

Paléogéographies et événements de l'Oxfordien supérieur

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **81 (1988)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.09.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

passent à des calcaires compacts à grain fin terminés par une surface perforée comme les Calcaires de Besançon dont ils sont le prolongement.

4. Paléogéographies et événements de l'Oxfordien supérieur

Les nouvelles corrélations adoptées modifient assez profondément l'organisation et l'évolution paléogéographique jusqu'ici encore largement tributaire – malgré les ajustements et/ou précisions apportés – des schémas proposés à peu près à la même époque par ROLLIER et BOURGEAT.

Les trois cartes présentées débordent le secteur directement étudié pour vérifier à l'échelle régionale la cohérence du schéma proposé. A partir des corrélations avec les régions voisines, elles ont été étendues à tout le Jura et à la bordure centralienne du fossé bressan.

Nous avons retenu trois intervalles jugés les plus représentatifs, un à la partie supérieure (zone à *Transversarium*) de l'Oxfordien moyen et deux dans l'Oxfordien supérieur (zone à *Bimammatum* et zone à *Planula*). Ce sont les mêmes qui figurent déjà dans la synthèse réalisée par le Groupe français du Jurassique (ENAY et al. 1980) ou dans la récente synthèse géologique du bassin du sud-est (DEBRAND-PASSARD et al. 1984) qui utilise déjà les corrélations présentées ici. On pourra donc apprécier facilement les changements imposés par les nouvelles corrélations.

Pour les trois périodes considérées, on retrouve le développement très inégal des zones de faciès, plus largement étalées vers le sud dans la partie occidentale (Jura français et bordure orientale du Massif central), étroites dans la partie orientale de la chaîne, au-delà de Pontarlier et vers le nord-est, sur le Jura suisse.

L'orientation des zones de faciès par rapport aux structures jurassiennes est sans doute en partie responsable de leur resserrement dans la partie du Jura où elles sont parallèles aux plis. Et plus encore dans les interprétations de la Haute-Chaîne jurassienne qui admettent des unités décollées et largement chevauchantes (BITTERLI 1972). Cependant, lorsqu'elles sont à nouveau orthogonales aux plis, dans le Jura bâlois et argovien, elles ne retrouvent pas l'ampleur des zones de faciès développées dans la partie occidentale.

Ainsi, l'étalement des zones de faciès du Jura français paraît pour l'essentiel indépendant du plissement jurassien dont l'action est limitée. C'est sans doute un trait propre à cette partie de la plate-forme jurassienne, entre le futur faisceau salinois au nord et l'Île Crémieu au sud.

Avant d'aborder la paléogéographie, il semble utile de redéfinir quelques termes utilisés dans les descriptions.

- Le terme de *bassin* s'emploiera pour désigner des milieux ouverts de basse énergie, sur plate-forme continentale «externe» où l'influence des vagues ne se fait pas sentir sur le fond.
- Le terme de *plate-forme carbonatée* désigne un milieu à sédimentation essentiellement carbonatée, peu profond, pouvant englober des zones de haute énergie avec sédiments grossiers ou bioconstructions et des zones protégées de moyenne ou faible énergie.
- Une *vasière* est un milieu situé à l'emplacement d'une plate-forme peu profonde, mais où se déposent des marnes et qui peut être parfois confiné.

4.1 La première plate-forme carbonatée de l'Oxfordien moyen (fig. 8)

Durant l'Oxfordien moyen, dans la Haute-Saône et le Jura septentrional, la sédimentation marneuse ou argilo-calcaire est remplacée, au sommet de la zone à Plicatilis (sous-zone à Antecedens) par des dépôts calcaires souvent à silex, déjà subcoralliens (Couches de Liesberg) dans le Jura suisse, ou qui le deviennent seulement au cours de la zone à Parandieri (Calcaires de Dole, Calcaires à débris silicifiés) et précèdent la véritable plate-forme à coraux.

Au début de sa formation, celle-ci dessine vers le sud-ouest deux lobes ou expansions (au sud de Gray et au sud-ouest de Salins-les-Bains) entourant les Calcaires hydrauliques de la région doloise qui seront ensuite recouverts par des calcaires oolithiques et coralliens jusque vers Saint-Jean-de-Losne.

Cette plate-forme carbonatée peu profonde « rauracienne » s'étend vers l'ouest jusqu'à Champlitte et Pontallier; sa limite sud correspond avec le faisceau salinois et vers Maîche, ce faciès mord sur la Haute-Chaîne et occupe le Jura suisse jusque vers Moutier. Vers le nord, elle se poursuit en Alsace.

