

Zeitschrift: Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles
Band: 63 (1945-1948)
Heft: 268

Artikel: Rapport entre les faciès des terrains secondaires et les plissements jurassiens
Autor: Aubert, D.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-273579>

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: 18.04.2026

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

**Rapport entre les faciès des terrains secondaires
et les plissements jurassiens**

PAR

D. AUBERT

(Séance du 6 novembre 1946)

INTRODUCTION

On sait depuis longtemps que le Jura est une chaîne jeune. En 1893 déjà, DELAFOND et DEPÉRET (1) avaient observé que la molasse pontienne de la Bresse épouse les plis de la chaîne jurassienne, tandis que les argiles du Pliocène inférieur reposent par dessus en discordance. D'où leur conclusion, que le plissement du Jura date du Pontien.

A l'autre extrémité de la chaîne, les géologues de Bâle sont arrivés à des conclusions plus précises encore, en étudiant la position, l'origine et l'âge des gompholithes et des cailloutis du Miocène et du Pliocène. Ainsi BUXTORF et ses élèves (2) sont parvenus à démontrer que le plissement jurassien s'est produit en deux phases, l'une avant et l'autre après le Pontien. D'autres recherches de détail, dans diverses régions jurassiennes, sont venues appuyer ces conclusions; elles ont également fourni la preuve que le plissement principal de la fin du Miocène a été précédé de plusieurs mouvements orogéniques, au Miocène, à l'Oligocène et même à l'Eocène. Dans le bassin de Delémont par exemple, LINIGER a pu observer que certains plis étaient déjà esquissés au Stampien inférieur (3).

La question qui se pose — et qui a déjà été envisagée sommairement dans un précédent travail (4) — est de savoir si la genèse de la chaîne jurassienne a débuté réellement au Tertiaire inférieur, ou si elle a été préparée par des mouvements préliminaires. Pendant l'ère secondaire, le Jura a été occupé presque sans interruption par la mer triasique, juras-

sique, puis crétacée, au fond de laquelle se sédimentait une puissante série de calcaires et de marnes. Or l'étude de cette série stratigraphique fait apparaître de multiples changements de faciès, révélateurs de modifications du milieu marin, dont il est souvent difficile de préciser l'origine. Dans certains cas pourtant, il est évident que des soulèvements ou des affaissements du fond de la mer ne sont pas étrangers aux variations de la série stratigraphique.

Le problème est justement de savoir s'il existe une relation entre ces mouvements et ceux qui ont plissé le Jura au Tertiaire. Du reste, il ne pourrait s'agir que d'un rapport d'analogie, car on ne conçoit pas que les innombrables rides qui constituent la chaîne jurassienne, aient pu s'individualiser au Jurassique ou au Crétacé ; mais on peut se demander si le Jura n'était pas esquissé par des boursouflures longitudinales, comparables, toutes proportions gardées, aux géanticlinaux qui, au même moment, préparaient la chaîne des Alpes.

Au demeurant, la question n'est pas nouvelle. Il y a plus d'un siècle, A. DE MONTMOLLIN (5) constatait que les terrains crétacés qu'il venait de découvrir dans le Jura, n'occupent que les dépressions synclinales, et il en concluait qu'un premier plissement avait eu lieu à la fin du Jurassique. ETALLON (6) soutenait encore cette opinion en 1857. De son côté, GRESSLY (7) distinguait quatre soulèvements échelonnés du Jurassique au Miocène. On retrouve encore des traces de ces hypothèses chez JOURDY (8) qui crut découvrir d'importants mouvements postbathoniens dans le Jura dôlois.

Il ne s'agit nullement de rajeunir ces anciennes théories. GRESSLY et A. DE MONTMOLLIN imaginaient de véritables soulèvements avec émergence d'une chaîne. De mon côté, je me propose, sans plus, de découvrir une relation éventuelle entre les faciès mésozoïques et le plissement du Jura. Pour y parvenir, il faut confronter la limite des principaux faciès et la direction des plis et contrôler si elles sont parallèles. Si tel était le cas, on conclurait que le plissement jurassien a débuté par des mouvements de la mer secondaire. Si non, ou si le résultat était douteux, on conviendrait, jusqu'à plus ample informé, que l'orogénèse jurassienne n'est pas antérieure au Tertiaire.

Sur le problème principal vient s'en greffer un autre, l'âge des décrochements. On appelle ainsi des accidents transversaux : failles, réseaux de cassures, gauchissements, qui interrompent les plis et découpent la chaîne en un certain nombre de segments. S'il existait un rapport entre l'extension des

faciès et la position des décrochements, ces derniers seraient vraisemblablement des accidents très anciens, en relation possible avec le socle hercynien. Dans le cas contraire, il s'agirait de dislocations plus récentes, contemporaines des derniers plissements.

Je ne sous-estime pas les difficultés d'une semblable étude. La première réside dans le choix de faciès convenables. La stratigraphie jurassienne est un fouillis de faciès, désignés fréquemment par des termes locaux et définis plus souvent par leurs caractères lithologiques que par la présence de fossiles typiques. D'où la nécessité de limiter son choix à un nombre restreint de niveaux, sur lesquels ne plane aucun doute.

Une deuxième difficulté provient de la rareté des observations suffisamment précises et détaillées. Si certaines régions ont été étudiées et cartographiées avec minutie, d'autres ne sont connues que par des descriptions très générales et fort anciennes, et par les cartes au 1 : 80 000 ou au 1 : 100 000.

Dans l'interprétation des résultats, il faudra se souvenir que les affleurements ont souvent la forme de bandes étroites, parallèles aux chaînons. C'est pourquoi la limite de certains faciès semble coïncider avec la direction des plis, alors qu'elle n'est déterminée que par la situation des lignes d'affleurements.

Enfin il importerait de savoir jusqu'à quel point les changements de faciès sont liés à des mouvements du fond de la mer. A ce propos, la publication de TERCIER (9) sur la sédimentation dans les mers de l'Insulinde et des Antilles, nous montre qu'il faut être extrêmement prudent dans ce domaine, un sédiment vaseux n'étant pas nécessairement profond, tandis que les formations détritiques, même grossières, ne se situent pas toujours dans la zone littorale ou néritique.

Le Trias.

Le Trias n'affleure que dans les confins jurassiens : dans le Jura tabulaire où il est visible sur toute son épaisseur ; dans la zone des recouvrements du Jura septentrional ; au cœur de quelques anticlinaux du Jura bernois et soleurois et de la lisière de la chaîne entre Salins et Lons-le-Saunier, où le Keuper seul peut être observé ; enfin au fond de quelques tunnels et sondages.

De toute façon, ces données sont trop fragmentaires pour permettre d'établir une paléogéographie précise. Elles suffi-

sent pourtant à démontrer l'identité du Trias jurassien et de la série classique du Trias germanique. A cette époque, le Jura n'est qu'une parcelle de la vaste aire qui occupe toute l'Europe centrale. Continental et désertique au Trias inférieur lors du dépôt des *Grès bigarrés* (*Buntsandstein*), ce territoire est envahi par la mer, avec des épisodes saumâtres, au *Trias moyen* (*Muschelkalk*), puis redevient lagunaire au *Trias supérieur* (*Keuper*).

Les faciès du Trias germanique se retrouvent dans le Jura partout où leur observation est possible, à l'exception toutefois des faciès salifères. Il en existe deux : celui du *Muschelkalk* (*groupe de l'anhydrite*), qui est exploité à Rheinfelden, existe aussi à Porrentruy et s'étend au delà du Rhin, dans toute l'Allemagne méridionale ; l'autre, qui appartient au *Keuper supérieur*, est exploité activement dans le Jura occidental, de Salins à Lons-le-Saunier. Vers l'E, il disparaît ou s'affaiblit considérablement, car on n'en a retrouvé quelques traces que dans le tunnel du Weissenstein (10).

Les limites de ces faciès salifères paraissent n'être liées d'aucune manière à la direction des plis. On en peut conclure qu'il n'existe pas de rapport entre les dépressions lagunaires où se sont sédimentées les marnes salifères et le début du plissement jurassien¹.

On sait que les faciès marins de *Muschelkalk* (*calcaires à Encrinus liliiformis*), qui n'existent ni dans les Alpes, ni dans le Massif central, se retrouvent en Provence (Propiac) de même que dans la péninsule ibérique. La communication entre les deux bassins, le germanique et le provençal, ne pouvait se faire que par un bras de mer dont l'existence a été révélée par le sondage de Torcieu près d'Ambérieu. Or ce détroit compris entre le Massif central et une saillie — hypothétique — qui le séparait du géosynclinal alpin, devait coïncider à peu de chose près avec la direction du Jura méridional. Peut-on voir dans ce sillon une première ébauche du Jura ?

Le Jurassique.

Le Lias.

Les affleurements du Lias accompagnent ceux du Trias dans le Jura tabulaire, dans les plis et les recouvrements de la bordure externe ; on en observe aussi dans quelques anticlinaux de la zone interne. Leur étude stratigraphique

¹ Cela ne signifie pas que les gisements de sel n'aient joué aucun rôle dans l'orogénèse du Jura. Voir à ce propos le travail de A. BONTE (11).

révèle une étroite parenté avec la série correspondante de la Cuvette germanique et du Bassin de Paris, preuve que le territoire jurassien n'était pas encore individualisé à l'époque liasique.

