

Ce document numérisé est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur au même titre que sa version papier. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

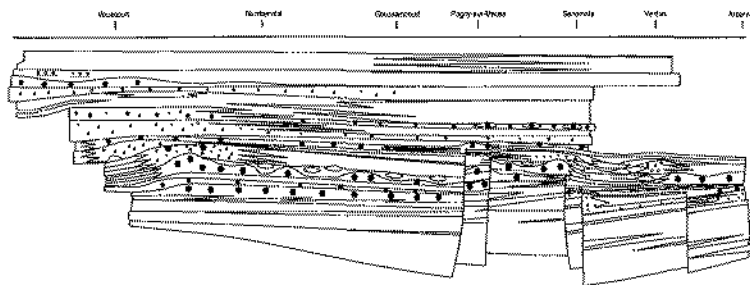
La Bibliothèque a pris soin d'adresser un courrier à l'auteur dans lequel elle l'informe de la mise en ligne de son travail. Celui-ci peut en suspendre la diffusion en prenant contact avec notre service.

➤ **Contact SCD Nancy 1** : theses.sciences@scd.uhp-nancy.fr

U.F.R. S.T.M.P.
Ecole Doctorale :
RP2E (Ressources, Produits, Procédés et Environnement)

Thèse
présentée pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Université Henri Poincaré, Nancy-I
en Sciences de la Terre et de l'Univers
par **Cédric CARPENTIER**

Géométries et environnements de dépôt
de l'Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris



Thèse soutenue publiquement le 7 Mai 2004

Membres du jury :

Rapporteurs :	M. André STRASSER M. Jacques THIERRY	Professeur, Université de Fribourg, Suisse Professeur, Université de Dijon
Examineurs :	M. Alain TROUILLER M. Fabrice MALARTRE	Ingénieur Andra Maître de Conférences, Université de Nancy INPL
Invité :	M. Jean-Loup RUBINO	Ingénieur Total
Co-Directeurs de thèse :	M. Bernard LATHUILLIÈRE M. Serge FERRY	Professeur, Université Nancy 1 Maître de Conférences, Université Lyon 1

Je tiens en premier lieu à remercier Bernard Lathuilière qui m'a proposé cette thèse alors que je venais de finir mon DEA à l'Université Lyon 1. Je ne savais pas dans quoi je m'engageais lorsque j'ai quitté Lyon pour Nancy et je peux dire maintenant que c'est sûrement un des meilleurs choix que j'ai fait jusqu'à aujourd'hui. J'ai découvert en Bernard quelqu'un de compétent, franc (c'est important) et surtout un géologue de terrain, chose malheureusement en voie de disparition. La seule chose que j'espère maintenant qu'arrive la fin de la thèse c'est de ne pas vous avoir déçu (même si je ne suis pas encore capable de déterminer les coraux, c'est un monde de fous, mais il y a Bertrand et son niveau têtard 1 qui est en meilleure voie).

Je tiens à remercier Serge Ferry (alias Sergio) co-directeur de thèse et qui a été mon directeur de Maîtrise et de DEA. J'ai appris avec vous sur le terrain en sédimentologie de faciès bien plus que ce que j'aurais pu apprendre dans des bouquins ou en cours. Je pense avoir acquis grâce à vous une approche critique de tous ces modèles de stratigraphie séquentielle qui au final ne restent que des concepts (« dormez braves gens la terre est ronde, tout est pour le mieux dans le meilleur des mondes » restera un grand moment). Je retiens également votre courtoisie au volant (sic), et votre respect des distances de sécurité (environ 2 m) derrière les camions lorsqu'il pleut à seaux ça fait des souvenirs...

Un grand merci aux membres du Jury :

-André Strasser qui a accepté d'examiner ce mémoire malgré son emploi du temps très chargé

-Jacques Thierry qui après avoir été rapporteur d'un article sur Dompcevrin a bien voulu faire partie du jury

-Alain Trouiller et Jean-Loup Rubino, qui malgré leurs impératifs industriels, ont répondu positivement à l'invitation qui leur a été faite de participer au jury de thèse

-Fabrice Malartre qui a examiné ce travail

Merci spécialement à Raymond Enay, qui outre les déterminations d'ammonites, m'a fourni de nombreuses informations sur l'Oxfordien de Franche-Comté et de Lorraine. Je tiens également à remercier Annick Boullier et Anne-Marie Bodergat pour leurs déterminations respectivement des brachiopodes et des ostracodes (des articles suivront).

Merci à Judith Sausse qui a été très patiente avec moi et la faille de Saint-Martin-de-Bossenay

Merci également aux personnes avec qui j'ai pu avoir des entretiens oraux ou par mail en rapport avec mon travail de thèse. Ces personnes sont Marc Durand pour sa disponibilité lorsqu'il s'agit d'observer une lame mince, Olivier Dugué à propos des seismites de l'Oxfordien supérieur, Bernard Pittet et Reynard Gygi à propos de l'Oxfordien de Suisse, Jacques Leroux pour toutes ses connaissances régionales autant structurales, tectoniques que lithostratigraphiques, Fabrice Malartre pour les problèmes d'amplification du signal eustatique à haute fréquence, Jean-Paul Loreau pour ses connaissances sur les systèmes oolithiques et pour m'avoir gracieusement offert un exemplaire de sa thèse d'état, Jean-Claude Menot qui a accepté de nous accompagner sur le terrain en Bourgogne et enfin Christian Gaillard et Pierre Hantzpergue pour m'avoir fourni des renseignements sur les coprolithes et les datations du sommet de l'Oxfordien supérieur. Merci également à Christian Hibsich pour ses infos détaillées (voire très détaillées) sur la tectonique dans l'est du Bassin de Paris.

Je tiens à remercier l'ANDRA pour m'avoir permis d'exploiter les données lithologiques du forage EST 204 ainsi que les données récoltées sur les verses et dans le puit principal.

Merci également à la filiale française de Total Exploration de Lacq et tout particulièrement Claire Bachtanik qui m'a fourni l'accès aux données diagraphiques et sismiques de l'Est du Bassin de Paris.

Un merci aux sociétés, aux responsables et à tout le personnel des carrières qui m'ont (plus ou moins facilement) ouvert les portes et facilité le travail au sein de leurs exploitations. Un merci tout spécial à Mr Van Troost de la carrière de Pagny-sur-Meuse pour qui pendant un temps j'ai dû devenir un cauchemar tellement mes demandes d'accès étaient fréquentes et à Mr Bon de la carrière de Maxey-sur-Vaise toujours disponible et prêt à trouver des solutions pour faciliter mon travail.

Une petite mention souvenir pour Paul Bernier qui est la personne m'ayant fait apprécier la géologie en première année de Deug et qui, sans le savoir, m'a donné envie de pousser un peu plus loin les études (chose jusque là loufoque à mes yeux)...merci Mr Bernier.

Une mention spéciale découverte à Géogomettes le seul logiciel qui tourne sur mon PC à la fac.

J'ai une pensée également pour mes camarades de DEA et tout particulièrement pour Fifi (Mister Bajoisien), Nico (l'homme microbe de Savoie), Bérangère (qui un jour comprendra que l'OM c'est du passé), Célia (et les poissons chats de Vesoul) et enfin Sacha le scottish.

