

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 9 (1906-1907)
Heft: 2

Artikel: IIIe partie, Tectonique
Autor: [s.n.]
Kapitel: Jura
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-156582>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 11.01.2026

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

tunnel qui traverse cette chaîne, fournit quelques renseignements sur la stratigraphie des dépôts molassiques et des moraines de ce territoire. L'auteur décrit en particulier une exploitation de lignites intercalés dans la moraine au-dessus de Güntenstall et remarque qu'il existe en réalité ici trois lits de lignite l'un à 470 m., le second à 500 m., le troisième à 522 m.; l'âge de ces couches n'a pas pu être encore fixé d'une façon certaine.

JURA.

Le Jura, dans son ensemble, a fait l'objet d'une étude géographique et morphologique de la part de M. FR. MACHACEK (74). Après avoir défini les limites du Jura en tant qu'unité géographique, l'auteur divise son territoire en trois parties : 1^o les chaînes jurassiennes situées au S de la ligne Pont d'Ain-Nantua-Bellegarde, qui se rattachent intimément aux plis du massif de la Grande Chartreuse ; 2^o les chaînes jurassiennes proprement dites qui, de cette zone, forment la bordure méridionale de l'ensemble du Jura jusqu'à la Lägern ; 3^o le Jura tabulaire qui comprend au contraire la partie NW et dont la limite avec les chaînes peut être tracée par les vallées de la Valserine et des Ponts, par Vallorbe et Pontarlier, puis par la vallée du Doubs jusqu'à Saint-Ursanne, et enfin par le versant N des Rangiers jusqu'à la ligne des grandes dislocations du Jura bâlois et argovien. Cette ligne ne correspond du reste pas à une ligne tectonique, mais elle est nettement marquée dans la topographie. Les chaînes jurassiennes se divisent assez naturellement, suivant une ligne passant par Orbe, en une partie septentrionale et une partie méridionale. Quant au Jura tabulaire, l'auteur le coupe par deux lignes passant l'une par Lons-le-Saunier et Genève, l'autre par Salins, Frasnes et Pontarlier en trois parties.

Dans un chapitre stratigraphique, M. Machacek montre comment les régions jurassiennes, après avoir été complètement émergées pendant la fin des temps crétaciques et la période éocène, ont été envahies d'abord par la transgression tongrienne qui, partie du bassin de Mayence, s'est étendue sur la région de Delémont et jusqu'au delà de Bienne, puis par la transgression helvétique-vindobonienne qui, partie du S, a ramené la mer sur le Jura jusqu'à la ligne Chaux-de-Fonds, Undervelier, Delémont, Liestal, Frick, Randen. Avec l'époque tortonienne, une régression a commencé qui a amené l'émergence définitive du Jura, puis, bientôt après, celle des régions

voisines en France et en Suisse ; c'est alors qu'ont commencé à se faire sentir les plissements qui sont à la base des formes actuelles. Pendant la durée des temps tertiaires qui a précédé ces plissements, les régions jurassiennes représentaient une sorte de grand promontoire dirigé au S des terres importantes qui émergeaient alors en Allemagne et en France et leur surface devait être inclinée dans son ensemble du N au S.

L'auteur donne ensuite un aperçu de la tectonique des diverses parties du Jura, en se basant sur un examen conscientieux de la bibliographie moderne ; il fait ressortir en particulier l'influence considérable qu'ont exercée les massifs hercyniens, situés à l'W et au N, sur la forme des dislocations naissant pendant le soulèvement de cette région. Dans la zone de plus grande largeur du Jura, l'on remarque l'alternance répétée de plis en faisceaux et de plateaux faillés.

Passant aux caractères topographiques, M. Machacek fait ressortir l'influence directrice qu'exerce la tectonique sur l'orographie de la région du Jura située au S de la ligne Pont d'Ain-Nantua-Bellegarde. Ici les anticlinaux, dirigés N-S et déversés à l'W, sont relativement continus et donnent naissance à autant de chaînes séparées par des vallées synclinales. La première de ces chaînes se suit à l'E du lac du Bourget et du Rhône ; la seconde passe à l'W du lac du Bourget : elle est coupée par le Rhône un peu au N du lac et s'élève rapidement ensuite de façon à former le Colombier de Culoz ; la troisième forme plus à l'W le Mont Tournier, traverse le Rhône à Fort Pierre-Châtel, se retrouve à la Montagne du Parves, puis se perd bientôt, tandis qu'elle est relayée vers le N par la voûte de Saint-Champ-Chatonod et de la Cormoranche. Enfin une quatrième chaîne, séparée de la précédente par la vallée du Furans et le bassin de Belley, se dirige de Saint-Didier vers le N, forme la montagne de Fantainet et meurt au N sous la forme d'un éperon s'avancant dans la plaine des Dombes. La deuxième et la troisième chaîne s'abaissent brusquement dans l'axe de la vallée du Rhône, puis elles se relèvent au N ; mais plus loin, dans le Bugey, elles ne tardent pas à se confondre orographiquement en un seul plateau sur lequel le synclinal qui les sépare n'est plus que faiblement indiqué.

La partie S des chaînes jurassiennes, entre Bellegarde et Orbe, comprend orographiquement une seule chaîne qui sé-

pare la dépression synclinale de la Valserine et du lac de Joux du bassin du Léman. Cette chaîne est constituée depuis le Crédio jusque près de la Dôle par un anticlinal jurassique simple déjeté au N ; vers le NE, ce pli se divise en plusieurs replis d'importance secondaire dont tantôt l'un, tantôt l'autre prend des dimensions prépondérantes.

