

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 8 (1903-1905)
Heft: 3

Artikel: IIIe partie, Tectonique
Autor: [s.n.]
Kapitel: Jura
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-156277>

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: 20.02.2026

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

ment le type du Crétacique supérieur préalpin ; le plus souvent le Crétacique supérieur apparaît seul, tantôt sous la forme de couches rouges typiques, tantôt sous la forme de calcaires blancs compacts avec silex exactement analogues au Crétacique supérieur des chaînes voisines (Aravis, Vergys, Leschaux). La transition du type préalpin au type haut-alpin du Crétacique supérieur, qu'on observe facilement dans le soubassement de la chaîne d'Auferrand, a une grande importance et supprime toute nécessité d'admettre une origine lointaine pour le soubassement de la klippe d'Almet.

L'auteur montre dans un dernier chapitre que le grand anticlinal haut-alpin des Vergys est coupé dans la partie qui longe le massif des Annes par une série de failles, qui doivent toutes s'expliquer par un effort exercé sur cet anticlinal lors de son plissement par la klippe qui se trouvait au S. Il admet donc, que déjà lors du soulèvement principal de la chaîne des Vergys, le massif des Annes devait occuper son emplacement actuel, et avoir une extension peu différente de celle qu'il possède de nos jours.

Pour conclure, M. Sarasin montre que, si ses observations n'excluent pas absolument la notion du lambeau de recouvrement pour la klippe des Annes, elles ne la confirment en aucune façon et qu'elles permettent de supposer avec autant de vraisemblance un massif précédemment plissé, émergé et partiellement érodé, puis repris dans les plissements alpins et d'autant plus énergiquement disloqué que sa direction n'était pas parallèle à celle des chaînes voisines en voie de surrection.

JURA

Dans un article consacré à la tectonique générale du Jura, M. L. ROLLIER recherche quelles sont les causes probables de la surrection des plis jurassiens (48), et quelles sont les relations qui peuvent exister entre le plissement de ces chaînes et celui des chaînes alpines.

Les plis jurassiens, envisagés dans leur ensemble, se distribuent en plusieurs faisceaux distincts séparés par des plateaux peu ou point plissés ; ce sont 1^o les chaînes internes de Chambéry à Olten, que l'auteur appelle le faisceau helvétique ; 2^o le faisceau lédonien, qui forme la bordure occidentale depuis le Molard de Don par Salins jusqu'à Mouthier et la source de la Loue ; 3^o le faisceau du Lomont, qui se détache du précédent à Salins et s'étend en un arc de cercle très prononcé

par Besançon, le Lomont et les chaînes chevauchées de l'Argovie jusqu'à la Lägern. Les plateaux jurassiens intercalés entre ces systèmes de plis sont : 1^o le plateau de Champagnole, entre le confluent de l'Ain et de la Bièvre et les sources de la Loue, qui sépare le faisceau helvétique du faisceau lédonien ; 2^o le plateau d'Ornans, qui sépare le faisceau lédonien de celui du Lomont, et s'étend de l'W à l'E entre le Lison et le Dessoubre ; 3^o des plateaux moins importants, qui se développent dans la région de Maîche et de Russey, dans le Val de Ruz, dans le Val de Délémont, et qui figurent de simples synclinaux élargis par suite de l'écartement des plis qui les encadrent.

Quant à l'origine des plis jurassiens, il faut se représenter que ceux-ci appartiennent à la couverture sédimentaire d'un socle probablement cristallin, qui a été délimité par l'affaissement de trois grandes dépressions : au SE, le plateau mollassique suisse ; à l'W, la plaine de la Saône ; au N, la dépression du Doubs et du Haut-Rhin. Ces trois dépressions, remplies par les dépôts tertiaires, ont fonctionné par ce fait comme éléments résistants et ont déterminé le plissement des chaînes jurassiennes, de telle façon que chacune d'elles est plus ou moins directement la cause de la surrection d'un des principaux faisceaux jurassiens ; la plaine de la Saône a provoqué la formation des plis du faisceau lédonien, la dépression mollassique suisse a fait naître ceux du faisceau helvétique, la dépression du Doubs et du Haut-Rhin est la cause de la formation de ceux du faisceau du Lomont. Le contact des faisceaux jurassiens avec les dépressions voisines est marqué dans la règle par le déversement des premiers vers les seconds, souvent même par un chevauchement, ce qui s'explique par la résistance à la poussée exercée par le remplissage tertiaire des bassins affaissés.

