Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 10 (1908-1909)
Heft: 2

Artikel: IIIe partie, Tectonique : descriptions régionales
Autor: [s.n.]
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-156866

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 16.12.2025

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

Les résultats obtenus par ces recherches ne concordent pas avec ceux qu'a donnés à M. Folghereiter l'étude des vases étrusques pourtant à peu près contemporains, et ce fait semble indiquer que l'argile de ces poteries allemandes ne possédait pas une aimantation de cuisson stable.

M. Mercanton rend compte des observations faites par MM. Brunhes et David sur l'aimantation des briques naturelles et des laves du Puy de Dôme et fait ressortir l'intérêt très grand qui s'y rattache soit par les variations considérables dans la position des pôles magnétiques de la terre qu'elles révèlent, soit par les déductions d'ordre géophysique général qu'elles permettent. Il termine en insistant sur l'utilité qu'il y aurait à poursuivre sur une grande échelle l'étude de l'aimantation par cuisson des argiles produite aux différentes époques et dans des conditions diverses.

IIIe PARTIE. — TECTONIQUE. DESCRIPTION RÉGIONALES

Généralités

La Société géologique d'Allemagne ayant décidé de consacrer ses excursions de 1907 à la Suisse, s'est choisi comme guide M. C. Schmidt. Celui-ci a été amené ainsi à composer, à l'usage de nos confrères d'Allemagne, une brochure donnant une orientation générale sur diverses régions de notre pays (**91**).

L'auteur commence par donner quelques renseignements sur le territoire environnant Bâle (Dinkelberg, Tüllingerberg, vallée du Rhin, Neuewelt, etc....). Il expose ensuite plusieurs profils à travers le Jura tabulaire de l'Aar à la Birse, puis passe aux chaînes jurassiennes, en tenant compte plus particulièrement des environs de Liesberg et de Moutier, ainsi que du Weissenstein.

L'étude des Alpes commence avec celle de la région du lac des Quatre Cantons, et la description des plis de l'Axenberg, du Frohnalpstock-Bauenstock, de la Rigihochfluh. Les renseignements tectoniques sont complétés par un tableau stratigraphique des terrains secondaires dans la série autochtone, dans les 3 zones de l'Axenberg, du Frohnalpstock et de la Rigihochfluh, et dans les Klippes.

La superposition des Klippes de Giswyl sur la nappe helvétique supérieure, puis les relations de celle-ci avec les Alpes

calcaires plus internes, et avec le massif de l'Aar font l'objet d'un chapitre spécial.

Ayant amené ainsi ses lecteurs, par Meiringen et Gletsch, à Brigue, M. Schmidt leur expose la structure de la chaîne du Simplon et du bassin de la Viège, dont la description détaillée publiée dans les *Eclogæ*, est analysée plus loin. Il donne en même temps de nombreux renseignements sur les observations faites pendant les travaux du tunnel du Simplon et quelques indications sur les richesses minérales du Valais.

Pour définir la publication de M. Schmidt, il reste à dire que l'abondance des figures, profils, photographies qu'elle contient en fait un véritable album géologique.

Nous devons au même auteur une seconde publication du même genre (**92**), elle aussi richement illustrée, dont le but est d'intéresser à la géologie les nombreux amateurs de nos montagnes, et dont le texte est mis à la portée du public.

Dans un premier chapitre nous trouvons l'exposé des relations existant entre les Vosges, la Forêt-Noire, le Jura tabulaire et les chaînes jurassiennes, suivi d'une description tectonique de ces dernières.

A propos du plateau molassique suisse, M. Schmidt montre l'accentuation progressive du plissement de la molasse du N au S, et la disparition des grès miocènes au S sous le front chevauchant des Alpes calcaires ; il fait ressortir aussi la prédominance des conglomérats le long de la bordure méridionale du plateau molassique et le rôle orographique que jouent ces massses particulièrement résistantes.

A propos des Alpes l'auteur commence par insister sur l'importance de certaines zones tectoniques, ainsi celle qui s'étend du Säntis aux Ralligstöcke, la zone tertiaire Amden, Brunnen, Sarnen, Habkern, la zone Glärnisch, Uriroth-stock, Faulhorn, la zone tertiaire Pfäffers, Altdorf, Meiringen, Gemmi. Puis il décrit les coins classiques de la série sédimentaire autochtone dans les schistes cristallins du massif de l'Aar et montre l'enfoncement longitudinal de ce massif soit vers l'E soit vers l'W sous son revêtement mésozoïque.

Viennent ensuite une série d'observations un peu hâchées sur les plis helvétiques s'enracinant dans les massifs centraux, sur les Klippes et les Préalpes, sur les formes orographiques naissant d'une part dans les schistes, de l'autre dans les granites, sur les lignes synclinales qui jalonnent au N et au S les massifs du Gothard et du Mont Blanc. L'auteur développe, à propos de la zone des Schistes lustrés, de la zone

axiale houillière et des grands plis couchés des Alpes valaisannes, tessinoises et grisonnes, les mêmes considérations qu'il a publiées plus en détails dans les *Eclogæ* et que nous analyserons plus loin. Enfin, par une courte description du territoire des lacs de Lugano, Majeur et de Côme, il montre les différences qui existent entre la structure du versant S et celle du versant N des Alpes.

Après ce chapitre consacré à des descriptions régionales, M. Schmidt aborde l'explication de la tectonique générale des Alpes d'après la notion moderne des grandes nappes de charriage venues du S, qui se sont écoulées les unes par dessus les autres sur l'avant pays, et dont les restes épargnés par l'érosion sont surtout conservés au-dessus des régions enfoncées du soubassement. Parmi ces ensellements jalonnés de lambeaux de recouvrement, il faut citer particulièrement la zone transversale qui s'étend du massif de la Dent Blanche dans les Alpes valaisannes, par la région du Wildstrubel et les Préalpes bernoises et fribourgeoises, jusque dans le Jura bâlois, où elle prolonge exactement le grand fossé de la vallée du Rhin.

Le phénomène des grands recouvrements ne doit du reste nullement être considéré comme spécial aux Alpes suisses et M. Schmidt montre en effet qu'il se retrouve avec une grande ampleur dans tout le système alpin. En tenant compte de ce fait on arrive à expliquer de nombreuses anomalies constatées dans la juxtaposition de séries stratigraphiques contemporaines et pourtant toutes différentes et, en replaçant dans leur position primitive ces séries diverses, on arrive à reconstituer des systèmes sédimentaires, dont les facies se transforment progressivement et normalement. C'est ainsi, qu'une notion d'abord purement tectonique a pu recevoir une précieuse confirmation d'ordre stratigraphique.

M. Schmidt consacre à la genèse de la tectonique alpine un important chapitre, qui montre comment les plissements hercyniens ont affecté avec l'Europe centrale la plus grande partie de la Suisse jusqu'à la ligne de Coire à Martigny, tandis qu'ils épargnaient la zone des Alpes actuelles du Valais et du Tessin, pour se faire sentir de nouveau dans le territoire actuel des lacs italiens. Il expose la façon dont la sédimentation mésozoïque s'est faite soit dans le domaine des plis hercyniens, soit dans la zône géosyndinale aux couches restées horizontales. Puis il définit le mécanisme de la formation des nappes de charriage pendant les temps tertiaires, en traitant en même temps du dynamométamorphisme subi par les

roches pendant les mouvements qu'elles ont effectués et sous l'effet des pressions qu'elles ont subies.

Cette étude se termine par un court exposé de l'idée qu'à la base de toute la topographie alpine, de la répartition des vallées et des lacs il y a toujours une cause fondamentale tectonique, qu'on a trop souvent négligée pour attribuer le rôle essentiel tantôt à l'érosion fluviale, tantôt à l'érosion glaciaire.

Il convient de citer ici, à la suite de ces 2 brochures de M. C. Schmidt, le discours de bienvenue que notre collègue de Bâle a prononcé lors de l'assemblée générale de la société géolologique d'Allemagne tenue à Bâle en septembre 1907 (**90**).

Enfin nous devons toujours à l'activité de M. C. Schmidt un petit atlas de profils en 5 planches, accompagné d'un court texte explicatif (**93**) qui donne plusieurs coupes à travers les Vosges, la Forêt Noire et la vallée du Rhin, 1 profil général à travers la Suisse depuis le Dinkelberg jusqu'aux Alpes lombardes des environs du Lac Majeur, une coupe schématique des mêmes régions avant le ridement alpin, une coupe schématique à travers les Alpes glaronnaises et grisonnes et une petite carte d'ensemble de la Suisse, d'après le relief Perron, au 1 : 1 250 000.

M. Alb. Heim (**64**) a de son côté consacré une conférence à l'historique de la question de la tectonique alpine. Partant de l'époque ou Studer attribuait le soulèvement des montagnes à la montée en masse de roches endogènes vers la surface, il montre comment l'on est arrivé à l'idée de l'effort tangentiel, puis il signale les progrès constants faits dans la connaissance morphologique des plissements alpins et arrive finalement à la notion des vastes recouvrements horizontaux. Par une série d'exemples choisis soit dans les Préalpes et les Klippes, soit dans les Alpes calcaires, soit dans les Alpes cristallines du Valais et des Grisons, il fait constater la multiplicité des cas, où des formations plus anciennes reposent sans racine sur des formations plus jeunes et, par la coordination de ces différentes masses chevauchantes, il reconstitue le système des diverses nappes alpines superposées, dont la conception est devenue une nécessité tectonique. Enfin, M. Heim expose comment la répartition des faciès des terrains mésozoïques, incompréhensible avec la notion ancienne des plis autochtones, est devenue claire et logique avec la

théorie des nappes de charriage, la stratigraphie venant ainsi confirmer les déductions tirées d'abord d'études purement tectoniques.

M. H. SCHARDT, qui le premier a appliqué d'une façon précise la notion des nappes de charriage à la tectonique alpine, a cru devoir faire un nouvel exposé de ses idées à ce sujet, en tenant compte des dernières publications, et l'a fait paraître en même temps en français (88) et en allemand (89).

Après un résumé de l'historique de la question depuis l'époque où lui-même a le premier défini les Préalpes comme un vaste lambeau de recouvrement, l'auteur fait ressortir la structure nettement asymétrique des Alpes, qui correspond à une violente poussée S-N et qui résulte du développement presque exclusif de grandes nappes superposées, toutes déversées au N.

M. SCHARDT examine ensuite les relations de la zone axiale des Schistes lustrés d'une part avec les massifs cristallins en éventail qui la bordent au N, de l'autre avec les régions cristallines du Valais et du Tessin qui, comme le montrent les travaux récents, sont constituées par un véritable empilement de nappes enfoncées au N dans le remplissage sédimentaire du géosynclinal. Il distingue de haut en bas dans les Alpes méridionales :

1° La nappe de la Dent Blanche qui s'enracine au S de la zone des « Pietri verde. »

2° La nappe du Mont Rose qui s'enracine au N de cette même zone et se suit distinctement vers l'E jusqu'à la vallée de la Tosa pour se confondre finalement dans la masse des gneiss tessinois.

3° La nappe du Grand Saint-Bernard qui, formant le front des plis cristallins du Saint-Bernard au Fletschorn, se superpose ensuite dans le massif du Simplon à d'autres plis semblables, et y forme la nappe des Schistes de Bérisal.

4° La nappe du Monte Léone qui constitue un véritable lambeau de recouvrement entre le Col du Simplon et l'Ofenhorn.

5° et 6° Les 2 nappes inférieures du Simplon représentées par les 2 zones de gneiss de Lebendun el d'Antigorio.

La région du Simplon correspond à un bombement transversal, à partir duquel tous les éléments tectoniques s'abaissent soit vers l'W, soit vers l'E. Dans cette dernière direction les nappes valaisannes se joignent toutes avec le

massif tessinois, qui est encore trop imparfaitement connu pour qu'on puisse en délimiter exactement les zones tectoniques. Par contre il semble qu'en se basant sur des affinités pétrographiques on puisse établir un rapprochement entre la nappe de la Dent Blanche et celle de la Suretta dans les Grisons. Il faut donc admettre que la nappe, ou le système de nappes, qui forme les principaux massifs des Grisons, depuis la chaîne de la Bernina jusqu'au massif de Silvretta, appartient à une unité tectonique supérieure aux nappes valaisannes, qui s'enracine au S de la zone d'Ivrée.

La zone des Schistes lustrés est envisagée comme un géosynclinal, dans lequel s'est déposée une série compréhensive s'étendant du Trias au Tertiaire et dont les sédiments ont pris secondairement par métamorphisme tectonique une apparence uniformément schisteuse, en même temps qu'ils étaient recouverts par les nappes cristallines.

Après avoir donné un rapide aperçu sur les Alpes calcaires méridionales, l'auteur aborde la description de la tectonique des hautes Alpes calcaires du N à faciès helvétique. Il rappelle la superposition dans les Alpes vaudoises du pli de Morcles, du pli des Diablerets et du pli du Mont Gond-Wildhorn; il montre que dans ce système les 2 plis inférieurs doivent diminuer rapidement d'ampleur vers l'E, tandis que le troisième se continue par la chaîne du Lohner et les Alpes du Kienthal jusque dans la Suisse centrale et orientale; il rappelle enfin que sur le dos de ce pli du Wildhorn se superposent, dans la région du Wildstrubel, des lambeaux importants de terrains jurassiques et crétaciques, reste d'une nappe supérieure qui fait déjà partie du système préalpin.

La base des nappes à faciès helvétique qui prolongent à l'E le pli du Wildhorn est, comme on le sait, la zone de terrains tertiaires qui se suit depuis la Gemmi par Oeschinen, Mürren, les Scheidegg, Meiringen et le pied N du Titlis jusqu'à Flüelen, et qui dè là s'élargit dans les Alpes glaronnaises. Le fait que les Alpes calcaires d'Unterwald, d'Uri, de Glaris sont constituées par une vaste nappe s'amorçant au S, ne peut plus faire de doute. Cette nappe est divisée en 2 digitations culbutées par la zone tertiaire bien connue de Grafenort-Schoeneggpass - Isenthal - Riemenstalden - Pragel - Deyenalp - Näfels versant des Churfirsten, et dans ces 2 digitations on retrouve ce même caractère de l'absence presque complète dans toute la région frontale de formations plus anciennes que le Crétacique, ce qui implique forcément un décollement du Crétacique relativement à son soubassement normal pen-

dant la formation des plis-nappes. La digitation supérieure ou nappe du Säntis se festonne à son tour, de façon à former 3 plis couchés et superposés qui se relaient de l'E à l'W, celui du Deyenstok-Wageten, celui de Wiggis-Friedlispitz et celui du Drusberg. L'équivalence de ces 4 nappes des Alpes glaronnaises avec les 4 nappes qui se superposent dans les Alpes vaudoises et bernoises, ne paraît du reste pas vraisemblable; il y a entre les 2 régions simplement analogie.

M. Schardt passe ici à la description de la tectonique des Préalpes, dans lesquelles il distingue, comme M. Lugeon, une nappe inférieure imbriquée comprenant les Préalpes externes et la zone des Cols et se raccordant au S avec la nappe supérieure du Wildstrubel, puis une zone de Flysch continue depuis les Voirons et le Gurnigel d'une part jusqu'aux Ormonts et au Niesen de l'autre, troisièmement la nappe des Préalpes médianes, enfin la nappe de la Brèche du Chablais et de la Hornfluh, sur laquelle se superpose, semble-t-il, la nappe rhétique de M. Steinmann représentée seulement par des lambeaux peu importants. Les Klippes sont envisagées, d'après les idées en cours, comme des restes démantelés des nappes supérieures, qui recouvrirent une fois les plis couchés à faciès helvétique.

La tectonique des Alpes orientales au delà du Rhin, telle qu'elle ressort des derniers travaux de M. Steinmann et de ses élèves, est dépeinte en un chapitre. Puis M. Schardt résume les traits principaux du système alpin; il montre comment les plis inférieurs se sont développés sous la masse des plis supérieurs; il place les racines des plis à faciès helvétique au N de la zone des Schistes lustrés, tandis qu'il rattache les nappes préalpines aux nappes cristallines du Valais et des Grisons et amorce la nappe austro-alpine au S de la zone d'Ivrée. Pour lui les nappes supérieures ont laminé les éléments sous-jacents à la façon d'un « rouleau compresseur »; les régions de racines sont fortement redressées et même renversées au S par un plissement en retour.

Du reste l'auteur termine en reconnaissant que, si la conception générale de la tectonique alpine paraît maintenant bien établie, il reste d'innombrables points de détail à fixer et à préciser.

Les mêmes idées ont été exposées avec un peu plus de détails par M. H. Schardt (**87**) dans le Dictionnaire géographique de la Suisse. A propos de cette publication je tiens à remarquer que jusqu'ici le Dictionnaire géographique a été

assimilé par moi aux livres d'ordre purement didactique, dont il n'est pas rendu compte dans la Revue, parce qu'ils ne contiennent dans la règle que des données qui ont déjà été publiées ailleurs. Je résume ici brièvement la description géologique de la Suisse rédigée par M. Schardt parce qu'elle a une portée générale.

L'auteur commence par un aperçu orographique et hydrographique des Alpes, du plateau molassique et du Jura, puis il décrit les caractères stratigraphiques des diverses régions de notre pays et résume toute les données qu'on possède sur ce sujet dans plusieurs tableaux synthétiques; dans ce chapitre il fait clairement ressortir les contrastes qui existent entre les séries sédimentaires du Jura, du plateau molassique, des chaînes à faciès helvétique, des Préalpes, et des chaînes à faciès austro-alpin.

La partie tectonique de cette description débute par un exposé de la situation qu'occupent les Alpes suisses et le Jura dans le vaste système de plis auquel ils appartiennent. Puis l'auteur décrit les divers massifs cristallins, en distinguant d'une part les massifs en éventail du Gothard, de l'Aar, du Mont Blanc, des Aiguilles Rouges, de l'autre les massifs formés de plis couchés ou de nappe de la Dent Blanche, du Mont Rose, du Grand-Saint-Bernard, du Simplon, du Tessin, des Grisons. La zone des Schistes lustrés est caractérisée comme ancien géosynclinal recouvert par un empilement de plis couchés de schistes cristallins; la zone des plis à faciès helvétique est définie comme région de nappes, qui se sont écoulées vers le N et dont la plus importante est celle qui s'étend du Wildhorn au Säntis et au Fläscherberg; les Préalpes sont décrites, suivant les idées bien connues de l'auteur, comme formées de 4 nappes superposées, dont la plus élevée, la nappe rhétique de M. Steinmann, n'est plus représentée que par de petits amas de roches éruptives basiques et de radiolarites; les Klippes sont envisagées comme des lambeaux isolés par l'érosion des nappes préalpines. Enfin, à propos des Alpes grisonnes, M. Schardt montre qu'on retrouve dans cette région la nappe des Préalpes, celle de la Brèche, celle des formations rhétiques, qui sont finalement toutes surmontées par la nappe austro-alpine depuis l'Oberhalbstein jusqu'au Rhæticon et au Vorarlberg.

Après quelques lignes consacrées au plateau molassique, l'auteur décrit en détail les caractères du Jura qu'il divise en :

1° Le Jura méridional, dont l'élément principal est l'anticlinal du Reculet chevauchant au N sur le synclinal molassique de la Valserine.

2° Le Jura central compris entre Saint-Cergues et la ligne Bienne-Délémont, qui comprend un faisceau de plis variant beaucoup longitudinalement dans leur ampleur et dans leur forme.

3° Le Jura oriental formé vers l'W de 5 anticlinaux très accusés et tendant tous à chevaucher vers le N, puis rétréci progressivement vers l'E par la disparition successive de ses plis, pour se terminer finalement par l'anticlinal unique de la Lägern.

4° Le Jura septentrional, qui borde de ses 4 plis arqués la région affaissée de la vallée du Rhin.

5° Le Jura tabulaire, dont les couches ne sont que faiblement plissées, mais sont par contre coupées par un système compliqué de failles, et qui s'étend depuis la région septentrionale du Jura bâlois et argovien jusqu'au Randen et au Hegau.

Dans un chapitre intitulé « Orographie », M. Schardt traite de l'influence de l'érosion sur l'orographie; il définit les divers types de vallées ; à propos des vallées aux versants abrupts dans le bas, faiblement inclinés vers le haut, il reconnaît une action combinée des glaciers et des cours d'eau, mais il conteste la possibilité d'un creusement vertical par les premiers, qu'il considère comme capables seulement d'élargir la section de leur lit; il cite quelques exemples typiques d'érosion régressive et de captage.

Le plateau molassique, qui a dû avoir d'abord la forme d'une pénéplaine faiblement inclinée vers le N, a été ensuite morcelé par les rivières sortant des Alpes et les cours d'eau qui prenaient naissance sur sa surface; puis est survenue la période glaciaire, pendant laquelle les formes ont été notablement modifiées soit par l'érosion, soit surtout par le dépôt considérable de moraines; c'est alors que de nombreux cours d'eau ont été détournés, que des lacs se sont formés, que les crues et les décrues alternatives des glaciers ont provoqué le dépôt des grands systèmes d'alluvions et leur morcellement en terrasses superposées, etc.... Enfin des phénomènes tectoniques ont dû intervenir encore dans les temps pléïstocènes et le plus important, consistant dans l'affaissement du pied du Jura d'Orbe à Olten, a été la cause de la naissance d'un grand lac subjurassien, dont les lacs de Neuchâtel, Bienne et Morat sont les restes.

Dans le Jura la topographie est intimément liée à la tectonique, les vallées sont en majeure partie longitudinales, mais les cluses constituent pourtant un phénomène fréquent qui a dû s'ébaucher déjà dès les premières phases du plissement. L'érosion glaciaire ne joue ici qu'un rôle très secondaire ; par contre les dépôts morainiques sont abondants par places et forment des colmatages importants au point de vue hydrographique.

A propos de l'hydrographie de la Suisse M. Schardt commence par traiter en détail la question des infiltrations et des sources et énumère suivant leurs propriétés physiques et thérapeutiques les principales sources minérales exploitées en Suisse ; puis il passe aux eaux superficielles. Il décrit sommairement les bassins du Rhin, du Rhône, du Pô et de l'Inn et traite ensuite de la question des lacs ; il distingue : *a*) les lacs tectoniques qui comprennent d'après lui tous les lacs subjurassiens et subalpins, *b*) les lacs de barrage morainique (Sempach, Hallwil, Greiffensee, etc....), de barrage d'éboulement (Oeschinen, Poschiavo, des Brenets, etc....), de cônes de déjection, de barrage glaciaire (Märjelen), *c*) les lacs d'érosion glaciaire (lac du Grimsel, de Lucendro, de Tremorgio, du Saint-Gothard, du Simplon, de l'Oberalp, etc...). *d*) les lacs d'entonnoir ou d'affaissement (lac des Taillères, lac Ritom, Glattensee, Muttensee, etc....). Enfin il réunit de nombreux renseignements concernant les glaciers, l'enneigement et les avalanches.