Au N de la région d'Orbe, la zone des chaînes jurassiennes s'élargit considérablement par le fait que successivement plusieurs chaînes bien dessinées surgissent dans le prolongement de la partie méridionale du plateau jurassien. Le Jura vaudois du N et le Jura neuchâtelois sont ainsi formés par une succession de chaînes parallèles, séparées par des synclinaux remplis de terrains tertiaires. Ce qui frappe dans cette topographie, c'est d'abord la continuité remarquable des anticlinaux, puis l'élargissement fréquent des synclinaux en des cuvettes elliptiques, enfin le fait que la direction des plis est un peu déviée à l'E relativement à la direction générale, ce qui fait que les chaînes internes meurent successivement dans la plaine suisse. Ce paysage régulièrement ridé du Jura neuchâtelois est bordé, au N de la ligne Chaux-de-Fonds-Val-de-Travers, par le plateau des Franches-Montagnes, dont la forme unie est évidemment le fait d'une abrasion intense, puisque les formations constituantes y sont encore plissées en plis accentués. Ces plateaux passent du reste insensiblement vers le NE à la région des grandes voûtes jurassiennes du Jura bernois, qui comprend les chaînes du Mont Terrible, des Rangiers, du Vellerat, des Raimeux, du Graity, du Montoz et du Weissenstein, et l'on peut voir ces divers anticlinaux s'élever et se dessiner peu à peu ; les plus septentrionaux d'entre eux s'amorcent vers l'W dans le faisceau marginal du Lomont.

M. Machacek décrit ensuite le Jura tabulaire et remarque d'emblée que sa surface unie est due à un phénomène d'abrasion qui a supprimé les anticlinaux pourtant importants qui y ont existé. Dans sa partie S, le plateau jurassien est profondément découpé par les vallées de la Sémine, de la Bièvre et de l'Ain, dont l'indépendance relativement à la direction des plis est remarquable. Dans sa partie médiane jusqu'à la ligne de Pontarlier-Salins, il se divise en zones nettement distinctes ; d'abord sa bordure occidentale est formée de plis abrasés, puis vient le plateau lédonien aux couches presque horizontales, puis, après la zone ondulée de la forêt de l'Euthe, se développe le plateau de Champagnole

qui est séparé par le pli déjeté de la Forêt Royale du plateau de Saint-Laurent ; enfin au contact des chaînes jurassiennes se développe le plateau de Nozeroy et Pontarlier qui, dans sa partie orientale, comporte de nouveau des plis accusés, mais plus ou moins abrasés.

Au N de la ligne Salins-Pontarlier, le Jura tabulaire comprend un plateau dont les couches sont presque horizontales, mais qui est bordé au NW par les chaînes bordures et au SE par une région plissée, qui établit la transition aux chaînes jurassiennes. Enfin, dans le Jura septentrional, la partie tabulaire est intimement liée tectoniquement au massif de la Forêt Noire et est surtout caractérisée par le réseau de failles qui la coupent.

Cherchant à fixer l'histoire des régions jurassiennes depuis le début de leur plissement, M. Machacek remarque qu'aucun ridement véritable ne s'est produit avant le Miocène. Il constate ensuite que la région marginale du plateau jurassien, le long des plaines de la Bresse et du bassin de la Saône, montre la trace d'une abrasion intense qui a supprimé le relief des plis, de sorte que les lignes saillantes n'y sont plus déterminées que par l'affleurement de roches plus particulièrement résistantes. Le même caractère de surface plissée, puis abrasée se trouve dans l'intérieur même du plateau jurassien, entre la ligne Nantua-Bellegarde et la ligne Salins-Pontarlier ; de plus, l'abrasion a mis à nu des formations de plus en plus anciennes vers l'W où elle a atteint son maximum. Enfin les chaînes jurassiennes elles-mêmes ont subi ce niveling incontestable dans la région du Jura vaudois et neuchâtelois et dans les Franches-Montagnes ; les plis y sont comme rasés et dessinent de larges plateaux, et ce n'est que progressivement vers le SE qu'ils reprennent des formes orographiques correspondant à leur structure tectonique.

Tandis que M. Brückner avait expliqué cette topographie du Jura par l'hypothèse d'une première phase de ridement post-miocène, d'une période d'abrasion, puis d'une reprise du mouvement orogénique affectant seulement les chaînes méridionales et leur redonnant un caractère de jeunesse que les autres parties du Jura n'ont pas, M. Machacek admet une seule phase de dislocation, mais prolongée depuis la fin du Miocène jusque dans les temps quaternaires et ayant affecté d'abord les chaînes externes, puis les régions de plus en plus méridionales. L'abrasion, ayant commencé à agir bientôt après la surrection de chaque pli, a duré beaucoup plus

longtemps pour les zones externes que pour les zones internes et celles-ci ont pu conserver jusqu'à nos jours des formes relativement intactes qui sont perdues depuis longtemps plus au N. Mais pour expliquer complètement les caractères géographiques du Jura, il paraît nécessaire de faire intervenir, outre les phénomènes de plissement, un exhaussement récent de tout son ensemble, tandis que les régions déprimées voisines, le plateau suisse, la Bresse, subissaient au contraire un affaissement. L'abrasion intense qui a affecté la plus grande partie du Jura ne peut être le fait ni d'une mer transgressive, ni des cours d'eau ; elle a été effectuée essentiellement par l'action chimique des eaux qui imprégnaien la surface et a dû commencer déjà avant la transgression des mers miocènes, le résidu insoluble de cette dissolution lente ayant constitué au début des temps tertiaires les dépôts de Sidérolithique, puis pendant le Quaternaire les limons si abondants qui remplissent certaines dépressions.

