

IIIe partie, Tectonique : descriptions régionales

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

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **9 (1906-1907)**

Heft 5

PDF erstellt am: **22.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-156606>

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.

persuasion que la vapeur d'eau doit faire défaut ou se trouver en quantité minime parmi les émanations du cratère.

Pour compléter son exposé M. Brun signale encore le fait qu'il a pu faire cristalliser des magmas contenant jusqu'à 75 % de silice sans eau ni pression, mais en les maintenant simplement à une température adéquate à leur composition. Puis il conclut que l'azote, le chlore et l'hydrogène des dégagements volcaniques sont d'origine cratérianne et que les réactions volcaniques se passent comme dans un milieu quasi anhydre.

III^e PARTIE. — TECTONIQUE. DESCRIPTIONS RÉGIONALES

Alpes.

Tectonique générale. — La théorie des nappes de charriage, dont les adeptes deviennent chaque année plus nombreux, fournit incontestablement une base très favorable à une explication synthétique de la structure tectonique des Alpes. Aussi plusieurs auteurs ont-ils cherché dernièrement à donner un exposé général de l'ensemble des grands plis alpins, en partant de cette notion fondamentale.

C'est d'abord M. P. TERMIER (92) qui consacre une conférence à la **synthèse géologique des Alpes**. Il montre en commençant que les nappes de charriages ne sont que des plis amplifiés et couchés ayant perdu par étirement leur jambage renversé et se moulant sur l'avant-pays; puis il définit les structures en nappes empilées avec leurs laminages intenses qui déterminent d'une façon capricieuse des réductions et des suppressions de couches en grand nombre et donnent ainsi aux séries superposées des allures lenticulaires.

L'auteur parle ensuite des carapaces de nappes, qui imitent souvent absolument la surface d'un massif autochtone, et des fenêtres qui mettent à nu par la déchirure locale d'une nappe, les roches qui forment son soubassement. Il montre l'ampleur qu'a pris le phénomène des charriages et il attire l'attention sur la valeur très relative des arguments tirés du sens du plongement ou de l'orientation d'une charnière pour définir la direction du mouvement général d'une nappe.

Passant aux différentes zones alpines, M. Termier définit d'abord la zone axiale ou des schistes lustrés, qui se suit de Gênes au Rhin et réapparaît ensuite en fenêtres dans la

Basse-Engadine et dans le massif des Hohe Tauern. Cette zone comprend de haut en bas les Schistes lustrés (Eocène-Trias supérieur), le Trias formé de calcaires et de quartzites, les schistes métamorphiques permo-carbonifères et plus anciens et des granites qui résultent de la transformation complète des termes les plus reculés; elle est caractérisée par la concordance absolue de tous ses niveaux et par leur métamorphisme intense, qui se poursuit, en s'atténuant il est vrai, jusqu'à l'Eocène.

Au N de la zone axiale les Alpes suisses ont, sur presque toute leur étendue, le caractère de pays de nappes; il en est de même au S dans les Alpes pennines et de là jusque dans les massifs des Grisons et des Alpes orientales. Enfin, cette zone interne des Alpes méridionales est brusquement limitée vers le S par une dislocation de première importance, qui la sépare d'une région tectoniquement et lithologiquement différente; il s'agit de la ligne judiciaire ou du Tonale et du pays des Dinarides. A ce propos M. Termier reprend ici la notion qu'il a déjà précédemment développée (voir *Revue* pour 1904 et 1905) d'un chevauchement des Dinarides sur les Alpes. Il se représente les Dinarides comme appartenant à un fragment de l'écorce terrestre détaché de son substratum originel et transporté sous un effort tangentiel sans plissement sensible sur un plan de friction voisin de l'horizontale. Cette énorme écaille, se mouvant vers le N, aurait fonctionné comme un traîneau écraseur et aurait couché les plis alpins qui se formaient devant et sous elle; elle serait ainsi la cause déterminante de la tectonique générale des Alpes.

M. C. SCHMIDT (86) a fait, à l'occasion d'une solennité universitaire à Bâle, un exposé des idées modernes sur l'origine des Préalpes et des Klippes et les nappes glaronnaises. Il a fait ressortir les relations existant entre les massifs de l'Aar et du Mont-Blanc et les plis couchés des Hautes Alpes calcaires, puis, passant aux Alpes pennines, il a décrit les plis-nappes qui se développent dans cette zone interne.

Après avoir exposé dans ses grandes lignes le côté tectonique de la théorie des grandes nappes alpines, M. Schmidt a exposé comment cette théorie donne seule une explication satisfaisante de la répartition des faciès dans les diverses zones alpines, en insistant particulièrement sur les affinités existant entre le Trias des Klippes de Giswyl et des Mythen et celui des Alpes lombardes.

Enfin, dans un chapitre final, l'auteur touche à la question

du métamorphisme des roches, en se gardant de vouloir trancher entre les diverses hypothèses en cours.

M. G. STEINMANN (89) a donné un aperçu général de la **Tectonique des chaînes alpines**, telle qu'elle ressort des travaux récents. Dans cet exposé il commence par définir les effets de l'effort tangentiel en même temps que ceux des agents modelants de la géodynamique externe; puis il montre la nécessité, pour comprendre le système alpin, de tenir compte de toutes les phases par lesquelles ont passé les régions alpines pendant les longues périodes qui ont précédé leur surrection définitive.

L'auteur décrit d'abord les chaînes relativement simples du Jura qu'il définit comme un faisceau de plis dont les anticlinaux tendent à prendre des formes de plus en plus abruptes dans la direction du N et de l'E, pour passer finalement au S des Vosges et de la Forêt Noire, à des plis couchés au N ou même chevauchants. C'est ainsi que dans la chaîne du Mont Terrible un anticlinal presque droit vers l'W finit par se coucher sur une largeur de plusieurs kilomètres sur son avant-pays dans sa partie orientale, à la façon d'une nappe sans racine, et nous fournit un exemple incontestable de grand recouvrement, semblable à ceux dont les Klippes représentent plus au S des lambeaux isolés par l'érosion.

A propos du Jura M. Steinmann montre encore l'importance qu'il y a aussi au point de vue tectonique à définir exactement les divers faciès; c'est ainsi que dans le Jura bâlois et argovien la série jurassique et molassique montre un développement tout différent dans la région tabulaire et dans les plis jurassiens chevauchants, la limite entre les 2 faciès coïncidant avec l'amorce du chevauchement. Les fractures jouent d'autre part un rôle important dans la constitution complète de la tectonique et particulièrement les fractures transversales.

Passant ensuite aux Alpes, l'auteur décrit d'abord les coins bien connus de calcaire, enfoncés dans le gneiss du massif de la Jungfrau; puis il définit la structure si curieuse de la chaîne du Mont Joly avec ses nappes couchées horizontalement les unes sur les autres, dont la plupart s'amorcent d'une façon encore visible dans les synclinaux sédimentaires du versant N du massif du Mont Blanc. Il montre le développement de la grande nappe glaronnaise et celui de la nappe bien plus considérable encore qui s'est étendue au-

dessus d'elle, mais qui, morcelée par l'érosion, est réduite de nos jours aux Préalpes et aux nombreuses Klippes de toutes dimensions qui jonchent la surface du Flysch. Détaillant ensuite la tectonique des Préalpes, il distingue dans ce complexe tectonique 4 nappes superposées, dont chacune devait s'amorcer plus loin au S que celle sur laquelle elle s'appuie. Enfin il montre qu'une disposition comparable se retrouve dans les Alpes pennines et qu'au Simplon 4 nappes de gneiss se moulent successivement les unes sur les autres.

La formation de ces plis couchés gigantesques a dû s'effectuer, d'après M. Steinmann, avant le ridement principal des territoires sur lesquels ils chevauchent, puisque les roches qui les constituent se retrouvent à l'état de galets dans la Molasse, qui est elle-même fortement redressée. L'érosion a supprimé de ces nappes toute la partie interne, qui se trouvait à un niveau particulièrement élevé et n'en a laissé subsister que la région frontale accumulée dans les dépressions du soubassement.

L'ensemble des régions alpines se subdivise stratigraphiquement en 4 zones de faciès différent, qui se suivaient primitivement du N au S : faciès helvétique ou des Hautes Alpes, faciès préalpin, faciès des schistes lustrés et faciès austro-alpin; l'on arrive donc forcément, en considérant les limites respectives actuelles de ces diverses séries stratigraphiques, à la notion que vers l'E les Alpes calcaires septentrionales d'Autriche sont formées, elles aussi, par une gigantesque nappe du faciès austro-alpin, supérieur à toutes les autres. La réalité de ce dernier recouvrement est du reste démontrée par le fait que, soit dans la Basse Engadine, soit dans la coupure Oetzthal-Brenner l'érosion profonde a ramené au jour des Schistes lustrés sous-jacents aux formations austro-alpines. Cette nappe des Alpes orientales comprend non seulement les grandes masses calcaires du Trias et du Jurassique, mais aussi les masses, beaucoup plus considérables encore des schistes cristallins, qui ont longtemps été considérées comme constituant des massifs centraux typiques. La largeur du recouvrement mécanique dépasse dans ces régions 120 kilomètres.

Cet exposé synthétique et didactique de M. Steinmann est agrémenté de nombreuses figures qui en rendent la lecture très facile.

M. H. SCHARDT (83) a, lui aussi, tenu à donner une image de la composition tectonique des Alpes telle qu'il se la repré-

sente. Il a insisté à son tour sur l'énorme développement que prennent les plis-nappes dans les différentes zones alpines et a cherché à fixer pour chaque système de nappes la zone des racines. Pour lui les plis couchés des Hautes Alpes calcaires s'enracinent dans la zone Aiguilles Rouges-Massif de l'Aar; les nappes préalpines devaient s'amorcer dans les synclinaux séparant les grands plis couchés des Alpes valaisannes et tessinoises et la nappe du Rhaeticon et des Alpes orientales doit avoir son origine au S de la zone des amphibolites d'Ivrée.

J'intercale ici le compte rendu du *Guide géologique* rédigé récemment par M. A. BALTZER (56) pour l'Oberland bernois, parce que cette description concerne en réalité des régions très diverses, depuis le Jura bernois jusque dans la zone des schistes lustrés.

A propos du **Jura bernois** l'auteur débute par l'énumération des divers plis qui forment du N au S les chaînes du Vellerat, des Raimeux, du Graitery-Moron, du Montoz, du Chasseral et du Lac, puis il donne le tableau stratigraphique des formations tertiaires et jurassiques, en faisant clairement ressortir le contraste qui existe au niveau de l'Argovien entre le faciès oriental développé dans les chaînes du Montoz et du Chasseral, et le faciès occidental, qui se trouve dans les chaînes des Raimeux et du Vellerat.

Traitant du cours de la Birse, M. Baltzer discute tout naturellement la question du mode de formation des cluses et arrive à la conclusion que l'explication la plus vraisemblable est celle qui admet l'antécédance des cours d'eau, en faisant intervenir comme éléments déterminants de la position des traversées de chaînes des phénomènes tectoniques, tels qu'ensellements transversaux, chutes brusques des axes de plis, fractures et dislocations transversales.

Après un aperçu sommaire sur la vallée inférieure de la Birse, vient une description du synclinal tertiaire de Delémont, dont les couches montrent des affinités à la fois avec celles du Plateau suisse et du bassin de Mayence, et de la cluse de Choindez qui vers l'amont coupe les chaînes du Vellerat et des Raimeux. Ici affleurent en une belle voûte toutes les couches du Jurassique supérieur et du Dogger jusqu'aux marnes à *Ostrea acuminata*. Les 2 anticlinaux du Vellerat et des Raimeux ne sont séparés que par un synclinal étroit et peu profond, qui donne naissance au vallon de la Verrerie; le second anticlinal est ouvert jusqu'au Keuper.

La cluse de Moutier forme le dernier tronçon de la coupe transversale qui relie les vallées de Moutier et de Delémont, elle coupe une digitation latérale de l'anticlinal des Raimeux, qui, s'enfonçant rapidement vers l'W, ne tarde pas à disparaître; le Jurassique n'est entamé ici que jusqu'à l'Oxfordien; au niveau de l'Argovien on constate un faciès mixte entre les types argovien et bernois.

Entre Moutier et Court s'ouvre une nouvelle cluse au travers de la chaîne du Graitery. L'Argovien et l'Oxfordien y sont mis à nu, et dans le premier on peut voir comment le faciès coralligène cède la place au faciès marno-calcaire par réduction progressive vers le S. Ensuite vient le synclinal tertiaire de Tavannes avec ses grès à *Dinotherium bavaricum* et à cailloux alpins, ses calcaires à *Planorbis cornu* et ses marnes œningiennes.

Après avoir décrit sommairement la chaîne du Montoz-Weissenstein et le vallon de Sonceboz, M. Baltzer s'arrête un peu plus longuement à la cluse de la Reuchenette, dont il décrit les couches oxfordiennes, argoviennes et séquaniennes.

Le second chapitre du *Guide de l'Oberland* est consacré au tronçon Berne-Thoune de la vallée de l'Aar, plus particulièrement aux formations molassiques du Belpberg, dont une belle coupe existe au Marschgraben. Puis M. Baltzer aborde l'étude des régions oberlandaises par une description des **environs du lac de Thoune**; il fait ressortir le contraste tectonique et par suite orographique bien connu, qui se manifeste entre les 2 rives du lac et expose sobrement à ce sujet la notion du recouvrement mécanique des Préalpes sur la Molasse et sur les chaînes crétaciques à faciès haut-alpin.

L'auteur décrit ensuite l'ancien delta interglaciaire de la Kander au-dessus de Gwatt et la moraine qui le recouvre, puis les alluvions que la Kander a déposées sur la ligne Kandergrund-Thunerallmend, et il discute à ce propos les idées émises par M. Zollinger sur les cours anciens de la Kander et de la Simme. Enfin il consacre quelques lignes aux Klippes triasiques et liasiques des environs de Spiez, sur l'origine desquelles il ne se prononce du reste pas catégoriquement.

Au N du lac de Thoune, M. Baltzer donne un aperçu de la chaîne des Ralligstöcke et du vallon anticlinal du Justisthal, montrant le chevauchement au NW des formations infracrétaciques sur le Flysch, dans lequel s'intercalent de petites klippes préalpines, et sur la Molasse; il définit la succession stratigraphique crétacique-oligocène qui constitue ici les Alpes

calcaires externes. Puis il décrit le trajet de Sigriswyl à Merligen, le long duquel les formations crétaciques et tertiaires sont affectées de nombreuses dislocations.

Le chapitre suivant, qui est consacré aux environs d'Interlaken, débute par la description de l'éperon terminal du Därligengrat, où l'on trouve tous les termes du Crétacique moyen et supérieur qui manquent dans les chaînes plus externes, soit les couches à *Orbitolina lenticularis*, les grès foncés du Gault et les calcaires de Seewen. Un peu plus loin, sur la petite voûte du Buchholzkopf, l'Urgonien est par contre de nouveau recouvert directement par les grès nummulitiques du Hohgant.

La Wagnerenschlucht et le Saxetenthal permettent de pénétrer dans l'intérieur des Alpes calcaires médianes et de voir le Néocomien et le Berriasien renversés par dessus l'Urgonien précité.

Au N d'Interlaken la vallée de Habkern est creusée dans le Flysch entre le pli du Briénzergrat et la voûte du Beatenberg et est célèbre par les gros blocs exotiques de granite que contiennent ici les dépôts tertiaires.

M. Baltzer passe de là dans le **Kienthal**, dont la tectonique a été définie récemment par M. Gerber (voir *Revue* pour 1905) ; il décrit le chevauchement des Alpes calcaires médianes sur les Alpes calcaires internes, tel qu'on le voit soit au fond de la vallée, soit à la Sefinerfurgge, caractérise la structure en plis empilés de la chaîne des Büttlassen, et montre la continuité de la zone tertiaire du Kienthal avec celle de Mürren. De cette dernière localité il nous fait monter sur les flancs du massif de l'Aar, par Obersteinberg jusqu'au Roththal et au Lauterbrunner Breithorn, pour nous exposer le développement des fameux coins calcaires enfoncés dans le cristallin.

A propos du **Männlichen**, l'auteur nous montre comment cette chaîne est constituée par un empilement de 4 plis horizontaux de Dogger, dont tout l'ensemble est en chevauchement sur les Alpes calcaires internes. Puis il décrit les grands plis que dessinent les calcaires jarassiques et les gneiss en face de Grindelwald dans la paroi de l'Eiger, du Mettenberg et du Vorder Wetterhorn. Le **groupe du Faulhorn** fait l'objet d'une description détaillée, dans laquelle M. Baltzer fait ressortir à la fois le caractère stratigraphique de la région avec ses schistes berriasiens, ses calcaires tithoniques et séquanien, ses schistes oxfordiens, ses calcaires spathiques bathoniens et

ses schistes à *Cancellophycus scoparius* du Bajocien, et le caractère tectonique, qui lui est donné par ses plis serrés tous déjetés au NW et diminuant progressivement de hauteur jusqu'au lac de Brienz, qui est logé dans un synclinal peut-être faillé de Crétacique inférieur.

Remontant la vallée de l'Aar depuis le lac de Brienz l'on arrive bientôt au bassin du Hassli séparé de celui de Meiringen par le seuil calcaire de Kirchet. M. Baltzer ne croit pas devoir admettre une intervention importante de l'érosion glaciaire dans la formation de la large cuvette du Hassli ; il suppose un bombement tectonique transversal à la vallée et s'étant effectué dans les temps postglaciaires sur la ligne du Kirchet. Ce bombement a causé la formation d'un lac à l'amont ; quant au caractère épigénétique des gorges de l'Aar et à l'existence de 3 anciennes gorges successivement abandonnées, ils s'expliquent par des obturations effectuées à plusieurs reprises par les glaciers.

La région d'Innertkirchen est célèbre par les 5 grands plis couchés que forme le gneiss dans la paroi du Gstellhorn entre un nombre égal de synclinaux calcaires. Ici commence le **massif cristallin de l'Aar** ; sur sa bordure septentrionale on trouve d'abord un granite ; puis vient un complexe de schistes divers (gneiss, schistes micacés, sériciteux, chloriteux, quartzitiques, etc...) qui se termine au S par des bancs de calcaires marmorisés ; après quoi les gneiss reprennent jusque près de Guttannen. En amont de cette localité commence le granite, dont la texture et la composition montrent des variations importantes et dont la masse est profondément divisée par un coin enfoncé de haut en bas de schistes amphiboliques et talqueux. Avant l'hospice du Grimsel ce granite passe de nouveau à un gneiss typique dans lequel s'intercalent seulement des apophyses intrusives.

En visitant du Grimsel le glacier de l'Oberaar on peut voir de beaux contacts entre le granite et les schistes encaissants. Au col même du Grimsel affleurent des gneiss œillés en bancs verticaux, puis bientôt après commencent les schistes sériciteux de la bordure méridionale du massif.

Dans un nouveau chapitre M. Baltzer donne une description sommaire de la montée de Fiesch au sommet de l'Eggishorn qui se fait dans cette même zone bordure, du Märjensee et de la partie supérieure du glacier d'Aletsch. Il nous amène ainsi jusqu'aux rochers du Faulberg, où le contact du granite et des schistes est particulièrement bien visible. Pas-

sant ensuite à Rieder Alp il nous conduit à Bel-Alp et au Sparrhorn, pour nous montrer finalement les beaux contacts entre le granite et les schistes cristallins qu'il a étudiés au pied de l'Aletschhorn, au-dessus du glacier d'Ober-Aletsch. Ici on peut voir des apophyses intrusives dans les schistes, des enclaves schisteuses dans le granite et aussi des enchevêtrements des 2 milieux dus à des causes tectoniques.

L'auteur nous reconduit maintenant à travers le massif de l'Aar par le Lötschenthal, le Lötschenpass et le Gasterenthal, nous faisant traverser d'abord la zone méridionale des roches gneissiques et des micaschistes jusqu'à Goppenstein, puis la zone des schistes verts qui représente la calotte sédimentaire des massifs granitiques de l'Aletschhorn, du Bietschhorn et de Gasteren, puis les grès du Verrucano moulés sur le granite de Gasteren, qui disparaissent au N sous les couches triasiques-jurassiques du Balmhorn, enfin le vaste dôme granitique de Gasteren, dont l'intrusion date de la fin des temps paléozoïques.

Un autre itinéraire également envisagé nous amène par la vallée du Rhône à Montreux, en nous faisant voir en passant la région maintenant classique de la Dent du Midi, du Val d'Iliez, de Vionnaz et de Vouvry.