Ainsi le plissement du Jura ne serait pas, comme on l'admet en général, un simple contre-coup du soulèvement des Alpes ; il serait la conséquence de l'affaissement et du comblement par les dépôts tertiaires des dépressions qui encadrent cet ensemble de chaînes, l'effort tangentiel ayant été ainsi localisé dans la région non affaissée et non surchargée. Du reste le plissement des Alpes pourrait s'expliquer de la même façon comme une conséquence de la formation de la plaine helvétobavaroise et de la plaine du Pô.

En réponse à l'étude tectonique de la région des cluses d'En-singen et de Mumliswyl, publiée par M. STEINMANN et ana-

lysée dans la Revue pour 1902, M. Fr. Mühlberg (47) a fait connaître une série d'observations de détail faites dans la même région, qui tendent à confirmer le caractère de plis chevauchés admis précédemment par lui pour les chaînes traversées par ces cluses.

Parmi les grandes lignes de fractures dirigées N-S, que M. Steinmann a supposées dans cette région, celle qu'il dit avoir suivie depuis la chaîne du Passwang jusqu'à celle du Weissenstein, n'a été constatée par M. Mühlberg que dans la région du Farisberg, entre la Schlossweid et la Schlossfluh, près de la ruine Neu Falkenstein. Cette ligne de fracture, que M. Mühlberg avait déjà signalée dans un travail antérieur, n'a pas exactement la direction que lui a donnée M. Steinmann ; elle est orientée NE-SW et forme avec la méridienne un angle de 32 à 36° au lieu de 22°; en outre, son rejet, évalué par M. Steinmann à 150 m., est à peine de 60 m. Le prolongement de cette faille à travers la vallée de Balsthal ne peut être qu'hypothétique, puisque les alluvions y recouvrent partout la roche en place. Dans la chaîne du Weissenstein, la dislocation longitudinale du versant N de la Roggenfluh, que M. Steinmann a considérée comme le prolongement de cette même fracture, est en réalité un plan de chevauchement.

Les deux failles obliques coupant la chaîne du Weissenstein aux abords de la cluse d'Oensingen et se joignant à angle droit vers Aussere Klus que M. Steinmann dit avoir constatées, ne peuvent en réalité être démontrées par aucun argument absolu et il manque toute preuve d'un affaissement triangulaire de cette partie de la chaîne.

A la cluse de Mumliswyl il a été également impossible à M. Mühlberg de trouver aucune trace certaine des deux failles obliques se coupant à angle droit qu'a supposées M. Steinmann pour expliquer un effondrement triangulaire. Ainsi au NW de la Lobisei, où M. Steinmann a admis un décrochement vertical dans le Hauptrogenstein, il y a simplement un clivage de la roche du reste très fréquent dans toute la région. Le Hauptrogenstein n'y est pas vertical; il plonge de 30° au S et surmonte un complexe laminé de couches d'Efingen et de Dogger; il y a donc sur ce point recouvrement mécanique et non faille verticale. D'autres contacts anormaux sont dus visiblement à des glissements.

Par contre des faits nombreux montrent que dans les chaînes du Weissenstein et du Farisberg le sommet de la voûte et le flanc S sont repoussés par dessus le jambage N, et que la formation des cluses qui les traversent est

due en grande partie à l'érosion. Les contacts entre les masses supérieures de Dogger du cœur des chaînes et les couches redressées de Malm du jambage N s'expliquent tout naturellement par un chevauchement. Du reste plus on étudie les chaînes jurassiennes qui bordent le Jura tabulaire, plus on est obligé de reconnaître que la notion des voûtes normales, généralement admise jusqu'ici, est fausse et que les chevauchements constituent un phénomène presque général. Les chaînes du Farisberg et du Weissenstein montrent en particulier nettement une structure dissymétrique, qui est déterminée par une poussée du versant S par dessus le versant N. Dans la chaîne Farisberg-Graitery la ligne de ce chevauchement se suit plus ou moins nettement depuis la cluse de Court jusqu'à celle de Mumliswyl et ce n'est guère qu'à l'E de la cluse de Gänsbrunnen et au Breitenberg que la voûte devient normale. Dans la chaîne du Weissenstein on observe une dislocation tout-à-fait analogue depuis la région au N de Soleure jusqu'à la cluse d'Oensingen; de là vers l'E le chevauchement, d'abord très net, passe à un pli déjeté dont la forme se modifie ensuite de façon à devenir presque droite.

