford à 122 km.; elle doit être sensiblement égale à 120 km.

A ce rapport est jointe une carte des isogammes en Suisse établie par M. Niethammer.

### III<sup>e</sup> PARTIE. TECTONIQUE. DESCRIPTIONS RÉGIONALES.

#### *Jura.*

M. K. L. HUMMEL (47) a fait une étude détaillée du territoire de l'Ajoie, depuis la chaîne du Mont Terrible non comprise jusqu'à la frontière suisse.

Pour ce qui concerne la stratigraphie de cette région, il ne fait guère que rappeler des faits déjà connus :

L'étage le plus ancien affleurant dans l'Ajoie est le terrain à chailles, qui n'apparaît du reste que près de Buix à l'W. de la vallée de l'Allaine.

Le Rauracien débute à la base par un ensemble de couches en partie marneuses ou marno-calcaires et de bancs calcaires irréguliers, dans lesquels l'élément prédominant est tantôt fourni par les polypiers : *Dimorpharea Kœchlini*, tantôt par les échinodermes : *Cidaris florigemma*, *Apiocrinus* ind. ; puis les bancs coralligènes deviennent de plus en plus prédominants. Enfin la partie supérieure de l'étage est formée de calcaires jaunes, durs, se délitant en fragments anguleux, pauvres en fossiles, qui contiennent pourtant en petite quantité *Terebr. insignis* et *T. Bauhini*. Ces couches correspon-

dent comme niveau aux calcaires à Nérinées, qui existent plus au sud, mais s'en distinguent par le manque de structure oolithique ; elles se terminent, par places, par une zone de calcaires crayeux, blancs, qui contiennent de véritables nids de *Diceras arietinum* et de *Cardium corallinum* ; ailleurs ce sont des bancs coralligènes qui couronnent l'étage. Les meilleurs affleurements de Rauracien se trouvent le long de la vallée de l'Allaine. L'épaisseur de cet étage atteint 80 à 90 m. dans le nord de l'Ajoie, mais se réduit progressivement vers le sud jusqu'à 50 m.

Le Séquanien couvre de vastes étendues dans le nord et l'ouest de l'Ajoie. M. Hummel y distingue de bas en haut :

1° Un complexe de calcaires durs, régulièrement lités, spathiques, gris ou brunâtres, qui représentent l'Hypoastartien de Thurmann et Etallon, ou les calcaires à Natices de Contejean (12 à 15 m.).

2° Des marnes grises, dans lesquelles s'intercalent des bancs minces calcaires, tantôt compacts, tantôt lumacheliques et pétris de coquilles d'*Astarte supracorallina*, tantôt oolithiques ou échinodermiques. Ces couches appartiennent à la zone astartienne de Thurmann ; elles ont une épaisseur de 25-30 m.

3° Une série de marno-calcaires et de calcaires compacts, en bancs minces, qui sont caractérisés en première ligne par *Zeilleria humeralis*, mais contiennent par places d'assez nombreux fossiles (25 m.).

4° Des calcaires en bancs bien nets, en partie oolithiques, ne contenant que de rares huîtres et térébratules, qui se terminent vers le haut par un banc de calcaire blanc, contenant des Nérinées, des ostracés, des polypiers et des débris d'échinodermes (25 m.).

Le Kimmeridgien couvre des espaces très étendus dans le S et l'E de l'Ajoie. Il est formé dans sa partie inférieure par des calcaires gris, en bancs bien nets, épais d'environ 30 m., qui ne contiennent en fait de fossiles que de rares échantillons de Nérinées, de Trichites et de Pholadomyes. A 7 m. environ au dessus de la base de l'étage s'intercalent pourtant des bancs oolithiques et brunâtres, plus fossilifères, qui contiennent une faune très voisine de celle des marnes pterocérianne avec, entre autres, d'abondants débris de *Pseudocid. Thurmanni*. Ensuite viennent les marnes à *Pteroceras Oceani* épaisses de 7-8 m., qui supportent les calcaires du Kimmeridgien supérieur. Ceux-ci sont clairs, jaunâtres, en bancs épais, riches en Nérinées ; vers le haut il deviennent souvent.

crayeux, un peu marneux, se délitent facilement et contiennent des fossiles plus nombreux, en particulier : *Natica Eudora*, *Pteroceras Abyssii*, *Pholadomya multicostata*. L'épaisseur de ce complexe est de 40-45 m.

Le Portlandien n'existe guère que le long de la dépression qui suit le pied du Jura de Miécourt à Damvant et il n'est le plus souvent représenté que par les marnes à *Exogyra virgula* ; par places il subsiste pourtant des lambeaux de calcaires qui représentent un niveau supérieur.

Parmi les dépôts tertiaires les formations éocènes de l'Ajoie se réduisent à des lambeaux de bohrerz, enfoncés dans les calcaires jurassiques. Par contre la gompholite de l'Ajoie, qui se place au niveau de l'Oligocène moyen, prend une grande extension. Il s'agit d'un ensemble de conglomérats, dont les éléments, empruntés aux divers étages suprajurassiques, atteignent des dimensions extrêmement variables et qui peuvent être considérés comme en petite partie d'origine fluviale, en grande partie d'origine fluvio-marine. Les gompholites reposent suivant une surface profondément érodée sur les étages suprajurassiques, depuis le Rauracien jusqu'au Portlandien. Leur accumulation a certainement été précédée par une phase de fractures, pendant laquelle certains compartiments de l'Ajoie se sont enfoncés, tandis que des horsts ont subsisté et formé des îles.

Dans les conglomérats s'intercalent, comme niveau irrégulier, les calcaires sableux à Cérithes, mais, vu l'absence habituelle de fossiles, il est difficile de déterminer à quelle hauteur dans l'Oligocène il faut placer la limite supérieure des gompholites. En divers endroits pourtant, en particulier au S de Bressaucourt, les gompholites sont recouvertes par des sables quartzeux et des argiles sableuses, riches en mouscovite, qui contiennent des fossiles marins, en particulier *Ostrea cyathula* et qui représentent encore l'Oligocène moyen.

Il faut encore attribuer à l'Oligocène les dépôts argileux exploités par la tuilerie de Bonfol et probablement aussi des alternances de marnes jaunes et de sables calcaires à concrétions de calcédoine, qui apparaissent sur le versant oriental de l'Hermont. En outre M. Hummel place au niveau de l'Oligocène moyen le complexe de conglomérats, de marnes et de marno-calcaires, qui a été décrit autrefois par M. Kilian sous le nom de système de Bourogne et qui prend une extension importante dans la région de Boncourt et de Réchésy.

Le Miocène n'est pas représenté dans l'Ajoie ; par contre le Pliocène s'y trouve, au N E d'une ligne passant par Frégié-



court, Vendlincourt et Boncourt, sous forme de conglomérats fluviaux, dont l'épaisseur devait atteindre au moins 20 m. Ces dépôts sont nettement transgressifs sur l'Oligocène et le Jurassique supérieur et n'ont pas été influencés par les failles qui coupent le pays. Leur niveau, situé entre 400 et 500 m. s'abaisse lentement du S au N, ce qui doit être en relation avec un affaissement des régions septentrionales; du reste des inégalités très marquées de ce niveau doivent s'expliquer par le fait que ces formations ont participé aux derniers plissements de la région. Ces conglomérats sont dans un état d'altération très avancé, en sorte que seuls les éléments les plus résistants ont subsisté; ils sont formés essentiellement de galets vosgiens. Quant à leur âge, il a pu être fixé par la découverte de restes de *Dinotherium giganteum* Kaup, *Aceratherium incisivum* Kaup. *Rhinoceros Schleiermachi* Kaup. et *Hipparion gracile* Kaup.; il correspond exactement au Pliocène inférieur. Nous avons à faire ici à un dépôt tout à fait équivalent aux alluvions du Bois de Raube dans le bassin de Delémont; cette formation semble prendre une grande extension soit dans le Sundgau, soit vers le N W en France et on doit probablement lui attribuer une partie des alluvions à galets vosgiens, qui ont été en général envisagées comme alluvions anciennes du Pléistocène.

M. Hummel attribue encore au Pliocène les dépôts d'éboulement, qui prennent un grand développement au pied de la chaîne du Mont Terrible entre Pleujouse et Courgenay; il les considère comme contemporains de la poussée au N de cette chaîne.

Les dépôts quaternaires de l'Ajoie se réduisent à fort peu de chose, d'une part le limon des plateaux, qui est surtout développé au S E de Porrentruy, les alluvions récentes des rivières, des amas d'éboulis, etc....

Passant ensuite à la description tectonique de la région considérée, M. Hummel commence par montrer que le territoire de l'Ajoie, avec celui des environs de Monbéliard, a subi d'une part le contre-coup des plissements jurassiens, tandis qu'il a été affecté d'autre part par un système serré de fractures. Il divise ensuite l'Ajoie en deux régions tectoniques: d'une part le horst de la région N W et des territoires voisins de France, sur la surface duquel affleurent surtout le Rauracien et le Séquanien, et le bassin affaissé de Porrentruy, dont la surface est surtout formée de Kimmeridgien et de Portlandien. Le horst du N W est limité au S par une flexure, passant par Fahy et les hauteurs au N de Porren-

truy, à l'E par une faille qui suit à peu près le versant occidental de la vallée de la Cauvate et se continue vers Courcelles et Florimont ; il est relié au pied de la chaîne du Lomont par une sorte de pont passant par Grandfontaine. A peu près parallèlement à la limite orientale du horst on peut suivre une ligne de dislocation, qui coïncide avec un affaissement de 30 à 50 m. de la région orientale et qui, passant à Courtedoux avec une direction à peu près N-S, rejoint au S de Courtemaiche la vallée de l'Allaine et suit ensuite le cours de cette vallée jusqu'à Boncourt.

Le pont qui relie le horst au pied de la chaîne du Lomont-Mont Terrible est limité vers l'E par une importante ligne de dislocation, qui, avec une direction S-N, passe un peu à l'E de Rocourt et rejoint au S E de Fahy la flexure Fahy-Porrentruy ; la dénivellation des formations jurassiques dépasse ici 100 m.

La grande flexure Fahy-Porrentruy, qui limite le horst au S détermine un affaissement d'une centaine de mètres, qui tend à devenir de moins en moins brusque dans les niveaux inférieurs du Jurassique supérieur ; à l'E de l'Allaine elle s'incurve vers le N E et se raccorde ainsi avec la ligne de dislocation de la vallée de la Cauvate. Celle-ci paraît comprendre deux failles principales distantes de 150 à 200 m. et auxquelles correspondent des rejets de 30 et 50 m.

Vers le N le horst est limité par une flexure dirigée de Florimont vers Boncourt et compliquée de plusieurs failles à faible rejet. A l'W de la vallée de l'Allaine cette ligne de dislocation paraît être déviée assez brusquement vers le N W, de façon à passer entre Delle et Fêche l'Eglise.

Vers l'W la limite du horst est marquée par une grande fracture, qui passe à Réclère, puis à l'W de Grandfontaine, pour se continuer sur France dans la direction d'Abbévillers, Vandoncourt et Beaucourt. Le rejet constaté près de Grandfontaine atteint 120 m.

Entre ce système de fractures les couches suprajurassiques ont une allure extrêmement simple ; à peu près horizontales, elle montrent pourtant depuis les hauteurs de Bure et du Maira un plongement périphérique vers le N, vers l'E et vers le S.

Le bassin affaissé de Porrentruy est limité à l'W par le horst décrit ci-dessus, au S par le plan de chevauchement de l'anticlinal du Mont Terrible, à l'E par un système de fractures, dont la principale se suit depuis Cornol, dans la direction du N W, passant par Miécourt, Luffendorf et Liebsdorf,

se prolonge dans les fractures du versant vosgien de la vallée du Rhin et est connue sous le nom de ligne du Sundgau. Une autre fracture parallèle passe par Pleujouse et Charmoille. L'une et l'autre de ces dislocations comportent un relèvement brusque vers l'W des formations jurassiques.

La partie occidentale du bassin de Porrentruy a été affectée par plusieurs failles, qui se prolongent en partie dans le horst voisin. La première de ces fractures passe, avec une direction S-N, par Villars sur Fontenais, la cluse de Fontenais et le quartier E de Porrentruy et détermine un affaissement de 30 m. environ de la région située à l'W ; elle se perd au N E de Porrentruy. La seconde fracture est celle qui prolonge au S la faille de la vallée de l'Allaine ; dans la région de Courtedoux elle détermine un rejet de 40 m. et un peu plus au Sud elle délimite deux tronçons d'anticlinal d'allure toute différente ; elle aboutit au pied de la chaîne du Mont Terrible près de Bressaucourt. Une troisième faille, dirigée N-S, passe un peu à l'W de Chevenez et aboutit à la grande flexure Fahy-Porrentruy vers en Nalé ; elle correspond à un relèvement brusque des formations jurassiques d'environ 30 m. vers l'W. Ainsi cette région occidentale du bassin de Porrentruy comprend deux fossés dirigés S-N, l'un entre Rocourt et Chevenez, l'autre entre Porrentruy et Courtedoux, et, entre eux un horst secondaire.

Quant à la région orientale du bassin de Porrentruy elle ne paraît comporter aucune faille importante. Les formations jurassiques s'y abaissent lentement vers l'E dans la direction de la Larg, sans dénivellation brusque.

Outre les dislocations par tassement, l'Ajoie a subi aussi des dislocations qu'il faut envisager comme des contre-coups directs des plissements jurassiens, et qui se traduisent par des plis d'ampleur réduite. On peut ainsi distinguer les anticlinaux suivants :

1° L'anticlinal de Boncourt-Florimont, qui se développe avec une direction WSW-ENE entre les failles de l'Allaine et de la Cauvatte et est surtout bien accusé sur territoire français.

2° L'anticlinal de Réchésy, qui, parallèle au premier, prend naissance à l'E de la faille de la Cauvatte, au S E de Courcelles, et forme les hauteurs de la frontière franco-suisse jusque près de Pfetterhausen.

3° L'anticlinal du Grand Fahy, qui apparaît d'abord au N W de Porrentruy et à l'E de la ligne de dislocation Courtedoux-vallée de l'Allaine, qui s'atténue fortement dans les

parages de la faille de la Cauvatte au S de Cœuve, puis reprend un relief assez accusé le long des hauteurs qui séparent Cœuve et Vendlincourt d'Alle, où il montre un déjettement prononcé vers le N. Ce pli finit périclinalement de là dans la direction de l'E.

4° L'anticlinal du Banné se détache de la chaîne du Mont Terrible entre Bressaucourt et Chevenez ; il est jalonné au N entre les failles de Chevenez et de Courtedoux par une dénivellation brusque, qui prend suivant les points la forme d'une faille ou d'une flexure ; en outre son jambage S est affecté par une autre fracture, agissant comme faille inverse ; l'inclinaison de ce jambage est du reste ici nulle. C'est au S W de Courtedoux que cet anticlinal atteint son élévation maximum, mais, à la traversée de la faille de Courtedoux, il s'abaisse brusquement et de là il plonge lentement vers l'E jusqu'à la faille de Fontenais. Là il se relève de nouveau d'une certaine hauteur, mais pour reprendre au delà sa plongée vers l'E, qui le fait finir périclinalement entre Courgenay et Alle.

5° L'anticlinal du Perchet, qui se détache de la chaîne du Lomont près de Villars-les-Blamonts, puis forme les hauteurs au N de Damvant et Réclère, pour s'éteindre entre Grandfontaine et Rocourt.

6° L'anticlinal, dirigé SSW-NNE, qui se marque dans le Kimmeridgien aux abords de Frégiécourt.

7° L'anticlinal de Vaberbin, très peu important, qui se marque au pied même de la chaîne du Mont Terrible au S E de Bressaucourt.

8° L'anticlinal du Morimont qui, naît au N W de Miécourt, est coupé par la ligne du Sundgau, puis, brusquement accentué, forme les hauteurs au N de Charmoille.

M. Hummel a étudié encore le versant N de la chaîne du Mont Terrible, en envisageant surtout l'influence exercée sur ce versant par les failles qui coupent l'avant-pays avec une direction plus ou moins N-S. Il a constaté d'abord que la faille de Pleujouse marque une ligne tectonique très nette, suivant laquelle le jambage N de l'anticlinal est à la fois décroché et dévié ; à l'ouest de la faille le jambage du pli est repoussé de  $\frac{1}{2}$  km. au N ; à l'E il est fortement dévié au NE. La dislocation du Sundgau, qui aborde le pied de la chaîne du Mont Terrible un peu à l'W de Cornol, détermine aussi une déviation de la partie N de l'anticlinal ; elle marque en outre le commencement d'un chevauchement très accusé de ce pli sur sa bordure, qui est particulièrement marqué entre Cornol et Courtemautruy. La faille de Fontenais paraît coïn-



cider aussi avec une déviation du jambage de l'anticlinal. Entre cette faille et celle de Courtedoux-Bressaucourt le jambage septentrional, dirigé de l'E à l'W, est renversé mais conservé en entier, tandis qu'à partir de cette dernière fracture, au S de Bressaucourt, ce jambage, refoulé vers le S, est brusquement aminci au dépens de l'Oxfordien, du Rauracien et du Séquanien, et cet amincissement s'accroît vers l'W, en sorte que bientôt le Hauptrogenstein chevauche directement sur le Virigulien et le Tertiaire.

La faille de Chevenez ne semble pas avoir eu de répercussion importante sur le pied de la chaîne du Mont Terrible; par contre la faille de Bressaucourt correspond à un changement complet d'allure du pli, qui en même temps est fortement dévié au S W et se dédouble. Quant à la faille de Grandfontaine, elle paraît se prolonger profondément dans le Jura en une ligne de dislocation importante.