Comment ne pas remercier, les personnes que j'ai rencontrées au sein ou en dehors du laboratoire G2R en arrivant sur Nancy et parmi lesquelles je peux désormais compter de vrais amis. Merci tout d'abord à mon ex-collègue de bureau Grégoire André (alias Bouscapé) avec qui la groovitude a envahi une partie du 6^e étage et grâce à qui le bureau 621 (mondialement connu) est devenu une serre à faire pâlir le Jardin Botanique. Je sais que si ces années de thèse ont été pour moi si agréables tu y es pour beaucoup. Merci également aux pensionnaires du bureau 635 Mr Dasdouinde (le type le plus énervant de l'univers à Counter Strike) et Mr Smoude (alias Steven Spitzbergm ou le Calvin Russel de Cheminot) pour leurs parties de franche rigolade et notamment l'organisation d'un congrès (Chemillac 2003) ou le tournage d'un film à gros budget (The Thésis, bientôt sur les écrans si quelqu'un accepte de le diffuser). Un merci à Bertrand Martin-Garin (le pooyoo savoisien) avec qui les missions de terrain sont toujours truffées de pièges (cactus belliqueux, chutes de pierres, etc) mais bon le corail d'or ça se mérite. Merci à Thierry Leturcq avec qui j'ai passé 3 mois de terrain de carto mémorables (je me suis alors rendu compte que l'on pouvait être dans un pire état que moi le matin à 9h). Un merci mention aventure à Mr Stéphane Jaillet qui m'a fait découvrir les joies de la spéléologie (si si il y a des photos). Merci en vrac à Mr Richard (notre Vandamm à nous), à Cécile (Laser girl), Vincent (le corsaire des piscines et compagnon de verses), Mr Cradon (et son Oappel Corsa) et à Cédric Demeurie (le roi du porte-clef).

Enfin merci à ma famille qui a toujours eu confiance en moi (enfin après le bac parce qu'avant c'était pas gagné). J'ai une pensée émue pour ma mère, Benoît, Marie-Astrid, Marie-Laure, Hamid, la petite Lina (quelle star), et enfin ma grand mère à qui je pense très fort. Je tiens également à remercier ma belle famille. Un merci à Jean-Claude pour m'avoir expliqué avec patience (beaucoup de patience) les dérivées partielles (ah ! les maths...j'adore), à Anne-Marie pour son immense gentillesse et pour son soutien lors du terrain de Maîtrise dans les caves de Beaumes-de-Venise (au fait, je suis partant pour la prochaine foire aux vins).

Enfin, je n'aurai de cesse de remercier Claire qui a toujours été là dans les moments difficiles et qui a fait beaucoup de sacrifices personnels et professionnels pour que je puisse accomplir ma thèse. Pour tout ça et plus un énorme merci Claire...

A mon père...

Géométries et environnements de dépôt de l'Oxfordien de Lorraine.

Résumé : La variété des faciès et des environnements de dépôt de l'Oxfordien de Lorraine est à l'origine d'un nouveau découpage lithostratigraphique proposé dans ce mémoire. L'étude de l'Oxfordien de Lorraine à partir des données d'affleurement et des données de subsurface en termes de sédimentologie de faciès et de stratigraphie séquentielle a permis de décrire 13 cycles de dépôt transgressifs-régressifs.

Les systèmes de dépôt ont évolué depuis une rampe argilo-carbonatée à vergence sud jusqu'à une rampe à argilo-carbonatée à vergence nord en passant par une plate-forme carbonatée récifale et/ou oolithique.

Des amplifications des chutes du niveau marin relatif à haute fréquence s'observent en contexte transgressif et sont contemporaines de changements climatiques.

Les 13 cycles de dépôt oxfordiens s'inscrivent dans 6 cycles transgressifs régressifs à moyenne fréquence pour lesquels les ennoyages sont contemporains d'évènements tectoniques dans 5 cas sur 6. Ces 6 derniers cycles s'inscrivent dans un cycle régressif-transgressif à basse fréquence dont le minimum d'accommodation se situe dans la partie supérieure de l'Oxfordien moyen.

MOTS-CLES : Oxfordien, sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle, paléogéographie, plate-forme carbonatée, Lorraine, Bassin de Paris, France

Geometries and depositional environments of the Oxfordian from Lorraine (France)

Summary: The diversity of facies and depositional environments of the Oxfordian of Lorraine allowed to propose a new lithostratigraphic framework. The survey of field and subsurface data using facies sedimentology and sequential stratigraphy allowed to describe 13 transgressive-regressive depositional cycles between the Mariae zone and the Planula zone.

The depositional systems evolved from a marl-limestone ramp deepening southward, to a reefal and/or oolitic carbonate platform and finally to a marl-limestone ramp deepening northward. Amplifications of high frequency relative sea level falls appear in transgressive context and coincide with climatic changes.

Thirteen oxfordian depositional cycles are inserted in 6 medium frequency transgressive-regressive cycles and floodings are contemporaneous with tectonic events. Those 6 cycles are inserted in a low frequency regressive transgressive cycle and accommodation minimum appear in the upper part of the Middle Oxfordian.

KEYWORDS : Oxfordian, facies sedimentology, sequential stratigraphy, palaeogeography, carbonate platform, Lorraine, Paris Basin, France

Sommaire

C.N.R.S. - U.N.P. NANCY 1
BIBLIOTHEQUE DES SCIENCES
Rue du Jardin Botanique - BP 11
54601 VILLERS-LES-NANCY Cedex

I Introduction.....	13
II État des connaissances et mise au point stratigraphique.....	19
III Méthode.....	43
IV L'Oxfordien de Lorraine à l'affleurement.....	79
V L'Oxfordien en subsurface.....	213
VI Cartes d'isopaques et cartes de faciès.....	233
VII Discussion.....	249
VIII Conclusions générales.....	269
Références bibliographiques.....	275
Table des matières.....	295
Planches photographiques.....	302
Annexe 1 - Tableau du contenu faunique.....	323
Annexe 2 - Coupes.....	345
Annexe 3 - Trancects diagraphiques.....	385
Annexe 4 - Article.....	397

Chapitre I

I Introduction

S.C.D. - U.H.P. NANCY 1
BIBLIOTHÈQUE DES SCIENCES
Rue du Jardin Botanique - BP 11
54601 VILLERS-LES-NANCY Cedex

1 Cadre et but du travail

Les dépôts oxfordiens d'Europe occidentale ont fait l'objet de nombreuses études sédimentologiques et/ou paléontologiques. Ces différents travaux ont permis de reconstituer les géométries des plates-formes et d'établir un cadre séquentiel propre à chaque terrain. Ils concernent plus précisément la Suisse (Gygi, 1986; Gygi et Persoz, 1986; Pittet, 1996; Gygi *et al.*, 1998; Pittet et Strasser, 1998), l'Espagne (Marques *et al.*, 1991; Pittet et Strasser, 1998; Oloriz *et al.*, 2002) et l'Angleterre (Rioutt *et al.*, 1991).