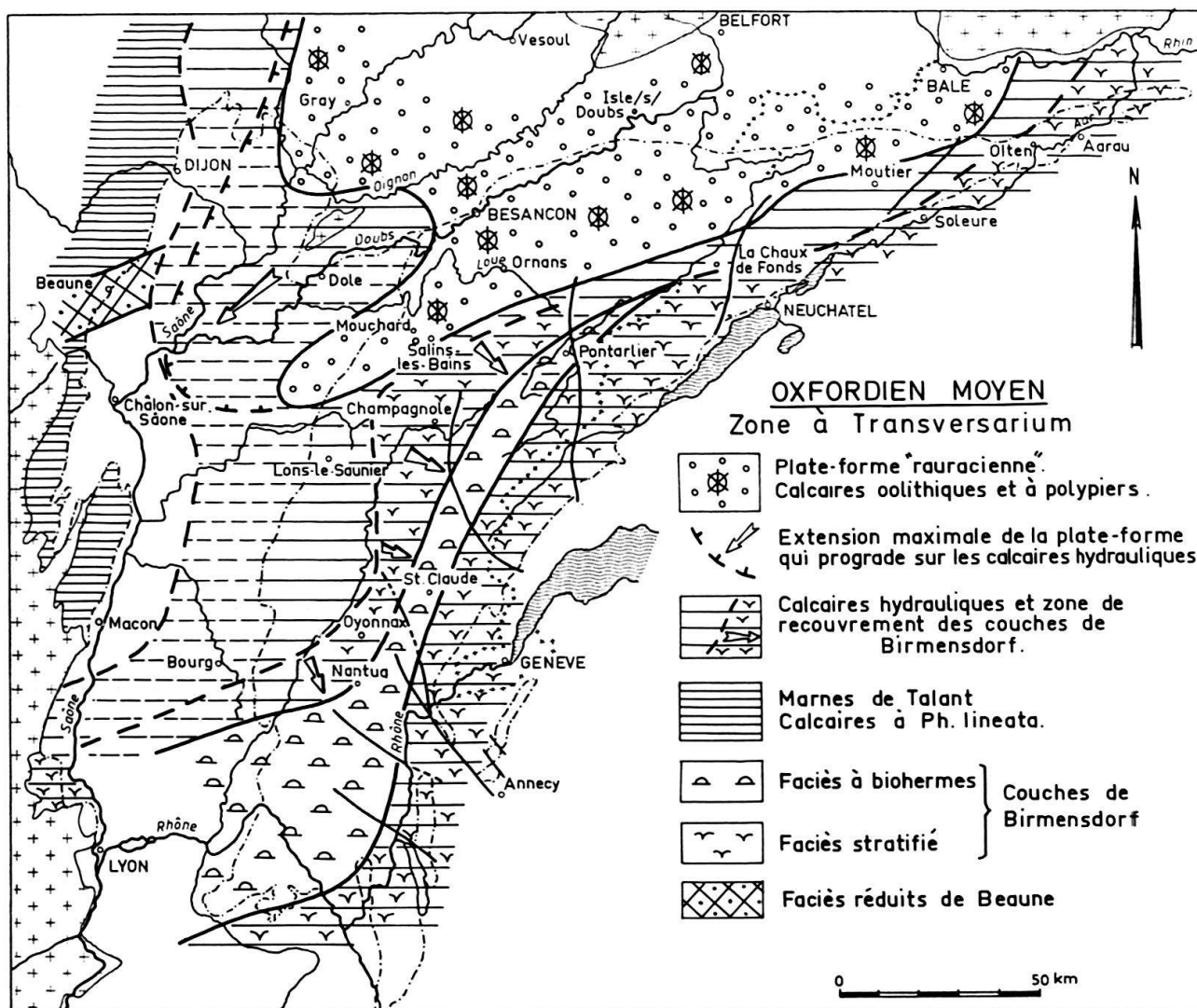


Fig. 8. Carte de répartition des faciès à l'Oxfordien moyen (zone à *Transversarium*).

De part et d'autre de la plate-forme s'étendent les faciès «argoviens» avec des environnements de plate-forme externe à sédimentation marnocalcaire alternante (Calcaires hydrauliques, Calcaires de Pichoux) ou marneuse (Marnes de Talant) et fonds à spongiaires sur lesquels se développent des bioconstructions avec une armature d'éponges (faciès à biohermes des Couches de Birmensdorf ou Birmenstorf).

A partir de la bordure sud du faisceau salinois où elles ont leur épaisseur la plus forte, les séries argoviennes diminuent assez régulièrement d'épaisseur vers le sud-est jusqu'au bord interne de la chaîne où elles reposent sur les niveaux réduits ou condensés du Callovien-Oxfordien inférieur et moyen (pars) qui peuvent même manquer totalement.

Les apports sédimentaires semblent donc provenir du nord et se déposent en bordure du talus séparant la plate-forme carbonatée «rauracienne» des «bassins» de plate-forme externe. Les niveaux à spongiaires, d'abord largement étendus vers le nord-ouest presque jusqu'au contact de la plate-forme carbonatée, reculent devant les arrivées marno-calcaires qui les recouvrent. Ce n'est qu'au sud et à l'est où les apports sont moins importants qu'ils arrivent à lutter contre l'envasement et à croître en hauteur en donnant des bioconstructions (GAILLARD 1983).

Au sommet de la zone à Transversarium, lorsque la «plate-forme rauracienne» atteint son développement maximal, apparaissent dans sa partie interne des faciès de milieu peu profonds et protégés à débris et oncolithes (Calcaires crayeux de St-Ursanne, Calcaires crayeux à Diceras) et vers la fin de l'Oxfordien moyen, s'installe un véritable lagon protégé, avec tendance au confinement: Calcaire de la Vorbourg dans le Jura suisse, Calcaires de l'Isle-sur-le-Doubs en Franche-Comté septentrionale.

En fin d'évolution de la séquence, le lagon tend vers l'émersion et se déposent alors des laminites découpées de fentes de dessiccation dans les régions de Besançon, Quingey, Ornans: les Tidalites de Mouchard. Les premiers apports terrigènes apparaissent associés à des indices d'influence continentale (débris végétaux supérieurs, characées, vertébrés), connus également dans le Jura suisse à la partie supérieure des Calcaires de la Vorbourg.