Ici M. Baltzer cède la plume à M. H. SCHARDT pour nous reconduire à travers les **Préalpes de Montreux à Spiez**. Les environs même de Montreux sont assez longuement décrits, avec le chevauchement des Préalpes externes sur la Molasse et celui des Préalpes médianes sur la zone externe, avec la forme caractéristique des plis tous fortement déjetés à l'extérieur et presque tous faillés et chevauchants. Ensuite, suivant le trajet de la ligne Montreux-Monthovon-Château-d'Œx, M. Schardt nous fait passer par le synclinal crétacique des Allières, puis par la cluse de Rossinière, qui entame jusqu'au Trias l'anticlinal double de la Chaîne du Vanil-Noir et permet ainsi d'établir une coupe complète des formations jurassiques. Après la description du synclinal de Flysch de Château-d'Œx, vient celle du pli-faille du Mont Laitmaire avec le faciès spécial de ses couches jurassiques. Puis l'auteur nous mène par le vallon de la Gérine dans le massif du Rubly, où il nous démontre la superposition de la Brèche de la Hornfluh sur les Couches Rouges et le Flysch des Préalpes médianes, un premier lambeau de recouvrement formant le Mont Cananéen au NW du Rubly, un autre lambeau, beaucoup plus important, s'intercalant entre les plis médio-préalpins du Ru-

bly et de la Gummfluh et se divisant d'une façon très compliquée en 3 écaillés superposées.

Enfin cette orientation générale dans le territoire préalpin se termine par un rapide exposé du trajet en chemin de fer de Château-d'Œx à Spiez, dans lequel sont traités successivement la zone de Flysch des Saanenmöser avec ses klipptes de porphyrites enfoncées dans les schistes tertiaires, les lambeaux chevauchants de brèche de la Hornfluh et du Fluhwald, la vallée synclinale du Bas Simmenthal et le débouché de cette vallée entre la Burgfluh et la Simmenfluh. A propos des Klippes triasiques-liasiques des environs de Spiez, M. Schardt montre que ces formations doivent forcément appartenir à la même unité tectonique que les terrains secondaires de la zone des cols sous-jacente à la zone du Niesen et que tout cet ensemble doit représenter une nappe préalpine inférieure.

Après cet aperçu sur les Préalpes, M. Baltzer reprend la plume pour nous décrire la traversée du **Brünig**, de Meiringen au lac des Quatre-Cantons. Il consacre un chapitre spécial aux klipptes de Giswyl formées de calcaires triasiques (Giswylerstock et Jänzimatthorn), de Dogger à Zoophycos (Jänzimatthorn) de Malm à radiolaires et de Couches rouges (Rothspitz). Ces formations de faciès préalpin, repliées sur elles-mêmes et divisées en 3 lambeaux distincts, reposent sur le Flysch des chaînes à faciès helvétique et appartiennent incontestablement à une nappe chevauchante dont l'origine reste douteuse pour l'auteur.

Par le Brünig nous arrivons aux Alpes calcaires des environs du lac des Quatre-Cantons. L'auteur commence la description de ce nouveau secteur par la définition exacte de la série infracrétacique, telle qu'elle affleure au pied du Lopperberg entre Stansstad et Alpnachstad. Puis il aborde l'étude du **Pilate**, dont il précise les caractères stratigraphiques d'après les derniers travaux de M. Buxtorf (calc. glauconieux valangiens à *Hopl. neocomiensis* et *Hopl. Grassi*, Kieselkalk hauterivien, couches glauconieuses de l'Altmann et marno-calcaires du Drusberg représentant le Barrémien inférieur, Schrattenkalk du Barrémien-Aptien avec ses intercalations marneuses à *Orbitolina lenticularis* dans la partie supérieure, Gault très imparfaitement développé seulement dans le Sud, Crétacique supérieur manquant). Au point de vue tectonique la chaîne du Pilate commence vers l'W par une simple série normale néocomienne-oligocène chevauchant au NW sur le

Flysch et la Molasse, puis sa structure se complique rapidement, de façon à comporter jusqu'à 4 plis anticlinaux serrés isoclinalement et déjetés au NW. Dans le versant S de l'Esel et au Matthorn, l'anticlinal le plus méridional, qui est aussi le plus important, a son front culbuté et enfoncé en un faux synclinal néocomien au milieu du Nummulitique qui le borde au N. Le sommet même de l'Esel est formé par un grand anticlinal, qui se divise en 2 digitations séparées par l'étroit synclinal de Nummulitique et de Flysch de l'hôtel Bellevue.

L'auteur expose sommairement l'idée que les plis du Pilate, loin d'être en place, appartiendraient à une nappe de charriage inférieure.

Après nous avoir donné un rapide aperçu sur le Gadmenthal, le Susten et le Meienthal, M. Baltzer nous conduit, en un dernier voyage, du Grimsel à la Furca, puis au Gothard et à Airolo, pour nous ramener finalement au profil si remarquable de l'Urnersee et de l'Axenstrasse. Le synclinal de la Furca, qui sépare les massifs de l'Aar et du Gothard, est formé de dolomies triasiques et de calcschistes jurassiques ; il est plusieurs fois digité et prend la forme d'un éventail renversé. A propos du **massif du Gothard** M. Baltzer fait ressortir sa structure en éventail et reproduit à peu près les données pétrographiques qui résultent du récent travail de M. Waindziok (voir plus haut, p. 616). Quant à la région du lac des Quatre-Cantons, l'auteur commence par exposer les différentes hypothèses émises sur le mode de formation du bassin lacustre, puis il décrit la coupe géologique des chaînes de l'Axenbergr et du Frohnalpstock entre Flühen et Brunnen, en donnant parallèlement l'interprétation ancienne de M. Heim et l'explication moderne de M. Lugeon.

Alpes orientales. — M. W. HAMMER (61), après avoir exploré à nouveau le **groupe de l'Ortler**, a publié sur ce sujet une notice préliminaire, dont j'extrais les faits suivants :

Le calcaire de l'Ortler est directement surmonté par des couches de Koessen indiscutables et peut, par conséquent, être identifié sans hésitation avec le Hauptdolomit. Ces couches de Koessen sont bien visibles dans le Val Vitelli, à la Nagler Spitz et au Madatschkogel.

Le Trias de l'Ortler est coupé brusquement au N par une grande fracture verticale, qui se suit de Trafoi, par la montagne de Zumpanell, jusque dans le Suldenthal et de là dans les montagnes de Laas. Le massif de l'Ortler est donc limité au N comme au S par de grandes fractures.

L'auteur rectifie ensuite, sur divers points, les observations antérieures de M. Termier sur la même région, et se base sur ces rectifications pour montrer que l'interprétation générale, donnée par le savant géologue français, de cette partie des Alpes (voir *Revue* pour 1905) n'est pas acceptable.

M. E. KÜNZLI (77) a relevé, dans le versant SE du **Julier**, une coupe dirigée de l'E à l'W et y a constaté la présence de roches beaucoup plus variées que le ne fait supposer la carte de Theobald. A côté du granite du Julier on trouve, en effet, au N de Silvaplana, des granites à amphiboles, des roches filonniennes aplitiques et dioritiques et des schistes métamorphisés par les roches volcaniques en contact.

Pour faire suite à son étude récente du massif de Lischanna (Basse Engadine), M. W. SCHILLER a entrepris l'exploration des montagnes qui bordent, plus au N, la vallée de l'Inn du côté de l'E, et s'étendent entre le val d'Uina, le **Piz Lad** et Martinsbruck (85).

Cette région se divise transversalement en 3 zones dirigées à peu près N-S et superposées : la première formée de roches cristallines, la seconde de calcaires triasiques-jurassiques, la troisième de roches cristallines. La première et la troisième zones comprennent comme élément essentiel des gneiss, mais on trouve, soit dans l'une soit dans l'autre, des intercalations intrusives de roches basiques, amphibolites et diabases, et dans la première un important massif de granite affleure au NE de Remus sur la rive gauche de l'Inn.

Sur les gneiss s'appuie par places une zone peu épaisse de schistes micacés appartenant aux schistes de Casanna, puis viennent localement des grès, des conglomérats et des schistes polychromes du Verrucano qui supportent le Trias. Celui-ci débute, dans la règle, par un complexe de calcaires dolomitiques et de schistes calcaires, qui contient des débris d'encrines et correspond au **Muschelkalk**. Directement au-dessus commence le **calcaire du Wetterstein** gris-jaunâtre, bien stratifié et contenant, avec des *Physoporelles*, des coquilles indéterminables de Lamellibranches et de Gastéropodes. Les couches de Raibl sont représentées par des argiles plus ou moins gréseuses, rouges, jaunâtres ou vertes ; mais ce faciès n'existe pas partout et le calcaire de Wetterstein paraît alors se confondre avec le Hauptdolomit, d'autant plus que certains bancs contiennent des Megalodon. Le Hauptdolomit typique n'existe du reste pas dans la région ; on trouve, par contre, des couches marno-calcaires, grises et jaunâtres, contenant

de nombreux débris de Pectinidés et de Limidés, de Crinoïdes et de polypiers qui offrent tous les caractères du Rhétien.

Le Lias comporte, dans la chaîne du S-chalambert-Piz Lad des termes plus variés que plus au S; ce sont: d'abord une brèche dolomitique associée à des calcaires et des marnes gris ou rouges, puis des calcaires à Crinoïdes et à fragments dolomitiques qui semblent appartenir au Lias inférieur; ce sont ensuite des schistes marneux et argileux, du type des schistes de l'Allgäu, du Lias moyen et enfin des marno-calcaires ocreux contenant *Hildoc. bifrons* avec d'autres Harpoceratidés, des Belemnites, des débris de Crinoïdes, etc. Le Dogger manquant, la série recommence par des calcaires gris à *Aspid. acanthicum*, qui n'existent du reste qu'au sommet du Piz S-chalambert dadaint. Le Jurassique supérieur paraît comprendre en outre des faciès très divers, dont la plupart sont complètement dépourvus de fossiles caractéristiques. M. Schiller y fait rentrer des calcaires à Crinoïdes d'aspects variés et dont les uns contiennent des Aptychus, d'autres des Belemnites, un calcaire ocreux riche en fossiles (Trochocyathus, Phyllocrinus, Aptychus, Belemnites), des calcaires à radiolaires, des brèches à éléments dolomitiques accentuant le caractère transgressif du Malm.

Dans la vallée de l'Inn, les schistes cristallins précités recouvrent, comme on le sait, en chevauchement, les schistes lustrés de la Basse-Engadine, qui paraissent appartenir, en partie au Jurassique, en partie au Crétacique, peut-être même au Tertiaire. Dans le voisinage immédiat du plan de chevauchement on retrouve les mêmes serpentines qui existent ailleurs dans une situation semblable.

Le caractère général tectonique de la chaîne du Piz Lad, rappelant beaucoup celui du massif de Lischanna, est marqué avant tout par la superposition de plusieurs plis et chevauchements correspondant à une poussée venue du SE; mais, comme l'indiquent les différents profils établis par M. Schiller, le détail de la tectonique subit du NE au SW des modifications progressives très importantes. Les observations de l'auteur ne cadrent du reste pas avec plusieurs des idées générales émises par M. Termier.

Le premier profil étudié vers le N est celui qui passe par Martinsbruck et le Piz Lad. Dans la vallée, vers Martinsbruck affleurent des schistes lustrés très énergiquement disloqués et montrant un plongement d'ensemble au SE. Au-dessus de ces schistes vient une zone importante de diabases, de ser-

pentines et de schistes spiliteux ; puis on traverse une écaille de schistes lustrés, qui cesse du reste rapidement dans la direction du SW, et on atteint le gneiss formant une puissante assise. Celle-ci supporte directement les calcaires triasiques du sommet du Piz Lad, qui comprennent du Muschelkalk, des calcaires du Wetterstein et probablement aussi du Hauptdolomit. L'ensemble de ce Trias est recourbé en un synclinal déjeté et sur le versant E du Piz Lad on traverse bientôt une mince zone de Muschelkalk renversée sur le calcaire du Wetterstein et recouverte par les gneiss de la zone orientale.

Un peu plus au S, le long du val Torta, le profil s'est déjà notablement modifié ; l'on retrouve en bas les schistes lustrés, puis la zone de serpentines et de diabases, mais l'écaille de schistes lustrés qui séparait cette dernière du gneiss a disparu ; les serpentines sont donc chevauchées directement par le gneiss de la zone occidentale ; celui-ci, par contre, est séparé du Trias de la région culminante du Piz Lad par une importante zone de calcaires à silex, dont M. Schiller fait du Tithonique et par une zone de broyage, dans laquelle sont mêlés des schistes de Casanna, du Verrucano, du Muschelkalk et des couches de Raibl. Le Trias de l'arête, qui est évidemment en contact mécanique avec les calcaires jurassiques sous-jacents, est formé essentiellement par le calcaire du Wetterstein, replié en synclinal couché et recouvert du côté de l'E par le Muschelkalk et le gneiss. Des lambeaux de ces formations recouvrantes sont enfoncés dans la masse du Wettersteinkalk jusque dans la région même de l'arête.

Une troisième coupe étudiée passe au N de Remüs et du val d'Assa, puis dans le versant S du Piz Ajuz, pour aboutir à l'Ausser Nockenkopf. Ici le contact entre les schistes lustrés et la masse chevauchante de gneiss a passé sur la rive gauche de l'Inn ; le gneiss contient un gros amas lenticulaire de roche granitique ; la zone des serpentines et diabases paraît manquer presque partout. D'autre part, au-dessus de la zone occidentale de gneiss, la bande marquée plus au N par une simple traînée de calcaires jurassiques s'est considérablement élargie et compliquée. En effet, on voit ici, directement sur les schistes cristallins, d'abord une série normale de schistes de Casanna, Verrucano, Muschelkalk et calcaire du Wetterstein, puis les calcaires tithoniques, qui forment une zone évidemment complexe, dans laquelle s'intercalent plusieurs écailles de Wettersteinkalk et d'autres niveaux triasiques ;

enfin le sommet du Piz Ajuz est constitué par les mêmes calcaires triasiques que celui du Piz Lad et ici encore ce Trias s'enfonce au SE sous le gneiss qui forme le Piz Russenna.

Dans la région du val d'Assa, la coupe du versant droit de la vallée de l'Inn reste sensiblement la même dans toute sa partie inférieure et moyenne ; la zone jurassique prend ici l'aspect d'une véritable zone de broyage dans laquelle sont mêlés le Tithonique, le Lias et les divers niveaux du Trias. Une différence importante intervient par contre dans la partie supérieure du profil par la disparition de la zone triasique du sommet du Piz Ajuz et par la superposition directe du gneiss de la zone orientale sur la zone de broyage précitée.

Au S du val d'Assa, la zone calcaire s'élargit notablement ; en outre le plan de chevauchement principal du gneiss sur les schistes lustrés tend à se redresser ; le Muschelkalk, qui suit le gneiss, finit même par se renverser par dessus le calcaire du Wetterstein et dessine un synclinal déjeté à l'E. Enfin, M. Schiller a constaté au Piz S-chalambert dadaint un chevauchement du Trias sur lui-même, et à la Plattas un superglissement discordant de couches liasiques et suprajurassiques sur le Trias, qui rappelle exactement ce qui existe dans le massif de Lischanna.

Ce travail est suivi d'une étude géologique de la **Haute-Engadine**, faite par M. K. ZÆPPRITZ (85) qui concerne plus particulièrement les bassins d'alimentation du val Chamuera, du val Casanna et du val Trupchum au SE de l'Inn et au N les pentes descendant du Piz Blaisun, du Piz Cötschen et du Piz Griatschouls.

Après un historique des travaux concernant cette région, l'auteur fait un exposé très complet de la stratigraphie.

Les schistes cristallins sont en majeure partie des gneiss, parmi lesquels on peut reconnaître des orthogneiss et des paragneiss et qui passent parfois, par réduction des éléments feldspathiques, à des micaschistes. Il s'y mêle en outre, en petite quantité, des schistes chloriteux ou talqueux et des phyllites. La démarcation entre les schistes cristallins proprement dits et les schistes de Casanna, établie par Theobald, est arbitraire et doit être abandonnée, au moins tant qu'une étude pétrographique détaillée n'aura pas été faite.

Les granites jouent un rôle important dans la constitution du massif de l'Albula ; leurs contacts avec les sédiments sous-jacents sont certainement mécaniques et leur âge est en tout

cas plus ancien que le Permien, contrairement à l'opinion de M. Tarnuzzer. Il existe, d'autre part, un petit massif granitique au Piz Vauglia qui semble former le cœur d'un pli en éventail. Enfin, un autre petit culot granitique affleure dans la partie supérieure du val Casanna. A côté du granite les schistes cristallins contiennent, en divers endroits, des porphyrites diabasiques renfermant de petites quantités de biotite et de quartz ; ces roches paraissent être aussi prépermiennes, tandis qu'un filon plus récent de diabase traverse les dolomies triasiques du val Lavirum un peu en amont du confluent avec le val Chamuera.

La série des sédiments proprement dits commence avec le **Verrucano**, dont la base est généralement constituée par des conglomérats, tandis que la partie supérieure comprend des grès, puis des schistes rouges et verts et passe par transition graduelle aux corgneules triasiques. Ce Verrucano doit, malgré sa faible épaisseur, appartenir en partie au Permien, en partie au Werfénien. La **untere Bauhwacke**, qui vient au-dessus, se compose non seulement de corgneules, mais aussi de gypse. Le **Muschelkalk** est constitué par des calcaires dolomitiques jaunes, gris ou noirs, sans débris d'encrines, mais contenant, par places, *Cænothyris vulgaris*. Le **calcaire du Wetterstein** est stratifié en très gros bancs et caractérisé par *Diplopora annulata* ; on y voit de nombreuses sections de Lamellibranches et de Gastéropodes. Les **couches de Raibl**, très peu épaisses, sont représentées par des argiles et des grès rouges associés à des bancs de dolomies et des corgneules. Puis vient le **Hauptdolomit**, gris, souvent rougeâtre à sa partie supérieure, en gros bancs, sans Gyroporelles, mais avec de nombreuses sections de Lamellibranches. Les alternances de marnes et de calcaires foncés, qui constituent les **couches de Koessen**, renferment de nombreux fossiles, des Lithodendron, des débris d'Echinides et de Crinoïdes, *Terebr. gregaria*, *Dimyopsis Emmerichi* v. Bist. *Avic. contorta*, *Cardita austriaca*, etc.... Dans le val Trupchum elles passent vers le haut à un véritable **Dachsteinkalk** riche en Megalodon et en polypiers ; ailleurs elles sont difficiles à délimiter relativement au Lias.

Le **Lias** est composé essentiellement de schistes marneux gris avec bancs calcaires, rappelant exactement les schistes de l'Algäu, dans lesquels on trouve de nombreux débris de Pentacrinus et de Millericrinus, *Rhynch. Fuggeri* Frauscher, *Inoceramus ventricosus* Sow., *Oxytoma inaequiale* Sow.,

Aegoc. bispinatum Geyer, des Arietites appartenant aux groupes de *Ar. geometricus* Op., *Ar. bisulcatus* Brug. et *Ar. raricostatus* Ziet., des Harpoceras, des Belemnites appartenant en particulier au groupe des acuti. Ces couches représentent donc les divers niveaux du Lias, du Sinémurien au Toarcien. Au Monte Motto près de Livigno, elles s'appuient sur un calcaire bréchoïde gris à *Schloth. angulata*, qui les sépare des couches de Koessen. Ailleurs, ce calcaire hettangien n'existe pas et les schistes de l'Algäu reposent tantôt sur le Rhétien, tantôt directement sur le Hauptdolomit. La partie inférieure est alors souvent, particulièrement dans le dernier cas, remplacée par un faciès calcaire, bréchoïde, rougeâtre, qui ne paraît du reste pas appartenir à un niveau précis, et dans lequel l'auteur a récolté, sur différents points, des débris de *Millericrinus*, *Gervillia Buchi* Zigno, *Pachystylus* cf. *conicus* Gem., des *Phylloceras* entre autres *Phyl. Partschi* Stur, des *Lytoceras* du groupe des fimbriati, etc.... Enfin, on trouve par places, en particulier au sommet du Murtiröl, intercalés dans le Lias, des schistes ponctués de grains noirs correspondant à des coquilles de *Globigerines* et autres Foraminifères; l'âge de ces schistes est, du reste, douteux.

Les marno-calcaires liasiques sont surmontés normalement soit dans le val Trupchum, soit au Piz Mezaun, par des bancs de calcaires siliceux verdâtres, bientôt suivis par des calcaires à silex rouges, contenant, en grande quantité, des débris de radiolaires et des *Aptychus*. Ces dernières couches ont fourni les fossiles suivants: *Apt. protensus* Güm., *Apt. pumilus* Güm., *Apt. punctatus* Voltz, *Apt. Beyrichi* Opp., *Rhynchotheutis acutus* Qu. (?), *Pygope diphya*, *Phyllocrinus* cf. *Oosteri* de Lor.; elles appartiennent au Tithonique. Audessus d'elles apparaissent au val Trupchum des calcaires gris clairs, bien lités, à silex foncés, contenant quelques rares *Aptychus* et qui peuvent être aussi bien suprajurassiques qu'infracétaciques.

En relation avec ces calcaires à silex, on trouve fréquemment des marnes rouges remplies de *Globigerines* (*Glob. bulloides* d'Orb., *Glob. linnaeana* d'Orb., *Glob. cf. cretacea* d'Orb.) qui paraissent devoir être absolument assimilées aux Couches rouges des Préalpes et appartenir, comme celles-ci, au Crétacique supérieur. Aucune formation d'âge tertiaire n'a pu, par contre, être constatée dans la région.