Au début du Lias, le Jura connaît un régime désertique, mi-continental, mi-lagunaire, avec les minces couches à plantes et les *bonebeds du Rhétien*. Puis la mer jurassique envahit la région qu'elle n'abandonnera qu'à la fin du Portlandien. C'est une mer peu profonde, semble-t-il, mais éloignée de toute terre, où se déposent d'abord des *calcaires gréseux* transgressifs surmontés de *calcaires à Cardinies et à Gryphées*, puis des *marnes argileuses foncées à Posidonomyes*, et enfin les *argiles* et les *calcaires ferrugineux de l'Aalénien*.

On ne remarque guère de différences régionales, sauf au sommet. Ainsi au *Toarcien*, tandis que le faciès marneux (*marnes à Posidonomyes et schistes ferrugineux*) persiste au N et à l'E, dans le S du Jura français, cette série fait place à une mince couche de *marno-calcaire à oolithes ferrugineuses*. Or un tel faciès a dû se former à faible profondeur, dans une mer agitée dont le fond se surélevait ou commençait même à se plisser (cf. CAYEUX, 12).

A l'*Aalénien* inférieur la sédimentation vaseuse reprend le dessus, avec les puissantes *marnes à Harpoceras opalinum* que le sondage de Buix près de Porrentruy, a traversées sur 157 mètres (13). Au sommet de l'étage apparaissent de nouveaux indices d'agitation. Au Weissenstein, par exemple, on connaît des calcaires spathiques et des oolithes ferrugineuses, à Salins des grès superliasiques, à Nantua des formations ferrugineuses qui ravinent l'*Aalénien* inférieur.

Ainsi la sédimentation liasique, par ailleurs si continue et si calme, est troublée localement à la fin de la période, sans qu'il soit possible d'établir le moindre rapprochement entre ces zones d'agitation et la direction des plis du Jura.

Le Dogger.

Le Dogger jurassien est caractérisé par le développement des faciès calcaires, organogènes et ferrugineux, en opposition avec les formations détritiques précédentes, à part le sommet de la série qui est marqué par une récurrence vaseuse. Dans les grandes lignes, les étages du Dogger appartiennent à deux régions qui se rattachent elles-mêmes à deux provinces distinctes. La partie occidentale de la chaîne jusqu'au Jura bernois compris, est une dépendance du *Bassin de Paris*, caractérisée par ses faciès essentiellement calcaires et zoogènes,

littoraux ou récifaux. La région située à l'E du Jura bernois appartient à la *Cuvette germanique*. Le Dogger y est représenté par une série homogène de marnes à Ammonites, de type bathyal.

À tous les niveaux on peut assister au passage graduel et latéral d'un faciès à l'autre, sans remarquer la moindre relation avec la direction des plis.

LE BAJOCIEN. — Dans la partie occidentale du Jura français, le Bajocien est représenté par deux niveaux caractéristiques :

au sommet, *calcaire oolithique* et *calcaire à Polypiers*;

à la base, *calcaire à entroques* formé de débris de Crinoïdes et d'Echinides roulés dans une pâte spathique.

Dans le Jura méridional, le calcaire à entroques atteint une centaine de mètres d'épaisseur. Plus au N, il s'étend sans discontinuité, mais en s'amincissant, jusqu'à la ligne Chasseral-Soubey-Porrentruy (14), où il fait place à des calcaires bleus ou noirs, puis à des marno-calcaires et enfin à des marnes ferrugineuses.

Le calcaire à Polypiers occupe à peu près la même région et s'efface aussi dans le Jura bernois. Toutefois, il est remplacé par un *calcaire spathique* sans coraux dans une série de localités du Jura méridional signalées par RICHE (15, pl. C, p. 116), Mont du Chat, Lucey, Chauaz, Culoz, Montanges, Champfromier. Or tous ces points sont situés sur l'anticlinal du Mont du Chat, à l'W du lac Bourget, qui franchit le Rhône à Culoz et se prolonge sur la rive droite par le Grand Colombier. Ce pli est donc privé de Coraux, alors que tous les anticlinaux plus externes en possèdent. En revanche rien ne prouve que ces organismes fassent défaut dans les chaînons situés plus à l'E, Vuache, Grand Crédo et Gros Faoug, où le Bajocien n'est nulle part visible.

Quoi qu'il en soit, il y a là une coïncidence frappante entre la limite des Polypiers du Bajocien supérieur dont l'existence, on le sait, est liée à la profondeur de la mer, et l'emplacement d'un anticlinal important.

AU N de Champfromier, 12 km au N de Bellegarde, les Coraux envahissent la chaîne du Reculet, où leur présence est signalée par SCHARDT (16), et s'étendent ainsi dans toute la largeur de la chaîne. Toutefois ils manquent encore par endroits, à St-Claude (17), à Morez (18), à Ste-Croix (19), etc., sans que l'on puisse découvrir un rapport entre leur absence et la forme actuelle du Jura.

Ainsi, dans le Jura méridional seulement, la répartition des Polypiers bajociens semble liée à la tectonique; dans le reste de la chaîne, on n'observe rien de semblable. En reportant sur une carte la limite de ces deux régions, on constate qu'elle coïncide avec une zone profondément bouleversée qui traverse le Jura suivant une ligne brisée de Bellegarde à Nantua. S'agit-il d'autre chose que d'un simple hasard? C'est ce que nous verrons par la suite.

LE BATHONIEN. — Le Bathonien du Jura présente, d'une région à l'autre, une grande variété de faciès qu'il n'est pas toujours possible de paralléliser et de raccorder latéralement. Mais dans l'ensemble les conditions de sédimentation restent les mêmes qu'au Bajocien.

Dans le Jura méridional, RICHE (15), auquel nous avons recours chaque fois qu'il s'agit du Dogger de cette région, distingue deux niveaux dans le Bathonien inférieur :

au sommet, *calcaire oolithique ou Grande Oolithe* ;

à la base, *marne à Ostrea acuminata*.

Cette série se maintient dans le Jura occidental avec des variations locales et terminologiques. Dans le Jura soleurois et argovien, elle passe latéralement à de minces assises de marnes et de calcaires ferrugineux.

C'est la Grande Oolithe qui retiendra notre attention. RICHE a observé qu'elle ne s'étend pas jusqu'aux plis internes du Jura méridional où elle est remplacée par un *marno-calcaire terreux*. En outre il a montré (15, pl. D, p. 247) que la limite de ces deux faciès suit avec une fidélité remarquable la direction des plis jurassiens depuis l'extrémité S de la chaîne, jusqu'à la hauteur de Nantua, où elle dessine une courbe bien marquée à l'W.

Au N de cette localité la situation est moins nette à cause de la rareté des affleurements. Le marno-calcaire terreux existe encore au Reculet (16) et la Grande Oolithe réapparaît à la Vallée de Joux (20), tandis qu'à Morez, RAVEN (18) signale un faciès intermédiaire. Au delà de ces localités, la Grande Oolithe semble occuper toute la chaîne jusqu'au Jura de Soleure.

Nos conclusions seront les mêmes que pour le calcaire à Polypiers. Dans les deux cas il existe une concordance remarquable entre l'extension des faciès et les lignes tectoniques, mais seulement dans le Jura méridional. A moins qu'il ne s'agisse d'une interprétation illusoire de RICHE, on peut en inférer qu'à cette époque reculée, se produisaient des mouve-

ments de la mer dans lesquels on découvre quelques relations de direction avec la tectonique jurassienne. Dans un étage comme dans l'autre, ces relations disparaissent au N de la zone Bellegarde-Nantua, caractérisée d'autre part par ses dislocations transversales.