L'apport terrigène atteint aussi les faciès de plate-forme externe ou de bassin terminés par les «bancs-limites» (Calcaires hydrauliques, Calcaires de Pichoux). L'augmentation des apports, associée à un changement des constituants argileux majeurs se produit dans la partie supérieure des Calcaires hydrauliques et des Couches de Birmensdorf (BOLLIGER & BURRI 1967, 1970; GAILLARD 1983).

Une discontinuité met fin à cette première séquence, aussi bien sur la plate-forme que dans le bassin. Il a déjà été signalé (ENAY 1966, p. 294) que «l'arrêt de sédimentation ne peut avoir été que très bref», car dans les bancs-limites coexistent des *Larcheria* de la sous-zone à Schilli et les premiers *Dichotomoceras* primitifs surtout connus dans la zone à Bifurcatus. Cette association n'a pas la signification que lui ont attribuée MARCHAND et al. (1982), pour qui ces genres sont de même âge mais liés à des faciès différents et souvent exclusifs l'un de l'autre. Il y a beaucoup plus de raison pour un léger recouvrement des extensions verticales de ces genres qui, dans l'ensemble, sont successifs. Malgré sa durée brève, cette discontinuité marque un changement complet des conditions de milieu, et des faciès sédimentaires.

4.2 Les vasières de l'Oxfordien supérieur (fig. 9)

4.2.1 A l'Oxfordien supérieur

La reprise de sédimentation est accompagnée d'une augmentation brutale des apports terrigènes. Les faciès marneux s'étendent à l'ensemble du domaine jurassien et sur le nord-est de la France et vont noyer presque complètement la plate-forme carbonatée; mais compte tenu des incertitudes des corrélations dans le Jura suisse (cf. anté), il n'est pas possible d'affirmer qu'elle disparaît totalement. La représentation d'une barrière dite «corallienne» pérenne dans les schémas de BOLLIGER & BURRI nous paraît répondre plutôt à la persistance d'un modèle devenu contraignant. On trouve encore des faciès oolithiques ou bioclastiques, accompagnés parfois d'îlots coralliens dans le Jura suisse et dans la région de Beaune, en Côte d'Or, ainsi que des passées bioclastiques interstratifiées dans les marnes à l'ouest de Dole et dans la partie ouest de la Haute-Saône.

Malgré la généralisation de la sédimentation marneuse, il est possible de distinguer deux domaines paléogéographiques différents:

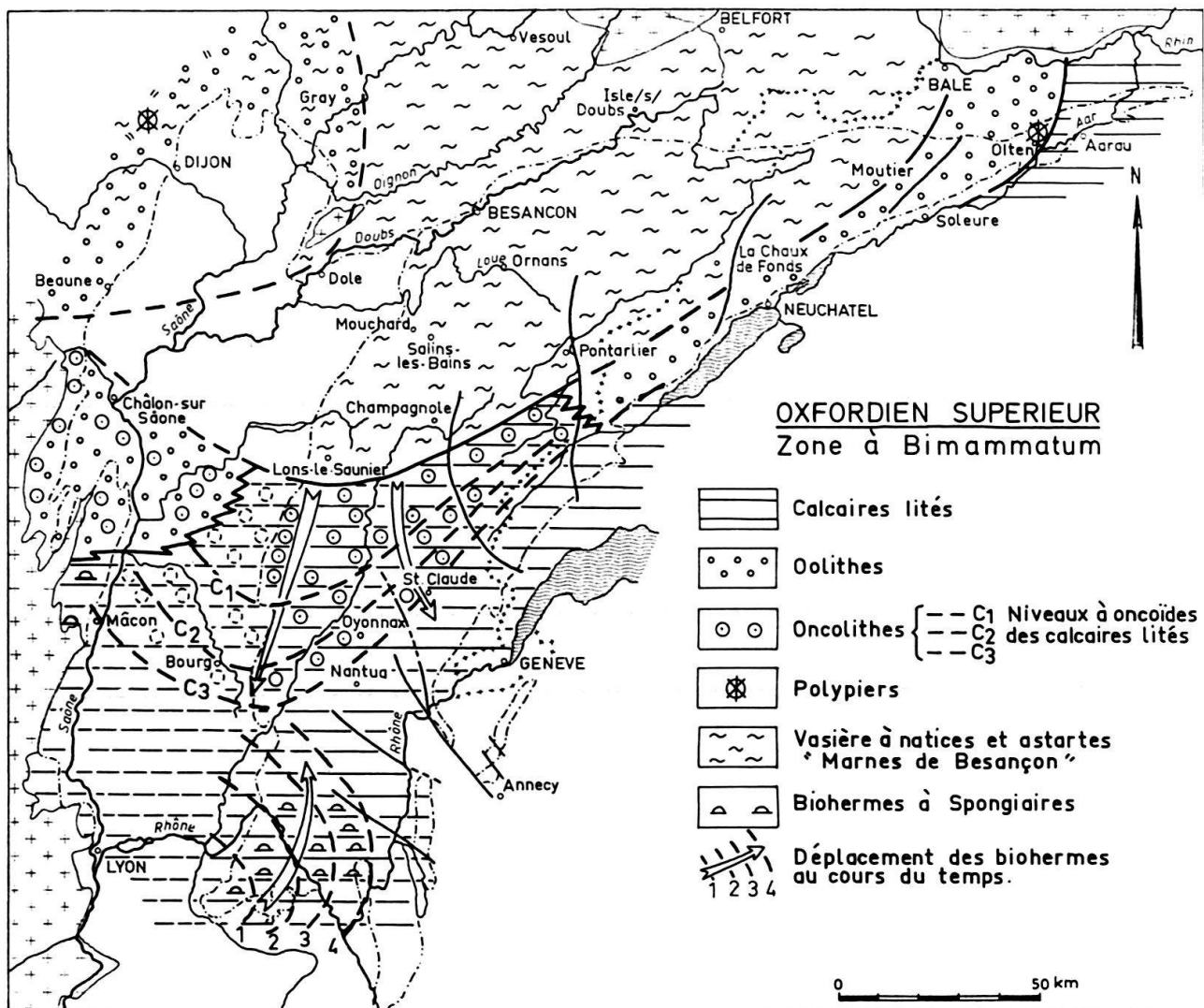


Fig. 9. Carte de répartition des faciès au milieu de l'Oxfordien supérieur (zone à *Bimammatum*).