Passant aux caractères tectoniques, M. Zoeppritz commence par décrire l'importante zone de terrains triasiques et juras-

siques qui se suit depuis le Piz Blaisun au NE du col de l'Albula, par Scanfs et Cinuskel, puis par le val Trupchum jusqu'à Livigno. Il représente cette zone comme un synclinal digité au plongement isoclinal vers le NW ou vers le N, qui est chevauché au N par les masses cristallines du Piz Kesch. Dans les pentes qui s'élèvent du val Trupchum au Piz d'Esen on peut voir nettement un synclinal fermé au N de Malm et de Couches rouges enfoncé dans les schistes liasiques. Le caractère digité de ce synclinal, orienté W-E, ressort clairement du fait que dans les environs de Scanfs et dans le bas du val Trupchum les schistes liasiques sont divisés en plusieurs zones par des anticlinaux triasiques et permien et ceux-ci sont intéressants par les nombreux phénomènes d'écrasement intense qu'ils présentent. Vers le S, cette principale bande de terrains jurassiques est bordée par un faisceau de plis de Trias, de Verrucano et de schistes cristallins qui sont d'abord déversés au SE dans la partie occidentale, puis se redressent et se déversent en sens inverse. Au Murtiröl, à l'E de Scanfs, les schistes liasiques sont chevauchés du côté du S par des anticlinaux couchés et écrasés de Trias et de schistes cristallins qui s'enfoncent dans leur masse, en donnant à l'ensemble une sorte de structure imbriquée. Ces plis sont encore plus accusés à l'E du confluent du val Casanna et du val Trupschum. Puis, plus à l'E, dans la région de la Punta Casanna, il semble, au contraire, que ce soit la zone du val Trupschum qui ait été repoussée du N au S par dessus le revêtement normal triasique des schistes cristallins du val Federia. Je dois du reste laisser ici de côté de nombreuses complications qui contribuent à donner, à toute cette zone, le caractère de dislocation intense.

Le faisceau de plis qui borde au S le synclinal de schistes liasiques décrit ci-dessus, désigné par l'auteur comme « faisceau de Madulein » commence, sur le territoire de la carte, dans la région du col de l'Albula et se continue, avec une direction NE, jusqu'à la ligne Zuoz-Madulein. Vers l'W, les anticlinaux, formés de Cristallin et de Trias inférieur, sont serrés, et faiblement déjetés au SE. A l'E de l'Inn, ce faisceau de plis change de caractère en ce sens que d'abord les schistes liasiques prennent une part prépondérante à la composition des synclinaux, qu'ensuite les anticlinaux non seulement ne sont plus déjetés au SE, mais se couchent au N par-dessus les schistes du val Trupschum. Enfin, dans le haut de cette vallée, les anticlinaux s'effilent et disparaissent ennoyés dans le Lias.

La zone suivante est constituée par une voûte importante de terrains cristallins, qui comprend vers l'W le massif granitique de Crasta Mora, partie intégrante du massif de l'Albula, puis à l'E de l'Inn la zone de gneiss qui supporte les formations secondaires du Piz Mezaun. Cette voûte est digitée vers l'E, entre l'Alp Arpiglia et l'Alp Vauglia par des synclinaux pincés de terrains secondaires, puis elle se confond avec la zone cristalline qui existe plus au S.

Le val Chamuera et le Piz Mezaun sont formés par des schistes liasiques et des calcaires dolomitiques du Trias qui s'appuient au N sur le gneiss de la zone précédente, tandis qu'ils sont chevauchés au S par les schistes cristallins du Piz Vadret et à l'E par ceux du Piz Vauglia. Il ne s'agit du reste pas ici d'un synclinal simple, car en remontant de Campovasto vers le Piz Vauglia on rencontre : 1° une zone très incomplète et mince de Trias et Rhétien reposant sur le Cristallin ; 2° du Lias ; 3° un épais complexe de dolomies triasiques ; 4° du Lias ; 5° une série incomplète de Trias renversée et chevauchée par le gneiss du Piz Vauglia, le tout plongeant au SE. Ce synclinal du Piz Mezaun se continue vers le NE jusque dans le domaine de l'Alp Arpiglia et de l'Alp Vauglia, où il se termine sous la forme de deux coins écrasés de Trias et de Lias, enfoncés dans le gneiss.

Le massif cristallin du Piz Vauglia avec son petit culot granitique au centre, offre ceci de particulier qu'il chevauche périphériquement sur des synclinaux de terrains secondaires ; au S au N et à l'E, le plan de ce chevauchement est fortement incliné, à l'W, au contraire, il devient presque horizontal. C'est une sorte de champignon, dont les bords sont comme festonnés par des coins sédimentaires, soit au Piz Corn, soit à l'Alp Vauglia et à l'Alp Casanella, soit dans le haut du val Casana, et l'auteur se refuse à y voir le lambeau d'une nappe de charriage.

Dans la chaîne qui sépare le val Casana du val Federia on retrouve plusieurs synclinaux sédimentaires, formés surtout de Verrucano et de Trias, enfoncés cette fois du NW au SE dans le gneiss et dont les couches ont subi encore un écrasement intense.

M. Zoeppritz, avant de conclure, revient à l'Alp Vauglia et au Murtiröl, pour décrire diverses brèches de dislocation, qui se sont développées dans cette zone vraiment broyée. Ici, ce sont des couches normales de Malm ou de Couches rouges, dans lesquelles sont encastrées des fragments anguleux de

gneiss; là ce sont des mélanges broyés de Verrucano, de Trias et même de Lias qu'on peut voir passer latéralement ou verticalement à des couches normales.

Dans un chapitre final l'auteur envisage les caractères généraux de la région tels qu'ils découlent de son étude; il constate que, quoique la direction habituelle des plis soit W-E, on trouve dans le détail des directions très différentes; il remarque les chevauchements du Cristallin sur le sédimentaire qui existent le long du versant gauche de la vallée de l'Inn, autour du Piz Vauglia et dans le flanc de la chaîne du Piz Vadret et qui se font dans des sens divers, en général suivant des plans très inclinés; il montre que le faisceau de plis de Madulein a tous les caractères d'un faisceau autochtone et que le synclinal jurassique-crétacique du soubassement S du Piz d'Esen indique un chevauchement local vers le S et non un chevauchement général vers le N. Le fait que le Cristallin du Piz Kech, qui chevauche au SW sur le Trias et le Lias, supporte, au contraire, normalement ces couches au NE, dans la région de Cinuskel, est aussi considéré comme en opposition avec la théorie d'une nappe chevauchante du massif de Silvretta. Aussi, M. Zoeppritz voit-il dans la Haute-Engadine non pas un empilement de nappes à la façon de M. Termier, mais une succession de terrains cristallophylliens et sédimentaires intensément plissée et disloquée par un effort tangentiel prolongé. Il estime ne pas pouvoir décider si cette succession est autochtone ou si elle appartient à une nappe de charriage, quoique la première solution lui paraisse plus probable.

M. H. HOEK (72), après avoir complété les observations qu'il avait faites précédemment sur le territoire compris entre la **Plessur**, la vallée de Davos et la Lenzer Heide, vient de publier une carte géologique au 1:50 000 de cette région avec un texte explicatif, qui marque une modification complète des idées de l'auteur sur la tectonique générale des Grisons, telles qu'elles ont été exposées en 1903 (voir *Revue* pour 1903).

Les schistes cristallins forment d'abord un petit massif qui comprend l'Alp Sanaspans, le Rothhorn de Parpan, l'Aelpli-horn et le Rothhorn d'Arosa et dans lequel on distingue des gneiss, des micaschistes, des schistes amphiboliques et des granites roses à grain fin. Ce complexe est couvert normalement par le Trias austro-alpin. L'on trouve en outre au milieu de la zone de plis laminés de la région d'Arosa et du Schwarz-

horn de Parpan de nombreuses écailles écrasées de schistes cristallins, micaschistes ou gneiss. A Arosa même existent, semble-t-il, des schistes de Casanna.

Le **Verrucano** est très développé au cœur de l'anticlinal de l'Amselfluh-Lenzerhorn, où il comprend un niveau inférieur gréseux, un niveau supérieur peu épais de schistes rouges et en outre des porphyres quartzifères, qui existent en particulier au Sandhubel et au Kummerhubel. Il ne se trouve, par contre, que localement et avec une puissance très réduite entre le Trias du Piz Miez et le gneiss précité de l'Alp Sanaspans et du Rothhorn d'Arosa. L'auteur attribue, avec réserve, au même niveau, une écaille de brèche cristalline, formée de gros blocs de granite et de gneiss, qui est intercalée entre des schistes cristallins, des radiolarites jurassiques et du Flysch dans la zone imbriquée d'Arosa au SE de cette localité.

Les **couches de Werfen** typiques n'existent pas au-dessus du Verrucano dans la série à faciès austro-alpin ; on trouve, par contre, au milieu de la zone imbriquée d'Arosa, au Weisshorn et près de Maran, des grès jaunes ou rougeâtres à petits galets de quartz laiteux, passant parfois à des quartzites, qui doivent certainement s'y rapporter.

Le Verrucano est recouvert directement dans la chaîne de l'Amselfluh-Lenzerhorn par les dolomies et les corgneules de la **Untere Rauhwacke**, dont l'épaisseur totale peut varier de 1 à 40 m. Vient ensuite le **Muschelkalk** composé de calcaires durs, foncés, rarement dolomitiques, avec silex et débris d'encrines, devenant parfois plus marneux et ressemblant alors aux couches de Partnach. Le Trias supérieur est entièrement formé, dans cette même chaîne, par les calcaires dolomitiques du Wetterstein et du Hauptdolomit, qu'aucune limite tranchée ne sépare, et le Rhétien ne paraît pas exister.

Vers le N, la série triasique se modifie notablement ; d'abord, dans la succession normale qui recouvre le massif cristallin de l'Alp Sanaspans et de l'Aelplihorn, le Trias inférieur manque et le gneiss est recouvert directement par le calcaire du Wetterstein ou même par le Hauptdolomit ; d'autre part des marnes de Koessen existent sur le Hauptdolomit au S du Rothhorn d'Arosa et de l'Erzhorn. Dans la zone plus externe encore de terrains triasiques qui est chevauchée par le Cristallin de l'Aelplihorn-Sanaspans et qui forme le Tschirpen, le Weisshorn de Parpan et les affleurements calcaires qui dominent la Lenzer Haide, le Trias infé-

rieur manque, les corgneules de Raibl, épaisses d'environ 2 m., existent à la base du Hauptdolomit et les couches de Koessen sont bien développées au-dessus de celui-ci.

Dans la zone d'Arosa, le Trias est représenté, outre les grès du Buntsandstein précités, par des calcaires dolomitiques qui forment de minces écailles et que M. Hoek attribue au Hauptdolomit.

Le **Lias** est constitué dans la zone du Weisshorn de Parpan par des calcaires jaunâtres ou rougeâtres, sonnant sous le marteau et esquilleux, qui commencent à la base par une brèche à éléments triasiques et passent vers le haut à des marnes. L'auteur y a constaté de nombreuses ammonites (*Phylloceras*) et *Belemnites* malheureusement indéterminables.

M. Hoek attribue, d'autre part, au Lias des brèches polygéniques à débris de Crinoïdes, qui existent dans le versant N du Weisshorn de Parpan, et il considère comme probable qu'une partie du complexe schisto-gréseux à apparence de Flysch, qui est très répandu dans toute la région d'Arosa doit appartenir au Lias.

Le **Malm** supérieur est représenté le long de la bordure externe de la zone imbriquée d'Arosa par des calcaires durs, gris clairs, compacts, oolithiques par places, connus sous le nom de Pretschkalk et qui correspondent exactement aux calcaires de la Sulzfluh du Rhaeticon méridional. Ces calcaires affleurent sur les deux versants de la vallée de la Plessur en amont du coude de Langwies; vers l'W ils sont remplacés par une brèche polygénique à ciment de calcaire fin et à éléments granitiques, qui recouvre, comme eux, directement et en chevauchement les schistes lustrés et qui se trouve sur l'arête reliant le Gurgaletsch au Schwarzhorn de Parpan. Cette brèche est sans doute un équivalent stratigraphique des calcaires de Pretsch et correspond exactement comme faciès à la brèche du Falkniss. A l'intérieur de la zone imbriquée d'Arosa le Malm apparaît sous la forme de véritables radiolarites et il en est de même dans la zone Tschirpen-Weisshorn de Parpan; ces schistes siliceux passent vers le haut à des calcaires gris compacts du type des calcaires de Châtel, semblables à ceux que M. Lorenz a constatés dans le Rhaeticon. Il est à remarquer, dès maintenant, que ces deux faciès du Malm, calcaire de Pretsch et brèche du Falkniss d'une part, radiolarites et calcaire de Châtel de l'autre, occupent ici des positions exactement symétriques de celles qu'ils ont dans le Rhaeticon.

A propos du **Crétacique**, M. Hoek cite les gisements de brèches polygéniques très riches en débris de radiolarites, qui existent dans les environs de Maran et pour lesquels M. Steinmann a admis un âge cénomanien. Quant au Tertiaire il est probablement inclus, en partie, dans le complexe schisto-gréseux à apparence de Flysch, dont une portion semble être liasique-jurassique, mais dans lequel, en l'absence de fossiles, il est impossible d'établir des coupures.

A ces sédiments se mêlent, dans la zone imbriquée d'Arosa des roches éruptives basiques (diabases, variolites, serpentes), qui sont le plus souvent intercalées entre eux sous forme d'écailles, mais qui les traversent aussi en filons et qui doivent être d'âge jurassique ou crétacique.

Quant aux schistes lustrés, sur lesquels chevauchent visiblement tous les terrains de la zone d'Arosa, M. Hoek les considère, ainsi que la plupart des auteurs, comme une série compréhensive s'étendant du Trias supérieur au Crétacique où même au Tertiaire. Un peu au-dessous du plan, suivant lequel ces schistes lustrés sont recouverts par la bordure de la zone imbriquée d'Arosa, dans l'Urdenenthal, on trouve des intercalations de calcaires gris, finement lités, remplis de Globigérines, qui peuvent être considérés ou comme supra-crétaciques (couches rouges, schistes de Seewen) ou plutôt comme tertiaires (schistes de Leimern).

Au point de vue tectonique la région étudiée comprend, du N au S, 4 zones bien distinctes :

1° La zone des schistes lustrés est limitée au S par une ligne qui s'étend depuis le bas du Küpfenthal, par le pied N du Weisshorn d'Arosa jusqu'à l'Urden Alp. De là, les schistes lustrés forment tout le soubassement du Schwarzhorn de Parpan à l'E au N et à l'W et se continuent dans la direction du S sur la Lenzer Heide.

2° La zone imbriquée d'Arosa, formée de schistes cristallins, de grès et de dolomies triasiques, de couches variées de Lias et de Malm, de grès et schistes à apparence de Flysch d'âge indéterminé, de roches basiques, empilés en écailles nombreuses plongeant isoclinalement au S, s'étend depuis le Küpfenthal, par la région d'Arosa, jusqu'à l'Urden Fürkli et le Schwarzhorn de Parpan. Là elle cesse brusquement et ses formations semblent finir en coin vers le S entre les schistes lustrés sous-jacents et les calcaires dolomitiques de la zone suivante.

3° La zone du Weisshorn de Parpan et du Tschirpen est formée surtout de Hauptdolomit, de couches de Koessen, de Lias calcaire et de radiolarites du Malm. Depuis le Tschirpen elle subit un rétrécissement rapide vers l'E ; depuis le Weisshorn de Parpan elle se continue au S à la façon d'une imbrication intercalée entre les schistes lustrés de la Lenzer Heide et le Cristallin de l'Alp Sanaspans.

4° La zone de l'Amselfluh-Lenzerhorn est formée par un grand anticlinal déjeté au N de Verrucano et de Trias austro-alpin, auquel s'ajoute vers l'W un anticlinal plus externe au cœur de Cristallin, qui forme le massif de l'Aelplihorn. Ce dernier pli est en chevauchement complet sur la zone précédente et sur les schistes lustrés.

Ces unités, une fois bien délimitées, M. Hoek revient plus en détail sur les caractères de chacune d'elles ; à propos de la zone imbriquée d'Arosa, il insiste sur l'écaillage intense qu'on y constate et qui fait qu'aucun pli n'y subsiste, que chaque formation n'affleure jamais que sur une faible longueur, que les répétitions de couches y sont aussi nombreuses que désordonnées et que par places les enchevêtrements de terrains divers y sont si accentués, que de véritables zones de broyage prennent naissance. Le seul trait régulier qui persiste dans cet empilement d'écailles plongeant faiblement au S réside dans la présence, presque tout le long de sa bordure externe, de la zone tithonique du calcaire de Pretsch et de la brèche du Falkniss, un faciès qui ne se retrouve pas plus à l'intérieur.

Dans la zone du Weisshorn de Parpan les formations supratriasiques et jurassiques, plongeant au S, sont divisées en 2 écailles principales replissées, bien visibles au Weisshorn et au Tschirpen, mais qui se confondent bientôt vers l'E et disparaissent complètement dès le versant N du Schafrücken. Ces écailles triasiques sont chevauchées au S par les schistes cristallins de l'Aelplihorn, mais elles se continuent évidemment sous ceux-ci jusque dans le soubassement de Sanaspans et au-dessus de Lenz, et c'est à elles qu'il faut rattacher des écailles toutes semblables de Trias et de Lias qui s'intercalent horizontalement entre le gneiss et les schistes lustrés dans les pentes qui dominent la Lenzer Heide.

A propos de la zone de l'Amselfluh-Lenzerhorn, M. Hoek montre comment se développe rapidement de l'E à l'W l'anticlinal externe, qui commence au Schafrücken par un simple pli triasique et qui s'ouvre ensuite toujours plus, de façon à

découvrir les schistes cristallins de l'Aelplihorn. Il semble qu'ici le cœur de gneiss ait dépassé sa couverture sédimentaire dans son mouvement vers le N et que de cette inégalité de vitesse sont nés des laminages, qui ont supprimé plus ou moins complètement le Verrucano et le Trias inférieur dans le jambage normal. Le synclinal du Welschtobel, qui sépare les 2 plis du Lenzerhorn et de l'Aelplihorn, tend à se resserrer vers l'E, par suite du déversement toujours plus fort de l'anticlinal méridional. Mais le fait le plus intéressant dans cette zone consiste en ce que le massif cristallin de l'Aelplihorn, non seulement n'a pas de racine, mais qu'il s'insinue horizontalement vers le S entre le pli du Lenzerhorn et les écailles de la zone du Weisshorn de Parpan citées ci-dessus, pour finir en pointe dans la paroi du Lenzerhorn. Depuis là le pli de l'Aelplihorn n'est plus marqué que par une bande horizontale de Wettersteinkalk, qui sépare le Hauptdolomit de la zone du Weisshorn, que nous appellerons désormais nappe austro-alpine inférieure, du Hauptdolomit du jambage renversé de l'anticlinal Amselfluh-Lenzerhorn. Celui-ci se couche de plus en plus par-dessus les plis plus externes, son noyau de Verrucano se rétrécit et, au Piz Linard, il semble que le Verrucano du front du pli soit complètement détaché de son prolongement radical par un laminage énergétique.

Cherchant pour finir à adapter ses observations régionales aux théories générales sur la tectonique alpine, M. Hoek montre que, contrairement à son opinion antérieure, la notion des chevauchements locaux est absolument insuffisante, tandis que l'hypothèse des nappes de charriage superposées, telle qu'elle a été exposée par MM. Schardt, Lugeon, Termier et adaptée récemment aux conditions spéciales des Grisons par M. Steinmann, permet de résoudre le problème d'une façon très satisfaisante; ainsi s'explique en particulier, très heureusement, la remarquable symétrie qui existe entre la région de la Plessur et le Rhaeticon méridional. La zone des calcaires tithoniques de Pretsch et de la brèche du Falkniss correspond suivant cette idée à la nappe des Klippes de M. Steinmann et repose ici comme dans le Rhaeticon sur les schistes du Praetigau. Ensuite vient une zone laminée et imbriquée, formée essentiellement de calcaires dolomitiques du Trias et de brèches polygéniques à bélemnites du Lias, qui est développée surtout dans le versant N du Weisshorn d'Arosa et correspond à la nappe de la Brèche. Une troisième nappe, la rhätische Decke de M. Steinmann, com-

prend la zone imbriquée d'Arosa proprement dite avec ses lames de gneiss et micaschistes, de schistes de Casanna, de brèches cristallines du Verrucano, de grès werfénien et de dolomies triasiques, de couches de Koessen, de schistes gréseux à apparence de Flysch, de radiolarites et de calcaires de Châtel, de brèche cénomaniennne, de roches basiques.

