
Le Givétien franco-belge : moteur de la sédimentation eustatisme vs subsidence ?

Alain PREAT (1)

The French-Belgian Givetian deposits: the sedimentation driving force-eustatism vs subsidence?

Géologie de la France, n° 1-2, 2006, pp. 45-51.

Mots-clés : Eifélien, Givétien, Rampe carbonatée, Plateforme carbonatée, Sédimentation lagunaire, Stratigraphie séquentielle, Subsidence, Belgique, Département du Nord

Key words: Eifelian, Givetian, Carbonate ramp, Carbonate platform, Lagoonal sedimentation, Sequence stratigraphy, Subsidence, Belgium, Nord France

Abstract

*The Givetian Stage in the Givet area is represented by the main part of the Hanonet Fm, the Trois-Fontaines Fm, the Terres d'Haura Fm, the Mont d'Haura Fm, the Fromelennes Fm and the lowest part of the Nismes Fm. During Eifelian-Givetian transition, the sedimentary systems evolved from a mixed siliciclastic-carbonate ramp to a carbonate platform dominated by cyclic tidal-flat and lagoonal wackestones with local patch reefs or coralgal banks. The shelf had an ESE-WNW trend and extended from the Avesnois basin (northern France) in the west to Aachen (western Germany). The sedimentation in the Ardennes consists of shallow water regressive metric (around 5 m or less) cycles. Stromatopores, corals, brachiopods, algae and cyanobacteria are abundant. Due to this general shallow water setting, the base of the Givetian Stage has been defined by the IUGS Subcommission on Devonian Stratigraphy in a GSSP in southern Morocco referring to the first occurrence of the conodont species *Polygnathus hemiansatus*. The conodont species *Icriodus obliquimarginatus* appears approximately at the same level in Belgium. The transition of the ramp to the platform system is diachronous since both systems were coeval locally in southern Belgium and northern France. A rather steady subsidence persisted during Givetian times and the carbonate production counterbalanced the subsidence. Subsidence was much important than eustatic fluctuations. Regional study shows that the carbonate belt was composed of numerous tilted blocks a few km width suggesting broad epeirogenic movements or passive distension in a backarc setting.*

Introduction

Le « Calcaire de Givet », stratotype historique

L'étage Givétien fut originellement défini en 1876 par Gosselet à partir du « Calcaire de Givet », une unité lithostratigraphique épaisse d'un peu plus de 400 m. Suivant Gosselet l'étage débute au premier banc de calcaire massif franc qui apparaît au terme de la sédimentation mixte de l'ancien « Couvinien » (aujourd'hui Eifélien). Ce premier banc ne recouvre aucune signification stratigraphique particulière puisqu'il s'agit généralement d'un niveau de tempestite, dont la présence est aléatoire (Préat et Kasimi, 1995). De plus, la co-existence d'un système de rampe mixte silico-carbonatée et de celui d'une plate-forme carbonatée en certains endroits (Préat, 2004) rend encore plus caduque cette définition du « Calcaire de Givet ». Les conodontes n'étant pas assez abondants et diagnostiqués dans cette unité, car liés aux faciès, c'est finalement dans l'Anti-Atlas marocain qu'un limitotype (GSSP) Eifélien-Givétien ou E-G (apparition de *Polygnathus hemiansatus*, Walliser *et al.*, 1995) a été défini. En se basant sur la définition de ce limitotype et de celui de la base du Frasnien, (apparition de *Ancyrodella rotundiloba* en Montagne Noire, Klapper *et al.*, 1987), l'étage Givétien de la région de Givet (bord sud du synclinorium de Dinant) est représenté par la majeure partie de la Fm d'Hanonet, la Fm des Trois-Fontaines, la Fm des Terres d'Haura, la Fm du Mont d'Haura, la Fm de Fromelennes et la partie tout à fait inférieure de la Fm de Nismes (Butlynck *et al.*, 1991). Un historique complet de la définition de ces formations a été établi par Sartenaer et Errera (1972) et Préat et Butlynck (2006).

(1) Université Libre de Bruxelles, Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement, Géologie-CP160/02, 50 avenue F.D. Roosevelt, Bruxelles B 1050, Belgique, apreat@ulb.ac.be

Contexte paléogéographique global

L'évolution générale, depuis le Lochkovien jusqu'au sommet du Frasnien est transgressive sur le Continent des Vieux Grès Rouges et suit d'assez près la courbe eustatique de Johnson *et al.* (1985) établie pour la plaque euraméricaine au Dévonien. La transgression a lieu vers le nord et atteint le sud des Ardennes à l'Eifélien inférieur, et l'ouest de l'Allemagne au Givétien moyen. Dans cette évolution, le Givétien franco-belge correspond au premier épisode carbonaté franc avec sédimentation lagunaire cyclique sur près de 400 m d'épaisseur maximale. Un système de plate-forme carbonatée stable va perdurer au Givétien ; il fait suite à un système de rampe à la transition E-G. Localement les systèmes de rampe et de plate-forme co-existent au Givétien (Préat, 2004). La plate-forme givétienne est envoyée au Frasnien.