- au nord d'une ligne passant par Beaune, Lons, Champagnole, Pontarlier et Moutier, s'étend une vasière peu profonde occupée par les Marnes à *Ph. cor*, les Marnes de Besançon et les Natica- et Humeralis-Mergel,
- au sud, un domaine plus profond et plus ouvert: celui des Marnes d'Effingen et des Calcaires lités du Jura méridional, des Effinger et Crenularis-Schichten d'Argovie, et des Marnes de Chagny et des Calcaires de Levigny à l'ouest de la Saône.

Au cours du temps, il est possible de distinguer, tant dans la vasière que dans le bassin, deux séquences sédimentaires successives:

a) *La séquence inférieure* comprend les Couches d'Effingen et les Couches du Geissberg terminées par une discontinuité et où apparaissent, localement, les premiers oncoïdes. Dans la vasière, elle est formée par les Marnes de Besançon inférieures et les Natica-Mergel du Jura suisse et se termine par un banc à oncolithes rousses qui peut être corrélé avec l'Hauptmumienbank. La vasière s'étend jusque vers Champagnole où l'on trouve des niveaux bioturbés à bivalves (GAILLARD 1983 = faciès noduleux à terriers ENAY 1966) et les bancs à pernes inférieurs (ENAY 1966). Dans cette même région, les quartz sont assez abondants pour donner des «calcaires gréseux» (GIRARDOT 1888) ou des lits silteux (GAILLARD 1983). Tous ces caractères rapprochent ces faciès des Marnes de Besançon inférieures.

b) *La séquence supérieure* débute en domaine ouvert par les Calcaires lités et sur la vasière par les Marnes de Besançon supérieures ou Humeralis-Mergel dans le Jura suisse. C'est la répartition des faciès de la base de cette deuxième séquence qui est représentée sur la deuxième carte (fig. 9).

La paléogéographie va à nouveau se diversifier et il est possible de distinguer:

- Dans la région de Dijon une zone de haute énergie avec des calcaires bioclastiques et à polypiers.
- Une région où la vasière des Marnes de Besançon persiste; elle couvre la Haute-Saône, la région de Montbéliard–Belfort et le nord du Jura jusqu'à une ligne reliant Moutier à Lons-le-Saunier.
- Au sud de la vasière, trois niveaux à oncoïdes algaires (1er, 2e, 3e niveaux à concrétions de ENAY 1966 et GAILLARD 1983), de plus en plus épais et étendus, s'avancent vers le bassin jusque vers Oyonnax et Nantua. Sur la bordure du Massif Central, les fonds à oncoïdes se développent depuis Chalon (Couches rouges de Givry) à Tournus où ils se chargent en oolithes et atteignent ensuite le Mâconnais avec les Calcaires de Sommeré qui pourraient correspondre au troisième niveau à concrétions.
- A l'est près de Louhans, le forage de Vincelles a traversé également deux niveaux à oncoïdes avec des grainstones à débris.

Ces niveaux à oncoïdes n'ont pas encore la signification d'une véritable barrière, d'autant qu'ils sont interrompus par des périodes de sédimentation calcaréo-argileuse (= faciès lités). Mais déjà ils accentuent la séparation ébauchée au cours de la première séquence entre les vrais faciès lités externes – avec développement de biohermes – et les

faciès de vase déjà en partie protégés de la mer ouverte. Ainsi, dans le domaine alors attribué aux Calcaires lités, les bancs silteux (cf. GAILLARD 1983, fig. 15 et 183–184) où les oolithes (ibid., fig. 19) sont développées en arrière des bancs à oncoïdes dans le «faciès vaseux à myacées» de CHOFFAT (cf. ENAY 1966) qui a mieux sa place dans la formation des Marnes de Besançon, au niveau de son membre supérieur. Celui-ci amorce ainsi une progradation des faciès de plate-forme interne ou protégée qui prendra toute son ampleur au cours de l'étape suivante.

Sur la partie la plus externe de la plate-forme, les fonds argilocalcaires (= faciès lités) sont envahis localement par des bioconstructions à spongiaires (cf. GAILLARD 1983). Dans la partie jurassienne, ils apparaissent d'abord dans l'île Crémieu, puis ils sont de plus en plus récents en gagnant vers le nord-est, sans jamais vraiment arriver tout à fait au contact des niveaux à oncoïdes progradant vers le sud. Les deux faciès sont associés dans le sud du Mâconnais, près de Mâcon où les biohermes des Couches de Charnay de VIOLLET (1986), équivalents de ceux de la partie moyenne des Calcaires lités, sont recouverts par le faciès à oncoïdes des Couches de Tournus qui s'avancent ici au-dessus du faciès à biohermes.

