

Ille partie, Tectonique

Autor(en): **[s.n.]**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **8 (1903-1905)**

Heft 6

PDF erstellt am: **17.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-156302>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

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

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

III^e PARTIE — TECTONIQUE

Alpes.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Le *Paléozoïque* comprend :

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

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

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

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

a) Marnes grises schisteuses.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Le *Trias* comprend :

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

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

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

Le *Jurassique* se subdivise de la façon suivante :

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

1^o Sidérolithique sporadique pénétrant dans les couches sous-jacentes.

2^o Calcaires à polypiers noirs.

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

4^o Calcaires noirs à Lithothamnium.

5^o Grès ou quartzites.

6^o Alternances de calcaires gris et de bancs à Lithothamnium.

7^o Grès quartzeux.

8^o Schistes calcaires à globigérines.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

5° Formation du réseau hydrographique actuel.

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

Préalpes.

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

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

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

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

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

a) des grès quartzeux blancs.

b) des calcaires à petites Nummulites.

c) des schistes fauves à Fucoïdes et à Nummulites.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Plateau Molassique.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Jura.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

M. Schardt ne peut accepter l'hypothèse émise par

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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