Sédimentologie et modèle sédimentaire

La transition Eifélien-Givétien (E-G)

La transition E-G a fait l'objet de diverses études couplant sédimentologie, minéralogie des argiles, paléontologie, géochimie (traces et isotopes) et tectonique (réf. *in* Préat, 2004). Le sommet de l'Eifélien (Fm de Hanonet, *pro parte*) est caractérisé par des environnements marins ouverts à brachiopodes, coraux, échinodermes, algues Udotécées.... (Préat et Kasimi, 1995) et la base du Givétien (Fm de Trois-Fontaines) par des milieux lagunaires à calcisphères, codiacées nodulaires (Bevoastra, Ortonella...), ostracodes.... (Préat et Mamet, 1989). Cette transition E-G d'une rampe mixte silico-carbonatée à une plate-forme carbonatée se suit sur 150 km suivant les zones isopiques depuis Hotton jusqu'à Glageon (direction générale E-W) et présente quelques particularités remarquables :

- elle est soulignée par un niveau de « beach-rock » à cimentation vadose permettant d'estimer des marées de faible marnage (< 1 m). Cette faible amplitude explique pourquoi les tempestites sont bien préservées à la transition E-G (voir ci-dessous et Préat et Kasimi, 1995) ;
- elle est diachronique, le système de rampe se maintenant au moins dans deux zones distinctes, séparées d'environ 60 km, dans la partie occidentale du synclinorium de Dinant (respectivement Glageon en France, Boulvain *et al.*, 1994 ; et Couvin en Belgique, Préat, 1989), alors qu'une plate-forme carbonatée fonctionne partout ailleurs ;
- la barrière récifale est matérialisée par des floatstones et rudstones (biostromes) de démantèlement de boundstones. Ces derniers qui ne s'observent en place qu'exceptionnellement en trois endroits (Wellin, Baileux et Glageon) sont constitués de lentilles biohermales (jusqu'à 60 m d'épaisseur) de longueur hectométrique (jusqu'à 300 m) de framestones à stromatopores et coraux massifs à cimentation fibreuse fort développée. Des périodes d'accalmies dans les biostromes ont permis de nouvelles colonisations du milieu par des tabulés en

buissons (bafflestones, Tourneur, 1985) et par des algues (bafflestones et bindstones, Mamet et Préat, 1987). Les lentilles biohermales se développent sur une sole crinoïdique stabilisée par cimentation syntaxiale et progradent sur leurs flancs. Ces derniers sont colonisés par des bryozoaires, des brachiopodes et des prairies à Udotécées (Mamet et Préat, 1992, 2005a) ;

- des tempestites carbonatées de plus en plus fréquentes et épaisses soulignent l'évolution sédimentologique générale.

L'analyse cyclostratigraphique de la sédimentation E-G traduit le remblaiement d'un domaine marin ouvert par accrétions littorales successives sur un domaine structuré en blocs d'extension pluri-kilométrique (Kasimi et Préat, 1996). Les corrélations sont donc difficiles, voire impossibles à établir, et ce déjà à l'échelle locale (Mamet et Préat, 2005a).

La sédimentation carbonatée du Givétien : une plate-forme morcelée en blocs

Avec le Givétien s'installent durablement les environnements de marais maritimes semi-restreints à restreints, dominés par les algues et les cyanobactéries. Les milieux se comparent à ceux des Bahamas (Hardie et Ginsburg, 1977) et renferment des laminites supratidales d'inondation de la plaine littorale au cours d'ouragans (Préat et Boulvain, 1986 ; Boulvain et Préat, 1987). La plate-forme présente une direction ESE-WNW depuis l'Avesnois (Nord de la France) à l'Ouest, jusqu'à Aix-la-Chapelle (Est de l'Allemagne) à l'Est et se poursuit probablement jusqu'en Pologne (Préat et Racki, 1993). Des complexes carbonatés isolés se développent à l'Est du Rhin dans le massif Schisteux Rhénan, et à l'ouest dans le Sud-Ouest de l'Angleterre. La plate-forme se caractérise par une structure interne complexe, la tectonique synsédimentaire (France, Belgique, Angleterre ?) et le volcanisme (Allemagne) sont présents. En tenant compte d'un raccourcissement tectonique post-sédimentaire de 33 %, lié à l'orogénèse varisque (Burchette, 1981), le domaine lagunaire devait s'étendre d'une soixantaine de kilomètres en largeur depuis la barrière récifale jusqu'à la côte sur plus de 150 km de long, recouvrant une surface d'environ 9 000 km². Ce domaine était structuré en blocs faillés, chaque bloc présentant une extension pluri-kilométrique (5 à 10 km, Préat et Mamet, 1989).