En France, des travaux à l'échelle de l'ensemble d'une plate-forme ont été menés en Normandie (Dugué et Rioutt, 1987; Dugué *et al.*, 1998), en Bourgogne (Menot, 1980a; Bernard, 1988; Chevalier *et al.*, 2001) et dans le Jura (Contini, 1972; Enay *et al.*, 1988; Contini, 1989). Du fait de sa situation géographique stratégique entre la Bourgogne, la Normandie, le Jura, le Bassin du Sud-Est et la plate-forme franconienne, la plate-forme lorraine constitue un point important dans la reconstitution de la dynamique sédimentaire, tectonique, eustatique et climatique à l'échelle du nord-ouest de l'Europe pendant la période oxfordienne.

Cependant, depuis maintenant trois décennies et les travaux d'Humbert (1971) aucune recherche en Lorraine sur la géométrie des corps sédimentaires de la plate-forme oxfordienne n'a été menée. Entre-temps, la géologie a vu l'émergence des modèles de stratigraphie séquentielle (Vail *et al.*, 1977; Vail *et al.*, 1991) ou génétique (Galloway, 1989a; Guillocheau, 1991b; Homewood *et al.*, 1992) permettant une approche dynamique des phénomènes sédimentaires dans le temps et dans l'espace. Au vu de ces nouveaux concepts, une étude approfondie de la plate-forme oxfordienne de Lorraine semblait indispensable. A terme, la comparaison de la dynamique sédimentaire entre la Lorraine et les autres plates-formes oxfordiennes ouest-européennes permettrait une reconnaissance des phénomènes locaux ou globaux aussi bien tectoniques, eustatiques que climatiques.

Le but de ce travail est par conséquent de comprendre l'évolution spatio-temporelle des dépôts de la plate-forme lorraine afin de pouvoir la replacer dans un cadre géodynamique ouest européen.

Pour y parvenir nous nous attacherons à :

- reconstituer les géométries à l'affleurement des corps sédimentaires oxfordiens en Lorraine à partir d'une approche faciologique, paléoenvironnementale et séquentielle ;

- reconstituer la géométrie de la plate-forme en sub-surface à l'aide des outils diagraphtiques;

- mettre en évidence (le cas échéant) des phénomènes tectoniques locaux ou de plus grande longueur d'onde ayant influé sur la géométrie des corps sédimentaires ;

- proposer un ou plusieurs modèle de faciès ;

- placer la plate-forme oxfordienne de Lorraine dans un cadre géodynamique ouest européen en la corrélant avec la Normandie, la Suisse et le Bassin du Sud-Est ;

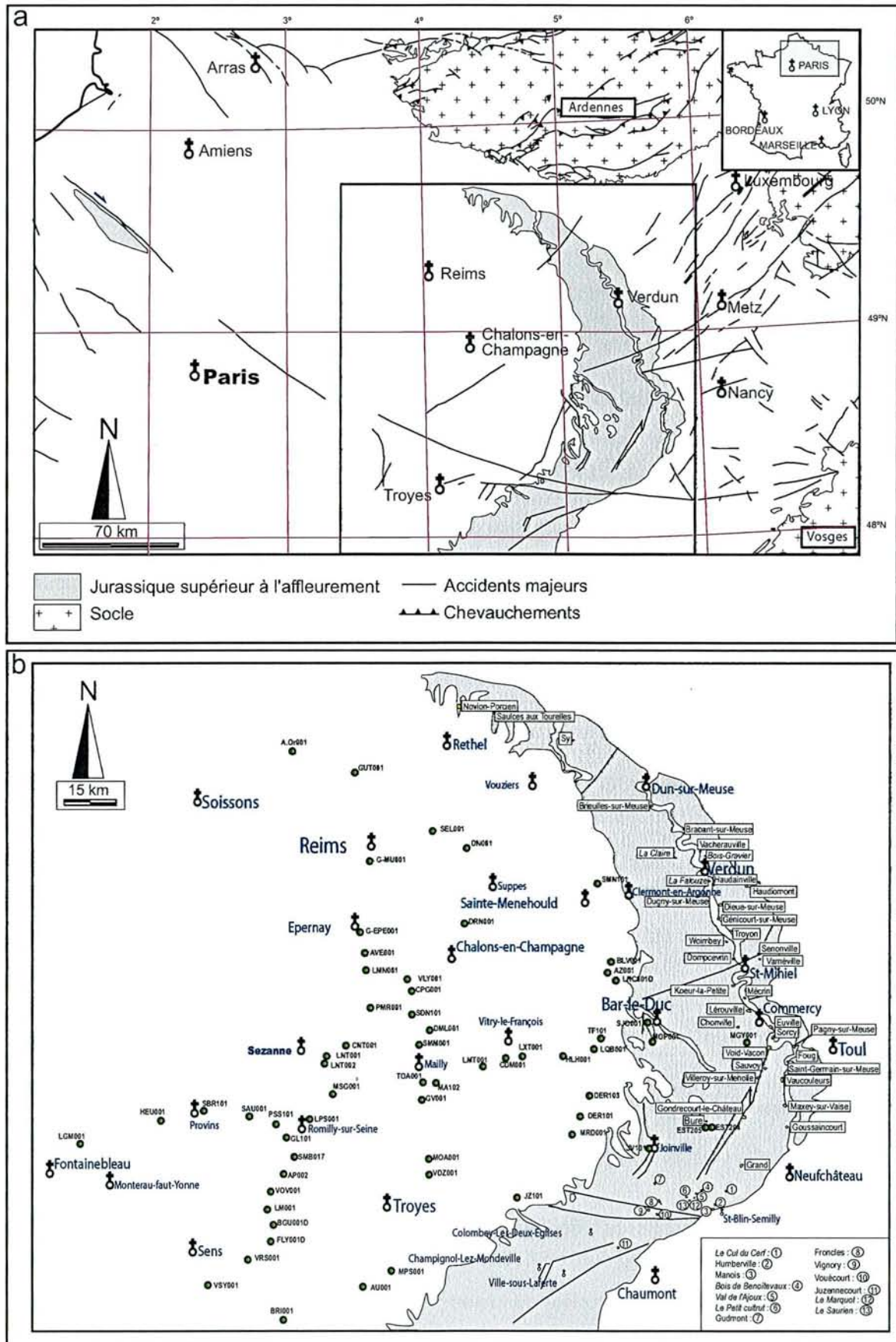


Figure 1 : a) localisation des terrains affleurants du Jurassique supérieur dans l'Est du Bassin de Paris ; b) localisation des coupes et forages étudiés.

2 Cadre géographique et géologique

Les affleurements du Malm de l'Est du bassin de Paris sont organisés selon une bande orientée nord-sud délimitée au nord par le massif Brabant-Ardenne et au sud par la partie septentrionale du Massif Central (fig. 1a). Les séries forment une structure homoclinale dont le pendage régional est de l'ordre de 2% en direction du centre du Bassin de Paris. Ce pendage est issu des phases tectoniques compressives du Crétacé inférieur et du Tertiaire (Le Roux, 1997; Guillocheau *et al.*, 2000). Les dépôts de la bordure est du Bassin de Paris sont parcourus par des accidents hérités de la phase hercynienne (Faille de Vittel, Faille de Metz, Failles de la Marne, Faille de Saint-Martin-de-Bossenay) ou d'origine présumée plus récente (Fossé de Gondrecourt, Fossé de Joinville) (Le Roux, 1980).