4.3 La deuxième plate-forme carbonatée de l'Oxfordien supérieur – ?Kimméridgien basal (fig. 10)

L'installation de cette deuxième plate-forme carbonatée correspond à une nouvelle avancée en direction du bassin. Les schémas traditionnels et les corrélations lithostratigraphiques sur lesquelles ils s'appuient y voient une progradation de la plate-forme «rauracienne» de l'Oxfordien moyen. Dans l'interprétation adoptée ici, elle est l'aboutissement de l'évolution amorcée au cours de l'étape précédente, après que la première plate-forme carbonatée ait à peu près complètement disparu: l'importante sédimentation terrigène (Couches d'Effingen + Calcaires lités) va provoquer une diminution de profondeur de la mer et la réapparition des faciès de haute énergie qui sont essentiellement carbonatés donnant naissance à des sables oolithiques clastiques. De plus, vers la fin de l'Oxfordien, les apports terrigènes s'épuisent et la sédimentation calcaire devient rapidement prépondérante, aussi bien dans le bassin que sur la plate-forme.

Jouant le rôle d'une barrière plus ou moins continue, les faciès de haute énergie traversent obliquement le Jura depuis Olten jusqu'au Revermont, pour se relier ensuite au Mâconnais. Ils correspondent à des accumulations biodétritiques ou bioclastiques à oolithiques ayant la valeur de rides ou de barres sableuses immergées qui séparent un lagon protégé de la mer ouverte. Les formations correspondantes, souvent nommées différemment par les auteurs et dépourvues d'éléments de datation valables, sont difficiles à corréler.

Dans la partie centrale, approximativement le secteur où s'étendaient les bancs à oncoïdes, se sont les accumulations bioclastiques à débris échinodermiques, oolithes et oncolithes des Couches du Morillon; selon les niveaux ou les localités, les divers éléments du faciès varient en importance, mais les bioclastes restent dominants. C'est dans ces faciès qu'est développée, entre Morez et Champagnole, l'intercalation marneuse à végétaux, *Alveosepta* et glauconie, longtemps confondue avec les marnes du Séquanien inférieur (GUILLAUME 1960), équivalent probable de la Knollen-Schicht d'Argovie (ENAY 1966, fig. 73, p. 282; GYGI & PERSOZ 1986).

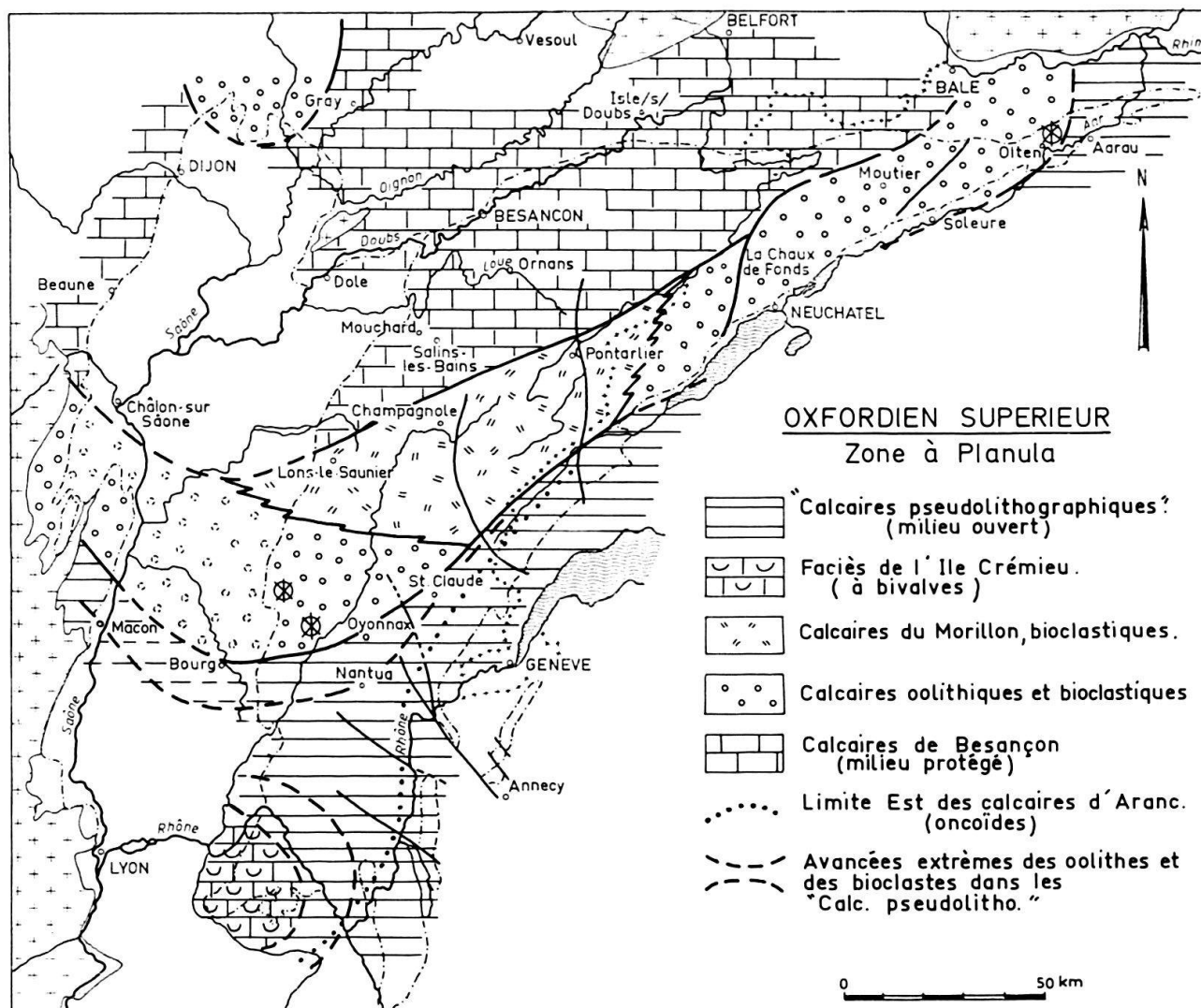


Fig. 10. Carte de répartition des faciès à l'Oxfordien supérieur terminal (zone à Planula).