Les analyses sédimentologique et paléocéologique de la série givétienne des bassins de Dinant et de Namur permettent de reconnaître 13 microfaciès carbonatés majeurs allant du domaine marin situé sous la zone d'action des vagues (ZAV), à des complexes récifaux, des lagons et aux sabkhas évaporitiques (Préat et Mamet, 1989). Les faciès restreints représentent plus de 60 % des sédiments et sont le siège d'une sédimentation rythmique, essentiellement contrôlée par la subsidence, celle-ci étant contrebalancée par la production de carbonates par les algues et les cyanobactéries. Le rôle de l'eustatisme est mineur (cf. ci-dessous). D'importantes lacunes sédimentaires sont présentes dans le bassin de Namur (Bultynck et Hollevoet, 1999 ; Casier et Préat, 2006)

Analyse séquentielle/Eustatisme vs subsidence

La sédimentation mixte à la transition E-G

Les couches de transition E-G franco-belges sont le siège d'une sédimentation mixte silico-carbonatée de type rampe, montrant une succession continue des faciès depuis les milieux les plus profonds, situés à proximité de la zone d'action des tempêtes (ZAT) jusqu'aux milieux littoraux. La pente de la rampe devait être faible comme le suggère l'absence de slumps et de turbidites. Celle des bioconstructions devait être également faible, les lentilles biohermales et leurs flancs formant des « banks » d'allure planaire (Mamet et Préat, 2005a ; Préat *et al.*, soumis).

La sédimentation des couches E-G est cyclique, hiérarchisée en séquences emboîtées d'ordres différents. Les cycles de 5^e o. (1 à 15 m) *sensu* Vail *et al.* (1991), de période moyenne estimée à 35 000 ans (Kasimi et Préat, 1996), représentent le plus petit motif répétitif. Dix types sont reconnus depuis les milieux marins ouverts jusqu'aux milieux proches de l'émersion. Ils sont regroupés en trois catégories : 1^o cycles infratidaux profonds, 2^o cycles infratidaux peu profonds et 3^o cycles péritidaux. Leurs caractéristiques, à savoir une large extension latérale, une asymétrie prononcée, une durée comprise entre 17 et 53 ka (estimée à partir des biozones à conodontes et en tenant compte d'une imprécision de 50 % liée à la biostratigraphie, à la compaction différentielle et aux récurrences de faciès), un rapport d'emboîtement de 1:5 dans certains ensembles de paraséquences (4^e o.), et un développement simultané de cycles infratidaux et péritidaux suggèrent un contrôle climato-eustatique de type Milankovitch. Ils correspondent à des fluctuations eustatiques de 10 à 20 m (Préat *et al.*, 1984 ; Garland, 1997).

La courbe tectono-eustatique de 3^e o. établie à partir des six seules coupes disponibles (sur plus de 100 km suivant les zones isopiques), montre la succession d'un cortège de haut niveau marin (cycles infratidaux profonds) et d'un cortège de bordure de plate-forme *s.l.* ou de rampe (cycles infratidaux peu profonds et cycles péritidaux) lors du passage au Givétien (Kasimi et Préat, 1996). Les cortèges sont séparés par une limite de séquence de type 2 dont l'expression varie suivant la position des dépôts : en zone interne ou proximale, elle présente un contact abrupt entre les faciès siliciclastiques plus profonds déposés sous ZAV et les amalgames crinoïdiques situés à la limite de ZAV, avec traces d'érosion sous-marine (microbrèches). En région distale, la succession des faciès (et des cycles) est progressive. L'absence de traces d'érosion subaérienne dans les bioconstructions crinoïdiques et récifales situées à proximité de la ZAT, estimée à 20-25 m, indique que l'amplitude de la baisse du niveau marin relatif à long terme n'a pas dépassé cette valeur à la transition E-G. Sachant que la durée du cortège de bas niveau marin peut être approximativement estimée à 700 ka (conodontes), le taux de baisse tectono-eustatique est compris entre 3 et 3,5 cm/ka (soit 0,03 mm/an) dans la gamme des variations