Au début de la période quaternaire, les régions jurassiennes devaient avoir déjà sensiblement le relief qu'elles possèdent actuellement. Les dépôts qu'y ont laissé les deux premières glaciations se réduisent à des alluvions fluvio-glaciaires qui sont, comme on sait, très développées tout autour de l'extrémité NE de la chaîne et auxquelles il faut attribuer aussi les « cailloutis des plateaux » à éléments alpins de la Bresse et des Dombes. Les moraines de l'avant-dernière glaciation prennent au contraire un grand développement dans l'intérieur du Jura, soit dans la région de la traversée du Rhône, soit dans les principales vallées neuchâteloises, soit surtout dans la partie NE de la chaîne. La dernière glaciation enfin est surtout marquée par le cordon continu de moraine latérale qui se suit d'un côté jusque près de Wangen, de l'autre jusqu'au Fort de l'Ecluse. Depuis ce dernier point, le glacier traversait, cette fois encore, le Jura et poussait son front au delà d'Ambérieu.

Les glaciers locaux ont pris dans toute la région méridionale et médiane du Jura un développement important ; on en retrouve quelques moraines dans la région de Moûtiers, dans la vallée de la Birse et dans le Val-de-Travers, mais il s'agit toujours ici de petits glaciers suspendus sur les versants des vallées. Dans le Jura neuchâtelois et vaudois, de véritables glaciers de vallées se sont développés, ainsi dans les vallées de la Brévine et des Ponts, dans le Val-de-Travers, sur le plateau de l'Auberson, dans les bassins de l'Orbe et de la

Jougne, dans la vallée du Nozon, au col de Saint-Cergues et sur le plateau des Rousses, etc.....

Quand au Jura tabulaire français, il est certain qu'on y a beaucoup exagéré l'importance des moraines locales, mais on peut admettre avec certitude l'existence de plusieurs centres glaciaires importants, en particulier dans le bassin du Doubs, dans celui de l'Ain et dans celui de la Bièvre. La limite des neiges persistantes dans le Jura pendant la glaciation de Würm devait se trouver, d'après la répartition de ces glaciers locaux, entre 1000 et 1200 m. Quant à l'action de ces glaciers, il est certain que, par suite de leurs petites dimensions, elle devait être essentiellement un phénomène de transport et de dépôt, tandis que l'érosion n'y entre pour ainsi dire pas en ligne de compte.

M. Machacek consacre un chapitre important à l'histoire géologique des cours d'eau du Jura. Après avoir montré le contraste qui existe dans l'hydrographie des chaînes jurassiennes d'une part où l'influence directrice de la structure tectonique est partout prépondérante, du Jura tabulaire d'autre part, où les rivières ont des cours sinuieux tout à fait indépendants des grandes lignes du plissement, il s'attache à reconstituer les caractères généraux de l'hydrographie pendant les temps pliocènes, mais conclut en somme à l'incertitude qui subsiste encore à ce sujet, et en particulier au non-fondé de l'hypothèse édifiée par M. Brückner d'après laquelle les principales rivières descendant des Alpes auraient, pendant la période pliocène, traversé directement les régions jurassiennes alors aplanies pour s'écouler vers le NW et déposer les alluvions du Sundgau.

Au début de l'époque quaternaire l'Aar et le Rhône devaient déjà suivre à peu près leurs cours actuels. Parmi les cours d'eau jurassiens proprement dits, la Birse, dont le cours est nettement transversal dans toute sa partie médiane et traverse entre Court et Soyhières une succession de cluses alignées presqu'en ligne droite, devait couler déjà avant la surrection des plis du Graitery, du Raimeux, du Vellerat et des Rangiers suivant la même ligne qu'aujourd'hui ; c'est une rivière antécédante. Par contre les cluses que traversent les affluents de la Birse semblent être de formation beaucoup plus récente et avoir été effectuées essentiellement par des érosions régressives ; tel est le cas des cluses de Sornettan et de Berlincourt sur le cours de la Sorne, de la cluse de Gängsbrunnen sur celui de la Rauss, des cluses de Vermes et de Tiergarten sur celui de la Gabiare.

Les rivières qui s'écoulent du Jura vaudois et neuchâtelois vers le plateau suisse présentent entre elles de remarquables analogies; le Nozon, l'Orbe, l'Arnon, l'Areuse, le Seyon, le ruisseau de Twann coulent tous d'abord dans un tronçon synclinal large, à faible pente, puis, se coudant brusquement, ils se jettent vers la plaine par un chenal transversal, étroit et fortement incliné. Ce caractère général paraît devoir s'expliquer d'abord par l'intervention de torrents ayant creusé à une époque préglaciaire un lit dans le flanc de la première chaîne et étant arrivés par érosion régressive à capter les eaux accumulées dans les synclinaux situés en arrière; il faut admettre en outre que la pente des tronçons transversaux a été considérablement accrue pendant les deux dernières glaciations par l'érosion effectuée le long du pied du Jura par le glacier du Rhône; ce surcreusement a été la cause d'une reprise intense de l'érosion dans la partie inférieure du cours de toutes ces rivières.