De tout ce qui précède il résulte que le système des failles N-S de l'Ajoie est plus ancien que le soulèvement de la chaîne du Mont Terrible et que les plissements de toute la région en général. Les failles se sont formées avant le dépôt du Miocène moyen et, en partie au moins, avant celui de l'Oligocène moyen; elles se rattachent sans aucun doute au grand système de fractures du fossé rhénan et les affaissements qui leur sont liés ont favorisé la transgression tongrienne. Mais il est certain que ces failles ont partiellement rejoué pendant la surrection des plis jurassiens, qui s'est produite pendant le Pliocène supérieur.

M. Hummel cherche l'origine des failles de l'Ajoie dans la même tension superficielle régionale, qui a provoqué les effondrements rhénans. Il insiste sur l'influence qu'ont exercée les failles préexistantes sur les plis qui sont nés en travers de leur direction et il montre que le système des fractures rhénanes prend une vaste extension soit dans le Jura français, soit dans le Jura suisse, provoquant de fréquentes irrégularités dans la forme des plis. Il admet comme probable la préexistence d'une importante ligne tectonique parallèle à l'axe de la chaîne du Mont Terrible et attribue une importance prépondérante à la ligne de dislocation du Sundgau pour tout le développement des plis du Jura jusque dans le territoire des Franches-Montagnes.

Considérant le pays de l'Ajoie au point de vue morphologique, M. Hummel y voit un reste de la grande pénéplaine prépliocène, qui s'étendait fort loin dans les territoires jurassiens. Il croit en outre discerner la trace d'une surface d'éro-



sion plus ancienne, crétacique-éocène, dans la région du bassin de Porrentruy qui s'étend au N de la dépression Rocourt-Miécourt et qui est caractérisée par la vaste extension du Virgulien.

L'ancienne surface prépliocène a été affectée par les plissements jurassiens, dont l'âge récent se révèle dans la remarquable coïncidence qui existe entre l'orographie et la tectonique. Quant aux vallées de la Vendeline, de la Cauvatte et de l'Allaine, M. Hummel admet qu'elles ont pu être influencées dans leur direction par d'anciennes lignes hydrographiques ; il reconnaît qu'elles correspondent en partie avec des lignes tectoniques, mais il montre aussi que bon nombre de cluses de l'Ajoie doivent leur formation à l'érosion seule et qu'il faut par suite supposer une antécédance d'une partie au moins du réseau hydrographique. L'enfoncement nettement récent de certaines vallées, particulièrement celle de l'Allaine, doit avoir été provoqué par un abaissement du niveau de base, qui a déterminé en même temps un abaissement des nappes phréatiques et a contribué ainsi à priver bon nombre de vallées de tout cours d'eau superficiel.

Ainsi le territoire de l'Ajoie, après son immersion jurassique, est resté continental pendant le Crétacique et l'Éocène, sans subir une érosion profonde. A la fin de l'Oligocène inférieur il a participé aux effondrements rhénans, qui ont favorisé la transgression de l'Oligocène moyen. A l'époque de l'Oligocène supérieur et du Miocène l'Ajoie a été une surface continentale peu élevée formant l'avant-pays des Vosges. Puis, à la fin du Pliocène sont intervenus les plissements jurassiens, qui ont ondulé l'Ajoie, en lui donnant son inclinaison générale vers le N. et qui ont été suivis par les érosions pléistocènes.

M. C. DISLER, dont j'ai déjà signalé dans la Revue pour 1912 une courte publication consacrée au Trias des bords du Rhin dans les environs de Rheinfelden, a continué depuis lors l'étude de cette région et l'a décrite à nouveau d'une façon plus détaillée, en envisageant spécialement la question de la stratigraphie du Permien et du Trias (44).

L'étude du Permien a pu être faite grâce aux forages qui ont été effectués récemment dans cette région. Ces travaux ont permis de constater que ce système repose directement sur des schistes cristallins que coupent sous forme de filons ou de massifs des roches dioritiques et granitiques. Epais d'environ 325 m., il est représenté en entier par le faciès du « Rotliegenden » et se subdivise en trois niveaux principaux :

1° A la base une série, d'environ 100 m. de puissance, formée en majeure partie d'argiles rouges, ou bigarrées par places ; à la base de ce complexe se développent des grès et brèches ; puis un second niveau de grès et brèches apparaît à 35 m. environ de la base et atteint 33 m. de puissance ; d'autre part plusieurs bancs minces de calcaire clair sont interstratifiés dans les argiles.

2° Un niveau moyen, formé essentiellement d'argiles fines, rouges, contenant du gypse à divers niveaux, dont l'épaisseur atteint 175 m.

3° Des grès grossiers et irréguliers, contenant encore du gypse par places, et prenant en général le caractère d'arkoses. L'épaisseur de ce niveau est approximativement de 45 m.

La partie supérieure du Rothliegenden apparaît sur les bords du Rhin aux environs de Warmbach, puis près de Degerfelden et dans la région de Wallbach-Mumpf, où il se montre sur les deux rives du fleuve. Dans la région entre Säkingen et Brennet quelques affleurements laissent voir des grès et conglomérats du Permien inférieur, dont on peut constater près de Brennet le contact direct avec le gneiss sous-jacent. Un affleurement situé au N E de Wallbach montre le Rothliegenden moyen. Près de Zeiningen, c'est le Rothliegenden supérieur qui apparaît sous le Grès bigarré.

En terminant ce chapitre M. Disler indique comme signe distinctif pour le Rothliegenden supérieur relativement aux grès bigarrés sus-jacents la présence de nombreux fragments de quartz et de feldspath rosés, dont le diamètre varie de 0,5 à 2 cm. et qui se détachent par leur couleur claire sur le fond plus foncé de la roche. Il admet comme probable, contrairement à l'opinion de M. Neumann, que le Permien des bords du Rhin, avec son épaisseur de 325 m., représente l'ensemble du Rothliegenden de la Forêt-Noire et des Vosges.

Passant à l'étude du **Grès bigarré**, M. Disler remarque que le niveau inférieur de ce sous-système manque complètement dans la région du Rhin considérée et que le niveau moyen est réduit à une épaisseur inusitée. Ce niveau commence par un conglomérat de base, épais de 0,5 m., sans stratification apparente, dont les gros éléments sont formés surtout de quartz et conservent dans la règle des formes anguleuses. Ensuite vient une zone de grès, épaisse d'environ 14 m., dans laquelle alternent des couches dures et tendres, rouges, blanches ou grises. Dans ces couches l'orientation des éléments est le plus souvent oblique sur le plan général de stratifica-

tion ; le grain est grossier ou de grosseur moyenne, rarement fin, ce qui permet une distinction d'avec le Röth ; les bancs, épais dans le bas, deviennent de plus en plus minces et finissent vers le haut par être plaquetés. Par sa résistance relativement grande ce niveau tend à former des abrupts au-dessus des pentes plus douces du Rothliegenden supérieur. L'auteur le dénomme « diagonalschichtige Sandsteine ».

Le Grès bigarré supérieur commence par un horizon, épais de 9 m., de grès blancs, violacés ou brunâtres, de structure massive, contenant de nombreuses concrétions siliceuses (Karnoolhorizont). Parfois, surtout à la base, des bancs entiers sont cimentés par la silice. Vers le haut les concrétions sont intensément pigmentées par l'oxyde de manganèse. Par places on trouve dans ce niveau des nids de gypse et des incrustations de malachite.

Au-dessus de ces couches commence le Röth, épais de 23 m. environ, et formé de grès fins, rouges, violacés ou gris, en bancs séparés par des lits d'argiles rouges. A la base ces grès sont surtout de couleur grise et nettement plaquetés (Plattensandsteine) ; puis vient un niveau dans lequel les argiles rouges sont particulièrement abondantes et les bancs de grès, irréguliers et discontinus, prennent le plus souvent une teinte également rouge. Enfin le Röth supérieur est formé d'abord de grès, en partie très compacts, en partie plus plaquetés, puis d'une série d'argiles bariolées ; il se termine par une zone dolomitique, pigmentée en jaune ou en rouge, couronnée par une mince couche d'argiles tendres, rouges ou violacées.

M. Disler donne du Grès bigarré toute une série de coupes détaillées, que nous ne pouvons analyser ici, mais qui permettent de constater les variations des profils. Ces coupes ont été relevées sur les bords du Rhin entre Rheinfelden et Augst, dans les environs de Degerfelden, sur les flancs du Dinkelberg et près de Maisprach.

Pour son étude du **Muschelkalk** M. Disler adopte la subdivision de ce complexe en trois niveaux, qui est habituelle. Il décrit d'abord le Muschelkalk inférieur ou « Wellengebirge », dans lequel il distingue trois niveaux :

1° A la base se trouve le « Wellendolomit » qui, épais de 6 m. environ, commence par des alternances de marnes jaunâtres et de calcaires dolomitiques en bancs minces, puis est formé par un niveau riche en calcaires échinodermiques à encrines et enfin se termine par des couches marno-calcaires concrétionnées. Dans cette série les espèces les plus com-

munes sont : *Pentacrinus dubius*, *Cidaris grandaeva*, *Terebrat. vulgaris*, *Myophoria vulgaris*, *Lima striata*, *Lima lineata*, *Gervillia socialis*. Le niveau moyen, échinodermique, contient souvent de la pyrite et de la galène.

2° La partie moyenne du Wellengebirge est formée par le « Wellenkalk », dans lequel il est facile de distinguer divers niveaux. A la base vient une succession de marnes schisteuses, épaisses de 8 m., très riches en fossiles, parmi lesquels les espèces suivantes sont les plus caractéristiques : *Beneckeia Buchi*, *Nautilus dolomiticus*, *Lima lineata*, *Pecten discites*, *Placunopsis ostracina*, *Myophoria cardissoïdes*, *M. laevigata*, *Homomya Albertii*, *H. Althausi*, *Loxonema obsoletum*. Ces marnes sont séparées par un banc de calcaire rognoneux d'une autre série marneuse, épaisse de 2 m. et caractérisée par la fréquence d'*Homomya Albertii*. Ensuite vient un mince banc de calcaire (0,1 m.) dont la surface inférieure est couverte de fossiles de *Lima lineata*, *Pecten laevigatus*, *Myophoria cardissoïdes* et sur laquelle repose une troisième zone marneuse (2,5 m.) contenant en grande quantité *Pecten discites* avec quelques échantillons de *Beneckeia Buchi* ; vers le haut ces marnes sont terminées par un mince banc calcaire très riche en *Pseudocorbula gregaria*. Le niveau suivant est toujours marneux ; il est épais de 2 m. et caractérisé par l'abondance des Posidonies ; puis vient une succession de couches minces alternativement marneuses et calcaires, presque sans fossiles, dont l'ensemble atteint une épaisseur de 3,5 m. Après une intercalation de deux bancs durs de calcaires rognoneux, se développe une nouvelle série d'alternances marne-calcaires (3 m.), qui porte une couche très caractéristique d'un calcaire brisant et vacuolaire, contenant des cristallisations de calcite, de pyrite et de gypse. Ce niveau est riche en fossiles : *Lima lineata*, *L. striata*, *Pecten laevigatus*, *Prospodylus comptus*, *Terquemia complicata*, *T. spondyloïdes*, *Spiriferina hirsuta*. Enfin le Wellenkalk se termine par un dernier niveau de marnes presque pures contenant *P. discites* et *Lima radiata*.

3° Les couches à *Myophoria orbicularis* forment le Wellengebirge supérieur ; elles commencent par des marnes dures, calcaires, avec *Lima striata*, *Myophoria simplex* (1 m.) ; ces couches passent vers le haut à des marnes tendres avec de minces bancs calcaires intercalés, caractérisées par la fréquence de *M. orbicularis*, *Gerv. costata*, *Spirorbis valvata* (3 m.). Enfin le Wellengebirge se termine par des marnes feuilletées dures, brunâtres, donnant une forte odeur



de bitume, et ne contenant plus qu'en petite quantité *Myoph. orbicularis* (5 m.).

M. Disler donne du reste deux profils extrêmement détaillés de cette série du Wellenkalk, qu'ils a relevés sur les deux rives du Rhin en amont de Kaiseraugst.

Le Muschelkalk moyen, ou groupe de l'Anhydrite, affleure sur les bords du Rhin vers Kaiseraugst; il a de plus été coupé par plusieurs forages; ce qui a permis d'établir la coupe suivante de bas en haut :

1<sup>o</sup> Couche d'anhydrite mêlée à des argiles et des marnes (3 m.).

2<sup>o</sup> Couche de sel, contenant des lentilles de gypse et des lits d'argile (9,5 m.).

3<sup>o</sup> Couche d'anhydrite et de marnes avec une petite quantité de sel (5,3 m.).

4<sup>o</sup> Couche de sel contenant peu d'anhydrite et d'argile (16,2 m.).

5<sup>o</sup> Couche formée d'anhydrite avec des bancs dolomitiques et des lits argileux (8 m.).

6<sup>o</sup> Bancs de calcaire dolomitique associés à un peu d'argile, d'anhydrite et de gypse (13 m.).

7<sup>o</sup> Zone de marnes contenant encore du gypse à la base (20 m.).

8<sup>o</sup> Couche dolomitique renfermant de l'anhydrite.

Pour son étude du Muschelkalk supérieur, M. Disler a relevé plusieurs coupes dans les environs de Rheinfelden d'une part, d'autre part sur les bords de l'Ergolz au S d'Augst. La partie principale de cet étage est formée par le Hauptmuschelkalk, qui, épais dans son ensemble d'environ 45 m. se divise naturellement en deux parties : les calcaires à encrines (Trochitenkalk) et les calcaires à *Cer. nodosus* (Nodosuskalk). Les calcaires à encrines commencent à la base par une couche de calcaire dolomitique, un peu bitumineuse; puis viennent des bancs de calcaire compact, dans lesquels s'intercalent à grands intervalles les couches échinodermiques. Au milieu du Trochitenkalk ces couches sont particulièrement abondantes et serrées, puis elles s'espacent de nouveau vers le haut, où elles sont séparées par des calcaires compacts et des bancs dolomitiques. *Encrinus liliiformis* est le fossile caractéristique de ce Trochitenkalk, dans lequel on trouve en outre *Gervillia socialis*, *Lima striata*, *Pecten Albertii*, *P. discites*, *Mytilus eduliformis*, *Terquemia complicata*, *Terebr. vulgaris*. Le passage du Trochitenkalk au Nodosuskalk se fait graduellement par la réduction des bancs échinodermi-



ques ; le second de ces niveaux se compose de calcaires grenus ou compacts, gris ou jaunâtres, auxquels se mêlent quelques zones dolomitiques. Les bancs sont nettement plus épais dans la partie inférieure que dans la partie supérieure ; ils y sont en outre plus siliceux et plus durs. Vers le milieu de cette zone inférieure s'intercale une couche dolomitique, tendre, jaunâtre et tachetée, qui forme un niveau très constant. Dans la partie supérieure du calcaire à *Cerat. nodosus*, les bancs minces sont séparés par des lits dolomitiques. Vers la limite supérieure de ces calcaires apparaissent souvent un banc échinodermique à pentacrines et à encrines, puis une couche nettement oolithique. Les fossiles sont rares dans le Trochitenkalk ; *Cer. nodosus* n'a été trouvé qu'une seule fois, *Pemphyx Sueuri* est un peu plus fréquent, ainsi que *Ter. vulgaris* et *Lima striata*.

Sur le Nodosuskalk vient le Trigonodusdolomit, épais de 20 m. environ, formé de bancs dolomitiques souvent bitumineux et riches en silex, surtout vers le haut. A 2,6 m. au-dessus de la base s'intercale une couche de bonebed ; un second niveau fossilifère se trouve à 1,70 m. sous la limite supérieure ; il contient : *Trigonodus Sandbergeri*, *Astarte triasina*, *Gervillia Goldfussi*, *Myophoria vulgaris*, etc....

M. Disler a repris l'étude du Keuper, en se servant surtout des affleurements des bords de l'Ergolz ; il décrit successivement :

I. Le groupe de la Lettenkohle, qui comprend de bas en haut :

1° Des schistes épais d'à peu près 1,70 m., qui contiennent *Estheria minuta* comme fossile le plus commun ; près du haut ces couches renferment un banc de bonebed et sont caractérisées par la fréquence de *Lingula tenuissima*.

2° Le « Grenzdolomit », épais de 2,4 m., est formé de deux gros bancs dolomitiques, séparés par une zone schisteuse à *L. tenuissima*. Vers la base du banc inférieur s'intercale une couche dure, riche en débris de vertébrés, qui contient en outre *Myophoria Goldfussi*.

II. Le Keuper moyen, que M. Disler divise en quatre niveaux :

1° Le Gypskeuper, formé d'une succession de marnes avec une teneur faible en gypse, qui ne forme du reste pas de bons affleurements.

2° Le « Schilfsandstein », épais d'une quinzaine de mètres, commence par des alternances de couches dolomitiques et marneuses (2,6 m.) ; ensuite vient une zone de marnes fon-

cées, schisteuses, contenant de nombreux fragments d'*Equisetum arenaceum* (1 m.), enfin la partie principale de ce niveau est constituée principalement de marnes brisantes, de couleurs très variées, dans lesquelles sont interstratifiés de minces bancs de calcaires dolomitiques et de grès tendres. Quelques débris de végétaux se trouvent dans certains bancs ; du reste les fossiles sont rares ; on n'a rencontré jusqu'ici qu'une espèce déterminable : *Estheria laxitesta*. Ainsi le faciès gréseux est exceptionnellement peu développé à ce niveau ; du gypse apparaît dans les couches supérieures.