Quant aux cluses M. Mühlberg les considère comme de simples tranchées d'érosion transversales aux chaînes, dont la position correspond aux points les plus bas des axes anticlinaux.

M. H. SCHARDT (49) a constaté entre la vue des Alpes et les Convers (Jura neuchâtelois) un pli faille, qui a amené la suppression locale de la Dalle nacrée et de l'Argovien.

Le crêt qu'on croyait formé par de la Dalle nacrée est en réalité constitué par la grande oolithe et la zone calcaire qu'on identifiait avec le calcaire roux de Furcil correspond au Bajocien supérieur à polypiers.

M. Schardt a donné en outre plusieurs coupes à travers le Néocomien du Jura et a signalé l'existence d'un autre pli-faille important à la Tête de Rang. Cet accident met en contact direct avec le Séquanien le Lias supérieur, qui atteint ici le niveau le plus élevé qu'on lui connaisse dans cette partie du Jura (1150 m.)

Dans une seconde notice (52) le même auteur a décrit un décrochement, qui s'est produit dans le flanc SE de l'anticlinal de Solmont-La Tourne entre Furcil et Brot-dessous et grâce auquel la grande oolithe a été repoussée par dessus les marnes de Furcil. Cette dislocation, peu importante à

Furcil, s'accentue vers l'E et au coteau de Chantemerle la grande oolithe recouvre non seulement les marnes de Furcil, mais encore la Dalle nacrée, le Spongitién et l'Argovien.

J'ai signalé dans une précédente revue une note très brève de M. H. SCHARDT parue dans les Archives de Genève et consacrée à un rocher de Jurassique supérieur (Kimmeridgien ou Portlandien), qui en amont de Buttes (val de Travers) repose sur les argiles tertiaires du pied du Chapeau de Napoléon. Ce gisement a été décrit un peu plus tard en détail par le même auteur (50), qui montre qu'il s'agit ici d'un paquet glissé depuis la voûte du Chapeau de Napoléon par suite de l'érosion du jambage vertical de l'anticlinal, probablement après le retrait du glacier.

Je dois également rendre compte ici d'une publication de M. SCHARDT (51) qui concerne les **mouvements survenus dans les rochers entre Furcil et la Clusette** et dont je n'ai signalé encore qu'un court résumé.

En aval de Noiraigue l'Areuse sort de la vallée élargie que représente le Val de Travers pour s'engager dans des gorges étroites. A l'entrée de celles-ci, près de Furcil la rivière coule presqu'exactement sur l'axe d'un anticlinal à peu près droit, dont le cœur, formé de calcaire roux, supporte du côté du N une série normale de marnes de Furcil, de Dalle nacrée, d'Argovien, de Séquanien, de Kimmeridgien et de Portlandien. De là elle se dirige obliquement par rapport au pli de façon à se rapprocher du synclinal Val-de-Travers-les Oeillons. Le lit actuel de l'Areuse date du reste seulement de l'époque postglaciaire; la rivière coulait autrefois plus à droite et devait occuper un niveau notablement plus bas; ce changement de cours s'est effectué au moment où a été créé en cet endroit le barrage, qui a donné naissance au grand lac de Noiraigue et du Val de Travers, et dont les restes sont bien reconnaissables sur la rive droite de l'Areuse à la Petite Joux. L'on trouve ici un ammoncellement de blocs que Du Pasquier a assimilé à un éboulement descendu du Creux du Van.

L'axe de l'anticlinal de Furcil s'élève notablement vers l'E. L'Argovien est fortement réduit par écrasement vers la route de la Clusette sur la plongée N de la voûte.

A la suite des excavations considérables pratiquées dans les marnes de Furcil par les deux grandes fabriques de ciment de Noiraigue des tassements successifs se sont pro-

duits dans les couches supérieures d'abord en 1894 et 1896 puis en février 1901. A cette dernière date le mouvement prit une extension particulièrement grande, dix crevasses importantes furent constatées à la surface et l'on put craindre la chute imminente dans le lit de la rivière de toute la masse disloquée; aussi entreprit-on le plus tôt possible des travaux, dont le plan général consistait à provoquer la chute d'une partie des rochers en mouvement en évitant par des mesures de protection l'encombrement de la rivière.