Pour la Suze, qui débouche vers Bienne après avoir traversé les gorges bien connues de la Reuchenette, cette explication ne paraît pas suffisante, l'érosion effectuée ici dépassant beaucoup, semble-t-il, les moyens d'un si modeste cours d'eau. Aussi M. Machacek admet-il que les gorges de la Reuchenette ont été creusées par une puissante rivière qui, avant les derniers effondrements de la vallée du Rhin et avant le soulèvement des chaînes jurassiennes, coulait du N au S, en empruntant au moins en grande partie la vallée actuelle de la Birse et en passant par l'encoche de la Pierre-Pertuis au S de Tavannes. Les gorges de la Reuchenette représenteraient donc un tronçon antécédent et le renversement supposé dans la direction de l'écoulement des eaux de cette partie du Jura rentrerait dans un phénomène très étendu provoqué à la fois par la formation de la vallée du Rhin et par l'exhaussement des régions internes du Jura. Quant à l'origine des cluses d'Oensingen et de Mumliswil dans le bassin de la Dünnern, l'auteur admet l'hypothèse de M. Steinmann, d'après laquelle les cours d'eau respectifs n'ont fait qu'utiliser des effondrements transversaux aux chaînes. (Voir *Revue*, pour 1902.)

Le Doubs, dont le cours est influencé dans sa partie supérieure, jusqu'à Pontarlier par la structure tectonique du sol, montre de là vers l'aval une remarquable indépendance. L'origine de cette vallée, avec le coude brusque qu'elle forme à Sainte-Ursanne, paraît à M. Machacek devoir être expliqué

comme suit : A l'époque pliocène un cours d'eau important s'écoulait du N au S en empruntant le cours actuel du Doubs depuis Sainte-Ursanne vers l'amont et continuait dans le bassin de l'Ain, un autre cours d'eau coulait presque parallèlement au premier en suivant la vallée du Doubs du Clos du Doubs à Saint-Hippolyte. Puis, lors des derniers soulèvements du Jura, la première rivière a été coupée entre Sainte-Ursanne et le bassin de la Sorne, le bassin de l'Ain a été relativement élevé et l'écoulement de l'eau s'est fait du SW au NE depuis la région de Mouthe jusqu'au Clos du Doubs ; en même temps le second cours d'eau, reculant sa source, s'empareait de ces eaux pour ainsi refoulées par les phénomènes orogéniques. Le cours du Doubs en amont de Saint-Hippolyte comprendrait ainsi deux tronçons antécédants, primitivement indépendants l'un de l'autre. La région du cours comprise entre les sources et Pontarlier a subi d'autre part une série de modifications du fait des nombreux barrages morainiques qu'y a édifié la glaciation de Würm.

Le cours de l'Ain est caractérisé, comme celui du Doubs, sur une grande partie de sa longueur d'une part par l'indépendance qu'il montre relativement à la tectonique, de l'autre par son niveau très bas par rapport aux plateaux qu'il traverse ; il semble devoir être considéré comme établi dans ses grandes lignes antérieurement au dernier soulèvement du Jura. Par contre les cours d'eau affluents, la Bienne, l'Oignin, le Surand suivent le plus souvent ou bien des synclinaux ou bien des zones d'affleurement de formations tendres. L'étude hydrologique du Jura semble ainsi confirmer la notion d'un plissement pliocène du Jura, commencé au NW, puis continué toujours plus à l'intérieur, alors que les plis externes étaient déjà plus ou moins abrasés, et suivi d'un soulèvement d'ensemble des chaînes.

Quant à la traversée du Rhône au travers des régions jurassiennes il faut noter d'abord que l'ouverture de la cluse du Fort de l'Ecluse coïncide avec un ensellement transversal de l'anticlinal du Crêdo-Vuache, que de plus elle est en tous cas plus ancienne que la dernière glaciation, mais qu'elle n'existe pas avant la glaciation principale. Au delà de Bellegarde le Rhône suit jusqu'à Culoz une vallée synclinale ; tandis qu'entre Bellegarde et Pyrimont il coule au fond d'un profond canyon creusé par une érosion récente dans les dépôts fluvio-glaciaires, dans la Molasse et jusque dans l'Urgonien, il serpente au contraire depuis Seys-

sel jusqu'à Culoz dans une large plaine d'alluvions; ses dépôts, qui s'étendent depuis le cours du Rhône jusqu'à Chambéry, ont dû se déposer dans un lac immense créé par un surcreusement glaciaire, dont le seuil était formé par la moraine frontale de Massignieu, et dont le lac du Bourget actuel est un reste. Vers l'aval le cours du Rhône paraît être en partie récent, le fleuve ayant été détourné plusieurs fois pendant la période glaciaire.

Dans un dernier chapitre M. Machacek traite des phénomènes de corrosion, qui prennent une si grande ampleur dans le territoire essentiellement calcaire du Jura. Il parle des lapiés, puis des dolines; il discute à propos de ces dernières l'origine de toute une série de lacs répartis sur la surface du Jura tabulaire, et montre que la formation des entonnoirs du Jura est due, dans la grande majorité des cas, non au creusement de cavernes en profondeur, mais à la corrosion des couches calcaires directement superficielles par les eaux météoriques pénétrant dans des réseaux de fissures. Il traite ensuite des bassins fermés ou polje caractérisés par leur manque d'écoulement superficiel, leur forme en cuvette elliptique et leur fond plat couvert de tourbières, de marais ou de lacs, constitué par des remplissages récents. L'origine de ces bassins peut être diverse; dans la majorité des cas ce sont des tronçons de synclinaux affaissés entre des failles transversales; parfois ce sont des synclinaux courts qui se resserrent rapidement à leurs deux extrémités par la convergance des anticlinaux qui les encadrent; rarement ce sont des voûtes ouvertes en boutonnières jusqu'à une couche imperméable. L'écoulement des eaux arrivant dans ces bassins se fait par des entonnoirs et des cours d'eau souterrains; si les entonnoirs se trouvent au-dessus du fond du bassin, celui-ci est transformé en un lac; si les conduits souterrains sont insuffisants pour débiter toute l'eau amenée au moment des grandes pluies ou de la fonte des neiges, il s'ensuit des inondations périodiques. Le lac de Joux et celui des Brenets peuvent être considérés comme des types de lac de polje; le lac de Joux qui a pris naissance après le retrait des glaciers, a eu probablement d'abord un écoulement superficiel vers Vallorbe, puis, par suite de l'ouverture de conduits souterrains, son niveau s'est abaissé au-dessous de celui du seuil et l'écoulement superficiel a cessé. Le bassin synclinal de la Brévine avec le petit lac des Tallières est également un polje bien caractérisé.