Vers le sud-ouest, le faciès oolithique se développe, puis devient prépondérant dans l'Oolithe de Ramasse ou de Corveissiat (BERNIER 1984); c'est l'oolithe blanche des anciens auteurs ou de CLIN & PERRIAUX (1964). Les biohermes à polypiers branchus signalés par ces auteurs sont dans la partie externe de la barrière, tandis que les constructions «en colonnes ou en masses irrégulières» décrites par L. A. Girardot à Chatelneuf sont du côté interne. Dès 1901, A. Riche a montré que cette formation passait, vers l'ESE aux Calcaires pseudolithographiques bien datés de la zone à Planula (ENAY 1958). Vers le haut, elle peut se poursuivre jusque dans le Kimméridgien inférieur.

A l'extrémité nord-est, la même situation est décrite par R. GYGI (1969) entre les Couches de Letzi (de la zone à Planula) et les Couches de Holzflue ou Oolithe de Balmberg et l'Oolithe Sainte Verène (cf. BOLLIGER & BURRI 1970; GYGI & PERSOZ 1986) au front desquelles est développé le récif d'Olten. A partir d'Olten jusque vers Pontarlier, où il passe progressivement aux Couches du Morillon, le faciès oolithique (=oolithe blanche des auteurs) est largement prépondérant à la partie supérieure de l'Oxfordien.

Revenant vers l'ouest, nous pensons trouver les derniers témoins de ces accumulations biodétritiques sur la bordure occidentale du fossé bressan dans les affleurements des Monts du Mâconnais et du Chalonnais. De Chalon-sur-Saône à Mâcon, aux bancs à oncoïdes succèdent d'abord des calcaires fins, bientôt intercalés de niveaux oolithiques (= Calcaires de Lugny, de Domange et des Cachettes, Dalles de Dracy-le-Fort), passant à un véritable grainstone oolithique (= Calcaire de Fontaine). Si les calcaires fins du sud du Mâconnais suggèrent un milieu de plate-forme externe comparable à celui des Calcaires pseudolithographiques du sud du Jura, ceux de la région de Chalon sont plus proches des calcaires fins séquanien du lagon (Calcaire de Besançon).

Cette deuxième plate-forme carbonatée a une extension plus vaste vers le sud et le sud-est que la première, puisqu'elle atteint Olten, Neuchâtel, St-Claude, Oyonnax, Bourg et la région sud de Tournus.

En arrière des bancs bioclastiques/oolithiques, le lagon protégé est occupé par des calcaires micritiques de basse énergie, au nord de Chalon (calcaires compacts à grain fin) et dans le Jura septentrional (calcaires fins séquanien ou Calcaires de Besançon). Au nord de Dijon, ils renferment des passées graveleuses (= Pierre d'Asnières) et sont envahis à la partie supérieure par des grainstones oolithiques (Pierre d'Is-sur-Tille). En direction nord-est vers Montbéliard, apparaissent des calcaires crayeux (Calcaires à Cardium).

Sur la partie externe de la plate-forme, aux deux extrémités de la chaîne, se déposent des séries très voisines (Couches de Letzi et de Wangen, Calcaires pseudolithographiques) de calcaires bien stratifiés, en bancs réguliers, à interlits minces ou absents, correspondant à des fonds vaseux, assez pauvres en faunes. Au sud-ouest, à l'approche de l'éperon lyonnais, les intercalations fossilifères sont plus nombreuses, et dans l'île Crémieu la formation des Calcaires pseudolithographiques est remplacée par les Couches de Sablonnières à faunes de bivalves à la partie inférieure et les Calcaires à Pinna à la partie supérieure.

Dans cette évolution paléogéographique les deux épisodes de plates-formes carbonatées de l'Oxfordien moyen et de l'Oxfordien supérieur terminal sont séparés par un retour à la sédimentation marneuse. Ce changement de paléogéographie coïncide avec le début de la séquence séquanienne et les événements qui indiquent le passage Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur.

4.4 Les séquences et les événements de l'Oxfordien supérieur

Dans les pages précédentes il a déjà été fait appel à une organisation séquentielle qu'il est nécessaire de reprendre avec plus de détails. Les événements de l'Oxfordien supérieur examinés ensuite prennent place dans cette évolution des dépôts au cours de l'Oxfordien.

4.4.1 Les séquences

Dans le Jura français, deux grandes séquences ont été reconnues, d'abord dans les faciès franc-comtois de la plate-forme par GLANGEAUD (1947), plus tard dans les faciès dits argoviens du bassin (ENAY 1966; GAILLARD 1983). Plus récemment et pour le Jura suisse, GYGI & PERSOZ (1986) admettent trois grandes séquences, mais le désaccord au niveau de leur séquence 2 est plus apparent que réel et il est facile de relier les deux schémas d'organisation des dépôts.