L'existence de ces 3 nappes une fois admise, il est clair qu'on arrive forcément à la notion que les plis austro-alpins de l'Amselfluh-Lenzerhorn, de l'Aelplihorn-Schafrücken et du Parpaner Weisshorn ne sont pas non plus autochtones, mais qu'ils font partie d'une nappe supérieure, la nappe austro-alpine, dont on suit le plan de chevauchement depuis le Vorarlberg, tout autour du Rhaeticon, puis par le fond du Praetigau, la région de la Plessur, la Lenzer Heide et les environs de Tiefenkasten jusque dans le versant S de la chaîne du Piz d'Aëla. Ce complexe supérieur se divise, dans le massif de la Plessur, en 2 parties nettement distinctes dont l'une se rattache directement au massif de la Silvretta et comprend le pli de l'Amselfluh-Lenzerhorn avec le pli de l'Aelplihorn, dont l'autre est imbriquée entre la première et la nappe rhétique et forme la zone Parpaner Weisshorn-Tschirpen. Il semble qu'on ait ici 2 nappes austro-alpines superposées dont l'une, inférieure, a pris une structure nettement imbriquée, tandis que l'autre est repliée en anticlinaux et synclinaux réguliers; du reste il est impossible de reconnaître dès maintenant si la zone du Tschirpen est vraiment une nappe indépendante d'une certaine étendue ou simplement une écaille.

En terminant, M. Hoek consacre quelques lignes à la récente publication (*Geologische Alpenforschungen II*) que M. Rothpletz a consacrée à la tectonique des Alpes orientales (voir *Revue* pour 1905); il n'a du reste été amené par la lecture de ce travail à modifier aucune de ses propres conclusions.

Les observations faites par M. Hoek sont très heureusement complétées par l'étude que vient de faire M. W. von SEIDLITZ (87) de la région du **Rhaeticon oriental** depuis la ligne transversale du Cavell Joch jusqu'à celle du Schlappiner Joch.

Dans sa partie stratigraphique l'auteur consacre d'abord quelques pages aux roches cristallines de son territoire, distinguant :

a) Les schistes cristallins variés (gneiss, micaschistes, schistes amphiboliques) qui forment du S au N une large zone par le Schlappiner Joch jusqu'au bas du Gampadelsthal. Ici le Cristallin est en chevauchement sur les formations plus jeunes vers l'W ; il se rattache vers l'E au Cristallin de la Silvretta.

b) 3 zones orientées SE-NW qui se trouvent dans la région du Schwarzhorn, dont l'une médiane est essentiellement constituée par une diorite quartzifère et compose le Schwarzhorn même, dont les 2 autres comprennent des gneiss, des schistes amphiboliques et des micaschistes interstratifiés d'une façon compliquée.

c) Des lames de granite, qui sont intercalées en différentes positions dans la zone qui sépare les schistes lustrés de la masse chevauchante austro-alpine, et qui appartiennent à une roche très voisine du granite du Julier.

Le **Verrucano** est bien développé à la base des sédiments austro-alpins ; il se divise en un niveau inférieur de schistes rouges, un niveau moyen de grès rouges à gros cristaux roulés de feldspath, et un niveau supérieur formés de grès rouges, jaunes et gris, qui établit le passage au Buntsandstein et appartient peut-être déjà au Trias.

Le **Buntsandstein** se superpose ici normalement au Verrucano, contrairement à ce qui existe dans la chaîne de l'Amselfluh ; il comprend des grès rouges ou rosés, des conglomérats grossiers à galets de quartz et de quartzites, des quartzites de couleur blanche ou rosée.

Le niveau de la **untere Rauhewacke** n'existe que très localement avec une épaisseur ne dépassant jamais 25 m. ; il se compose de calcaires dolomitiques gris clairs en cassure fraîche, ocreux sur ses surfaces corrodées.

Le **Muschelkalk**, caractérisé par sa couleur foncée et ses traînées de silex, est en général pauvre en fossiles ; on y trouve par places des débris d'encrines, de Brachiopodes ou de Mytilidés. Dans la zone intermédiaire entre le recouvrement austro-alpin et les schistes lustrés il est complètement ou en grande partie remplacé par les **Streifenschiefer** ; ceux-ci existent suivant une bande s'étendant des Kirchlispitzen à Klosters-Dörfli ; ils sont toujours liés à des corgneules et sont formés par des alternances de schistes foncés et de bancs calcaires minces, gris ou rosés, qui rappellent le Flysch ; les différents auteurs les ont attribués à des niveaux très divers.

Les couches de Partnach et les calcaires de l'Arlberg n'existent pas, au moins sous une forme déterminable dans le territoire étudié ; les **couches de Raibl** paraissent manquer aussi dans la série austro-alpine, tandis que dans la zone imbriquée sous-jacente elles sont très probablement représentées par des corgneules associées aux Streifenschiefer ; tout le Trias supérieur est ensuite constitué par une énorme masse dolomitique, le **Hauptdolomit**, qui commence souvent à la base par un niveau de brèches et de corgneules, et qui est surmonté par une mince couche de marnes foncées, brunâtres, finement litées, remplie par places de polypiers du type des Lithodendron (Rhétien).

M. de Seidlitz attribue au **Lias** d'abord des calcaires qui apparaissent entre la Tschaggunsen Mittagspitze et le Vollsporn, puis des calcaires rouges du type d'Adneth qui recouvrent le Hauptdolomit près de Plaseggen, puis des brèches à éléments triasiques avec de très rares débris cristallins, associées à des schistes ardoisiers et à des calcaires échinodermiques ; ce dernier complexe paraît pouvoir être homologué avec les brèches du Chablais. Tandis que les calcaires liasiques ne se rencontrent que dans le domaine des plis austro-alpins, les schistes liasiques ont une extension générale, et les brèches existent seulement dans une zone sous-jacente à celle des calcaires de la Sulzfluh.

L'auteur a retrouvé dans le Rhäticon oriental la plupart des divers faciès du **Malm**, que M. Lorenz avait constatés dans la région du Falkniss ; il les décrit successivement :

1° Les calcaires de la Sulzfluh constituent des masses compactes oolithiques et plus foncées à la base, claires, jaunâtres ou roses sans oolithes vers le haut, qui forment de l'W à l'E les Kirchlispitzen, la Drusenfluh, la Scheienfluh, la Rätschenfluh et disparaissent près de Klosters Dörfli. Ces calcaires ont été classés de la façon la plus diverse par les différents auteurs ; M. de Seidlitz y a récolté une faune abondante de polypiers, de Brachiopodes, de Nerineidés, etc..., qui ne laisse aucun doute sur leur âge tithonique.

2° Les schistes suprajurassiques se trouvent en quantité relativement grande dans les nappes supérieures (zone rhétique) du Rhäticon, ainsi à la Gaisspitz, à Gargellenrinderalp, dans le Gafierthal, etc... ; ce sont des schistes calcaires gris, caractérisés par la présence de nombreux Radiolaires et de *Calpionella alpina* et qui passent parfois à des calcaires en bancs du type des calcaires de Châtel.

3° Les brèches du Falkniss existent, au contraire, sous la zone des calcaires de la Sulzfluh, au pied des Kirchlispitzen et de la Drusenfluh, dans le Gafierthal, etc.... Ce sont des brèches, formées surtout d'éléments calcaires avec quelques débris d'un granite du type du Julier, de diorites, de gneiss.

4° Enfin le Malm est encore représenté par des radiolarites rouges et vertes, qui existent à la cabane de Tilisuna, au Schweizer Thor, au Nerrajöchl, et sont toujours associées à des amas de roches basiques.

Le **Crétacique** comprend, d'une part, un complexe de schistes, de grès et de brèches qui en représentent la partie inférieure, de l'autre des couches rouges et des schistes du type de Seewen. Les schistes infracrétaciques sont très difficiles à délimiter relativement au Flysch et au schistes semblables du Dogger et du Malm ; ils contiennent, dans le Rhæticon occidental, des brèches typiques de Tristel à ciment calcaire et à éléments fins, variés, dans le Ræticon oriental, des brèches à pâte argileuse et schisteuse, englobant des éléments de Trias, de Malm et de roches cristallines. Ces bancs bréchoïdes renferment, au milieu d'assez nombreux Foraminifères, *Orbitulina lenticularis* et une algue, *Diplopora Mühlbergi*. Les calcaires schisteux, gris, rouges et verts du Crétacique supérieur (Couches rouges) sont très développés à la Drusenfluh, où ils sont pétris de Globigerines ; on les retrouve aux Kirchlispitzen, à la Sulzfluh et à la Scheienfluh. Quant aux schistes de Seewen ou schistes à Globigérines, ils n'existent qu'à la base de la zone imbriquée du Rhæticon, entre les calcaires de la Sulzfluh et les schistes lustrés du Prättigau. Ils ne se distinguent du reste par aucun caractère absolu des Couches rouges.

Les **schistes du Prättigau** paraissent appartenir, en bonne partie, au Crétacique, quoiqu'il faille toujours considérer comme probable qu'une portion en est jurassique, une autre tertiaire.

Dans la zone des schistes et des brèches qui suit au N celle des calcaires de la Sulzfluh, on trouve de nombreux amas de roches basiques, serpentines, gabbros, diorites.

Après cet exposé général, M. de Seidlitz montre qu'on peut distinguer, à partir du Prättigau, cinq zones concentriques, caractérisées chacune par une série stratigraphique spéciale ; ce sont :

1° *Zone des schistes lustrés* : Flysch infracrétacique, schistes à Globigerines. Lias ? Flysch tertiaire ?

2° *Zone des calcaires de la Sulzfluh* : Granite du Julier, Muschelkalk et corgneules, Malm représenté au S par la brèche du Falkniss, au N par le calcaire de la Sulzfluh, schistes infracrétaciques et brèche de Tristel, Couches rouges.

3° *Zone des brèches liasiques* : Streifenschiefer, corgneules, dolomies, schistes et brèches liasiques, schistes gris du Malm, schistes et brèches infracrétaciques, Couches rouges.

4° *Zone des roches éruptives basiques* : Radiolarites, schistes infracrétaciques et brèches à pâte schisteuse, serpentines et roches basiques diverses.

5° *Zone du Trias austro-alpin* : schistes cristallins, diorites, granite du Julier, Verrucano, Buntsandstein, Muschelkalk, corgneules, marnes de Raibl (?), dolomies supratriasiques, marnes rhétiennes, Lias d'Adneth, brèches liasiques (?).

Ces zones représentent respectivement 1° la nappe glaronnaise, 2° la nappe des klippes, 3° la nappe de la brèche, 4° la nappe rhétique, 5° la nappe austro-alpine.

M. de Seidlitz commence l'étude tectonique de son territoire par la montée du lac de Partnun au Grubenpass et à la cabane de Tilisuna. Suivant cette ligne on voit directement sur les schistes du Prättigau et plongeant au N : 1° une zone de schistes à globigerines ; 2° une lame de granite ; 3° une première écaille de calcaire de la Sulzfluh ; 4° une zone de broyage dans laquelle sont enchevêtrés des schistes d'âge indéterminé, des dolomies et des corgneules triasiques et des calcaires tithoniques et qui se termine vers le haut, par la paroi tithonique de la Sulzfluh et de la Scheienfluh.

Entre la zone des calcaires de la Sulzfluh et celle de la diorite du Schwarzhorn se développe la zone de Tilisuna, dont la tectonique présente une extrême complication. L'élément constitutif essentiel se compose de schistes et de brèches de la nappe de la brèche, repliés sur eux-mêmes et plongeant uniformément au N ; dans ce complexe s'enfoncent, comme trois synclinaux, des paquets de formations de la nappe rhétique ; en outre, dans le synclinal le plus rapproché de la Sulzfluh, on trouve encore du gneiss et du Trias de la nappe austro-alpine. Il semble donc qu'il y ait ici un enchevêtrement des trois nappes supérieures, superposé à la nappe des klippes.

Le gneiss, le Verrucano et le Trias austro-alpin, qui sont intercalés dans les formations de la brèche au N de la Sulzfluh, se suivent de là, par le Bilkengrat et la Gaissspitz, jusqu'au Kessikopf; le fait qu'ils sont enfoncés de haut en bas paraît bien démontré par l'amincissement du gneiss dans ce sens, par sa disparition en profondeur et par la jonction au-dessous de lui du Verrucano d'abord, puis des schistes du complexe de la brèche.

Au N de la zone de Tilisuna s'élèvent les sommets du Schwarzhorn et du Seehorn. En traversant le premier du S au N on rencontre d'abord une zone de broyage formée principalement d'une roche serpentineuse, dans laquelle sont englobés des paquets de roches triasiques et jurassiques; toute la région culminante est formée par la diorite, dont les bancs plongent synclinalement vers l'intérieur; puis, sur le versant N, on retrouve la zone de broyage à base de serpentine, qui sépare la diorite des schistes cristallins du Walseralpgrat. Grâce à la coupure du Gauerthal, M. de Seidlitz a pu se convaincre que la serpentine passe en synclinal sous la diorite, qu'elle est accompagnée par places des faciès caractéristiques de la nappe rhétique et qu'elle est séparée, à certains endroits, de la diorite par des amas de Trias austro-alpin. La diorite du Schwarzhorn-Seehorn n'a donc pas de racine en profondeur comme les gneiss précités.

Au N du Schwarzhorn on traverse d'abord, sur le Walseralpgrat, une zone de schistes cristallins fortement redressés, puis un synclinal comprimé verticalement de Trias et de Lias d'Adneth, dans lequel est découpée la Mittagspitze de Tschaguns, et qui est bordé au N par les schistes cristallins du bas Gauerthal et du Gampadelsthal. Ce synclinal de Trias ne tarde pas à disparaître au NW; par contre, il se prolonge avec une direction assez frappante au SSE par la haute vallée de Gampadels et le col de Plasseggen jusque dans le versant occidental de la Madrisa et du Madrishorn. Dans ce parcours, différentes modifications importantes interviennent; d'abord les schistes cristallins du Walseralpgrat forment une zone de plus en plus étroite et finissent en coin à l'E du Seehorn; la masse dioritique du Schwarzhorn-Seehorn cesse également dans la même région; la zone triasique de la Mittagspitz s'enfonce, depuis le Plasseggen Joch, à l'E, sous les schistes cristallins du Schlappiner Joch; elle repose à l'W sur une zone extrêmement compliquée, qui commence souvent vers le haut par un gros banc de granite du type du Julier, et qui est

formée par des lames enchevêtrées de terrain de la nappe de la brèche et de la nappe rhétique; on peut même voir au SE de la Scheienfluh une imbrication des schistes de la brèche avec les calcaires de la Sulzfluh.

Les pentes qui s'élèvent de la haute vallée de Partnun vers les sommets du Schollberg, de la Rothspitz, de la Madrisa et du Madrishorn offrent le plus grand intérêt par la superposition qu'elles montrent des zones successives des schistes du Prättigau, des calcaires de la Sulzfluh, du complexe de la brèche, des formations rhétiques et du Trias de la Mittagspitz. Ces différentes zones subissent un amincissement très marqué entre le Schollberg et le Madrishorn, et la plus élevée d'entre elles manque sur une grande partie de cette largeur; de nombreuses complications et imbrications s'y présentent, qui sont décrites sommairement par l'auteur.

Une autre région, particulièrement intéressante, se trouve aux environs de Gargellen (vallée latérale du Montafon), où l'on voit apparaître, en fenêtre, sous les schistes cristallins du massif de la Silvretta, de haut en bas: 1° des ophicalcites et des schistes triasiques-jurassiques (nappe rhétique); 2° des calcaires de la Sulzfluh avec leur soubassement de granite (nappe des klippen); 3° des schistes du Prättigau avec des intercalations qui rappellent les schistes à Globigerines.

Cherchant à raccorder ses observations avec celles de M. Lorenz, M. de Seidlitz a étudié l'extrémité occidentale de la Drusenfluh, la région du Schweizer Thor et celle des Kirchlispitzen. Les calcaires tithoniques de la Drusenfluh sont nettement divisés en plusieurs écailles, entre lesquelles s'intercalent des zones de Couches rouges. Entre la Drusenfluh et le Kessikopf on retrouve une série isoclinale formée principalement de brèches et de schistes jurassiques, mais dans laquelle s'enfoncent deux coins à faciès rhétique. Le Kessikopf est constitué par du gneiss au S, de la diorite au N, qui supportent la série austro-alpine et chevauchent sur la série de la brèche. Au Schweizer Thor passe une dislocation dirigée N-S, à l'W de laquelle les formations austro-alpines s'avancent beaucoup plus loin au S, comprimant fortement les zones de la brèche, de la nappe rhétique et de la Sulzfluh. Cette dernière se continue dans les Kirchlispitzen, où l'on retrouve les imbrications de la Drusenfluh; entre elle et le Trias austro-alpin s'étend une zone à plongement isoclinal au N, dans laquelle sont comme imbriqués des calcaires tithoniques et des couches rouges, des brèches et des schistes jurassiques, des radiolarites et des roches basiques.

L'auteur consacre ensuite un chapitre spécial à l'étude d'une série de décrochements transversaux qui traversent le Rhæticon méridional ; l'un très important passe au Schweizer Thor et à l'W du Kessikopf ; d'autres, moins accentués, mais échelonnés à petites distances, coupent les calcaires tithoniques de la Drusenfluh ; un décrochement important se suit du SSW au NNE, depuis le Drusenthor jusqu'à l'extrémité occidentale du Schwarzhorn. Enfin, dans la région de la Scheienfluh et du Plasseggengpass, les calcaires tithoniques sont coupés par quatre décrochements dirigés E-W, dont chacun marque une poussée à l'W de sa lèvre S. Il semble qu'il y ait une relation entre ces dislocations et le changement de la direction des plis dans l'empilement des nappes. Quant à des failles longitudinales, telles que M. Rothpletz a voulu en voir, l'auteur n'a pu en constater aucun indice.

Après cet exposé de la géologie détaillée du Rhæticon oriental, M. de Seidlitz exprime sa conviction que l'ensemble des faits qu'il a constatés ne peut s'expliquer que par l'hypothèse des nappes empilées. Les schistes du Prättigau et les schistes à Globigérines correspondent à la nappe helvétique. La zone qui comprend les calcaires de la Sulzfluh, les schistes infracrétaciques et les Couches rouges représente la nappe des Préalpes et il semble qu'on puisse distinguer une sous-zone caractérisée par les calcaires de la Sulzfluh et homologue des chaînes préalpines internes (Spielgarten-Gastlosen) et une sous-zone caractérisée par les brèches du Falkniss et homologue des chaînes Moléson-Stockhorn. La nappe de la brèche du Chablais est représentée dans le Rhæticon par les Streifenschiefer, les schistes et les brèches jurassiques. Puis vient la nappe rhétique avec ses radiolarites et ses roches basiques, dont quelques lambeaux ont été conservés d'autre part dans la région de la Hornfluh et dans celle du Plateau des Gets ; dans la région étudiée, la nappe rhétique et celle de la brèche sont toujours intimement liées et comme repliées l'une dans l'autre. Enfin, la nappe austro-alpine comprend, dans le Rhæticon oriental surtout, des têtes de pli enfoncées en coin dans les nappes sous-jacentes et bien caractérisées par leurs schistes cristallins et les faciès typiques de leur Verrucano et de leur Trias. Ce système de nappes empilées a du être repris, après sa formation, par une dernière phase de dislocation, qui y a fait naître des plis locaux et a provoqué ainsi la pénétration des divers éléments tectoniques les uns dans les autres.

Les phénomènes glaciaires de la région se réduisent d'une

part à une série de beaux Karrs particulièrement bien développés dans le massif de la Sulzfluh et à quelques moraines locales qu'on trouve sur les 2 versants du Rhaeticon.

Enfin M. de Seidlitz termine son étude par la description de quelques espèces récoltées dans les calcaires de la Sulzfluh :

Nerinea Hoheneggeri Pet.	Tylostoma striatum Gem.
Nerinea nov. sp. ind.	Isocardia sp.
Chemnitzia nov. sp. ind.	Corbis sp.
Cylindrites nov. sp. ind.	Terebratula cf. cyclogonia Zeuchner.

Alpes méridionales. — A la suite de travaux d'expertise effectués au N de Chiasso dans les **gorges de la Breggia**, M. ALB. HEIM (63) a apporté plusieurs rectifications et compléments à la carte géologique de ce territoire.

Sur le Trias du Monte Generoso, couronné par le Dachsteinkalk, se superposent directement et en transgression évidente des calcaires bariolés, surtout rouges à *Zeilleria Cor* et *Rhynch. belemnica* du Lias inférieur, dans lesquels sont ouvertes les carrières d'Arzo et de Saltrio et qui plongent normalement au S. Ensuite viennent des calcaires gris, grenus, riches en silex et disposés en bancs réguliers, qui atteignent dans la région du Monte Generoso et de la Breggia une épaisseur de 2000 à 3000 m., tandis qu'ils subissent une réduction rapide vers l'W; ce complexe se termine vers le haut par des couches plus claires contenant des débris d'ammonites, qui supportent le Lias sup. rouge ou ammonitico rosso. Celui-ci débute par des calcaires grumeleux rouges; puis viennent des marnes avec bancs calcaires rouges aussi, épaisses d'environ 10 m. et contenant *Poecilomorphus Mercati* Hauer, *Coeloc. crassum* Phil., *Phylloc. Nilsoni* Héb.; enfin le Lias se termine par des calcaires marneux blancs ou rosés à *Ludw. aalensis* Ziet. et Phyl. Nilsoni Héb. Ces couches sont fort bien développées près de Castello St Pietro.