Les 47 coupes et forages carottés étudiés se répartissent entre les Ardennes au nord et la Vallée de la Marne au sud (fig. 1b). Cette limite sud correspond à la bordure méridionale des dépôts de plate-forme oxfordiens (Humbert, 1971; Debrand-Passard *et al.*, 1980) ainsi qu'à la limite géographique des affleurements exploitables. La majorité des coupes étudiées se situe en carrières du fait de la rareté des affleurements naturels permettant une observation convenable. Toutefois, un travail de cartographie (dans le cadre d'un contrat Andra) entre Chaumont et Neufchâteau m'a permis de reconstituer la série Oxfordienne dans les environnements de bordure de plate-forme.

Les 58 puits utilisés pour les corrélations diagraphiques se situent dans une zone localisée à l'ouest de la bande d'affleurement en direction du centre du Bassin de Paris. ce secteur s'étend de Fontainebleau à l'ouest, Orgeval au nord, Meligny à l'est et Brienon au sud (fig. 1b)

3 Cadre paléogéographique

A l'Oxfordien, la Lorraine est située entre 30 et 35°N de latitude (Dercourt *et al.*, 1985). Plusieurs plate-formes ou rampes carbonatées peu profondes s'étendent du Bassin de Paris au Jura jusqu'au sud du Massif bohémien (Plate-forme franconienne) (fig. 2) (Ziegler, 1990; Thierry, 2000). La plate-forme lorraine est connectée au sud-est avec les environnements de plate-forme externe jurassiens. Ces derniers s'ouvrent vers le sud sur le Bassin dauphinois et la Téthys. Le nord de l'Europe est quant-à-lui le siège d'une sédimentation silicoclastique dont le matériel provient des massifs cristallins émergés tels que le Massif Bohémien, le Massif Rhénan, le Massif Londres-Brabant et le Massif Armoricaïn. Ces deux derniers massifs alimentent épisodiquement le Bassin de Paris (Mégny, 1980a). En revanche, le massif des Vosges ne semble pas encore émergé (Mégny, 1980a).

L'Atlantique central continue son ouverture dont les contrecoups sont ressentis dans le Bassin de Paris (Curnelle et Dubois, 1986; Guillocheau, 1991a) et jusque dans le bassin du Sud-Est (De-Graciansky *et al.*, 1999) et le Briançonnais (Claudel *et al.*, 1997). Le système de rift nord-atlantique reprenant des systèmes de failles Permo-Carbonifère s'intensifie aboutissant à une polarisation NW-SE des systèmes décrochants (Ziegler, 1990). Une activité de la Faille de Saint-Martin-de-Bossenay a été mise en évidence pendant le Bajocien (Le Roux, 1980; Thiry-Bastien, 2002) et pendant la fin du Jurassique supérieur et le Crétacé (Héritier et Villemin, 1971; Mégny, 1980a). L'activité de la faille de Metz est importante au Permien, au Keuper et au Lias (Le Roux, 1980, 1999) et se prolonge jusque pendant le Bajocien (Thiry-Bastien, 2002; De Graciansky et Jacquïn, 2003). Dans la zone de la Faille de Metz, d'autres accidents

sont marqués par des jeux synsédimentaires au toit de l'Aalénien et au toit du Bajocien (Le Roux, 1980). D'autre part, une activité synsédimentaire oxfordienne de la faille de Vittel est supposée (Collin, 2000; Vincent, 2001). Le synclinal du Luxembourg articulé sur la faille de Metz (Le Roux, 1997) semble influencer l'organisation des dépôts pendant l'Oxfordien (Le Roux, 1980).

La Téthys tout comme l'Atlantique central est le siège d'accrétion océanique.

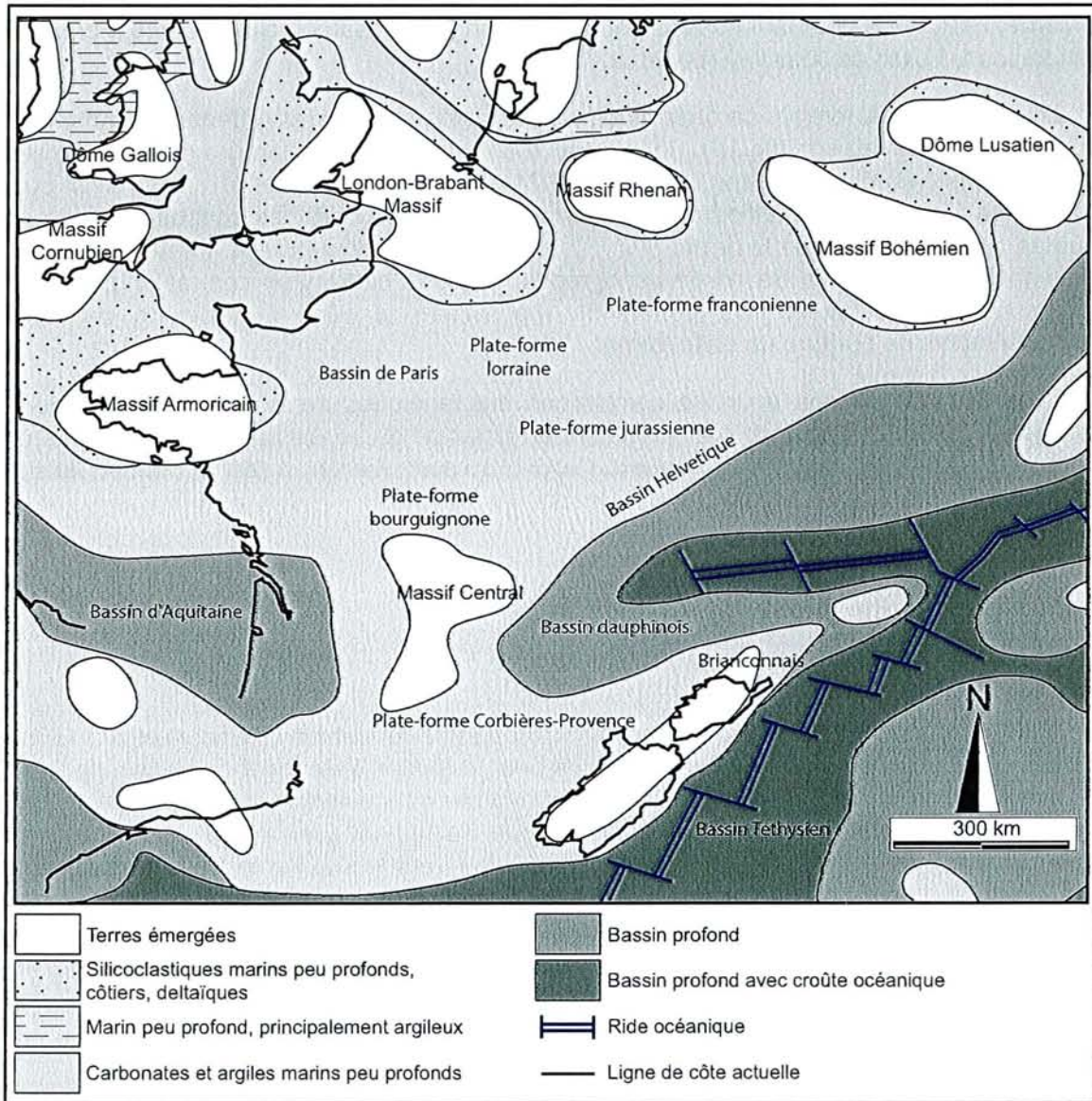


Figure 2 : Carte paléogéographique de l'Europe occidentale à l'Oxfordien (modifié d'après Ziegler (1990) et Thierry (2000))