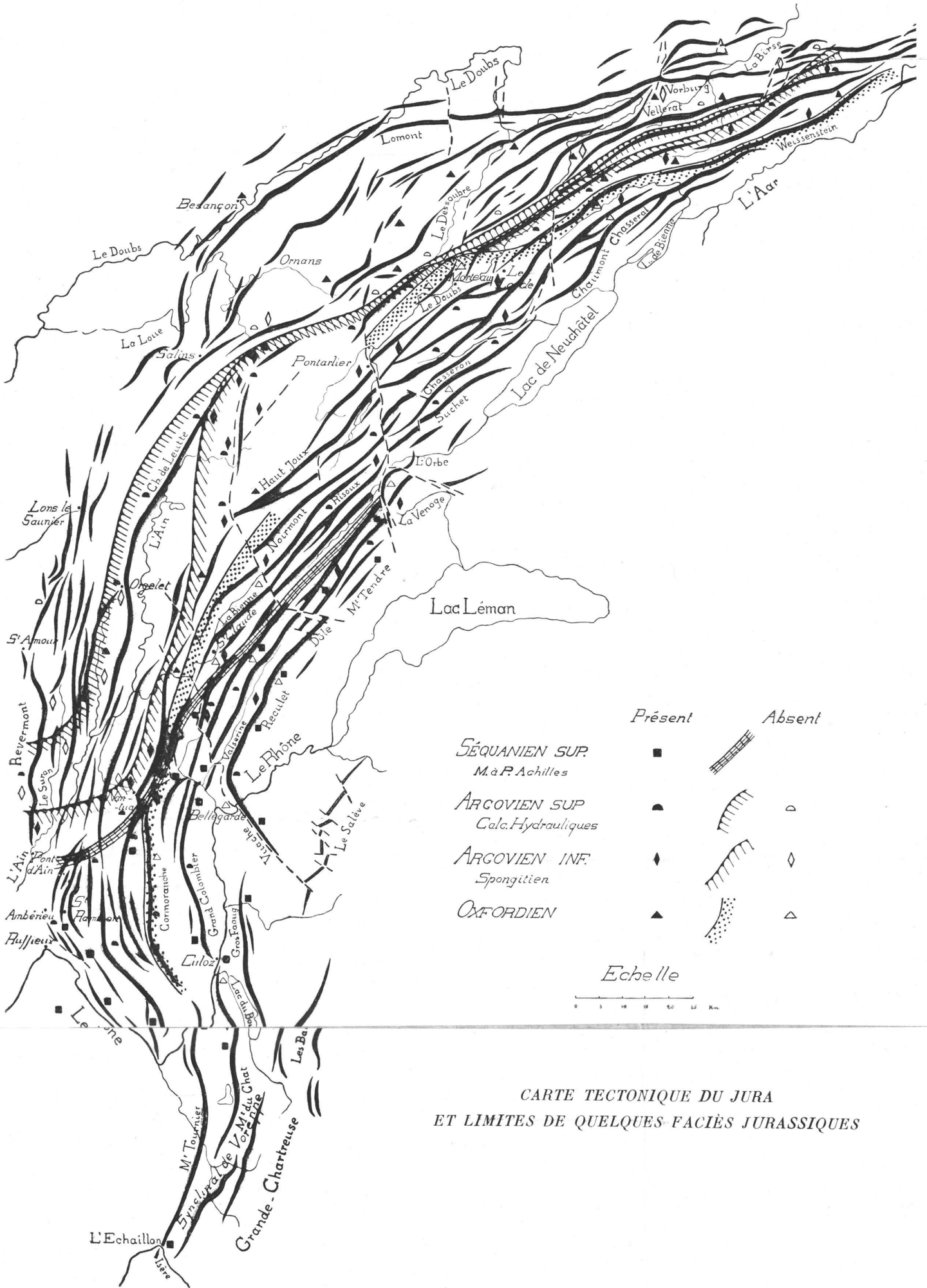
La stratigraphie du *Bathonien supérieur* (Bradfordien) est trop confuse et ses variations de faciès sont trop fréquentes pour qu'on puisse en tirer grand'chose dans le problème qui nous occupe. Essentiellement marneux dans le Jura central, et comme tel confondu avec les *marnes à Rhynchonella varians* du Callovien inférieur, il devient plus calcaire vers le N par l'apparition au sommet de la *Pierre blanche du Jura bernois* (Forest Marble) qui finit par envahir tout le sous-étage dans le Jura soleurois.

Dans le S, la planche de RICHE (15, pl. D, p. 247) montre la persistance du faciès marno-calcaire dans la zone interne et la prédominance des calcaires dans la zone externe. Mais cette fois, leur limite ne correspond guère à la direction des plis. Toutefois, un changement se produit une fois de plus à la hauteur de Nantua, où le faciès marneux, localisé jusqu'ici dans la zone interne, s'élargit et s'étend jusqu'à la bordure externe de la chaîne.

LE CALLOVIEN. — Dans le Jura vaudois, le *Callovien inférieur* est représenté par les *marnes à Rhynchonella varians*, surmontées par la *Dalle nacrée*. Tandis que le premier de ces niveaux est peu constant, la Dalle nacrée constitue un faciès stable facilement reconnaissable, que la plupart des auteurs placent dans la zone à *Macrocephalites macrocephalus*. C'est un calcaire spathique à grain serré, dur, un peu ferrugineux, riche par endroits en débris de coquilles. Dans la zone interne, elle est signalée depuis le Reculet jusque dans le Jura soleurois, où elle fait place à des marnes pyriteuses. Dans la zone externe elle manque parfois, et dans le Jura méridional elle n'apparaît que sporadiquement. Elle est fréquemment remplacée par un faciès à oolithes ferrugineuses (15, pl. E, p. 339) et par un niveau marno-pyriteux, au N d'une ligne oblique qui traverse la chaîne un peu au S de Bellegarde-Nantua.

Le *Callovien supérieur* est lacunaire ou réduit à quelques centimètres d'un enduit limoniteux à galets et oolithes ferrugineuses, reposant sur la surface corrodée de la Dalle nacrée. Un tel faciès trahit vraisemblablement une agitation de l'eau ainsi qu'une grande instabilité du fond de la mer.

Dans le Jura méridional, où le Callovien est le mieux



CARTE TECTONIQUE DU JURA
 ET LIMITES DE QUELQUES FACIÈS JURASSIQUES

connu, on distingue comme dans le sous-étage inférieur, un marno-calcaire à l'W et un faciès à oolithes ferrugineuses à l'E, dont la limite est une ligne sinueuse, grossièrement parallèle aux plis du Bas-Bugey, qui se rapproche du bord externe à la hauteur de Nantua.

Malgré ses faciès spéciaux qui trahissent des conditions de sédimentation bien extraordinaires, le Callovien ne nous apporte aucun argument de valeur. La faute en est certainement à la rareté et au mauvais état des affleurements, mais de toute manière, le parallélisme entre la limite des faciès et la direction des plis, qui semble ressortir des planches de RICHE, est trop douteux pour nous convaincre de l'existence d'une relation entre les mouvements de la mer callovienne et le plissement du Jura.

L'OXFORDIEN. — L'étage oxfordien se présente sous deux faciès différents qui se partagent l'aire jurassienne dans le sens longitudinal. C'est dire le grand intérêt qu'il a pour notre étude. Dans la zone externe, il est constitué par une puissante série de marnes qui atteint par endroits 100 à 120 m d'épaisseur. On y distingue, au sommet, les *terrains à chailles* avec *Cardioceras cordatum*, et à la base, les *Marnes à Cardioceras Lamberti*. Dans le Jura interne, au contraire, ces terrains font place à quelques décimètres de marnes ferrugineuses ou même à une lacune.

Les conditions de sédimentation sont donc bien différentes dans les deux zones. Dans la région externe, elles correspondent à un régime vaseux et calme de type bathyal, tandis que dans la bordure interne, elles prolongent le régime callovien caractérisé par une faible profondeur et une grande instabilité.

Il va sans dire que le passage d'un faciès à l'autre se fait graduellement. L'épaisseur des marnes oxfordiennes diminue peu à peu vers l'intérieur de la chaîne ; pourtant leur limite est indiquée avec netteté par la plupart des géologues qui ne paraissent pas avoir éprouvé de difficulté à distinguer l'Oxfordien réduit de l'Oxfordien normal.

A l'E, les marnes oxfordiennes très minces existent encore au Weissenstein. Sur la carte géologique au 1 : 100 000 (f. VII), leur limite suit le grand synclinal Balsthal-Tavannes-la Chaux d'Abel-la Ferrière, puis on la retrouve dans la chaîne de Pouillerel (carte spéciale au 1 : 25 000, N° 59, du Locle et de La Chaux-de-Fonds). Elle est facile à suivre sur la carte d'Ornans en territoire français, jusqu'à la hauteur d'Arcsous-Cicon. Mais au delà, il faut renoncer à la retrouver avec

précision, les affleurements y étant très rares et les autres cartes françaises confondant dans une même teinte l'Oxfordien et l'Argovien. Il faut donc s'en tenir au tracé de CHOFFAT (21, pl. I, 2a), complété et corrigé par quelques observations plus récentes.

Sur la planche, nous avons préféré ne pas marquer cette limite entre les décrochements de Pontarlier et de Morez, faute de données suffisantes. Plus à l'W, nous la voyons suivre les plis de la vallée de la Bienne, puis épouser très exactement l'anticlinal de Cormoranche (RICHE, 15), au delà duquel elle s'infléchit à l'E et se perd.

On remarque que la limite des deux faciès de l'Oxfordien coïncide généralement avec la direction des plis et que cet accord est d'autant plus exact que les observations ont été plus nombreuses et les levés géologiques plus détaillés. On constate aussi que ce parallélisme n'existe pas seulement à petite échelle, dans le détail des plis, où l'on pourrait toujours en contester la réalité, mais qu'il est remarquable surtout quand on considère, dans son ensemble, le grand arc de la chaîne, du Weissenstein au coude du Rhône. On est bien obligé de reconnaître, cette fois, qu'il ne peut s'agir d'une coïncidence fortuite, *mais qu'il existe bel et bien une corrélation entre les conditions de sédimentation de l'Oxfordien et le plissement.*

En plusieurs points de la planche, ces conclusions paraissent pourtant en défaut. Sur la feuille d'Ornans, la limite des faciès quitte le synclinal du Doubs au N du Locle, franchit obliquement deux anticlinaux au voisinage de Morteau, puis reprend sa direction longitudinale vers Pontarlier. A l'W de cette localité, le raccord des deux branches du tracé ne pourrait se faire sans couper plusieurs plis. Pour le moment bornons-nous à constater que dans les deux cas, le défaut de parallélisme correspond à des accidents tectoniques : à Pontarlier, le décrochement de Vallorbe-Pontarlier; à Morteau, un gauchissement qui trouble la continuité du plissement.