M. Heim attribue au Dogger et au Malm inférieur un complexe marno-calcaire, bariolé de rouge et de blanc, plus argileux à la base, plus calcaire vers le haut, où il contient des silex, et dont les couches inférieures renferment *Phyl. Nilsoni*, *Hammatt fallax* Ben., *Dum. Dumortieri* Thiol., *Dum. arata* Buckm. Le Malm supérieur est représenté par des radiolarites vertes ou rouges associées intimement à des calcaires schisteux à grain fin; dans ces derniers on trouve *Aptychus latus*, *Bel. Zeuschneri* Op., *Bel. cfr. semisulcatus* Zittel, qui indiquent un âge kimmeridgien.

C'est sur ces couches que repose le Biancone, formé de calcaires blancs, au grain très fin et à cassure conchoïdale, massifs vers le bas, lités vers le haut, dans lesquels *Calpionella alpina* Lor. est très abondante et qui paraissent par conséquent appartenir au Tithonique. Ce Biancone est fort bien développé à Loverciano, au S de Castello S. Pietro, dans les gorges de la Breggia et au SE de Morbio inferiore. Il est recouvert en concordance absolue par les marnes rouges et vertes de la Scaglia, dont l'épaisseur, considérablement augmentée par des replis secondaires, atteint 750 m. Les seuls fossiles qu'on trouve dans ce dernier niveau sont des Foraminifères; Globigerina, Textularia, Pulvinula, Rotalina. Les meilleurs affleurements de la Scaglia se rencontrent le long de la Breggia en amont de Ghittel.

Au S de la zone de la Scaglia, à l'W de Balerna, on voit pointer sous la moraine du Flysch, formé par des marnes schisteuses et gréseuses, riches en mica, et contenant par places des Fucoïdes.

Un profil semblable à celui que nous venons d'examiner dans la gorge de la Breggia, mais avec des couches beaucoup plus réduites en épaisseur, se trouve au SE de Chiasso sur le versant du Monte Olimpino. A la partie supérieure de la Scaglia affleurent des schistes marneux gris, micacés, ponctués de noir, qui ont été confondus précédemment avec le Pliocène, tandis qu'ils sont incontestablement sous-jacents à la Molasse et doivent appartenir au Flysch. La Molasse commence par des bancs de poudingues polygéniques très riches en galets cristallins; elle s'appuie en discordance sur le Flysch, mais n'en est nullement séparée par un plan de faille comme on l'a admis. La direction de ses couches forme avec celle de la Scaglia un angle de près de 45°, ouvert à l'W, qui est rempli par le Flysch replié plusieurs fois sur lui-même.

Tandis que l'ensemble des terrains considérés jusqu'ici a été affecté par les plissements alpins, le Pliocène et le Quaternaire ont conservé leur position originelle. Le Pliocène est représenté d'abord par des argiles grises et jaunâtres, contenant des débris de feuilles et des coquilles marines: *Pecten cristatus* Bronn, *Nucula placentina* Lam., *Yoldia pernula* Müller, etc.; ces dépôts apparaissent entre les altitudes de 250 et 280 m. sous les dépôts pléistocènes dans la vallée de Roncaglia, sur le versant N de la colline de Pontegana et sur le versant N de la colline de Cereda; ils appartiennent à l'Astien inférieur. Près de Pontagana on voit les argiles plio-

cènes remplacées brusquement par un conglomérat grossier, au milieu duquel elles pénètrent en des apophyses irrégulières et contournées. Cette formation, que M. Heim désigne sous le nom de conglomérat de Pontegana, se retrouve dans des conditions analogues sur le versant N de la colline de Cereda. On le suit le long de la Breggia de Pontegana à Molini, puis autour de la colline de Morbio inferiore ; on le retrouve après une courte interruption dans le bas des gorges de la Breggia, à l'E de Castello S. Pietro. Partout ce dépôt est formé presque exclusivement par les débris d'un calcaire jaunâtre que M. Heim a reconnu, après une étude macroscopique et microscopique, comme du Lias moyen du Generoso ayant subi une forte oxydation. Ces éléments ont des dimensions très diverses, pouvant dépasser 1 m³ ; ils sont quelquefois roulés, le plus souvent anguleux, et le ciment qui les relie, dont la quantité varie aussi beaucoup, est constitué de la même matière qu'eux-mêmes. Par places on observe une stratification bien nette, toujours oblique et rappelant celle des dépôts de delta. Il faut donc admettre que le conglomérat de Pontegana est une formation contemporaine des argiles astiennes, qui s'est déposée dans une sorte de fjord s'enfonçant du S au N dans les terres, de Chiasso et Pontegana jusqu'à l'E de Castello S. Pietro ; aucun indice ne permet de faire intervenir ici un glacier ; il faut admettre un dépôt purement torrentiel.

Quant aux formations pleïstocènes, elles comprennent essentiellement de la moraine de fond très abondamment développée et caractérisée par la quantité considérable d'argile qu'elle contient, puis des alluvions fluvio-glaciaires connues sous le nom de ceppo. Ces formations couvrent la plus grande partie de la surface au S de la ligne Rongiana, Morbio superiore et Castello S. Pietro ; on y remarque une forte prédominance des roches du massif du Generoso sur les roches cristallines d'origine plus lointaine ; aucun indice ne permet d'y reconnaître l'intervention de 2 glaciations distinctes et l'énorme accumulation de matériaux glaciaires parle contre l'idée d'une érosion par les glaciers. Le passage de la moraine de fond au ceppo qui la recouvre se fait par une zone d'alternances irrégulières. Le ceppo lui-même montre tous les caractères des cones de transition fluvio-glaciaire ; le fait qu'en outre la structure en delta torrentiel y est très répandue à des niveaux divers semble indiquer qu'un lac de barrage a dû exister dans le bassin de Chiasso et abaisser lentement sa surface.

De ces observations M. Heim conclut d'abord qu'aucun plissement n'a affecté cette région des Alpes de la période carboniférienne au Miocène, puis que non seulement le plissement alpin était terminé avant le dépôt des argiles astiennes mais qu'une longue période d'érosion avait précédé ce dépôt. Il montre aussi l'indépendance évidente du Pliocène et des dépôts glaciaires sur le versant S des Alpes, qui paraît absolument contraire à la notion de l'âge pliocène des Deckenschotter du versant N. Enfin il termine par quelques considérations générales destinées à expliquer comment, quoique le plissement alpin se soit propagé d'une façon générale du S au N, il a pu arriver que les derniers effets de ce plissement se soient fait sentir plus tard dans les Alpes septentrionales que dans les Alpes méridionales.

M. ALB. HEIM (65) a, d'autre part, exploré à nouveau les massifs cristallins de l'Adula, du Piz Tambo et de la Suretta. Il a été amené, par ses observations récentes, à renoncer à son ancienne interprétation de la tectonique de ce territoire, qui supposait des plissements orthogonaux dirigés E-W et N-S et à admettre l'existence de plusieurs grands plis couchés empilés de gneiss plongeant tous ensemble longitudinalement vers l'E. Le premier de ces plis forme la chaîne du Pizzo di Molare entre la Levantine et la vallée d'Olivone; puis vient la bande synclinale des schistes lustrés et du Trias du val Blenio. Le massif du Rheinwaldhorn ou de l'Adula correspond à un second pli couché, coupé transversalement par le val Blenio et chevauchant sur les terrains secondaires du fond de cette coupure; ce second pli, qui s'enfonce à son tour vers l'E, est recouvert par le Trias du val Mesocco et du Bernardin. Ensuite vient au-dessus de lui le troisième pli cristallin du Piz Tambo qui, chevauchant sur le Trias du Bernardin, supporte celui du Splügen et du val S. Giacomo. Enfin la chaîne du Pizzo Stella et de la Suretta est constituée par une quatrième nappe, dont le front s'étend jusqu'à Andeer. Cette dernière nappe est divisée profondément par des synclinaux triasiques qui s'y enfoncent de haut en bas. En outre, les schistes lustrés qui la recouvrent sont chevauchés sur une grande largeur par du Trias, ce qui impliquerait un cinquième pli.

Ces observations ont été publiées en un court résumé français dans les *Archives de Genève* (67).

Les géologues italiens continuent à consacrer une attention particulière aux Alpes cristallines à l'W des lacs. C'est ainsi

que d'abord M. V. NOVARESE (79) a consacré une notice à la zone des **amphibolites d'Ivrée**. Il distingue dans celle-ci 3 types fondamentaux : 1° des roches basiques ayant tous les caractères de roches éruptives (gabbros, péridotites, pyroxénites, diorites); 2° des roches kincigitiques, massives, zonées ou schisteuses, contenant toujours au moins 2 des minéraux suivants ; plagioclase, grenat, sillimanite, biotite, graphite; 3° un complexe de calcaires et de calcophyres. Ces 3 groupes sont associés de façons très diverses dans les différents tronçons de la zone des amphibolites ; tandis que vers l'W au delà de la Sesia et vers l'E aux environs du Lac Majeur on distingue nettement une zone septentrionale formée de roches gabbroïdes et dioritiques et une zone méridionale où prédominent les roches kincigitiques, au centre, entre la Sesia et la Toce, il y a alternances très nombreuses de roches éruptives basiques, de roches kincigitiques et de gneiss de Strona.

Alors que la limite N des roches amphiboliques est très nette et incontestable, celle qui sépare la zone d'Ivrée des gneiss de Strona offre un tout autre caractère; en réalité une bonne partie de ces gneiss sont constitués par des roches kincigitiques inséparables des roches gabbro-dioritiques, et il y a passage graduel d'une zone à l'autre.

Une zone très analogue à celle d'Ivrée se retrouve dans la Valpeline avec cette différence que la proportion des calcaires et des gneiss francs relativement aux roches kincigitiques y est plus forte.

Le caractère de la zone d'Ivrée, au point de vue pétrographique, résulte, en grande partie, de ce que ses éléments non éruptifs sont nettement homéoblastiques à la façon des roches affectées par un métamorphisme de contact et ne montrent pas de structure cataclastique. Il semble que les roches éruptives basiques ont été injectées dans des cœurs de plis en voie de formation et ont métamorphisé à une grande profondeur le milieu ambiant, créant ainsi les roches kincigitiques et les marbres.

M. S. FRANCHI (59) a, de son côté, fait des levers détaillés dans la zone des amphibolites d'Ivrée et rectifié, sur un grand nombre de points les données des cartes et autres publications antérieures. Il est impossible d'entrer ici dans le détail de ces corrections et observations complémentaires et je dois me contenter de citer les conclusions de l'auteur.

M. Franchi croit, en premier lieu, avoir démontré, par la continuité même des masses, l'équivalence absolue des gneiss

de Strona du val Bagnola et des stronalites du val de Strona. La grande masse des roches dioritiques de la zone d'Ivrée diminue brusquement de largeur entre les vallées de Sabbiola et de Valbella et est presque complètement remplacée vers le NE par des gneiss kincigitiques étroitement parents des roches de la zone de la Strona, dans lesquels les roches basiques ne forment plus que des amas lenticulaires.

M. Franchi a pu établir, d'après une série de faits nouveaux, l'existence d'une zone continue de terrains permotriasiques entre la zone des mélaphyres et des porphyrites et celle des diorites dans la région de Biella et du val Sessera, et il admet comme probable que cette zone correspond à celle des calcschistes, des phyllades et des calcaires dolomitiques de Rimella et de Finero, qui borde, au NW, la zone dioritique d'Ivrée.

Quant à la deuxième zone dioritique, l'auteur montre qu'on n'a précédemment reconnu ni son ampleur ni sa complexité. Les gneiss et divers schistes kincigitiques y jouent un rôle prédominant; dans sa partie orientale, des types variés de gneiss y sont associés à des masses plus ou moins considérables de roches dioritiques et gabbroïdes.

Dans la zone gneissique de Sesia-Lanzo l'auteur a pu constater nettement le passage latéral des gneiss à des micaschistes à pyroxène et grenat et l'intercalation, au milieu des roches cristallophylliennes de masses considérables de granite, dont les plus importantes apparaissent au val Sorba et dans les vallées Piccola et Grande, vallées latérales du val Sesia.

Enfin, une correction importante doit être faite à la carte géologique de cette région, en ce sens que la zone de gneiss qui y est marquée entre la deuxième zone dioritique et la zone des Pietre verdi de Greyssoney-Rima, comme ramification des gneiss de Sesia, n'existe pas en réalité.

M. A. STELLA (90) a publié une description géologique de la ligne Santhia-Arona-Domodossola-Iselle, qui sert de ligne d'accès au Simplon depuis l'Italie. Cette publication débute par quelques renseignements sur les dépôts pléistocènes existant entre Santhia et Arona; à ce propos, l'auteur signale en particulier la coupe du tunnel de Gattico, dans laquelle on voit les moraines récentes recouvrir une couche peu épaisse d'alluvions cimentées (Feretto=Deckenshotter) qui elle-même s'appuie sur les marnes marines du Pliocène.

A propos du tracé d'Arona à Domodossola, M. Stella four-

nit quelques indications sur les moraines des environs d'Arona ainsi que sur les alluvions qui se développent plus en amont. Il énumère ensuite les zones rocheuses que coupe la ligne et qui sont du S au N : 1° les calcaires triasiques d'Arona ; 2° les porphyres sous-jacents dans lesquels s'intercale une couche de sédiment carboniférien ; 3° des micaschistes granatifères en couches presque horizontales, qui supportent en discordance les termes précédents ; 4° la zone granitique de Baveno ; 5° des gneiss à grain fin métamorphisés par le granite ; 6° près de Cuzzago la zone des roches amphiboliques massives auxquelles sont associés des schistes à feldspath et biotite, riches en grenat, en silimanite et en graphite (roches kincigitiques) ; 7° des alternances de gneiss à mouscovite et de schistes chloriteux ; 8° enfin, les gneiss œillés fortement redressés de Beura, déjà décrits par M. Spezia.

Entre Domodossola et Iselle la ligne traverse d'abord la zone de gneiss fortement redressés de Preglia, puis vers le pont de l'Orco deux synclinaux écrasés et s'enfonçant au S de calcaires (Trias) séparés par une zone gneissique, puis les gneiss de la Diveria. Ensuite, le tunnel ellicoïdal de Varzo a permis de voir, de la façon la plus claire, l'existence d'un synclinal horizontal de schistes calcaires avec gypse (Trias) et de micaschistes sous le gneiss d'Antigorio, qui lui-même doit certainement se raccorder avec le gneiss de la Diveria. Le synclinal triasique du tunnel de Varzo est le même que celui que traverse le tunnel du Simplon entre les kilomètres 4 et 5.

Ce travail est suivi d'une étude lithologique et surtout chimique, faite par MM. GALLO, G. GIORGIS et A. STELLA (60), d'une série de roches constituant le versant S du Simplon ; ce sont :

1° Un calcaire saccharoïde et bréchiforme pris au pont de l'Orso, avec 81.27 % de Ca CO_3 , 8.81 % de Si O_2 et de faibles quantités d'alumine, de fer, de magnésie et d'alcalis.

2° Un schiste calcaréo-micacé provenant du tunnel de Varzo et faisant partie du complexe calcaire triasique, qui contient 41.75 % de Ca CO_3 , 20.87 % de Mg CO_3 , 16.32 % de Si O_2 , 5.85 % d'alumine, 8.39 % de magnésie non liée à CO_2 , 4.54 % d'alcalis.

3° Un échantillon de gypse triasique du tunnel de Varzo, visiblement dérivant d'anhydrite et contenant d'abondantes impuretés, soit calcaires, soit micacées.

4° Un calcschiste hautement cristallisé, riche en quartz et en biotite et contenant une quantité appréciable de feldspath plagioclase. Cette roche, qui forme le cœur du synclinal couché du tunnel de Varzo, contient 38.25 % de Ca CO_3 , 42.52 % de Si O_2 , 8.45 % de $\text{Al}_2 \text{O}_3$, 4.08 % d'alcalis avec peu de fer, de magnésie et de chaux non liée à CO_2 .

5° Un calcschiste associé au type précédent, mais caractérisé par sa forte teneur en amphibole et en épidote ainsi que par sa cristallisation avancée. Ca CO_3 17.41 %, Si O_2 51.40 %, $\text{Al}_2 \text{O}_3$ 14.83 %, Fe O 1.64 %, MgO 2.50 %, Ca O 18.74 %, $\text{Na}_2 \text{O}$ 1.14 %, K_2O 2.09 %.

6° Un calcschiste à mouscovite associé aux précédents et qui contient 62.92 % de Ca CO_3 , 2.04 % de Mg CO_3 , 27.64 % de Si O_2 , 2.26 % de $\text{Al}_2 \text{O}_3$, 1.58 % de $\text{Fe}_2 \text{O}_3$, 1.49 % d'alcalis.

7° Un schiste micacé granatifère appartenant à la zone qui sépare les calcaires du tunnel de Varzo du gneiss d'Antigorio qui les recouvre. La roche est formée essentiellement de quartz et d'éléments micacés, parmi lesquels on distingue de la mouscovite, de la biotite et de la chlorite ; elle contient, en outre, des feldspaths, des grenats et de l'apatite.

8° Un schiste micacé appartenant à la même zone tectonique et affleurant dans le haut du val d'Antigorio. Formé essentiellement de quartz, de biotite et de séricite, il est caractérisé par sa texture écailleuse, qui provient de la superposition d'un clivage secondaire sur la schistosité primaire ; il contient du graphite en quantité appréciable.

9° Un type de phyllade qui est associé aux calcaires et dolomies triasiques et qui contient, outre les éléments micacés et charbonneux, de nombreux grenats, des plagioclases, de la calcite, de la pyrite, etc....

10° Deux échantillons provenant d'une zone de schistes sériciteux intercalés près de Vogogna entre les roches dioritiques et le gneiss, dont l'un paraît être le produit du métamorphisme d'un orthophyre, dont l'autre est probablement un tuf trachito-orthophyrique métamorphisé.

11° Une série de roches gneissiques, appartenant à diverses zones tectoniques. Ces roches, dont 28 échantillons ont été étudiés microscopiquement et analysés, se répartissent facilement en orthogneiss, dont la composition chimique et minéralogique correspond bien à l'un ou l'autre type des roches endogènes acides, et en paragneiss, soit en roches détritiques métamorphisées, dont la composition montre, comme

de juste, des variations beaucoup plus irrégulières. Tandis que les orthogneiss forment, en général, de larges zones cristallines, les paragneiss sont liés plus ou moins intimement aux calcschistes et autres sédiments incontestables.

Ces études de roches sont suivies de quelques renseignements sur les filons quartzeux, qui traversent le gneiss dans les tunnels de Preglia et de Trasquera et les micaschistes dans le tunnel de Varzo et qui contiennent divers minerais, plus particulièrement de la pyrite, plus rarement de la pyrotine, de la chalcopyrite, de la galène.

Enfin, la publication de MM. Stella, Gallo et Giorgis est terminée par un rapport sur les venues d'eau qui ont surgi dans le tunnel ellicoïdal de Varzo. Ce document montre l'importance, comme formation aquifère, du complexe des calcaires et gypse triasiques, qui appartient à la même zone que les calcaires si richement aquifères du tunnel du Simplon et qui, pour s'alimenter ainsi en eau, doivent forcément se relever vers le N et affleurer dans la région de Nembro et Campo. Ici comme au Simplon ces eaux sont très riches en sulfate de chaux.

Dans une publication récente consacrée à la géologie du **val Devero** et de la **chaîne du Simplon**, M. C. DE STEFANI (88) a proposé une nouvelle classification chronologique des terrains qui constituent ce territoire.

Il considère comme la roche la plus ancienne de la région le gneiss de Grodo dans le val d'Antigorio ; viennent ensuite des micaschistes granatifères de couleur foncée, à éléments grossiers, au milieu desquels s'intercalent des bancs de calcaire marmorisé ; ces couches forment, d'après l'auteur, une voûte au-dessus du gneiss de Grodo dans le val Cairasca, et elles ne se raccordent pas directement, comme le voudraient certains auteurs, avec les formations semblables du val Devero.

Le gneiss d'Antigorio, caractérisé par sa structure grani-toïde à gros grain, mais qui contient des intercalations de micaschistes, de quartzites, de calcschistes et de cipolins, est plus jeune que les schistes sous-jacents, sur lesquels il est superposé stratigraphiquement et non tectoniquement, comme l'ont admis Gerlach, MM. Schardt, Lugeon et d'autres ; il forme ainsi une voûte simple, sur laquelle s'appuie normalement la zone des calcschistes du Monte Cistella et du val Devero.

L'auteur, contestant ainsi absolument la valeur des inter-

prétations modernes de la géologie du Simplon, en revient en somme à une notion très voisine de celle qui a été exposée, en 1882, par MM. Heim, Lory, Taramelli et Renevier ; il n'admet pas l'existence, dans ce massif, de plis-nappes, dont il ne peut voir ni les racines ni les fronts, et y voit une voûte normale de formations superposées stratigraphiquement. Les termes les plus récents de cette série normale seraient les calcaires et anhydrites superposés aux schistes de Devero, le gneiss schisteux et à grain fin du Monte Leone, puis enfin un complexe formé de serpentines et de roches amphiboliques et pyroxéniques. L'âge de ces divers niveaux ne peut être précisé ; on peut pourtant considérer comme certainement pré-triasique le gneiss de Grodo et les schistes granatifères de Baceno, tandis que le gneiss d'Antigorio avec les calc-schistes de Devero doivent être très probablement encore paléozoïques.