Chapitre II

II État des connaissances et mise au point stratigraphique

1 État des connaissances

Le Jurassique supérieur correspondant à une période de fort développement des récifs en Europe (Leinfelder, 1993; Insalaco *et al.*, 1997; Kiessling *et al.*, 1999; Leinfelder *et al.*, 2002), les dépôts oxfordiens de Lorraine ont surtout été étudiés pour leurs bioconstructions coralliennes (Beauvais, 1964; Geister et Lathuilière, 1991; Insalaco, 1996; Insalaco *et al.*, 1997; Bertling et Insalaco, 1998; Laternser, 2001)

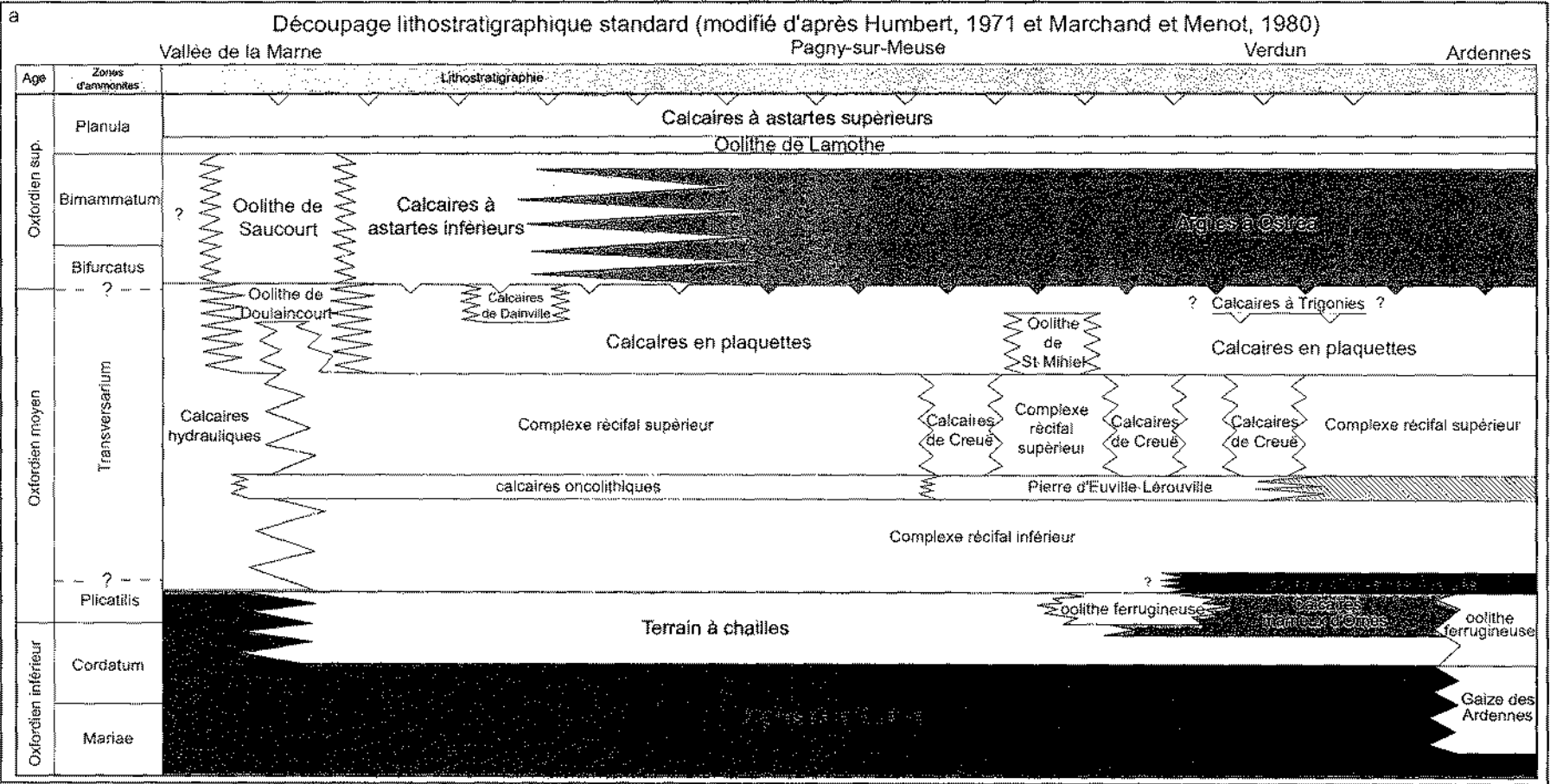
En revanche, d'un point de vue sédimentologique, les études détaillées récentes sont rares. Entre 1845 et 1851, Royer publia plusieurs notes sur le Jurassique supérieur de Haute-Marne. Néanmoins, ce n'est qu'en 1852 que Buvignier rédigea la première monographie sur les faunes du Jurassique supérieur du département de la Meuse. Dans son étude, il proposa des noms de formations dont certains sont toujours d'actualité aujourd'hui (e.g. Argiles de la Woëvre, Terrain à Chailles et Marnes blanches des Eparges). Il fallut ensuite attendre 1872 pour voir la première synthèse détaillée des faunes et des terrains sédimentaires oxfordiens de Haute-Marne rédigée par De Loriol, Royer et Tombeck. Comme pour Buvignier certains noms de formations proposés par ces auteurs sont toujours utilisés aujourd'hui (e.g. Oolithe de Saucourt et Oolithe de Lamothe). D'autres appellations telles que les Calcaires de Creuël ont été introduites par Wohlgemuth en 1883 dans une étude sur le Jurassique de l'Est du Bassin de Paris.

Plus récemment, entre les années 1965 et 1985 Maubeuge, Stchépinsky, Bresson, Goguel, Le Roux et Ardaens ont chacun revu une ou plusieurs cartes géologiques sur lesquelles affleurent les terrains oxfordiens. Cette approche géologique descriptive qu'est la cartographie a fourni des éléments de datation nouveaux mais n'avait toutefois pas pour objectif de reconstituer les géométries sédimentaires et de comprendre l'évolution de la plate-forme à grande échelle.

Simultanément en 1971, les travaux d'Humbert ont permis de proposer les premières corrélations de l'Oxfordien à l'échelle de la Lorraine. Cette étude a permis de mettre en évidence certaines géométries sédimentaires à grande ou moyenne échelle. Humbert a en effet proposé un système de barrière corallienne construite pendant l'Oxfordien moyen dans le secteur de l'actuelle vallée de la Marne et délimitant un lagon dans un secteur plus au nord. Il a proposé des cartes paleogéographiques de répartition des faciès mises en relation avec des anomalies gravimétriques du socle. Toutefois, cette étude s'attarde essentiellement sur les faciès de l'Oxfordien inférieur et moyen sans proposer de réelles corrélations pour l'Oxfordien supérieur. De plus les datations sont basées sur les ostracodes et s'avèrent parfois hasardeuses.