Sous le titre de Paléogéographie M. Schardt fait un exposé de l'évolution géographique subie par notre pays depuis l'époque des plissements hercyniens jusqu'aux temps historiques. Je ne puis résumer ici ce chapitre, et me contente de noter que l'auteur fait commencer les plissements alpins et la formation des nappes de charriage avec l'Oligocène, et admet que ces mouvements se sont poursuivis jusque dans le Pliocène, qui paraît correspondre aux principaux plissements et soulèvements.

Après avoir collationné dans un court chapitre les données qui ont été réunies dans ces dernières années sur les tremblements de terre en Suisse, M. Schardt termine son article par un court exposé historique du développement de la géologie, dans lequel il fait ressortir la part qu'ont prise successivement à ce développement H.-B. de Saussure, L. v. Buch, B. Studer, Arn. Escher de la Linth, Alph. Favre, E. Renevier, etc...., etc....

J'en arrive maintenant à une publication d'ordre général due à M. L. ROLLIER (**82**) et qui offre avec les précédentes le contraste le plus absolu au point de vue de l'interprétation qu'elle propose de la tectonique alpine.

L'auteur est heurté, comme beaucoup de géologues l'ont été pendant longtemps, par la difficulté incontestable qu'il y a à expliquer d'une façon satisfaisante le mécanisme qui a donné naissance aux nappes de charriage. Il considère d'autre part que, pendant les longues périodes pendant lesquelles a dû se continuer le mouvement vers le N de ces masses chevauchantes, celles-ci auraient dû subir du fait de l'érosion un démantellement et un morcellement tels, qu'elles n'auraient pas pu se mouvoir comme des masses continues.

Ne pouvant admettre des transports aussi étendus que le supposent les adeptes de la théorie des charriages, M. Rollier cherche à expliquer la tectonique particulière des Préalpes et des Klippes par la notion proposée déjà par Studer d'une **chaîne vindélicienne** en grande partie enfouie de nos jours sous la Molasse. Les Préalpes et les chaînes à faciès préalpin des Alpes bavaroises représentent pour lui les seuls restes de cette chaîne visibles aujourd'hui ; quant aux Klippes, qu'il appelle môles, elles doivent représenter des paquets plus ou moins volumineux glissés des bords de la chaîne vindélicienne, avant son abrasion et son ennoiement dans la mer molassique, sur le Flysch des plis à faciès helvétique. Le plissement de cette chaîne vindélicienne a dû se faire pendant une phase antérieure à celle des plis alpins proprement dits.

L'auteur conteste qu'on puisse démontrer d'une façon absolue l'absence de racine pour l'ensemble des Préalpes et il montre que les sédiments jurassiques des Préalpes se rapprochent en réalité beaucoup plutôt des faciès jurassiens que des dépôts correspondants des Alpes méridionales, ce qui se concilie mal avec les origines supposées pour les nappes préalpines.

Parlant des Alpes orientales, M. Rollier reproche aux coupes établies par M. Termier d'être avant tout une œuvre d'imagination, de manquer de base sérieuse et d'homologuer les schistes des Hohe Tauern, de la Basse Engadine, du Prættigau, etc.... en une unité tectonique, tandis qu'en réalité ces formations sont les unes paléozoïques, les autres mésozoïques ou même tertiaires. Il remarque que les formations des Alpes calcaires septentrionales d'Autriche et de Bavière ne montrent aucune trace des laminages intenses qu'elles auraient du subir si elles avaient été charriées jusque dans leur

emplacement actuel sous le « traîneau écraseur des Dinarides ». Puis il développe une série d'arguments stratigrafiques en faveur de la position autochtone des Alpes bavaroises; pour lui les brèches cénomaniennes qui se suivent du Rhæticon jusqu'au Wienerwald se sont déposées le long du rivage méridional d'une mer qui longeait les Alpes au N. Les marnes, poudingues et grès stampiens de Hæring dans la vallée de l'Inn doivent être considérés comme un niveau inférieur de la Molasse pincé dans des synclinaux des chaînes triasiques et formés au dépens de ces chaînes; si les formations triasiques sont charriées, la Molasse devrait donc l'être aussi, et ce charriage ne pourrait être que post-stampien.

La zone du Vorarlberg, du Säntis, de la Rigihochfluh, du Pilate, et des Ralligstöcke devait, d'après M. Rollier, se trouver à peu près le long du rivage septentrional de la mer subalpine du Crétacique et du Nummulitique. Cette zone chevauche au N jusqu'au lac de Thoune sur la chaîne vindélicienne, dont les seuls restes visibles sont les Klippes. Le rivage méridional de cette même mer, marqué en particulier par le faciès gréseux de l'Aptien, passe par les Alpes vaudoises, le Suldthal, les chaînes externes des montagnes d'Engelberg, le Seelisberg, le Haut Wæggithal et les Churfirsten. A l'époque sénonienne l'existence de ce même bras de mer est marqué par les marnes de Siegsdorf en Bavière et les marnes supracrétaciques toutes semblables des Churfirsten. A l'époque nummulitique cette Mésogée, limitée en Bavière à la région molassique, empiétait au contraire en Suisse sur le territoire des chaînes à faciès helvétique.

Ainsi, pour M. Rollier, la stratigraphie des Alpes orientales, aussi bien que celle des chaînes helvétiques ne se concilie pas avec la notion des charriages et l'argument le plus catégorique à invoquer contre cette notion se trouve dans la présence des grès stampiens dans les synclinaux des plis triasiques de la région de Häring (vallée de l'Inn).

Après cette réfutation de la théorie des nappes de charriage, M. Rollier commence l'exposé de la notion du reste ancienne qu'il lui oppose. A l'origine des Préalpes et des Klippes se trouve une chaîne qui bordait au S la mer molassique et dont le ridement principal est plus ancien que celui des Alpes. Cette chaîne s'est en partie effondrée le long d'une faille verticale; elle a été en partie abrasée par la mer molassique et recouverte par les sédiments de cette mer; elle a subi le contre-coup des plissements alpins et c'est pendant cette dernière phase de dislocation que sont venues s'ajouter aux plis

vindéliciens proprement dits des Préalpes, les Préalpes externes d'une part, les Préalpes internes de l'autre. La zone des Voirons doit être considérée comme autochtone, parce que les formations crétaciques y sont enveloppées dans la Molasse exactement comme au Salève et, comme le Néocomien des Voirons se rattache à celui des plis plus internes, il s'ensuit que ces plis aussi sont autochtones. D'autre part on suit des Voirons au Rhæticon et aux Alpes bavaroises les dépôts jurassiques-crétaciques de la Mésogée subalpine et la lacune plus ou moins étendue qui existe suivant cette zone entre le Jurassique supérieur et les couches rouges turoniennes s'explique par des émersions locales en relation avec une première ébauche de la chaîne vindélicienne ; cette lacune rappelle du reste celle qu'on observe dans le Jura aux environs de Cressier et Bienne.

A l'E du lac de Thoune la chaîne vindélicienne est cachée par le chevauchement des chaînes calcaires externes, mais sa présence en profondeur se manifeste par les pointements de terrains préalpins qui percent le Flysch sur la bordure des chaînes chevauchantes en maints endroits. Les blocs exotiques, si caractéristiques du Flysch helvétique, paraissent être tombés, avant le chevauchement, de la chaîne vindelicienne dans la mer éogène; ils ont donc une origine équivalente à celle des Klippes.

Quant aux écailles de terrains très divers prises dans le Flysch, qui constituent un des caractères les plus frappants des Préalpes externes et des Préalpes internes, l'auteur y voit des paquets arrachés au pied de la chaîne vindélicienne pendant les plissements post-miocènes et expulsés de bas en haut suivant les principaux plans de chevauchement. C'est de la même façon du reste qu'il explique la tectonique imbriquée de la périphérie du Rhæticon et du massif de la Plessur, et aussi la disposition sans racine du Matstock dans les Alpes Saint-Galloises.

En terminant M. Rollier reconstitue comme suit la genèse de la tectonique alpine: Au début de l'Oligocène une première phase de plissement, accompagnée peut-être d'intrusions et d'épanchements volcaniques, a créé au milieu de la mer du Flysch la chaîne vindélicienne. Celle-ci, morcelée à la fois par les dislocations qu'elle dut subir et par l'érosion, s'est désagrégée marginalement et des paquets plus ou moins considérables, glissant de ses bords dans la mer du Flysch, sont devenus ensuite les môles (Klippes). Les dépôts mêmes du Flysch ont été alimentés par des apports partis d'une

part de la chaîne vindélicienne, de l'autre des Alpes qui devaient être émergées depuis longtemps déjà; ils comprennent de plus des produits éruptifs, tuffs et roches d'épanchement basiques.

Pendant l'Aquitanien la chaîne vindélicienne a été en partie recouverte par les dépôts transgressifs de la Molasse, puis elle subit un nouveau soulèvement au début du Miocène et servit dès lors de rivage méridional à la mer molassique, dont les dépôts se formèrent en partie au dépens de cette chaîne littorale, en partie au dépens des régions plus méridionales. A la fin du Miocène les plis vindéliciens devaient être à peu près abrasés dans la Suisse centrale et orientale et recouverts de nouveau en partie par la Molasse helvétienne. Ensuite la mer abandonne définitivement le plateau suisse et l'érosion des régions subalpines commence; les principaux plissements des Alpes se produisent pendant la période pliocène, et ont leur contrecoup jusque sur les territoires molassiques; ils amènent le recouvrement d'une grande partie de la chaîne vindélicienne par les plis helvétiques et le chevauchement d'une partie de cette chaîne, les Préalpes romandes, sur la Molasse. Pendant cette phase de dislocation le synclinal molassique a exercé une influence fondamentale par la résistance invincible que son complexe puissant de grès a opposé à la poussée.

C'est cette action qui d'abord, écrasant les plis vindéliciens déjà fortement disloqués, en a fait jaillir certains éléments sous le chevauchement des chaînes helvétiques, qui ensuite a nécessité le déversement de la plus grande partie de ces chaînes au S par-dessus la zone de Flysch des Alpes glaronnaises et de Meiringen, qui enfin a donné aux Alpes calcaires septentrionales de Bavière et d'Autriche une structure en éventail imbriqué. Pendant le jeu de ces vastes dislocations, des décrochements horizontaux de grande ampleur ont dû naître suivant les lignes où la résistance de la Molasse subissait un amoindrissement sensible et, pour M. Rollier, la dissymétrie bien connue des 2 versants de la vallée de l'Aar aux environs de Thoune est due au fait qu'au SW les chaînes vindéliciennes ont pu vaincre la résistance de la Molasse et pousser plus loin vers l'extérieur tandis qu'au NE ce mouvement a été empêché et que les chaînes vindéliciennes, restées en arrière ont été submergées sous le chevauchement des plis helvétiques. Des décrochements semblables ont dû se produire le long de la vallée du Rhône et de la vallée de l'Aar.

Cette compréhension de la tectonique alpine est illustrée par quelques coupes schématiques et une petite carte géologique, dont l'idée générale est en somme à peu près conforme à celles qui prédominaient il y a 15 ou 20 ans, alors que le double pli glaronnais était pour la plupart le pivot de la tectonique en Suisse.

Cet article de M. Rollier a été suivi d'une petite note (**83**) consacrée aux 2 travaux publiés antérieurement par M. Douvillé sur la géologie des Ralligstöcke et des montagnes du Kienthal. L'auteur se basant sur les observations de son collègue français, mais contestant ses déductions, maintient que les Klippes du versant NW des Ralligstöcke sont des débris d'une chaîne sous-jacente aux plis helvétiques et non d'une nappe sus-jacente à ceux-ci; il considère le Wildflysch comme la couverture stratigraphique des dépôts nummulitiques des Ralligstöcke et du Beatenberg et les blocs exotiques qu'il contient comme des blocs tombés de la chaîne vindélicienne avant son enfouissement.

L'auteur cite d'autre part la découverte faite récemment par MM. E. Blœsch et Arn. Heim, d'un galet de granite rose vindélicien dans les calcaires glauconieux à Nummulites lutétiennes de Seewenbad (Schwytz), qui lui paraît une nouvelle confirmation de sa manière de voir.

M. T.-G. Bonney (**59**) a discuté de son côté la théorie des grandes nappes de charriage en tenant compte non des détails, mais de quelques principes généraux. A propos de la chaîne du Simplon il conteste absolument l'assimilation des calcaires dolomitiques et des calcschistes aux formations triasiques, telle que l'ont admise MM. Lugeon, Schardt, Schmidt et d'autres, et refuse par conséquent tout fondement aux déductions tectoniques tirées des relations de ces sédiments métamorphisés avec les gneiss.

L'auteur oppose ensuite à la notion des charriages les formes de dislocations toutes différentes qui ont été obtenues par les diverses expériences de laboratoire, en particulier celles faites récemment par M. Sollas, et conteste que les formations qui constituent les nappes supposées aient pu avoir la plasticité nécessaire à la naissance des formes qu'on leur attribue; il cite en particulier comme ayant exigé une plasticité à son avis inadmissible le profil dessiné par M. Lugeon le long de la vallée de la Dranse à travers la partie frontale de la nappe de la Brèche du Chablais. Il conclut enfin en attribuant les complications de la tectonique des Préalpes à

l'influence de horsts anciens sur le développement de plis autochtones.

Cette communication a été suivie à la Société géologique de Londres d'une discussion, pendant laquelle le président, Sir ARCHIBALD GEIKIE, a reconnu la possibilité des grands charriages alpins, contestés par M. Bonney, et rappelé les formes tectoniques analogues constatées par les géologues écossais.

C'est également en se basant sur des considérations d'ordre purement théorique que M. O. AMPFERER (**53**) n'a pas cru non plus devoir se rallier à la théorie des nappes de charriage de MM. Schardt et Lugeon. L'auteur commence par envisager d'une façon tout à fait générale l'idée d'un effort tangentiel dérivant de la contraction de la terre et se concentrant sur une ligne déterminée, et il arrive à poser le principe de l'impossibilité de cette concentration au-delà de limites très restreintes par le fait même de la faible résistance qu'offrent les éléments constituants de la lithosphère à la pression. Dans certains cas déterminés les ridements de l'écorce se développent autour de compartiments résistants, qu'ils entourent dans la règle à la façon d'un anneau et, si plusieurs ridements naissent de cette façon à proximité immédiate les uns des autres, il peut en résulter des formes très compliquées. Mais cette explication est tout à fait insuffisante pour la majorité des cas, comme du reste toutes celles qui font dériver l'effort de régions étrangères au territoire plissé même.

Ensuite M. Ampferer insiste sur le fait que la notion de l'écrasement des géosynclinaux, au sein desquels ont dû naître les nappes de charriage, est impossible, parce qu'elle comporte forcément une diminution de volume du soubassement de ces géosynclinaux qui atteint des proportions gigantesques et inadmissibles.

Puisqu'aucune explication faisant intervenir un effort d'origine étrangère n'est satisfaisante, il faut chercher la cause des ridements et des chevauchements dans la région affectée elle-même ou dans son soubassement direct, dont elle suit forcément tous les mouvements. C'est ainsi qu'on peut admettre pour certaines dislocations la formation de plis couchés par le simple fait du glissement d'un système de couches sur un socle incliné. Mais il ne peut s'agir que de phénomènes locaux et, pour trouver une cause plus générale, il faut supposer des mouvements tangentiels ou obliques du soubassement plastique de la pellicule terrestre. Ces mou-

vements, que l'auteur désigne sous le nom de courants de profondeur, « Unterströmungen », seraient eux-mêmes en relation avec des poussées verticales déterminées par des variations locales de volume dans une lithosphère de composition beaucoup plus hétérogène qu'on ne le suppose en général; et l'on peut rattacher à ces mêmes mouvements verticaux, tantôt négatifs, tantôt positifs, qui donnent naissance aux courants de profondeur et indirectement aux recouvrements tectoniques superficiels, les oscillations dans le niveau des terres et des mers et par suite tout l'ensemble des phénomènes de transgression et de régression.

M. G. Steinmann est par contre définitivement acquis à la notion des grands mouvements horizontaux; il a consacré récemment une notice (**97**) à la **tectonique générale des Alpes et de l'Apennin**, dans laquelle il commence par rappeler les nombreux points d'analogie qui relient les formations jurassiques-crétaciques de la région s'étendant à l'W du lac de Côme aux sédiments de même âge des Alpes calcaires septentrionales d'Autriche.

Passant ensuite à l'Apennin ligure et toscan, l'auteur montre que le complexe des « argille scagliose » avec ses intercalations de radiolarites et de roches éruptives basiques, se superpose tectoniquement sur une autre série normale terminée vers le haut par la scaglia et le macigno, et représente une série compréhensive, exactement comparable à celles des Schistes lustrés. Il existe donc dans cette partie de l'Apennin 2 séries stratigraphiques indépendantes, dont l'une inférieure correspond à la nappe austro-alpine, dont l'autre représente la nappe rhétique. Le fait que ces 2 séries se superposent ici dans un ordre inverse de celui qui existe dans les Grisons s'explique parce que les deux zones sédimentaires dans lesquelles s'enracinaient ces 2 nappes occupaient relativement au sens de la poussée des positions exactement contraires à celles qu'elles avaient dans la zone des racines des nappes rhétiques et austro-alpines. La zone des « argille scagliose » et des roches vertes paraît devoir se continuer depuis les Alpes pennines dans la direction du S jusqu'à la côte orientale de la Corse; c'est donc suivant cette ligne qu'il faut chercher la racine de la nappe supérieure de l'Apennin, qui serait venue ainsi du SW, tandis que la racine de la nappe inférieure de l'Apennin se trouverait plus au NE.

M. Steinmann termine son article par un exposé des raisons pour lesquelles il faut supposer, soit dans les Alpes,

soit dans l'Apennin, une phase de grands chevauchements oligocènes, suivie d'une phase de plissements supra-miocènes et pliocènes.

Alpes méridionales

Se basant sur les publications récentes de MM. Lugeon et Argand concernant la tectonique de la zone du Piémont dans la région de la Dent Blanche, du Mont Rose et du Simplon, M. P. Termier a été amené à modifier l'idée qu'il s'était faite de la structure des **Alpes franco-italiennes** (**98**), en ce sens qu'il envisage maintenant toute la zone du Briançonnais et la zone houillère comme faisant partie du « pays de nappes ». En effet les gneiss du Mont Rose et du Grand Paradis sont les mêmes que ceux de la Vanoise, et ceux-ci ne peuvent par conséquent pas être autochtones. La coupe du vallon de la Leisse doit s'expliquer non par l'hypothèse de plis déversés concentriquement, mais par l'existence de nappes enracinées à l'E et moulées sur une carapace. Toute la zone houillère des Alpes françaises se rattache nécessairement à la carapace du Grand Paradis et flotte sur des nappes plus profondes ; sa disposition en éventail n'est qu'un épisode postérieur aux charriages et n'a qu'une importance secondaire comparée aux grands plissements de la région.

M. M. Lugeon (**76**) a constaté la présence, aux environs de **Saint-Nicolas** et sous les schistes de Casanna, de quartzites, de calcaires et de corgneules triasiques, qui apparaissent en une véritable fenêtre. Ces formations triasiques sont évidemment les mêmes que celles qui surgissent sous le front des schistes de Casanna entre Stalden et Viège et leur présence aussi loin vers le S sous les schistes paléozoïques démontre que ceux-ci sont en chevauchement sur une largeur de plus de 12 km. ; la nappe du Grand Saint-Bernard, contestée par M. Franchi, est ainsi définitivement établie.

M. E. Joukowsky (**73**) a relevé le profil de la **pointe d'Arzinol** et du Mont Rouge et a noté directement au N de la zone de quartzites et de dolomies triasiques plongeant au S qui forme ces sommets, l'existence d'un synclinal complexe de Schistes lustrés et de Trias. Il a trouvé d'autre part, sur l'arête du Mont Rouge, une brèche calcaire qui se rapproche de la Brèche du Chablais.

M. C. Schmidt, chargé depuis bien des années des levers pour la carte géologique de la **région orientale des Alpes va-**

laisannes, a suffisamment avancé son travail pour en publier la carte et il vient de nous donner par avance une sorte de notice explicative de celle-ci (**94**), dans laquelle il dépasse du reste beaucoup les limites de son sujet pour traiter la question de la tectonique générale des Alpes.

Les levers dans le territoire du Simplon et les régions voisines lui ont appris l'existence dans ces chaînes de 5 grands plis couchés de schistes cristallins superposés et alternant avec des zones synclinales laminées de Trias et de Schistes lustrés. Il distingue de haut en bas :

1° Les Schistes lustrés de la couverture de la nappe supérieure, qui existent particulièrement au Magenhorn et dans le val Bedretto.

2° La nappe des gneiss de Bérisal qui comprend, outre divers types de gneiss, des micaschistes granatifères et des amphibolites, et qui affleure entre le Wasenhorn et la Ganter.

3° Les Schistes lustrés de la Ganter qui, passant sous les gneiss précités, réapparaissent au Monte Leone et au Hüllehorn.

4° Les gneiss du Monte Leone et de l'Ofenhorn, associés à des amphibolites et des serpentines, dont le front relevé apparaît dans la vallée de la Ganter.

5° Les Schistes lustrés du Monte Carnera et du Pizzo del Rovale.

6° Les gneiss à amphibole et grenat du Pizzo Valgrande.

7° Les Schistes lustrés de Veglia et du Val Devero.

8° Les gneiss schisteux à 2 micas de Lebendun.

9° Les Schistes lustrés du Teggiolo.

10° Les gneiss massifs d'Antigorio.

11° Les Schistes lustrés de Varzo et Baceno.

12° Le gneiss granitoïde de Verampio.

Une complication curieuse intervient au Monte Leone, où les gneiss de Bérisal de la nappe supérieure avec la zone de Schistes lustrés sous-jacente s'enfoncent, en une sorte de synclinal couché, sous les gneiss du Monte Leone-Ofenhorn pliés en un anticlinal horizontal fermé au N.

Les 5 plis-nappes qui constituent la chaîne du Simplon sont tous culbutés au N ; pourtant les 2 plus élevés ont leur front brusquement relevé à la façon des plis à arrêt forcé.

M. Schmidt donne un aperçu détaillé des affleurements dans le tunnel et montre que la galerie traverse du N au S : 1° les Schistes lustrés du Val Bedretto, 2° le front relevé des gneiss Ganter-Ofenhorn, 3° les Schistes lustrés de la Ganter,

4° les gneiss de Bérisal, 5° de nouveau les Schistes lustrés de la Ganter-Monte Leone, 6° de nouveau les gneiss Ganter-Ofenhorn, 7° la zone des Schistes lustrés du Monte Carnera, 8° les gneiss de Valgrande, 9° les Schistes lustrés de Veglia qui occupent une grande largeur, 10° les gneiss de Lebendun, 11° les Schistes lustrés du Teggiolo, 12° les gneiss d'Antigorio. Les travaux du tunnel n'ont donc pas permis de constater directement la jonction des Schistes lustrés de Veglia avec ceux du Val Bedretto, mais cette jonction, niée encore par M. Stella, ne peut pourtant guère faire de doute, d'autant plus que l'allure, dûment constatée maintenant, des zones synclinales triasiques-jurassiques, démontre à l'évidence l'existence d'un véritable système de nappes empilées. Les racines de ces plis sont toutes au S, mais la culbute générale des fronts au N donne au massif son apparence en voûte bien connue, qui devient même celle d'un dôme par suite de plongées longitudinales soit vers l'E, soit vers l'W. Il faut remarquer de plus que chacune des zones de gneiss qui se superposent dans la chaîne du Simplon a ses caractères pétrographiques particuliers, tandis que le passage d'un type à l'autre s'observe dans la région des racines redressées au S de la Diveria.