Le Malm.

Dans une grande partie de l'Europe occidentale, le Jurassique supérieur correspond à une modification progressive de la mer épicontinentale, qui met fin à la sédimentation vaseuse de l'Oxfordien et favorise le développement des faciès calcaires, oolithiques et coralligènes. Dans le Jura, ce changement coïncide avec une migration des Coraux, sur laquelle les travaux de MARCEL BERTRAND, CHOFFAT et surtout BOURGEAT, ont fait la lumière à la fin du siècle passé.

A l'Argovien inférieur, ces organismes sont cantonnés dans la zone externe du Jura; puis, d'un étage à l'autre, on les voit se déplacer graduellement vers le S, jusqu'à l'extrémité méridionale de la chaîne qu'ils atteignent au sommet du Portlandien. Devant la vague corallienne subsistent les conditions de la mer oxfordienne, avec une sédimentation vaseuse et des niveaux à Céphalopodes. C'est la *province rhodano-souabe* de ROLLIER, ou le *faciès de type argovien* de CHOFFAT.

L'arrivée des Coraux entraîne un changement radical de faciès. Aux marno-calcaires argoviens succèdent les calcaires oolithiques et zoogènes du *faciès de type rauracien* (*province franco-jurassienne*). Après leur passage, la sédimentation calcaire subsiste avec des récurrences coralliennes, des intercalations marneuses riches en Mollusques néritiques, ainsi que des niveaux dolomitiques de plus en plus nombreux au sommet de la série.

Durant tout le Jurassique supérieur, le territoire jurassien se subdivise donc en trois régions distinctes : une zone interne marneuse, qui se rétrécit toujours davantage; une zone corallienne qui se déplace du N au S; une zone externe, calcaire, marno-calcaire et dolomitique, de plus en plus large, qui finit par occuper le territoire tout entier à la fin du Portlandien.

Ces changements de sédimentation ont un intérêt évident, dans la question de savoir si la migration des Coraux, déterminée vraisemblablement par des mouvements du fond de la mer, est elle-même liée au plissement jurassien. ROLLIER a fait à ce propos des observations positives; dans le Jura bernois, il relève que les faciès coralliens ont leurs limites parallèles à la direction des chaînes de montagnes (22, p. 57).

Pour établir la ligne de démarcation des Coraux à un moment déterminé, on ne peut se baser sur les faciès coralligènes eux-mêmes, dans lesquels il n'existe guère de niveaux exactement déterminables. Il faut donc se rabattre sur les faciès de type argovien qui fournissent des repères stratigraphiques plus sûrs, en se souvenant que leur limite septentrionale correspond à la ligne atteinte par les Coraux au même instant.

L'ARGOVIEN. — Les marno-calcaires de l'Argovien comprennent deux niveaux remarquablement constants d'un bout à l'autre de la chaîne :

Les calcaires hydrauliques ou *Argovien supérieur*.

Le Spongilien ou *Argovien inférieur*.

LE SPONGITIEN. — A ce sous-étage se rattachent une vingtaine de mètres de marno-calcaires grumeleux contenant des calices d'Éponges et des Ammonites. Dans la zone externe, il passe au *Glypticien*, faciès à Coraux, Oursins (*Glypticus hieroglyphicus*) et Bryozoaires, qui appartient lui-même au faciès de type rauracien.

La limite du Spongitien qui figure sur la planche est calquée sur celle que CHOFFAT a tracée dans son ouvrage sur le Callovien et l'Oxfordien (21), avec quelques rectifications basées sur de nouvelles observations. Ainsi dans le Jura bernois, ROLLIER lui fait suivre le grand synclinal Undervelier-Saignelégier. Au delà de la frontière, on ne peut l'indiquer avec une telle précision, les cartes françaises ne distinguant pas les deux sous-étages de l'Argovien.

Pourtant elle a été établie avec netteté par CHOFFAT dans la région salinoise, où elle épouse exactement la direction des plis. Plus au S le même auteur la faisait passer tout près de St-Claude ; les observations de RICHE (23), BOURGEAT (24), BOURGEAT et CHOFFAT (25) nous ont permis de la reporter plus à l'W.

Jusque là, elle ne dévie guère de la direction générale des plis, mais à la hauteur de Nantua à peu près, nous la voyons s'incurver brusquement à l'W, traverser les chaînons externes et atteindre le bord de la chaîne, quelque part entre Pont d'Ain et Ceyzeriat.

L'ARGOVIEN SUPÉRIEUR. — Les *calcaires hydrauliques* de l'Argovien supérieur constituent une série homogène facilement reconnaissable, en dépit de la rareté des fossiles, grâce à ses bancs de calcaires séparés par des feuilletts marneux. Ils occupent à peu de chose près, la même étendue que le Spongitien dans l'arc interne de la chaîne, et passent latéralement du côté externe, aux calcaires zoogènes du Rauracien.

Dans le Jura bernois, la limite des deux faciès établie par ROLLIER est extrêmement nette. Après avoir franchi en diagonale la région disloquée à l'E de Delémont, elle aboutit à Moutier, puis suit fidèlement la vallée synclinale Souboz - la Joux - le Noirmont. On la retrouve en France sur la feuille d'Ornans où elle est indiquée par un trait rouge qui coïncide avec la direction des plis. Sur les feuilles de Besançon et de Lons-le-Saunier, la courbe circonscrite aux affleurements d'Argovien enveloppe les plis et suit les cassures du Jura salinois, puis s'incurve au S. Sur la planche, on lui a donné la direction de la chaîne de Leutte. En réalité sa position est indé-

terminée entre cette dernière, où affleure l'Argovien, et les plis de la région bordière, où sont conservés quelques lambeaux de Rauracien, le territoire intermédiaire ayant été dégarni par l'érosion de tous les terrains supérieurs au Bathonien.

Plus au S, la carte de St-Claude confond le Callovien, l'Oxfordien et l'Argovien, mais on sait que ce dernier existe à Orgelet, Arinthod et Ceyzeriat (21), ainsi que sur toute la feuille de Nantua. Le Rauracien de son côté est signalé à Cuiseaux par DREYFUSS (26). On en conclut que la limite de l'Argovien supérieur se comporte comme celle du Spongilien. Après avoir suivi la direction des plis jusque dans les monts compris entre l'Ain et la Bresse, elle les franchit entre Ceyzeriat et Cuiseaux et aboutit au bord de la chaîne.

Les cartes françaises de la région occidentale montrent un Argovien qui s'amincit progressivement vers l'extérieur de la chaîne, et un Rauracien qui le surmonte en diminuant progressivement d'épaisseur à mesure qu'on se rapproche de la frontière suisse. La superposition des deux faciès signifie que les Coraux n'ont cessé de s'avancer vers l'E durant l'Argovien supérieur. Dans le Jura bernois, ROLLIER ne signale rien de pareil; FALLOT observe des récurrences argoviennes dans le Rauracien du Lomont (27). Il semble donc que dans cette région l'invasion corallienne ait été plus brutale et que des récurrences vaseuses locales se soient produites après coup.

Dans le même territoire, la position relative des limites de l'Argovien supérieur et du Spongilien est normale, en ce sens que la première est située à l'intérieur de la seconde; cela signifie donc que d'un sous-étage à l'autre, les Coraux ont progressé vers le S. A l'W au contraire, les deux courbes occupent une position inverse, comme si les Coraux avaient subi un recul. Il est vrai que la rareté des affleurements sur le Plateau de Lons-le-Saunier, enlève une bonne part de sa valeur à une telle interprétation.

LE SÉQUANIEN. — Au Séquanien les Coraux poursuivent leur progression à l'intérieur de la chaîne tandis que la zone des faciès de type argovien se rétrécit toujours davantage. Des deux zones qui constituent l'étage, seule celle à *Perisphinctes Achilles* retiendra notre attention, l'autre, à *Peltoceras bicristatum*, étant difficilement reconnaissable dans les coupes établies par les auteurs.

LE SÉQUANIEN SUPÉRIEUR (zone à *Per. Achilles*). — Les marno-calcaires du Séquanien supérieur ou *couches de Baden*,

caractérisées par la présence de Périssphinctidés des types *Achilles* et *Polyplocus*, existent dans le Jura oriental à partir du Hauenstein, où elles prennent une importance grandissante en direction de l'E. Nous ne les suivrons pas dans cette région où l'étroitesse de la chaîne, ses dislocations, ainsi que l'absence des étages supérieurs du Malm, s'opposent à toute interprétation dans le cadre de notre problème.

Dans le Jura occidental, la faune de Baden a été retrouvée par CHOFFAT et BOURGEAT (25) dans la région de St-Claude, où le passage latéral à l'Astartien est visible. Dès lors des découvertes analogues ont été faites dans les chaînons internes, c'est-à-dire dans la zone caractérisée par une sédimentation bathyale, en avant des récifs coralliens.