3<sup>o</sup> Les « Hauptsteinmergel » correspondent à l'horizon de Gansingen ; ils sont épais de 4 m. et se distinguent du niveau sous-jacent par leur enrichissement en éléments dolomitiques. A la base s'intercalent des bancs dolomitiques durs, puis viennent des couches marno-dolomitiques, contenant *Avic. gansingensis* et *Myophoria vestita*.

4<sup>o</sup> Les marnes supérieures, qui terminent vers le haut le Keuper, comprennent des marnes rouges et jaunes, en partie encore dolomitiques (10 m.) puis des marnes bariolées, plus tendres (15 m.).

Après cette description stratigraphique M. Disler donne un aperçu des dislocations, qui ont affecté les formations permotriasiques des environs de Rheinfelden. Il décrit d'abord la grande faille, qui traverse le Rhin à Rheinfelden avec une direction NW et SE, en déterminant un affaissement d'environ 200 m. de sa lèvre NE et en mettant en contact le Röth et même le Rothliegenden avec le groupe de l'Anhydrite ; il rappelle que cette fracture se retrouve dans le territoire du Dinkelberg, près du sommet du Nettenberg, et il admet qu'elle puisse se prolonger au S dans une dislocation, qui affecte le Stepberg avec une direction N-S ou même N E-S W. Il signale aussi plusieurs failles d'importance secondaire, qu'il a pu constater le long du Rhin à l'E de cette dislocation principale. Enfin il donne une idée générale des fractures, qui sont intervenues à l'W de la faille de Rheinfelden. La première de ces dislocations agit, comme celle de Rheinfelden, en déterminant un affaissement de sa lèvre N E ; grâce à elle on voit apparaître le Röth et le Permien dans le lit du Rhin près de Warmbach ; puis, plus à l'W, une succession de fractures à faible rejet, dirigées du NNW au SSE déterminent un affaissement échelonné de la région SW, contribuant à rétrécir la zone d'affleurement du Röth et du groupe de l'Anhydrite.

M. FR. SCHUH (49) a fait une étude détaillée des environs

de Saignelégier. Dans le compte-rendu de ses observations il commence par donner un aperçu sur la stratigraphie des formations jurassiques de la région, plus particulièrement sur celle des étages rauracien, séquanien et kimmeridgien. Les calcaires rauraciens varient notablement d'un point à un autre, tandis que le Séquanien reste assez semblable à lui-même, et comprend :

1° Les marno-calcaires à *Natica grandis* Mühl. et *N. Eudora* d'Orb., (30 m.).

2° Les calcaires oolithiques et en partie compacts de la « Mumienbank » (20 m.).

3° Les marnes à *Zeilleria humeralis* qui contiennent de nombreux Echinodermes : *Cidaris florigemma* Phil., *C. baculifera* Ag., *Hemicid. intermedia* Forb., *Apiocrinus Meriani* Des., *Pentacrinus Desori* Thurm. (10 m.).

4° Les calcaires coralligènes ou oolithiques de Sainte-Vère, riches en Nérinées (30 m.).

Le Kimmeridgien comprend :

1° Des calcaires clairs, jaunâtres, compacts, en général pauvres en fossiles, caractérisés par *Pseudocid. Thurmanni* Et. (50 m.).

2° Les marnes à *Pteroceras Oceani* Brong. (5-10 m.).

3° Les calcaires sableux, bien lités, à *Terebr. suprajuraisensis* Th., qui contiennent de nombreuses Nérinées.

Cet étage est couvert directement par le Sidérolithique, ou même, le plus souvent, par des formations quaternaires.

Au point de vue tectonique le territoire étudié par M. Schuh comprend deux zones anticlinales, l'une qui forme la chaîne du Montfaverger et se continue par le Cerneux jusqu'au Bief de Vautenaivre, l'autre qui prolonge l'anticlinal du Vellerat, passe entre Saignelégier et les Pommerats et aboutit à Goumois sur le Doubs.

L'anticlinal de Montfaverger-Vautenaivre ne présente pas de complications dans son jambage méridional ; sa région axiale, formée de Dogger, est dédoublée ; quant à son jambage septentrional, il est fortement déjeté, renversé même, et tend à chevaucher sur sa bordure extérieure, formée d'une série normale et horizontale de Séquanien et de Kimmeridgien. Ce jambage renversé a été rompu par une faille transversale, passant par « es Royes » et Combe Chabroyat, qui marque une brusque accentuation vers l'E de la poussée au N. Au N de « chez le Forestier » un énorme paquet d'Oxfordien, de Rauracien et de Séquanien, détaché du jambage septentrional est en recouvrement manifeste sur le Kimme-

ridgien de la bordure, et plus à l'E, vers Seignolet, des lambeaux de recouvrement détachés prolongent le même phénomène.

D'autre part M. Schuh a relevé dans la partie axiale septentrionale de ce même anticlinal plusieurs failles et flexures la plupart transversales, d'autres longitudinales, qui déterminent de multiples irrégularités. Il a constaté ici une fois de plus le rôle de couche plastique que joue l'Oxfordien, qui permet aux calcaires du Dogger et du Malm de prendre des formes tectoniques remarquablement indépendantes.

Le synclinal qui sépare les deux anticlinaux de Monfaverrier et du Vellerat possède un jambage septentrional incliné assez uniformément de 40°, un jambage méridional à peu près vertical ; ces deux jambages sont reliés au N de Goumois par une charnière synclinale très aiguë de Rauracien et de Séquanien ; l'axe du synclinal est nettement marqué par une zone kimmeridgienne, qui se suit de là jusqu'au N E des Pomerats.

La zone anticlinale qui suit au S, dans le prolongement de l'anticlinal du Vellerat, montre la tendance à se dédoubler vers l'E ; elle se décompose ainsi en un pli redressé et écrasé, qui se marque par une zone d'Oxfordien et de Rauracien depuis la Longue Roche, au N de Goumois, jusqu'aux Pomerats et plus à l'E., en un synclinal évasé de Séquanien et une voûte surbaissée de Rauracien. Vers son extrémité orientale cette voûte est affectée, à l'W et au NW de Saignelégier, par une importante dislocation, dirigée du SW au NE, et qui ramène brusquement le Rauracien et même l'Oxfordien sur le Séquanien.

En terminant son exposé M. Schuh développe quelques idées générales sur la tectonique du Jura. Une fois de plus il relève la tendance bien connue des voûtes de Malm à prendre des formes orthogonales, avec un sommet plat relié à des jambages verticaux par des coudes brusques. Il explique cette tendance par l'existence de lignes de moindre résistance dans les calcaires suprajurassiques, qui ont donné lieu à des ruptures relativement faciles.

Ensuite M. Schuh fait remarquer que le bassin de Delémont et les Franches-Montagnes sont compris entre deux faisceaux de plis dont les directions ne sont pas parallèles, le faisceau du Mont Terri-Lomont dirigé E-W, et le faisceau Weissenstein-Raimeux dirigé NE-SW. Entre deux les plissements ont été notablement moins prononcés.

Pour expliquer ce fait M. Schuh rappelle qu'on a souvent



attribué le faible degré de plissement que montre le territoire molassique à la surcharge considérable qu'exerçaient dans ce domaine les formations de la molasse. Il admet que des actions du même genre ont pu être exercées dans l'intérieur du Jura par des accumulations de dépôts tertiaires concentrées dans les parties qui occupaient pendant le tertiaire des niveaux bas, en particulier dans le bassin de Delémont.

M. Schuh ne voit aucune nécessité d'admettre, pour expliquer la tectonique générale du Jura septentrional, l'existence de la ligne de dislocation, que M. Steinmann a supposée et dénommée ligne du Sundgau. Il admet par contre l'existence d'une importante ligne de dislocation passant par Tréviillers, Ferrière, les environs de Muriaux et des Breuleux. Cette ligne coïnciderait avec la disparition au SW de l'anticlinal de Montfaverrier, couperait le Doubs à l'endroit où ce cours d'eau quitte brusquement sa direction longitudinale pour couler transversalement aux plis et serait en relation avec diverses anomalies tectoniques de la région des Breuleux. Elle appartiendrait du reste au système des dislocations hercyniennes.

### *Plateau molassique.*

La Commission géologique suisse a publié en 1914 une nouvelle édition de la feuille VIII de la carte de la Suisse au 1 : 100 000. Cette carte comprend surtout le territoire du plateau molassique qui s'étend du Napf et du lac des Quatre-Cantons jusqu'au pied du Jura depuis le bassin de la Langgeten à l'W jusqu'à celui de la Limmat à l'E ; elle s'étend en outre sur un territoire triangulaire du Jura depuis la ligne des cluses de Balstal et Mümliswyl et la vallée de la Frenke à l'W jusqu'au Kestenberg à l'E, et, du côté du S E, elle comprend encore la chaîne du Vitznauerstock et de la Rigi-hochfluh.

Cette carte a été dessinée par MM. A. ERNI et A. JEANNET (45) d'après les cartes à plus grande échelle, qui ont paru depuis la publication de la première édition, à la suite des travaux de MM. Alb. Heim, A. Wettstein, Aug. Aeppli, F. Mühlberg, A. Buxtorf, P. Niggli et d'après des levés récents, effectués par M. A. Erni dans la région au N du Napf, par M. E. Blösch entre la Reuss et les lacs de Baldegg et de Hallwyl, par M. J. Hug à l'E de la Reuss, par M. R. Frei dans le territoire de la zone molassique subalpine.

Pour accompagner cette carte M. A. JEANNET (48) a rédigé un court texte explicatif, dans lequel il montre la part qui



revient dans ce travail à chaque collaborateur, puis précise les principes d'après lesquels a été établie l'échelle des couleurs de la carte et enfin donne, en une page, un aperçu tout à fait sommaire sur la tectonique du territoire figuré.

La seconde édition de la feuille VIII est complètement nouvelle en ce qui concerne la représentation des formations quaternaires, qui y sont exactement distinguées d'après leur nature et l'époque à laquelle elles appartiennent. La classification des formations molassiques y a été complètement remaniée dans l'esprit des subdivisions modernes. Enfin de nombreuses corrections d'ordre tectonique ont été faites dans les diverses parties du territoire figuré.

A l'occasion de la révision de la feuille IX de la carte au 1 : 100 000 de la Suisse, M. R. FREI (46) a étudié à nouveau la région du plateau molassique, qui s'étend du lac de Sempach vers l'E par le bassin du lac de Zug et de la Lorze jusqu'au bassin supérieur de la Sihl. Cette région comprend la zone de la molasse subalpine et une partie du territoire de la molasse horizontale.

L'auteur, en rendant compte de ses observations commence par un aperçu stratigraphique, décrivant très brièvement la molasse d'eau douce supérieure, qui affleure au NW de la Reuss, puis la molasse marine, dans laquelle il fait rentrer la zone de Nagelfluh de Rotsee-Buchrain-Rothkreuz et la zone des « Plattensandsteine », puis la molasse rouge, qui forme deux zones distinctes, enfin les couches du Hohrhöhen. Ces dernières formations, qui s'intercalent entre les deux zones de molasse rouge, sont constituées par des alternances de poudingues, de grès et de marnes ; elles s'enrichissent en galets soit de bas en haut, soit du S au N ; elles représentent probablement une formation d'eau douce synchrone de la molasse marine.

M. Frei fournit quelques renseignements sur les deux zones anticlinales de la molasse subalpine ; à propos de la zone septentrionale il remarque que l'effort tangentiel a été nettement accentué en avant du massif de Nagelfluh du Rigi et que des dislocations spéciales sont dues à l'intervention de cette masse résistante. A propos de la zone anticlinale méridionale, il signale un décrochement horizontal important, qui apparaît au S du lac d'Egeri.

Les formations quaternaires de la région considérée font l'objet d'un chapitre spécial ; M. Frei rappelle d'abord l'existence d'abondants dépôts morainiques en amont et à l'E du lac de Baldegg, puis il décrit les formations pléistocènes de la

région de la Lorze et de la Sihl, où se sont rejoints les glaciers de la Reuss et de la Linth. Se basant sur une série d'observations faites dans les bassins supérieurs de la Lorze, de l'Alpbach et de la Sihl, il démontre que, tandis que pendant la glaciation de Riss le glacier de la Linth a poussé une langue jusque dans le bassin d'Egeri, pendant la glaciation de Würm le glacier de la Reuss a occupé non seulement ce bassin mais encore le Hurital et la vallée de la Biber.

En terminant ce court résumé, je dois ajouter qu'avant même que son travail fût publié, M. R. Frei a été enlevé à la science, terrassé par le typhus à Bornéo, à l'âge de 26 ans.

### *Alpes.*

*Généralités.* — Il suffit de citer ici une conférence, dans laquelle M. B. G. ESCHER (52) a rendu compte devant des élèves-ingénieurs, des expertises faites lors des entreprises des tunnels du Simplon, du Lötschberg, du Hauenstein et du Grenchenberg, en cherchant surtout à faire comprendre ce qu'on peut attendre d'une expertise géologique, comment celle-ci doit être préparée et exécutée, et comment on peut exploiter ses résultats.

*Massifs centraux* — MM. P. NIGGLI et W. STAUB (62), dont le premier a entrepris l'étude de la partie orientale du **massif du Gothard**, le second celle de la zone synclinale d'Urseren, ont fait connaître par une note préliminaire commune quelques résultats, auxquels les ont amenés leurs travaux.

Dans la première partie de leur exposé les auteurs décrivent en détail toute une série de coupes transversales relevées dans la zone d'Urseren, depuis le Tavetsch à l'E jusque dans la région d'Ulrichen à l'W. Il est impossible de les suivre dans ces descriptions et nous devons nous contenter de noter ici leurs conclusions.

De l'ensemble de ces coupes il ressort, que, sauf quelques irrégularités, l'on trouve dans la zone d'Urseren les éléments suivants du N au S :

1° Des calcaires, en général riches en quartz, associés à des schistes et des grès quartzeux et marmorisés par places. Ces couches ont fourni localement de mauvais fossiles (Pentacrines, Belemnites, etc.) qui démontrent leur âge jurassique.

2° Des schistes argileux et marneux en partie dolomitiques, qui ont été parfois métamorphisés en schistes micacés, chloriteux, à chloritoïde, etc.... Dans leur état primaire ces

formations ressemblent beaucoup aux schistes de Quarten, avec lesquels on peut les homologuer.

3° Des dolomites et des cornieules d'âge évidemment triasique.

4° Un complexe de phyllites, de grès-arkoses, de conglomérats, auxquels se mêlent des quartzporphyres. Cet ensemble de formations passe latéralement vers l'E à du Verucano typique; il comprend en outre vers la base, au milieu de schistes séricitiques, des couches riches en charbon, qui appartiennent très probablement au Carboniférien.

5° Des schistes métamorphiques, cristallins, qui passent vers le bas aux roches gneissiques franches du massif du Gothard.

Ainsi, la zone d'Urseren est formée essentiellement par une série s'étendant du Carboniférien au Jurassique et qui s'appuie normalement au S contre le Cristallin du Gothard, tandis qu'elle est en contact anormal au N avec les roches cristallines du massif de l'Aar ou, dans sa partie orientale, avec celles du coin cristallin de Somvix. Cette succession présente évidemment des variations, mais dans son ensemble elle reste très semblable à elle-même tout le long du versant N du massif du Gothard.

Passant à la description tectonique MM. Niggli et Staub font remarquer que le profil de la zone d'Urseren, tout en conservant les mêmes caractères fondamentaux est souvent modifié localement par des dislocations secondaires. Ils décrivent ensuite une déviation brusque de cette zone, qui intervient entre l'Oberalp et le Tavetsch: ici, l'axe du pli ne passe pas, comme cela est indiqué sur la carte au 1 : 100 000, par le lac d'Oberalp, mais, depuis Grossboden il s'infléchit brusquement au S, pour suivre ensuite le ravin de Pazzola et aboutir à Tgetlems, depuis lequel il prend une direction W-E. Tandis qu'à l'W de cette inflexion le plongement des couches est en général normal, à l'E il devient renversé. En outre, tandis qu'à l'W de cette inflexion les termes les plus jeunes de la zone d'Urseren sont en contact direct au N avec les roches cristallines typiques du massif de l'Aar, vers l'E on voit s'intercaler entre ces deux complexes une zone importante de schistes séricitiques, tout semblables à ceux qui forment la base de la série d'Urseren, dont l'interprétation tectonique présente des difficultés.

Les auteurs décrivent ensuite une série de coupes transversales à travers le massif du Gothard et la zone d'Urseren. Ils montrent d'abord que, tandis que vers l'W le massif est formé

essentiellement de deux grandes masses intrusives séparées par une zone médiane de schistes (Guspisgneiss), vers l'E, à mesure que le massif s'enfonce, il comprend des zones de gneiss plus nombreuses. D'autre part MM. Niggli et Staub rendent compte des dislocations qui interviennent entre les massifs de l'Aar et du Gothard depuis la région de Disentis jusqu'à celle d'Ilanz; il décrivent l'anticlinal imbriqué, formé de schistes sériciteux et de roches dioritiques, qui s'intercale entre la zone d'Urseren-Tavetsch et le massif de l'Aar, qu'ils considèrent comme une grosse écaille détachée du massif du Gothard. Ils montrent que vers l'E ces roches cristallines disparaissent sous le Verrucano et que celui-ci ne forme pas une série simple, comme on l'a admis, mais comprend au moins deux, probablement trois, écailles, poussées les unes sur les autres. Le principal plan de chevauchement, qui coupe cette masse de Verrucano, passe à peu près par Schlans et Brigels et se suit jusque près d'Ilanz; il est nettement marqué par une bande de Rötidolomit. Enfin les auteurs rappellent les caractères de la région terminale du massif du Gothard vers l'E.