L'hydrographie du Jura est intimément influencée par la

nature essentiellement perméable du sol sur la plus grande partie de la surface, elle offre tous les caractères d'une hydrographie développée dans une région karstique : peu de cours d'eau superficiels, abondance au contraire des entonnoirs et des sources vauclusiennes, fréquence très grande des vallées sèches, etc. Les cours d'eau persistants coulent tous ou bien dans des vallées dont le fond est tapissé par des dépôts glaciaires ou des couches imperméables de la Molasse, ou bien dans de profondes tranchées creusées dans les plateaux jusqu'à un niveau inférieur à celui de la nappe d'eau profonde ; dans ce dernier cas ils sont alimentés essentiellement par des sources ; souvent ces tranchées, dont la section en V est typique, se sont formées par effondrement du toit d'une galerie souterraine.

Avant de passer aux études régionales plus limitées, il convient de citer ici une description faite par M. C. REGELMANN (76) des régions méridionales de l'Allemagne et de la Suisse septentrionale, à propos de l'apparition d'une carte géologique d'ensemble du Würtemberg et du Grand-Duché de Bade. Le lecteur trouvera dans cette courte brochure un aperçu sur la tectonique du Jura et du plateau molassique suisse et sur leurs relations avec les chaînes hercyniennes développées plus au N.

M. H. SCHARDT (81 et 82) continuant son exploration détaillée du **Jura neuchâtelois**, a constaté dans la région axiale de l'anticlinal de Montezillon, prolongement de celui de Rochefort, un curieux accident en forme de pli-faille. En effet le Valangien du jambage occidental sur lequel est construit Montezillon, s'enfonce au NW sous une série chevauchante de Kimmeridgien et de Portlandien ; celle-ci forme dès lors, avec la série crétacique qui la recouvre normalement, le jambage du pli et disparaît au NW sous le synclinal tertiaire de Rochefort-Coffrane. Cet accident, qui se suit par Montmollin jusqu'aux Cernils sur plus de 5 km., semble relayer un autre pli-faille déjà connu passant au Baliset sur Rochefort, qui lui-même relaie le pli-faille du Val de Travers.

M. H. SCHARDT (80) a d'autre part fait ressortir la relation qui doit exister entre la disparition momentanée, depuis Couvet jusqu'à Buttes, de l'anticlinal qui sépare ailleurs les synclinaux du Val de Travers et de la vallée des Ponts et la naissance dans la région du Malmont d'un pli-faille, suivant

lequel le jambage S de l'anticlinal de Malmont chevauche sur sa bordure méridionale localement affaissée.

L'auteur donne ensuite une coupe détaillée du Valangien, tel qu'il apparaît vers l'entrée de la cluse du Sucre à l'W de Couvet; il montre qu'ici le faciès des marnes d'Arzier, intercalé entre le marbre bâtard et les calcaires limoniteux du Valangien supérieur, prend un développement tout à fait exceptionnel aux dépens de ces derniers.

En terminant M. Schardt s'élève contre l'emploi du terme Berriasiens pour désigner le marbre bâtard du Valangien inférieur.

A la suite de sondages faits à la Combe des Quignets, près de la Sagne, M. H. SCHARDT (78) a reconnu que l'anticlinal Mont d'Amin-Tête de Rang, qui est coupé longitudinalement par ce vallon, est faillé; le Lias du cœur y chevauche sur le jambage septentrional, qui est laminé par places jusqu'à la suppression complète du Dogger et de l'Oxfordien. Le plan de contact du Lias avec le Séquanien ou l'Argovien suit le fond de la Combe; du reste cet accident n'est apparent que sur 500 m. environ et soit au SW, soit au NE la voûte du Dogger se referme bientôt. Il s'agit donc d'une dislocation locale, provoquée par l'accumulation dans la charnière anticlinale des argiles du Lias supérieur chassées par la compression latérale des pieds droits de la voûte; semblable accumulation a du reste été constatée dans le profil du tunnel des Loges.

La série normale du Lias et du Dogger de la Combe des Quignets comprend :

- 1^o Marnes noires, micacées à *Harpoc. toarcense* et *Harp. striatum*.
- 2^o Marnes sableuses à fucoïdes.
- 3^o Calcaire compact, gris, avec intercalations marneuses (60 m.).
- 4^o Calcaires à entroques, en gros bancs (80 m.).
- 5^o Calcaires gris, subspathiques vers le bas, compacts vers le haut (25 m.).
- 6^o Alternances marno-calcaires à *Park. Parkinsoni*, *B. giganteus*, *Pholad. Murchisoni*, *Rhynch. concinna*, *Terebr. globata*, *Clypeus altus*, *Collyrites ringens*, etc. (5 à 6 m.).
- 7^o Marnes à *Parkinsonia neuffensis*) (25 à 30 m.).

8° Calcaires gris et subspatiques vers le bas, blancs vers le haut (25 m.).

9° Marnes formant palier (10 m.).

10° Dalle nacrée (40 m.).

Le numéro 1 représente le Toarcien, 2, 3 et 4 le Bajocien, 5, 6, 7, 8 et 9 le Bathonien et 10 le Callovien.