L'auteur termine son étude par quelques observations sur les dépôts pléistocènes du Dal Devero et sur les effets de la glaciation visibles dans la topographie.

M. A. STELLA (91) a relevé dans les notices consacrées, par MM. Lugeon et Argand, à la **zone du Piémont**, des interprétations qui lui semblent erronées. Pour lui, les schistes lustrés de la vallée de Furggen ne correspondent pas à une fenêtre ouverte dans la nappe gneissique du Mont Rose, ils appartiennent à l'extrémité d'une bande synclinale, très redressée, intercalée dans le gneiss.

D'autre part, tandis que MM. Lugeon et Argand voient, dans les masses gneissiques du Mont Emilius et du Mont Rafrè, deux lambeaux d'une nappe flottant sur les schistes lustrés, M. Stella a constaté que le gneiss du Mont Emilius forme un petit massif anticlinal, recouvert encore en grande partie par les schistes lustrés, et que les gneiss du Mont Rafrè sont des praxinites gneissiques associées intimement aux Pietre verdi, avec lesquelles elles alternent, qu'ils constituent donc une amygdale redressée dans le système des schistes lustrés, auquel ils appartiennent.

Après une exploration nouvelle du **massif de la Dent Blanche** M. E. ARGAND (53) a retrouvé les traces de plusieurs replis dans la nappe supérieure qui constitue ce massif. Le front, conservé dans l'éperon de Veisivi, est marqué par une charnière gneissique de 1800 m. d'épaisseur reposant sur les schistes mésozoïques. Au Dolin, un synclinal est rempli de

dépôts triasiques et de brèches liasiques. A la Za, un anticlinal est marqué par des affleurements importants d'arkésine. Au mont Collon, un synclinal est rempli par des roches basiques englobant des calcaires métamorphiques. Après un anticlinal passant par les Bouquetins, vient le synclinal de la Valpeline avec ses roches basiques, ses micaschistes granatiformes et ses calcaires métamorphiques. Puis viennent encore un anticlinal au Faroma et un synclinal au mont Mary.

Ces replis donnent à la masse gneissique l'apparence d'un pli en éventail; cette masse, à laquelle appartiennent les lambeaux gneissiques du mont Emilius et du mont Rafrè va s'enraciner dans la zone externe du gneiss Sesia. Les synclinaux de roches basiques du mont Collon et de la Valpeline appartiennent au même grand synclinal couché, dont la zone d'Ivrée est la queue.

Dans une seconde note, M. Argand (54) montre que la zone d'Ivrée est bien le fond d'un synclinal, de forme du reste complexe. Cette zone se suit vers l'E jusqu'au S du massif de Suretta, au-dessus duquel elle se couche vers le N et qui représente ainsi l'équivalent de la nappe de la Dent Blanche. Elle supporte le lambeau granitique de la Cima del Largo, passe sous le Julier et la Bernina et se suit encore par le Septimer et l'Oberhalbstein sous l'amorce des Alpes orientales. Les nappes austro-alpines doivent donc avoir leur racine au S de la zone d'Ivrée et leur prolongement devait s'amorcer dans la zone du Strona.

Enfin, cherchant dans une 3^e note à refaire l'histoire du géo synclinal piémontais, M. Argand (55) remarque que l'abondance des roches vertes augmente progressivement des nappes inférieures aux nappes supérieures, c'est-à-dire du bord externe primitif du synclinal à son bord interne. Les schistes lustrés dans lesquels s'intercalent ces roches vertes reposent sur des dolomies certainement triasiques et doivent être liasiques quant à leur partie inférieure.

Dans les formations permo-carbonifères le métamorphisme est maximum dans la nappe V (Grand Paradis-Mont Rose) issue du centre du géosynclinal, tandis qu'il diminue dans les nappes inférieures et dans la nappe VI issues de régions plus marginales.

Il paraît probable que la zone Strona-Valtelline représentait déjà, à une époque très ancienne, un môle qui limitait le géosynclinal piémontais au S. C'est au S du Gothard que le géosynclinal, ayant son minimum de largeur, a subi un

effort orogénique particulièrement intense qui a déterminé un bombement de tous les plans axiaux des nappes piémontaises.

Massifs centraux. — A propos du projet du tunnel au travers du **massif de la Grèina**, terminaison orientale du massif du Gothard, M. ALB. HEIM (64) a établi un nouveau profil de cette chaîne, de Somvix à Olivone.

En suivant cette ligne du S au N on traverse d'abord une importante zone de schistes lustrés métamorphisés plongeant au S; ces schistes sont très riches en mica et contiennent souvent des grenats et de la zoïsite; ils sont replissés de la façon la plus intense; des bancs dolomitiques s'y intercalent. Cette zone finit avec une couche épaisse de calcaires dolomitiques, accompagnés de lentilles de gypse, qui se suit depuis le val Campo; puis commencent des schistes lustrés normaux, relativement peu métamorphisés.

Ces derniers s'appuient, probablement par l'intermédiaire d'une nouvelle bande de calcaire dolomitique, contre les gneiss schisteux à biotite de la zone méridionale du Gothard, qui sont recouverts en partie vers le haut par un fragment de voûte de schistes lustrés, mais qui, en profondeur, prennent très vite une position verticale. Les gneiss doivent former sur la ligne du tunnel une largeur d'environ 4 km.

Ensuite vient la partie centrale du massif cristallin, bordée au S par une zone à faciès changeant de gneiss, mica-schistes, schistes amphiboliques, aplites, etc., et formée essentiellement de granite. Celui-ci comprend au S un type plus basique riche en plagioclase et contenant de la hornblende (granite de Cristallina), au N un type protoginique riche en orthose et en quartz.

La partie N du tunnel doit traverser, après le granite, sur environ 3 km. la zone septentrionale des gneiss, plongeant d'abord verticalement, puis fortement au S, et ensuite la zone des schistes sériciteux, dont les couches s'enfoncent au S sous le gneiss précité et dans laquelle s'engage un synclinal étroit de Verrucano et de schistes lustrés.

L'auteur donne ici quelques renseignements sur la dureté des roches sur la ligne du tunnel et sur les températures à prévoir dans les divers tronçons. Il termine enfin son rapport par deux courts chapitres consacrés aux deux lignes d'accès, dont l'intérêt est exclusivement technique.

Dans le but de préciser les relations existant entre le granite de Gasteren, les roches filonniennes qui le traversent, le Verrucano qui le recouvre et les schistes verts qui se superposent sur ce dernier, M. V. TURNAU (95) a refait en détail les levés géologiques de la chaîne **Lötschenpass-Hockenhorn-Birghorn** et en a publié la carte au 1 : 50 000. Il a constaté d'abord dans le versant NW de la chaîne Sackhorn-Birghorn une série formée à la base de granite, puis de Verrucano épais d'une douzaine de mètres, puis de calcaires dolomitiques (5 m.) et enfin de schistes verts qui forment toute l'arête. Il a pu voir ensuite, en différents points, comment les mêmes filons aplitiques coupent successivement le granite et le Verrucano sans atteindre la dolomie. Par contre, les roches aplitiques qui forment, dans les schistes verts, des filons toujours intensément disloqués, ne peuvent jamais se raccorder avec celles qui existent dans le granite.

Pour compléter ces observations il faut ajouter encore que la superposition des schistes verts sur le Verrucano et la dolomie est discordante et que par places, au Sackhorn et dans le versant N du Lötschenpas, des calcaires liasiques s'intercalent entre la dolomie et les schistes verts.

L'on peut conclure de cet ensemble de faits d'abord que le granite de Gasteren et le Verrucano sont en contact primaire et que le premier est intrusif dans le second à la façon d'un véritable laccolithe suivant l'opinion de M. Baltzer, ensuite que les filons aplitiques qui ne coupent jamais les dolomies permienes doivent être d'âge permo-carboniférien, ainsi du reste que le granite lui-même, enfin que les schistes verts sont en chevauchement sur les formations sous-jacentes. Le fait que le Verrucano paraît peu métamorphisé au contact du granite et des aplites s'explique par sa nature même peu métamorphisable.

MM. W. KILIAN et P. LORY (76) ont noté la présence, entre le massif cristallin du Mont Blanc et la zone des schistes de Casanna, de 2 zones stratigraphiquement distinctes : l'une, au NW, comprend des terrains à faciès dauphinois, la seconde, au SE, des sédiments à faciès briançonnais. Dans cette dernière s'intercalent, particulièrement dans le massif du Crammont et à l'E de la Seigne et des Mottets, des brèches, dont les unes sont calcaires et identiques aux brèches liasiques du Télégraphe, dont les autres sont polygéniques et très probablement éogènes. La présence dans cette région de roches toutes semblables à certains types exis-

tant dans les Préalpes, permet de chercher ici la racine des nappes préalpines.

Hautes Alpes calcaires. — M. CH. JACOB (75) a consacré une courte notice à la tectonique des chaînes calcaires comprises entre la zone de Flysch du col de Coux et la vallée du Fer à Cheval de Sixt (Haute-Savoie). Il commence par montrer comment les 2 anticlinaux les plus externes de ce faisceau de plis, ceux du Signal de Bostan et de l'arête de Foilly-Tuet, s'enfoncent périclinalement vers le SW sous le Flysch; puis il décrit 2 petits anticlinaux qui se développent dans la région du glacier de Foilly et dans le versant N de l'Avoudruz. Quant au pli couché de Crétacique du vallon de Clévieux vers Samoens, décrit par MM. Haug et Ritter, l'auteur l'a suivi obliquement jusqu'à l'arête qui relie la Pointe-Rousse à l'Avoudruz, et a constaté que sa superposition sur les éléments plus externes est marquée constamment par un chevauchement du Néocomien sur l'Urgonien, le Crétacique supérieur ou le Nummulitique. Ce pli chevauchant se continue jusque sur la zone de Néocomien de Salvadon, et là il semble qu'on puisse établir une relation directe entre cette dislocation et le chevauchement du Malm de la Pointe de Sambet sur ce même Néocomien. Ainsi le pli du Clévieux s'élèverait rapidement vers l'E et se raccorderait avec le chevauchement de Sambet; la série crétacique du sommet de l'Avoudruz appartiendrait à un synclinal sous-jacent à ce pli, ce qui expliquerait son état de dislocation accentué.

Cherchant à raccorder les plis du massif de l'Avoudruz avec ceux des régions voisines, M. Jacob admet que les plis des Dents du Midi se continuent dans les deux anticlinaux de Bostan et de Tuet-Foilly, en se redressant rapidement, qu'ils n'ont donc rien de commun avec le pli de Clévieux avec lequel M. Ritter a voulu les raccorder; celui-ci représente un élément plus interne, dont le plan de chevauchement doit passer par le sommet de l'Avoudruz, la Pointe de Sambet et le sommet du Pic de Tanneverge.

Cette publication a provoqué une réplique de la part de M. L. COLLET (58) qui a démontré l'impossibilité d'attribuer au même élément tectonique le Malm chevauchant de Sambet et celui du sommet du Tanneverge. Le Malm de Sambet s'enfonce en effet dans le pied de la paroi NW du Tanneverge sous 2 autres plis imbrigués, puis s'élevant en se compliquant vers le NE, il va former les régions culminantes du Ruan et de la Tour Saillère.

Par suite d'une regrettable omission, il n'a pas été tenu compte dans la *Revue* pour 1904 d'une publication consacrée par M. A. TROESCH (94) à la région du **Haut Kanderthal** et du massif de la **Blümlisalp**. L'auteur montre d'abord que la bande de terrains tertiaires qui, du Kienthal au Kanderthal, sépare la chaîne calcaire de la Blümlisalp des Alpes calcaires médianes est beaucoup plus développée que la carte ne le fait supposer; elle remonte dans le versant N de la Blümlisalp jusqu'au sommet de la Wilde Frau et apparaît sur l'arête qui relie le Schwarzhorn au Hohthürli.

M. Troesch a découvert du Néocomien fossilifère sur l'Oeschinengrat; il a trouvé dans le versant abrupt qui descend de la Birre au lac d'Oeschinen un calcaire gris finement oolithique à *Textularia* et à *Orbitolina lenticularis*, et il considère comme probablement supracrétaciques des schistes foncés à *Glob. linnaeana* d'Orb. (= *Pulv. tricarinata* Quer.) qui affleurent dans la même chaîne.

L'auteur rectifie encore sur plusieurs points l'extension donnée sur la carte au Dogger et au Malm et il donne la liste des fossiles trouvés dans les divers niveaux du Jurassique.

M. ALB. HEIM (66) convaincu, depuis plusieurs années, de la justesse de la notion du pli unique ou de la nappe glaronnaise, a visité à nouveau la région du **Klausenpass** et du **Griesstock**, où il avait cru voir antérieurement le front de son pli N glaronnais. Il a pu constater ainsi que la lame calcaire de Lochseitenkalk qui se suit constamment dans le plan de chevauchement de la nappe glaronnaise, ne se continue pas dans la masse calcaire de la Balmwand et du Griesstock, qu'elle en est au contraire complètement distincte et qu'elle en est séparée par une bande de calcaires nummulitiques et de schistes éocènes. De plus, les calcaires de la Balmwand ne correspondent pas à une zone de Malm renversée comme M. Heim l'avait cru; en effet, à sa partie supérieure on trouve d'abord des calcaires siliceux remplis d'*Exogyra sinuata* qui sont évidemment néocomiens, puis un calcaire marmorisé qui ne peut être que de l'Urgonien; c'est sur ce dernier que se superposent les calcaires nummulitiques, puis des schistes éocènes (ou oligocènes) très violemment plissotés, sur lesquels chevauchent, suivant un plan simple, le Lochseitenkalk et la série normale du Trias et du Lias du Klausen.

Les calcaires de la Balmalp, dont la surface est comme crénelée par de nombreux replis et petits chevauchements,

s'enfoncent au NW sous les formations triasiques-jurassiques du Klausen, dont ils sont constamment séparés par la zone tertiaire précitée; puis ils cessent brusquement, au tunnel de la route vers Windeggen, en une charnière plongeante de Malm, entourée au N de Néocomien, d'Urgonien, de Nummulitique et de Flysch.

Vers le SE, ces calcaires s'élèvent dans la direction du Griesstock; on les voit chevaucher, suivant un plan simple, sur le Flysch, tandis que leur surface est fortement plissée en petits anticlinaux déjetés au N. Le Malm est recouvert, sur ce parcours, par des formations crétaciques et nummulitiques mais d'une façon remarquablement variable. Tandis qu'à Windeggen et aux abords du Klausenpass le Néocomien et l'Urgonien sont bien développés mais représentent seuls le Crétacique, ils disparaissent bientôt complètement, en sorte qu'à la Kammlialp le Malm n'est séparé du Nummulitique que par une mince zone de calcaire de Seewen, qui s'effile même complètement par endroits; puis, dans l'arête du Griesstock, on retrouve sur le Malm une série crétacique qui comprend: 1° calcaire siliceux à *Toxaster* du Valangien (2 à 10 m.); 2° brèche à Crinoïdes glauconieuse (couches de l'Altmann) (1 à 6 m.); 3° schistes noirs à *Exogyra sinuata* (2 à 3 m.); 4° schistes gris à polypiers silicifiés (2 à 3 m.); 5° Urgonien à Requienies (2 à 20 m.); 6° grès à concrétions phosphatées du Gault (5 m.); 7° grès glauconieux, grumeleux, partiellement marneux (5 m.); 8° calcaires glauconieux contenant la faune à *Turr. Bergeri* (1 m.); 9° Calcaires de Seewen (5 m.). Vers l'extrémité S de l'arête du Griesstock le Malm et le Crétacique se relèvent verticalement; ils se renversent même, un peu plus à l'E, dans le flanc du Scheerhorn, où l'on peut voir, plongeant fortement au S et intercalés entre deux zones de Flysch, du Nummulitique, des calcaires de Seewen et du Néocomien fortement amincis. Puis, ces couches se coudent brusquement en genou de façon à s'élever de nouveau vers le SE, mais, leur amincissement se continuant, le Malm d'abord, puis le Crétacique s'effilent complètement et, entre le Klein et le Gross Scheerhorn, les deux zones de Flysch, qui les encadraient, se fondent.

Ainsi, les calcaires de la Balmwand et du Griesstock re, présentent une écaille ou une lame de charriage indépendante, moulée sur le Flysch des plis autochtones, recouverte normalement par le Nummulitique et le Flysch des Scheerhörner et chevauchée par la grande nappe glaronnaise. Ainsi s'expliquent

facilement le développement réduit de ses couches crétaciques et d'autre part le contraste très franc qui existe entre le Flysch nummulitique des Scheerhörner et le Flysch gréseux du Schächenthal.

Vers l'W, cette écaille paraît se suivre jusque dans le versant occidental des Sittliserhörner et des Hohe Faulen ; en réalité il n'en est rien et, si elle se prolongeait dans cette direction, cette lame devait y exister à un niveau notablement plus élevé que le sommet des Hohe Faulen. Vers l'E, au contraire, on trouve de nombreux affleurements calcaires qui doivent appartenir à la même lame que la masse du Griesstock ; ce sont : d'abord le paquet de calcaires suprajurassiques renversés au N par-dessus du Néocomien de l'Urgonien et du Nummulitique, qui apparaît dans le versant N du Kammlistock et du Claridenstock et qui avait été attribué, jusqu'ici, aux plis autochtones, puis la lame de Hochgebirgskalk qui se montre sous le Flysch et le Lochseitenkalk au-dessous du Fisitenpass, puis, la masse suprajurassique qui émerge à la Klus sur la route du Klausen, puis les affleurements de Malm du Wängiswald et, enfin, une barre de Malm qui se suit depuis le versant oriental du Kammerstock jusque près de Linthtal.

Le Kammligrat, qui descend du Kammlistock au Klausen Pass présente un intérêt très particulier. Ici, le Flysch nummulitique qui surmonte les calcaires de la Balmwand contient d'innombrables paquets métamorphisés de calcaires de Seewen, qui appartiennent évidemment à des lames de charriage arrachées plus au S ; puis au sommet de l'arête on voit des coins calcaires enfoncés, en grand nombre, de haut en bas, dans le Flysch, qui ont nettement la structure du Lochseitenkalk et qui doivent être considérés comme des paquets de calcaire de Tros, pris dans le plan de chevauchement de la nappe glaronnaise. Cette manière de voir est du reste confirmée par le fait que, le long de l'arête plus orientale du Gemsfeyerstock, ces paquets se soudent en une zone presque continue, superposée au Flysch et dont la face supérieure est plane et rabottée, à la façon de la surface du Lochseitenkalk.

De ce qui précède il résulte, avec la dernière évidence, que les calcaires du Griesstock n'ont rien à faire avec le Lochseitenkalk et qu'ils ne peuvent pas représenter le front d'un pli couché au S. Ils appartiennent à une lame de charriage sous-jacente à la grande nappe glaronnaise et celle-ci, passant par-dessus les Clarides et les massifs centraux, devait

s'enraciner plus au S, comme l'ont admis Marcel Bertrand, puis MM. Schardt et Lugeon.

La Société géologique suisse a fait, en 1905, son excursion annuelle dans la région qui s'étend au S du lac des Quatre-Cantons et qui comprend les Klippes du Stanserhorn, du Buochserhorn, de l'Arvigrat et les Alpes calcaires d'Unterwald et d'Uri. Les deux guides de cette excursion, MM. A. TOBLER et E. BUXTORF en ont fait eux-mêmes une relation (93) renfermant de nombreux renseignements nouveaux.

M. Buxtorf commence par décrire le versant N du Bürgenstock et la série normale crétacique qui y affleure, en insistant plus particulièrement sur le Gault dans lequel il distingue de bas en haut :

1° Des grès verts, qui ravinent la surface de l'Urgonien supérieur et contiennent quelques débris d'ammonites gargasiennes.

2° Des brèches échinodermiques probablement aussi gargasiennes.

3° Des calcaires spathiques et glauconieux à *Inocer. concentricus*, *Douvilleiceras mamillatum*, *Parahoplites Milleti*; cette couche, épaisse seulement de 1 m., passe vers le haut à

4° Des marnes schisteuses presque sans fossiles.

5° Des calcaires gréseux et glauconieux, contenant des concrétions calcaires ellipsoïdales, et à la partie supérieure desquels on récolte des débris de *Tur. cf. Bergeri* et d'autres ammonites. Ces couches passent vers le haut aux calcaires de Seewen.

A propos du Crétacique supérieur, M. Buxtorf fait remarquer qu'on trouve dans le calcaire de Seewen des intercalations rouges qui rappellent exactement les Couches rouges des Préalpes.

Cette chaîne calcaire externe est coupée entre le Lopperberg et le Pilate par un grand décrochement transversal, dont le plan est dirigé à peu près NW-SE du Dölli au Renggpass, et suivant lequel toute la masse du Pilate est repoussée d'environ 1, $\frac{1}{2}$ km. au NW; le prolongement de cette fracture coupe le Muetterschwandenberg entre Rieden et Vorder Rütli.