MM. Niggli et Staub ont cherché aussi à préciser par une comparaison stratigraphique, quelles sont les relations entre les sédiments de la zone d'Urseren-Tavetsch, de la couverture du massif de l'Aar et de celui du Gothard. A ce propos ils ont étudié les calcaires en partie marmorisés de Disentis, qui ont été considérés comme faisant encore partie du synclinal d'Urseren; ils ont constaté ainsi que ces couches appartiennent au Dogger et au Malm de la couverture du massif de l'Aar, et qu'ils sont complètement indépendants stratigraphiquement et tectoniquement de la zone du Tavetsch. Les auteurs n'ont pas eu de peine à faire ressortir le contraste absolu qui existe entre les faciès de la série autochtone du massif de l'Aar et les formations des nappes helvétiques d'une part et d'autre part les sédiments de la zone du Tavetsch, qui stratigraphiquement se rattache absolument à la couverture normale du massif du Gothard.

Dans un chapitre de conclusions MM. Niggli et Staub résument les caractères tectoniques du massif du Gothard et de sa bordure septentrionale; ils montrent comment la structure en éventail se transforme vers l'E, comment aussi les deux grandes masses intrusives de l'W sont de plus en plus divisées vers l'E par des zones de schistes métamorphisés et injectés. Ils remarquent en second lieu que les roches du massif du Gothard et surtout de la partie N de ce massif por-



tent des signes de dislocations beaucoup plus intenses que celles du massif de l'Aar. Ils insistent sur l'importance des poussées au N qui se manifestent spécialement dans la partie terminale du massif vers l'E, où la couverture sédimentaire du Gothard est venue recouvrir par chevauchement l'écaille cristalline de Somvix et même le flanc S du massif de l'Aar. Ces poussées doivent avoir été en relation avec la marche au N des nappes pennines ; elles ont eu comme contre-coup les phénomènes de métamorphisme dynamique et de cataclase, qui prennent un si grand développement dans les roches cristallines du Gothard. MM. Niggli et Staub n'admettent du reste pas un charriage du massif du Gothard ; ils supposent simplement que celui-ci, qui, primitivement s'écartait vers l'E du massif de l'Aar, a été poussé au N contre ce dernier en écrasant la zone des racines helvétiques.

Les auteurs ayant établi que la masse du Verrucano de la vallée du Rhin n'est pas simple, comme on l'a généralement supposé, mais se compose de plusieurs écailles superposées, ils admettent qu'une partie de ce Verrucano peut former le cœur d'une ou plusieurs nappes helvétiques. Quant à l'origine de ces nappes elle ne peut pas pour diverses raisons être rattachée aux poussées pennines.

Enfin dans un dernier chapitre, de nature pétrographique, M. Niggli donne une description des divers types métamorphiques, qui se sont développés à partir des formations sédimentaires dans la zone d'Urseren-Tavetsch et dans le synclinal de Scopi. Il constate que dans la zone du Tavetsch le métamorphisme a atteint un degré modéré et est influencé de façons assez diverses par des causes locales. Il rappelle la transformation des schistes mésozoïques en schistes à chloritoïde ; il signale des phyllites à biotite et épidote, riches en pyrite, dans les environs d'Ulrichen ; il décrit sommairement les schistes chloriteux à tourmaline et magnétite dérivés du Verrucano, les schistes micacés granatifères du synclinal de Scopi, etc....

M. R. LOTZE (56) a étudié en détail au point de vue tectonique et pétrographique la **zone septentrionale du massif de l'Aar** depuis l'Urbachtal à l'W du Hasli jusque dans le haut du Maderanertal à l'E de la Reuss. Il a pu distinguer dans cette zone plusieurs unités pétrographiques nettement distinctes, qu'il décrit successivement.

Son premier chapitre est consacré aux gneiss d'Erstfeld, qui comprennent, comme M. Sauer l'a déjà montré, des gneiss d'origine endogène, très peu métamorphisés et ne con-



tenant, comme mica, guère que de la biotite, des gneiss sédimentaires, riches en séricite, puis des roches mixtes et, sous forme de pénétrations filoniennes, des roches amphiboliques.

Le **gneiss éruptif d'Erstfeld** possède un grain moyen et une texture nettement schisteuse due à l'extension des feuilletés de biotite. Le mica noir est souvent chloritisé et contient en général de petits prismes d'apatite avec des grains de zircon. Les feldspaths comprennent de l'orthose et de l'oligoclase-albite. Le quartz apparaît en grains allotriomorphes.

Cette roche, qui montre quelques signes de cataclase, est un granite, dont le caractère un peu anormal vient de l'abondance de la biotite et de la cristallisation défectueuse des autres éléments ; la schistosité paraît être ici primaire ; du reste la structure peut devenir par places fluidale ou même compacte. Dans la région du Sustenpass les phénomènes d'injection prennent une grande importance.

Le gneiss éruptif d'Erstfeld est étroitement voisin du gneiss du Schapbach dans la Forêt-Noire et possède non seulement la même structure microscopique, la même apparence extérieure, mais aussi la même composition chimique. Les deux roches correspondent à un magma granitique, avec une teneur moyenne en chaux, une prédominance de la soude sur la potasse, un faible excès d'alumine.

Le **gneiss sédimentaire d'Erstfeld** se distingue très nettement de la roche précédente. Il comprend des roches à grain très fin et très riches en mica noir, qui est distribué en d'innombrables petites lamelles parallèles. Le quartz, en grains ronds ou fusiformes, est très abondant. Les feldspaths sont en quantité assez variable ; ils appartiennent en partie à l'orthose, en partie à un plagioclase acide. Comme minéraux accessoires il faut citer la sillimanite, le graphite, l'apatite, le zircon et parfois le grenat. Les divers éléments sont toujours de très petites dimensions ; ils sont fréquemment englobés les uns dans les autres ; la structure est ainsi nettement granoblastique. Ces roches doivent être dérivées d'un sédiment argileux ; elle sont caractérisées par leur fort excès en alumine ; leur composition chimique varie du reste sensiblement. Elles alternent par places avec des calcaires ou des roches calcaireo-siliceuses, entre autres aux environs du Sustenpass. Parmi ces roches du Sustenpass M. Lotze décrit en particulier un type très caractéristique formé d'une masse prédominante d'orthose, au milieu de laquelle se détachent des cristaux d'augite (diopside) et de titanite ; la wollastonite y forme des agrégats assez fréquents ; la calcite s'y trouve en petite

quantité ; le quartz y est rare. A partir de ce type de roche l'auteur a pu suivre une transformation graduelle, en relation avec un enrichissement en chaux, qui consiste en un remplacement progressif de l'orthose et de l'augite par la wollastonite et par la calcite. Le terme final de cette transformation est un marbre blanc, dont la masse calcitique contient des cristaux d'augite, de titanite et des grains de quartz. Parfois on y trouve aussi de l'épidote, de l'orthose, de la véruvienne ou du grenat. Il s'agit évidemment d'un calcaire, contenant une petite quantité d'argile et métamorphisé par contact.

Par ces diverses observations M. Lotze est conduit à envisager l'ensemble de ces roches calcaréo-siliceuses et du gneiss sédimentaire d'Erstfeld comme le produit d'un métamorphisme de contact ayant opéré sur une série de sédiments en partie argileux, en partie calcaires, en partie de composition mixte. Cette série présente de remarquables analogies avec les schistes métamorphiques de la Forêt-Noire.

M. Lotze décrit aussi quelques exemples de roches comportant une injection tantôt aplitique, tantôt pegmatitique, qui sont comprises dans les gneiss sédimentaires d'Erstfeld ; il parle brièvement aussi des roches amphiboliques qui sont intercalées dans la même zone, et de quelques produits de ségrégation basique, dérivés du magma granitique, auquel appartient le massif granitique d'Innertkirchen, en particulier d'une minette typique, qui affleure en divers endroits dans la vallée d'Erstfeld.

L'auteur revient ensuite sur l'analogie de la zone d'Erstfeld avec le massif cristallin de la Forêt-Noire, analogie qui porte sur tous les différents types de roches et qui va ainsi jusqu'à l'identité pétrographique des deux régions. De cette identité pétrographique, M. Lotze conclut à une identité génétique et admet que l'intrusion de l'orthogneiss dans les gneiss sédimentaires de la zone d'Erstfeld s'est produite pendant la période précambrienne, d'une façon correspondante aux intrusions précambriennes que M. Schwenkel a reconnues dans la Forêt-Noire ; cette intrusion n'a pas affecté la zone des schistes séricitiques, par contre elle a produit dans les schistes d'Erstfeld un métamorphisme, dont le résultat est resté définitif jusqu'à nos jours. En développant cette conception de la zone des gneiss d'Erstfeld, M. Lotze est forcément amené à discuter celle, toute différente, qu'a donnée M. Staub et qui consiste à ne voir dans ces gneiss qu'un ensemble de schistes sédimentaires, injectés à des degrés divers par un magma

aplitique. Pour M. Lotze le caractère des gneiss à gros grain d'Erstfeld, avec leur structure et leur composition très uniformes, avec le développement primaire qu'y prend la biotite, est incompatible avec la genèse des roches injectées et ne s'explique que par une origine intrusive, et, en réalité, ces gneiss n'ont aucun rapport avec les schistes injectés connus des régions ambiantes. D'autre part le fait qu'on trouve des inclusions de gneiss d'Erstfeld intact dans le granite d'Innertkirchen, sans qu'il y ait aucune pénétration aplitique du granite dans les inclusions prouve que l'orthogneiss d'Erstfeld existait déjà comme tel lors de l'intrusion du granite d'Innertkirchen et que sa genèse n'a par conséquent rien à faire avec une injection dérivée de ce centre magmatique.

M. Lotze consacre le chapitre suivant de son étude à la description de la zone de **schistes séricitiques** qui se développe entre le gneiss d'Erstfeld et le granite d'Innertkirchen. Cette zone se compose en réalité de roches principalement très hétérogènes, parmi lesquelles prédominent d'une part des gneiss éruptifs, d'autre part des porphyres quartzifères analogues aux porphyres des Windgällen. L'aspect uniforme qu'ont pris ces roches, leur texture schisteuse, leur richesse en mouscovite, dérivent des laminages qu'elles ont subis pendant les plissements alpins. Le métamorphisme intense qui a affecté les schistes séricitiques et le fait que ni la zone granitique voisine du massif de l'Aar, ni la zone des gneiss d'Erstfeld ne montrent rien de semblable, semblent prouver que la zone des schistes séricitiques correspond à un plan, sur lequel s'est concentré l'effort tectonique.

Ensuite l'auteur aborde l'étude de la **zone granitique d'Innertkirchen**, qu'il a suivie depuis les environs d'Innertkirchen jusque dans les parages du Wendenjoch du côté de l'E, jusqu'au Gstellhorn du côté de l'W, et à laquelle il attribue une largeur maximale de 4,5 km. aux abords de la vallée de l'Aar.

Le granite d'Innertkirchen possède un grain moyen ou fin ; il prend par places une texture parallèle, qui semble être primaire. La coloration verdâtre qui y est très fréquente est due à une riche teneur de la roche en pinnite, produit de décomposition de la cordierite. Sous le microscope ce granite montre une structure grenue hypidiomorphe. La biotite y est abondante, en cristaux relativement bien formés ; elle est presque toujours plus ou moins chloritisée et entourée de tissus finement feutrés de sagénite ou de petits cristaux de titanite. Parfois il s'est développé au dépens de la biotite des pail-

lettes de mouscovite. Le minéral qui a cristallisé après la biotite est un oligoclase-albite, qui forme des cristaux hypidiomorphes ; l'orthose est plus largement cristallisée que le plagioclase, mais moins abondante. Le quartz forme de nombreuses inclusions dans les feldspaths et prend parfois la forme du dihéxaèdre. Parmi les minéraux accessoires la pinnite prédomine, presque toujours accompagnée de petites quantités de graphite. La tourmaline, l'apatite, le zircon, l'hématite, la pyrite sont beaucoup plus rares.

En résumé le granite d'Innertkirchen est un granite typique, tout à fait différent du gneiss éruptif d'Erstfeld, bien distinct aussi des protogines de la région centrale du massif de l'Aar, soit par la nature de ses biotites, soit par l'absence de structure microgranulitique. Il n'a probablement rien à faire avec cette dernière roche, tandis qu'il ne fait qu'un avec le granite de Gasteren, comme l'a admis M. Truninger ; avec celui-ci il forme une zone granitique septentrionale, dont les affinités avec certains granites de la Forêt-Noire, déjà reconnue par M. Schmidt, sont frappantes. La composition chimique de l'un et de l'autre concorde avec celle du granite de Durbach et correspond à celle d'un granite normal, riche en alcalis et montrant un excès marqué d'alumine, en relation probable avec des phénomènes de résorption.

Le granite d'Innertkirchen contient de nombreuses inclusions, qui atteignent en partie un volume considérable ; il les englobe, en subissant autour d'elles des variations étendues soit de sa composition, soit de sa structure ; la composition prend souvent une forme pegmatitique ; la structure prend fréquemment une forme fluidale. Au contact même de la roche intrusive et des inclusions on constate aussi bien des phénomènes de résorption que de pénétration microfilonienne. Les roches qui forment les inclusions sont en partie des gneiss d'Erstfeld, en partie des schistes micacés divers, les uns granatifères, les autres riches en tourmaline, etc..., qui dérivent de sédiments argileux ou marneux et ont subi un métamorphisme de contact très profond. Quelques inclusions sont formées de calcaire marmorisé ; M. Lotze en décrit spécialement deux, qui se trouvent le long de la route du Grimsel et atteignent de grandes dimensions ; il montre l'évidence de leur caractère d'inclusions éruptives et leur indépendance complète relativement aux coins de calcaires jurassiques enfoncés tectoniquement dans le Cristallin, qu'on trouve dans la même région, au Pfaffenkopf par exemple. Il considère aussi comme faisant partie d'une inclusion et comme méta-



morphisé par contact le marbre de Schaftelen, que Baltzer raccordait avec le coin calcaire du Pfaffenkopf.

La richesse en inclusions du granite d'Innertkirchen est en relation avec sa composition, qui implique une résorption assez abondante. Ces caractères donnent au massif granitique l'apparence très claire d'un batholithe typique, quoique les zones concentriques d'injection et d'assimilation ne soient pas aussi nettes que l'admet M. Truninger.

M. Lotze a attiré l'attention aussi sur des zones schisteuses, qui s'intercalent par endroits dans le granite d'Innertkirchen et qui ne sont en somme que des modifications de la roche sous l'influence de pressions et de laminages, ayant déterminé des mouvements différentiels plus ou moins serrés. Par places il s'est même développé deux plans de schistosité ou de clivage, dont l'un est fortement redressé, l'autre peu incliné. La transformation du granite normal en schistes se suit du reste très facilement par l'étude microscopique. Elle commence par un morcellement des grains de quartz en plusieurs plages à orientation différente et par une incurvation des paillettes de biotite. Puis le morcellement des éléments s'accroît et atteint les feldspaths; des fissures se forment et les actions hydrochimiques commencent à intervenir; il se développe de la chlorite et de la séricite, ainsi que des cristallisations secondaires de feldspath et de quartz, auxquelles se mêlent souvent de la mouscovite et parfois un peu de calcite. Lorsque le clivage est encore plus accentué, la roche est traversée par d'innombrables plans de glissement parallèles, dans lesquels ont été entraînés les éléments micacés, tandis que les quartz et les feldspaths ont subi un écrasement de plus en plus fort et que les cristallisations secondaires ont pris de plus en plus d'importance. Le métamorphisme de la roche aboutit ainsi finalement à un schiste formé essentiellement de quartz en amas lenticulaires, et de feuilletés parallèles composés de séricite et de chlorite; il se réduit à un effet d'écrasement et de laminage d'une part, à une importante action hydrochimique d'autre part.

M. Lotze consacre ensuite quelques pages à la description de la zone de formations carbonifériennes, qui se suit depuis le Wendenjoch jusque dans les environs d'Erstfeld. Au contact de cette zone avec le gneiss d'Erstfeld apparaissent d'abord des conglomérats, contenant des éléments du gneiss voisin, en alternance avec des schistes à débris de plantes. Ensuite viennent des schistes gris à nodules de quartz, qui sont riches en éléments charbonneux et contiennent d'autre

part des grenats et des aiguilles de rutile. Ces schistes supportent en discordance le Trias du Wendenjoch, qui commence par un conglomérat de base typique. Le granite d'Innertkirchen, qui entre en contact avec les schistes carbonifériens, a du faire intrusion dans ceux-ci, comme du reste dans le gneiss d'Erstfeld, après que ces deux complexes avaient déjà été affectés par les plissements hercyniens. Par différentes considérations M. Lotze arrive à classer les schistes carbonifériens du Wendenjoch au niveau du Dinantien, à placer l'intrusion du granite d'Innertkirchen à la fin de cette époque et à faire rentrer le plissement de cette zone dans la première phase des plissements carbonifériens. Ces conclusions l'amènent à faire ressortir une fois de plus la frappante analogie qui existe pour ainsi dire en tous points entre la bordure septentrionale du massif de l'Aar et la région méridionale de la Forêt-Noire.

Dans son dernier chapitre, consacré à la tectonique de la bordure septentrionale du massif de l'Aar, M. Lotze montre d'abord la nécessité d'admettre l'intervention dans cette région de plissements carbonifériens ; il considère cette partie du massif de l'Aar comme partie intégrante des anciens massifs varisques ; mais, contrairement à l'opinion de MM. Kœnigsberger et Escher, il admet que la tectonique du massif de l'Aar a subi une modification profonde du fait des plissements alpins, car il ne saurait expliquer autrement la pénétration répétée et très profonde des formations mésozoïques dans le Cristallin, telle qu'on la voit par exemple dans la région de Färnigen et dans la zone d'Urseren. Pendant ces déformations alpines la zone varisque d'Erstfeld a fonctionné comme buttoir.