A la vallée de Joux, les marno-calcaires à *Per. Achilles* existent dans la chaîne du Mont Tendre (20, 21, 28). En revanche, ils ne se retrouvent pas dans la chaîne du Risoux qui fait pendant au Mont Tendre de l'autre côté de la vallée. Le Séquanien y est représenté par des calcaires coralligènes et oolithiques qui diffèrent totalement des formations correspondantes du Mont Tendre. Dans cette partie du Jura vaudois, la limite des deux faciès coïncide donc avec le synclinal de la vallée de Joux; c'est dire qu'elle est parfaitement parallèle à la direction des plis.

De nombreuses observations révèlent l'existence des couches de Baden dans le haut Jura français et permettent de tracer leur limite par Oyonnaz et Nantua. Jusque là elle suit à peu près la direction des plis. Plus loin les observations sont moins précises. On sait pourtant que ce niveau fossilifère existe dans la zone interne, à l'extrémité méridionale de la chaîne et dans le Bas Bugey jusqu'à St-Rambert. On sait aussi, par les travaux de RICHE (29) qu'il fait défaut dans les montagnes de l'Ain. On peut donc être certain que sa limite change de direction au SW de Nantua et traverse les chaînons externes entre St-Rambert et Pont d'Ain.

Sur la planche, en comparant les limites du Spongilien, de l'Argovien supérieur et du Séquanien supérieur à *Per. Achilles* qui indiquent toutes trois la ligne atteinte par les Coraux à des moments différents, on est frappé de leur similitude. Leur parallélisme avec la direction des plis est remarquable. On peut donc être sûr que *les circonstances qui ont amené la migration des Coraux, sont liées, d'une manière ou d'une autre, au mouvement qui est à l'origine du plissement jurassien.*

En plusieurs points pourtant, la limite des faciès ne correspond nullement à la direction des plis. Mais il s'agit toujours de régions disloquées, sauf dans le bassin inférieur de l'Ain où les trois lignes s'incurvent identiquement et traversent les chaînons externes pour atteindre la lisière de la plaine bressane. Il y a là une constante remarquable sur laquelle nous aurons l'occasion de revenir.

LE KIMERIDGIEN. — C'est au Kimeridgien que la sédimentation calcaire atteint son maximum et sa plus grande pureté. Cet étage est constitué par une série monotone de calcaires compacts ou oolithiques interrompue par des intercalations zoogènes qui correspondent à l'invasion ou à des récurrences des Coraux, et par des assises marneuses à Mollusques néritiques : les *marnes du Banné* dans la partie inférieure et les *marnes à Exogyra virgula* au sommet.

Dès le Kimeridgien inférieur, les Coraux atteignent la bordure interne des hautes chaînes. En même temps, le Jura méridional est envahi par un faciès calcaire qui semble précéder l'arrivée de ces organismes. En tout cas il n'existe plus, en avant des récifs, de formations marneuses du type argovien, dans lesquelles la distinction de niveaux caractéristiques serait possible. Il faut donc se rabattre sur les faciès qui suivent l'invasion corallienne.

Les *marnes du Banné* ou *marnes ptérocériennes* sont signalées un peu partout, sauf dans des régions comme St-Claude et Oyonnaz, où elles sont remplacées par des formations coralligènes. Du reste, malgré l'homogénéité de leur faune, elles ne constituent pas un niveau constant. Ce sont des couches marneuses fossilifères qui s'intercalent à différentes hauteurs dans le Kimeridgien inférieur. Quoi qu'il en soit, leur répartition n'a pas le moindre rapport apparent avec la tectonique du Jura.

Les *marnes à Exogyra virgula* occupent toute la région externe entre Montbéliard et la vallée de la Saône, où elles atteignent leur plus grande épaisseur. Elles s'étendent aussi dans le Jura bernois, ainsi que dans le Jura occidental, par Salins, jusqu'à Nantua et à la vallée de Joux. Dans les régions intermédiaires qui étaient réputées pour n'en point posséder, j'en ai découvert pourtant quelques affleurements au Suchet et au Chasseron. On peut donc se demander si ce niveau, qui passe facilement inaperçu en dépit de ses fossiles caractéristiques, n'existe pas dans la plus grande partie de la chaîne, sauf au voisinage des récifs de Coraux de St-Claude

et du Jura méridional. C'est dire qu'il ne peut rien nous apporter de positif, dans le problème que nous tentons de résoudre.

Toutefois il faut faire une exception pour la région de Nantua. Plusieurs géologues (BOURGEAT 17, 30, M. BERTRAND 31) signalent de nombreux affleurements d'un marno-calcaire à *Ex. virgula*, tous situés au N de la ligne Bellegarde - Nantua. Au S de cette transversale, au contraire, le Virgulien est représenté par des calcaires coralligènes accompagnés de calcaires lithographiques ou plaquetés avec des débris de plantes et quelques exemplaires d'*Ex. virgula* (RÉVIL 32). Constatons une fois de plus que la ligne de dislocation de Nantua correspond à un changement de faciès.

LE PORTLANDIEN. — Au N, le Portlandien ne dépasse guère le vallon de St-Imier au delà duquel il a dû disparaître par érosion. Dans le reste de la chaîne, il offre des caractères remarquablement constants sauf à l'extrémité méridionale et au Salève, où les Coraux se maintiennent encore. Dans l'ensemble, il est constitué par une puissante série de calcaires dans laquelle s'intercalent des niveaux dolomitiques en nombre croissant vers le sommet, ainsi que des brèches à cailloux multicolores et des niveaux lacustres qui annoncent le Purbeckien.

De tels faciès correspondent sans doute à une certaine instabilité : diminution de la profondeur aboutissant à l'émer-sion purbeckienne, soubresauts et oscillations du fond de la mer trahis par les brèches et les calcaires lacustres, tendance au régime lagunaire indiquée par la présence de la dolomie.

Existe-t-il un rapport entre ces mouvements et le plissement du Jura ? Pour pouvoir l'affirmer, il faudrait multiplier les observations aussi minutieuses que celles de J. FAVRE et l'Abbé RICHARD à Pierre-Châtel (33), mais que les conditions d'affleurement rendent rarement possibles. Ces deux auteurs pensent que durant le Portlandien, la plate-forme continentale était soumise à de multiples oscillations d'amplitude variable, qui ne devaient pas affecter toute sa surface à la fois. Les observations que j'ai faites dans le Jura vaudois correspondent bien à de telles conclusions. Dans les deux chaînes anticlinales qui encadrent la vallée de Joux, les faciès portlandiens ne sont pas identiques. Dans celles du Risoux et de la Côte, au NW, les formations franchement calcaires dominent, tandis que dans celle du Mont Tendre, au SE, les *faciès dolomitiques* tiennent beaucoup plus de place dès la base de l'étage. Les

mouvements qui ont agité la mer portlandienne semblent n'avoir pas agi de la même manière dans ces deux régions, pourtant si proches l'une de l'autre (20).

Du reste ces résultats sont corroborés par les observations de RAVEN (18) et de LAGOTALA (34) aux Rousses et à la Dôle, localités qui occupent les mêmes positions respectives que le Risoux et le Mont Tendre. En comparant les coupes stratigraphiques de ces deux auteurs, on constate que les calcaires dolomitiques tiennent davantage de place à la Dôle qu'aux Rousses. MARCEL BERTRAND (31) a relevé, lui aussi, il y a plus de soixante ans, que les intercalations dolomitiques du Portlandien prennent une importance croissante quand on se rapproche du bord interne du Jura.

L'extension des *couches à Nérinées* vient encore à l'appui de ce qui vient d'être dit. Ces gros fossiles qui ne peuvent passer inaperçus, sont abondants dans la partie inférieure de l'étage, où ils se trouvent fréquemment rassemblés dans des niveaux lumachelliques, les *bancs à Nérinées*. Or ces fossiles, isolés ou en bancs, sont signalés partout sauf dans la première chaîne du Jura, du Mont Tendre au Reculet. Parmi tous les géologues qui ont exploré cette région, BOURGEAT est le seul, à ma connaissance, qui y ait découvert un banc à Nérinées, au-dessus de Mijoux, sur la route de la Faucille (35). A la vallée de Joux, le contraste est frappant entre les carrières et les escarpements qui dominent le village du Sentier, où les Nérinées abondent, et l'autre versant de la vallée qui n'en possède point.

Il s'agit d'un détail sans doute, mais qui venant s'ajouter à ce qui précède, tend à démontrer que *les mouvements qui caractérisent la fin du Jurassique, ne sont pas indépendants de ceux auxquels le Jura doit son existence.*

LE PURBECKIEN. — A la fin du Portlandien, la mer jurassique abandonne la plus grande partie de l'Europe centrale et septentrionale. Dans le Jura, elle est remplacée par des lagunes ou des nappes d'eau douce dans lesquelles se sont sédimentés les calcaires et les marnes du Purbeckien. L'absence de toute discordance à la base de ce sous-étage et l'existence de niveaux lacustres dans le Portlandien supérieur, montrent que cette émergence s'est produite très calmement et qu'elle a été précédée de plusieurs oscillations positives et négatives.