M. Schmidt développe ensuite les arguments qui militent en faveur de l'âge jurassique des Schistes lustrés et définit le Trias comme formé par des calcaires dolomitiques passant souvent aux corgneules et par des amas irréguliers de gypse. Quant aux diverses zones tectoniques de schistes cristallins, le gneiss de Verampio, qui apparaît dans le fond de la vallée de Baceno, est un granite métamorphisé ; le gneiss d'Antigorio dérive également d'un granite, dont la teneur en SiO^2 oscille entre 75 % et 67 %. Le gneiss de Lebendun est formé en grande partie par des gneiss schisteux et contient par places de curieuses intercalations conglomératiques à éléments aplitiques ; c'est à ce pli de Lebendun, étalé vers son front en une sorte de fourche évasée qu'il faut attribuer les gneiss à texture conglomératique qui sont apparus dans le tunnel du Simplon après la traversée du pli d'Antigorio et que MM. Schardt et Stella considèrent comme constituant une voûte inférieure autochtone. Le gneiss de Valgrande, qui apparaît dans le versant oriental du Monte Leone, comprend surtout des gneiss plaquetés à 2 micas et granatifères. Quant aux gneiss de l'Ofenhorn-Monte Leone ce sont des orthogneiss, dans lesquels s'intercalent des amphibolites et des serpentines. Enfin la nappe supérieure des gneiss de Berisal se compose de schistes micacés divers, souvent granatifères, sériciteux,

ou riches en mouscovite, auxquels s'associent quelques zones de schistes amphiboliques.

M. Schmidt aborde ici la question de la genèse du métamorphisme particulièrement intense, que l'on constate au sein des calcaires triasiques et des Schistes lustrés des Alpes valaisannes; à ce sujet il soumet à un examen critique toute une série de cas, où différents auteurs ont voulu attribuer le métamorphisme de telle ou telle formation mésozoïque des régions alpines à une action de contact lors d'une intrusion granitique, et démontrer par là même l'âge secondaire ou même tertiaire de l'un ou de l'autre des granites alpins. Il prouve que le plus souvent le métamorphisme de contact non seulement n'est pas démontré, mais encore qu'il est contredit par des faits plausibles, et que presque toujours l'âge précarbonifèrien des granites alpins ne peut pas faire de doute.

Puis l'auteur prend la défense de la théorie si décriée de nos jours du dynamométamorphisme et expose comment, en faisant intervenir non pas simplement l'action mécanique de la pression, mais encore des agents chimiques et en particulier l'eau contenant en solution les acides carbonique, silicique, borique, titanique, etc., on peut expliquer toutes les transformations et les recristallisations qu'on constate au milieu des schistes métamorphiques. En réalité la notion du dynamométamorphisme est la seule qui s'applique d'une façon satisfaisante aux formations mésozoïques de la zone des Schistes lustrés, et l'intensité du métamorphisme doit provenir en partie du fait que les dépôts sédimentaires se sont trouvés comme étroitement emprisonnés entre des plis de roches cristallines, en partie et surtout du fait que le système de plis couchés des Alpes valaisannes a dû naître sous l'énorme surcharge des nappes qui lui étaient superposées et a dû subir une recristallisation d'autant plus complète, qu'il appartenait à une zone plus profonde.

M. Schmidt passe ensuite à l'étude générale de la tectonique des Alpes méridionales. Ayant établi qu'au Simplon 4 pli-nappes se superposent successivement, celui d'Antigorio, celui de Lebendun-Valgrande divisé dans son front en 2 digitations, celui de l'Ofenhorn-Monte-Leone et celui des schistes de Bérisal, il montre comment ces plis s'enracinent tous au S du val Divedro et comment ils s'élèvent tous longitudinalement vers le NE. Cet exhaussement d'ensemble du système des plis-nappes, qui correspond à une inclinaison

longitudinale d'environ 13°, correspond exactement à celle du massif du Gothard.

Comme conséquence de l'enfoncement général des plis vers le SW, il faut noter d'abord la disparition au Gebidem de la zone des gneiss de la Ganter qui, comme nous l'avons vu, représente le front brusquement redressé de la nappe Monte-Leone-Ofenhorn, et qui s'enfonce là sous le Trias et les Schistes Lustrés. Les schistes de Bérisal se continuent dans le massif du Fletschhorn et dans le bassin de la Viège, d'où ils se prolongent dans la zone anticlinale du Saint-Bernard. Au Magenhorn un synclinal de Schistes lustrés enfoncé de haut en bas divise cette zone en 2 digitations inégales.

Vers l'E la nappe des schistes de Bérisal cesse déjà au Bortelhorn; la nappe Monte-Leone-Ofenhorn cesse à son tour dans la région de l'Ofenhorn et dès lors la zone de Schistes lustrés du val Bedretto se confond avec celle de l'Alp Veglia. Quant au gneiss de Valgrande et Lebendun, il forme encore le massif du Basodino, où il faut voir une tête anticlinale plongeante; il se continue jusqu'au S d'Airolo, où il finit en pointe. La zone synclinale de Teggiolo, qui sépare la nappe de Lebendun de celle d'Antigorio, se suit depuis le Monte Cistella jusqu'au P. Castello, puis elle reparaît à Campo Lungo et finit en pointe à l'W de Faido. Entre cette zone de plis couchés au N et la zone des amphibolites d'Ivrée s'étend le massif tessinois, formé d'orthogneiss et de schistes cristallins plus récents plissés en une double voûte. Sur sa bordure méridionale il est flanqué par une zone écrasée de calcaires dolomitiques et de Schistes lustrés, qui s'intercalent entre lui et les amphibolites d'Ivrée, et la présence de ces couches ici est d'autant plus intéressante que, de l'autre côté des mêmes amphibolites, un autre synclinal écrasé ne comprend plus des Schistes lustrés, mais des sédiments du faciès des Alpes méridionales. La zone d'Ivrée marque ainsi une limite stratigraphique très importante.

Voulant montrer les relations existant entre les chaînes cristallines du Valais et les systèmes de plis plus externes, M. Schmidt commence par rappeler la plongée longitudinale des massifs du Gothard et de l'Aar vers un grand ensellement transversal, qui comprend au S la région de la Dent Blanche, au N la région du Wildstrubel-Wildhorn et le territoire des Préalpes. Il expose ensuite la complexité de la vallée du Rhône, qui comprend du S au N des zones stratigraphiques et tectoniques bien distinctes; ce sont:

1° La zone des schistes de Bérisal, dont le front, entouré de quartzites triasiques et de calcaire de Pontis, se suit depuis le Simplon par Stalden, le versant gauche de la vallée du Rhône entre Loèche et Sion, le Mont Fort et le Mont Velan jusqu'à la Doire Baltée.

2° La zone anticlinale des schistes houillers, qui se suit depuis le Petit Saint-Bernard par Chables et Sion jusqu'à Chippis au S de Sierre, et qui correspond à un pli déversé au N W. On pourrait voir dans cet anticlinal le prolongement du massif du Gothard.

3° La zone des Schistes lustrés, qui s'étend par le versant S du val Ferret, puis par le massif de la Pierre-à-Voir jusqu'à Riddes, passe au N du Rhône entre Conthey et Sierre et réapparaît finalement au S de la vallée en face de Gampel pour se souder dans le bas de la vallée de la Viège avec le synclinal du Magenhorn. Dans cette zone on trouve outre l'élément principal, les Schistes lustrés, des calcaires divers et surtout des brèches du type de la Brèche du Télégraphe; la remarquable analogie de celles-ci avec les brèches du Chablais Hornfluh permet de voir dans cette zone synclinale la racine de la Brèche. Ce qui confirmerait cette idée c'est que dans la même zone, à l'W de Courmayeur, on trouve des schistes appartenant probablement au Flysch et des roches ophiolitiques, telles qu'on en connaît sur le plateau des Gets et dans la région de la Hornfluh.

4° La zone septentrionale du val Ferret ou zone des Aiguilles d'Arve des géologues français. Cette zone se suit du versant N du Mont Chétif par Amone, le versant S du Catogne et Vence jusqu'à Saxon; là elle franchit le Rhône, passe entre Vétroz et Conthey et finit en pointe un peu à l'E de la Morge. Les faciès de ce nouveau synclinal écrasé se rapprochent nettement de ceux des Préalpes médianes et M. Schmidt a en particulier trouvé près d'Amone des couches fossilifères qu'il n'hésite pas à identifier avec les couches à Mytilus des Gastlosen. Nous avons donc ici la racine de la nappe des Préalpes médianes et il y a lieu de remarquer que, tandis que ce synclinal est plaqué à l'W du Rhône contre le massif du Mont-Blanc, il s'appuie plus à l'E, d'abord contre le pli de Morcles, puis contre les plis plus élevés des Hautes Alpes calcaires.

5° La zone des formations mésozoïques des collines de Sierre, qui se suit depuis la Morge jusqu'au-desssus de Sierre entre le synclinal précité et les plis du Wildhorn. Les sédiments de cette zone se retrouvent jusque dans le terri-

toire du Rawyl et du Wildstrubel et ils semblent correspondre à la racine de la zone interne des Préalpes ou zone des Cols.

Ici M. Schmidt revient, dans un nouveau chapitre, à la tectonique des Alpes pennines à l'W du Simplon (zone du Piémont); il montre que les terrains triasiques et jurassiques reposent dans ce territoire en concordance sur le Cristallin, et que les premiers tendent à se rapprocher du type méditerranéen ou austro-alpin, tandis que les seconds conservent un faciès prédominant de calcschistes (Schistes lustrés); il rappelle en outre l'abondance des roches éruptives basiques qui caractérise la zone du Piémont (zone des Pietre Verdi des Italiens).

Quant aux relations existant entre les différentes zones cristallines de cette région des Alpes, M. Schmidt arrive à une notion très éloignée de celle qui a été exposée récemment par MM. M. Lugeon et E. Argand (voir *Revue* pour 1906). Il commence par montrer la continuité de la zone des Schistes verts et des Schistes lustrés qui borde au S le pli cristallin de Bérisal-Grand Saint-Bernard, depuis le val Bognanco jusqu'à Zermatt. Localement, dans la région de Saas, ce synclinal s'enfonce par une sorte de pli en retour sous les gneiss de Bérisal-Saint-Bernard au N, mais, bientôt après, dans les environs de Zermatt, il s'évase largement vers le haut s'appuyant au N sur les gneiss de Bérisal, au S sur ceux du Mont Rose, et s'enfonçant à l'W sous les gneiss d'Arolla, du Weisshorn et de la Dent Blanche.

De cette zone synclinale se détache, dans le haut du val Bognanco. une ramification qui entoure vers le S W le massif cristallin de Camughera et le sépare de celui du Mont Rose; cette ramification de Schistes lustrés est en superposition normale sur les gneiss de Camughera, tandis que, du moins aux environs d'Antrona, elle est recouverte à l'W par les gneiss du Mont Rose.

Le massif de la Dent Blanche est constitué en grande partie par des orthogneiss, produits du métamorphisme de roches intrusives variant du granite aux diorites et même aux gabbros. Ces roches cristallines reposent de toutes parts, comme l'ont indiqué MM. Lugeon et Argand, sur un soubassement de Schistes verts et de Schistes lustrés; elles font donc partie d'un vaste lambeau de recouvrement, qui s'étend entre la zone de Zinal-Evolène et celle du val Tournanche depuis le Weisshorn jusqu'au Mont Mary et au Mont Emilius,

et ce lambeau de recouvrement est le reste d'une nappe qui ne pouvait s'enraciner, d'après la nature même de ces roches que dans la zone d'Ivrée.

Cette conception est la seule que M. Schmidt partage avec MM. Lugeon et Argand et les éléments sous-jacents à la nappe de la Dent Blanche, le pli des gneiss de Bérisal et le pli du Mont Rose sont envisagés par le savant géologue bâlois l'un comme un pli autochtone plus ou moins couché vers l'extérieur, l'autre comme une voûte presque normale. Le massif du Mont Rose est en effet entouré au N, à l'W et au S par une ceinture de sédiments mésozoïques qui, loin d'apparaître en fenêtre sous les gneiss comme l'admettent MM. Lugeon et Argand, recouvrent au contraire partout le Cristallin bombé en un môle qui s'enfonce vers le SW; la région d'Antrona est le seul point où M. Schmidt ait pu constater un chevauchement du gneiss sur les terrains secondaires, et le synclinal de Schistes verts qui monte du val Bognanco vers le Sonnighorn, considéré par MM. Lugeon et Argand comme une fenêtre ouverte au travers du gneiss, est en réalité un véritable synclinal enfoncé de haut en bas.

De même la zone des gneiss de Sesia représente pour M. Schmidt une zone anticlinale autochtone de schistes cristallins fortement redressés, qui devait naturellement être sous-jacente à la nappe de la Dent Blanche, et les deux zones de Schistes lustrés d'Alagna-Banio et de Fobello-Rimella sont des synclinaux redressés de la couverture normale des gneiss, enfoncés dans ceux-ci. La zone d'Ivrée, qui vient ensuite, correspond par contre, comme nous l'avons vu déjà, à la racine de la nappe de la Dent Blanche.

Dans le développement de cette nappe il faut remarquer d'abord la façon dont la masse chevauchante s'est moulée sur son soubassement en épousant les formes de tous ses ridements; il faut remarquer d'autre part le fait curieux que les plis sous-jacents à la nappe de la Dent Blanche se sont déversés en partie vers le S, c'est-à-dire en sens inverse du mouvement de celle-ci. Ce déversement contraire paraît à M. Schmidt devoir être expliqué non par un plissement en retour postérieur à la formation de la nappe sus-jacente, mais plutôt par une résistance à la poussée déterminée par les massifs centraux qui existaient plus au N.

Vers l'E la nappe de la Dent Blanche doit très probablement se continuer dans celle qui forme le massif de l'Abula dans les Grisons. Vers l'W elle ne se retrouve plus au-delà du Mont Emilius et c'est, semble-t-il, à sa réduction rapide dans

cette direction qu'il faut attribuer le desserrement manifeste qui se produit dans les zones plus externes des Alpes françaises, en particulier dans la zone axiale houillère et dans les 2 zones de Schistes lustrés du Val Ferret.

M. Schmidt termine ici son étude par un exposé d'ensemble de la tectonique alpine ; il refait l'historique de la notion des grandes nappes de charriage helvétiques et préalpines et décrit quelques coupes transversales à travers tout le système alpin. A propos d'un premier profil traversant la Suisse orientale de la Valteline par Coire et les Alpes glaronnaises jusqu'au Säntis, l'auteur corrige avec M. Rothpletz le profil de M. Heim passant par le Flimserstein, en ce sens que ce que M. Heim avait pris au Flimserstein pour le jambage renversé de la nappe glaronnaise appartient en réalité à la série normale autochtone; il montre en outre que dans la région de Bonabüs les schistes grisons sont nettement en chevauchement mécanique sur le Dogger à faciès helvétique et donne une explication, du reste difficile à comprendre, de la tectonique si compliquée de la région du Prættigau et de la Plessur ; enfin il admet pour les Alpes grisonnes la superposition, sur le système des nappes helvétiques, des Klippes, de la Brèche et austro-alpine, d'une cinquième nappe, la nappe sudalpine ou des Dinarides, qui serait le prolongement de celle de la Dent Blanche.

La seconde coupe décrite par M. Schmidt suit à peu près les vallées du Tessin et de la Reuss depuis la plaine lombarde jusqu'aux environs de Schwytz. L'auteur y montre le développement des 2 nappes helvétiques superposées de l'Axenberg et du Frohnalpstock-Rigihochfluh ; il place la racine de la nappe des Klippes (Mythen) encore dans le massif de l'Aar et celle de la nappe de la Brèche dans la zone synclinale de la Furka; enfin il admet le recouvrement de toute cette succession par les nappes austro-alpine et sudalpine qui sont peut-être confondues et dont les relations restent en tout cas problématiques. Quant au massif tessinois nous savons déjà que M. Schmidt y voit des plis autochtones, peu déjetés au N, de gneiss enveloppé de micaschistes.

Enfin une troisième coupe s'étend de la zone des lacs italiens par le massif de la Dent Blanche, le Wildhorn, le Moléson jusqu'au plateau suisse et expose synthétiquement les idées tectoniques de l'auteur, telles qu'elles ont été exposées plus haut.

Puis, pour terminer, M. Schmidt montre comment la notion des nappes de charriage, qui s'impose au point de vue

tectonique, donne seule une explication convenable des particularités stratigraphiques des régions alpines, qui depuis longtemps intriguaient les géologues sans que leur raison initiale eût pu être définie.

Cet exposé a été complété par l'apparition de la carte géologique du massif du Simplon au 1 : 50 000, que M. SCHMIDT a publiée avec son élève M. H. PREISWERK (**95**) et qui fait ressortir d'une façon parfaitement claire les relations existant entre les nappes de gneiss et les synclinaux couchés de Schistes lustrés et de Trias, telles que M. Schmidt les a définies dans la monographie précitée.

M. O. WILCKENS (**100**) a entrepris l'exploration de la partie NW du **massif gneissique de l'Adula**. Il a reconnu d'abord que les calcaires dolomitiques plus ou moins marmorisés qui alternent avec les schistes cristallins dans la chaîne du Fanella Horn, au S de Vals, sont incontestablement triasiques et cette constatation l'a forcément amené à la conclusion qu'ici le front du massif cristallin est profondément lobé par des synclinaux mésozoïques enfoncés horizontalement dans les gneiss. Le recouvrement des terrains secondaires par le Cristallin est très net dans la vallée de Peil, dont le fond est en partie creusé dans des calcschistes, tandis que le sommet du Curaletschhorn qui la domine est en gneiss.

M. Wilckens a constaté d'autre part dans la haute vallée du Rheinwald, en amont de Hinterrhein, plusieurs bancs de calcaires évidemment mésozoïques qui, sous-jacents aux gneiss du Rheinwaldhorn, figurent sans aucun doute un synclinal couché intercalé entre un grand pli supérieur et une masse cristalline inférieure. Le pli couché supérieur, auquel M. Wilckens réserve le nom de pli de l'Adula est plusieurs fois digité, comme nous venons de le voir, dans la chaîne de Fanella, et tous ces plis s'enfoncent longitudinalement vers l'E. Ainsi le front N du massif de l'Adula est notablement plus compliqué encore que M. Alb. Heim ne l'a supposé récemment.

Ces observations complètent celles faites récemment par M. ALB. HEIM, dont je rendais compte dans la *Revue* pour 1906 et que leur auteur a relatées brièvement à nouveau (**63**).

Je citais également l'an dernier dans la *Revue* quelques faits nouveaux signalés par M. E. Künzli à propos de la géologie du versant S du Julier; je puis donc me dispenser de revenir sur une nouvelle édition de cette courte notice (**74**).

Alpes orientales

M. O. Ampferer (**54**), qui a parcouru après M. W. de Seidlitz le **Rhaeticon oriental,** a été amené à corriger sur une série de points les observations publiées par cet auteur (voir *Revue* pour 1906). Il conteste en particulier la présence du Trias entre les gneiss amphiboliques du Walseralpgrat et la diorite du Schwarzhorn et l'enveloppement de cette diorite vers le bas par une zone de serpentine. Il envisage d'une façon très différente de celle de M. Seidlitz les relations entre le paquet de gneiss du Bilkengrat et les schistes du Flysch qui l'encadrent et considère les schistes à Fucoïdes du sommet du Verspalen comme une simple interstrafication dans le Flysch et non comme un coin synclinal. Enfin il conteste l'existence des 3 écailles superposées de Malm dans la chaîne de la Drusenfluh et conclut que l'enfoncement mécanique de haut en bas de la diorite du Schwarzhorn et du gneiss du Bilkengrat n'est en aucune façon démontré, pas plus du reste que la superposition de 5 nappes distinctes dans le massif du Rhæticon.

A propos de la superposition de ces nappes, M. Ampferer explique que le mélange de terrains divers, qui existe dans le Karr de « in den Gruben » et que M. de Seidlitz a interprété comme dû à une ouverture en fenêtre à travers les nappes austro-alpine, rhétique et de la Brèche, est dû en réalité simplement à l'accumulation sur ce point de matériaux morainiques de provenances diverses.

Hautes Alpes calcaires

M. M. Lugeon (**75**) continuant ses recherches dans le **massif des Diablerets et du Wildstrubel,** a pu suivre jusque près d'Ardon la couverture nummulitique normale du pli de Morcles et démontrer ainsi que celui-ci est recouvert sur toute sa largeur par la nappe des Diablerets. L'Urgonien et le Nummulitique de Morcles forment dans la vallée de la Liserne 4 anticlinaux secondaires. La racine de la nappe des Diablerets correspond probablement à la bande cristalline, dernier prolongement du massif du Mont Blanc, qui forme un anticlinal couché au S du Rhône et se termine près de Charrat.

Dans une seconde communication (**77**) M. Lugeon rend compte de ces mêmes observations, puis il décrit une grande faille transversale qui passe au N du Sanetsch. Il revient éga-

lement sur le chevauchement des formations de la zone des Cols sur le Crétacique du dos du pli du Wildhorn ; il note une discordance bien nette qui sépare dans la chaîne de Cretabessa les schistes de Wang des calcaires sénoniens ; enfin il signale l'existence, aux environs de Sion et de Saint-Léonard, du Carboniférien, qui relie la zone des Schistes lustrés de la rive droite du Rhône aux nappes des Alpes pennines.

J'ai analysé déjà dans de précédentes *Revues* les travaux de MM. E. Gerber et E. Helgers sur la région des Alpes bernoises comprise entre les vallées de la Kien et de la Lutschine ; les levers de ces deux auteurs ont été complétés par ceux de M. A. Troesch qui s'étendent à l'W jusqu'à la Kander et le fruit de ces études détaillées a été consigné en une belle carte au 1 : 50 000 de toute la région comprise entre le lac de Thoune, la vallée de la Kander, le massif de l'Aar et la vallée de la Lutschine (**62**). Cette carte marque un progrès important quant à l'interprétation stratigraphique de ce territoire ; elle fait ressortir d'autre part de la façon la plus claire le recouvrement du Nummulitique et du Flysch de la série autochtone par le grand pli couché des Alpes du Kienthal, prolongement de celui du Wildhorn. Ce recouvrement est démontré avec plus de netteté encore par une planche de profils qui a été publiée concuremment avec la carte.