La région des gorges de l'Areuse a fait l'objet d'une monographie géologique rédigée par MM. H. SCHARDT et A. DUBOIS (53). Elle comprend deux anticlinaux, celui de la Montagne de Boudry et celui de Monlesi-Solmont, et entre eux le synclinal du Val de Travers-les Oeillons écrasé.

Tout le plateau de la Montagne de Boudry est formé par le calcaire Kimmeridgien faiblement incliné au SE; au NW du Creux du Van une inflexion brusque relie cette voûte au jambage septentrional, qui est vertical dans sa partie supérieure, renversé vers le bas, et qui recouvre par pli-faile le synclinal Val de Travers-Rochefort. L'axe de cet anticlinal s'abaisse très fortement vers le NE, de sorte qu'au château de Rochefort la voûte portlandienne ne s'élève pas au-dessus de 833 m. Le pli faible qui sépare l'anticlinal de la Montagne de Boudry du synclinal de Rochefort est marqué par la suppression du Portlandien et par places aussi du Kimmeridgien ou même du Séquanien; une partie plus ou moins importante de la série infracrétaïque y est également supprimée. Vers le NE ce laminage cesse un peu au delà de Rochefort et c'est au contraire l'anticlinal du Solmont qui chevauche sur le flanc N du synclinal.

Le synclinal de Rochefort relie sans aucun doute le synclinal du Val de Travers à celui du Val de Ruz; il présente des replis secondaires, dont le nombre peut aller jusqu'à cinq et qui sont bien visibles à la Combe Garot.

L'anticlinal du Solmont, dont l'axe passe d'abord sous la plaine de Noirague et à Furcil, s'élève rapidement vers le NE; il est ouvert entre Noirague et La Tourne de façon à montrer le Jurassique moyen et supérieur; à la Tourne la voûte Kimmeridgienne se ferme. Dans la région de la Clusette et de Brot-dessous la grande oolithe du jambage méridional est repoussée par dessus les marnes de Furcil, le Callovien et l'Argovien du cœur de l'anticlinal; cet accident, qui disparaît vers le NE, doit être la conséquence d'un affais-

sement de cette partie du pli en relation avec l'abaissement de l'axe anticinal vers le SW.

La vallée de l'Areuse après avoir suivi jusqu'au Vanel le synclinal du Val de Travers, le quitte au point où il se relève, et s'engage dans le flanc S puis dans l'axe de l'anticinal du Solmont. A partir de Furcil elle dévie de nouveau à droite pour se rapprocher du synclinal Val de Travers-Rochefort, qu'elle atteint avant le rocher de Cuchemanteau. Enfin à partir de la Combe aux Epines elle prend une direction transversale et coupe la chaîne du lac pour déboucher à Boudry.

Sur deux points le cours de l'Areuse a été dévié après le retrait du glacier du Val de Travers. D'abord entre le Furcil et le Saut de Brot un barrage considérable, considéré par Du Pasquier comme un éboulement, par les auteurs comme une moraine déposée par un glacier du Creux du Van, l'a repoussé contre le versant N de la vallée. D'autre part un éboulement descendu de Prépunel sur le flanc gauche de la vallée a rejeté l'Areuse en aval de Champ du Moulin vers la droite, la forçant à contourner le rocher de Cuchemanteau. Le matériel morainique et détritique entassé sur le flanc droit au dessus du Saut de Brot, étant miné à la base par la rivière est constamment en mouvement, il semble qu'un glissement particulièrement important a, à un moment donné, comblé le fond de la vallée sur ce point et a provoqué la formation du lac de Noirague. Du reste les glissements ont été fréquents dans les gorges de l'Areuse, ainsi au rocher de la Clusette, dans le coteau des Loges, dans le pied des Languettes, à la Combe de la Verrière, dans la masse hauteurivienne et urgonienne de Chambrelien-Trois Rods, etc....

Les gorges de l'Areuse fonctionnant comme un drain, on y voit sortir de nombreuses sources, appartenant à des types divers.

PLATEAU MOLLASSIQUE

M. E. BAUMBERGER a consacré une courte notice à la **région mollassique des environs du lac de Biel** (46) avec le Bucheggberg, le Bürenberg, le Schlossberg, le Jensberg, le Büttenberg et le Krähenberg. Ces diverses collines sont constituées essentiellement par la Mollasse d'eau douce inférieure et la Mollasse marine.

La Mollasse d'eau douce inférieure est représentée par une épaisseur considérable de grès tendres avec bancs minces ou