M. H. SCHARDT (79) a consacré une courte notice à la description de la montagne de Diesse et du vallon du Jorat. Le plateau de Diesse et le vallon d'Orvin sont compris dans un synclinal naissant au SW dans la région de Saint-Blaise, qui sépare l'anticlinal du Chaumont de celui de Châtollion et se continue au delà de la Suze par Frinvilliers et Vauffelin. Ce synclinal, rempli de Molasse et bordé par deux jambages infracrétaques, atteint sa plus grande largeur entre Lignières et Diesse ; il est caractérisé là par un renversement de ces deux flancs qui détermine un rétrécissement important du pli de bas en haut. Sur deux points, des dislocations secondaires ont été occasionnées par des glissements des couches inclinées du Valangien.

La Molasse, qui est cachée en grande partie par les dépôts glaciaires, apparaît dans le vallon du Jorat, au-dessus des Praises, et comprend là un niveau inférieur de marnes rouges, puis un complexe important de couches alternativement marno-argileuses et gréseuses, de couleur grise.

D'après une courte notice de M. L. ROLLIER (77), la galerie S du tunnel du **Weissenstein** n'a traversé jusqu'au cœur même de l'anticlinal aucune couche plus ancienne que le Keuper. Les marnes irrigées qui forment la base de la série traversée sont d'abord un peu salifères et contiennent une vingtaine de bancs d'anhydrite ; elles comprennent ensuite des alternances de marnes vertes et de dolomies, puis se terminent par des marnes noires sans fossiles.

Le Lias débute par des calcaires gréseux et des grès durs qui contiennent à la base *Gryphaea gryphus*, puis *Gr. obliquata* et *Gr. Macculochi*. Au-dessus vient une zone glauconieuse très riche en Bélemnites du Lias moyen ; puis se développe un épais complexe de marnes feuilletées sans fossiles qui supporte directement l'oolithe ferrugineuse à *Ludw. Murchisonae*.

La voûte du Weissenstein montre dans la région du tunnel une inclinaison notablement plus forte de son jambage S

(jusqu'à 80°) que de son jambage N (environ 50°). Au cœur le Trias est non pas incurvé, mais coudé brusquement en forme de chevron aigu sans faille.

Cette notice, dans laquelle M. Rollier donne le profil complet de la partie S du Weissenstein d'après les observations faites dans le tunnel, a fait surgir une nouvelle publication de M. C. SCHMIDT (84), dans laquelle il donne quelques indications complémentaires d'ordre en partie stratigraphique, en partie tectonique. La série sédimentaire traversée par la galerie, depuis le km. 0.34 à partir du portail S jusqu'au km. 2.015, est indiquée ici en détail, et de cette coupe il résulte que, après avoir traversé toute la série jurassique en couches presque verticales, la galerie s'est engagée dans une voûte de Keuper, puis dans une succession plongeant au N de Lias et de Dogger; ensuite elle a atteint le fond d'un synclinal dans les assises moyennes du Dogger, puis a traversé une voûte de Dogger inférieur et de marnes toarciennes entre les km. 1.905 et 2.000.

M. Schmidt signale en particulier l'abondance de *Gryphaea sublobata* dans le niveau à Son. Sowerbyi; il remarque également l'épaisseur anormalement grande des marnes toarciennes, à la base desquelles il a découvert un niveau concrétionné à *Grammoc. toarcense*. La couche supérieure du Keuper, une marne rouge et grise, contient des intercalations gréseuses dans lesquelles ont été récoltées des dents de *Sargodon tomicus*, de *Gyrolepis* et de *Hybodus*.

Le profil établi en 1904 par M. Schmidt doit être rectifié en ce sens que, l'épaisseur du Toarcien ayant notablement dépassé les prévisions, les deux anticlinaux qui forment le Weissenstein sont moins saillants pour le Trias que cela n'avait été admis et que le synclinal intercalé entre eux est moins profond. D'autre part, de nouvelles explorations faites dans le voisinage du portail N ont montré qu'ici la Molasse, le Sidérolithique et le Malm sont renversés dans le pied du jambage septentrional. Par contre, la division de la chaîne du Weissenstein en deux anticlinaux juxtaposés, établie par M. Schmidt, s'est trouvée absolument confirmée.

M. ED. GREPPIN (73) a relevé en détail la coupe des affleurements apparaissant sur les deux rives du Rhin dans la région du Hörnli, à l'E de Bâle. Vers l'W affleurent d'abord les calcaires d'eau douce du Miocène inférieur plongeant faiblement à l'W, puis viennent les grès oligocènes en grande

partie recouverts, de plus en plus redressés et plongeant finalement vers l'E ; puis dans le lit du fleuve, vers la rive droite, se trouve un gros rocher de calcaire rauracien qui n'apparaît plus sur la rive gauche. Ici, en contact presque direct avec l'Oligocène, on trouve le Lias qui comprend de l'W à l'E les argiles à *Lioc. opalinum*, les marnes à *Lyt. jurense*, les argiles à *Arietites obtusus* et les calcaires sinémuriens. Le Lias doit exister, entre le Rauracien et le Keuper, aussi sur la rive droite, mais avec une épaisseur très réduite ; il est du reste caché. Ensuite affleurent sur les deux rives, en couches presque verticales, les assises successives du Keuper, d'abord des marnes bigarrées, puis une série de grès qui contient des débris nombreux de la flore de Neuewelt, puis des marnes gypsifères et enfin le banc dolomitique à *Trigonodus* qui recouvre le Muschelkalk.