M. A. Baltzer, le maître des trois jeunes auteurs précités, a tenu à donner lui-même le commentaire de cette carte (**58**). Il expose d'abord comment une bonne partie du Jurassique de Mœsch a été reconnu comme étant du Berriassien et du Néocomien et comment ses élèves ont constaté une extension beaucoup plus grande du Nummulitique qu'on ne l'avait admis jusqu'alors.

Dans un exposé stratigraphique détaillé M. Baltzer distingue 3 zones sédimentaires : celle des Alpes calcaires moyennes, celle des Alpes calcaires internes et celle des Klippes, qui n'est représentée qu'en dehors du territoire de la carte aux environs de Spiez.

Dans la série des Alpes calcaires moyennes le **Lias** paraît comprendre 3 niveaux bien développés au Bundstock :

1° Alternances de calcaires gris, de couches à Pentacrines et de schistes noirs avec *Naut. striatus*, *Ariet. Brooki*, *Ariet. raricostatus*, *Bel. acutus*, *Gryphea arcuata*, *etc....*

2° Alternances de calcaires et de schistes à *Aegoc. capricornu*.

3° Alternances semblables à *Harpoc. costula* et *Harp. thouarsense*.

Le **Dogger** commence par des schistes foncés à concrétions de pyrite décomposée et à rognons quartzeux (Opalinusschiefer), sur lesquels reposent des schistes gris gréseux et grumeleux, très pauvres en fossiles, mais qui contiennent par places des Ludwigia et des Stephanoceras avec des Belemnites et appartiennent au Bajocien ; il se termine par une succession de calcaires spathiques et par des oolithes ferrugineuses qui semble représenter le Bathonien et le Callovien, car elle contient d'une part : *Perisph. arbustigerus*, *Perisph. Moorei*, *Park. Parkinsoni*, *Opp. fusca*, de l'autre des Hecticoceras et des Perisphinctes du groupe du convolutus et du funatus.

Les oolithes ferrugineuses sont recouvertes par les schistes oxfordiens à fossiles pyriteux de *Perisph. bernensis* et *Phylloc. tortisulcatum*, puis par le Schiltkalk ou calcaire schisteux à *Peltoceras transversarium*, qui les séparent du puissant massif de Hochgbirgskalk.

Le **Néocomien** débute par les calcaires plaquetés du Berriasien à *Pyg. diphyoïdes*, *Cidaris alpina*, *Belem. latus*, puis il se compose d'alternances de marnes et de calcaires gréseux ou compacts, très pauvres en fossiles et dans lesquelles les niveaux successifs ne peuvent pas être séparés. Il supporte les calcaires compacts, oolithiques-spathiques de l'Urgonien, qui se terminent parfois mais pas toujours par un niveau à *Orbitolina lenticularis*. Le **Gault** n'est représenté que par sa partie supérieure qui comprend des grès glauconieux à Belemnites et les couches à *Turrilites Bergeri*, à Mortoniceras et à *Inoceramus concentricus*. Enfin la série crétacique se termine par le **Seewerkalk** qui passe par places vers le haut à des marnes.

Parmi les dépôts tertiaires M. Baltzer distingue :

1° Le **Parisien**, qui comprend des calcaires gris à *Num. complanata* et des grès à Orbitoïdes.

2° Le **Bartonien**, formé de grès glauconieux contenant en petite quantité des Orbitoïdes et des Nummulites.

3° L'**Oligocène inférieur**, auquel appartiennent des schistes marneux à *Globig. bulloïdes* et *Pulvinula tricarinata* et des marnes schisteuses et gréseuses, bleuâtres à *Glob. bulloïdes*.

4° Le **Flysch**, qui se compose d'alternances de schistes, de grès polygéniques et de brèches à éléments granitiques.

La série des Alpes calcaires internes est nettement différente; se superposant directement aux gneiss du massif de l'Aar, elle débute par des couches permiennes, comme suit:

1° Verrucano, 2-3 m.	Permien.
2° Dolomies et corgneules, 20-30 m.	
3° Quartzites claires et schistes foncés, 0-3 m.	Trias.
4° Schistes rouges et verts, dolomitiques.	
5° Calcaire à *Avic. contorta*, 20 m.	

Le Lias n'existe que dans le versant S de la Blümlisalp, tandis que le Dogger, du reste mal connu dans le détail, comprend des schistes foncés probablement aaléniens, des calcaires bréchiformes, des calcaires siliceux, et des oolithes ferrugineuses qui semblent appartenir en partie au Bathonien en partie au Callovien. Sur ce Dogger repose directement le puissant massif du Hochgebirgskalk.

Le Néocomien commence par des alternances de marnes et de gros bancs calcaires qui contiennent une faune berriasienne: *Hopl. Callisto*, *Hopl. Boissieri* etc..., puis vient une épaisse zone marneuse à ammonites écrasées que recouvrent des calcaires en gros bancs, indistinctement oolithiques, coralligènes. Ces derniers se confondent vers le haut avec l'Urgonien qui est peu développé et ne comprend pas de couches à Orbitolines. La partie supérieure du Crétacique est formée par une complexe de schistes siliceux rubannés, de calcaires gris, verdâtres ou rougeâtres, gréseux, et de brèches échinodermiques, qui a été attribué jusqu'ici à des étages très divers et que M. Baltzer place au niveau du Gault et du Seewerkalk en leur donnant d'après Bachmann le nom de **Tschingelkalk**.

Le Tertiaire commence en général avec le Bartonien; sur 3 points pourtant on a trouvé, au-dessous de celui-ci, des couches minces à *Cerithium plicatum* et *Cytherea Vilanovae*. Le Bartonien est formé par des alternances de grès quartzeux et de calcaires à lithothamnium, qui contiennent de petites nummulites et des orbitoïdes; puis viennent des marnes schisteuses avec par places des amas de lithothamniums, de coraux et de nummulites et des calcaires argileux gris sans fossiles. Sur ces couches reposent des grès tachetés de Taveyannaz, qui supportent des marnes grises à globigérines et finalement des alternances de schistes et de grès polygéniques du Flysch.

Dans la partie tectonique de sa publication, M. Baltzer se

rallie absolument à la notion des grandes nappes helvétiques. Il décrit d'abord la nappe du Kienthal qui, formée de terrains jurassiques et crétaciques, repose visiblement presque partout sur un socle tertiaire, et il attribue le lambeau de recouvrement crétacique-nummulitique de la Standfluh à une digitation frontale de cette même nappe, qui aurait été séparée de celle-ci par une dislocation compliquée et difficile à définir exactement.

Il montre que soit les formations autochtones, soit la nappe chevauchante sont replissées en de nombreux anticlinaux déjetés qui se modifient en partie très rapidement dans le sens longitudinal. Dans la région de la Kander il attribue avec M. Troesch le Giessenengrat, le Sattelhorn et le Gerihorn aux plis autochtones, le Bundstock, le Dündenhorn, le Schwarzgrätli et l'Aermighorn à la nappe du Kienthal. La nappe chevauchante et son soubassement se pénétrent du reste ici réciproquement de la façon la plus compliquée.

Sur le dos de la nappe du Kienthal subsistent quelques lambeaux d'une nappe supérieure, qui comprennent les mêmes faciès que les formations sous-jacentes, et doivent donc représenter les restes d'un élément tectonique d'importance secondaire. Ces lambeaux forment les sommets des Lobhörner, du Hohganthorn, du Drettenhorn, du Schilthorn.

Entre la Kander et la Kien les formations autochtones montrent une forte plongée longitudinale vers le NE, qui explique facilement le contraste existant entre les chaînes situées à l'W et à l'E de la Kien.

M. Baltzer a complété ces observations par la publication de 2 profils, qui ont l'avantage d'établir une distinction absolue entre ce qui y est observé directement et ce qui y est déduit théoriquement. Le premier profil s'étend du Brieger-bad dans la vallée du Rhône par le Bietschhorn, le Breithorn, le Schilthorn, le Drettenhorn, le Buchholzkopf et le Niederhorn, jusqu'au Sigriswyler Rothhorn. Il traverse donc d'abord le massif cristallin de l'Aar avec ses deux culots batholitiques du Bietschhorn et du Gasterenthal, puis la série autochtone des Alpes calcaires internes qui, couvrant le granite de Gastern, va s'enfoncer au S en un coin profond entre ce granite et la zone des schistes sériciteux du Breithorn. Sur la couverture tertiaire de cette série, la coupe montre la nappe du Kienthal au cœur de Lias et de Dogger, formant les chaînes comprises entre le lac de Thoune et la zone tertiaire de la Sefiner Furka, et supportant au Schilthorn, au Drettenhorn et au Hohganthorn les lambeaux d'un

pli supérieur. Mais M. Baltzer ne place pas le front de cette nappe au S du lac, il lui rattache les chaînes du Beatenberg et du Sigriswyler Grat, qui en représenteraient ainsi le véritable front, la partie supérieure du lac de Thoune se trouvant dans un large enfoncement synclinal entouré de fractures diversément orientées.

Le second profil passe un peu au NE par la Jungfrau, le Männlichen, la Schynige Platte, Interlaken, Habkern et la Scheibe. Ici le travail de dénudation a enlevé non seulement le pli supérieur, mais encore la couverture crétacique de la nappe du Kienthal, mettant à découvert les plis couchés du cœur au Männlichen. Le pli crétacique du Morgenberghorn se continue dans la chaîne du Harder, et le synclinal tertiaire qui le suit au N se retrouve dans la vallée de Habkern, tandis que la zone des plis frontaux du Sigriswyler Grat est ininterrompue par la Scheibe jusqu'au Hohgant et au Pilate.

Dans son texte explicatif, M. Baltzer fait des réserves sur les relations tectoniques qui existent entre les chaînes externes du Beatenberg et du Sigriswyler Grat et les chaînes calcaires moyennes. Il place la racine de la ou des nappes helvétiques du Kienthal dans la zone des schistes métamorphiques qui encadrent la protogine du Bietschhorn, tout en reconnaissant qu'il s'agit d'une simple hypothèse. Enfin il explique la formation des nappes helvétiques comme un contrecoup du resserrement du massif de l'Aar, sur lequel les sédiments mésozoïques reposaient en discordance.

Nous devons à M. P. Arbenz (**55**) une description sommaire des **Hautes Alpes calcaires entre la vallée d'Engelberg et l'Aar**. Au point de vue tectonique l'auteur a constaté l'existence, entre la série autochtone du Titlis et la nappe supérieure du Brisen, de 3 plis couchés superposés, formés essentiellement de Trias, de Jurassique et de Berriasien, dont l'un se suit depuis le versant S du Graustock dans le flanc de la vallée d'Engelberg, puis par l'Arnialp jusque vers Grafenort, dont le second s'étend depuis la ligne de Tannalp et du Schwarzhorn jusqu'à Nünalphorn et au Widderfeld, dont le troisième forme le Lauberstock, le Rothorn, le Hochstollen, le Brunighaupt et le Hutstock.

Ce sont du reste surtout les données stratigraphiques qui sont traitées en détail. A ce propos, M. Arbenz signale d'abord des calcaires sableux et schisteux, qui forment la partie supérieure du Hochgebirgskalk à la Rotegg sur le ver-

sant N du Titlis et qui paraissent devoir être homologués aux calcaires de Tschingel.

La série renversée qui affleure au N du Jochpass est intéressante surtout par ses dépôts liasiques qui comprennent :

1° Un banc de calcaires gris sableux et lumachelliques avec de nombreux débris de coquilles indéterminables, épais de 0,7 à 1,5 m., qui paraît appartenir au Rhétien.

2° Un calcaire brunâtre, délitable, contenant de nombreuses Cardinies qui représente l'Hettangien.

3° Des schistes argileux noirs, épais de 15 à 30 m., riches en Fucoïdes et contenant des intercalations dures de grès.

4° Des quartzites à Gryphées, dont l'épaisseur peut aller jusqu'à 50 m.

5° Des calcaires sableux à Belemnites du Lias supérieur, associés à des schistes argileux et à des brèches échinodermiques.

Le Dogger de la même série se compose de:

1° Schistes argileux, dans lesquels sont interstratifiés des calcaires échinodermiques et des grès tendres, et qui ont fourni comme fossiles *Gram. fluitans* Dum., *Ludwigia costosa* Qu. *Ludw. Murchisonae acutus* Qu. Bajocien inférieur.

2° Calcaires gris, sableux, en partie schisteux, épais d'environ 15 m. qui doivent représenter encore le Bajocien.

Le Bathonien et le Callovien manquent et le Malm n'est représenté dans cette série renversée que par une mince zone de Schiltkalk et par un complexe fortement laminé de Hochgebirgskalk.

Le massif du Scheideggstock, situé au NW d'Engelberg, est formé par les digitations frontales de la même nappe inférieure, dont fait partie la série du Jochpass. Aussi les dépôts jurassiques y sont-ils développés avec des faciès très semblables. Au niveau du Bajocien apparaissent pourtant des brèches échinodermiques qui n'existent pas au Jochpass. En outre on voit se développer à la base du Malm, entre le Schiltkalk et le Hochgebirgskalk, une zone de marnes à Aptychus qui rentre vraisemblablement dans l'Argovien. Sur le Jurassique se superposent des schistes berriasiens.

Le jambage supérieur de cette même nappe affleure dans sa partie radicale dans le massif du Graustock. Ici la série jurassique montre des modifications assez importantes. Le Dogger prend une épaisseur beaucoup plus grande et est caractérisé par l'importance qu'y prennent les calcaires échino-

dermiques soit dans le complexe des schistes aaléniens, soit au niveau du Bajocien proprement dit ; ces calcaires deviennent par places oolithiques et riches en fer. En outre le Bathonien, qui manquait dans les profils précédents, est représenté ici par une couche mince mais très fossilifère à *Cosmoc. subfurcatum* Qu., *Cosm*, *Garantianum* d'Orb., *Cosm. baculatum* Qu. etc.... Quant au Malm il commence ici par des schistes oxfordiens à *Phyl. tortisulcatum* et *Perisph. bernensis* épais d'environ 17 m., qui supportent le Schiltkalk. Puis viennent 27 m. environ de schistes argoviens, le Hochgebirgskalk épais de 200-230 m. et finalement des couches alternativement calcaires et schisteuses contenant des Perisphinctes du groupe du *Per. Lorioli*, qui représentent le Tithonique.

La nappe de l'Erzegg, qui se superpose sur la précédente, possède une série jurasique qui rappelle beaucoup celle du Graustock. Le Dogger ne diffère guère que par quelques variations dans l'épaisseur des nivaux alternants de schistes et de calcaires ; pourtant les couches à *Cosm. subfurcatum* sont remplacées ici par un complexe épais de 20 m. de schistes foncés micacés, qui contient dans sa partie supérieure une intercalation d'oolithe ferrugineuse à *Perisph. Moorei* Op. et *Perisph. Koenigi* Sow. et comprend probablement encore le Callovien.

Le Malm présente ici le même développement qu'au Graustock ; les schistes oxfordiens y sont particulièrement fossilifères.

Dans la nappe supérieure du Hochstollen le Dogger débute par un ensemble de grès ferrugineux et de calcaires échinodermiques à *Ludw. Murchisonae* ; ensuite vient une zone épaisse de 125 m. de schistes argileux sans fossiles et un complexe de 330 m. de calcaires plaquetés, sableux et plus ou moins marneux, qui est divisé en 2 par une zone schisteuse médiane. Le Bathonien et le Callovien paraissent manquer. Entre les schistes oxfordiens et les schistes argoviens le Schiltkalk est réduit à une couche de quelques centimètres. Le Tithonique est très développé et fossilifère et les schistes brunâtres du Berriasien atteignent jusqu'à 150 m. d'épaisseur.

En résumé, si l'on replace en imagination les nappes superposées dans leurs positions relatives originelles on constate :

1° Une réduction du N au S du Hochgebirgskalk, dont les parties supérieure et inférieure tendent à être remplacées par les schistes tithoniques et argoviens.

2° Un développement progressif du N au S des schistes oxfordiens.

3° Une augmentation d'épaisseur considérable du Dogger et du Lias dans la direction du S, en même temps que dans le Dogger les calcaires échinodermiques prennent toujours plus d'importance et que des niveaux ferrugineux toujours plus nombreux s'intercalent en particulier dans le Dogger inférieur.

Un abrégé français de la notice de M. Arbenz a paru dans les *Archives de Genève* (**56**).

M. G. Steinmann (**96**) a décrit une intéressante **zone de broyage** de Flysch et de Seewerkalk qu'il a observée dans un plan de chevauchement secondaire de la **Nappe de Drusberg** que coupe le Käswaldtobel au-dessus d'Iberg. Ici le calcaire de Seewen chevauchant et le Flysch du soubassement se pénètrent réciproquement de la façon la plus intime en donnant naissance à des formes de complication diverses. Vers le bas on voit comme des miches de calcaire englobées de toute part par les schistes tertiaires; plus haut le calcaire devient de plus en plus abondant, mais il est plissoté en petits anticlinaux entre lesquels le Flysch pénètre en coins effilés; ou bien les lits du Crétacique supérieur sont non seulement plissés mais encore décollés les uns des autres et les intervalles nés ainsi sont remplis par des lits de Flysch; ou bien encore le Flysch a pénétré dans des fissures du calcaire. Chose remarquable ce dernier n'est pour ainsi dire pas métamorphisé et les coquilles de Foraminifères qui s'y trouvent en grand nombre ne sont pas écrasées.

Il est évident qu'il s'agit ici d'une pénétration mécanique réciproque de 2 éléments tectoniquement superposés, pénétration qui a été facilitée par le décollement et le morcellement des lits du Seewerkalk et effectuée par une sorte de foisonnement en relation avec la poussée de la masse supérieure. Le phénomène s'est compliqué d'un processus hydrochimique bien marqué par de nombreuses veines de calcite.

Cette zone de pénétration réciproque est tout à fait comparable à celle que représente le Lochseitenkalk sous le Verrucano dans la nappe glaronnaise, avec cette différence que dans le Lochseitenkalk la dislocation est encore plus accentuée et la matière première est plus altérée. Elle rappelle aussi les paquets de calcaires échinodermiques et de gneiss englobés dans les Schistes lustrés du Scarlthal et les zones de broyage de la Haute Engadine décrites récemment par

M. Zœppritz. Enfin c'est par une pénétration toute semblable à celle qui a donné naissance aux miches de Seewerkalk du Käswaldtobel qu'on peut expliquer l'origine des blocs exotiques de gneiss, de granite ou de calcaire qu'on trouve fréquemment englobés dans le Flysch sous les grands plans de chevauchement.

En terminant, l'auteur attire l'attention sur le fait que le mélange tectonique d'un élément schisteux et d'un élément calcaire primitivement tout à fait indépendants peut produire l'apparence, pour peu qu'un métamorphisme énergique soit intervenu ensuite, d'une transition graduelle stratigraphique et donner l'idée d'une série normale, là où il y a au contraire chevauchement de 2 séries différentes.

MM. Arn. Heim et J. Oberholzer ont terminé en 1907 la carte géologique au 1 : 25 000 des environs du lac de Wallenstadt (**70**), dans laquelle il font ressortir d'une façon fort claire les relations qui existent entre la nappe des Churfirsten-Säntis et les nappes glaronnaises inférieures. Cette carte complète fort heureusement la carte du Säntis publiée récemment par MM. Alb. et Arn. Heim et E. Blumer.

A l'occasion d'une visite faite par la Société géologique du Rhin supérieur à la région des **Alpes Saint-Galloises**, plusieurs courtes publications ont été consacrées à ces chaînes soit comme programmes, soit comme comptes rendus d'excursion. M. Arn. Heim (**69**) après avoir défini la vallée du lac de Wallenstadt comme une ancienne vallée du Rhin, a exposé la tectonique de cette région formée par l'empilement des nappes helvétiques et lépontiques. Il a décrit en particulier les relations qui existent entre les 2 nappes helvétiques du Mürtschenstock et du Säntis, et montré qu'entre elles deux s'intercale, au-dessus de Wallenstadt, une nappe secondaire ou écaille formée de Dogger et de Malm. Il donne un tableau stratigraphique des terrains de ces 2 nappes, qui permet de constater facilement le contraste existant entre leurs 2 séries sédimentaires, et termine par 3 vues tectoniques prises dans la chaîne des Churfirsten.

M. P. Arbenz (**57**), rendant compte de l'excursion mentionnée, commence par décrire les plis jurassiques du Gonzen, en faisant ressortir le fait que, grâce à la plasticité des schistes berriasiens qui enveloppent ces plis, les formations sus-jacentes du Crétacique n'ont pas épousé les formes compliquées de leur soubassement et donne pour cette raison l'illusion d'une masse chevauchante, qui formerait l'Alvier.

L'auteur décrit ensuite les affleurements de Verrucano et de Trias des environs de Mels, puis un beau pli couché de Lias visible dans le pied de l'Alvier vers Berschis, puis l'écaille intercalée au-dessus de Wallenstadt entre les 2 nappes helvétiques principales, qui a été découverte par M. Arn. Heim. Il fait ressortir aussi les caractères si particuliers des 2 versants qui dominent le lac de Wallentadt : le versant S est formé essentiellement par la nappe du Mürtschenstock et couvert d'abondantes moraines, qui dérivent les unes du glacier du Rhin, d'autres d'un grand glacier alimenté par les chaînes du Mürtschenstock, de Magereu et de Spitzmeilen, d'autres enfin de petits glaciers locaux ; dans le versant N, par contre, on voit se superposer les 2 nappes helvétiques principales, dont le contraste stratigraphique est si frappant. La série crétacique de la nappe du Säntis se distingue de celle de la nappe inférieure par son épaisseur presque triple, par la prédominance à peu près exclusive du faciès schisteux au niveau du Berriasien et du Valangien d'une part, du Turonien et du Sénonien d'autre part.

En 1906, la Société géologique avait choisi comme but de ses excursions annuelles la région récemment étudiée alors par M. Arn. Heim qui comprend l'extrémité occidentale du Säntis avec le Gulmen, le Mattstock et la Durchschlägiberg. De ces excursions ont été publiés d'abord le programme élaboré par M. Arn. Heim (65) avec une carte au 1 : 50 000 et une planche de profils, puis un rapport rédigé par M. Ch. Sarasin (84).

Dans ce dernier nous trouvons une description sommaire du Häderenberg avec ses 2 anticlinaux serrés, seuls prolongements du faisceau du Säntis, qui se compriment et s'effilent de plus en plus vers le SW pour disparaître brusquement avant la coupure du Dürrenbach. Le pli interne du Häderenberg finit au Gewölbekopf par une sorte de Klippe, dont les couches crétaciques nagent nettement sur le Flysch.

Le Gulmen a été séparé du Häderenberg par des déchirements longitudinaux, et la trainée d'Urgonien et de Seewerkalk du Farenstock forme entre ces 2 massifs une liaison évidente quoique discontinue. De même le Stock et le Goggeien sont 2 tronçons déchirés d'une même zone.