Le profil du Pilate, tel qu'il est décrit par M. Buxtorf, comprend les éléments suivants du N au S :

1° Une zone de Flysch plongeant au SE et chevauchant sur la Molasse.

2° Le premier anticlinal du Pilate, dont le jambage renversé est totalement supprimé et dont le cœur néocomien repose directement sur le Flysch précité. Sur la série crétacique de ce pli se superposent d'abord des calcaires nummulitiques, puis des grès du Hohgant, puis des schistes brunâtres du Flysch, qui forment synclinal.

3° L'anticlinal du Tomlishorn, fortement déjeté et dont le jambage septentrional est considérablement aminci. Le cœur de ce pli est constitué par des marnes valangiennes à *Exogyra Couloni*; dans le jambage supérieur on peut relever une fort belle coupe du Crétacique. Après avoir traversé les marnes valangiennes et un banc calcaire de 10 m. d'épaisseur, on rencontre une couche glauconieuse, que Kaufmann avait prise pour les couches de l'Altmann, mais qui contient *Hopl. neocomiensis*, *Hopl. Thurmanni*, *Haploc. Grasi*, etc..., et appartient incontestablement encore au Valangien. Viennent ensuite des schistes sans fossiles (10 m.), le Kieselkalk, qui renferme localement une seconde intercalation glauconieuse, et une brèche échinodermique; tous trois paraissent représenter l'Hauterivien. Le Barrémien est constitué par les couches glauconieuses de l'Altmann, par les couches à *Exogyra sinuata* et par le Schrattenkalk inférieur. L'Aptien, l'Albien et les couches de Seewen complètent la série et offrent le développement normal.

4° Le synclinal de Flysch de Laubalp qui se divise vers l'E en trois pointes par l'apparition, dans son fond, des deux anticlinaux d'Esel et de Steigli.

5° L'anticlinal du Matthorn, qui est déjeté par-dessus le synclinal précité et dont le jambage médian est intensément laminé. Ce pli, qui forme le versant S de la chaîne du Pilate, est ouvert jusqu'au Néocomien. Il s'incurve vers le NNW comme du reste les deux anticlinaux de Steigli et d'Esel; à lui seul il représente le prolongement décroché et déplacé de l'anticlinal du Lopperberg.

A propos des chaînes calcaires externes, M. Buxtorf consacre un intéressant chapitre à la stratigraphie de la chaîne du Vitznauerstock et de la Rigihochfluh. Il montre d'abord que dans le versant N du Vitznauerstock affleure, en chevauchement direct sur le Flysch, une série normale crétacique, dans laquelle le Valangien comprend des calcaires oolithiques puis les couches à *Exogyra Couloni* inférieures, tandis que l'Hauterivien ne prend pas la forme du Kieselkalk, mais est constitué par des calcaires spathiques alternant avec des cal-

caires siliceux, des schistes et des couches oolithiques (Vitznauerkalk); les couches de l'Altmann sont imparfaitement développées et le Barrémien est représenté essentiellement par les couches de Drusberg à *Exogyra sinuata* et par le Schrattenkalk inférieur; enfin, le Gault et le Seewerkalk qui sont bien développés près de Vitznau s'amincissent rapidement vers le N. et au sommet du Vitznauerstock le Nummulitique repose directement sur le Schrattenkalk.

Le versant S de la chaîne est constitué par une seconde série normale chevauchant sur la première, mais dans celle-ci le Valangien ne comporte plus de couches oolithiques, l'Hauterivien est formé par le Kieselkalk typique surmonté de brèches échinodermiques, la base du Barrémien est constituée par les couches de l'Altmann richement fossilifères, et soit le Gault soit le Crétacique supérieur sont partout bien développés.

En comparant ces deux séries crétaciques mécaniquement superposées du Vitznauerstock et de la Hochfluh entre elles et avec d'autres appartenant aux chaînes calcaires plus internes, on constate, en premier lieu, que la première se rapproche d'une façon absolue de celle de l'Axenbergl, tandis que la seconde est pour ainsi dire identique avec celle du Frohnalpstock septentrional et des environs de Seelisberg, en second lieu, que le contraste entre ces deux séries n'est pas tranché mais comporte une transition, en particulier en ce qui concerne le Gault et le Crétacique supérieur. L'on peut conclure de ces faits que les deux plis chevauchants du Vitznauerstock font partie d'une seule et même grande unité tectonique à laquelle appartiennent aussi ceux des massifs du Frohnalpstock et du Bauenstock, que de plus, le pli inférieur ou frontal du Vitznauerstock devait être relié plus ou moins directement avec les plis de l'Axenbergl.

Le fait que les chaînes calcaires externes appartiennent à la nappe du Bauenstock-Frohnalpstock et non à celle de l'Axenbergl a été du reste confirmé par des arguments d'ordre purement tectonique, développés par M. Tobler; en effet, sur la rive gauche du lac d'Uri on peut voir l'Urgonien se fermer complètement, soit au pied du Scharti, soit entre Isleten et Bauen au-dessous des anticlinaux culbutés de Néocomien de la zone de l'Axenbergl, qui ne peuvent donc pas rejoindre par-dessous le Bauenstock le Néocomien du Vitznauerstock.

L'exposé de ces idées est suivi du résumé d'une discussion, à laquelle ont pris part MM. ALB. et ARN. HEIM et M. BLU-

MER, et dans laquelle on a abordé la question des relations des diverses nappes entre elles et de leurs âges respectifs, puis celle des roches exotiques incluses dans le Flysch, etc.

Dans le compte rendu de la troisième journée d'excursion, nous trouvons quelques renseignements fournis par M. Tobler sur les klippes du Stanserhorn et du Buochserhorn ainsi que sur leur soubassement. L'auteur a acquis d'abord la conviction que les schistes de Wang, qui prennent un si grand développement dans ce dernier, ne sont pas autochtones, mais qu'ils appartenaient à la couverture de l'anticlinal du Brisen et ont été entraînés vers le N par le chevauchement de la nappe des klippes. Ces schistes affleurent dans le versant oriental du Stanserhorn, au Gisi, entre des calcaires nummulitiques sous-jacents et un complexe de grès et de schistes éocènes. Cette succession qui plonge isoclinalement au S est coupée vers le haut par un plan de chevauchement horizontal, sur lequel s'appuient des couches marno-calcaires à *Cancellophycos scoparius* du Dogger, base de la klippe. Des profils tout à fait comparables se retrouvent à la Brandfluh à Ebnet-Kuiri près de Stans, et à Nieder Büren au pied W du Buochserhorn. Les formations jurassiques de cette deuxième klippe, après s'être repliées en un synclinal fermé au S et enveloppant un cœur crétacique, dessinent un anticlinal resserré et déjeté au N, qui se développe entre le sommet du Buochserhorn et la Musenalp et qu'on traverse entre Bleikealp et Hüttlerenalp.

Enfin le rapport d'excursion contient encore une description des gisements de Gault du Lochwald et du Luitere Zug, à propos desquels M. CH. JACOB a cherché à préciser la position stratigraphique des niveaux fossilifères médiocrétaciques des Alpes calcaires externes. Se basant sur les nombreuses observations qu'il a faites dans les Alpes françaises, il place les grès verts qui surmontent directement l'Urgonien au Bürgenstock en parallèle avec la zone à *Oppelia Nisus* et *Hoplites furcatus* (Gargasien), la brèche échinodermique au niveau des couches de Clansayes soit de la zone à *Parahoplites Nolani*, les calcaires à *Inoc. concentricus* au niveau de la zone à *Parahopl. Milleti*, les marnes schisteuses au niveau de la zone à *Hoplites dentatus*, et les calcaires concrétionnés (Ellipsoïdenkalk) au niveau de la zone à *Schloenbachia inflata* (Vraconnien).

D'autre part. M. Jacob attribue au niveau de Clansayes les couches du Luitere Zug, à l'Albien les couches du Loch-

wald (voir sur ce sujet dans la IV^e partie de cette *Revue* Jacob et Tobler, p. 717).

Dans une courte notice, consacrée spécialement à la **chaîne de Wageten** sur le front des nappes glaronnaises, M. E. BLUMER (57) a rectifié sur plusieurs points importants les levers et les profils établis antérieurement par M. Burckhardt. Il a constaté d'abord que la Molasse est recouverte non parallèlement mais en discordance bien nette par le Flysch et les formations crétaciques, et qu'elle ne forme pas un synclinal déjeté, mais qu'elle est disposée en une série normale, qui s'enfonce sous les formations chevauchantes de Wageten. Quant à celles-ci, elles ne figurent pas un anticlinal déversé au N; le complexe calcaire de leur base que M. Burckhardt avait pris pour de l'Urgonien renversé appartient en réalité au Valangien et au Malm supérieur (calcaire de Troos) et il supporte normalement l'Hauterivien et l'Urgonien. Cette masse chevauchante qu'une mince zone de Flysch sépare de la Molasse, est probablement le prolongement de la nappe du Mürtschenstock, dont elle diffère pourtant par la moindre épaisseur du Crétacique moyen et supérieur et la puissance notablement plus grande du Nummulitique.

M. Blumer est en outre arrivé à la conviction que la chaîne de Wageten est tout à fait indépendante de celle des Aubrig, avec laquelle elle contraste d'une façon frappante, soit par sa tectonique, soit par sa stratigraphie, malgré la très petite distance qui les sépare. La chaîne des Aubrig est en réalité le prolongement de celle de Riseten, qui elle-même fait partie de la nappe du Säntis. Ainsi la nappe du Mürtschenstock ne forme le front des nappes alpines qu'entre la vallée de la Linth et le Wäggithal, tandis que partout ailleurs, du Rhin à l'Aar, c'est la nappe du Säntis qui s'avance visiblement le plus loin au N.

Je puis me contenter de citer ici un très court résumé que M. ALB. HEIM (62) a publié récemment de sa belle étude de la chaîne du Säntis (voir *Revue* pour 1905).

M. ARN. HEIM (69) a poursuivi à l'W de la Thur son exploration de la zone du **Säntis**. Il a pu démontrer ainsi que le Häderenberg, extrémité occidentale du Säntis, se prolonge vers l'W dans le Gulmen, mais qu'un déchirement s'est produit entre ces 2 petits massifs crétaciques par suite de trac-tions longitudinales. Les 2 zones encadrantes de Flysch arrivent pour ainsi dire en contact et la zone de terrains

crétaciques paraît interrompue; pourtant une mince traînée de Crétacique supérieur passant par le Farenstöckli et le haut du ravin du Dürrenbach établit une liaison évidente, quoique discontinue, entre le Gulmen et le Häderenberg et le long de cette traînée laminée, des paquets d'Urgonien s'alignent isolément.

Quant aux massifs avancés du Goggeien, du Stock et du Mattstock, ce sont visiblement des Klippes sans racines. Le Goggeien représente une tête digitée de pli enfoncée verticalement de haut en bas dans le Flysch. Le Stock est également une tête de pli, mais enfoncée obliquement au N; il appartient à la même nappe que le Gulmen, dont il est séparé au col de la Schart par un faux anticlinal faillé du Flysch sous-jacent. Entre le Goggeien et le Stock la zone crétacique est interrompue et le fond du ravin du Sulzbach ne laisse voir que du Flysch; il y a ici non un ensellement transversal, comme l'avait admis M. Burckhardt, mais un nouveau déchirement longitudinal.

Le Mattstock appartient aussi au front de la nappe du Säntis, mais il est complètement séparé de celle-ci, au N du Durchschlägiberg, par une écaille de Flysch. Ses formations crétaciques y sont repliées en un anticlinal étroit et un large synclinal, dont le jambage N, s'élevant jusqu'à la crête de la chaîne, chevauche par l'intermédiaire d'une mince zone de Crétacique supérieur et de Flysch sur la Molasse du Speer. Dans tout le versant S de la chaîne les laminages sont particulièrement marqués, déterminant soit un métamorphisme accusé des roches, soit des amincissements locaux des couches, tantôt l'une, tantôt l'autre. Puis vers l'E toute la masse crétacique du Mattstock cesse brusquement en coin au milieu du Flysch; les couches subissent une réduction rapide, puis disparaissent, et, sur les miroirs de glissement qui s'y sont formés longitudinalement, on peut voir des stries horizontales qui parlent clairement en faveur d'étirements longitudinaux.

Sous la nappe du Säntis apparaissent, dans la région de Weesen des traces de nappes inférieures, ce sont le rocher de Fli et le Kapfenberg. Or, ici encore, on trouve l'indication très nette d'étirements s'étant fait sentir dans le sens de la direction des plis. Les laminages et déchirements longitudinaux paraissent du reste être un phénomène très fréquent dans la zone des chaînes calcaires externes.

Ces caractères tectoniques si curieux de la nappe du Säntis

dans sa partie occidentale ont été exposés d'autre part en une courte notice française par M. Arn. Heim (70).

Dans une seconde publication M. ARN. HEIM (68) étudie spécialement la zone de contact entre la Molasse et les masses chevauchantes du Mattstock, du Goggeien et du Säntis. Il montre qu'entre la vallée du Flibach et celle de la Thur la Molasse forme certainement le soubassement du Flysch et du Crétacique du Mattstock et du Gulmen et qu'elle doit conserver dans ce trajet une remarquable uniformité de sa direction et de son plongement. Cette molasse ne paraît en aucune façon être repliée en un synclinal déjeté entre le Speer et le Mattstock, comme l'admettait encore récemment M. Burckhardt, elle correspond à une série normale de couches très régulières, qui constitue le jambage S de l'anticlinal méridional molassique et qui est recouverte mécaniquement et en discordance par le Flysch. Ainsi s'explique très simplement le contraste frappant qui existe entre la tectonique si peu mouvementée de la Molasse et les formes extraordinairement tourmentées des masses qui la chevauchent.

Les couches de la Molasse, que l'on trouve en contact avec le Flysch sur différents points, varient du reste beaucoup et appartiennent certainement à des niveaux divers; toujours le contact est franc; quelquefois les 2 formations se sont pénétrées réciproquement; partout on peut se convaincre qu'il s'agit d'un véritable chevauchement; l'épaisseur du Flysch intercalé entre la Molasse et les formations crétaciques varie dans des proportions considérables.

De ce qui précède il résulte que la Molasse est restée passive pendant la poussée des nappes alpines et, en relation avec cette constatation, il faut relever le fait que les failles transversales qui affectent les chaînes calcaires ne se continuent pas au-dessous d'elles dans la Molasse. Il semble même qu'au moment où celle-ci a été recouverte par la nappe du Säntis, elle était déjà non seulement redressée, mais partiellement érodée suivant une surface irrégulière, dont les formes accidentées ont notablement influé sur la disposition des masses recouvrantes.

L'auteur, étendant cette notion d'une érosion de la Molasse avant la mise en place des nappes alpines au territoire de la Suisse, montre qu'elle s'applique très heureusement aux conditions spéciales du contact entre ces deux grandes unités géologiques, soit dans la région du Rhin, soit dans celle du lac des Quatre-Cantons, soit dans celle de l'Aar, soit dans

celle du Rhône. Aussi se demande-t-il si les vallées de ces 4 cours d'eau n'étaient pas fixées à peu près suivant leur parcours actuel déjà avant le développement final des nappes et si elles n'ont pas été la cause déterminante de la formation dans le corps de celles-ci des grands ensellements transversaux maintenant reconnus.

Comme conclusion finale, M. Heim admet que la Molasse a dû être plissée à la fin de l'époque miocène, puis érodée surtout dans sa partie méridionale. Ensuite, soit pendant les temps pliocènes et probablement jusque peu avant la première glaciation, les nappes alpines ont poussé lentement leur front vers le N, recouvrant la surface érodée de la Molasse et prenant leur extension actuelle. Une dernière phase de dislocation, pendant laquelle ont joué diverses failles transversales, a dû se poursuivre jusque dans les temps pléistocènes.

Ces conclusions ont été reproduites par M. Heim en français dans un court résumé publié par les Archives (71).

Préalpes et Klippes.

MM. C. SARASIN et L. COLLET (81) ont entrepris l'étude de la **zone interne des Préalpes** dans la région du haut Simmenthal et d'Adelboden. Ils distinguent dans la série sédimentaire des Préalpes internes les niveaux suivants :

Le **Trias** comprend soit des amas considérables de gypse, soit des calcaires dolomitiques et des corneules, auxquels s'associent, par places, des marnes schisteuses violacées.

Le **Lias** est un des éléments les plus importants de la zone des Cols ; il débute par des calcaires noirs en lits séparés par des feuilletts schisteux, qui sont marneux à la base, échinodermiques vers le haut avec de nombreux débris reconnaissables de Pentacrines, et qui représentent l'Infralias et une partie de Sinémurien. Cette série se termine par des calcaires spathiques très durs contenant *Belelm. acutus* Mil., *Ariet. raricostatus* Zieten, *Aegoc. centauroïde* Savi et Meneg., *Aeg. Listeri* Sow., *Gryphea obliqua* Sow., *Zeil. numismalis* Lam., soit une faune du Sinémurien supérieur.

Vers le haut, ces calcaires passent rapidement à des grès quartzitiques grossiers, très durs, qui contiennent, par places, des couches de conglomérats à éléments granitiques, et qui ressemblent étrangement à certains grès de la zone du Niesen. Les auteurs y ont récolté plusieurs tronçons de Belemnites

du type de *B. niger*. Enfin, la partie supérieure du Lias est constituée par des argiles noires, riches en mica, dans lesquelles s'intercalent des bancs et des chailles de grès foncés (schistes mordorés de M. Lugeon).

Le **Dogger** se compose de calcaires gréseux fortement micacés, en bancs séparés par des lits marneux ; les Zoophycos y sont parfois très abondants mais, comme autres fossiles, les auteurs n'y ont pu trouver qu'un seul échantillon de *Stephan. Humphriesi*. Sur ce faciès à Zoophycos se superposent des calcaires noirs, à grain fin, régulièrement lités, sans fossiles, qui paraissent représenter le Bathonien avec probablement le Callovien et peut-être une partie de l'Oxfordien.

Le **Malm** comprend un complexe massif de calcaire gris à cassure esquilleuse, très riche en silex par places.

Le **Crétacique** n'est représenté que par des calcaires sublitographiques, gris clair, un peu schisteux et associés à des couches plus marneuses, qui correspondent au type gris des Couches rouges.

A propos des dépôts quaternaires, les auteurs signalent quelques moraines bien développées et insistent sur l'importance qu'ont prise, à côté des éboulements proprement dits, les glissements de terrain en masse, qui ont déterminé d'innombrables gisements anormaux.

Dans la partie tectonique de leur travail, MM. Sarasin et Collet examinent successivement 7 profils perpendiculaires à la zone des Cols et se suivant de l'E à l'W.

Une première coupe, passant par Adelboden (partie W) et le Mittaghorn, montre d'abord, dans le flanc de la chaîne Niesen-Gsur, les formations schisteuses et gréseuses attribuées, jusqu'ici, au Flysch, mais dont l'âge tertiaire paraît très douteux. Ces dépôts s'enfoncent au NW vers la montagne ; par leur base elles s'appuient directement sur une zone de Trias ; celle-ci est supportée par du Malm, qui forme le terme supérieur d'une série normale, dont le Lias supérieur affleure au fond du ravin de l'Allenbach en amont d'Adelboden. Le fond de la vallée et tout le bas du versant oriental sont couverts par des dépôts morainiques, mais, au-dessus de 1500 m. on voit affleurer d'abord du Dogger plongeant au SE, puis, au-dessus de lui, une mince barre de Malm et une zone de calcaires marneux supracrétaciques. Toute cette série s'enfonce sous le jambage renversé du pli haut-alpin qui forme le Mittaghorn.

Dans une seconde coupe, passant par le Höchst, on re-

trouve, sur le versant NW de la vallée du Geilsbach, les schistes et grès du Niesen, puis au-dessous le Trias, puis une série normale de Malm-Toarcien, le tout plongeant au NW; le versant du Höchst est entièrement constitué par les grès quartzitiques du Lias moyen, qui, au sommet, dessinent une belle charnière fermée au SE et couchée sur des schistes toarciens. En descendant de ce sommet vers l'Engstligenbach on traverse d'abord des schistes toarciens, puis des calcaires du Dogger, puis de nouveau des schistes toarciens, le plongement restant constamment au NW. Enfin, de l'autre côté de l'Engstligenthal, des affleurements de Dogger correspondent, sans aucun doute, à ceux que nous avons vus s'enfoncer sous les formations haut-alpines du Mittaghorn.

L'interprétation logique de ces deux coupes consiste à supposer un grand pli couché au SE dont le cœur est formé par les grès du Höchst, dont le front de Dogger et de Malm s'enfonce sous le pli du Mittaghorn et dont le jambage supérieur se retrouve dans la vallée du Geilsbach et à Adelboden. L'intercalation d'une bande de Dogger entre deux zones de Toarcien dans le versant oriental du Höchst indique l'existence d'un second pli couché sous-jacent au premier; enfin le Trias qui jalonne la base des schistes et grès du Niesen, représente un pli anticlinal laminé, couché par-dessus les deux autres.