Reste à savoir si ces mouvements peuvent être mis en parallèle avec ceux qui ont plissé la chaîne. C'est la question

que s'est posée MAILLARD et à laquelle il a répondu en ces termes dans sa monographie sur le Purbeckien du Jura : « les limites occidentales du territoire du Purbeckien de même que celles du Néocomien, suivent les chaînes jurassiennes, ce qui ne serait pas le cas si le relief primitif du Jura n'avait été l'ébauche rudimentaire du relief actuel » (36, p. 65). C'est bien exact; le Purbeckien semble étroitement lié à la tectonique. Localisés dans les synclinaux de la haute chaîne, ses affleurements y forment d'étroites bandes longitudinales. Leur limite suit approximativement la lisière extérieure des principaux plis, sans empiéter sur les plateaux. Toutefois rien ne prouve qu'elle corresponde réellement à la limite de la lagune purbeckienne. Nous avons toutes les raisons de croire, au contraire, que la région située au delà a été occupée primitivement par le Purbeckien, et que si ce terrain y fait défaut actuellement, c'est qu'il a été supprimé par l'érosion, comme le Portlandien et le Crétacé. Du reste il en subsiste un lambeau à Moutier (Jura bernois), que MAILLARD lui-même signale dans un de ses travaux ¹.

Ainsi la relation que MAILLARD avait cru découvrir entre le relief primitif du Jura et la sédimentation du Purbeckien, est une illusion. En fait il n'existe aucun rapport réel entre la limite du Purbeckien, dont on ignore l'extension primitive, et la tectonique jurassienne ².

Le Purbeckien comprend plusieurs faciès. Au bord du lac de Biemme et à Vaulion, MAILLARD décrit une *formation littorale de grès silicieux*, dont j'ai retrouvé des traces dans la chaîne du Mont Tendre. De son côté, NOLTHENIUS (39) a retrouvé des trous de Pholades près de Vallorbe. Or toutes ces localités se trouvent à peu près dans le même alignement, sur le bord interne de la chaîne. Aussi est-on tenté de voir là le rivage SE de la lagune purbeckienne.

Au N de la ligne Vallorbe - Clervaux du Jura, la base du Purbeckien est caractérisée par la présence de *marnes gypseuses*. Ce faciès a dû prendre naissance dans des lagunes qui, selon MAILLARD, « semblent avoir une certaine coïncidence avec nos vallons géologiques ». Au premier abord, cela pa-

¹ CHOFFAT a décrit cet affleurement et en a donné la liste de fossiles (37). MAILLARD le cite dans un de ses ouvrages (38), mais n'en fait pas mention dans son étude du Purbeckien (36).

² D'après une communication personnelle de M. A. CAROZZI (Thèse du laboratoire de Géologie de l'Université de Genève de prochaine publication), il existe un rapport étroit entre les faciès du Purbeckien et la tectonique jurassienne (note ajoutée en cours d'impression).

rait exact, les marnes à gypse étant étroitement localisées au fond des synclinaux. Mais rien ne nous permet d'affirmer qu'elles ne s'étendaient pas primitivement sur les anticlinaux voisins, d'où l'érosion a fait disparaître tous les terrains supérieurs.

A Foncine le Bas pourtant, la carte de MAILLARD permet de déterminer très approximativement les limites de la lagune gypseuse. Le faciès à gypse n'existe que dans le synclinal de Mouthe - Foncine. Les synclinaux situés plus au S n'en possèdent pas, de même que le plateau de Nozeroy au NW, où il est rempacé par un faciès littoral gréseux. Il semble donc que les marnes à gypse se sont déposées dans une dépression longitudinale qui correspond au synclinal de Mouthe.

Le Purbeckien manque dans toute la zone bordière côté Bresse, en particulier dans plusieurs localités où subsistent pourtant d'importants gisements de Crétacé. On est donc en droit de penser qu'il n'a jamais existé dans cette région, mais sans avoir la possibilité de tracer les anciennes lignes de rivage. Plus au S, il s'étend dans toute la largeur de la chaîne sauf dans le Bugey occidental, où l'érosion n'en a laissé qu'un lambeau à Ruffieux, au coude du Rhône.

Au S du fleuve, le Purbeckien affleure dans un faciès assez constant de *brèches* et de *calcaires marneux d'eau douce*. En revanche, dans les chaînes subalpines des Bauges et de la Grande Chartreuse, situées de l'autre côté du synclinal de Vorrepe, il fait place aux *calcaires tithoniques*. De ce brusque changement de faciès, on peut conclure que les deux régions montagneuses étaient déjà différenciées à la fin du Jurassique et que le synclinal qui les sépare était lui-même individualisé, puisque son emplacement correspond à une importante modification de la sédimentation.

MAILLARD avait cru découvrir dans le Purbeckien, les signes d'un plissement primitif du Jura. Les remarques qui précèdent m'amènent à des conclusions plus prudentes que celles de ce savant géologue. Elles nous apportent non pas la preuve, mais quelques indices tout au plus, en faveur de l'hypothèse d'une corrélation entre les plissements jurassiens et l'émersion qui a mis fin à la mer jurassique. En revanche, elles démontrent que la limite tectonique des Alpes et du Jura méridional coïncide avec leur limite stratigraphique, preuve que le synclinal qui sépare les deux chaînes était déjà esquissé d'une façon ou d'une autre, au moment où la mer jurassique abandonna l'aire jurassienne.

Le Crétacé.

Le début du Crétacé correspond à la transgression de la mer alpine qui envahit progressivement le territoire jurassien, puis s'avance vers le bassin de Paris, qu'elle atteindra à l'Hauterivien. Ce mouvement s'effectue tranquillement, sans discordance visible, comme le retrait de la mer jurassique.

Les étages inférieurs de la série remplissent les principaux synclinaux de la zone interne, jusqu'à la hauteur de Bienne, tandis que les plateaux et les chaînons externes n'en ont conservé que de rares lambeaux. Ainsi les marnes et les calcaires du *Valanginien* (*Berriasien* et *Valanginien s. str.*), qui occupent encore le vallon de St-Imier, ne s'étendent pas au delà de la ligne Bienne - Nods - Salins - Châlons. Leur limite externe est donc, dans ses grands traits, parallèle à la direction des plis. Mais rien ne prouve que la mer valanginienne ne s'avancât pas plus loin, en direction des Vosges et de la Serre, bien que cette région n'en ait conservé aucun vestige.

En revanche la *transgression hauterivienne* est un fait certain, démontré par l'existence de quelques lambeaux de *Pierre jaune de Neuchâtel*, en discordance sur le Jurassique supérieur. Mais cela ne nous donne pas le rivage de la mer hauterivienne ou valanginienne. Au *Barrémien* et à l'*Aptien* se produit une régression, suivie d'une transgression qui s'esquisse à l'*Albien* et se prolonge au *Cénomaniens*. SCHARDT (41) en a trouvé la preuve près de Neuchâtel, en observant l'*Albien* reposant sur la surface corrodée des calcaires urgoniens. FOURNIER de son côté, a décrit près d'Aviley, dans la vallée de l'Ognon, du Gault et du *Cénomaniens* en discordance sur l'Hauterivien raviné (42). Mais, comme précédemment, on ignore les limites de cette mer cénomaniens.

Notre ignorance est plus grande encore en ce qui concerne l'extension primitive des étages supérieurs du Crétacé. Outre le *Maestrichtien* du lac de Bienne (40), on n'en connaît que quelques lambeaux dans la vallée inférieure de l'Ain et de la Valserine, ainsi que des silex épars dans les terrains tertiaires et quaternaires des plateaux jusqu'à la hauteur de Pontarlier.

Ces faits attestent que le Jura a été le théâtre d'une agitation presque ininterrompue durant la période crétacée. Mais la rareté des affleurements et leur localisation dans les synclinaux de la haute chaîne ne permettent pas de déterminer

l'emplacement des anciennes lignes de rivage, et rendent ainsi illusoire toute tentative d'établir une relation avec la tectonique jurassienne.

De leur côté, les faciès sont généralement constants d'un bout de la chaîne à l'autre, surtout à la base de la série. A l'approche des Alpes seulement, des influences bathyales se manifestent à divers niveaux, par l'apparition de faciès marneux et d'Ammonites. En même temps l'épaisseur augmente.

Le *Valanginien inférieur et supérieur* conserve dans toute l'étendue de la chaîne les traits de la série classique de Neuchâtel, sauf au Salève où le faciès corallien subsiste encore à la base. Il se retrouve encore, avec des caractères typiquement jurassiens, dans la bordure occidentale des chaînes subalpines où se fait le passage aux marno-calcaires berriasiens.

L'*Hauterivien inférieur marneux* et l'*Hauterivien supérieur calcaire* se modifient à l'approche des Alpes, par l'apparition de marnes dans la série calcaire et d'Ammonites dans les marnes inférieures. Ces faciès empiètent également sur les anticlinaux de la région subalpine.