Quant au Mattstock il repose visiblement de toutes parts sur le Flysch. Il est constitué par une série normale de Valangien récifal, de Néocomien, d'Urgonien repliée en un synclinal et un anticlinal. Ces formations crétaciques s'effilent

vers l'E pour finir en coin au milieu du Flysch, et l'on doit admettre de nouveau ici un déchirement dû à des tractions et des laminages longitudinaux. A l'W, dans le ravin du Flibach, on peut constater non seulement que le Mattstock n'a pas de racine, mais encore que la Molasse existe partout avec un plongement discordant sous le Flysch et le Crétacique.

M. Sarasin se rallie absolument à la manière de voir de M. Arnold Heim, qui envisage le Mattstock, le Gulmen, le Stock et le Goggeien comme les lambeaux déchirés d'une seule et même nappe, celle des Churfirsten-Säntis. Il décrit en terminant le chevauchement de cette nappe sur la série crétacique-tertiaire des bords du Lac de Wallenstadt, tel qu'on le voit au-dessus de Betlis à l'E de Weesen.

Dans 2 courtes notices consacrées à la même région M. Arn. Heim montre d'une part l'importance des laminages longitudinaux qui y ont affecté les formations crétaciques (**66**), d'autre part le contraste qui existe entre la tectonique très simple de la Molasse et la stucture extrêment compliquée des nappes qui la recouvrent (**67**). Ce contraste paraît indiquer que la Molasse était déjà non seulement plissée, mais abrasée avant la mise en place des éléments qui la chevauchent, et qu'elle n'a pas participé à cette dernière phase de dislocation.

Un compte rendu de l'excursion faite au **Fläscherberg** par les géologues de l'Oberhein. Verein, rédigé par M. W. Paulcke (**79**), nous montre que ces messieurs sont arrivés pour la plupart des faits à confirmer simplement les observations antérieures de M. Lorenz. Dans la partie SE de la chaîne, pourtant, qui comprend la Obere Platte, le Plattenstein et la Halde, il semble que les couches marneuses à polypiers et nérinées, qui sont intercalées entre 2 massifs de Malm, ne sont pas, comme M. Lorenz l'avait supposé, le cœur de Dogger d'un anticlinal couché au NW sur le grand synclinal néocomien du Flæscherberg, mais qu'elles représentent simplement un faciès marneux interstratifié dans une série normale de Jurassique supérieur. Ces couches appartiennent vraisemblablement à un faciès mixte entre celui des plis helvétiques sous-jacents et celui de la nappe du Falkniss sus-jacente. Nous aurions ainsi à la Halde, au Plattenstein et à la Obere Platte, une écaille normale de Jurassique supérieur recouvrant teetoniquement le Néocomien helvétique et chevauchée par la nappe du Falkniss. Cette écaille a été disloquée par des failles.

L'interprétation de cette région proposée par M. Rothpletz

semble n'avoir pas, malgré la présence de son auteur, rencontré d'adhérents parmi les excursionistes.

Dans une récente publication consacrée à la zone de Flysch de l'Algäu-Vorarlberg, prolongement de la zone du Säntis, M. A. Tornquist (**99**) discute à nouveau 2 points de tectonique alpine soulevés en 1906-07 par M. Arn. Heim, d'abord la question de l'âge relatif du plissement de la Molasse et de la mise en place des nappes helvétiques, ensuite celle de l'origine des roches exotiques du Flysch.

A propos du premier point, l'auteur ne peut se rallier à l'opinion de M. Heim et placer le recouvrement de la Molasse par les nappes helvétiques seulement à l'époque pliocène; il préfère supposer, sans du reste fournir d'arguments bien plausibles, que la mise en place des nappes est intervenue en même temps que se formaient les plis de la Molasse, soit à l'époque miocène. Le recouvrement a suivi directement la sédimentation des dépôts miocènes et n'a par conséquent pas été précédé par la phase de dénudation supposée par M. Heim.

M. Tornquist explique sommairement l'origine des Klippes jurassiques qui existent dans cette même zone de l'Algäu-Vorarlberg et qu'il envisage comme formées par une lame de charriage arrachée à la partie S de la nappe de l'Algäu par la nappe du Lechthal et entrainée jusqu'au delà du front de la première, où elle s'est enfoncée dans le Flysch.

L'origine des blocs exotiques du Flysch paraît due à un mécanisme du même genre: les dépôts riches en roches cristallines représentent pour l'auteur le dernier terme de la sédimentation tertiaire dans la région où est née la nappe de l'Algäu, et leur formation a pu se continuer pendant la poussée au N des nappes alpines. Par le développement de ces dernières, les conglomérats et brèches ont été ensuite décollés de leur soubassement et poussés dans le Flysch de l'avant-pays.

Préalpes et Klippes

M. Fr. Jaccard (**71**) a élaboré un relief géologique de la région du **Grammont** (Valais), et M. G. Roeminger (**81**) a consacré une très courte notice aux **environs de Caux,** décrivant en particulier l'anticlinal au cœur rhétien de la Dent de Merdasson, et donnant quelques détails complémentaires sur le chevauchement de la Baie de Montreux.

M. Fr. Jaccard (**72**) en présentant à la Société vaudoise des sciences naturelles ses observations sur le groupe de la

Gummfluh et du Rubli, rappelle qu'à la Gummfluh la nappe des Préalpes médianes et celle de la Brèche se superposent au Flysch du Niesen. Il insiste particulièrement sur le fait que, contrairement à l'opinion de MM. Keidel et Steinmann, les Couches rouges qui entourent la digitation frontale de la Brèche au N du Rubli, appartiennent à une lame de charriage indépendante de la nappe de la Brèche, qui a été entrainée sous celle-ci. Il décrit sommairement le chevauchement des masses calcaires du Rubli et de la Gummfluh sur le Flysch et montre que le pli-faille des Gastlosen ne se continue pas directement dans les plis du Mont Chevreuil.

Je ne fait que citer ici une courte relation faite par M. Ch. Sarasin (85) des observations qu'il a faites sur la **zone des Cols** dans la région de la Lenk en colloboration avec M. L.-W. Collet, et dont il a été question déjà dans la *Revue* pour 1906. Ces observations ont provoqué de la part de M. G. Roessinger quelques remarques (80) qui peuvent se résumer comme suit :

Dans le soubassement du Laubhorn, M. Rœssinger croit avoir reconnu, sous l'écaille chevauchante d'Oxfordien et de Malm, la présence de couches néocomiennes, qui reparaîtraient d'autre part à Siebenbrunnen sur cette même écaille ; mais il ne donne aucun argument plausible en faveur de cette observation.

En second lieu, M. Rœssinger maintient, sans du reste être retourné sur le terrain, que dans la région du Metschhorn et de Trogegg le Trias dessine une charnière synclinale fermée au S autour du Lias, tandis que MM. Sarasin et Collet considèrent comme appartenant à 2 écailles tout à fait différentes le Trias de Metschberg-Ludnung et celui de Trogegg.

M. C. Sarasin et L. Collet (86), continuant leur étude de la **zone des Cols** sur la bordure interne des Préalpes, sont arrivés à modifier absolument leurs vues antérieures sur la tectonique générale des Préalpes et, persuadés particulièrement par des explorations faites dans le Chablais, ils se sont ralliés à la notion, développée par MM. Schardt et Lugeon, des nappes de charriage. Ils n'ont pourtant pas adopté telle quelle l'interprétation de ces 2 savants ; considérant que dans la zone des Cols les formations triasiques-jurassiques ne se terminent pas en un bord radical moulé sur les fronts hautalpins, mais qu'elles décrivent au contraire des plis fermés au S, ils se représentent cette zone interne des Préalpes comme formée par une première nappe, qui aurait été comme roulée par le chevauchement des nappes sus-jacentes et se

serait trouvée ainsi finalement rebroussée avec son front digité au S et son bord radical au N, sous le Flysch du Niesen, qui lui-même serait le manteau tertiaire normal du pli du Wildhorn détaché de son soubassement et entraîné au N en un grand pli plongeant. La zone des Cols représenterait par rapport au Flysch du Niesen une forme tectonique toute semblable à celle de la lame de Néocomien à Céphalopodes d'Anzeindaz par rapport au pli des Diablerets.

Ainsi ni la zone des Cols, ni celle du Niesen ne se raccordent directement aux Préalpes externes, par-dessous les Préalpes médianes, et ce fait explique à la fois le contraste absolu qui existe entre le Flysch du Niesen et celui de la Berra-Gurnigel, et l'absence des zones des Cols et du Niesen à l'W du Rhône.

MM. Sarasin et Collet ont décrit d'autre part la **géologie du Chamossaire**. Ils ont montré la superposition dans cette chaîne de 2 séries stratigraphiquement et tectoniquement indépendantes: l'une, inférieure, est la même que l'on trouve avec quelques variations peu considérables d'un bout à l'autre de la zone des Cols, elle est caractérisée par le grand développement des schistes argileux au niveau du Lias supérieur et du Bajocien inférieur, ainsi que dans l'Oxfordien, le Dogger étant formé en grande partie par des calcaires spathiques et gréseux à zoophycos. La série supérieure du Chamossaire commence avec des gypses et des calcaires dolomitiques du Trias, puis viennent des calcaires spathiques qui ne tardent pas à passer vers le haut à la Brèche du Chamossaire formée de gros éléments calcaires et contenant par places à profusions des Bélemnites (*B. niger*, *B. brevis*, *B. acutus*); cette Brèche constitue toute la région culminante de la chaîne; contrairement à l'opinion de Renevier, elle est liasique.

Tandis que la série inférieure est bien développée entre le ravin de la Gryonne, Villars et les pâturages que domine Bretayes, on peut voir au S de cette localité, dans le pied des 2 petits sommets appelés l'Aiguille et le Roc à l'Ours, le chevauchement du Trias et de la Brèche de la série supérieure sur l'Oxfordien de la série inférieure. Ce chevauchement se suit depuis les environs de Bretayes, d'une part jusqu'à Ensex, de l'autre jusqu'à Orsay; dans cette dernière direction il se complique par l'intercalation, entre les schistes oxfordiens et le Trias de la base de la Brèche, d'une lame, toujours plus épaisse vers l'W, de grès et brèches granitiques appartenant au type du grès des Ormonts (Flysch). Le plan de chevauchement est coupé au N de l'Aiguille et du Roc à

l'Ours par une faille de tassement, qui fait butter au N la Brèche chevauchante contre les schistes toariens de la série inférieure et qui a fait admettre fautivement à Renevier l'intercalation stratigraphique de ces schistes entre le Trias et la Brèche.

La série inférieure apparaît en fenêtres à différents endroits dans l'intérieur du massif de la Brèche, ainsi dans la coupure qui relie Bretayes au lac des Chavonnes, vers l'extrémité orientale de ce lac, et aux environs des chalets de Conches. Elle se retrouve d'autre part très développée au N du massif dans le grand cirque qui forme le fond du vallon de Coussy, et là le chevauchement de la Brèche sur cette série inférieure est particulièrement net.

Quant au Flysch, qui couvre de grands espaces tout autour du Chamossaire, il est formé essentiellement par des grès et des brèches à gros éléments de granite des Ormonts, associés par places à des schistes feuilletés; il contient à différents endroits des couches riches en Orthophragmina et en petites Nummulites et même des bancs calcaires entièrement formés de Lithothamnium, d'Orthophragmina et de Nummulites. Tandis que dans la partie occidentale de la chaîne ce Flysch est intercalé entre la série des Cols et celle de la Brèche, dans la région de Perche et des Chavonnes il se superpose à la seconde, et enfin du côté de la vallée des Ormonts, aux environs de la Forclaz et de Coussy, il est sous-jacent aux 2 séries.

Les auteurs ont été amenés par diverses considérations à admettre que ce Flysch des Ormonts-Niesen s'est intercalé d'une façon générale entre les 2 nappes de terrains secondaires, nappes des Cols et nappe de la Brèche, qu'il a été ramené à Perche sur la Brèche par un petit chevauchement secondaire, qu'il a été supprimé par laminage entre Ensex et Orsay et qu'il a été finalement rebroussé sous un pli couché au N de la nappe inférieure dans les pentes que dominent Exergillod et Plambuit.

Quant à la Brèche du Chamossaire elle est évidemment un lambeau d'une nappe superposée au Flysch du Niesen, qui semble bien, vu la remarquable analogie de faciès, n'être autre chose que la nappe de la Brèche du Chablais-Hornfluh. Ici comme dans le Chablais la nappe des Préalpes médianes serait donc supprimée dans sa partie radicale.

M. A.-F. Engelke (**60**) a entrepris l'étude détaillée des **environs de Bulle** qui correspondent, comme on le sait, à

une profonde encoche dans le front des Préalpes entre la chaîne Montsalvens-Berra et celle du Niremont.

L'auteur commence par décrire l'affleurement de Dogger à zoophycos qui se voit le long du lit de la Trême près du pont de la route Bulle-Tour de Trême, et qui comprend des calcaires gris gréseux, plus ou moins marneux suivant les lits, plongeant au SE. Dans ces couches on récolte à côté des zoophycos quelques ammonites mal conservées, parmi lesquelles *Park. Parkinsoni* paraît exister. Ces mêmes formations se trouvent le long de la Trême vers les Jordils, puis au pont des Auges; en ce dernier point le Bathonien, plongeant au NW, supporte des calcaires quartzeux et grumeleux, qui contiennent *Macroc. macrocephalus* et *Bel. callo-viensis* et représentent ainsi le Callovien inférieur. L'ensemble du Callovien et du Bathonien est coupé vers le pont des Auges par une faille verticale de faible rejet, qui se suit dans la direction de l'ESE et semble prendre plus loin une importance plus considérable.

Un dernier affleurement se montre le long de la Trême près de Crêt Vudy et ce sont de nouveau des calcaires à zoophycos qui apparaissent; ils contiennent de nombreuses bélemnites, parmi lesquelles l'auteur a reconnu : *B. bessinus*, *B. Escheri*, *B. Gillieroni*. Leurs couches montrent un plongement d'ensemble vers l'W et sont en outre incurvées en un petit anticlinal, bordé au N par un synclinal aigu et dirigé à peu près de l'W à l'E.

Le long du cours de la Sarine, M. Engelke signale les grès et schistes du Flysch, violemment tourmentés, qui apparaissent près du pont de la route de Broc, puis les calcaires sableux gris-jaunâtres et divisés par des lits schisteux de même couleur qui se trouvent plus au N près de Fulet. Ces dernières formations, qui contiennent *Steph. Humphriesi* et de très nombreux zoophycos, se distinguent du Bathonien précité par leur plus grande homogénéité et leur grain plus fin; elles appartiennent évidemment au Bajocien et représentent probablement cet étage en entier jusqu'aux schistes à *Lioc. opalinum ;* elles sont incurvées en un anticlinal droit. Les mêmes couches se rencontrent dans le bois de Bouleyres, tandis que sur la lisière SW du bois de Sautaux affleurent les couches de Klaus.

Dans le bourg de Tour de Trême M. Engelke a observé différents affleurements de couches presque verticales, dont les unes, formant une zone septentrionale, sont des calcaires finement lités, à petits silex, de couleur rougeâtre ou ver-

dâtre, appartenant à l'Oxfordien, dont d'autres, s'appuyant sur les premières, sont des calcaires typiques du Malm, dont d'autres enfin se composent de calcaires feuilletés verdâtres, et sont attribuées sans argument plausible par l'auteur au Néocomien. Tout cet ensemble montre une direction générale qui est à peu près EW.

En synthétisant ces diverses observations, l'auteur est arrivé à admettre l'existence dans la plaine de Bulle de 3 plis dirigés du SW au NE. Un premier anticlinal en partant du S se suit depuis le pont de la route de Broc sur la Sarine, où il se marque dans le Flysch, par les affleurements du Dogger de Crêt Vudy jusqu'à la colline de Sautaux, après laquelle il disparaît sous les alluvions. Le second anticlinal passe par les affleurements de Dogger de Fulet sur la Sarine et par les couches d'Oxfordien et de Malm de Tour de Trême, qui en représentent le jambage méridional; il montre plusieurs torsions de son axe. Le troisième anticlinal commence entre Morlon et Contravaux et se continue par le pont des Auges jusqu'au pont de Bulle-Tour de Trême, en changeant, semble-t-il, lui aussi plusieurs fois de direction.

Les environs de Bulle sont traversées par plusieurs fractures, dont la plus importante se suit, avec diverses inflexions, mais avec une direction générale NW-SE, depuis le pont des Auges jusqu'à Bouleyres d'en haut et a provoqué un affaissement du territoire situé à l'W, grâce auquel le Malm et l'Oxfordien de Tour de Trême ont pu être conservés. En outre M. Engelke admet que les affleurements de Flysch du pont de Broc correspondent à un compartiment effondré de l'anticlinal de Crêt Vudy, limité à l'E par une fracture dirigée du N au S le long de la Sarine en aval du pont de Broc ; enfin une autre faille doit suivre longitudinalement la ligue axiale de l'anticlinal Fulet-Tour de Trême et marque une descente du jambage N de ce pli.

Les 3 anticlinaux dont M. Engelke a établi l'existence se poursuivent au NE dans la chaîne du Montsalvens comme suit : celui du Crêt Vudy-Pont de Broc se continue dans l'anticlinal couché de Malm de Bataille, mais il faut admettre entre la Sarine et Bataille une ou plusieurs fractures transversales suivant lesquelles l'axe du pli se relève notablement vers l'E. L'anticlinal Tour de Trême-Fulet se retrouve au S de Botterens, où affleure aussi le Bajocien, et l'anticlinal des Auges se prolonge dans celui de Biffé.

Vers le SW le prolongement de ces trois mêmes plis est impossible à préciser à cause du développement que prend

dans cette direction le Flysch ; il semble pourtant que l'anticlinal de Tour de Trême soit la continuation de la zone d'affleurements suprajurassiques et infracrétaciques qui passe au S de Vaulruz et près de Montalban.

En terminant l'auteur cherche à établir que l'origine de la plaine de Bulle est liée à des effondrements, dont l'un, du côté de Montsalvens est incontestable, dont l'autre, vers le SW, reste plus douteux, mais paraît pourtant ressortir clairement du niveau relatif des formations jurassiques dans la plaine et dans la chaîne du Niremont.

M. Ed. Gerber (**62**) a signalé dans la région des **Klippes de Spiez** des écailles de terrains à faciès helvétique, mélangées aux faciès préalpins et qui semblent avoir été arrachées au dos de la nappe du Kienthal. Ces écailles sont formées de schistes berriasiens à Zeissigbad, à Waldweid et à Oertlimat, de Malm à Rossweidli.

M. G. Niethammer (**78**) a fait quelques observations nouvelles dans le domaine des **Klippes de Giswyl** et est arrivé à considérer comme appartenant au Muschelkalk les calcaires dolomitiques inférieurs du Giswylerstock et de la Rossfluh à *Retzia trigonella*, tandis que la partie supérieure de ces calcaires, qui contient *Diplopora annulata*, serait du calcaire du Wetterstein. Ce Trias fait partie de la nappe austro-alpine ; entre lui et le soubassement à faciès helvétique, on trouve des lambeaux laminés de terrains préalpins, ainsi des calcaires liasiques existent en particulier dans cette position à l'Alp Fontanen et à l'Alpboglenalp.

L'auteur signale d'autre part, au Jänzimatberg, une série préalpine qui comprend du Lias moyen et supérieur, du Dogger et des calcaires schisteux, tachetés, néocomiens qui sont surtout développés entre Kratzeren et Alpboglen. Il indique l'existence à la Rothspitz d'une brèche toute semblable à la « Ramsibreccie » que M. Tobler a décrite des Mythen, qui surmonte le Callovien déjà signalé par M. Hugi et est recouverte par des dolomies semblables aux dolomies suprakeupériennes des Mythen.

Par ses caractères stratigraphiques le Jänzimatberg paraît se rapprocher plus particulièrement des Préalpes externes, tandis que la Rothspitz a plus d'analogie avec les Préalpes internes. L'inversion de la succession des deux zones stratigraphiques du N au S dans les klippes de Giswyl doit être déterminée par des complications locales difficiles à préciser.

M. Arn. Heim (**68**) a décrit récemment une klippe de terrains préalpins reposant sur le Flysch, dont on ne connaissait jusqu'ici qu'une petite partie, le Berglittenstein. Cette klippe, qui est située dans la vallée du Rhin au N de l'Alvier et a une longueur d'un kilomètre et demi sur une largeur de 200 à 300 m., forme la crête du Grabserberg et peut être désignée comme **Klippe de Grabs**. Ses éléments constituants sont des calcaires divers en général dépourvus de fossiles et par conséquent impossibles à déterminer stratigraphiquement avec certitude. M. Heim y a pourtant reconnu un calcaire tithonique du faciès préalpin incontestable, qui contient des Bélemnites et *Calpionella alpina* Lor. et des Couches rouges très caractéristiques avec *Globigerina bulloïdes* d'Orb. et *Pulvinula tricarinata* Quereau. Tectoniquement ces formations préalpines paraissent être recourbées en synclinal, elles montrent plusieurs complications, qu'il est difficile de préciser à cause de l'insuffisance des affleurements.

La klippe de Grabs représente sans aucun doute un lambeau de recouvrement superposé au Flysch ; ce lambeau ne peut pas être en relation avec un chevauchement de l'Alvier sur les Churfisten, comme l'a admis M. Rothpletz, d'abord parce que les faciès de la klippe ne se retrouvent ni à l'Alvier, ni dans aucune autre chaîne helvétique, ensuite parce que le chevauchement de l'Alvier supposé par M. Rothpletz n'existe pas en réalité. Le rapprochement de la klippe de Grabs avec la nappe des Préalpes s'impose par contre, à cause de la présence dans la première du calcaire tithonique (calcaire de Châtel) et des Couches rouges, qui forment deux des éléments les plus typiques de la seconde. En outre des grès micacés, qui s'associent au Tithonique dans la klippe de Grabs, ressemblent exactement à des dépôts du Malm inférieur du Buochserhorn et du Stanserhorn.

Plateau molassique

M. O. Herbordt (**105**) a levé la carte géologique au $^1/_{25000}$ des deux rives du lac de Zurich au S et au N de *Rapperswil* et l'a publiée avec un bref commentaire.

Dans ce dernier l'auteur décrit en détail les formations molassiques de son territoire dans lesquelles il distingue les niveaux suivants :

1° Des marnes bigarrées sans fossiles qui semblent appartenir encore à l'Aquitanien ;

2° Un complexe formé de marnes, de grès durs composés

essentiellement de quartz et de feldspath avec du mica (grès granitiques) et de nagelfluh polygénique riche en quartzites, en granites divers, en porphyres, en gneiss, etc. Ces couches doivent rentrer dans le Miocène inférieur ;

3° Des grès durs formés surtout de grains fins de quartz et de paillettes de biotite chloritisée, désignés sous le nom de grès de Bäch, qui contiennent *Cardium commune*, *Anomia ephippium*, *Pinna Brocchii*, *Perna Soldani* et doivent être parallélisés avec la molasse de Lucerne et de Saint-Gall (Burdigalien). Vers le NE ces grès passent à des poudingues;

4° Des grès tendres à ciment marno-calcaire, associés à des marnes et à des conglomérats qui contiennent des Turritelles et des huîtres et qui correspondent au Vindobonien ;

5° Un complexe de nagelfluh et de grès tendres, dans lequel s'intercalent par places un banc de calcaire d'eau douce ou des brèches calcaires (Hüllesteiner Nagelfluh = Appenzeller-Granit) et qui contient soit des débris végétaux, soit des mollusques terrestres. Ces formations, qui ne sont bien développées qu'au N de Rapperswil, appartiennent à la Molasse d'eau douce supérieure ou au Sarmatien.