La *séquence 1* n'a été vraiment abordée dans ce travail que pour son terme le plus récent: Couches de Birmensdorf (ou Birmenstorf) ou faciès équivalents dans le bassin et plate-forme carbonatée rauracienne. Quand elle est complète, dans le Jura externe de faciès franc-comtois, elle débute dès l'Oxfordien inférieur, au-dessus de la discontinuité qui termine le Callovien (parfois avec un cordon phosphaté à faune, souvent remaniée, du Callovien supérieur ou, même, moyen) et comprend les Marnes à *Cr. renggeri* (ou à fossiles pyriteux) et les Couches à Sphérites ou équivalents (cf. Terrain à Chailles, Couches de Liesberg), avant que s'installent les carbonates de plate-forme. En direction du bassin, les termes inférieurs de la séquence disparaissent ou sont réduits à des dépôts discontinus, en flaques ou lenticulaires, de faciès variés (cf. ENAY 1966; GYGI 1969; GYGI & PERSOZ 1986) et la séquence n'est plus représentée que par son terme calcaire terminal. La reprise de la sédimentation au début ou au cours de l'Oxfordien moyen correspond à l'ex «transgression» argovienne des auteurs avec laquelle débute la trilogie argovienne (Couches de Birmensdorf, d'Effingen et du Geissberg). Pour cela et bien que seul son terme supérieur appartienne à l'Argovien type (ou st. s.), nous appellerons cette première séquence oxfordienne «séquence argovienne». Elle pourrait tout aussi bien être nommée «séquence rauracienne».

Nous plaçons la limite supérieure de la séquence 1 dans le bassin au toit des Couches de Birmensdorf ou faciès équivalents comme GYGI & PERSOZ (1986). Dans le Jura français elle correspond à une discontinuité bien marquée dans le domaine du faciès à biohermes et des Calcaires hydrauliques. Sur la plate-forme nous considérons que la fin de la séquence 1 est indiquée par les indices d'émersion des Tidalites de Mouchard. Comme nous les corrélons avec ceux connus dans la partie supérieure des Calcaires de la Vorbourg, nous sommes conduits à placer ces derniers dans la séquence argovienne (ou rauracienne) et c'est là le premier point de désaccord avec GYGI & PERSOZ (1986) qui les attribuent à la sous-séquence inférieure (2a) de leur séquence 2. Mais nous avons déjà remarqué dans l'introduction (cf. l'essai de L. Glangeaud) que dans le Jura suisse «la limite supérieure de la séquence 1 est difficile à définir» au point que la «sous-séquence 2a pourrait tout aussi bien être traitée comme membre final de la séquence 1» (GYGI & PERSOZ 1986, p. 444-445).

La *séquence 2* peut être plus facilement désignée comme «séquence séquanienne», toujours sans autre signification que descriptive: elle coïncide exactement avec le Séquanien-type de Franche-Comté. Cette deuxième séquence oxfordienne débute par un retour de la sédimentation marneuse, plus ou moins accusé selon les régions, représenté par les Marnes d'Effingen et les Marnes à astartes ou faciès équivalents. Nous considérons comme une seule grande séquence l'évolution qui, au cours de l'Oxfordien supérieur et (peut-être aussi) le Kimméridgien basal, conduit à la réinstallation de la deuxième plate-forme carbonatée. Elle comprend donc, tout l'ensemble carbonaté au-dessus des termes inférieurs marneux ou plus ou moins riches en intercalations marneuses.

Cet ensemble peut être subdivisé et nous avons déjà donné avec assez de détails (cf. 4.2.2) l'organisation en deux sous-séquences qui peut être relié à celle de GYGI & PERSOZ (1986):

- la *séquence inférieure*, bien caractérisée dans la partie du Jura français où est développé le membre calcaire attribué depuis P. Choffat aux Couches du Geissberg, localement avec développement de petits biohermes à spongiaires (cf. ENAY 1966 et

GAILLARD 1983, fig. 179), semble pouvoir être corrélée à la partie de la séquence 2 (non subdivisée dans le bassin) de GYGI & PERSOZ située sous les Gersteinhübel Beds qui pourraient être le véritable équivalent des Couches du Geissberg selon P. Choffat.

- La *séquence supérieure* comprend le reste et la plus grande partie de l'Oxfordien supérieur à partir des Calcaires lités et correspond à l'accentuation du caractère calcaire de la sédimentation. Cependant, et bien qu'aucune subdivision formelle n'ait été introduite jusqu'ici, il existe dans une partie du Jura français, des éléments pour séparer dans cette séquence supérieure deux séquences de rang inférieur dont la limite coïnciderait, semble-t-il, avec la base de la sous-zone à *Bimammatum*, c'est à dire au niveau de la limite entre les séquences 2 et 3 de GYGI & PERSOZ. Par contre, jusqu'ici nous avons peu d'éléments pour reconnaître les équivalents de leurs sous-séquences 3a et 3b, sauf sur la plate-forme où l'intercalation à plantes des Couches du Morillon est corrélée avec la Knollen-Schicht.

4.4.2 Les événements de l'Oxfordien supérieur

Certains de ces événements sont déjà bien connus, en particulier les apports terrigènes (GLANGEAUD 1947) ou le retour des détritiques (ENAY 1966, 1980). Mais les corrélations proposées ici et le schéma d'organisation qui en découle mettent à nouveau l'accent sur eux en les précisant. Ces événements associent un retour des terrigènes, une discontinuité et un nouveau dispositif sédimentaire.