Le *Barrémien*, qui est caractérisé par la puissante série des *calcaires urgoniens* succédant à des calcaires oolithiques et à des marno-calcaires, conserve cette physionomie jusqu'à l'extrémité méridionale de la chaîne, et même au delà, dans les Bauges et la Grande Chartreuse. Ainsi, la limite des faciès jurassiens et alpins du Crétacé inférieur ne coïncide plus avec la frontière tectonique des deux chaînes, comme c'était le cas au Jurassique supérieur.

Quant aux étages du *Crétacé moyen et supérieur*, leurs affleurements sont trop clairsemés pour que l'on tente de délimiter leurs faciès. On peut remarquer néanmoins que le *Gault* et le *Cénomaniens* de Ste-Croix ne correspondent pas à la série de la Perte du Rhône qui, de son côté, présente des analogies évidentes avec celle du Bassin de Paris. Les fréquentes variations de ces faciès, la présence de grès glauconieux et de fossiles phosphatés, trahissent l'instabilité de la mer crétacée. Mais les observations font défaut, qui permettraient de mieux connaître ces mouvements et de les confronter avec ceux qui ont plissé la chaîne jurassienne.

CONCLUSIONS

1. Au terme de cette étude, la question se pose de savoir si les conclusions auxquelles nous sommes conduits, ont une

valeur réelle, où si ce ne sont que des interprétations illusoire. Le souci d'impartialité, qui ne nous a pas abandonné au cours de ces recherches, n'est pas une garantie suffisante. Aussi allons-nous tenter de découvrir, dans les résultats eux-mêmes, des indices plus sûrs d'authenticité.

Le parallélisme que l'on a relevé à plusieurs reprises entre la limite des faciès et la direction des plis serait contestable si on ne l'observait que dans d'étroites limites, ou si, au contraire, il n'apparaissait qu'à l'échelle de la chaîne. Dans un cas comme dans l'autre, on pourrait prétendre qu'il s'agit d'une coïncidence fortuite. En réalité, ce rapport existe dans le détail des plis, comme à la vallée de Joux où j'ai pu le vérifier personnellement, et dans l'ensemble de la chaîne. Au surplus, il est fondé sur les observations d'un grand nombre de géologues qui ne pouvaient avoir d'idées préconçues.

Nos conclusions trouvent également leur vérification, si l'on peut dire, dans leurs propres exceptions. A côté des faciès qui paraissent liés à la tectonique, il en existe d'autres, comme le niveau à *Exogyra virgula*, qui ne suivent en aucune manière la direction des plis. N'est-ce pas la preuve que nos considérations n'ont été influencées par aucun préjugé ? Les limites du Spongilien, des calcaires hydrauliques et du Séquanien inférieur coïncident avec la direction du plissement jusque dans le Jura occidental, puis toutes trois franchissent les montagnes de l'Ain pour aboutir à la lisière de la Bresse. Si ce tracé nous avait été dicté par le désir — inconscient — de l'amener à coïncider avec les plis, nous aurions certainement conservé la même direction jusqu'au bout, et si le hasard avait guidé notre main, ces trois lignes n'auraient pas dévié presque simultanément.

2. La relation de parallélisme n'apparaît pas encore au Trias et au Lias, où les variations de faciès semblent indépendantes de la tectonique actuelle. En revanche, elle existe au Dogger, mais seulement dans le Jura méridional, où les limites des calcaires à Polypiers du Bajocien et de la Grande Oolithe du Bathonien, épousent la direction des plis. Mais c'est à l'Oxfordien, à l'Argovien et au Séquanien que le rapport entre la sédimentation et le plissement est le plus net. Les lignes de démarcation des principaux faciès s'allongent d'un bout à l'autre du Jura, en connexion presque parfaite avec les axes longitudinaux du plissement, sauf dans les ré-

gions disloquées par des décrochements et en bordure de la plaine bressane.

Au Kimeridgien, rien de semblable. Les rares niveaux caractéristiques de cette épaisse série de calcaires, ne coïncident nullement avec les directions tectoniques. Au Portlandien, le rapport apparaît à nouveau, quoique moins net qu'auparavant, dans les calcaires à dolomie et les bancs à Nérinées. Quant au Purbeckien, les marnes à gypse mises à part, et au Crétacé, leur étude n'apporte rien de positif, la démarcation de leurs faciès ne pouvant être faite avec assez de précision.

Tels sont les principaux niveaux pour lesquels le parallélisme avec la direction tectonique s'inscrit avec assez de netteté pour mériter d'être signalé. Rien ne prouve du reste, qu'il n'en existe pas d'autres, que des recherches plus complètes permettraient d'assimiler à ceux-là.

3. Les relations entre la tectonique et les faciès jurassiens datent évidemment du moment où ces derniers prirent naissance au fond de la mer jurassique. On est donc amené à envisager que le plissement de la chaîne a débuté lui aussi à cette époque reculée. On ne peut admettre, cela va sans dire, que tous les plis du Jura aient été individualisés dès le début, mais on peut concevoir que le fond de la mer, soulevé localement, formait de larges géanticlinaux très surbaissés, qui préparaient le plissement tertiaire. Sans doute ces « cordillères jurassiennes » devaient-elles différer profondément de celles qui, au même moment, esquissaient la chaîne alpine, puisqu'elles étaient engendrées dans une mer épicontinentale, sans analogie avec le géosynclinal alpin, et dans un milieu sédimentaire tout différent.

Cette hypothèse trouve sa confirmation dans plusieurs faciès qui trahissent l'instabilité de la mer jurassique. Les plus typiques de ces « faciès orogéniques » sont les calcaires à oolithes ferrugineuses dont il a été question à propos du Lias et du Dogger, ainsi que les calcaires graveleux grossiers à galets roulés, qui accompagnent fréquemment les formations coralligènes. Dans le même genre on connaît encore les gisements de plantes fossiles du Séquanien, les calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur, et enfin la lacune callovo-oxfordienne, avec ses traces de corrosion et ses résidus ferrugineux. Les calcaires oolitiques, si abondants à certains niveaux, semblent liés

eux aussi à des conditions instables, ou tout au moins à l'agitation de l'eau.

Au surplus, notre étude a révélé que, d'une façon générale, ces faciès sont localisés au voisinage des niveaux qui nous ont paru liés à la tectonique. En effet, ils abondent au Bajocien et au Bathonien, à l'Oxfordien, à l'Argovien et au Séquanien, mais ils sont plus rares dans la série kimeridgienne qui n'a révélé d'autre part aucune relation avec la tectonique actuelle. Puis il font leur apparition au Portlandien avec les calcaires dolomitiques. S'agit-il d'une simple coïncidence ? On peut difficilement le croire, car en y regardant de plus près, on s'aperçoit que les faciès dont la ligne de démarcation est parallèle au plissement, appartiennent généralement, l'un au type dit orogénique, l'autre au type vaseux ou bathyal. Cette remarque s'applique en particulier à la limite de l'Oxfordien normal et de l'Oxfordien réduit et à celle des faciès rauraciens et argoviens.

Il y a là un ensemble de faits non négligeables qui viennent à l'appui de notre conclusion suivant laquelle, la genèse du plissement jurassien aurait été préparée par des mouvements jurassiques.

4. Dans un précédent travail (4)¹ nous avons passé en revue les diverses hypothèses qui peuvent être prises en considération pour expliquer le plissement du Jura, en liaison avec la théorie tectonique de l'écoulement, et nous étions arrivé à cette conclusion que la chaîne jurassienne doit vraisemblablement son origine à la poussée de coins hercyniens profonds. Cette hypothèse est singulièrement renforcée par les considérations qui précèdent. En effet, les plissements précurseurs, dont nous croyons avoir démontré l'existence au fond de la mer jurassique, ne s'expliquent ni par le mouvement d'une nappe de glissement, ni à plus forte raison, par la mise en place des nappes préalpines ou helvétiques. Leur cause ne peut être attribuée qu'à des mouvements du socle hercynien. Si tel est le cas, il n'est pas téméraire d'admettre la même origine pour le plissement tertiaire.

¹ Dans cette étude j'ai omis, bien involontairement, de signaler que la solution proposée par moi-même avait été envisagée antérieurement par M. le Professeur Cadisch, qui voudra bien trouver ici l'expression de mes vifs regrets (voir en particulier J. CADISCH : *Geologie der Schweizeralpen*, 1934, p. 214).

5. A plusieurs reprises, notre attention a été attirée par le fait que les limites de faciès, sensiblement parallèles aux lignes tectoniques, s'en écartaient dans les régions disloquées par des décrochements transversaux et franchissaient obliquement l'axe des plis. Existe-t-il une relation entre ces déviations et la sédimentation, ce qui impliquerait que la localisation des décrochements était déjà déterminée au Jurassique ? Ne s'agit-il pas plutôt de changements de direction imposés aux limites de faciès par le jeu des décrochements eux-mêmes ? On ne peut le dire. Seules des observations stratigraphiques très précises, dans le voisinage de ces dislocations, permettraient de résoudre le problème de leur origine.

6. Toutefois il y a lieu de mettre à part la ligne de dislocation de Bellegarde à Nantua. En général, on ne la cite pas parmi les décrochements jurassiens. Elle est pourtant bien apparente sur la feuille française de Nantua, où elle se présente comme une espèce de charnière et d'étranglement, le long de laquelle les faisceaux de plis du Jura méridional s'articulent à ceux du Jura central, par des cassures et des gauchissements transversaux qui se digitent en de nombreux accidents longitudinaux.