Ainsi M. Lotze a pu distinguer dans la région d'Erstfeld deux complexes intrusifs tout à fait distincts : le gneiss éruptif d'Erstfeld et le granite d'Innertkirchen ; il a reconnu l'existence d'un paragneiss d'Erstfeld et d'une série de schistes injectés. Il a établi que les schistes séricitiques, qui suivent au S les gneiss d'Erstfeld, ne sont qu'une modification de ceux-ci due à un laminage intense. Il a confirmé l'idée, émise par M. Truninger, que les granites d'Innertkirchen et de Gasteren font partie d'une même masse intrusive. Enfin il a cherché à préciser la part qui revient aux plissements hercyniens et aux plissements alpins dans la tectonique actuelle du massif de l'Aar.

M. J. KÖENIGSBERGER (54) a repris de son côté en quelques pages la question de la tectonique du massif de l'Aar. Parlant

des derniers travaux de M. Staub sur la zone des gneiss d'Erstfeld, il a soutenu le point de vue que les distinctions établies par M. Staub entre cette zone et la zone cristalline principale du massif de l'Aar ne suffisent pas pour justifier une séparation des deux zones en deux massifs distincts.

Passant à la question de l'âge relatif des divers éléments de la zone d'Erstfeld, M. Kœnigsberger maintient que les orthogneiss correspondent à une première phase d'intrusion, qui a eu pour conséquence le métamorphisme de tous les sédiments ambiants en schistes cristallins; ensuite est venue une phase d'injection, puis s'est produite l'intrusion du granite et enfin ont eu lieu les montées et les épanchements porphyriques. Tous ces mouvements magmatiques ont été des contre-coups des phases orogéniques successives qui ont marqué la fin des temps paléozoïques.

M. Kœnigsberger fait quelques remarques sur la zone limite entre le granite de l'Aar et les schistes dans la région de Gurtnellen; il constate d'autre part que M. Staub a eu la tendance à attribuer aux porphyres carbonifériens des Windgällen des roches porphyroïdes profondément métamorphosées, qui sont au fond inséparables des gneiss sériciteux. En outre M. Kœnigsberger attribue la structure particulière des roches de la zone méridionale du massif de l'Aar à une mylonitisation intense, due à un stress très puissant. Enfin il fait quelques corrections de détail aux levés de M. Staub.

M. J. KÖENIGSBERGER (55) a d'autre part fait ressortir les analogies qui existent entre la zone des massifs centraux, en particulier ceux du Mont-Blanc et de l'Aar avec les massifs des Vosges et de la Forêt-Noire. Ces analogies résident dans l'absence de part et d'autre de sédiments plus anciens que le Carboniférien, dans la présence de masses abondantes de gneiss et d'autres schistes cristallins, auxquels se mêlent des roches éruptives basiques anciennes, dans l'intervention d'une phase orogénique au début du Carboniférien et dans le développement de conglomérats carbonifériens, enfin dans la superposition discordante du Permien et du Mésozoïque sur les dépôts plus anciens, qui a été déterminée par une seconde phase de plissement.

*Nappes helvétiques.* — M. M. LUGEON a été le premier à signaler la présence, sous le jambage renversé du pli de Morcles, d'une lame de mylonite, qu'il rattachait au massif du Mont-Blanc. Depuis lors il a continué l'exploration du sous-bassement de la Dent de Morcles et a consacré deux notices à préciser la tectonique très importante de cette région. Dans

sa première notice (58) M. Lugeon constate que la lame de mylonite se suit vers le S jusque dans le cirque des lacs de Fully. Là, elle disparaît, en même temps que la série renversée qui la surmonte, s'amincit considérablement, soit par la disparition de ses termes les plus jeunes, soit par le laminage des autres. La formation la plus récente, qui subsiste vers le S, est un calcaire aptien, de plus en plus marmorisé, qui par une zone pour ainsi dire ininterrompue, aboutit à la carrière bien connue du marbre de Saillon. Ainsi d'abord le marbre de Saillon est aptien ; ensuite le jambage renversé de la nappe de Morcles se suit au S jusque dans la prolongation du synclinal de Chamonix, ce qui démontre d'une part que le synclinal de Morcles est le même que celui de Chamonix ou représente une partie de celui-ci, d'autre part que la lame de mylonite, provenant du massif du Mont-Blanc est l'homologue des lames cristallines du Mont Joly, enfin que la nappe de Morcles est un tronçon du vaste élément tectonique, qui forme la chaîne des Aravis, le Mont Joly, le Désert de Platé, le Mont Ruan, la Dent du Midi, et qui, après avoir plongé sous les nappes des Diablerets et du Wildhorn, reparaît dans les plis couchés du Balmhorn.

Dans une seconde notice M. M. LUGEON (59) s'est occupé des inégalités d'épaisseur considérables que présente le revêtement sédimentaire des masses hercyniennes de Morcles et des Dents du Midi. Il explique ces inégalités en admettant d'abord que le massif des Aiguilles Rouges et sa couverture autochtone, dont la surface était inclinée vers le N, ont été péniplainés avant la transgression priabonienne, de façon que les dépôts éocènes transgressifs recouvrent successivement tous les terrains du Cristallin à l'Hauterivien. Mais il montre que cette explication est insuffisante et qu'il faut admettre des entraînements de masses considérables, arrachées à la couverture du massif hercynien et charriées au N sous la nappe chevauchante de Morcles. Le massif hercynien était déjà bombé, lorsque la nappe de Morcles a poussé au N entre lui et les nappes sus-jacentes ; aussi est-ce la couverture de son versant S qui a subi le plus fortement ces actions de laminage et d'entraînement, tandis que les masses entraînées se sont empilées sur son versant N. Le décollement de la série autochtone s'est produit dans la règle dans la série de calcaires triasiques qui recouvre les quartzites du Trias inférieur.

M. M. LUGEON a été chargé depuis l'année 1897 par la commission géologique suisse de lever les territoires des



Hautes Alpes calcaires, qui comprennent les massifs du Wildhorn, du Wildstrubel, du Balmhorn et du Torrenthorn avec les régions avoisinantes; il a publié, il y a déjà plusieurs années, la carte au 1 : 50 000 de ces territoires. En 1914 il a fait paraître la première partie de l'étude monographique (57), qui doit accompagner et compléter cette carte.

Ce premier fascicule commence par une introduction, dans laquelle l'auteur expose en détail le développement historique de l'exploration et de la compréhension géologique des Alpes berno-valaisannes. Ensuite vient la description géologique des territoires considérés, qui comprend deux chapitres, l'un consacré au massif du Torrenthorn, l'autre à celui du Balmhorn.

Le massif du Torrenthorn s'élève entre les vallées de la Dala et de Lœtschen, au N de la vallée du Rhône. Il comprend la terminaison vers l'W du massif de l'Aar, dont l'enfoncement longitudinal est très rapide, et la couverture mésozoïque de ce massif, qui s'enfonce en deux profonds synclinaux dans le Cristallin. Les terrains qui constituent cette couverture comprennent le Carboniférien, le Trias, le Jurassique et la base du Crétacique.

M. Lugeon commence la description de ce massif par celle de la coupe, que montre le fond de la vallée de la Dala. Ici, après avoir traversé, au-dessus de Loèche-Ville, une série normale de Crétacique inférieur, de Malm, et de Dogger, on entre dans une large zone de formations liasiques, dont on ne sort qu'aux environs de Loèche-les-Bains. Cette masse liasique, dont les couches plongent dans leur ensemble au S, est formée par une succession de plis isoclinaux et serrés, auxquels prennent part les calcaires siliceux du Pliensbachien, les quartzites du Domérien, les calcaires à entroques de la base du Toarcien et les schistes qui forment la plus grande partie de ce dernier étage. M. Lugeon distingue dans ce système de plis 1° deux anticlinaux, qui coupent la vallée aux environs de Tschinjeren, 2° un anticlinal très marqué, qui traverse la Dala vers le grand pont de la route de Loèche, 3° un groupe de trois anticlinaux très nettement visibles aux environs d'Inden, 4° un anticlinal important, qui passe un peu au S des chalets de Milliud, 5° un dernier anticlinal, qu'on traverse vers les échelles d'Albinen et qui apparaît encore dans le fond de la vallée de la Dala, ainsi que sur le versant droit près de Bodmen. Ce dernier pli, formé de Pliensbachien et de Domérien, est entouré par des schistes toarciens, dans lesquels les charnières antici-

nales s'effilent de plus en plus dans les couches de plus en plus élevées et qui forment le soubassement du Dogger de la paroi du Daubenhorn.

L'anticlinal des échelles d'Albinen se suit facilement dans les pentes au S de Loèche, où il est marqué par une bande de quartzites domériens perçant au milieu du Toarcien ; de là il se prolonge dans le Majinghorn, en s'ouvrant de plus en plus, de façon à découvrir un noyau plienschbachien, élargi par des replis secondaires.

L'anticlinal de Milliud se suit, marqué par une bande de quartzites domériens, dans la direction du N E, en passant au N de Torrentalp et du sommet du Torrenthorn, jusque vers le glacier de Majing ; là il se couche au N et en même temps perd son autonomie par l'amortissement rapide du synclinal toarcien qui le sépare de l'anticlinal suivant.

Le faisceau des plis d'Inden se suit également vers le N E ; il forme la crête qui limite au S E le vallon de Torrentalp et se continue jusque dans le versant S du Torrenthorn, où il est ouvert jusqu'au Plienschbachien. Les digitations qui caractérisent ce faisceau dans la vallée de la Dala, se retrouvent jusque près du Torrenthorn avec diverses variations et elles déterminent des alternances répétées de quartzites domériens, de calcaires à entroques et de schistes toarciens.

La zone anticlinale du Pont de la Dala paraît perdre bientôt son autonomie ; par contre celle de Tschinjeren, marquée au N d'Albinen par une bande de quartzites domériens, puis effacée momentanément par un enveloppement de Toarcien, réapparaît d'une façon extrêmement nette dans les environs de la Galmalp, où elle est séparée de la zone anticlinale d'Inden par un profond synclinal toarcien. En étudiant ce territoire de la Galmalp, M. Lugeon a pu se convaincre que le faisceau anticlinal d'Inden constitue la couverture d'un anticlinal cristallin, tandis que les anticlinaux de Galmalp-Tschinjeren ne sont que des replis dans un grand coin synclinal enfoncé dans le gneiss. En effet ces plis se continuent dans le Faldum Rothorn et jusque dans le Faldumgrund et là ils naissent clairement au milieu d'une série triasique-liasique, qui dans son ensemble est enfoncée synclinale ment entre la zone cristalline du Niven et celle de la Laucherspitz. Puis bientôt cette zone synclinale disparaît vers le N E, par suite de l'ascension rapide du massif de l'Aar dans cette direction.

Dans la région comprise entre le Torrenthorn et le Resti-Rothorn on voit d'abord la zone synclinale toarcienne, qui

sépare plus à l'W les anticlinaux de Milliud et d'Inden, s'amincir rapidement par élévation longitudinale sous le glacier de Majing, en sorte que le prolongement de ce synclinal n'est plus marqué vers l'E que par un coin de quartzites domériens enfoncé dans le Pliensbachien dans le versant S du Resti-Rothhorn. Entre le Resti-Rothhorn et le Majinghorn se développent deux replis anticlinaux de Lias, dont le plus septentrional enveloppe le bombement cristallin du Männlihorn, et qui représentent le prolongement de la zone anticlinale de Milliud. Entre le Lias du Resti-Rothhorn et le Cristallin de la Laucherspitz le Trias prend un important développement ; son épaisseur est due à trois replis anticlinaux. Le Trias forme également les environs de Riesegg vers les sources du Dornbach, où il marque la terminaison vers le N E d'un synclinal enfoncé dans le Cristallin et replissé en digitations secondaires.

Le Ferden-Rothhorn, formé essentiellement de couches liasiques, montre un grand pli couché au N W, dont le jambage renversé domérien et toarcien se suit depuis Unterferden jusque sous le sommet, et qui se digite en quatre anticlinaux, nettement distincts, de Pliensbachien et de Sinémurien. Ces anticlinaux prolongent en partie la zone anticlinale des Echelles d'Albinen, en partie les plis des environs de Loèche. Leurs noyaux triasiques apparaissent sous une forme très écrasée dans la vallée d'Oberferden.

Sous la jambage renversé du pli couché du Ferden-Rothhorn s'insinue une série importante de calcaires échinodermiques du Dogger, qui se raccorde au N avec le Dogger de la Gitzifurgge et du pied du Balmhorn ; cette série paraît se terminer synclinalement près d'Unterferden. Au-dessous d'elle apparaît un système très compliqué de lames, qui, par suite de la plongée brusque du massif cristallin d'Auf den Platten, prend une direction N-S et même N W-S E. Je ne puis suivre ici M. Lugeon dans la description très complète de ce système ; qu'il me suffise donc de dire qu'il comprend essentiellement de haut en bas : 1° Une lame de gneiss et de Trias sous-jacente au Dogger précité ; 2° une série de dépôts liasiques ; 3° une nouvelle lame cristalline avec un peu de Trias ; 4° une série formée de Malm et d'un peu de Dogger qui s'appuie à l'E sur : 5° une troisième lame cristalline ; celle-ci est séparée du massif d'Auf den Platten par une faible épaisseur de Trias.

A propos de ces lames, qui ont été observées depuis le Loetschenpass jusqu'à la Kummenalp, M. Lugeon rappelle les

observations qui ont été faites par MM. Schmidt et Preiswerk dans la partie S du tunnel du Lötschberg et qui ont permis de constater l'existence à partir du kilomètre 3300 de la coupe suivante vers le N.

1° Des quartzites et des couches dolomitiques du Trias, en contact vers le S avec le gneiss.

2° Une succession de schistes, de calcaires rubannés et de calcaires à entroques du Lias.

3° Une zone laminée de dolomites, de schistes et de quartzites triasiques.

4° Des calcaires du Malm en contact direct vers le N avec le Cristallin.

Cet ensemble de couches enfoncées dans le Cristallin correspond d'une façon remarquable à la partie moyenne et inférieure de la coupe relevée entre Unterferden et le Lœtschenpass. Il n'y manque que les lames cristallines, qui donc sont complètement déracinées.

M. Lugeon décrit ensuite la région de Hochgebirgskalk qui de Loèche et Nieder Gampel s'élève vers le Galmhorn. Il consacre quelques pages à l'énorme dalle de Malm qui, descendant du Galmhorn et du Guggerhubel, forme les environs de Guttet d'une part, d'autre part la partie supérieure des gorges de la Dala. Ce Malm, qui repose normalement sur le Dogger et le Lias de la zone de Tschinjeren, supporte vers le S un synclinal de schistes valangiens; mais par places, en particulier au Guggerhubel et dans les environs de Guttet, le Jurassique supérieur est séparé du Crétacique par un gros banc de tuff augitique et cette roche est d'autant plus frappante dans la région de Loèche qu'elle a été répandue sur de vastes espaces par un éboulement parti du Guggerhubel.

Le synclinal valangien précité se suit depuis Vareu, par Loèche-Ville jusqu'au-delà d'Erschmatt; il est recouvert du côté du S par l'énorme masse de Hochgebirgskalk, qui, partant des gorges de la Dala s'élève dans la direction de Platten. Plus loin vers l'E, son axe s'élevant rapidement, ce synclinal se retrécit et n'est plus formé que de Jurassique; de part et d'autre du Malm apparaissent le Dogger et le Lias. Dans son jambage méridional, près de Bratsch, le Dogger prend un faciès spécial de calcaires, finement saccharoïdes, à traînées arénacées vers la base, puis de calcaires de plus en plus siliceux vers le haut.

Dans la seconde partie de son livre M. Lugeon décrit la grande paroi de Dogger, qui domine la rive droite de la Dala



depuis le Balmhorn jusqu'à l'W d'Inden, et la couverture de Malm, de Crétacique inférieur et d'Eocène qui, s'appuyant sur cette série mésojurassique, forme le versant N du Balmhorn de l'Altels, du Rinderhorn et du Daubenhorn. Il montre que toute cette région est formée par les têtes des plis déjetés de Lias du massif du Torrenthorn, qui dépassant l'horizontale, sont devenues plongeantes et se sont empilées.

Ces plis culbutés de Dogger sont particulièrement nets dans la paroi de la Gemmi, où les bandes synclinales sont généralement marquées par les schistes calloviens, tandis que les zones anticlinales sont formées par les calcaires bathoniens et bajociens; plus à l'E dans la direction du Balmhorn c'est le Bathonien seul qui marque les axes synclinaux, tandis que le Bajocien constitue les charnières anticlinales. Vers le S W la délimitation des plis ne tarde pas à devenir plus difficile, ces plis se faisant dans la masse même du Bajocien; M. Lugeon a pourtant suivi une double zone synclinale de Bathonien jusque vers Larschi, à l'W d'Inden. Dans les environs de Loèche et vers l'amont dans la haute vallée de la Dala jusqu'à Fluhalp, ainsi que dans le versant occidental du Ferden-Rothhorn d'autres plis, plus profonds, apparaissent, qui font alterner les schistes aaléniens et les calcaires à entroques du Bajocien. M. Lugeon est arrivé à établir ainsi l'existence, entre Loèche et le sommet de la Gemmi, de huit anticlinaux empilés, dont six sont continus de la Gemmi jusqu'au Balmhorn; de ces six anticlinaux quatre apparaissent dans la paroi même, contribuant à l'énorme épaissement du Dogger, deux, au cœur aalénien, sont visibles dans la haute vallée de la Dala, au N à l'E de Loèche, jusqu'au NW du Ferden-Rothhorn.