eustatiques à long terme (Schlager, 1981). Ces variations eustatiques représentent du fait de l'impossibilité d'une bonne résolution temporelle de la série un lissage des interactions eustatisme et subsidence. L'étude des lentilles biohermales de Wellin (Mamet et Préat, 2005a) et de Nismes (Préat *et al.*, soumis) montre que l'eustatisme est mineur à l'échelle de la sédimentation récifale. Cette dernière s'installe à la faveur de plusieurs séquences régressives (45 à 60 m) passant de la limite de la zone dysphotique-euphotique, dont la bathymétrie a été estimée à une vingtaine de mètres, à l'émersion, indiquant que le mécanisme de subsidence était beaucoup plus important que l'eustatisme (au moins trois fois).

Les corrélations latérales des cycles de 5^e o. permettent de reconnaître deux domaines tectono-sédimentaires majeurs au bord sud du synclorium de Dinant : le premier de forte subsidence (graben) est situé au niveau de Wellin, le second de moindre subsidence renferme des horsts au niveau de Jemelle et Resteigne à l'est, et de Glageon à l'ouest. Un taux de subsidence maximale de 17 cm/ka a été estimé dans la coupe de Wellin à partir des cycles de 5^e o. (Kasimi et Préat, 1996). Ce taux de subsidence est environ 10 fois plus important que celui des variations eustatiques à long terme et sans doute à même d'expliquer la sédimentation de Wellin et de Nismes.

La sédimentation carbonatée du Givétien : eustatisme mineur et absence de corrélations aux différentes échelles

Le domaine lagunaire étant immense, il est possible d'en suivre la sédimentation dans les bassins franco-belges (Préat et Mamet, 1989) et limitrophes (Allemagne et Angleterre, Garland, 1997). Une première constatation est que la sédimentation y est semblable, et comme nous allons le voir rythmique (ou cyclique). Ayant défini un modèle de plate-forme carbonatée (Préat et Mamet, 1989) reliant les différents éléments spatio-temporels, quel va être le moteur à l'origine de l'accumulation de plus de 400 m de carbonates cycliques au Givétien ?

Les rythmes ou « cycles » régressifs élémentaires

La sédimentation lagunaire est sous le contrôle de rythmes régressifs ou cycles d'épaisseur métrique, composés d'une partie inférieure infratidale (wackestones algaires) et d'une partie supérieure supratidale (bindstones à cyanobactéries, loferites et laminites d'inondation de la plaine littorale), parfois évaporitique. L'examen détaillé d'une trentaine de coupes permet d'établir un schéma d'organisation et de distribution des cycles. L'organisation est identique quelle que soit leur position paléogéographique et ne dépend que de la position stratigraphique : les cycles du Givétien inférieur sont constitués de sédiments infratidaux représentant 60 à 80 % de l'épaisseur du cycle (Fm de Trois-Fontaines), alors que cette partie infratidale dépasse rarement 50 % au Givétien supérieur (Fm de Fromelennes). L'épaisseur moyenne des cycles est semblable dans les deux cas. Au Givétien

inférieur, les cycles varient non seulement d'épaisseur suivant les zones isopiques, de 2,4 m à Resteigne à 1,5 m à Eclaye, mais également en nombre (32 à Resteigne et 7 à Eclaye), ces deux localités étant séparées de 11 km. L'ensemble des cycles est synchrone sur plus de 150 km à l'échelle de la plate-forme comme l'ont montré les corrélations des niveaux coralliens encadrant la sédimentation lagunaire (Préat *et al.*, 1984 ; Tourneur, 1985). L'analyse des cycles ne révèle pas de discontinuité importante (surface d'érosion, remaniement, lacune de sédimentation, niveaux de condensation, etc.) quelle que soit la région considérée sur la plate-forme. Ces caractères sont peu compatibles avec l'hypothèse d'une sédimentation sous le contrôle de mouvements eustatiques, de changements climatiques ou de fortes variations tectoniques.

En conclusion, le nombre élevé de cycles dans les sédiments lagunaires nécessite un taux de sédimentation suffisamment élevé pour compenser les effets de l'augmentation de la profondeur liés aux variations de la subsidence et pour maintenir les sédiments à proximité des zones intertidales et supratidales. Ce sont les variations du taux de productivité carbonatée, d'origine biologique (algues, cyanobactéries) qui, se surimposant à un taux de subsidence continu à l'échelle des séquences élémentaires, contrôlent la rythmicité de la sédimentation. L'absence de paraconformités et de faciès réellement profonds lors d'éventuelles brusques accélérations du taux de subsidence suggère une subsidence continue durant le Givétien. Les variations du nombre de cycles suivant les zones isopiques permettent d'identifier des blocs basculés et faillés se succédant tous les 10 km, caractérisés par des subsidences différentielles. Il est donc illusoire de tenter des corrélations à moyenne, et même à petite échelle, à partir des cycles de la sédimentation lagunaire.