La dislocation qui sépare ici le Trias et le Lias du Tertiaire doit être interprétée comme une faille qui coupe obliquement la grande flexure marginale du Jura tabulaire.

La coupe des rives du Rhin, mettant au jour des couches certainement homologues de celles bien connues de Neuewelt, montre en outre que ces couches sont supérieures au gypse du Keuper et séparées de la dolomie à *Trigonodus* par une épaisseur d'au moins 73 m. ; cette position exclut toute identification des couches de Neuewelt avec le niveau de la Lettenkohle et permet de les paralléliser avec le Schilfsandstein.

M. FR. MÜHLBERG, qui avait fait paraître en 1904 une carte géologique au 1 : 25 000 de la région du **confluent de l'Aar, la Reuss et la Limmat**, en a publié un texte explicatif assez détaillé (75).

L'auteur décrit d'abord les formations pléistocènes comprises dans ce territoire ; ce sont en commençant par les plus récentes :

1^o Un limon lacustre déposé dans un lac de barrage formé en arrière des grandes moraines frontales de la dernière glaciation et existant vers la gare de Mellingen.

2^o Les alluvions des Basses Terrasses dont le niveau est en moyenne à 35 m. au-dessus de celui des cours d'eau actuels.

3^o Les moraines de la cinquième et dernière glaciation, développées dans la vallée de la Bünz et surtout autour d'Othmarsingen et de Mellingen. Autour de cette dernière localité, l'auteur distingue un cirque externe formé surtout de

moraine de fond remaniée et contenant abondamment des roches du Gothard et un cirque interne prenant le caractère de moraine frontale typique et dont l'élément prédominant est fourni par les poudingues du Rigi et du Rossberg.

4^o Le Lœss, généralement décalcifié.

5^o La moraine de fond de la quatrième glaciation, qui comprend d'une part des argiles à cailloux striés, de l'autre des graviers irrégulièrement stratifiés, cimentés et généralement décomposés, ne pouvant rentrer ni dans le Deckenschotter, ni dans les Hautes Terrasses. Les argiles à blocs apparaissent en divers endroits au niveau des cours d'eau actuels sous les alluvions des Basses Terrasses, ainsi au bord de la Reuss entre Mellingen et Birmensdorf, au bord du Süssbach près de Hausen, au bord de l'Aar à l'W de Brugg. Il est donc certain que cette glaciation a été précédée par une phase d'érosion considérable ; ses moraines frontales ont dû se déposer plus loin vers l'aval ; par contre il est probable qu'il faut rattacher à sa phase de retrait des alluvions fluvio-glaciaires échelonnées entre les Hautes Terrasses et le Deckenschotter à la gravière du Schwabenberg au SE de Gebensdorf et à l'W de Schambelen.

6^o Les alluvions des Hautes Terrasses se développent à 100-120 m. au-dessus des fonds de vallées actuels ; elles ne dépassent pas au S la région de Rohrdorf ; là devaient donc se trouver les moraines frontales correspondantes qui ont été abrasées ou recouvertes dans la suite. Les Hautes Terrasses sont certainement plus anciennes que la glaciation principale dont les moraines les recouvrent ; par contre, le nombre considérable des galets alpins mêlés à leurs dépôts jusqu'au delà du Jura pourrait faire supposer que les glaciers ont poussé momentanément leur front à l'époque des Hautes Terrasses jusqu'au delà de Brugg.

7^o et 8^o Les deux niveaux du Deckenschotter sont caractérisés par la rareté des galets cristallins, la cimentation de leurs éléments et leur degré de décomposition avancé.

L'auteur décrit ensuite la **Molasse** en commençant par en haut. Tandis que la Molasse d'eau douce supérieure est représentée vers l'E par des grès tendres et des marnes à *Limneus pachygaster*, elle comprend dans le Jura tabulaire à l'W d'Umiken et Remiken des marnes rouges et jaunes à *Helix-Moguntina*, dans les dépressions desquelles se sont déposés les conglomérats de la Nagelfluh jurassienne.

La Molasse marine repose vers l'W, sur l'Iberg, au Bötz-

berg, dans les environs d'Umiken, directement sur le Sidérolithique ou même sur le Malm. Son faciès, essentiellement gréseux au S des chaînes jurassiennes et à l'E de Brugg, se transforme vers le NW en devenant de plus en plus marneux, de sorte que ce sont finalement des marnes rouges avec simples intercalations de grès à fossiles marins qui représentent l'étage dans la partie occidentale du Bötzberg et sur l'Iberg.

La Molasse d'eau douce inférieure n'existe qu'au S de la première chaîne jurassienne ; épaisse d'environ 100 m., elle est formée de grès tendres avec débris végétaux dans sa partie supérieure et contient des marnes rouges et vertes à la base.

Les dépôts du Sidérolithique sont argileux, riches en quartz et en oolithes ferrugineuses ; tantôt ils recouvrent le Malm d'une couche continue, tantôt ils en remplissent les excavations.

L'auteur donne ensuite la description de la série classique du **Jurassique** supérieur des environs de Baden. Dans le Dogger, il distingue de haut en bas : 1^o les marnes à *Rhynch. varians* ; 2^o les couches marno-calcaires partiellement oolithiques à *Parkinsonia* et à *Ostrea acuminata* ; 3^o les alternances de marnes et de bancs oolithiques qui représentent le Bajocien et dans lesquelles on peut reconnaître les divers niveaux paléontologiques de la Souabe.