Passant à l'étude du versant oriental du Balmhorn dans la région de Balm et du glacier du Lötschenberg, M. Lugeon expose quelques faits intéressants: il montre d'abord que là le Trias qui recouvre le granite de Gasteren n'est pas suivi directement par le Lias comme on l'a longtemps cru, mais en est séparé par une série renversée de Dogger et de Malm. Ce fait suffit à prouver que le massif du Balmhorn est formé par un immense pli couché, dont le jambage renversé existe aux environs de Balm, et dont les multiples digitations se traduisent par les replis empilés de l'Aalénien, du Bajocien, du Bathonien et du Callovien dans la paroi de la Gemmi. Du reste ces mêmes replis sont visibles dans la série liasique, qui se superpose vers Balm au Dogger et au Malm renversés; là, en effet, on observe trois anticlinaux couchés de Lias

moyen pénétrant du S au N dans les schistes aaléniens, puis, au-dessus de Balm, apparaissent encore deux anticlinaux liasiques. Plus au N, dans les pentes abruptes qui dominent Schoenbühl et Gfällalp, M. Lugeon a reconnu l'existence de deux synclinaux bajociens enfoncés du N au S dans le Lias.

Dans son chapitre suivant M. Lugeon décrit le versant N du Balmhorn jusqu'au fond du Gasterental ; là, il a retrouvé la trace du jambage renversé signalé déjà près de Balm, puis il a vu, autour d'une charnière frontale de Lias supérieur, plusieurs digitations empilées de Dogger ; enfin plus haut il a étudié les grands replis de Dogger, de Malm et de Valangien, qui forment les sommets de l'Altels et du Balmhorn et les pentes qui en descendent vers le N et vers l'W. Les deux plis supérieurs de la Gemmi pénètrent profondément au N entre le Malm du sommet de l'Altels et un puissant synclinal de Malm qui apparaît encore dans les pentes séparant le sommet du Balmhorn du glacier du Lötschenberg. Les plis plus profonds se marquent dans la grande paroi de Malm qui domine le bas du Gasterental et contribuent à son énorme épaissement. Le Valangien forme plusieurs coins synclinaux, dont le plus beau se trouve dans le flanc E de l'Unter Tättishorn.

M. Lugeon décrit encore les replis correspondants du grand pli du Balmhorn, tels qu'ils se manifestent dans la série du Crétacique et du Nummulitique, qui constituent l'éperon rocheux du Stock entre le Schwarzbach et la route de la Gemmi. Là encore il a pu établir l'existence de trois digitations anticlinales. Il a montré d'autre part que le front du pli du Balmhorn dépasse au N le torrent descendant de l'Ueschinental, pour former, au S W de Kandersteg, le rocher nummulitique du Schnittboden.

En terminant, M. Lugeon décrit encore les digitations supérieures du grand pli du Balmhorn, telles qu'elles se développent dans le Malm et le Crétacique inférieur depuis le Tättishorn au N E jusqu'au Rinderhorn et au Daubensee au S W. Un synclinal infracrétacique est nettement visible dans le versant N de l'Unter Tättishorn et jusque près de la Spitalmatte. L'énorme paroi de Malm du Balmhorn et du Rinderhorn doit son épaisseur à des replis empilés. Tout cet ensemble jurassique-crétacique s'enfonce au N sous une zone mince de Nummulitique, qui est chevauchée par la nappe du Gellhorn, prolongement de celle des Diablerets.

Ajoutons en terminant que la description tectonique de

M. Lugeon est complétée par un fort bel atlas de profils et de vues panoramiques.

M. J. OBERHOLZER (63) a pu établir, par les persévérantes études qu'il a poursuivies dans la région des **nappes glaronnaises** située à l'E de la Linth, que les masses qui chevauchent ici sur le Flysch du Sernftal, n'appartiennent pas, comme on l'a cru longtemps, à une seule et même nappe, mais à plusieurs nappes superposées, qui prolongent celles connues à l'W.

Ainsi, dans le massif du Mürtschenstock et du Schild, on doit distinguer deux nappes superposées, commençant toutes deux par une bande de Verrucano, et appartenant l'une à la nappe de Glaris, l'autre à celle du Mürtschenstock. Entre ces deux éléments s'intercale une sorte de brèche de friction, qui rappelle le Lochseitenkalk.

Les nappes de Glaris et du Mürtschenstock se retrouvent dans le versant occidental de la vallée de la Murg, représentées toutes deux par du Verrucano et du Trias, qui changent de faciès de l'une à l'autre ; partout ailleurs dans la région comprise entre les vallées de la Sernf et de Weisstannen et le lac de Walenstadt, la délimitation des deux nappes devient très difficile, mais il semble que, sur une grande partie de ce territoire, celle du Mürtschenstock subsiste seule.

M. Oberholzer a été amené par diverses raisons à attribuer la série de Lias de l'arête de Magereu-Guscha non à la nappe du Mürtschenstock, mais à celle de l'Axen et à la considérer comme en superposition tectonique sur le Trias et le Verrucano, qui eux appartiennent à la nappe du Mürtschenstock. Le recouvrement mécanique est démontré par la superposition souvent discordante du Lias et par une série de dislocations qui sont particulières à celui-ci.

Les deux nappes du Mürtschenstock et de Glaris sont encore distinctes dans la partie occidentale du massif du Kärpf ; elles disparaissent bientôt vers l'E ; la nappe du Mürtschenstock apparaît pour la dernière fois dans le versant oriental des Graue Hörner, après quoi on peut voir, dans la région de Wangs, la nappe de l'Axen en superposition directe sur le Flysch.

Dans le territoire des vallées de la Sernf, de la Tamina et de Weisstannen, M. Oberholzer a pu se convaincre de l'indépendance tectonique du Wildflysch, qui supporte le Verrucano chevauchant, relativement aux formations éocènes helvétiques, qu'il recouvre d'une façon absolument irrégulière. Le Wyldflysch représente donc bien une nappe distincte selon l'opinion de MM. Arn. Heim, P. Beck et d'autres.

M. H. AHRENS (50) a entrepris une étude détaillée de la chaîne du Gross Aubrig dans le canton de Schwytz et a résumé ses observations dans une courte notice.

Dans la partie stratigraphique de sa description l'auteur commence par établir que les calcaires compacts de la base de la série crétacique du Gross Aubrig ne sont pas du Valangien, comme l'avait admis Burckhardt, mais de l'Urgonien et contiennent en grande quantité des *Orbit. lenticularis*. L'Hauterivien, qui correspond donc ici au niveau le plus ancien, est formé essentiellement par les calcaires caractéristiques du Kieselkalk.

Le Barrémien comprend : 1<sup>o</sup> les calcaires glauconieux de l'Altmann, ici très imparfaitement développés ; 2<sup>o</sup> les couches marno-calcaires du Drusberg ; 3<sup>o</sup> l'Urgonien inférieur.

L'Aptien commence avec les marno-calcaires à *Orb. lenticularis*, qui contiennent aussi *Ter. sella* Sow., *Rhynch. Gibbsi* Sow. et *Heteraster oblongus* Brong. ; puis vient l'Urgonien supérieur, qui contient en abondance *Requienia ammonia* Goldf. Ce niveau est séparé par une importante lacune de la brèche de Brisi qui le surmonte.

M. Ahrens a relevé au Faulen Berg le profil suivant de l'Albien :

1<sup>o</sup> Grès vert à nodules de phosphorite de Durschlägi, (0,32 m.).

2<sup>o</sup> Grès vert, fin, de Niederi, (3,20 m.).

3<sup>o</sup> Calcaires à grain fin, légèrement glauconieux et marnes schisteuses du Fluhbrig, (5,10 m.).

4<sup>o</sup> Calcaires plus sableux et plus riches en glauconie de Twirren (10 m.).

5<sup>o</sup> Grès vert à concrétions calcaires (Knollenschicht), (4 m.).

6<sup>o</sup> Grès calcaire et glauconieux de l'Aubrig, avec *Turril. Bergeri*, *Bel. minima*, etc....

Le Cénomaniien n'est représenté que par une mince couche de calcaire à Foraminifères, légèrement glauconieux, qui établit la transition au Seewerkalk du Turonien. A propos de cette formation M. Ahrens discute l'origine des pellicules brunâtres, qui la sillonnent souvent. Il admet qu'il s'agit ici d'accumulations de résidus insolubles, qui se sont formées sous l'action de pressions diverses coopérant avec les eaux d'imprégnation.

Le Sénonien est représenté par les marnes d'Amden épaisses d'une cinquantaine de mètres ; il contient en petite quantité *Drepanocheilus vagans* Böhm et termine la série crétacique.



Le **Flysch** commence avec les grès et marnes glauconieux des « Bürgenschichten », qui contiennent *Num. Partschii* de la Harpe, *Orthophr. discus* Rüt., *Assil exponens* et *Ostrea gigantea* Sow. et ont 15 m. d'épaisseur. Ensuite viennent les schistes argileux à Globigérines, qui supportent directement le Wildflysch.

M. Ahrens décrit sommairement diverses formations quaternaires, entre autres un éboulement descendu du Lindental, qui a barré le cours de l'Aa, divers cônes de déjection et les alluvions de l'Aa.

La partie tectonique du travail de M. Ahrens est simplement le commentaire très bref d'une carte géologique au 1 : 10 000 que l'auteur a levée et d'une série de profils qu'il a établis ; carte et profils ne sont malheureusement pas joints à la thèse, ce qui enlève à celle-ci la plus grande partie de sa valeur.

M. Ahrens a constaté dans la chaîne de l'Aubrig un réseau extrêmement compliqué de fractures, dont les unes, longitudinales, sont en relation directe avec le plissement et dérivent directement de l'effort tangentiel ; dont les autres, transversales, ont été déterminées soit par des tractions et des étirements, soit par des ruptures causées par les inégalités du soubassement ou des irrégularités dans la résistance à la poussée.

Par son extrême complication la chaîne du Grand Aubrig présente tous les caractères d'un front de nappe déferlant contre un obstacle. Outre le pli principal qui la forme, on peut y distinguer cinq autres plis couchés moins considérables et dans ce système les phénomènes d'imbrication, de laminage, de déchirement, que l'on retrouve un peu partout, donnent à la chaîne de l'Aubrig son caractère typique de zone de déferlement.

*Préalpes.* — M. M. LUGEON (60) a constaté la présence de plusieurs lames cristallines, formées de Schistes de Casanna et accompagnées de sédiments triasiques, à la base de la **nappe du Niesen** dans les environs de Gsteig. Il a conclu de cette observation que, comme l'admettait M. Argand, la zone du Flysch du Niesen représente le front de la nappe du Grand Saint-Bernard, et se rattache plus spécialement à une des digitations supérieures de celle-ci ; car en effet le Carboniférien manque dans les lames de Gsteig, comme il fait aussi défaut dans la partie supérieure de la nappe du Grand Saint-Bernard.

Dans une deuxième note (61) M. M. LUGEON, partant de la

vaste extension que prend le Flysch du Niesen, soit en Savoie, soit en Suisse, conclut à une prédominance considérable de la nappe du Grand Bernard parmi les éléments tectoniques des Alpes occidentales. Il croit pouvoir rattacher les nappes préalpines aux éléments tectoniques suivants :

Nappe rhétique = Zone du Canavèse.

Nappe de la Brèche = Nappe de la Dent Blanche.

Nappe des Préales médianes = Zone du Canavèse.

Nappe du Niesen = Nappe du Grand Saint-Bernard.

Nappe des Préalpes internes et externes = Nappe du Mont Bonvin et racines au N de Sion.

M. Lugeon se base sur la présence de Couches Rouges dans le Flysch qui couvre la Brèche du Chablais, pour admettre un encapuchonnement de la nappe de la Brèche par la nappe des Préalpes médianes. Il fait remarquer d'autre part qu'à la base du Flysch du Niesen on trouve fréquemment des brèches à blocs exotiques, qui, lorsqu'elles sont en superposition stratigraphique, paraissent reposer directement sur le Trias ou le Lias, mais qui contiennent des cailloux de Barrémien, et sont ainsi en tous cas plus jeunes que cet étage. Il faut donc que le dépôt du Flysch ait été précédé d'une longue phase d'émersion et d'érosion et il semble logique de se représenter ses brèches à blocs exotiques comme une formation de transgression, alimentée par des écroulements de falaises dans une mer envahissante.

*Alpes pennines.* — M. A. ROTHPLETZ (65) a repris depuis plusieurs années pour son compte l'étude de certains points de la géologie de la **Chaîne du Simplon** et a déjà antérieurement contesté plusieurs des conclusions stratigraphiques et tectoniques, auxquelles l'étude détaillée de cette chaîne a amené soit MM. Schmidt et Preiswerk, soit M. Schardt.

Dans une notice récente M. Rothpletz revient sur ce sujet, en abordant d'abord la question de la stratigraphie généralement admise pour les nappes pennines. Rappelant que seule la zone des Schistes Lustrés du Nufenen a fourni des fossiles, il établit avec raison ce qu'a forcément d'imprécis la stratigraphie des autres zones calcaréoschisteuses.

Il étudie ensuite une série de coupes relevées entre Brigue et Berisal, dans le but de fixer les relations vraies entre les zones de gneiss, de calcaires dolomitiques attribués au Trias et de calcschistes attribués au Lias. C'est ainsi qu'il décrit d'abord la zone de schistes calcaires des environs de Brigue et de Naters, qui s'appuie au N contre les gneiss du massif de l'Aar. Dans ces schistes, qu'on pourrait considérer comme

liasiques, s'intercalent plusieurs bandes de gypse et de calcaires dolomitiques, dans lesquelles on pourrait voir des anticlinaux écrasés de Trias ; mais cette interprétation serait purement hypothétique et M. Rothpletz paraît en préférer une autre, d'après laquelle il y aurait ici une série triasique normale avec alternances stratigraphiques de faciès.

M. Rothpletz décrit ensuite une coupe relevée le long de la route du Simplon près d'Eisten et une autre, correspondante, étudiée par M. Schardt dans le tunnel du Simplon. Ces coupes montrent d'abord que le contact entre le gneiss et les sédiments calcaires n'est nullement concordant, ensuite que le gneiss est inclus localement dans les sédiments, de telle façon que l'idée d'une intrusion est très vraisemblable. M. Rothpletz maintient donc sa manière de voir antérieure, que le gneiss est plus jeune que les sédiments ambiants ; il constate d'autre part que la zone de calcschistes, qui s'étend du Schallberg jusqu'au pont sur la Ganter, se distingue du complexe schisteux existant plus au N par l'intercalation de bancs dolomitiques et de puissantes assises calcaires, auxquelles sont associés des lits d'anhydrite. Cette zone serait probablement triasique et représenterait une série simple, dans laquelle le gneiss aurait pénétré par intrusion.

M. Rothpletz donne ensuite un profil de la Nanzlücke, différent sur plusieurs points de celui que l'on peut construire d'après la carte de MM. Schmidt et Preiswerk. La principale différence consiste dans le fait que, pour l'auteur, la zone de serpentine qui affleure au S de la Innere Nanzlücke représente non une intercalation concordante entre des calcschistes et des schistes carbonifères, mais un filon, coupant des schistes micacés d'âge indéterminé.

Dans le même ordre d'idées M. Rothpletz cherche à démontrer, en citant des cas de contact discordant, de pénétration filonienne et de métamorphisme de contact, que les schistes verts du versant oriental de la vallée inférieure de la Viège dérivent de roches basiques intrusives, qui ont pénétré dans les sédiments mésozoïques tantôt parallèlement, tantôt obliquement au plan de stratification et dans lesquelles il faut se garder de voir une zone stratigraphique. Cette conception modifie naturellement tout à fait le sens tectonique à donner à cette coupe.

M. Rothpletz a étudié aussi le complexe des schistes cristallins de Berisal, qu'il définit comme des schistes micacés, contenant par places des grenats ou des amphiboles, traversés par d'innombrables filons de roches granitiques et

ayant subi, du fait de ces intrusions, une injection intense, qui a déterminé souvent une forte feldspathisation. Quant à l'âge de ces schistes on peut simplement les considérer comme plus anciens que le Trias, et il est impossible d'établir une subdivision stratigraphique de ce complexe. Pourtant la transgressivité discordante des formations mésozoïques sur les schistes de Bérisal, admise par MM. Schmidt et Preiswerk, est loin d'être démontrée et M. Rothpletz est tenté d'admettre, d'après la nature des contacts entre les deux complexes qu'il n'y a pas d'importante lacune entre eux.

Passant ensuite à l'étude des zones schisteuses du versant S du Simplon, M. Rothpletz décrit dans ses grands traits le complexe de schistes quartzitiques et micacés, qui affleure dans le fond du Val d'Antigorio, en amont de Crodo. Il cherche à établir que ce qu'on peut voir au contact de ces schistes avec le granite sous-jacent parle beaucoup plutôt en faveur d'une intrusion du granite, que d'une superposition stratigraphique des schistes et rend donc probable l'idée d'un âge relativement plus jeune de la roche intrusive.

A propos de la zone schisteuse symétrique de Varzo et du Val Cairasca l'auteur cherche surtout à démontrer que les marbres dolomitiques et les calcschistes ne forment pas ici un niveau indépendant des schistes phylliteux et granatifères, mais qu'il s'agit de deux faciès alternant l'un avec l'autre et par conséquent de même âge. Le complexe schisteux de Varzo est ainsi très différent de celui du Val d'Antigorio, mais aucun fait ne permet de déterminer les relations stratigraphiques qui existent entre eux.