Estimation de la durée des cycles ?

L'analyse des cycles permet d'aborder un problème délicat en géologie sédimentaire, à savoir la durée dans laquelle ils s'inscrivent. De nombreux auteurs ont tenté de modéliser cet aspect de la sédimentation, et vu les larges imprécisions temporelles fournies par les biozones disponibles (ici les conodontes), il est souvent « facile » de retrouver des fréquences de Milankovitch. Cette hypothèse du forçage astronomique peut être écartée d'emblée ici, ne fût-ce que sur base des importantes variations du nombre de cycles à petite échelle. Read *et al.* (1986) ont modélisé sur base mathématique différents cycles lagunaires, ceux qui se rapprochent le plus du Givétien franco-belge se formeraient en quelques milliers d'années seulement, soit entre 1 000 et 5 000 ans (Préat et Racki, 1993). Une telle brièveté est-elle possible au vu du taux de subsidence des marges matures et des taux de productivité carbonatée d'origine biologique ? En prenant comme référence la région de Resteigne où le nombre de cycles régressifs est le plus élevé (32 cycles) avec une épaisseur moyenne de 2,4 m, on obtient un taux d'accrétion de 0,5 mm/an pour un cycle de 5 000 ans. La subsidence étant maximale dans cette région (nombre maximal de cycles), le taux d'accrétion ou de productivité carbonatée est alors de

0,4 mm/an (0,5 « moins » 0,1 mm/an, pour le taux maximum de subsidence des marges passives, Grotzinger, 1986). Le taux de productivité ainsi obtenu est comparable à ceux des marais maritimes (0,3 à 3,0 mm/an *in* Hardie et Ginsburg, 1977) et des boues algaires (0,1 à 0,3 mm/an *in* Neumann et Land, 1975), de milieux récents semblables à ceux du Givétien. Pour Eclaye, situé sur un bloc surélevé à proximité immédiate de Resteigne, l'épaisseur moyenne du cycle est de 1,5 m donnant une accrétion comprise entre 0,25 et 0,3 mm/an en tenant compte ici d'une subsidence minimale (7 cycles seulement sont présents) de 0,01 à 0,05 mm/an (Grotzinger, 1986).

Ces taux d'accrétion sont supérieurs aux variations de niveau marin à long terme (0,01 mm/an, Schlager, 1981) et sont de même ordre de grandeur (0,2 mm/an) que ceux mis en évidence par Strasser (1991) dans les lagons péritidaux du Purbeckien du Jura français.

La brièveté des cycles givétiens semble confirmée par l'analyse isotopique du strontium des cycles régressifs de Resteigne (Weis et Préat, 1994) :

- le diagramme isochrone montre que les sommets de cinq cycles analysés dans la Fm de Trois-Fontaines ont des valeurs de rapports $^{87}\text{Sr}^{86}/\text{Sr}$ initiaux (valeurs corrigées à 383 Ma pour la désintégration *in situ* du ^{87}Rb) inférieures à celles des bases des cycles ;
- les résultats $^{87}\text{Sr}^{86}/\text{Sr}$ montrent que les bases de cycles (milieu infratidal) mises en place dans un environnement de mer fermée dans la Fm de Trois-Fontaines, ont une signature isotopique en Sr qui ne porte aucune trace d'apport différent de celui de l'eau de mer, comme observé dans les faciès lagunaires ouverts de la Fm des Terres d'Hairs, ou les environnements marins de l'Eifélien ou du Frasnien inférieur (Weis et Préat, 1994). Ces valeurs sont également celles du domaine océanique du Givétien figurant sur la courbe mondiale de Burke *et al.* (1982) ;
- les rapports $^{87}\text{Sr}^{86}/\text{Sr}$ inférieurs des sommets de cycles indiquent que des conditions de salinité différentes de celles de l'eau de mer prévalaient dans les milieux supratidaux, reflétant probablement un apport d'eaux continentales. Ces dernières proviendraient du lessivage des schistes du Silurien et de l'Ordovicien du massif du Brabant situé au nord (Weis et Préat, 1994). Des eaux saumâtres ont également été mises en évidence par l'étude des ostracodes (Casier et Préat, 1991), et un climat tropical humide semblait présent au Givétien inférieur (Préat et Boulvain, 1986 ; Han *et al.*, 2000).