Le territoire étudié au S du lac de Zurich est constitué essentiellement par les trois termes inférieurs de cette série qui sont repliés en trois anticlinaux. Le premier de ces plis coupe le Spreitenbach près de Neuschwendi et se continue dans la direction du SW sur Mühlebachsegg ; ses deux jambages, formés de marnes et de grès, sont fortement inclinés. Il est bordé au N par un synclinal très dissymétrique avec un jambage méridional presque vertical, même renversé dans la direction de l'E. A 2 km. plus au N passe un second anticlinal, dont l'axe se suit depuis les hauteurs de St. Johann jusqu'à la Teufelsbrücke dans la vallée de la Sihl et dont le jambage septentrional forme le Hohe Etzel ; les couches qui affleurent suivant cette zone montrent des plongements accentués variant de 50 à 80° et appartiennent à l'Aquitanien et au Burdigalien inférieur. Enfin le troisième anticlinal commence au bord du lac un peu au NW de Lidwil et passe près de Feusisberg ; il est composé des mêmes formations que les précédents et possède lui aussi des jambages fortement redressés ; du côté du N pourtant le plongement s'atténue rapidement et ainsi s'établit la liaison avec la région de la Molasse horizontale.

La région qui s'étend au N du lac est constituée essentiellement par les deux termes supérieurs de la série précitée, les grès de Bäch n'apparaissant que sur la ligne Rapperswil-

Jona. Les formations molassiques n'y sont que faiblement ondulées et les détails de la topographie y sont déterminées surtout par les alternances de poudingues et de grès tendres ou de marnes. Les calcaires d'eau douce y sont bien développés dans les environs de Hombrechtikon, d'Unter Wolfhausen et du Egelsee, suivant une zone dirigée du SW au NE et qui correspond à peu près au fond d'un large synclinal. Une ondulation anticlinale passe un peu plus au NW par le Herrenholz et Herrgass. Enfin une zone de granites d'Appenzell (poudingue calcaire) s'étend depuis l'Iona au S de Rüti jusqu'au bord du lac à l'E de Feldbach.

Passant à la description des formations pléistocènes, M. Herbordt décrit d'abord la grande moraine latérale du glacier de la Linth qui se suit depuis les hauteurs d'Eschenmooswald (980 m.), par le versant N de l'Etzel, jusqu'au-dessus de Feusisberg (850 m.), pour se continuer en dehors du territoire de la carte jusgue près de Zurich. Il cite d'autre part de petits talus morainiques qui, au N du lac, ferment au N le bassin du Lützelsee. Parmi les éléments constituants de ces moraines on ne trouve pour ainsi dire que des calcaires suprajurassiques ou crétaciques et des grès éocènes des Alpes glaronnaises ; l'auteur n'y a rencontré en fait de roches cristallines que deux blocs de gneiss, qui se rapportent à des roches existant dans le bassin de la Linth et en conclut qu'on ne trouve dans la région qu'il a étudiée aucun apport attribuable au glacier de la Reuss.

Quant aux moraines de fond elles sont surtout développées au S de l'Etzel, où elles ont été fortement remaniées par des glissements de terrain et autour de l'embouchure de l'Iona.

La presqu'île de Hurden et la terrasse de Breiten, à laquelle elle se rattache au S, doivent être considérées comme le reste d'un delta fluvio-glaciaire formé devant une moraine frontale, dont il subsiste une partie au S de Rapperswil et le long du talus sous-lacustre Rapperswil-Hurden. Ces dépôts se sont évidemment accumulés pendant la phase de retrait de la glaciation de Würm dans un lac de Zurich dont le niveau devait se trouver à 425 m. D'autres formations semblables existent à Freienbach, puis plus à l'E vers Mühlebach et à l'E de Jona.

Dans le bassin de la Sihl, M. Herbordt signale deux lambeaux d'alluvions fluvio-glaciaires, qui ont dû se déposer devant le front du glacier de la Sihl pendant la glaciation de Würm ; l'un se trouve dans le fond de la vallée à Burg

(887 m.), l'autre sur le versant SW de l'Etzel à 950 m. d'altitude.

L'auteur fournit ensuite quelques renseignements sur les tourbières situées dans le territoire de sa carte, soit celles de Schwantenau et de Grundegg dans le bassin de la Sihl, celles de Seeweid, de Lütikerried, de Krähenried au NW de Rapperswyl, qui occupent le fond de dépressions tapissées de moraines, celles de la petite vallée de Lehnhof bordées par des crêtes molassiques et enfin les marais tourbeux qui bordent le lac entre Freienbach et Hurden, ainsi qu'entre Schirmensee et Feldbach. Puis, après avoir réuni quelques données sur l'activité des torrents et la répartition des sources, M. Herbordt termine son travail par une discussion sur la formation de la vallée du lac de Zurich. Il rappelle que les deux versants de celle-ci sont étagés en un système de sept terrasses, comme l'a déjà indiqué M. Æppli et il se rallie absolument à l'interprétation donnée par cet auteur puis contestée par M. Brückener, d'après laquelle ces terrasses sont tout à fait indépendantes du plongement des couches molassiques, qu'elles coupent suivant des angles très divers. Pour lui ces terrasses correspondent chacune à un ancien fond de vallée et leur relèvement anormal vers l'aval, observé par MM. Heim et Æppli, est dû, sans aucun doute, au bombement pléistocène d'un anticlinal, dirigé de l'WSW à l'ENE et passant par Kalkofen, la presqu'île de Au et Männedorf. La surface de ces terrasses a été, il est vrai, profondément modifiée dans la suite par le ruissellement, qui a fait ressortir sous forme de crêtes les bancs de grès durs et de nagelfluh, ceci plus particulièrement dans la région aux couches redressées. Quant à l'origine même du lac, M. Herbordt ne peut admettre l'explication de M. Rothpletz, qui fait intervenir une grande fracture, ni celle de MM. Penck et Brückner qui attribue le creusement du bassin lacustre à l'action du glacier de la Linth. Il oppose à cette dernière manière de voir le fait de la présence répétée sous la moraine d'alluvions qui ne portent aucune trace de l'action du glacier, puis l'existence d'îlots molassiques au milieu même de la vallée, enfin et surtout la forme étagée des versants qui implique une action essentiellement fluviale. Il se rallie par contre à l'explication donnée par M. Heim d'un bassin lacustre formé d'une part par un affaissement important des Alpes et de la région interne du plateau molassique, de l'autre par l'accumulation dans la région de Zurich des moraines frontales du glacier de la Linth et du cône de déjection de la Sihl.

M. Herbordt se rallie également en tous points aux idées bien connues de M. Heim sur l'histoire de la vallée de la Sihl; quant à la vallée de l'Iona, il faut faire intervenir dans son évolution d'abord la phase de dislocation pléïstocène, qui a causé la formation du lac de Zurich et qui paraît correspondre à la première période interglaciaire. Cette dislocation a en effet réduit à presque rien l'inclinaison au N de la vallée supérieure de la Tœss, en sorte qu'il a suffi d'un dépôt morainique laissé par la glaciation suivante dans la région de Ried pour rejeter au S les eaux de ce tronçon. Pendant la 3e glaciation une abondante quantité de graviers fluvio-glaciaires s'est déposée autour de Rüti et en amont. Quant au cours inférieur de l'Iona, qui serpente dans un paysage molassique côtelé de crêtes de Nagelfluh, il est de date récente.

J'ai cité l'an dernier la carte géologique au 1 : 25000 des environs de Wiesendangen qu'a publiée M. J. Weber, ainsi que le bref commentaire que cet auteur en a donné. Ce commentaire a été reproduit en 1907 sans détails nouveaux (**111**).

M. J. Hug (**106**) a terminé en 1907 son étude monographique des **bords du Rhin entre Kaiserstuhl et Schaffhouse**.

Son travail commence par la description stratigraphique des formations qui constituent cette région, et dont les plus anciennes appartiennent au Jurassique supérieur. Aux environs de Kaiserstuhl affleurent en effet les calcaires siliceux de Wettingen (Kimmeridgien sup.), et le Portlandien susjacent apparaît depuis là jusque dans la région de Schaffhouse sous forme de calcaires plaquetés, dont la surface corrodée porte une couche plus ou moins épaisse de bolus sidérolithiques éocènes.

La série molassique commence aux environs de Schaffhouse et d'Eglisau par les grès tendres et les marnes de la Molasse d'eau douce inférieure. La Molasse marine comprend dans la vallée inférieure de la Thur des grès gris et verdâtres à *Cardium commune* (Burdigalien) et, au-dessus, un gros banc de Nagelfluh à *Ostrea crassissima* (Vindobonien). Plus au N, au Kohlfirst et près de Benken, les couches à Card. commune manquent et la Molasse d'eau douce inférieure est directement surmontée par des grès formés en partie de quartz presque pur (Glassande) qui montrent une stratification de delta typique et correspondent au niveau du Vindobonien. Ces couches sont surmontées en discordance et suivant une surface ravinée par des sables quartzeux, qui

contiennent à la base des fossiles marins, vers le haut des Helix (*H. turonensis*, *H. liguriana*) et dans lesquels s'intercalent des bancs de galets ; ces formations marquent un dernier mouvement transgressif de la mer helvétienne.

La Molasse d'eau douce supérieure, qui couronne la série tertiaire, se compose comme d'habitude essentiellement de grès tendres rognonneux et de marnes, et contient des interstratifications peu importantes de calcaire d'eau douce et des lignites qui ont été exploités en divers endroits. D'assez nombreux restes de Vertebrés se trouvent dans ce complexe : *Testudo vitodurina*, *Test. Escheri*, *Sus latidens*, *Rhinoc. incisivus*, *Mastodon angustidens*, etc...

La plus grande partie du travail de M. Hug est consacrée à l'étude des formations pléïstocènes et de l'origine du modelé actuel. L'auteur décrit d'abord les 2 niveaux du Deckenschotter, bien distincts soit par leur altitude, soit par la composition de leurs alluvions, le Deckenschotter ancien couronnant l'Irchel, la Hochwacht (630-671 m.), le Hebelstein (620-654 m.), le Forrenirchel (650-677 m.), la Steig (660-684 m.) et se retrouvant d'une part au Neuhauserwald, de l'autre au Stadlerberg et au Haggenberg au-dessus de Weyach, le Deckenschotter inférieur formant le sommet du Rheinsberg entre 530-537 m. La présence de gros blocs dans les alluvions de l'Irchel indique que ces dépôts fluvioglaciaires ont dû se former à une faible distance des moraines frontales.

Le Deckenschotter inférieur est bien développé au S de la gare d'Eglisau ainsi qu'au Emperg près de Weyach et présente dans ces 2 territoires eette particularité qu'il est étagé en plusieurs terrasses inclinées faiblement vers le N. Cette disposition semble ne pouvoir s'expliquer que par un tassement suivant plusieurs fractures dirigées parallèlement de l'ENE à l'WSW ; du reste des failles du même genre, mais dirigées du NNE au SSW, coupent le Deckenschotter au Hagenberg, au Sangenberg et au Hiltenberg, et toutes ces dislocations doivent s'être produites pendant la deuxième période interglaciaire.

Le Deckenschotter inférieur existe d'autre part dans la région de Schaffhouse au Kohlfirst (530-570 m.) et au Stammheimerberg (600-625 m.), puis au Asenberg sur Neunkirch (470-510 m.) et au Rechberg sur Griessen (440-470 m.). Il est certain qu'entre le dépôt des 2 niveaux du Deckenschotter est intervenue une longue phase d'érosion interglaciaire, pendant laquelle de larges vallées ont été creusées dans la plaine du Deckenschotter supérieur jusqu'à une profondeur de 110-

140 m. Trois de ces vallées devaient passer, l'une par le bassin inférieur de la Glatt, la seconde par le bassin inférieur de la Thur, la troisième par la ligne Singen-Schaffhouse-Klettgau.

Les alluvions des Hautes Terrasses forment un vaste plateau au S de Glattfelden, au niveau de 450-460 m.; on en retrouve des lambeaux entre Glattfelden et Weyach, mais elles prennent surtout une immense extension sur le Rafzerfeld et de là jusqu'au plateau qui domine Kaiserstuhl au N; puis elles existent sur de grandes étendues dans le Klettgau méridional, tandis que plus au N elles forment une bordure élevée aux Basses Terrasses, en particulier à l'E de Neunkirch. L'épaisseur de ces alluvions paraît être partout considérable, car leur soubassement est partout au-dessous du niveau des Basses-Terrasses.

Les Hautes Terrasses cessent brusquement vers le SE avec la ligne des moraines frontales de Würm, qui se suit à peu près par Schaffhouse, Lottstetten, Rüdligen, Bülach, Stadel, Regensberg; à l'intérieur de cette ligne on n'en retrouve que des restes sporadiques, ce qui peut s'expliquer ou bien par une coïncidence approximative du front des 2 dernières glaciations, ou bien par une destruction de la Haute Terrasse par les glaciers de Würm.

Dans son étude des moraines de Riss M. Hug montre que, de la répartition de ces dépôts on peut conclure que le glacier de la Linth, renforcé par le bras occidental du glacier du Rhin, a non seulement couvert pendant l'avant dernière glaciation tout le canton de Zurich, mais s'est étendu au N sur le Rafzerfeld, d'où il a encore débordé sur le Klettgau occidental et a suivi d'autre part la vallée du Rhin vers l'aval bien au-delà de Kaiserstuhl. Pendant ce temps le glacier du Rhin venant du bassin de Constance a couvert tout le territoire au S du Randen et s'est avancé aussi jusque dans le Klettgau, où il a atteint les environs de Hallau. La répartition respectives de ces moraines de Riss et des alluvions des Hautes Terrasses montre clairement que ces dernières se sont déposées pendant une première phase de la glaciation qui a précédé un maximum.

A propos des formations interglaciaires, M. Hug commence par parler longuement d'un cours interglaciaire du Rhin signalé déjà par M. Meister. Cet ancien lit se retrouve assez facilement par la tranchée qu'il forme dans les roches en place (Malm et Molasse) et qui a été remplie par des alluvions dites du Rheinfall; on le suit depuis Renckthalen à l'E de Schaffhouse par Flurlingen jusqu'à Neuhausen; là il traverse le Rhin ac-

tuel en aval de la chute et passe un peu à l'E du fleuve jusqu'à Dachsen, puis il repasse sur la rive droite ; il recoupe le Rhin entre Rheinau et Marthalen pour suivre une direction presque rectiligne jusqu'à l'embouchure de la Thur, depuis laquelle il se continue vers l'WSW en passant au N de Rüdlingen et d'Eglisau. Depuis là il s'écarte peu du cours actuel du Rhin sans le suivre exactement ; il passe sur la rive gauche entre Herdern et Hohenthengen, puis de nouveau, après un court parcours sur la rive droite, dans les environs de Kaiserstuhl; il coupe le coude du Rhin près de Lienheim, puis repasse sur la rive gauche entre Melliken et Reckingen.

Les alluvions qui remplissent cet ancien lit diffèrent nettement par leur pauvreté en galets cristallins des Grisons des alluvions des Basses Terrasses, qui les recouvrent souvent, mais dont elles sont par places séparées par une couche de moraine. De plus elles montrent un degré de décomposition et de cimentation notablement plus avancé. Il faut donc admettre qu'elles appartiennent au système des Hautes Terrasses et datent par conséquent de la troisième période glaciaire, ce qui fait remonter le creusement du lit qu'elles comblent à la deuxième période interglaciaire. L'épaisseur de ces alluvions est partout considérable et leur base se trouve constamment au-dessous du niveau du Rhin; ceci nous prouve d'abord que le lit du Rhin a été plus bas pendant la deuxième période interglaciaire qu'à aucune autre époque, ensuite que cette période a été marquée par une érosion très particulièrement importante, puisque entre la surface du Deckenschotter inférieur et le fond du lit interglaciaire du Rhin il y a une dénivellation de 210 m. environ.

La vallée de la Thur paraît du reste aussi avoir été creusée au-dessous de son niveau actuel avant la glaciation de Riss ; on y voit en effet un système très développé de moraine de fond, caractérisée par sa nature essentiellement sableuse, qui repose sur la surface érodée d'alluvions anciennes jusqu'à un niveau inférieur au lit de la Thur, et qui supporte en discordance des alluvions et des moraines de la dernière glaciation. Il paraît bien probable que les moraines inférieures datent de la période de Riss et que le creusement qui a précédé leur dépôt s'est fait pendant la deuxième période interglaciaire.

Le cours inférieur de la Tœss, en aval de Pfungen, n'est en tous cas pas plus ancien que la dernière période interglaciaire. Quant à la vallée de la Glatt, on y voit, entre Glattfelden et Hochfelden, les moraines de la dernière glaciation

recouvrir des alluvions, dont la base se trouve au dessous du cours d'eau actuel et qui paraissent ne pouvoir être identifiées qu'avec les alluvions du Rheinfall.

L'ensemble de ces faits démontre clairement que, pendant la période interglaciaire Mindel-Riss, les vallées du Rhin, de la Thur et de la Glatt étaient déjà creusées jusqu'à un niveau plus bas que leur thalweg actuel, tandis que le tronçon inférieur de la vallée de la Tœss n'existait pas encore.

A propos de la période interglaciaire Riss-Würm, M. Hug fait remarquer que, tandis que dans le tuff de Flurlingen datant de cette époque on trouve, à côté de restes de *Rhinoceros Merckii*, les débris d'une flore forestière correspondant aux climats humides actuels, le lœss qui couvre la surface des Hautes Terrasses indique au contraire un climat sec de steppes ; il faut donc admettre pendant la durée de cette période une modification importante du climat, dont il est difficile de préciser le sens.

Les moraines externes de la dernière glaciation sont relativement peu marquées dans le territoire en question. L'auteur les a suivies depuis les flancs du Randen au NW de Thayngen par les environs du Schweizersbild, Hemmenthal, la bordure orientale du Klettgau, Lottstetten, la bordure orientale du Rafzerfeld, Rüdlingen, le flanc NE de l'Irchel, Rorbas, jusqu'à la vallée de la Glatt. Là elles deviennent beaucoup plus nettes et forment en particulier un grand arc frontal au N de Bülach ; plus à l'W elles dessinent un beau cirque en aval de Stadel, puis un autre en travers du Wehnthal à l'W de Steinmaur. L'on trouve par places des restes de moraines plus externes encore, qui correspondent à un maximum de courte durée.

Les Basses Terrasses sont reliées à ce système de moraines par des cônes de transition à surface inclinée ; elles couvrent de grandes surfaces dans le Klettgau, où elles sont enchassées dans les alluvions beaucoup plus épaisses des Hautes Terrasses ; de là leur surface s'élève vers l'E par Osterfingen (408 m.) jusqu'à Jestetten (440 m.) tandis qu'elle s'abaisse vers le SW jusqu'à Griessen (393 m.) et Lauchringen. Au Rafzerfeld on les voit de même s'abaisser lentement de l'E à l'W, pour se continuer jusqu'à Kaiserstuhl (380 m.).

La profonde coupure qui s'étend de Pfungen sur la Tœss à Eglisau a été évidemment formée par les eaux de fusion du bassin de la Tœss pendant la dernière glaciation ; puis les eaux du glacier du Rhin, débordant au S par dessus les moraines, ont creusé rapidement le tronçon Buchberg — em-

bouchure de la Tœss et ont déterminé ainsi le cours actuel du fleuve.

Au S du Rhin les eaux de fusion du glacier de la Linth ont accumulé pendant la période de Würm des alluvions sur une grande étendue au N de Bülach dans les directions de Glattfelden et d'Eglisau, dans les vallées de Windlach et de Stadel-Weyach, puis dans la vallée de la Surb depuis Schöfflisdorf jusqu'au débouché dans la vallée de l'Aar.

La moraine de fond de la dernière glaciation est particulièrement développée le long du Rhin, ainsi à Diesenhofen, vers la gare de Schlatt, à Flurlingen, à Neuhausen, aux environs d'Altenburg et de Rheinau.

Les roches erratiques qui sont mêlées dans cette région des moraines de Würm appartiennent à des types extraordinairement variés; dans le territoire occupé par le glacier du Rhin on trouve côte-à-côte les diverses roches cristallines des Grisons, les variétés nombreuses des schistes lustrés, le Verrucano sous ses multiples formes, les formations jurassiques-crétaciques des Hautes Alpes calcaires, puis la Seelaffe de la molasse des environs de Bregenz et les roches éruptives du Hegau. Dans la partie occupée par le glacier de la Linth-Rhin, les calcaires des Hautes Alpes calcaires, le Verrucano, le granite de Puntaiglas constituent les éléments les plus caractéristiques.

Pendant le retrait de la dernière glaciation, plusieurs stades d'arrêt peuvent être distingués. Le premier d'entre eux correspond à des moraines frontales du glacier du Rhin situées sur la ligne Herblingen-Altenburg, à partir de laquelle les eaux de fusion s'écoulaient vers l'W d'une part par le Klaffenthal et le Wangenthal, de l'autre par le Rafzerfeld et probablement aussi par la vallée du Rhin actuel. Puis le glacier a abandonné complètement la vallée de la Fulach jusqu'à Thayngen et ses eaux de fusion ont déposé des alluvions dans cette vallée à 460 m. près de Thayngen et 445 m. au S de Herblingen, puis à Schaffhouse (Munoth-Terrasse) et jusqu'à Altenburg (416 m.) et Lottstetten (413 m.); ces eaux ne traversaient plus alors ni le Wangenthal ni le Rafzerfeld. Mais ces 2 stades de retrait ont été séparés par une poussée en avant des glaciers marquée par des lambeaux de formations fluvioglaciaires et qui correspond à la «Laufenschwankung» de Penck et Brückner.

Lors d'un nouveau stade de retrait, les moraines frontales du glacier du Rhin se déposaient à l'E de Welchingen, près de Gottmalingen et près de Langwiesen et devant elles

se formaient les alluvions des thalwegs du Biberthal supérieur et du Fulachthal et celles de la terrasse de Feuerthalen. Puis nous trouvons le front du glacier sur la ligne Diesenhofen-Schlattingen et devant lui se constituent les alluvions de la terrasse de Scharenwald-Büsingen qui paraît se continuer vers l'aval dans la terrasse de Neu-Rheinau. D'après le niveau de cette terrasse et de la précédente, on doit admettre que c'est entre les dépôts des 2 nappes d'alluvions correspondantes que la chute du Rhin a dû commencer à se dessiner.