Une troisième coupe passant par les pâturages de Silleren, le cirque de Ludnung et le Fixer, montre presque exactement la même disposition des couches et, grâce à une sorte de fenêtre creusée par l'érosion, les deux plis superposés du Höchst apparaissent bien clairement, tandis que, sur l'arête qui relie le Höchst au Fixer, on peut voir l'enveloppement au SE des grès charmouthiens par les schistes toarciens et le Dogger.

Dans une quatrième coupe, qui suit par le Laveigrat, le Metschstand, le Regenbolshorn et le Pommerngrat la ligne de partage des eaux des bassins de la Lenck et d'Adelboden, on peut voir d'abord, au Pommerngrat, le prolongement du pli supérieur du Höchst enfonce sa charnière frontale au SE sous le pli haut-alpin de l'Ammertengrat, puis sur le dos de l'anticlinal couché préalpin se dessine une voûte déjetée, qui apparaît, pour la première fois, vers les chalets de Geilsberg et s'accroît vers l'W en se déversant toujours plus. Le jambage normal de ce nouveau pli, formé de Dogger et de Crétacique supérieur, constitue la base du Metschstand, tandis

qu'au-dessus de lui on voit revenir du Dogger qui est recouvert, par places, directement de Trias. Ce Dogger de la crête du Metschstand est le jambage renversé d'un pli supérieur, dont la racine se retrouve au pied du Laveygrat et au Hahnenmoss et dont un lambeau du jambage normal (Trias, Lias, Dogger, Malm forme la pyramide du Regenbolshorn. Un peu à l'W du Regenbolshorn on peut voir cette nappe chevauchante supérieure s'enfoncer en synclinal entre le pli du Höchst et le pli de Geilsberg, qu'elle recouvre tous deux successivement.

Une cinquième coupe passe de Lavey Alp, par le Metschhorn et l'Ammertenalp jusqu'au pied de l'Ammertenhorn. Dans le versant SW du Metschstand on peut voir le jambage renversé du pli supérieur (pli IV), formé de Lias et de Dogger, s'appuyer sur un synclinal laminé et presque horizontal de Crétacique supérieur. Au-dessous de ce dernier affleurent, dans les pâturages du Metschberg, le Dogger et le Lias en série normale sur des calcaires dolomitiques et des corgneules; puis, au Metschhorn ce Trias s'incurve en une superbe charnière fermée au SE et entourée de Lias et enfin sous le Trias réapparaissent, cette fois en série renversée, le Lias et le Dogger. Il y a donc ici un pli complet, couché au SW, qui n'est que le prolongement développé du pli de Geilsberg (pli III); au delà du front de cet anticlinal un lambeau du pli supérieur représenté par du Trias et du Lias et replié en synclinal est conservé dans les pâturages de Wängi. Quant à la petite chaîne qui sépare l'Alp de Wängi de celle d'Ammerten elle présente une structure fort curieuse; sa base, mise largement au jour par la tranchée de la Simme est en Nummulitique haut-alpin; au-dessus de ce Nummulitique et le moulant on trouve du Dogger, puis au sommet apparaît de l'Urgonien, qui forme comme une grande lame contournée sur tout le versant occidental. Les auteurs se représentent ici un grand pli chevauchant haut-alpin couché au NW entre un pli préalpin inférieur, celui du Höchst ou pli II, et un pli supérieur, le pli IV, tous deux couchés au SE.

La sixième coupe traverse obliquement la vallée de la Simme montrant, d'une part, sur la rive droite, le développement du pli de Geilsberg-Metschhorn (pli III) qui, au Metschberg et plus bas dans les pentes, paraît être couché au S avec une direction E-W, d'autre part, sur la rive gauche, la superposition, sur une grande voûte de Nummulitique s'élevant à l'W du Simmenfall, d'une lame chevauchante d'Urgonien qui forme l'arête du Laubhorn. Il faut remar-

quer dans ce profil l'absence du pli IV, qui a été complètement supprimé par l'érosion et la non apparition du pli II qui est caché par les éboulis et paraît du reste avoir subi une notable réduction.

Enfin, une septième coupe suit du S au N l'arête de l'Ober Laubhorn entre les vallées de la Simme et de l'Iffigenbach. Dans cette chaîne il faut distinguer d'abord, à la base, une grande voûte haute-alpine, qui donne lieu aux rapides du Simmenfall et de l'Iffigenfall et qui, formée de Néocomien, d'Urgonien et de Nummulitique, est nettement déjetée au NW ; elle est bordée, dans cette direction, par une voûte beaucoup plus modeste qui apparaît seulement dans la vallée de Poeschenried, où ne percent que des calcaires et des grès nummulitiques surmontés par du Flysch. Sur ces deux plis chevauche une lame d'Urgonien et de Nummulitique, qui paraît être continue depuis le Laubhorn jusqu'à l'extrémité septentrionale de la chaîne au-dessus de Oei et qui doit s'amorcer sous le grand pli du Rawyl. Enfin, au-dessus de cette série chevauchante haute-alpine, se développe une succession normale de Trias et de Lias haut-alpins, incurvée en un large synclinal et qui forme toute la partie culminante de l'Ober Laubhorn. Par analogie avec ce qui ressort des profils précédents, l'on est autorisé à attribuer cette succession au pli IV et à raccorder le Trias chevauchant de l'Ober Laubhorn avec celui qui affleure au N de la Lenck dans le ravin de Seiten à la base des grès du Niesen.

Sous ce Trias du ravin de Seiten on peut voir des grès du Lias moyen et des schistes mordorés toarciens en série renversée ; plus au S, aux environs de Brand les affleurements manquent sur une grande largeur, mais on est en droit de faire passer là le prolongement du pli III ; enfin, plus au S encore, une charnière fermée au S de Dogger et de Malm, très nettement développée vers le stand de la Lenck, semble représenter le front du pli II considérablement réduit.

En résumé, le travail de MM. Sarasin et Collet montre l'existence, dans la bordure méridionale des Préalpes entre la Lenck et Adelboden, de quatre plis couchés et surperposés, dont le premier n'est visible que dans la chaîne du Höchst, dont le second se suit depuis cette chaîne jusqu'au Pommerngrat et à l'Ammerten Alp, dont le troisième naît sous forme de voûte à Geilsberg pour atteindre son développement maximum aux environs du Metschhorn et dont le quatrième, prenant la forme d'une véritable nappe, s'étend par-dessus les

précédents depuis la ligne Adelboden-Lavey Grat-Lenck jusqu'au Regenbolshorn et à l'Oberlaubhorn. De ces quatre plis, le second nous montre soit au Höchst, soit au Pommerngrat une charnière frontale fermée au SE, le troisième se termine également au SE par une charnière remarquablement nette dans la région du Metschhorn, et ces faits suffisent, semble-t-il, pour montrer le déversement des quatre anticlinaux au SE et par conséquent leur enracinement au NW. En second lieu, tandis que la supposition de l'existence dans la zone des Cols de plis-nappes enracinés au S et culbutés au N nécessiterait la présence, sur la bordure interne des Préalpes, d'une zone pouvant être assimilée à un bord radical, rien de semblable n'existe ici. En troisième lieu, la forme entière et relativement peu laminée des plis étudiés concorde beaucoup mieux avec la notion de plis locaux qu'avec celle de plis charriés et entraînés dans le mouvement d'une énorme masse chevauchante.

Ces anticlinaux préalpins sont couchés par dessus des plis hauts-alpins qui percent dans le fond des vallées de la Simme et de l'Iffigenbach. En outre, il semble qu'une lame de terrains haut-alpins amorcée dans le pied de la paroi du Rawyl et de l'Ammertenhorn et déversée horizontalement au N s'est insinuée entre les anticlinaux préalpins II et III d'une part, IV de l'autre, donnant lieu à un enchevêtrement d'éléments tectoniques couchés en sens inverse et concentriquement.

L'indépendance de la zone des Cols par rapport à la zone des Préalpes externes, à laquelle M. Lugeon la rattache par dessous les Préalpes médianes, paraît donc démontrée et la notion d'une position autochtone des Préalpes acquiert de ce fait un nouvel argument en sa faveur.

La publication de MM. Collet et Sarasin a suscité une double réplique de la part de M. M. LUGEON d'abord puis de M. G. Roessinger. Le premier (78) conteste une partie des observations des auteurs précités, puis il insiste sur l'importance de la découverte de lambeaux d'une nappe supérieure qu'il a faite dans tous les synclinaux des Hautes Alpes calcaires ; ces lambeaux devaient appartenir à une nappe primitivement continue de la région de Sierre à la zone des Cols. M. Lugeon considère de plus comme un argument absolu en faveur de l'absence de racine de la zone des Cols le fait que, dans la vallée du Rhône et au val d'Illicz, celle-ci disparaît complètement entre le Flysch haut-alpin et les terrains des Préalpes médianes.

M. G. ROESSINGER (80) fait observer d'abord que le massif calcaire des gorges de la Simme de l'Ammerten Alp et du Laubhorn que MM. Sarasin et Collet considéraient comme de l'Urgonien est, en réalité, du Malm préalpin incurvé en une charnière anticlinale fermée au SE autour d'un noyau d'Oxfordien. Ayant constaté en second lieu la présence de couches rhétiennes dans l'intérieur de la charnière triasique du Metschhorn (Pli III), il voit dans ce pli non un anticlinal, mais un synclinal fermé au S. Enfin, il considère qu'une partie des grès, rangés par MM. Sarasin et Collet dans le Lias, doivent appartenir au Flysch.

Après une nouvelle série d'observations MM. C. SARASIN et L. COLLET (82) ont fait paraître une seconde notice consacrée aux environs de la Lenck, qui tient compte des critiques indiquées ci-dessus. Ils commencent par reconnaître leur erreur, relativement au massif calcaire de l'Ammerten Alp, des gorges de la Simme et du Laubhorn, qui est bien, comme l'a dit M. Roessinger, formé de Malm; seulement, tandis que M. Roessinger a vu là une simple tête anticlinale plongeante, il y a 3 écailles normales de Malm supportées chacune par une zone laminée de schistes oxfordiens. La plus élevée de ces écailles se couchant horizontalement traverse d'une façon presque constamment visible le flanc NE de l'Oberlaubhorn jusque près de Troggeg et on la suit facilement aussi sur l'autre versant au-dessus de la vallée de Poeschenried. Le Malm qui en forme la partie essentielle repose le plus souvent sur de l'Oxfordien laminé, qui lui-même paraît chevaucher sur le Nummulitique haut-alpin; sur sa surface on trouve, près d'Oberlaub, un calcaire foncé à Nummulites puis des grès siliceux, qui prennent une grande extension, et le séparent, sur toute la longueur de la chaîne, du Trias et du Lias du sommet. Ces grès, attribués d'abord par MM. Sarasin et Collet au Lias, contiennent des fragments d'*Ortrophragmina* et des Nummulites et doivent, par conséquent, en tous cas en partie, appartenir au Flysch.

Ainsi la lame d'Urgonien haut-alpin intercalée sous l'anticlinal préalpin IV à l'Ammerten Alp, au Laubhorn et à l'Oberlaubhorn, que les auteurs avaient admise dans leur précédent travail, doit être remplacée d'après leurs nouvelles observations par une masse chevauchante d'Oxfordien, de Malm et de Nummulitique préalpins superposée aux plis haut-alpins du Simmenfall et de Poeschenried et surmontée par la masse chevauchante de Trias et de Lias du sommet

de l'Oberlaubhorn. Cette dernière paraît s'enfoncer seule dans le synclinal séparant les 2 anticlinaux haut-alpins du Rawyl et du Simmenfall-Iffigenfall, où elle est marquée par un affleurement de corneilles triasiques entre 2 zones de grès probablement tertiaires.

MM. Sarasin et Collet maintiennent absolument d'autre part la coupe qu'ils ont donnée du Metschhorn et font remarquer que les calcaires liasiques que M. Roessinger a cru voir dans le cœur d'une charnière synclinale de Trias sont en réalité intercalés entre 2 zones de Trias tout à fait indépendantes, dont l'une appartient au jambage normal du front du pli III, dont l'autre forme la base du pli chevauchant IV.

Répondant aux observations de M. Lugeon, les auteurs font remarquer que la liaison des Préalpes internes avec la nappe superposée aux plis haut-alpins entre le Rawyl et Sierre n'est pas démontrée, que la forme des plis de la zone des Cols concorde mal avec l'idée de nappes venues du Sud et que la disparition des Préalpes internes à l'W du Rhône n'implique pas forcément l'absence de racine pour cette zone là où elle existe.

M. FR. JACCARD (74) a fait paraître une brève réponse à la note de M. Steinmann que j'analysais l'an dernier et qui est consacrée à l'étude synthétique des nappes alpines et préalpines. Après avoir discuté sans grande utilité la part qui revient respectivement à MM. Marcel Bertrand, H. Schardt et M. Lugeon dans l'élaboration de la théorie des nappes de charriage, il aborde la question de l'origine des **roches cristallines basiques enfoncées dans le Flysch**. Il reconnaît la liaison tectonique en une même unité de ces roches cristallines avec des radiolarites et des calcaires qui n'appartiennent pas au Flysch, mais il ne peut concevoir cette unité tectonique comme une nappe superposée à celle de la Brèche ainsi que l'a fait M. Steinmann.

En réalité les ophites et les radiolarites de la région de la Hornfluh et du Rübli sont encastées dans un Flysch sous-jacent à la masse de la Brèche, contrairement à ce qui existe au Chablais, où, sur le Plateau des Gets, les mêmes formations sont contenues dans le Flysch superposé à la Brèche. Aussi M. Jaccard considère-t-il ophites et radiolarites comme des lames de charriage entraînées dans le chevauchement de la Brèche et il reproduit l'hypothèse émise par M. Lugeon, d'après laquelle une partie du Flysch sous-

jacent à la Brèche avec les lames cristallines qu'il contenait a pu être rejeté sur le dos de la nappe qui le chevauchait.

A propos des Couches rouges qui s'intercalent très fréquemment entre la Brèche supérieure de la Hornfluh et le Flysch, l'auteur fait remarquer que M. Steinmann n'a apporté aucun argument en faveur d'une superposition stratigraphique du Crétacique supérieur sur la Brèche, tandis que lui-même a fait récemment encore dans le massif du Rübli des observations qui semblent contraires à cette manière de voir.

Enfin, en terminant, M. Jaccard montre que les homologues établies par M. Steinmann entre les nappes des Alpes occidentales et des Alpes orientales sont pour le moins discutables et émet l'idée de la possibilité d'une véritable homologie entre la nappe des Préalpes médianes dans la Suisse occidentale et la « ostalpine Decke » de M. Steinmann.

Je puis signaler ici une courte réplique de M. H. SCHARDT (84) à M. Jaccard, dans laquelle il montre que c'est bien lui-même qui a transformé en théorie, en la fondant sur de nombreuses observations directes, la simple hypothèse d'un charriage des Préalpes, que M. Marcel Bertrand avait émise en se servant surtout des cartes.

Lors d'une récente excursion dans la région des **Klippes d'Iberg** (Schwytz), M. H. HØEK (73) a retrouvé, en superposition évidente sur le Flysch, 3 des nappes que M. Steinmann a distinguées plus au SE dans la région du Rhäticon; ce sont de bas en haut :

1^o Directement sur le Flysch helvétique, une nappe intensément laminée, formée de Couches rouges et de calcaires coralligènes à Nérinées du Jurassique supérieur. Les calcaires jurassiques et les Couches rouges sont enchevêtrés de façon compliquée; les premiers offrent une parfaite analogie avec les calcaires de la Sulzfluh (Rhäticon). Cette nappe correspond à la nappe des Klippes de M. Steinmann.

2^o Une nappe formée essentiellement de roches basiques diverses et de couches à Radiolaires, soit siliceuses, soit calcaires et qui représente la nappe rhétique de M. Steinmann.

3^o Une nappe supérieure, dont les lambeaux couronnent les sommets du Schyn, de la Mördergrube et du Roggenstock et qui comprend divers niveaux du Trias, soit des couches de Raibl, une dolomie que l'auteur identifie avec le Rhötido-lomit, des corgneules et la dolomie principale. C'est ici la nappe austro-alpine de M. Steinmann.

A côté des Klippes elles-mêmes des blocs isolés jonchant la surface du Flysch et de provenances diverses ne peuvent être que des débris de l'une ou l'autre nappe. Ainsi à la nappe austro-alpine doivent se rattacher des blocs de Muschelkalk, de calcaires à Diplopores, de calcaires liasiques rouges, de calcaires rhétiens; des débris de granite, de calcaires du Dogger sont d'origine douteuse; par contre des blocs de brèches polygéniques liasiques semblent indiquer l'intercalation ici de lambeaux d'une nappe de la Brèche entre la nappe rhétique et celle des Klippes.

L'auteur montre en terminant l'analogie frappante qu'offrent certains bancs dolomitiques, interstratifiés entre les Raibler Schichten et le Hauptdolomit dans la nappe supérieure des Klippes, avec le Rhötidolomit du massif de l'Aar et il conclut par suite à un âge supratriasique de ce dernier.

PLATEAU MOLASSIQUE

M. W. PAULCKE (96) a fait une description sommaire de la géologie des environs du lac d'Ueberlingen.

Dans la Molasse marine de ce territoire l'auteur distingue de bas en haut :

1° Des grès quartzeux et glauconieux, compacts des Heidenlöcher, dans lesquels sont creusés les gorges du Katternenbach, de la Kargegg, du Teufelsthal et du Dobelbach. A la partie supérieure de ce complexe s'intercale un banc riche en *Corbula*, *Leda*, *Mactra*, *Arca*.

2° Des schistes gréseux et marneux, dans lesquels est interstratifié un banc de grès coquillier à *Pecten palmatum*, *P. ventilabrum*, *Cardium commune*, etc.

3° Une zone de conglomérats à éléments alpins.

L'auteur décrit ensuite la Molasse d'eau douce supérieure, puis il passe aux formations pléistocènes. Il attribue au Deckenschotter ancien divers lambeaux d'alluvions qui existent entre 660 et 690 m., et admet pour le bassin du lac de Constance une différence d'altitude d'environ 100 m. entre le vieux et le récent Deckenschotter. Il considère comme moraines de Riss les moraines de Hoch au N du lac d'Ueberlingen (740 m.) et insiste sur la décomposition avancée de ces dépôts ainsi que des alluvions contemporaines des Hautes Terrasses. A propos de la dernière glaciation, il cite les moraines terminales de Schafhouse, Engen et Thaingen. Quant au lac de Constance M. Paulcke y voit, comme MM. Penck et

Brückner, un bassin formé essentiellement par l'érosion glaciaire, poursuivie pendant les 4 glaciations successives.

Nous devons à M. J. WEBER (97) une carte géologique au 1 : 25 000 de la région qui s'étend à l'E de Winterthur jusqu'à Elgg (Feuille 66 de l'atlas Siegfried). Ce territoire est constitué essentiellement par la Molasse d'eau douce supérieure, recouverte le plus souvent par la moraine.

La Molasse comprend des grès tendres, dans lesquels s'intercalent près de Elgg des lits de charbon avec débris de mammifères: *Testudo Escheri*, *Mastodon turicensis*, *Rhinoceros incisivum*, *Anchitherium aurelianense*, *Hypotherium Sömmeringi*, *Sus abnormis*, *Cynchoerus Ziegleri*, *Cervus Zeuchneri*, *Hylobates antiquus*. Ces grès alternent dans la région de Elgg avec de nombreux bancs de conglomérats polygéniques.

La moraine de fond, qui prend une extension considérable, se superpose à la Molasse suivant un plan qui, de 580 m. d'altitude vers l'E, s'abaisse à 525 m. à l'W, et qui domine la vallée Elgg-Winterthur de près de 100 m. à l'E, de 40 à 50 m. à l'W. Son matériel, dans lequel les granites du Julier sont abondants, provient uniquement du bassin du Rhin; quant à son âge on peut le considérer comme appartenant à l'époque de Riss, tandis que le creusement de la vallée Elgg-Winterthur se serait effectué pendant le retrait de cette même glaciation.

Les moraines superficielles se répartissent sur le territoire de la carte de la façon suivante: au S et jusqu'à la ligne de Wiesendangen et Gündlikon, on ne trouve en fait de talus morainiques que des formes très adoucies avec des dépôts qui se confondent avec la moraine de fond et qui appartiennent comme celle-ci à la glaciation de Riss. Plus au N au contraire, se développe une chaîne de collines morainiques très nettes, dirigée à peu près E-W et qu'il faut envisager comme des moraines frontales de la glaciation de Würm.

M. J. Weber attribue au système des Hautes Terrasses des alluvions qu'il a pu suivre d'une façon assez continue depuis Elgg jusqu'à Rätterschen et dont le niveau s'abaisse de 560 m. vers le premier point à 510 m. vers le second. Par contre les alluvions de la plaine de Winterthur, dont les relations avec les moraines de Wiesendangen sont incontestables, appartiennent à la glaciation de Würm et par conséquent aux Basses Terrasses.

Un court résumé français du travail de M. Weber a paru dans les *Archives* (98).