Dans ces conditions les changements de cycles ont lieu avant que les masses océaniques ne s'homogénéisent totalement, donc en des temps assez courts de l'ordre du millier d'années si l'on compare avec la situation actuelle (1 000 ans *in* Broecker et Peng, 1982). Suite aux processus de progradation qui restent la règle dans ces environnements, car la productivité carbonatée est toujours bien supérieure au taux de subsidence, il est difficile d'estimer la durée du « lag time » associé au (re)démarrage du cycle suivant.

Une analyse semblable menée dans les cycles du Givétien supérieur (Fm de Fromelennes) ne montre pas de variations des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indiquant l'absence de variations de compositions des aquifères. Ce résultat appuie l'hypothèse d'un changement climatique au cours du Givétien, de tropical humide au Givétien inférieur à tropical aride au Givétien supérieur (Boulvain et Préat, 1987 ; Han *et al.*, 2000) avec conditions pré-évaporitiques (Préat et Rouchy, 1986), également mises en évidence par l'analyse des $\delta^{18}\text{O}$ des dolomies supratidales (Weis et Préat, 1994). Enfin, les variations eustatiques devaient être faibles, de l'ordre de 1 à 3 m comme indiqué par les épaisseurs moyennes des cycles lagunaires coiffés de fentes de dessiccation au Givétien inférieur et de niveaux de calcrètes au Givétien supérieur (Préat et Carliez, 1994 ; Garland, 1997).

L'Eifélien et le Givétien : essai de quantification de quelques paramètres majeurs

Ces séries du Dévonien moyen déformées par l'orogénèse hercynienne montrent que le système sédimentaire a drastiquement changé (d'une rampe mixte à une plate-forme carbonatée) au passage des deux étages, probablement suite aux changements tectoniques (synsédimentaires) affectant le futur Synclinorium de Dinant. La comparaison des séries des deux étages montre que :

- les taux de subsidence n'ont pas varié significativement (entre 0,01 et 0,1 mm/an –ou plus– ? au Givétien et étaient de 0,17 mm/an pour la subsidence maximale à l'Eifélien) et ne sont donc pas à l'origine des changements importants des systèmes sédimentaires,
- la sédimentation est sous le contrôle de mécanismes allochtones à l'Eifélien et autochtones au Givétien ;
- la durée des cycles de 5^e o. est courte au Givétien (quelques milliers d'années, < 10 000 ans ?) et plus longue à l'Eifélien (entre 17 000 et 53 000 ans). Les épaisseurs moyennes des cycles de 5^e o. sont différentes, de 1,5 à 2,4 m au Givétien et entre 10 et 20 m à l'Eifélien ;

- les variations relatives du niveau marin étaient de 1 à 3 m pour les cycles de 5^e o. du Givétien et de 5 à 10 m pour ceux de l'Eifélien ;
- les processus de progradation dans les systèmes lagunaires du Givétien sont prédominants et empêchent tout calcul précis de la durée des cycles. Le fait qu'à petite échelle (kilométrique) les cycles varient fortement en nombre pour une même période souligne l'importance des lacunes sédimentaires liées aux faibles espaces d'accommodation. Les corrélations « cycle(s) par cycle(s) » sont ainsi impossibles, suite à une structuration de la plate-forme en blocs faillés. De tels cycles « lacunaires » ont récemment été rapportés dans le Carbonifère inférieur de l'Avesnois (Mamet et Préat, 2005b) ;
- des événements tectoniques inversent la structuration des domaines sédimentaires au passage E-G (la région de Resteigne devient une zone fortement subsidente) ;
- le changement de systèmes sédimentaires se marque dans les macrofaunes et les microflores : les communautés biologiques sont diversifiées à l'Eifélien, endémiques et monospécifiques au Givétien.

Conclusions

La plate-forme carbonatée givétienne se développe progressivement sur une rampe mixte silico-carbonatée eifélienne. Il en résulte un diachronisme à l'échelle du bassin de Dinant et d'importantes lacunes ou hiatus dans le bassin de Namur. La transition d'un système sédimentaire à l'autre se matérialise probablement par l'installation d'une barrière récifale dont seuls les produits de démantèlement sont observables. Des lentilles biohermales prémonitoires sont présentes au sommet de l'Eifélien et enregistrent déjà l'influence d'une sédimentation lagunaire qui deviendra dominante au Givétien. Les séquences (4^e o.) associées aux lentilles mettent en évidence le rôle majeur de la subsidence tectonique sur l'eustatisme. Les cycles de 5^e o. des systèmes de rampe et de plate-forme suggèrent également un rôle mineur de l'eustatisme par rapport à la subsidence. Les domaines sédimentaires sont structurés en blocs basculés aussi bien dans la rampe que dans la plate-forme, les blocs jouant différemment au passage E-G en réponse à une activité tectonique.