Le *retour des terrigènes* est l'événement le plus apparent. Il correspond à un nouveau et large développement de la sédimentation marneuse à l'Oxfordien supérieur, aussi bien dans le bassin que sur la plate-forme. Dès 1966, une relation était établie avec les épaisses séries marneuses de Souabe-Franconie en Allemagne (Impressa Thone) et d'Angleterre (Amphill-Clay). Depuis, une reprise des apports terrigènes a été signalée en Aquitaine (BOUROULLEC & DELOFFRE 1973), en Normandie et dans le Boulonnais [MEGNIEN & MEGNIEN (Coord.), 1980], en Lorraine (ENAY & BOULLIER 1981). C'est cet événement qui sert aux nouvelles corrélations proposées pour le Jura suisse septentrional par BOLLIGER & BURRI (1969, 1970). Ces apports sont accompagnés d'indices d'émergence ou d'influences continentales (BONTE 1944, 1947; GLANGEAUD 1947; OERTLI & ZIEGLER 1958) et correspondent à une reprise d'érosion (ablation de la sole forestière in BOURROULLEC & DELOFFRE) à partir de zones émergées (ENAY 1980).

Une *discontinuité* est associée au retour des terrigènes. Elle termine la première séquence oxfordienne (ou argovienne). Au-dessus commence la deuxième séquence oxfordienne (ou séquanienne). Souvent discrète cette discontinuité correspond à un arrêt de sédimentation de faible durée, mais de large extension.

La généralisation de la sédimentation marneuse coïncide avec la reprise du dépôt après la discontinuité (=Hauptschüttungen de BOLLIGER & BURRI), mais les apports terrigènes débutent plus tôt, dans les derniers niveaux de la séquence argovienne. Sur la plate-forme, la présence de ces détritiques terrigènes avec déjà des indices d'apports continentaux (charas, ostracodes limniques, dinosaures ...) a longtemps justifié de placer ces niveaux dans le Séquanien. Mais à côté des apports continentaux allochtones les faciès de lagon renferment des indices d'émergence sur place: laminites, fentes de dessiccation (= bancs prismatiques) et structures fenestrées des Tidalites de Mouchard. Ils sont donc mieux à leur place dans la première séquence.

Le *dispositif sédimentaire* qui se met en place à l'Oxfordien supérieur est déjà amorcé également dès l'Oxfordien moyen par la reprise de sédimentation (= «transgression» argovienne) des Couches de Birmensdorf de la première séquence sur le seuil de la Haute-Chaîne qui commence à s'effacer. C'est avec la séquence séquanienne que se met en place la nouvelle répartition des épaisseurs interprétée comme un renversement de subsidence (ENAY 1966). Il n'est plus aussi évident maintenant qu'il se produise alors une accélération de la subsidence ou une accentuation des jeux subsidents différentiels.

Plus probablement, l'enfoncement à l'Oxfordien supérieur reste de même ampleur pour la plate-forme et pour le bassin proche. L'épaississement des séries vers le bassin correspond à la mise en place d'un prisme d'accrétion sédimentaire sur lequel s'avance la plate-forme carbonatée. Coupée de brefs retours à des conditions marines plus ouvertes (au Kimméridgien inférieur) ou d'épisodes d'émersion (faciès purbeckien) la progradation de la plate-forme ne cessera plus au cours du Jurassique supérieur et du Crétacé. Le même dispositif avec une évolution très comparable est connue sur les bordures vivaro-cévenole (BOURSEAU & ELMI 1981) et provençale des Alpes-Maritimes (DARDEAU 1983) du Bassin du sud-est (cf. ENAY et al. 1984).

Donc, parmi les événements de l'Oxfordien supérieur:

- la discontinuité au toit de la séquence argovienne est le seul à offrir un aspect relativement brutal par la durée courte et la large extension de l'arrêt de sédimentation;
- les apports terrigènes et le changement dans le dispositif sédimentaire débutent plus tôt, au cours de l'Oxfordien moyen mais ne prendront toute leur ampleur qu'avec la reprise de sédimentation séquanienne.

En conséquence, dans l'histoire sédimentaire:

- à l'Oxfordien moyen, la fin de la séquence argovienne correspond à une période et à un dispositif de transition; ce qu'a déjà souligné (DARDEAU 1983) pour les Alpes-Maritimes;
- la discontinuité qui interrompt cette période de transition est l'expression d'un événement majeur responsable également de l'accentuation des apports terrigènes et de la mise en place du nouveau dispositif sédimentaire de l'Oxfordien supérieur.

5. Conclusion

Le terme de «Séquanien» a été utilisé jusqu'à présent pour désigner des formations d'âges et de natures variables suivant les régions. Le présent travail a permis de définir et de dater les formations rangées dans le «Séquanien» dans la région-type, c'est-à-dire le Jura septentrional.

Le «Séquanien» inférieur des auteurs rebaptisé Groupe de Clerval est rangé au sommet de l'Oxfordien moyen; c'est l'équivalent des Calcaires de Vorbourg des auteurs suisses. Les marnes séquaniennes ou «Séquanien moyen» correspondent aux Marnes de Besançon et ont un âge Oxfordien supérieur (zones à *Bifurcatus* et à *Bimammatum*). Enfin, les calcaires du «Séquanien» supérieur ou Calcaires de Besançon sont rangés dans l'Oxfordien terminal (zone à *Planula*), et sans doute la partie basale du Kimméridgien.