Par la suite, les travaux d'Enay et Boullier en 1981 ont apporté des précisions importantes sur les âges des formations récifales et sur les faciès marneux de la base de l'Oxfordien supérieur.

Enfin, l'étude la plus récente sur l'Oxfordien carbonaté de Lorraine est la thèse de Vincent (2001) dont l'objectif était davantage la compréhension de l'évolution diagenétique



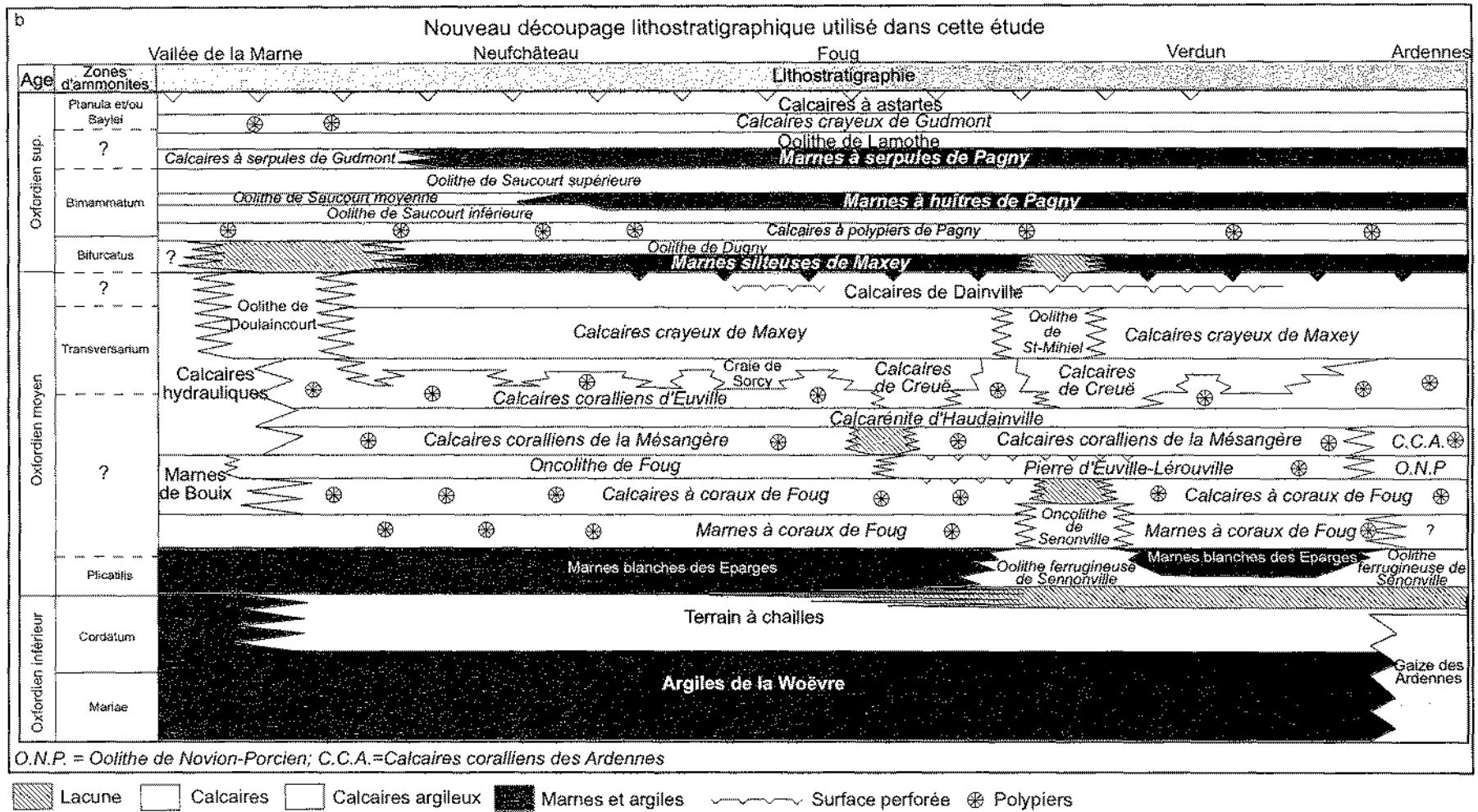


Figure 3 : a) Ancien découpage lithostratigraphique des dépôts oxfordiens de Lorraine (modifié d'après Humbert, 1971 et Marchand et Menot, 1980). b) nouveau tableau lithostratigraphique proposé pour les dépôts oxfordiens de Lorraine. Les nouveaux noms de formations et de membres sont indiqués en italique.

des séries oxfordiennes que la reconstitution des géométries sédimentaires. Néanmoins, des reconstitutions des environnements de dépôts ainsi que des découpages séquentiels ont été proposés le long de deux forages carottés et de deux coupes de terrains.

2 Mise au point stratigraphique

Le cadre stratigraphique présenté ci-dessous reprend dans les grandes lignes les découpages proposée par Humbert (1971) et Marchand et Menot (1980) (fig.3a). Toutefois dans un souci d'objectivité par rapport aux réalités du terrain et en accord avec les principes de stratigraphie (Hedberg, 1976; Rey, 1997), j'ai été amené à subdiviser certains complexes ou formations en proposant de nouvelles appellations et en érigeant au rang de formation des appellations locales (fig.3b). En outre, les synonymies sont reportées en début de paragraphe.

L'échelle biostratigraphique utilisée pour l'Oxfordien de Lorraine est la zonation téthysienne proposée par le Groupe Français d'Étude du Jurassique (1997). Cette échelle biostratigraphique place la zone à *Bifurcatus* dans l'Oxfordien supérieur contrairement à la zonation adoptée pour l'Oxfordien de Suisse dans laquelle cette zone est placée dans l'Oxfordien moyen (Gygi, 1986; Gygi et Persoz, 1986; Gygi, 1995; Pittet, 1996; Gygi *et al.*, 1998; Pittet et Strasser, 1998).

2.1 Argiles de la Woèvre Buvignier (1852)

Synonymie :

- Argiles de la Woèvre (Buvignier, 1852)
- Argiles et Marnes de la Woèvre : (Maubeuge, 1962)
- Unité 1 de Humbert (1971)
- Argiles de la Woèvre : (Maubeuge, 1965; Debrand-Passard *et al.*, 1980; Mégrien, 1980b; Vincent, 2001)

Ces marnes et argiles silteuses riches en fossiles pyriteux forment la base de la cuesta des Côtes de Meuse. La série marneuse est entrecoupée d'un niveau repère à oolithes ferrugineuses qui a fourni des ammonites indiquant le Callovien moyen et supérieur (Maubeuge, 1965; Stchépinsky, 1965, 1967; Maubeuge, 1974; Mégrien, 1980b; Collin *et al.*, 1999; Collin, 2000; Collin et Courville, 2000). Dans les Ardennes, les dépôts mameux à bancs calcaires silicifiés du sommet du Callovien (zone à *Lamberti*) et de la base de l'Oxfordien (zone à *Mariae*) sont rassemblés sous l'appellation de Gaize des Ardennes (Ardaens *et al.*, 1977; Marchand *et al.*, 1979; Mégrien, 1980b).