Bibliographie

- Boulvain F., Préat A. (1987) - Les calcaires laminaires du Givétien supérieur du bord sud du bassin de Dinant (Belgique, France) : témoins d'une évolution paléoclimatique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **109**, 609-619.
- Boulvain F., Coen-Aubert M., Mansy J.L., Proust J.N., Tourneur F. (1994) – Le Givétien en Avesnois (Nord de la France) : paléoenvironnements et implications paléogéographiques. *Bull. Soc. belge Géol.*, **103**, 171-203.
- Broecker W.S., Peng T.H. (1982) - Tracers in the sea. Eldigia Press, Palisades, New York, 690 p.
- Bultynck P., Hollevoet C. (1999) – The Eifelian-Givetian boundary and Struve's Middle Devonian Great Gap in the Couvin area (Ardennes, southern Belgium). *Senckenbergiana Lethaea*, **79**, 3-11.
- Bultynck P., Coen-Aubert M., Dejonghe L., Godefroid J., Hance L., Lacroix D., Préat A., Stainier P., Steemans Ph., Streef M., Tourneur F. (1991). - Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. Mém. Expl. Cartes géologiques et minières de la Belgique, **30**, 105 p.
- Burchette T.P. (1981) - European Devonian reefs : a review of current concepts and models. In D.F. Toomey (ed) : European fossil reef models. *Soc. Econ. Palaeont. Mineral. Spec. Publ.*, **30**, 85-142.