M. Rothpletz a étudié aussi les schistes formés de quartz, de calcite et de biotite, qui affleurent en une zone importante depuis le Col du San Giacomo jusqu'au Neufelgiuhorn et au Gloggstaffelberg. Il considère comme probable l'âge jurassique de ces schistes, sans trouver du reste d'argument décisif dans ce sens. Quant aux schistes quartzitiques et séricitiques de teinte claire, qui entourent le gneiss de Lebendun dans la région au S et à l'W du San Giacomo, M. Rothpletz a constaté leur liaison intime avec les couches calcaires et dolomitiques qu'on attribue généralement au Trias et avec des mica-schistes granatifères, en sorte qu'il envisage ces trois formations comme faisant partie d'un seul et même complexe.

Enfin l'auteur remarque que d'une façon générale les zones de schistes sédimentaires, qui s'intercalent entre les masses de gneiss sur le versant S du Simplon comportent, à proximité des gneiss, une prédominance de calcaires marmorisés.



et de schistes fortement recristallisés, donc de roches intensément métamorphisées, tandis que, plus loin des gneiss, on trouve dans la règle le faciès des calcschistes francs. D'autre part il distingue deux complexes sédimentaires, dont l'un est caractérisé par sa richesse en bancs calcaires, tandis que l'autre est presque purement schisteux. La question de savoir quelle est la nature du métamorphisme qui a affecté les sédiments à proximité des gneiss est en relation directe avec celle de l'âge relatif de ces derniers que M. Rothpletz étudie dans le chapitre suivant.

Dans cette étude l'auteur commence par établir que les soi-disant gneiss de Berisal sont des schistes injectés par un magma granitique et il rappelle les raisons qui l'on amené à considérer les gneiss d'Eisten et de la Ganter comme intrusifs dans les schistes ambiants.

Quant au gneiss du Monte Leone, ses relations tectoniques avec celui de la Ganter parlent déjà en faveur d'une nature intrusive, mais M. Rothpletz croit en outre pouvoir démontrer celle-ci par la nature du contact qu'il a observé entre ce gneiss et un marbre micacé adjacent dans la région du Monte-Moro, et entre ce même gneiss et un calcaire vers l'Alp Veglia. Dans les deux cas il y a pénétration filonienne du gneiss dans le sédiment voisin et métamorphisme de celui-ci.

Le gneiss de Lebendun, envisagé par MM. Schmidt et Preiswerk comme un gneiss sédimentaire avec intercalation de conglomérats, est d'après M. Rothpletz, un orthogneiss, qui contient par places de nombreux amas lenticulaires d'aplite. Sur le chemin de Varzo à l'Alp Veglia on peut voir comment ce gneiss contient des coins de schistes et comment il est séparé des schistes sus-jacents par une zone de rebrasement typique. Les schistes sus-jacents sont granatifères et riches en quartz et ce n'est que plus loin qu'on rencontre les calcschistes francs. D'autre part M. Rothpletz est amené à considérer les sédiments calcaires et schisteux des environs du lac d'Avisio, non comme une zone synclinale séparant deux nappes de gneiss, mais comme une vaste enclave englobée dans une roche intrusive. De même les schistes qui affleurent entre le gneiss du Piz Cornaccia et celui du soubassement du Monte-Carnera sont envisagés par M. Rothpletz comme formant une enclave dans le gneiss. Ces faits, auxquels s'ajoutent les variations d'épaisseur considérable des gneiss de Lebendun, font dire à l'auteur que ces masses gneissiques s'expliquent de la façon la plus satisfaisante par l'hy-

pothèse d'une vaste intrusion laccolithique d'un magma granitique au milieu des schistes sédimentaires.

Enfin le gneiss d'Antigorio est trop semblable au gneiss du Monte-Leone, pour qu'on n'admette pas la même origine pour l'un et l'autre. Du reste M. Rothpletz cite de nombreux faits, qui semblent démontrer de multiples pénétrations par apophyses du gneiss dans les sédiments ambiants et aussi des phénomènes d'injection étendus. Il cite comme une immense apophyse de gneiss la puissante lame de cette roche, qui traverse à mi-hauteur le versant oriental du Val Cairasca depuis la région de Varzo jusque vers Crosso.

Traitant de la question de l'âge des gneiss du Simplon en général, M. Rothpletz arrive à la conclusion que les intrusions de ces gneiss ont dû se placer entre la sédimentation des Schistes lustrés jurassiques et les plissements alpins. Quant au métamorphisme intense qu'ont subi les sédiments mésozoïques des Alpes pennines, l'auteur ne peut l'attribuer, comme le font la plupart des géologues alpins, à la surcharge qu'auraient exercée sur les nappes pennines pendant leur formation les nappes sus-jacentes, car il conteste l'existence même de celles-ci; il admet un métamorphisme intimement lié à l'intrusion des masses gneissiques et déterminé en première ligne par de puissantes injections, qui se sont continuées aussi longtemps que les magmas éruptifs ont été actifs. Comme argument en faveur de cette manière de voir, M. Rothpletz cite un cas intéressant de pénétration filonienne avec métamorphisme par injection qu'il a observé près de Candoglia, dans le Val d'Ossola, dans des schistes et des calcaires, qui correspondent stratigraphiquement et tectoniquement aux formations mésozoïques du Simplon.

Dans la seconde partie de son travail, M. Rothpletz cherche à établir la conception tectonique qui découle de son interprétation stratigraphique, en admettant que les gneiss sont intrusifs et par conséquent plus jeunes que les formations sédimentaires ambiantes et que parmi celles-ci il faut distinguer trois complexes fondamentaux: 1<sup>o</sup> Les schistes de Bérisal, paléozoïques ou archéens; 2<sup>o</sup> les schistes de Baceno, dont l'âge reste absolument indéterminé; 3<sup>o</sup> le complexe des schistes lustrés et des calcaires et dolomites qui leur sont associés, dont l'âge est triasique-jurassique.

Le fait tectonique qui domine toute la structure de la chaîne du Simplon est le chevauchement étendu de la masse des schistes de Bérisal sur le complexe des schistes lustrés, qui comporte une largeur d'au moins vingt kilomètres. Quant

aux masses gneissiques, elles ne peuvent plus, avec les idées de M. Rothpletz, être envisagées comme des cœurs d'anticlinaux; elles représentent des intercalations intrusives dans le complexe sédimentaire mésozoïque sous-jacent aux schistes de Bérisal. Tout cet ensemble paraît être replié sur lui-même en un synclinal couché, fermé au S avec ses deux jambages conservés en entier. De cette façon le gneiss d'Antigorio, normal se raccorderait synclinalement avec le gneiss du Monte-Leone, renversé; le gneiss de Lebendun se raccorderait avec celui de Valgrande et les zones sédimentaires se raccorderaient de la même façon.

Les deux jambages de ce vaste synclinal ont été compliqués par des replis subséquents; c'est ainsi que s'est développé en particulier dans le jambage normal l'anticlinal couché du Teggiolo ou d'Antigorio. M. Rothpletz, qui reprend en détail l'étude du profil du tunnel du Simplon établi pendant les travaux, y trouve la confirmation absolue de sa manière de voir. Vers le kilomètre 3 du portail N il trouve dans une zone de dislocation des schistes lustrés la trace du plan axial de son synclinal. Le gneiss de la Ganter et celui qui a été coupé entre les kilomètres 7 et 8 du portail N se relie avec le gneiss du Monte-Leone et font partie, comme celui-ci, du jambage renversé. Le contact entre les schistes de Bérisal et les schistes lustrés ne comporte pas de plan de chevauchement; il est stratigraphique. Dans la large zone de sédiments mésozoïques, que traverse le tunnel entre son milieu et le kilomètre 7 du côté S, on retrouve une zone de dislocation marquant le plan axial du synclinal. La voûte gneissique qui vient ensuite correspond à un repli dans la zone gneissique de Lebendun, qui fait partie dans son ensemble du jambage renversé.

Dans la région culminante du Monte-Leone le jambage renversé du grand synclinal est replié sur lui-même, de façon que les gneiss du Monte-Leone recouvrent les schistes de Bérisal.

Après avoir décrit différentes failles, M. Rothpletz revient aux replis subséquents du jambage renversé de son grand synclinal. Parlant des schistes de Varzo, que MM. Schardt, Schmidt et Preiswerk considèrent comme appartenant à un synclinal sous-jacent aux gneiss d'Antigorio, il considère ces schistes comme formant le cœur de l'anticlinal couché des gneiss. La même interprétation lui paraît logique pour les schistes de Bacéno dans le Val Devero.

Cet anticlinal d'Antigorio ou du Teggiolo supporte dans sa

partie N E, soit dans la région du Val Formazza, un pli analogue des gneiss de Lebendun et de leur couverture de schistes lustrés, qui prend rapidement de l'ampleur vers le N E. Le vaste plissement, qui a ainsi affecté les gneiss d'Antigorio et de Lebendun avec des proportions qui grandissent du S W au N E, a une direction nettement oblique sur celle de la nappe des schistes de Bérisal ; il est probablement postérieur à celle-ci et les poussées qu'il a déterminées, en se développant, ont peut-être été la cause du repli du sommet du Monte-Leone.

Quant aux plis des environs de Brigue, ils contrastent avec les plis développés plus au S non seulement par leurs formes redressées, mais aussi par leur direction. Il est probable qu'ils existaient déjà avant la mise en place de la nappe des schistes de Bérisal et ont agi sur le front de celle-ci comme un buttoir.

M. Rothpletz discute encore l'âge relatif de l'intrusion des gneiss et des plissements alpins ; il constate que les zones gneissiques comportent de fréquentes et d'importantes dislocations : plans de friction, régions broyées, etc... et que, si leurs formes tectoniques sont souvent plus simples que celles des schistes calcaires voisins, cela peut s'expliquer par leur plus forte résistance. Du reste la répartition des zones gneissiques sous la nappe des schistes de Bérisal est difficilement conciliable avec une intrusion contemporaine des plissements alpins. C'est pourquoi l'auteur maintient son idée d'une intrusion plus ancienne que le plissement.

Quant aux plissements ils semblent avoir commencé par la formation de la nappe de Bérisal, tandis que les plis redressés des environs de Brigue et du Val Bedretto et les replis subséquents du Val d'Antigorio et du Val Formazza appartiennent à des phases plus récentes, sans qu'on puisse établir jusqu'à quel point ces phases ont été indépendantes les unes des autres.

En terminant je rappelle ici le travail de M. Arndt sur les phénomènes de contact entre les gneiss du Simplon et les roches encaissantes, que j'ai analysé dans la première partie de cette revue, et qui complète sur beaucoup de points celui de M. Rothpletz, en défendant le même point de vue.

M. H. PREISWERK (64) a répondu aux récentes publications de MM. Rothpletz, Klemm et Arndt, dont les auteurs ont cherché à établir l'âge post-triasique des gneiss du Simplon, en considérant les inclusions de granite-gneiss dans les calcaires non comme des débris englobés dans la sédimentation



triasique, mais comme des intrusions granitiques dans le Trias. Il montre en particulier que les arguments mis en avant par M. Arndt pour considérer comme produits d'intrusion les galets granitiques de Lavin sont absolument insuffisants. La forme primaire de ces inclusions a été si profondément altérée par les laminages tectoniques, qu'elle ne peut plus être reconnue. La pénétration réciproque des éléments granitiques englobés et du calcaire ambiant s'est effectuée pendant une recristallisation générale de leur ensemble sous l'influence des énormes laminages qui se sont fait sentir. C'est alors que se sont développés les minéraux, dits de contact par M. Arndt, dans la masse du calcaire, par suite d'un métamorphisme régional et non par l'intervention d'un métamorphisme de contact, suivant un processus que M. Preiswerk a vérifié dans diverses régions du Simplon. D'autre part les galets de Lavin sont formés non d'aplite, comme l'admettent MM. Klemm, Arndt et Rothpletz, mais d'un granite recristallisé et altéré.

Passant aux inclusions de granite découvertes dans le Trias de Eisten et d'Im Stafel, M. Preiswerk montre qu'elles sont formées d'un granite à gros grain, riche en biotite, qui ne peut en aucune façon dériver du gneiss voisin d'Eisten ; il s'agit là de matériaux transportés et accumulés dans le Trias. De même pour les couches à inclusions granitiques du glacier de Hohsand, d'Agaro et de Cambo, M. Preiswerk croit pouvoir soutenir l'hypothèse de dépôts détritiques. Ce n'est qu'à Gebiden, près de Viège, qu'on pourrait voir dans une lame de granite, intercalée régulièrement sur plusieurs kilomètres entre le Trias et les schistes calcaires, le fait d'une intrusion post-triasique, mais ici même on peut tout aussi bien admettre une intercalation purement tectonique.

Répondant à MM. Rothpletz et Arndt, M. Preiswerk peut établir que la distinction qui a été admise entre le Trias et les calcschistes sus-jacents dans les levés de la carte de MM. Schmidt et Preiswerk, est basée sur des arguments tectoniques d'abord, puis sur des différences de composition chimique, qui sont nettement primaires et tout à fait indépendantes du degré de métamorphisme.

*Alpes des Grisons.* — Dans une très courte notice consacrée aux schistes lustrés de la Basse-Engadine, M. W. HAMMER (53) a établi le fait que les formations réunies en général sous ce nom, appartiennent en réalité à des éléments très divers stratigraphiquement et tectoniquement.

M. H. P. CORNELIUS (51) a repris en détail l'étude de la

zone de formations sédimentaires, qui à l'W de Samaden s'insinue entre les massifs cristallins du Piz Julier et du Piz Ott et qui tectoniquement est comprise entre la nappe sous-jacente d'Err et la nappe sus-jacente du Julier.

En commençant son étude, l'auteur décrit les principaux types de roches qu'il a rencontrés dans les deux nappes d'Err et du Julier : d'abord le granite à oligoclase verdâtre de l'Albula, qui forme essentiellement la nappe d'Err, mais existe aussi dans celle du Julier, puis d'autres types de granite, des roches dioritiques, qui apparaissent surtout au S du col du Julier, des roches filoniennes, qui sont surtout leucocrates dans la nappe du Julier, surtout mélanocrates dans celle d'Err. A ces roches endogènes se mêlent divers types de gneiss et de sédiments métamorphisés.

Quant à l'âge des intrusions granitiques, on peut seulement affirmer qu'il est prétriasique ; on peut démontrer d'autre part que l'intrusion des granites a suivi celle des diorites.

M. Cornelius décrit comme formations paléozoïques d'abord un conglomérat à galets de quartz, qu'il a observé sur le versant S du Piz Nair et dans le fond du Val Suvretta, puis un quartzporphyre, qui existe souvent à proximité de ce conglomérat, puis divers schistes, dont l'un paraît dériver d'une roche andésitique, dont l'autre est probablement un sédiment riche en tuffs volcaniques. Il est probable que ces formations appartiennent au Permien.

Le Trias qui se superpose au Cristallin de la nappe d'Err comprend, d'après M. Cornelius, les termes suivants :

1<sup>o</sup> Une zone peu épaisse de grès quartzeux rouges et verts du Buntsandstein, qui affleurent vers les lacs de Suvretta, ainsi qu'entre l'Alp Laret et l'Alp Saluver.

2<sup>o</sup> Des cornieules, auxquelles s'associe souvent du gypse, qui représentent probablement le Muschelkalk avec peut-être une partie des grès werféniens..

3<sup>o</sup> Un complexe formé de grès argileux rouges, de brèches et de bancs dolomitiques, qui correspond aux couches de Raibl. Ce niveau n'est connu que dans le périphérie du Piz de Trais Fluors, où il forme la base d'une puissante écaille.

4<sup>o</sup> Un complexe de dolomites en partie bitumineux, disposés en gros bancs, qui représentent le Hauptdolomit. Ces couches varient d'épaisseur dans des proportions considérables, de 20 m. à 200 m. ; elles atteignent leur principal développement au Piz Bardella. Les fossiles y sont assez abondants, mais mauvais ; la présence de *Worthenia solitaria* Ben. a

pourtant pu être reconnue. Il n'y a aucun doute que ces dolomites sont supratriasiques et non permien, selon l'opinion de M. Rothpletz, ou paléozoïques, suivant l'opinion de MM. Diener et Böse.

5° Des schistes argilo-marneux à *Avic. contorta*, qui n'apparaissent que très localement et sous des formes assez variables.

A la base de la série jurassique M. Cornelius a constaté la présence d'une zone de calcaires bitumineux, plutôt marneux dans leur partie inférieure, riches en silex dans leur partie supérieure. Dans cette zone s'intercalent par places des bancs riches en débris de Crinoïdes et même de véritables brèches échinodermiques de couleur claire ou rougeâtre. A côté des Pentacrines on trouve dans cette série des bélemnites du groupe du *Bel. acutus*, et des Cardinies (*C. cf. hybrida* Stutch.). L'ensemble de ces dépôts a une épaisseur de 15 à 20 m.

Le second terme du Lias est formé par une brèche à éléments triasiques, en partie très gros, cimentée par une masse calcaire rouge, qui peut devenir fortement prédominante. Parfois ces brèches contiennent en petite quantité des fragments d'un micaschiste clair, en même temps que la pâte s'enrichit en quartz. Par places les éléments triasiques sont remplacés par des fragments du Lias calcaire sous-jacent et la brèche prend par suite une teinte foncée. Enfin à ces brèches sont associés des bancs calcaires, tantôt marneux, tantôt échinodermiques, généralement rouges. L'ensemble de ces dépôts est nettement transgressif; il repose le plus souvent sur la surface corrodée du Hauptdolomit, sans qu'il y ait une discordance proprement dite entre les deux formations. Dans le versant occidental du Piz Padella ce complexe de brèches est mêlé, en alternances qui paraissent normales, avec celui des calcaires liasiques précités. Il ne peut du reste y avoir aucun doute que ces brèches sont liasiques.