Or cette étude a révélé à maintes reprises que des modifications de faciès se produisent au voisinage de cette ligne. Nous l'avons constaté dès le Dogger jusqu'au Jurassique supérieur; mais cette coïncidence est particulièrement frappante au Spongilien, à l'Argovien supérieur et au Séquanien inférieur, dont les limites de faciès changent toutes trois de direction, à peu près à la même hauteur.

Il y a une relation entre la dislocation qui traverse la chaîne entre Nantua et Bellegarde et les faciès jurassiques, cela ne fait aucun doute. On peut donc admettre qu'un accident existait déjà dans cette région, sous une forme impossible à préciser, au fond de la mer mésozoïque. Cela confère au Jura méridional, une certaine autonomie vis-à-vis du reste de la chaîne, caractère qui se retrouve aussi dans la direction de ses chaînons et dans les particularités de ses faciès.

7. On admet que la limite du Jura et des chaînes subalpines correspond au synclinal de Voreppe qui prolonge vers le S le bassin molassique suisse. Or, à maintes reprises, son emplacement coïncide avec la ligne de démarcation des faciès

qui caractérisent les deux chaînes. Il en est ainsi au Callovien et à l'Oxfordien, c'est-à-dire au moment où la série jurassienne est interrompue par une lacune, alors que la région voisine connaît une sédimentation de type bathyal. Le même contraste se retrouve au sommet du Jurassique, lorsque les Coraux atteignent l'extrémité méridionale du Jura, et pendant l'émergence purbeckienne. En revanche, on n'observe rien de pareil durant les autres périodes jurassiques, pas plus qu'au Crétacé. Il semble pourtant que les deux chaînes étaient déjà différenciées tectoniquement dès le Jurassique inférieur.

Bibliographie.

1. A. DELAFOND et C. DEPÉRET. — Les terrains tertiaires de la Bresse. *Etudes des gîtes min. de la France*, Paris, 1893.
2. A. BUXTORF et R. KOCH. — Zur Frage der Pliocaenbildungen im nordschweizerischen Juragebirge. *Verh. der Naturforsch. Gesellschaft Basel*, Band XXXI, 1920.
3. H. LINIGER. — Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. *Mat. carte géol. Suisse*, nouv. série, 55^e livr., 1925.
4. D. AUBERT. — Le Jura et la tectonique d'écoulement. *Mém. Soc. vaud. Sc. nat.*, vol. 8, N^o 4, 1945.
5. A. DE MONTMOLLIN. — Mémoire sur le terrain crétacé du Jura. *Mém. Soc. Sc. nat. Neuchâtel*, I, p. 49, 1835.
6. A. ETALLON. — Esquisse d'une description géologique du Haut Jura et en particulier des environs de St-Claude. *Ann. Sc. phys. et nat. Lyon*, 3^e série, I, p. 247, 1857.
7. A. GRESSLY. — Observations géologiques sur le Jura soleurois. *Nouv. mém. Soc. helv. Sc. nat.*, t. II, IV, V. Neuchâtel, 1838-1841.
8. F. JOURDY. — Orographie du Jura dôlois. *Bull. Soc. géol. France*, 2^e série, t. XXIX, p. 336, 1872.
9. J. TERCIER. — Dépôts marins actuels et séries géologiques. *Ecl. géol. helv.*, vol. 32, N^o 1, 1939.
10. A. BUXTORF. — Geologische Beschreibung des Weissensteintunnels und seiner Umgebung. *Mat. carte géol. Suisse*, nouv. série, 21^e livr., 1908.
11. A. BONTE. — Le rôle du sel dans la tectonique du Jura. *C. r. Soc. géol. France*, séance du 1^{er} février 1943.
12. L. CAYEUX. — Les minerais de fer oolithiques de la France. *Etudes des gîtes min. de la France*, fasc. II, p. 934, 1922.
13. C. SCHMIDT, ... — Die Bohrung von Buix bei Pruntrut und Allschwill bei Basel. *Mat. carte géol. Suisse*, série géotech., 10^e livr., 1924.

14. L. ROLLIER. — Deuxième supplément à la description de la partie jurassienne de la feuille VII... *Mat. carte géol. Suisse*, nouv. série, 8^e livr., 1898.
15. A. RICHE. — Etude stratigraphique sur le Jurassique inférieur du Jura méridional. *Ann. Univ. Lyon*, t. VI, 3^e fasc., 1893.
16. H. SCHARDT. — Etudes géologiques sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, vol. XXVII, p. 69, 1891.
17. E. BOURGEAT. — Recherches sur les formations coralligènes du Jura méridional. *Thèse Fac. Sc. Paris*, Lille, 1887.
18. TH. RAVEN. — Etude géologique de la région de Morez-les Rous-ses. *Trav. lab. géol. Fac. Sc. Lyon*, fasc. 20, mém. 17, 1932.
19. TH. RITTENER. — Etude géologique de la Côte-aux-Fées ... *Mat. carte géol. Suisse*, nouv. série, 13^e livr., 1902.
20. D. AUBERT. — Monographie géologique de la Vallée de Joux. *Mat. carte géol. Suisse*, nouv. série, 78^e livr., 1943.
21. P. CHOFFAT. — Esquisse du Callovien et de l'Oxfordien dans le Jura occidental et méridional. *Mém. Soc. d'ém. du Doubs*, 5^e série, t. III, 1878.
22. L. ROLLIER. — Etude stratigraphique sur le Jura bernois. Les faciès du Malm jurassien. *Arch. Sc. phys. et nat. Genève*, 3^e période, t. XIX, p. 5, 1888.
23. A. RICHE. — Feuille de Lyon. *Bull. carte géol. France*, XII, p. 456, 1900-1901.
24. E. BOURGEAT. — Quelques remarques stratigraphiques et paléon-tologiques sur le Jura central. *Bull. Soc. géol. France*, 4^e sé-rie, t. IX, p. 79, 1909.
25. E. BOURGEAT. — Excursion à la chaîne de Leutte. *Bull. Soc. géol. France*, 3^e série, t. XIII, p. 685, 688, 699, 1885.
P. CHOFFAT. — Idem, p. 835.
26. M. DREYFUSS. — Feuille de St-Claude. *Bull. carte géol. France*, XXXI, p. 74, 1926-1927.
27. P. FALLOT. — Données stratigraphiques et tectoniques nouvelles sur la feuille de Montbéliard. *Bull. carte géol. France*, XXXIV, p. 337, 1930-1932.
28. A. FALCONNIER. — Etude géologique de la région du Marchairuz. *Mat. carte géol. Suisse*, nouv. série, 27^e livr., 1931.
29. A. RICHE. — Feuille de Nantua. *Bull. carte géol. France*, XI, p. 214, 1899-1900.
30. E. BOURGEAT. — Faune de l'Oolithe virgulienne dans le Jura mé-ridional. *Bull. Soc. géol. France*, 3^e série, t. XIV, p. 560, 1886.
31. M. BERTRAND. — Le jurassique supérieur et ses niveaux coralli-gènes entre Gray et St-Claude. *Bull. Soc. géol. France*, 3^e sé-rie, t. XI, p. 164, 1883.
32. J. RÉVIL. — Géologie des chaînes jurassiennes et subalpines de la Savoie, Chambéry, 1911.
33. J. FAVRE et A. RICHARD. — Etude du Jurassique de Pierre-Châ-

- tel et de la cluse de la Balme (Jura méridional). *Mém. Soc. paléont. suisse*, vol. XLVI, 1927.
34. H. LAGOTALA. — Etude géologique de la région de la Dôle. *Mat. carte géol. Suisse*, nouv. série, 46^e livr., 1920.
35. E. BOURGEAT. — Observations sur le Jurassique supérieur entre St-Claude et Nantua. *Bull. Soc. géol. France*, 3^e série, t. XIII, p. 587, 1885.
36. G. MAILLARD. — Etude sur l'étage purbeckien du Jura. *Diss. Univ. Zurich*, 1884.
37. P. CHOFFAT. — Note sur les soi-disant calcaires alpins du Purbeckien. *Bull. Soc. géol. France*, 3^e série, t. V, p. 561, 1877.
38. G. MAILLARD. — Suppléments à la monographie des Invertébrés du Purbeckien du Jura. *Mém. Soc. paléont. suisse*, vol. XII, 1885.
39. A.-B. TUTEIN NOLTHENIUS. — Etude géologique des environs de Vallorbe. *Mat. carte géol. Suisse*, nouv. série, 43^e livr., 1921.
40. O. RENZ. — Ueber ein Maestrichtien-Cénomaniens-Vorkommen bei Alfermée am Bielersee. *Ecl. géol. helv.*, vol. 29, p. 545, 1936.
41. H. SCHARDT. — Nouveau gisement d'Albien à La Coudre, près Neuchâtel. *Mélanges géol.*, fasc. 2, V, p. 127, 1900.
42. E. FOURNIER. — Feuille de Montbéliard. *Bull. carte géol. France*, XXIII, p. 76, 1914-1919.
-