Après avoir déposé encore une série de moraines frontales sur la ligne qui s'étend du S au N de l'embouchure de la Biber au Hohentwyl, le glacier du Rhin s'est arrêté longtemps un peu plus à l'W et a laissé le beau système des moraines internes de Würm, qui existent aux environs d'Arlen, puis entre Reichlingen et Stein et entre Stammhein et Nussbaumen.

A propos de la vallée de la Thur, M. Hug commence par décrire les drumlins qui se développent autour d'Andelfingen, soit vers le S dans la région de Henggart-Hettlingen, soit vers l'W dans les environs de Marthalen, soit vers le N au Langenbuck et vers Trüllikon. Ces drumlins sont partout orientés exactement suivant la direction des digitations correspondantes du glacier, qui s'avançaient les unes vers la Tœss, les autres vers le Rhin. Les collines drumliniques des environs de Trüllikon sont formées de graviers irrégulièrement stratifiés et par leur structure semblent plutôt appartenir à la catégorie des ösars. Dans leur ensemble, ces drumlins représentent un système de moraines frontales de retrait, qui ont été momentanément recouvertes par une crue du glacier. Plus à l'E se développent d'une façon très nette les moraines internes de Würm autour d'Ossingen, puis à l'E d'Andelfingen et de là suivant la ligne Eschlikon-Welzikon-Wiesendangen; elles passent vers l'aval aux alluvions de la vallée inférieure de la Thur et de la plaine de Flaach. Vers l'E elles se continuent par places dans un paysage drumlinique, qui est surtout bien développé à l'W de Frauenfeld aux environs d'Islikon; elles enveloppent dans cette même direction un bassin frontal typique avec lac de barrage et hydrographie centripète.

Dans la vallée inférieure de la Tœss, M. Hug a reconnu l'existence d'un système d'alluvions qui, depuis Teufen (426 m.) s'élève graduellement d'un côté jusqu'à Dättlikon où il se soude à une moraine frontale du glacier du Rhin, d'un autre côté jusqu'en amont de Lufingen et d'Ober

Embrach, où il se raccorde à des moraines du glacier de la Linth. Ces terrasses datent certainement de la période de retrait de la glaciation de Würm. Un niveau inférieur d'alluvions se suit depuis Rorbas (400 m.) par Pfungen (416 m.) d'une part jusqu'à Neftenbach et Hettlingen, où il se termine dans le paysage drumlinique précité, d'autre part par Wülflingen jusqu'à Winterthur, où ses dépôts prennent un caractère nettement fluvio-glaciaire, pour se raccorder finalement à Wiesendangen avec les moraines internes; il se continue même dans l'Elggerthal jusqu'à la belle moraine frontale de Adorf-Awangen, et dans la vallée de Seen jusqu'aux moraines d'Eidberg. C'est à ce même système d'alluvions qu'appartiennent la terrasse de Tœss et le thalweg du Kempthal jusqu'aux moraines qui barrent le lac de Pfäffikon, ainsi que le thalweg de la vallée de la Tœss jusqu'aux moraines de Gibschwyl et celui de la vallée sèche Turbenthal-Dussnang.

Ainsi la région de Winterthur a été le point de convergence de nombreux émissaires de glaciers, qui ont disparu successivement avec le retrait des glaces qui les alimentaient.

Dans la vallée de la Glatt, les moraines externes de Würm délimitent un beau bassin frontal, à l'intérieur duquel apparaissent des cirques concentriques de moraines de retrait: 1° suivant la ligne Brütten, Winkel, Höri; 2° suivant la ligne Balterswyl, Dietlikon, Seebach.

Passant à l'étude des formations postglaciaires, M. Hug décrit d'abord un intéressant gisement de Lœss qui recouvre au Mühleberg près d'Andelfingen la moraine de fond de la dernière glaciation. Il fournit quelques renseignements concernant l'influence des dépôts formés par les affluents latéraux sur la nature du thalweg: des barrages se forment de cette façon et favorisent, ou bien l'accumulation des eaux en des lacs ou des marais, ou bien des détournements de cours d'eau. Puis l'auteur parle de la disparition progressive de lacs morainiques soit par sédimentation détritique, soit surtout par l'envahissement du bassin par la végétation littorale; cette disparition des lacs depuis l'époque historique est clairement mise en lumière par une carte du canton de Zurich datant du dix-septième siècle. Enfin, après quelques mots sur les tuffs post-glaciaires, il aborde la question de l'évolution du cours du Rhin et de ses principaux affluents.

Le cours du Rhin en aval de Schaffhouse devait être approximativement fixé suivant sa direction actuelle dès le retrait des glaciers; pourtant les grands serpentins que forme le fleuve dans la région de Rheinau se sont considérablement

accentués depuis lors. En outre, vers l'aval, entre Balm et l'embouchure de la Thur, le Rhin s'est déplacé latéralement dans une zone large de 4 à 5 km. tout en abaissant son lit et a créé ainsi un système de 8 terrasses superposées. L'embouchure de la Thur et le fort courant d'eau qui y arrive tendent à rejeter le Rhin contre sa rive droite et à créer ainsi un coude toujours plus convexe en amont de Rüdlingen. Enfin, après le tronçon épigénétique Rüdlingen-Eglisau, la vallée s'élargit de nouveau et sur ses 2 versants s'étagent 4 terrasses bien distinctes.

Le profil longitudinal du Rhin se divise en une série de tronçons à faible pente creusés dans les alluvions et séparés les uns des autres par des seuils de roche en place, qui sont marqués chacun par des rapides. Ces seuils se trouvent d'abord à la chute du Rhin, puis en aval de Rheinau, entre Rüdlingen et Eglisau, vers l'embouchure de la Glatt, etc...; celui de la chute du Rhin a donné naissance à une rupture de pente particulièrement forte à cause de la résistance très grande qu'opposent à l'érosion les calcaires supra-jurassiques, tandis que la molasse qui constitue les seuils situés vers l'aval est relativement tendre. Il vaut la peine de remarquer à propos de cette chute fameuse qu'elle ne doit avoir reculé que de 20 à 30 m. depuis le retrait des glaciers de Würm; ce déplacement extraordinairement faible est évidemment la conséquence, d'une part de la résistance opposée par le seuil, d'autre part et surtout du fait que les eaux du Rhin arrivent à Schaffhouse très pures de matières en suspension. L'origine des différents affleurements de roches en place dans le lit du Rhin doit s'expliquer par des déplacements du cours du fleuve à la suite de la dernière glaciation, chaque seuil correspondant clairement à un tronçon épigénétique.

Dans le tronçon de la vallée de la Thur compris entre les moraines internes et le Rhin, la rivière s'est déplacée latéralement et s'est creusée en particulier un lit épigénétique dans la molasse près d'Alten. La Glatt a du abaisser son lit de 35 m. depuis le dépôt de la Basse Terrasse pour le mettre au niveau de celui du Rhin et a créé aussi un tronçon épigénétique en aval de Glattfelden.

Faisant en terminant l'historique des temps pléïstocènes dans le NE de la Suisse, M. Hug fixe la limite des glaciers de la première glaciation à proximité de l'Irchel et du Stadlerberg, et admet pendant la première période interglaciaire la formation de 3 grandes vallées, dont les thalwegs devaient se trouver à 100 — 120 m. au-dessus du Rhin actuel, l'une

sur l'emplacement de la vallée de la Glatt, la seconde entre l'Irchel et le Schienerberg, la troisième entre ce dernier et le Randen. La seconde période interglaciaire a été marquée par la phase d'érosion principale, pendant laquelle les lits du Rhin et de ses affluents sont descendus plus bas que les lits actuels; le Rhin s'écoulait alors par Flurlingen-Neuhausen, Ellikon et le Rafzerfeld, le Randen était drainé par la Durach qui débouchait en amont de Schaffhouse, le tronçon inférieur de la vallée de la Tœss n'existait pas encore.

Ensuite est venue la troisième glaciation, pendant laquelle la vallée du Rhin a été couverte de glace jusqu'à Rheinfelden et qui a été marquée par le dépôt de la masse énorme des alluvions des Hautes Terrasses. C'est dans l'épaisseur de ces formations que se sont creusées, pendant la troisième période interglaciaire, les vallées des Basses Terrasses; puis est venue la dernière glaciation, dont les limites et les phases de retrait successives ont été fixées ci-dessus. Pendant la décrue de cette dernière période, les eaux de fusion des glaciers de la Linth et du Rhin ont jeté devant les moraines frontales d'abondantes masses d'alluvions, qui forment les thalwegs de bon nombre de vallées actuelles et plusieurs niveaux de terrasses. Cette décrue a été interrompue par un retour offensif des glaciers, qui est indiqué par la superposition de moraines sur la Basse Terrasse aux environs de Schaffhouse et par la formation des drumlins de la région d'Andelfingen. Elle a été marquée aussi par un stade d'arrêt sur la ligne des moraines internes de Arlen, Stein, Stammheim, Ossingen, Wiesendangen, Seen, à l'intérieur de laquelle existent encore de belles cuvettes et tout un système de lacs de barrage. Puis, les glaciers s'étant retirés plus au S encore, bon nombre de vallées ont perdu la plus grande partie des eaux qui les alimentaient et les cours d'eau actuels se sont établis progressivement suivant leur cours et à leur niveau actuel.

Jura

M. l'abbé Bourgeat (**102**) a consacré une courte notice à la **tectonique générale du Jura**. Après avoir rappelé que cette chaîne se divise en 3 faisceaux de plis, celui qui borde entre Lagnieu et Salins la plaine bressanne, celui qui limite le plateau suisse et celui qui s'étend de Salins au canton de Bâle, l'auteur montre que l'idée de chercher la cause de la formation de ces faisceaux dans un affaissement des pays de plaines qu'ils bordent respectivement, idée proposée par M. L.

Rollier, ne repose sur aucun fait absolument probant et est, en tous cas pour le faisceau oriental, en contradiction avec le fait que le plateau molassique s'est certainement soulevé et non affaissé après l'Helvétien.

M. Bourgeat admet avec M. Brückner que la partie occidentale du Jura s'est plissée à une époque plus ancienne que le faisceau des chaînes internes. Ensuite, se basant essentiellement sur la répartition des dépôts morainiques, il cherche à prouver que toute la partie SW du Jura a subi, après la dernière glaciation, un affaissement, qui peut être évalué à 400 mètres. Ce mouvement de descente serait le même que celui supposé par M. Schardt comme cause déterminante de la formation des lacs de Neuchâtel, Bienne et Morat et se rattacherait à un mouvement correspondant ayant affecté les régions voisines des Alpes.

Dans un dernier chapitre l'auteur traite des phénomènes éruptifs supposés ou reconnus dans le Jura ; il expose d'une part comment les minerais sidérolithiques, auxquels on a souvent attribué une origine éruptive ou thermale, sont en somme des dépôts de terra rossa ; il cite d'autre part 3 filons qu'il envisage comme des signes d'une activité éruptive, un filon de zinc et fer constaté à la Combe des Prés au N de Saint-Claude, un filon de fer qui existe aux Brulats tout près du Reculet, un filon d'asphalte qui a été exploité dans la Combe de Lelex.

M. H. Schardt continue à signaler de nouveaux détails intéressants de la géologie du **Jura neuchâtelois** (**110**) ; à propos de la configuration du cirque de Saint-Sulpice, il a montré la part importante qu'a prise au creusement de cette profonde coupure, l'érosion effectuée par un glacier local, dont les moraines subsistent aujourd'hui. Il confirme d'autre part le fait, constaté déjà par Jaccard, que les marnes de Furcil n'affleurent pas dans ce cirque, dont le fond est dans les marnes argoviennes ; celles-ci sont coupées par une faille, qui a pu faire croire à 2 niveaux marneux distincts et superposés.

M. B. Aeberhardt (**101**) a fait une étude des environs de Bienne et des **gorges de la Suze**. Dans la partie stratigraphique de son travail il décrit sommairement les moraines latérales de Würm des environs de Macolin, les Basses Terrasses de Sutz-Lattringen, les argiles glaciaires de Riss du Chasseral d'Orvin, les Hautes Terrasses du Büttenberg, du Jensberg et du Bucheggberg ; puis il passe au profil à travers la Molasse qui affleure entre Brügg et Mett.

Ce profil comprend de haut en bas :

1° Les couches tortoniennes de la Molasse d'eau douce supérieure, épaisses de 150 m. et formées de grès tendres, gris, verdâtres ou jaunâtres avec des zones marneuses.

2° Le grès coquillier formé de grès durs, grossiers, en plaquettes, contenant surtout des dents de poissons, mais pauvre en débris de coquilles (9 m.).

3° Molasse grise, plus ou moins fine (62 m.).

4° Molasse grossière avec bancs de poudingue polygénique (1.5 m.).

5° L'Aquitanien, sous sa forme habituelle de sables et de marnes multicolores épais de plus de 1000 m.

M. Aeberhardt donne également une coupe prise dans la carrière de Vigneules ouverte dans le Crétacique inférieur. La succession des couches en cet endroit offre ceci d'intéressant que le Valangien inférieur y comprend au-dessous du marbre bâtard des calcaires crayeux blancs tachetés de rose et des marnes bigarrées absolument semblables aux couches du plateau de Ried que Gilliéron avait prises pour du Cénomanien en se basant sur la découverte d'un *Hol. subglobosus*. Il semble donc que le Cénomanien n'existe pas sur la rive gauche du lac de Bienne.

Quant au Jurassique supérieur, qui affleure dans les environs des gorges de la Suze, M. Aeberhardt y distingue un grand nombre de niveaux lithologiques. Le tableau stratigraphique qu'il en donne peut se résumer comme suit :

1° **Callovien** formé de calcaires plaquetés, gréseux et spatiques (10 m.).

2° **Oxfordien** représenté seulement par 0.7 m. de calcaire marneux et de marnes onctueuses.

3° **Argovien** composé d'assises alternativement marneuses et calcaires et contenant une faune assez riche, dont les Pholadomyes et les Perisphinctes sont les éléments les plus fréquents (160-180 m.).

4° **Séquanien** qui comprend des calcaires blanchâtres en partie subcompacts en partie oolitiques, épais d'environ 100 mètres.

5° **Kimmeridgien** formé de calcaires gris en bancs généralement épais (140 m.).

6° **Portlandien** représenté par des calcaires en bancs minces, jaunâtres vers le bas, blancs vers le haut, qui contiennent dans leur partie supérieure un gros banc de dolomie. A la base de ces couches on trouve en abondance *Exog. virgula;*

vers le haut ce sont les Nérinées qui sont les fossiles les plus fréquents.

Cet aperçu stratigraphique est complété par 2 listes de fossiles concernant l'une le Valangien inférieur de Vigneules, l'autre l'Argovien des gorges de Reuchenette et de la chaîne du Chasseral.

Après avoir signalé 2 petites failles longitudinales qui jalonnent la région culminante de la chaîne du lac au NE des gorges, M. Aeberhardt examine en détail la question de l'évolution du cours de la Suze. Il remarque d'abord qu'en amont du pont de chemin de fer de Boujean la gorge s'élargit notablement et passe à un tronçon situé à l'altitude de 500 m., qui montre une pente moyenne de 2.5 % et qui, correspondant comme niveau à la Basse Terrasse, doit s'être formé pendant le dépôt de celle-ci. La partie aval de la vallée, caractérisée par sa section extrêmement étroite, a été creusée ensuite, c'est-à-dire pendant les temps postglaciaires.

Le tronçon élargi qui commence en amont de Boujean, se continue vers l'amont sans rupture de pente jusqu'à la chute de Rondchatel; ses parois verticales aboutissent vers le haut au fond d'une ancienne vallée largement ouverte, aux flancs obliques, qui vers l'amont, entre Rondchatel et Reuchenette, est restée intacte et qui d'après son niveau (590-560 m.) devait autrefois se prolonger dans la plaine de la Haute Terrasse. On doit donc admettre que le tronçon de la gorge Rondchatel-Boujean a été creusé entre le dépôt de la Haute Terrasse et celui de la Basse Terrasse.

Le Val de Pery et le Val Saint-Imier sont les prolongements du thalweg supérieur, auquel correspond d'autre part la terrasse qui descend de l'église d'Orvin à Frinvillier; et il paraît évidemment que tout ce système de vallées était déjà établi à peu près dans sa forme actuelle avant la fin du dépôt des Hautes Terrasses.

Passant ensuite à des considérations d'ordres chronologiques, M. Aeberhardt suppose une durée de 28 000 ans depuis le retrait du glacier du Rhône de la région de Bienne, et arrive à évaluer le travail d'érosion opéré par la Suze dans la partie inférieure de ses gorges, partie seule approfondie depuis lors, à l'enlèvement de 1.4 m^3 par an. En partant de cette base, il évalue à 225 000 ans le temps nécessaire au creusement des gorges entre Rondchatel et Boujean du niveau des Hautes Terrasses à celui des Basses Terrasses, et calcule la durée totale des temps pléïstocènes à 928 000 ans.

Toute son argumentation repose du reste sur l'idée que les périodes glaciaires ont toujours été beaucoup plus courtes que les périodes interglaciaires, pendant lesquelles se sont opérés les alluvionnements successifs des 2 Deckenschotter, des Hautes et des Basses Terrasses.

Quant à l'origine même de la vallée de la Suze l'auteur la rattache à un ensellement transversal qui affecte aussi bien la chaîne du Chasseral que celle du lac, et il adopte l'idée de l'antécédence de cette vallée, qui se serait ébauchée dès les premières phases du plissement du Jura.

M. A. Buxtorf (**103**) a profité du percement récent du **Weissenstein** pour refaire une étude détaillée de cette partie de la première chaîne du Jura.

Les données stratigraphiques qu'il a récoltées soit à l'extérieur soit dans le tunnel s'étendent en profondeur jusqu'au Keuper ; elles peuvent être résumées comme suit :

Trias. — Le Trias n'existe au Weissenstein qu'en profondeur, où il a été traversé par le tunnel ; les couches atteintes par les travaux appartiennent exclusivement au Keuper moyen et supérieur.

Le Keuper moyen comprend de bas en haut :

1° Marnes bigarrées, surtout rouges, un peu salifères, avec des intercalations d'anhydrite (34 m.).

2° Banc dolomitique divisé par des lits schisteux (6.5 m.).

3° Marnes bigarrées avec quelques bancs dolomitiques peu épais (20 m.).

Le Keuper supérieur ou Rhétien se compose de marnes grises ou rouges, alternant avec des bancs minces de grès blanchâtres ; de ces bancs 2 contiennent des débris d'ossements (*Sargodon tomicus*, Gyrolepis, Hybodus) et quelques Lamellibranches, entre autres *Avic. contorta*. Ces couches sont épaisses de 2 m. environ.

L'auteur signale comme point de comparaison un gisement de Rhétien qu'il a relevé dans la même chaîne au Günsberg et où un bonebed marneux très décomposé, épais d'1 m. environ, lui a fourni quelques fossiles de Lamellibranches parmi lesquels prédominent les Cardinies. Il montre que le Rhétien, qui manque complètement dans le Jura argovien, n'a certainement pas une extention générale dans le Jura bâlois et soleurois, mais qu'il se trouve dans 3 districts, l'un entre Bâle, Mönchenstein, Liestal et Adelhausen, le second dans les chaînes jurassiennes septentrionales entre Bretzwil et Läufelfin-

gen, le troisième dans la chaîne traversée par le tunnel de Glovelier.

Le **Lias** commence par un lit de marnes noires, épais de 10 cm. seulement qui paraît représenter les Insektenmergel, puis viennent des calcaires gréseux avec de nombreuses coquilles de Cardinia, épais de 3 m. (Hettangien). Le Sinémurien est formé en grande partie par des calcaires gréseux et spathiques à *Gryphea arcuata* (20 m.) et se termine vers le haut par un banc de grès calcaire à gros grains de quartz (3 m.). Au niveau du Lias moyen se développent d'abord des calcaires associés à des marnes, qui contiennent en abondance *Gryphea obliqua*, puis des calcaires glauconieux très riches en *Belem. paxillosus*, dans lesquels on récolte d'autre part *Am. margaritatus* et *Aeg. capricornu*. L'épaisseur totale de l'étage est de 10 à 12 m. Le Lias supérieur n'a qu'une puissance totale de 2 m. ; à sa base se trouve un mince banc de calcaire bitumineux à écailles de poissons surmonté d'une couche de 10 cm. seulement de schistes feuilletés sans fossiles ; puis il comprend surtout 1.50 m. de calcaires marneux et de marnes, dans lesquels on trouve à côté de nombreuses Belemnites *Harp. aalense. Gram. af. thouarsense*, etc...

Le **Dogger** apparaît à la surface dans toute la région axiale de la chaîne. Il comprend de bas en haut :

1° Marnes grises, micacées, se terminant vers le haut par une zone à chailles, qui ne contiennent pas de fossiles, mais correspondent au niveau à *Lioc. opalinum* (110 m.).

2° Banc épais de 0.5 à 1.5 m. de calcaire spathique, ocreux, qui contient *Ludw. Murchisonæ acutus* Qu. *Ludw. Murchisonæ falcatus* Qu. *Pecten pumilus* Lam., *Pect. disciformis* Schübler.

3° Calcaire oolithique ferrugineux, marneux vers le haut, épais d'1.5 m., qui renferme *Ludw. Murchisonæ* Sow., *Ludw. cornu* Buckm., des Pecten, *Gryphea sublobata* Desh., etc... D'après l'auteur, cette couche, malgré son peu d'épaisseur comprendrait la zone à *Son. Sowerbyi*.

4° Couches marno-calcaires, grises, riches en mica, qui se terminent vers le haut par des bancs de calcaires ferrugineux, oolithiques ou spathiques; l'épaisseur totale est de 45 à 50 m. Les couches ferrugineuses du haut, qui n'ont fourni au Weissenstein que des fossiles peu caractéristiques, correspondent exactement aux couches à *Sphaer. Sauzei*, *Son. alsatica*, *Son. furticarinata* du Jura bâlois.

5° Calcaire oolithique marneux et riche en limonite qui

contient *Steph. linguiferum*, *St. Humphriesi*, *Bel. giganteus* (3 m. au maximum).

6° Calcaires marneux et sableux, très homogènes, épais de 45 à 50 m., pauvres en fossiles (*Avicula Münsteri*, *Ter. cf. perovalis*), qui correspondent aux couches à *Steph. Blagdeni*.

7° Hauptrogenstein inférieur ou oolithe subcompacte de Thurmann (60-68 m.).

8° Marnes à *Homomya gibbosa* et *Ostrea acuminata* (6-10 mètres).

9° Hauptrogenstein supérieur ou grande oolithe de Thurmann (35-36 m.)

10° Calcaires ocreux, sableux et spathiques, associés à des lits de marnes (calc. roux sableux de Thurmann), épais de 10 m. qui contiennent vers la base *Rhynch. spinosa*, dans leur partie supérieure *Macroc. macrocephalus*, *Macr. typicus* Blake, *Rhynch.* cf. *varians*, etc... Epaisseur environ 10 m.

11° Argiles sableuses à concrétions calcaires épaisses de 20 m. à *Perisph.* cf. *balinensis* Neum.