Le Lias se subdivise comme suit :

- 1^o Marnes micacées à *Lioceras opalinum* ;
- 2^o Marnes dures à *Lytoc. jurensis* et *Grammoc. radians* ;
- 3^o Marnes à Posidonies, contenant des bancs calcaires et caractérisées par *Inoceramus dubius* et *Dactylioc. commune* ;
- 4^o Calcaires gris, marneux, spathiques ou siliceux par places, dans lesquels on peut distinguer un niveau supérieur à *Amaltheus margaritatus* et un niveau inférieur à *Aegoc. capricornu* ;
- 5^o Calcaires grenus sinémuriens se divisant en une zone à *Arietites raricostatus* et une zone à *Ar. bisulcatus* ;
- 6^o Marnes à insectes de Schambelen, à *Psiloc. planorbe*.

Le **Trias** n'affleure que dans sa partie supérieure et moyenne ; il débute vers le haut par les marnes bariolées avec intercalations de grès et de dolomie du Keuper supérieur ; puis vient une zone de gypse, dont l'épaisseur peut atteindre 60 m. et qui est supporté par des calcaires dolomitiques à *Myophoria Goldfussi* ; enfin le Keuper inférieur comprend

des marnes schisteuses à *Estheria minuta* et, à la base, un banc dolomitique très riche en ossements.

Le Muschelkalk contient les trois termes connus :

1^o La dolomie supérieure, rose, saccharoïde, avec *Myoph. Goldfussi* ;

2^o Le Hauptmuschelkalk, gris-bleuâtre, avec des bancs échinodermiques, contenant *Terebr. vulgaris* et *Encrinus liliiformis* ;

3^o La dolomie inférieure jaunâtre, poreuse, passant à la base à des marnes dolomitiques.

Tectoniquement, la région décrite par M. Mühlberg se divise en quatre parties :

L'extrémité SE du Jura tabulaire est constituée par les couches plongeant uniformément et faiblement au SE du Malm et du Tertiaire ; elle est terminée brusquement, suivant la ligne Rimiken, Lauffohr, Endigen par une flexure au delà de laquelle vers le S le Jurassique, affaissé à un niveau très inférieur, disparaît sous les dépôts molassiques. Ceux-ci dessinent, entre la flexure Rimiken-Endigen et les chaînes jurassiennes qui surgissent plus au S, un synclinal qui se rétrécit rapidement de l'E à l'W et dans lequel viennent se réunir l'Aar, la Reuss et la Limmat.

Les chaînes jurassiennes comprennent trois anticlinaux déjetés au N. Le premier est celui qui de la Habsburg se continue par im Kapf et im Berg jusqu'au S de Gebensdorf, sur la rive droite de la Reuss ; il est ouvert jusqu'au Muschelkalk à la Habsburg, mais s'abaisse rapidement vers l'E ; son jambage N est renversé et très réduit en épaisseur, toutes les couches supérieures à celles du Geissberg y manquant même complètement. Le second anticlinal se suit depuis Hausen à l'E du Süssbach par le Martinsberg, la cluse de la Limmat à Baden jusque dans la chaîne de la Lägern ; son jambage N est vertical ou même renversé et toujours réduit en épaisseur, tandis que le Trias de la région axiale est poussé au-dessus de lui en un chevauchement important. Ce chevauchement a même provoqué un recouvrement de tout le jambage S du pli sur le jambage N. Le troisième anticlinal, qui forme le Kestenberg, est le prolongement des chaînes de la Gislifluh et du Kalimberg fusionnées ; son axe s'abaisse brusquement à l'E de la Brunegg et ses formations jurassiennes ne tardent pas à disparaître ; on le retrouve pourtant bien indiqué encore, plus à l'E, dans les gorges de la Reuss et on peut le suivre par Wettigen et Neuenhof jusqu'à Würenlos. Dans sa

partie occidentale, au Kestenberg, le chevauchement du jambage S sur le jambage N est très nettement accusé. .

Au S des chaînes jurassiennes commence le plateau molasique, dont le sol est en grande partie couvert dans cette région par les dépôts quaternaires. Ceux-ci y sont étagés en quatre grands systèmes d'alluvions disposés et découpés en autant de terrasses ; l'exhaussement répété à plusieurs reprises des fonds de vallées, antérieurement abaissés par l'érosion, a favorisé les déplacements de cours d'eau et l'on trouve des tronçons d'anciennes vallées partiellement comblés et abandonnés, ainsi entre le Bruggerberg et le Bötzberg et entre la Habsburg et le Scherzberg.

Sur deux points l'Aar a profité d'ensellements transversaux pour traverser les chaînes jurassiennes, soit entre Wildegg et Schinznach et en aval de Brugg. La Reuss et la Limmat par contre ont fixé leur lit au travers de ces chaînes sur l'emplacement de fractures transversales.

L'auteur décrit encore le paysage classique de Mellingen avec son cirque de moraine, contre lequel s'adosse vers l'extérieur le cône de transition des alluvions fluvio-glaciaires, tandis qu'à l'intérieur se développe un système convergent de drümlins. Le même paysage se trouve sur le cours de la Bünz près d'Othmarsingen, mais ici le niveau des alluvions est plus haut de 20 m. que dans la vallée de la Reuss, ce qui provient évidemment de l'altitude supérieure de l'ensemble de la vallée de la Bünz.

M. Mühlberg termine sa description par un exposé des ressources du pays en matières premières exploitables, en sources et en eaux courantes.

IV^e PARTIE — STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

GÉNÉRALITÉS.

M. A. TOBLER (85) a publié un tableau stratigraphique destiné à donner un aperçu général sur les formations affleurant dans les régions voisines de Bâle.

A propos du **Trias** l'auteur donne deux coupes prises l'une dans la partie méridionale de la Forêt Noire et l'autre dans le Jura tabulaire bâlois. Pour le **Lias** il adopte la classifica-