- Burke W.H., Denison R.E., Hetherington E.A., Koepnick R.B., Nelson H.F., Otto J.B. (1982) - Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, **10**, 516-551.
- Casier J.G., Prétat A. (1991) - Evolution sédimentaire et ostracodes de la base du Givétien à Resteigne (bord sud du bassin de Dinant). *Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg.*, **61**, 157-177.
- Casier J.G., Prétat A. (2006) – Ostracods and lithofacies close to the Eifelian-Givetian boundary (Devonian) at Aisemont (Namur Synclinorium, Belgium). *Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg.*, **76**, in press.
- Garland J. (1997) – Middle to Upper Devonian (Givetian and Frasnian) shallow-water carbonates of Western Europe. Facies and cyclicity. PhD thesis, University of Durham, 282 p.
- Gosselet J. (1876) - Le Calcaire de Givet. Première partie. Le Calcaire de Givet sur le littoral de l'Ardenne dans l'Entre-Sambre-et-Meuse. *Ann. Soc. géol. Nord*, **III**, 36-54.
- Grotzinger J.P. (1986) - Upward shallowing platform cycles : a response to a 2.2 billion years of low-amplitude, high-frequency (Milankovitch band) sea level oscillations. *Paleoceanography*, **1**, 403-416.
- Han G.M., Prétat A., Chamley H., Deconinck J.F., Mansy J.L. (2000) - Palaeozoic clay mineral sedimentation and diagenesis in the Dinant and Avesnes Basins (Belgium, France) : relationships with Variscan tectonism. *Sed. Geol.*, **136**, 217-238.
- Hardie L.A., Ginsburg R.N. (1977) - Layering : the origin and environmental significance of lamination and thin bedding. In L.A. Hardie (ed.) Sedimentation of the Modern Carbonate Tidal Flats of NW Andros, Bahamas. John Hopkins Univ. Stud. Geol. Baltimore, **22**, 50-123.
- Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A. (1985) - Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Bull. geol. Soc. Amer.*, **96**, 567-587.
- Kasimi R., Prétat A. (1996) - Sédimentation de rampe mixte silico-carbonatée des couches de transition eiféliennes-givétiennes franco-belges. Deuxième partie : cyclostratigraphie et paléostructuration. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **20**, 61-90.
- Klapper G., Feist R., House M. (1987) – Decision on the boundary stratotype for the Middle/Upper Devonian Series boundary. *Episodes*, **10**, 97-101.
- Mamet B., Prétat A. (1987) – Algues givétiennes du bord sud du bassin de Dinant et des régions limitrophes. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **109**, 431-454.
- Mamet B., Prétat A. (1992) – Algues du Dévonien moyen de Wellin (Synclinorium de Dinant, Belgique). *Rev. Micropaléont.* **35**, 53-75.
- Mamet B., Prétat A. (2005a) - Microfaciès d'une lentille biohermale à la limite Eifélien/Givétien (Wellin, bord sud du Synclinorium de Dinant). *Geologica Belgica*, **8/3**, 85-111.
- Mamet B., Prétat A. (2005b) – Sédimentologie de la série viséenne d'Avesnes-sur-Helpe (Avesnois, Nord de la France). *Geologica Belgica*, **8/1**, 91-107.
- Neumann A.C., Land L.S. (1975) - Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas : a budget. *J. Sedim. Petrol.*, **45**, 763-786.
- Prétat A. (1989) – Sedimentology, facies and depositional environment of the Hanonet (Upper Eifelian) and Trois-Fontaines (Lower Givetian) formations in Couvin area (Dinant Basin, Belgium). *Bull. Soc. belge Géol.*, **98**, 149-154.
- Prétat A. (2004) – Le Paléozoïque franco-belge : un exemple de la difficulté de l'estimation temporelle des cycles et séries géologiques. In A. Prétat, A. Arnaud-Vanneau, E. Carrio, H. Arnaud, S. Ferry (ed) : Carbonates récifaux et de plate-forme. *Assoc. Sédim. Français*, **45**, 1-23.
- Prétat A., Boulvain F. (1986) - Les calcaires laminaires du Givétien inférieur du bassin de Dinant : témoins paléogéographiques et paléoclimatiques. *Ann. Soc. géol. Nord*, **56**, 49-64.
- Prétat A., Bultynck P. (2006) - Givetian. *Geologica Belgica*, in press.
- Prétat A., Carliez D. (1994) - Microfaciès et cyclicité dans le Givétien supérieur de Fromelennes (Synclinorium de Dinant, France). *Ann. Soc. géol. Belg.*, **117**, 303-319.
- Prétat A., Kasimi R. (1995) - Sédimentation de rampe mixte silico-carbonatée des couches de transition eiféliennes-givétiennes franco-belges. Première partie : microfaciès et modèle sédimentaire. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **19/2**, 329-375.
- Prétat A., Mamet B. (1989) - Sédimentation de la plate-forme carbonatée givétienne franco-belge. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **13**, 47-86.
- Prétat A., Racki G. (1993) - Small-scale cyclicity sedimentation in the Early Givetian of the Gory Swietokrzyskie Mountains : Comparison with the Ardenne sequence. *Ann. Soc. geol. Poloniae*, **63**, 13-31.
- Prétat A., Rouchy J.M. (1986) - Faciès pré-évaporitiques dans le Givétien des bassins de Dinant et de Namur. *Bull. Soc. géol. Belg.*, **95**, **2/3**, 177-189.
- Prétat A., Coen-Aubert M., Mamet B., Tourneur F. (1984) - Sédimentologie et paléoécologie de trois niveaux récifaux du Givétien inférieur de Resteigne (bord sud du bassin de Dinant, Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, **93**, 227-240.
- Prétat A., Blockmans S., Dumoulin V., Mamet B. (soumis) – Microfaciès d'une lentille biohermale à la limite Eifélien-Givétien ('Fondry des Chiens', Nismes, bord sud du Synclinorium de Dinant). *Geologica Belgica*.
- Read J.F., Grotzinger J.P., Bova J.A., Koerchner W. (1986) - Models for generation of carbonate cycles. *Geology*, **14**, 104-110.
- Sartenaer P., Errera M. (1972) – Première partie : critique historique. In M. Errera, B. Mamet, P. Sartenaer : Le Calcaire de Givet et le Givétien à Givet. *Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg.*, **48**, 1-59.
- Schlager W. (1981) - The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **92**, 197-211.
- Strasser A. (1991) - Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments : autocyclic and allocyclic processes. In G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher (ed) : Cycles and Events in Stratigraphy, Springer Verlag, Berlin, 709-721.

Tourneur F. (1985) - Contribution à l'étude des Tabulés du Dévonien Moyen de la Belgique. Systématique et Stratigraphie. Thèse de Doctorat, non publiée de l'Université catholique de Louvain, 568 p.

Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N., Peter-Curz C. (1991) - The stratigraphy signatures of tectonics, eustacy and sedimentology – An overview. In G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher (ed) : Cycles and events in stratigraphy, Springer Verlag, Berlin, 617-708.

Walliser O.H., Bultynck P., Weddige K., Becker R.T., House M.R. (1995) - Definition of the Eifelian-Givetian Stage boundary. *Episodes*, **18/3**, 107-115.

Weis D., Prétat A. (1994) - Variations du niveau marin dans le Dévonien carbonaté de Belgique : approches géochimique et isotopique (Sr, C et O) (deuxième partie). *Bull. Soc. géol. France*, **165/5**, 485-497.