12° Banc de 1 à 1.5 m. de calcaire échinodermique (dalle nacrée) à *Macroc. typicus*, *Reineckeia Greppini* Opp., *Perisph. alligatus* Leckenby, *Kepplerites calloviensis* Sow.

13° Oolithe ferrugineuse (0.5) très riche en fossiles, qui contient entre autres:

Hecticoceras pseudopunctatum Lah.	Perisphinctes convolutus Qu.
» cf. punctatum Stahl	» hereticus Mayer
» nodosum Bonar.	» sulciferus Op.
» cf. lunula Rein.	» cf. subtilis Neum.
Distichoceras bipartitum Ziet.	Peltoceras athleta Phil.
» bicostatum Stahl	» caprinum Qu.
Haploceras voultense Oppel	Cosmoceras ornatum Qu.
Cardioceras flexicostatum Phil.	» cf. Jason Rein.
» vertumnus Leckenby	

Le **Malm** est divisé par l'auteur de la façon suivante :

1° Les marnes oxfordiennes à *Crenic. Renggeri* (4 à 6 m.).

2° Les couches de Birmensdorf, épaisses de 5 à 20 m. et formées de calcaires en bancs, gris-clair, riches en pyrite.

3° Les couches d'Effingen qui comprennent des marnes et des marno-calcaires épais de 100 à 150 m.

4° Les couches du Geissberg qui commencent vers le bas dans la partie N de la chaîne par un banc coralligène.

5° Les couches marneuses et calcaires à *Hem. crenularis* (15 à 16 m.).

6° Les calcaires oolithiques du Séquanien moyen (60 à 120 m.).

7° Les calcaires crayeux de Sainte-Vérène (12 à 14 m.).

8° Les calcaires clairs, compacts, partiellement oolithiques ou spathiques du Kimmeridgien (130 à 190 m.).

9° Les calcaires à grain fin, plaquetés et alternant avec des lits marneux du Portlandien. A la base, ces couches contiennent *O. virgula*. Elles n'existent que sur le versant S. du Weissenstein, où se trouve leur affleurement le plus oriental connu dans le Jura.

A propos du **Tertiaire** M. Buxtorf décrit d'abord quelques gisements de bolus sidérolithiques et signale le calcaire d'eau douce à Hydrobia, qui sépare ces dépôts de la molasse et qui paraît se placer à la limite de l'Eocène et de l'Oligocène, puis il passe aux grès tendres de la Molasse alsacienne, qui remplissent le fond du synclinal de Gänsbrunnen, avec des dépôts plus jeunes de l'Oligocène. Ces derniers semblent se diviser en un niveau inférieur de grès gris à fossiles d'eau douce, un niveau moyen de marnes bigarrées et un niveau supérieur de grès grisâtres ; ils représentent le Délémontien et la molasse lausannienne.

Quant aux **formations pleïstocènes**, l'auteur distingue d'abord des dépôts morainiques provenant des 2 dernières glaciations ; parmi les dépôts de Riss il cite une moraine située à 1050-1060 m., au-dessous de l'hôtel du Weissenstein, puis de la moraine de fond qui tapisse les prairies du Montpelon à l'W de Gänsbrunnen, et enfin quelques blocs erratiques de gneiss d'Arolla, de protogine du Mont Blanc qui permettent de reconnaître qu'à l'exception de la crête la plus élevée toute la chaîne du Weissenstein était enfouie sous la glace, dont le niveau atteignait 1150 m.

Les moraines de Würm comprennent surtout un talus latéral, qui se suit sur le flanc S de la chaîne au niveau de 770-730 m.

Dans la vallée de Gänsbrunnen l'auteur a établi l'existence 1° d'alluvions fluvio-glaciaires appartenant probablement à la phase de retrait de la glaciation de Riss, 2° de dépôts torrentiels postglaciaires. A ces formations postglaciaires il faut ajouter les éboulis et les éboulements de Kimmeridgien et les glissements de couches, qui se sont produits surtout dans les argiles toarciennes et les couches d'Effingen.

Au point de vue **tectonique** le premier fait important mis en lumière par les études de détail de M. Buxtorf, consiste

en ceci que non seulement la chaîne du Weissenstein est constituée par un anticlinal double, comme l'ont reconnu déjà MM. L. Rollier et C. Schmidt, mais encore qu'elle est le siège d'un relaiement typique entre un anticlinal qui forme à l'E la Röthifluh et s'amortit progressivement vers l'W, et un anticlinal qui se développe vers l'W à la Stahlfluh tandis qu'il disparaît rapidement vers l'E; dans la région médiane, au S de Gänsbrunnen, l'anticlinal de la Röthifluh passe au S de celui de la Stahlfluh, dont il est séparé par un synclinal aigu.

En relation avec ce relaiement, on peut observer une déviation locale de la chaîne, qui prend momentanément une direction WNW-ESE, déviation dont l'apparence est encore accentuée par le fait que, l'anticlinal de la Röthifluh qui prédomine seul vers l'E étant déjeté au S, c'est le jambage N de Malm qui remonte ici le plus près de l'axe, tandis que vers l'W, dans le pli déjeté au N de la Stahlfluh, c'est le flanc S qui est couvert sur presque toute sa hauteur par le Malm.

C'est dans la région des 2 profonds ravins qui descendent de la crête vers Gänsbrunnen qu'apparaît le plus nettement le synclinal intercalé entre les 2 plis du Weissenstein, sous forme d'un coin aigu de Hauptrogenstein enfoncé entre 2 voûtes de Bajocien et Toarcien. Localement, au Grosskessel la pointe de ce synclinal est disloquée d'une façon fort compliquée.

Dans le flanc S de la chaîne M. Buxtorf a relevé le fait que les calcaires portlandiens, beaucoup plus puissants que l'épaisseur normale, contiennent, au pied de la Geissfluh, 2 intercalations de bolus sidérolitiques énergiquement disloqués et laminés, et il admet comme évident qu'il y a ici un véritable écaillement du Portlandien, qui se produit exactement là, où le jambage S de l'anticlinal de la Röthifluh tend à se redresser verticalement.

Quant au versant N de la chaîne, il subit une modification complète de l'W à l'E. Vers l'W, là où l'anticlinal de la Stahlfluh est bien développé, les couches sont verticales sur ce versant ou même renversées de façon à plonger au S, mais, à mesure que le pli de la Stahlfluh s'amortit dans le jambage N du pli de la Röthifluh, on voit un plongement faible du Malm au N s'établir sur une largeur toujours plus grande de ces pentes, en sorte que ce n'est finalement plus qu'au fond de la vallée de Gänsbrunnen, qu'ont peut voir

l'inclinaison du Jurassique supérieur se rapprocher brusquement de la verticale.

Le synclinal de Gänsbrunnen est certainement un synclinal profond, beaucoup plus qu'on ne l'a admis jusqu'ici, et ses couches molassiques montrent d'une façon générale un plongement isoclinal au S.

Quant à la chaîne du Graitery, M. Buxtorf n'en décrit que le jambage méridional dans un petit territoire situé à l'W de Gänsbrunnen, où il a constaté une faille longitudinale, ou plutôt 2 petites failles parallèles et très rapprochées, qui ont déterminé un affaissement relatif de leur lèvre S. Cette dislocation qui passe au Montpelon, est peu importante d'abord, mais elle tend à s'accentuer vers l'W.

La chaîne interne du Jura subit, à l'E du Weissenstein, une modification importante de sa forme tectonique: à la Röthifluh le pli est déjà nettement resserré à sa base par le plongement vers son axe des 2 synclinaux qui l'encadrent; aux Balmberge cette disposition en éventail régulier subsiste, mais à partir de là intervient dans le jambage S une dislocation, qui fait chevaucher dans des proportions toujours plus importantes les formations jurassiques de ce jambage sur la molasse. C'est au-dessus de Günsberg que ce chevauchement atteint son plus grand développement, mettant presque directement en contact le Keuper et le Muschelkalk du cœur du pli et la molasse. Cette complication ne tarde pas du reste à s'atténuer beaucoup vers l'E et M. Buxtorf la met en relation avec l'existence devant cette partie de la chaîne du brachyanticlinal du Brandberg, qui s'élève au milieu du synclinal de Gänsbrunnen.

A propos de la tectonique générale du Jura, M. Buxtorf remarque que les anticlinaux de ces chaines ne contiennent jamais de formations plus anciennes que le Trias moyen, et il admet que les argiles et les anhydrites qui appartiennent à ce niveau ont formé à la base des sédiments jurassiens plissés comme une pâte plastique, tandis que les roches sous-jacentes du Trias inférieur, du Permien des schistes cristallins n'ont jamais pénétré dans les cœurs d'anticlinaux. La région qui prolonge le fossé de la vallée du Rhin au S à travers le Jura représente manifestement un ensellement transversal qui devait être déjà dessiné pendant la période éogène. On doit supposer en outre que le socle cristallin du Jura septentrional est traversé de l'W à l'E par une flexure ou une cassure ayant déterminé un affaissement de la partie N, qui suit la ligne de la racine du pli chevauchant du Mont

Terrible-Lägern, et qui a été la cause du recouvrement du Jura tabulaire par les chaînes jurassiennes.

Le travail de M. Buxtorf se termine par une comparaison des divers profils géologiques faits à travers la chaîne du Weissenstein avant et pendant le forage du tunnel. Cet examen critique fait ressortir clairement les erreurs qui ont été commises dans les expertises, leurs causes et les moyens par lesquels on aurait pu les éviter.

La 51e livraison des Mat. pour la carte géologique de la Suisse contient, après l'étude stratigraphique et tectonique de M. Buxtorf, le relevé des observations faites par M. E. Künzli (**107**) sur la répartition des températures et sur les venues d'eau dans le tunnel du Weissenstein.

La plus haute température a été constatée dans le tunnel à peu près sous le point culminant du profil, un peu au N du cœur de l'anticlinal méridional; elle atteint 13° ce qui donne un degré géothermique de 70 m. De cette ligne la température s'abaisse soit au N soit au S et la valeur du dégré géothermique sous le Hinter Weissenstein a été évaluée à 130-140 m..

Suivant la règle la température est au-dessous de la normale dans les traversées des couches aquifères et fortement inclinées; elle paraît du reste indépendante de la nature pétrographique et chimique des roches.

Quant aux venues d'eau, elles possèdent toutes le caractère d'une très grande variabilité dans le débit et la plupart d'entre elles sont intermittentes, ne se produisant qu'au moment des chutes de pluie ou de la fonte des neiges; c'est ainsi que le débit total des eaux qui s'écoulent vers le portail S oscille entre 60 et 400 litres-seconde.

La plupart des sources ont jailli au début dans le tunnel avec une forte pression qui a diminué assez rapidement; les eaux sont généralement troubles au moment des crues, ce qui montre clairement l'imperfection de la filtration.

Quant aux couches aquifères, ce sont avant tout les calcaires du Dogger d'une part, ceux du Séquanien et du Kimmeridgien de l'autre.

La composition chimique des eaux varie avec celle des couches aquifères; c'est ainsi que les sources du Séquanien-Kimmeridgien et du Hauptrogenstein sont pauvres en éléments dissouts, celles du Dogger moyen contiennent beaucoup de CaO et de MgO, celles du Keuper sont riches en sulfates et en chlorures et celles du Lias montrent une composition sem-

blable quoique diluée qui provient évidemment d'infiltrations venant du Trias.

Enfin des analyses bactériologiques faites par le Dr A. Pfæhler ont montré que les eaux du tunnel dans leur ensemble contiennent une quantité trop forte de bactéries pour pouvoir être recommandées comme eaux potables. La filtration ne s'opère que dans la couche d'humus superficielle, là où elle existe ; elle est donc très imparfaite.

Toujours dans le même volume des matériaux pour la carte, nous trouvons une carte géologique de la chaîne du Weissenstein au 1 : 25000 élaborée par M. L. Rollier (**109**) et une planche de profils, dont l'un suit la ligne du tunnel, dont le second traverse plus au N la chaîne des Raimeux et se continue jusqu'à Courrendlin, tandis que 3 autres coupent la chaîne du Chasseral.

M. A. Buxtorf est revenu dans une seconde publication (**104**) sur la tectonique de la chaîne du Weissenstein, faisant ressortir en première ligne le profil si curieux qu'on observe au Günsberg, entre la Röthifluh et le Balmberg. Ici en effet l'anticlinal du Weissenstein est écrasé à la base et prend la forme d'un éventail, dont le jambage S, très fortement réduit par laminage, devient même chevauchant.

L'auteur traite ensuite de la tectonique générale du Jura septentrional ; il appuie sur le fait qu'aucun anticlinal de cette chaîne ne contient des formations plus anciennes que le Muschelkalk supérieur et en conclut que les couches à anhydrite se sont décollées de leur soubassement de Trias inférieur et du socle cristallin discordant. Il montre que le fossé de la vallée du Rhin se continue au S à travers le Jura par un large ensellement transversal, qui doit dater de la même époque que lui et que d'autre part le socle cristallin du Jura doit comporter une forte flessure longitudinale qui passe sous la racine du pli chevauchant du Mont Terrible-Hauenstein-Bötzberg. Cette flexure a à la fois protégé les formations secondaires-tertiaires contre la poussée venant du S et favorisé le déversement vers le N des anticlinaux des chaînes jurassiennes.

Pour finir, M. Buxtorf fait ressortir l'influence qu'ont eu sur led éveloppement des plis jurassiens les horsts hercyniens, et il attribue la formation de ces plis sur leur emplacement au fait que, la région du Jura étant déjà surélevée pendant les temps tertiaires, la couche des sédiments molassiques y

a atteint une épaisseur beaucoup moindre que plus au SE sur le plateau suisse.

M. Jos. Mandy (**108**), dans le but d'éclaircir la question pendante entre MM. Mühlberg et Steinmann concernant la prédominance des failles verticales ou des chevauchements dans le Jura soleurois, a cherché à préciser les caractères géologiques du **Hauenstein**.

Dans la partie stratigraphique de son travail l'auteur décrit successivement :

Le **Muschelkalk** formé de bas en haut par

a) Le groupe de l'anhydrite et la dolomie inférieure, brunâtre et poreuse.

b) Le Hauptmuschelkalk formé de calcaires compacts, bleuâtres ou brunâtres, bitumineux, à *Tereb. vulgaris* et *Lima striata*, qui contiennent dans leur partie moyenne des bancs à *Encr. liliiformis*.

c) La dolomie supérieure, jaunâtre, sableuse, plaquetée avec des silex, qui correspond au Trigonodus dolomit.

Le **Keuper**, épais d'une centaine de mètres comprend :

a) Les marnes grises avec bancs dolomitiques de la Lettenkohle.

b) Le Keuper moyen formé de gypse en bancs séparés par des lits argileux.

c) Les argiles bariolées rouges et vertes avec bancs sableux et dolomitiques du Keuper supérieur.

Le **Lias**, épais de 35 à 40 m., se divise comme suit :

a) Banc calcaire à *Psil. planorbe*.

b) Calcaire gris, un peu marneux, à concrétions pyriteuses, qui contiennent *Ar. Bucklandi*, *Gr. arcuata*, *Bel. acutus*, *Spir. Walcotti* et des débris de Pentacrines.

c) Calcaires grumeleux, en bancs séparés par des lits marneux à *Terebr. numismalis*, peu épais.

d) Calcaires durs, gris, bréchiformes à *Gr. cymbium* et *Am. margaritatus*.

e) Schistes brunâtres à Posidonomyes.

f) Marnes grises à bancs de chailles qui correspondent au niveau à *Lyt. jurense*.

Le **Dogger** est composé de la façon suivante :

a) Argiles à *Lioc. opalinum* (50-100 m.), grises ou noires, riches en concrétions pyriteuses.

b) Complexe de calcaires plus ou moins marneux, en

grande partie oolitiques et ferrugineux, avec *Ludw. Murchisonae*, *Pecten pumilus*, *Lima semicircularis*, épais de 2.4 m. et surmontés par 2.5 m. de marnes foncées stériles.

c) Calcaires sableux ocreux, alternant avec des marnes et contenant en grande quantité *Cancellophycus scoparius* (5 m.).

d) Marnes dures, riches en concrétions pyriteuses et en limonite, avec *Ludw. Murchisonae* (5 m.).

e) Zone qui comprend un banc de calcaire oolithique ferrugineux (0.5 m.), une couche de marnes micacées (1.2 m.) et un banc de calcaire sableux (0.5 m.) et dans laquelle on trouve pour la dernière fois *Ludw. Murchisonae*.

f) Marnes semblables à *d*, mais contenant *Son. Sowerbyi* avec *Inoc. polyplocus*.

g) Zone de bancs calcaires variés, en partie spathiques, en partie sableux, marneux ou siliceux, qui semblent correspondre aux couches à *Spher. Sauzei* du Jura bâlois (1.7 m.).

h) Calcaire oolithique ferrugineux, très riche en débris de Ctenostreon, qui représente le niveau à *St. Humphriesi* (0.8 m.).

i) Alternances de marnes et de marno-calcaires à *Steph. Blagdeni*, *Avic. Münsteri*, *Terebr. perovalis*, etc. . (50 m.).

j) Le Hauptrogenstein, épais de 60-70 m., sableux à la base, puis formé vers le haut d'oolithes toujours plus pures.

h) Calcaires spathiques et ocreux, ooliques vers la base, coupés par de minces lits marneux, épais de 15 à 20 m., qui contiennent *Rhynchonella varians*, *Rh. spinosa*, *Holectypus depressus*, *Collyrites ovalis*, etc.

Le **Malm** comprend de bas en haut les niveaux suivants :

a) Calcaires spathiques, bleuâtres, devenant ocreux à la surface, oolithiques vers le haut, qui contiennent *Macroc. macrocephalus* (30-40 m.).

b) Une couche très mince, et qui n'existe pas partout, de calcaires oolitiques et ferrugineux, très riches en coquilles de Perisphinctes et d'Hecticoceras.

c) Marnes jaunes à *Card. cordatum*, *Oppelia lophotus*, *Op. complanata*, *Perisph. convolutus impressae* (1 m.).

d) Les couches de Birmensdorf, formées de calcaires clairs et durs avec des zones d'oolithes ferrugineuses, et dans lesquelles on récolte en grande quantité des ammonites et des spongiaires (7 m.).

e) Les marnes divisées par des bancs calcaires d'Effingen, très pauvres en fossiles, épaisses de 100 m. environ.

f) Les calcaires jaunâtres et esquilleux du Geissberg (12 m.).

g) Des calcaires massifs, qui représentent les couches à *Hemicidaris crenularis* et les couches de Wang et sont fortement limonitisés à leur partie supérieure par des infiltrations descendant du Sidérolitique sus-jacent.

M. Mandy fournit ensuite quelques renseignements sommaires sur le Sidérolithique, sur la Basse Terrasse, dont il reste un lambeau au N de Trimbach, et sur quelques formations morainiques qui couvrent la chaîne du Hauenstein, puis il passe à la description tectonique de son territoire.

Dans cette seconde partie de son travail, qui est illustrée par une carte et 5 profils, l'auteur s'attache plus particulièrement à définir une série de lignes de fractures qui jalonnent son territoire. La première de ces dislocations coupe obliquement la chaîne avec une direction à peu près E-W et passe entre le Fluhberg et la Frohburg mettant en contact le Keuper du jambage méridional du synclinal du Fluhberg avec le Muschelkalk qui forme le pied de la série normale du versant S de la chaîne; le Keuper de la lèvre N plonge au N, le Muschelkalk de la lèvre S plonge au S ; il ne peut donc pas s'agir ici d'un chevauchement et M. Mandy admet que le synclinal du Fluhberg est le prolongement de celui du Hauenstein, affaissé suivant la fracture oblique précitée.

Le synclinal du Hauenstein est coupé ainsi par une fracture oblique, qui se suit depuis Isenthal vers l'ESE, jusque près de l'entrée S du tunnel du chemin de fer. Ici c'est le Dogger inférieur du côté N qui, plongeant faiblement au N, butte vers le S contre le Hauptrogenstein ; il y a donc affaissement relatif de la lèvre S.

Une autre faille, transversale celle-là, coupe brusquement la paroi de Hauptrogenstein de la Erlifluh, dont le prolongement occidental s'est affaissé. Elle est en relation, semble-t-il, avec une dislocation longitudinale, que l'auteur a suivie depuis le pied S de l'Erlifluh par Horn et Miesern jusqu'à Unter Erlimoos. Dans sa partie orientale cette fracture a l'apparence d'une véritable faille, qui met en contact les schistes à *Lioc. opalinum* plongeant faiblement au N du jambage S du synclinal du Hauenstein et les couches fortement inclinées au S du Keuper d'Unter-Erlimoos-Lindenrain ; vers l'W au contraire le plan de cette fracture devient oblique au S et parallèle avec les couches qu'il sépare soit le Keuper au S, le Lias au N ; l'apparence devient ainsi celle d'un chevau-

chement. Cette dislocation est décrochée sous l'Erlifluh par la faille transversale précitée, mais elle se continue ensuite plus au N par Waldrüti et Spitalberg jusqu'à Fasiswald. Elle est bordée au SE vers la nouvelle route du Hauenstein par une fracture du même genre mais très localisée, qui ramène une seconde fois le Keuper à la surface sur le Lias.

M. Mandy décrit différents exemples pris dans la région de la Frohburg et dans celle du Mahrenkopf, de glissements du Hauptrogenstein sur les couches plus marneuses sous-jacentes. Puis pour conclure il fait ressortir l'influence qu'a dû avoir sur le détail des dislocations la constitution lithologique de la chaîne du Hauenstein, qui comporte des alternances de grands complexes plastiques de couches argilo-marneuses et d'épais massifs calcaires, avec une prédominance assez forte des premiers. C'est à ce caractère, semble-t-il, qu'il faut attribuer les irrégularités constatées dans la tectonique de la chaîne, du moins en grande partie ; peut-être la dissolution des anhydrites et gypses du Trias a-t-elle aussi été pour une part dans la genèse de certaines failles.

IVe PARTIE. — **STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE.**

Généralités

Le Dictionnaire géographique de la Suisse comprend dans son chapitre « Suisse, » un petit article de M. L. Rollier (**112**) intitulé **Faunes fossiles**, qui est destiné à donner une idée d'ensemble des faunes qui se sont succédé sur le territoire de la Suisse depuis la période permienne jusqu'à nos jours. L'auteur rappelle que le fossile le plus ancien découvert dans notre pays est une aile de *Blattina helvetica* provenant des schistes à anthracite d'Arbignon (Valais), puis il énumère les principaux restes organiques trouvés dans le Trias des environs de Bâle et donne ensuite, pour le Jurassique et le Crétacique, la liste étage par étage des espèces les plus caractéristiques. A propos de ces 2 systèmes il fait un exposé stratigraphique détaillé, montrant les variations de faciès dans le temps et dans l'espace et les relations qui existent entre le faciès de chaque sédiment et la faune qu'il contient. Il s'étend surtout sur la stratigraphie du Jura, à propos de laquelle il expose ses idées bien connues sur les parallélismes des faciès vaseux et coralligènes du Jurassique supérieur.