La faune constituée essentiellement d'ammonites, de bélemnites, de lamellibranches, d'annélides, de brachiopodes, d'échinodermes et de restes squelettiques de poissons. Le détail des noms d'espèces est figuré dans le tableau en annexe1. Ce tableau présente l'inventaire non révisé des cartes régionales. Un bon nombre de noms cités dans les notices de cartes ne sont en fait que des synonymes récents et sont de ce fait restitués objectivement. Seuls les changements d'affectation d'une espèce à un autre genre ont été traités de façon à limiter les redondances. Ces récoltes ne résultent pas d'une recherche spécifiquement paléontologique et n'ont par conséquent pas de prétention concernant la représentativité des faunes récoltées.

Les datations à partir des faunes d'ammonites donnent un âge réparti entre le Callovien inférieur (zone à *Macrocephalus*) et l'Oxfordien inférieur (Zone à *Mariae*) pour le sommet de la formation (Mégnyen, 1980b; Pellenard *et al.*, 1999; Pellenard *et al.*, 2003).

2.2 Terrain à chailles Buvignier (1852)

Synonymie :

- Terrain à chailles (Buvignier, 1852; Maubeuge, 1965; Insalaco, 1996; Le Roux, 1997; Vincent, 2001)
- « Chailles » (Maubeuge, 1962)
- Argiles à chailles (Bresson *et al.*, 1969; Marchand et Menot, 1980)
- Unité 2 de Humbert (1971)
- chailles (Terrain à, Argiles à) (Mégnyen, 1980b)

La base de la formation a souvent été placée au niveau des premières silicifications secondaires diffuses appelées « chailles » au sein des bancs carbonatés. Cette caractéristique a constitué jusqu'à présent le principal critère de reconnaissance de la formation au même titre que la présence d'orbicules de silice sur les bioclastes. Néanmoins, les silicifications apparaissent également au sein des Marnes blanches des Eparges et localement à la base des Marnes à coraux de Foug. D'autre part, les silicifications sont parfois absentes des dépôts localement considérés comme appartenant au Terrain à chailles. Par conséquent, l'utilisation systématique des silicifications comme critère de reconnaissance de cette formation paraît inadaptée. En revanche, les données de terrain et les données diagaphiques montrent une dérive progressive des faciès au sommet des Argiles de la Woëvre depuis un pôle argileux franc vers un faciès à dominante carbonatée. Cette dérive est la caractéristique la plus constante au sein des dépôts surmontant les Argiles de la Woëvre. Par conséquent, la formation du Terrain à chailles doit être définie par la tendance à l'enrichissement progressif des dépôts en carbonates au sommet des Argiles de la Woëvre plutôt que par la présence de silicifications.

Le faciès correspond à une alternance de marnes et de bancs calcaires parfois à débit en miches. Verticalement, l'épaisseur des niveaux argileux diminue en corrélation avec l'épaississement des niveaux carbonatés.

Entre Commercy et les Ardennes, le sommet de la formation est surmonté par un faciès à ooïdes ferrugineux (unité 3 de Humbert (1971) (Maubeuge, 1962; 1965; 1969a; Humbert, 1971; Maubeuge, 1976; Ardaens *et al.*, 1983; Lefrançois *et al.*, 1996; Lefrançois, 1997).

L'épaisseur de la formation reste délicate à établir du fait de la nature floue de sa limite inférieure. Cependant, il semble que la puissance varie selon les secteurs. Elle oscille entre 10 m dans le secteur de Chaumont et de Doulaincourt (Stchépinsky, 1965, 1967), 50 m vers Neufchâteau (Maubeuge, 1974), 50 m dans le secteur de Commercy (Maubeuge, 1965), 25 à 40 m dans le secteur de Verdun (Bresson *et al.*, 1969) et finalement seulement 15 m dans les Ardennes (Ardaens *et al.*, 1983). Néanmoins, ces épaisseurs peuvent être sujettes à caution étant donné les critères de reconnaissance de la formation utilisés jusqu'à présent.

Le Terrain à chailles contient une faune diversifiée composée d'articles de crinoïdes, de brachiopodes, de gastéropodes, de bivalves (Dechaseaux, 1932), d'ostreïdés, de serpules, d'échinodermes, d'ammonites et de quelques rares coraux lamellaires au sommet (Poirot, 1987)(cf. tableau, annexe1).

Les datations par ammonites ont permis de placer le Terrain à chailles ainsi que l'Oolithe ferrugineuse entre le sommet de l'Oxfordien inférieur et la base de l'Oxfordien moyen, plus précisément dans la zone à *Cordatum* et la zone à *Plicatilis* (Marchand et Menot, 1980; Mégnien, 1980b; Enay et Boullier, 1981; Poirot, 1987). Cependant, en utilisant les nouveaux critères proposés ci-dessus pour caractériser la formation, les coupes de terrain (Poirot, 1987) permettent de placer le contact entre le Terrain à Chailles et les Marnes blanches des Eparges à la limite entre la zone à *Cordatum* et la zone à *Plicatilis*. Pourtant, dans le secteur de Vigneulles-les-Hattonchâtel Maubeuge (1969a) attribue au Terrain à chailles un âge réparti entre le Callovien supérieur (zone à *Lamberti*) et l'Oxfordien moyen (zone à *Plicatilis*). Cette différence dans la datation de la base de la formation est vraisemblablement due à la caractérisation de la formation par la présence de silicifications qui, comme nous l'avons vu, ne sont pas présentes uniquement dans le Terrain à chailles.

2.3 Marnes blanches des Eparges Buvignier (1852)

Synonymie :

- Marnes des Eparges (Buvignier, 1852)
- Marnes blanches des Eparges (Maubeuge, 1969a, 1976; Mégnien, 1980b; Le Roux, 1997)

Cette formation repose sur l'Oolithe ferrugineuse du sommet du Terrain à chailles (Maubeuge, 1976; Marchand et Menot, 1980). Cependant sa relation géométrique avec la base de la zone inférieure à polypiers reste mal connue. A l'affleurement ces marnes ne sont connues qu'en Lorraine septentrionale, dans le secteur de Verdun (Maubeuge, 1969a; 1976). Toutefois, Le Roux (1997) a également mentionné cette formation dans le secteur de Saint-Dizier à partir des données diagraphiques.

Le faciès correspond à des marnes blanchâtres ou sombres riches en huîtres (exogyres et gryphées) et à rares ammonites (Mégnien, 1980b). Des bancs plus carbonatés peuvent apparaître. La rare faune qu'ils contiennent est presque exclusivement constituée d'huîtres parfois silicifiées.

L'épaisseur maximale de la formation est de 32 m sur la carte de Stenay (Maubeuge, 1976).

La faune ne permet pas de fournir une datation directe mais par encadrement on peut placer les Marnes blanches de Eparges dans l'Oxfordien moyen (Mégnien, 1980b).