M. Cornelius décrit ensuite un troisième niveau liasique, formé essentiellement par des schistes marno-calcaires, gris foncé, dans lesquels s'intercalent encore des bancs de brèche à certains endroits. D'autres faciès sont du reste interstratifiés dans ce complexe; ainsi par exemple des schistes rouges, comme dans les environs du Lej Alv, ou des calcaires rouges à Foraminifères comme au Piz Schlatain.

Sur ce Lias se superpose, par places seulement, un calcaire clair, finement spathique, contenant en général de la séricite et du quartz en quantité importante. Cette forma-

tion, qui supporte les radiolarites suprajurassiques et que l'auteur a baptisée « Hyänenmarmor », à cause de son aspect tacheté, doit représenter le Dogger ou peut-être le Malm inférieur.

Ce sont les radiolarites, avec leur faciès habituel, qui terminent la série jurassique; leur épaisseur normale paraît être d'une quarantaine de mètres.

Le Crétacique est représenté par une série en majeure partie schisteuse, qui est particulièrement bien développée entre le Piz Julier et le Piz Suvretta. Le terme inférieur de ce système comprend des schistes foncés, feuilletés, argileux, contenant, surtout vers le haut, des bancs gréseux et des couches de brèches polygéniques. Puis viennent des grès rouges et verts, très fins, alternant avec des argiles schisteuses de même couleur, et avec des bancs minces de brèches polygéniques. Enfin la série crétacique se termine par une zone de brèches riches en éléments granitiques, en fragments de mica-schistes à mouscovite et de gneiss, et contenant en outre des fragments de quartzporphyre, de phyllites séricitiques, de grès et de dolomites triasiques, de roches liasiques, ne renfermant par contre pas de radiolarites, ni de serpentines. Les éléments de ces brèches sont en général gros et imparfaitement arrondis; les diverses espèces de roches sont mêlées dans des proportions très diverses; il est certain du reste qu'elles proviennent toutes de gisements peu éloignés, appartenant pour la grande majorité au massif du Julier. L'épaisseur totale du dépôt dépasse en tout cas 100 mètres.

Cette série considérée par M. Cornelius comme Crétacique parce qu'elle s'appuie sur une série normale de terrains jurassiques a été interprétée auparavant de façons très diverses et attribuée tantôt au Verrucano, tantôt au Trias, tantôt au Lias. L'absence de fossiles n'a pas permis jusqu'ici une confirmation de l'attribution au Crétacique.

Dans la partie tectonique de son exposé M. Cornelius démontre d'abord que la masse triasique qui forme le Piz Padella et le Piz da Trais Fluors chevauche entièrement sur un soubassement de Lias. La même masse chevauchante se retrouve du reste au S du Val Saluver jusque vers l'Alp Laret. Cette vaste écaille comporte plusieurs complications, dont la plus importante, qui apparaît entre le Piz Padella et le Piz da Trais Fluors, consiste en une profonde pénétration du Lias entre deux grandes écailles de Trias.

Le soubassement de la masse chevauchante du Piz Padella apparaît au N W de Samaden, dans le Val Pedragrossa, au



Schafberg, dans le haut de la Valletta da Samedan. Il est formé de Lias et de Trias reposant sur le granite et plongeant en général au S E; ces couches ne forment généralement pas une série normale; elles sont par places laminées, par places imbriquées, de telle sorte que les profils sont très variables d'un point à un autre et toujours incomplets. Il paraît évident qu'ici les dépôts triasiques-liasiques ne représentent pas le revêtement en place du massif granitique, mais qu'ils ont été entraînés dans le mouvement général vers le N, et à la fois déchirés à certains endroits, imbriqués à d'autres.

Dans la région du Sass Corviglia et du Piz Schlatain, on retrouve les deux écailles triasiques du Piz Padella et du Piz da Trais Fluors, qui ici forment nettement deux coins enfoncés synclinalement dans leur soubassement liasique. Plus loin vers l'W ces coins se résolvent en une chaîne de petites Klippes triasiques détachées, qui se retrouvent jusqu'au pied du Piz Grisch.

Vers le S la masse triasique du Piz Padella se trouve encore au Sass Ronzöl, où on la voit se mouler sur la série de radiolarites et de schistes et brèches crétaciques; qui forment en grande partie le Piz Nair. Puis, plus au S encore, des schistes micacés s'intercalent entre le Trias et son soubassement. Ces schistes font partie de la nappe du Julier; d'autres indices portent à croire que le Trias de la grande écaille en question devait recouvrir vers le S le granite du Julier. Aussi M. Cornelius admet-il que cette écaille faisait partie de la couverture sédimentaire de la nappe du Julier, dont elle a été décollée pour suivre dans leur mouvement au N les éléments sus-jacents.

Quant au soubassement de l'écaille du Piz Padella, qui représente le revêtement sédimentaire de la nappe d'Err, il comprend, dans la région du Corn Suvretta et du Piz Nair, outre le Trias et le Lias, le « Hyänenmarmor », les Radiolarites et les formations crétaciques décrites plus haut. L'ensemble de ces dépôts, qui plonge en général au S E, ne représente du reste nullement une série simple. Les divers termes ont glissé les uns sur les autres, de façon à former par places des séries incomplètes, par places des empilements. M. Cornelius distingue deux plans principaux de glissement.

En terminant son exposé, M. Cornelius discute l'interprétation qu'a donnée M. Trümpy de la nappe d'Err, d'après laquelle cette unité tectonique appartiendrait à une nappe supérieure à la nappe du Julier, mais l'ayant encapuchonnée

et ayant pénétré ainsi sous son front. Il objecte à cette manière de voir d'abord l'analogie toujours plus marquée vers le S des roches du massif de l'Albula avec celles du massif du Julier, puis surtout l'allure générale des formations triasiques-jurassiques, qui recouvrent les granites de la nappe d'Err et qui ne paraissent nullement appartenir à un jambage qui aurait été deux fois renversé sur lui-même. D'autre part les dernières observations faites soit par M. Cornelius, soit par M. Staub, semblent démontrer que la nappe d'Err, loin de cesser brusquement dans la région du Julier, se continue au S par le massif granitique de Gravasalvas, puis par celui du Piz Corvatsch, séparée constamment de la nappe du Julier par une zone laminée de formations mésozoïques. Enfin, tandis que le raccord du Trias du Piz Padella avec celui de la zone synclinale du Piz Alv, au N du col de la Bernina, ne semble pas faire de doute, le raccord de la nappe du Languard avec celle d'Err, qu'admet M. Trümpy, est peu vraisemblable.

Il convient de faire suivre cet exposé d'un compte-rendu des observations qu'a publiées récemment M. R. STAUB sur la région occidentale du massif de la Bernina et qui viennent à l'appui des idées de M. Cornelius sur la tectonique générale de nappes austro-alpines inférieures (67).

M. Staub distingue dans la région de la Bernina cinq grandes unités tectoniques : la masse des serpentines du Val Malenco, la nappe rhétique, la nappe de Sella, la série du Corvatsch et la série du Rosegg.

Dans la série du Val Malenco on trouve, à côté des serpentines, diverses roches amphiboliques, des gabbros et des marbres plus ou moins imprégnés de silicates, dont le métamorphisme a été déterminé par l'intrusion post-triasique des roches gabbroïdes. Ce complexe, dont la surface est d'une façon générale incurvée en voûte, est nettement surmontée par les gneiss de la nappe rhétique.

La nappe rhétique, très rétrécie dans le versant S de la Bernina, prend son principal développement dans le territoire du Val Fex. Sa base est formée par la puissante série des gneiss de la Maloja, roches métamorphiques dérivant vraisemblablement de sédiments paléozoïques. Vers le S ces schistes sont coupés par des filons de roches amphiboliques, puis ils contiennent des amas de serpentine et, en même temps, ils changent de caractère, passant à des micaschistes granatifères, riches par places en hornblende, en tourmaline, etc....

Sur ce Cristallin vient d'abord une zone de quartzites du Trias inférieur, sur laquelle s'appuient : 1° une zone de cornieules et de gypse ; 2° une série de calcaires dolomitiques rappelant absolument les dolomies de la Röti des écailles supérieures du Schams. Ce Trias est souvent recouvert par des schistes argileux rouges et verts appartenant probablement au Keuper. Une importante succession de schistes calcaires, en général profondément marmorisés, représente le Lias avec un faciès très semblable à celui du Schams. Puis viennent des bancs de calcaires marmorisés (Hyänenmarmore de Cornelius) et, sur ceux-ci les radiolarites, qui comprennent des schistes bariolés, contenant en abondance des silex et des bancs siliceux, ayant l'apparence de quartzites. Les roches ophiolithiques se mêlent à tous ces complexes superposés et ont produit dans chacun d'eux des actions métamorphiques très nettes.

M. Staub commence la description tectonique de la nappe d'Err par la région du Val Fex, où il a pu suivre une bande synclinale de Trias et de Lias, qui pénètre profondément au S dans la série de la Maloja et forme le Crap de Chüern. Ce synclinal est du reste compliqué par une importante imbrication. Au-dessus de lui se développe non une série simple de gneiss, mais une zone imbriquée, dans laquelle apparaissent jusqu'à neuf lames de gneiss alternant avec des zones de Trias et de Lias. Ces écailles empilées sont particulièrement nettes dans les pentes qui s'élèvent du Crap de Chüern au Piz Chüern ; leur épaisseur varie beaucoup d'un point à un autre ; elles sont en partie discontinues et, par places, elles sont enchevêtrées par des plissements les unes dans les autres. Parmi elles trois se distinguent par leur importance ; ce sont :

1° L'écaille de Platta, qui comprend le gneiss de Platta, la dolomie de Laret-Piz Chüern et le Lias de Vauchera et Marmore.

2° L'écaille du Piz Chüern formée de gneiss, de dolomies et de Lias en petite quantité.

3° L'écaille de Lej Sgrischus formée de gneiss avec peu de Trias et de Lias.

Sur cette puissante série imbriquée se superpose un complexe de roches ophiolithiques, qui s'abaisse du S au N, depuis la région comprise entre le Piz Chüern et le Piz Corvatsch, jusqu'au lac de Silvaplana, dont il forme toute la rive orientale jusqu'aux environs de Surlej. Ce complexe montre de multiples complications tectoniques, imbrications,

replis, etc.... ; il comprend, outre les diabases, les gabbros, les serpentines et les schistes verts, des schistes liasiques et des lames de gneiss. Il supporte une série schisteuse, qui apparaît au S vers Grialetsch, puis prend son principal développement entre l'Alp da Surlej et Margun Surlej, et qui est formée de Lias, de « Hyänenmarmor » et de radiolarites. Ces couches sont de nouveau repliées les unes dans les autres et imbriquées de façon très compliquée. D'après la position tectonique des roches ophiolithiques dans la nappe rhétique, M. Staub croit pouvoir admettre que l'intrusion de ces roches s'est produite lorsque la nappe rhétique avait déjà acquis au moins en grande partie sa structure imbriquée, mais avant les dernières dislocations qui ont affecté la région ; cette intrusion se place donc à la fin du Crétacique ou au commencement du Tertiaire.

La base cristalline de la nappe rhétique se suit depuis le Val Fex vers l'E par le versant S du Piz Tremoggia et de la Cima di Musella jusqu'au Val Poschiavo. Elle est surmontée, comme dans le Val Fex, par une succession d'écaillés empilées, dans lesquelles les dolomies triasiques jouent le rôle le plus marquant. Cette zone passe depuis le Piz Tremoggia par le Monte-Musella et l'Alp Felleria, puis par le Passo di Ner, l'Alp di Ner et la région de Selva et Viale au S E de Poschiavo. Mais ici les roches ophiolithiques font complètement défaut et les écaillés précitées supportent directement la plus inférieure des nappes austro-alpines.

Les nappes austro-alpines contrastent avec leur soubassement par une tectonique beaucoup plus simple, sans imbrications et replis multiples, et aussi par le rôle tout à fait prépondérant qu'y jouent les roches endogènes anciennes. Dans l'énorme masse cristalline qu'elles forment dans le massif de la Bernina, M. Staub a pu reconnaître l'existence de deux bandes de formations sédimentaires, qui séparent trois nappes cristallines.

La plus inférieure de ces nappes est désignée par M. Staub sous le nom de nappe de Sella ; elle comprend surtout un ensemble de schistes métamorphiques d'origine sédimentaire et d'âge paléozoïque : paragneiss, micaschistes, quartzites, phyllites en partie riches en charbon, etc..., auxquels l'auteur applique la dénomination de schistes de Casanna. Au milieu de ces schistes est englobée une importante masse de roches granitoïdes ; au-dessus d'eux se développent d'abord un complexe très peu puissant de cornieules, de calcaires dolomitiques et de quartzites du Trias, puis des calcschistes liasiques ;



cette série sédimentaire rappelle encore celle de la nappe rhétique.

Les roches granitoïdes de cette nappe, représentées surtout par des monzonites, forment les hauteurs du Chapütschin et de la Sella, puis les rochers de la Punta Marinelli et de la Cima di Musella ; elles se retrouvent jusque dans le haut du Val Quadrata, toujours associées aux schistes de Casanna. Sur le complexe que forment ces roches une mince bande de dolomite apparaît à différents endroits au N de la Punta Marinelli, à la Fuorcla Sella, puis sur l'arête qui relie le Piz Chapütschin au Piz Corvatsch, vers la Fuorcla de l'Alp d'Alv, enfin aux environs de l'Alp d'Alv, où l'on voit le Trias et le Lias envelopper une charnière frontale de schistes de Casanna et se continuer ensuite au-dessous d'elle en série renversée. Le gisement de dolomite signalé par M. Trümpy au haut du Val Rosegg appartient peut-être à la même zone.

La seconde nappe austro-alpine est celle du Corvatsch, qui est formée de schistes de Casanna, traversés de nombreux filons et englobant les masses granitiques du Piz Corvatsch. Les dolomites triasiques et les calcschistes liasiques sont réduits ici à une extrême minceur. Plongeant au N cette nappe recouvre par sa partie méridionale la nappe de Sella, puis déborde au N, de façon à s'appuyer directement sur la nappe rhétique. Son plan de chevauchement s'élève depuis les pentes qui dominent l'Alp Surlej, dans la direction du S, jusqu'à la Fuorcla Lej Alv ; on le retrouve sur le flanc gauche du glacier du Rosegg. Près de Chastelet, au S E du lac de Silvaplana, ce plan de contact est compliqué par le développement d'une sorte de pli en retour de la nappe rhétique, qui s'enfonce au S dans les schistes de Casanna de la nappe sous-jacente du Corvatsch. Vers l'E la nappe du Corvatsch n'apparaît plus au delà du Val Rosegg supérieur et du Piz Rosegg.

Une troisième nappe austro-alpine, dénommée nappe du Rosegg par M. Staub, est formée essentiellement de roches éruptives, appartenant en grande partie au groupe des diorites. Des sédiments mésozoïques ne s'y trouvent que dans la zone bien connue du Piz Alv. Elle est séparée de la nappe sous-jacente par un plan de chevauchement très net, qui de Crap San Jan, au S E de Saint-Moritz, s'élève vers le S dans les flancs du Piz Surlèj, traverse l'arête au N de la Fuorcla Surlèj, redescend dans le Val Rosegg, puis remonte au S dans les flancs du Piz Tschierva et du Piz Rosegg. Dans le versant S de cette dernière sommité on voit la nappe du

Rosegg surmonter directement la nappe de Sella suivant un plan de chevauchement très marqué et il en est encore de même au S du Piz Argient, contrefort méridional de la Bernina.

En terminant M. Staub cherche à raccorder les unités tectoniques qu'il a reconnues dans le massif de la Bernina avec celles qui ont été constatées dans les régions voisines. Il montre sans peine que sa nappe rhétique se raccorde au N W avec celle qui a été décrite comme telle. La nappe du Corvatsch doit se raccorder avec la nappe d'Err, telle qu'elle a été définie en particulier par M. Cornelius. La nappe du Rosegg ou de la Bernina, caractérisée par ses roches dioritiques, ne fait qu'un avec la nappe du Julier. Quant à la nappe de Sella elle n'a qu'une extension limitée vers le N et ne se retrouve pas au N de la Haute-Engadine. Ces raccords tirés de la symétrie tectonique des régions situées au N et au S de l'Inn supérieure, sont confirmées par des analogies pétrographiques frappantes entre les éléments tectoniques correspondants des deux régions. Quant aux sédiments mésozoïques des nappes considérées, il faut remarquer que la nappe rhétique montre nettement des caractères transitoires des faciès penniques aux faciès austro-alpins, et que la nappe de Sella possède encore des caractères très voisins des caractères rhétiques. Quant aux nappes d'Err et de la Bernina, il paraît évident que leurs revêtements mésozoïques ont été laminés, décollés et entraînés au N, où ils se sont accumulés.

*Alpes méridionales.* — Il suffit de citer ici une très brève notice préliminaire, dans laquelle M. O. SEITZ (66) a rendu compte de quelques observations faites aux environs de Lugano.

#### IV<sup>e</sup> PARTIE. — STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

##### *Paléobotanique générale.*

Dans une courte notice M. H. BROCKMANN-JEROSCH (68) a fait ressortir l'importance qu'il y aurait à étudier les flores fossiles à un point de vue plus conforme aux principes de la géographie botanique que cela n'a été fait généralement jusqu'ici.

Il remarque, en commençant, que l'hypothèse, émise par Heer et par Nathorst, d'une extension générale entre le pla-