2.4 Formations récifales de Lorraine Mégnien (1980b)

Synonymie :

- Argovien+Rauracien (Maubeuge, 1962; Stchépinsky, 1965, 1967; Bresson *et al.*, 1969; Maubeuge, 1976)
- Calcaires à chaux grasse sidérurgique (Maubeuge, 1965)
- Calcaire corallien (Maubeuge, 1969a, 1974)
- Complexe récifal des Hauts de Meuse (Hilly et Haguenaer, 1979; Hibsich *et al.*, 2001)
- Complexe récifal des Côtes de Meuse (Enay et Boullier, 1981)

- Formations récifales de Lorraine (Geister et Lathuilière, 1991)
- Formation récifale de Lorraine + Calcaires en plaquettes (Vincent, 2001)

Sous cette appellation sont regroupées différentes formations, à coraux ou non. Cependant, les réalités du terrain imposent l'introduction de nouvelles appellations caractérisant des unités de faciès plus ou moins homogènes et identifiables sur le terrain et/ou en sub-surface.

2.4.1 Complexe récifal inférieur

Nouveau terme

Synonymie :

- Argovien (Stchépinsky, 1965, 1967; Bresson *et al.*, 1969; Maubeuge, 1976)
- Unité 4 ou zone construite inférieure (Humbert, 1971)
- Épisode récifal inférieur et Glypticien (Mégrien, 1980b)
- Zone inférieure à polypiers (Le Roux, 1985)

Le Complexe récifal inférieur peut être subdivisé en plusieurs formations. Il comprend les Marnes à coraux de Foug, les Calcaires à coraux de Foug, l'Oncolithe de Senonville, l'Oncolithe de Foug, la Pierre d'Euville-Lérouville et l'Oolithe de Novion-Porcien.

2.4.1.a Marnes à coraux de Foug

Nouvelle formation

Synonymie :

- « Glypticien des anciens auteurs » *pars* (Maubeuge, 1962)
- Faciès glypticien (Bresson *et al.*, 1969)
- Glypticien (Faciès) (Mégrien, 1980b)

Ce nouveau terme fût déjà employé de façon informelle par Geister et Lathuilière (1991) et par Insalaco (1996) mais il n'a jamais été utilisé pour désigner une unité cartographiable. Cette formation est caractérisée par la présence de patches coralliens au sein de marnes ou de calcaires marneux. Les colonies coralliennes sont surtout représentées par des formes lamellaires de l'espèce *Dimorpharaea koechlini* (Geister et Lathuilière, 1991). La faune associée donnée par Geister et Lathuilière (1991) et Insalaco (1996) comprend des brachiopodes, des serpules, des bivalves perforants ou non (*Nanogyra*, *Chlamys*, *Camptonectes*, *Ctenostreon*, *Plagiostoma*, *Pterocardia*), des cliones, des échinoïdes (*Glypticus*, *Paracidaris*, *Hemicidaris*, *Rhabdocidaris*, *Pseudodiadema*, *Stomechinus*) (Vadet *et al.*, 2002) et des crinoïdes (*Apiocrinus*).

Localement, les Marnes à coraux présentent des silicifications comprises dans des calcaires fins à microsolenidés.

L'absence d'ammonites à l'intérieur des marnes n'a pas permis une datation directe. Toutefois par encadrement, Enay et Boullier (1981) datent, d'après les brachiopodes, l'installation des formations récifales de Lorraine de la fin de la zone à Plicatilis ou de la base de la zone à Transversarium. De plus, la découverte récente d'une ammonite dans la coupe de Bonnevaux-le-Prieuré dans le Jura a permis de dater les faciès à microsolenidés de la zone à Parandieri.

2.4.1.b Calcaires à coraux de Foug

Nouvelle formation

Cette formation correspond aux calcaires bioclastiques à coraux lamellaires qui forment la partie supérieure du Complexe récifal inférieur. Les calcaires ont une couleur brune ou rosée à texture platestone (*sensu* Insalaco (1998)). Par rapport aux Marnes à coraux, la communauté corallienne est plus riche en *Microsolena* (Geister et Lathuilière, 1991; Insalaco, 1996). Le sédiment inter-récifal calcaire parfois silteux et généralement bioclastique est entrecoupé par des joints marneux. La matrice calcaire est essentiellement micritique et peut localement correspondre à un packstone à péloïdes et oncoïdes (Insalaco, 1996). La faune associée aux coraux est représentée par des lamellibranches, des gastéropodes, des céphalopodes, des brachiopodes et des échinodermes (cf. tableau, annexe 1). Le sommet de la formation est parfois caractérisé par l'apparition de formes coralliennes branchues formant des bioconstructions dont le relief peut atteindre une dizaine de mètres.

Il est à noter que dans les Ardennes, à Novion-Porcien, les Calcaires à coraux de Foug présentent une association de gastéropodes riche et diversifiée (Bertling et Insalaco, 1998). Le premier épisode récifal décrit par Bertling et Insalaco (1998) à la base de la carrière a été placé par ces auteurs entre le sommet de la zone à Plicatilis sous-zone à Antecedens et la zone à Transversarium. Ces datations sont compatibles dans cette localité avec l'évolution verticale des environnements de dépôts et la présence d'un deuxième épisode récifal plus récent, dans la partie supérieure de l'affleurement qui suggèrent fortement de placer le premier épisode corallien en équivalent latéral des Calcaires à coraux de Foug.

L'épaisseur de l'ensemble varie entre 70 m dans le secteur de Montot-sur-Rognon, et une vingtaine de mètres au nord de Verdun (Maubeuge, 1976).

Les ammonites sont rares au sein de cette formation. Les seules trouvées par Stchépinsky (1965; 1967) et Maubeuge (1962) n'ont pas permis de dater directement les dépôts. Cependant, par encadrement et grâce aux datations proposées pour les dépôts ardennais par Bertling et Insalaco (1998) on peut placer les Calcaires à coraux de Foug au sommet de la zone à Plicatilis sous zone à Antecedens et/ou à la base de la zone à Transversarium .

2.4.2 Oncolithe de Senonville

Nouvelle formation

Dans le secteur de Senonville, la formation récifale passe latéralement à un calcaire à oncoïdes à nubéculaires. La faune y est peu diversifiée et comprend des radioles d'oursins ainsi que des valves de *Radulopecten*. L'épaisseur de l'Oncolithe de Senonville ne dépasse pas 40 cm dans la carrière en exploitation de Senonville.

Par corrélations avec les Calcaires à coraux de Foug, cette formation peut être placée entre le sommet de la zone à Plicatilis et la base de la zone à Transversarium.

2.4.3 Oncolithe de Foug

Nouvelle formation

Synonymie :

- Oolithe moyenne (Le Roux, 1985)
- oncolitic limestone (Geister et Lathuilière, 1991; Insalaco, 1996)
- «calcaires oncolithiques intermédiaires» (Hibsch *et al.*, 2001)

Pour désigner les calcaires à texture packstone/grainstone surmontant le Complexe récifal inférieur au sud d'Euville, le terme « calcaires oncolithiques » fût employé de façon informelle par Geister et Lathuilière (1991) et par Insalaco (1996). L'Oncolithe de Foug renferme des oncoïdes à nubéculaires, des agrégats et de rares ooïdes. La faune est diversifiée et représentée par des bivalves, des foraminifères benthiques agglutinants, des gastéropodes, des céphalopodes, des brachiopodes, des échinodermes et quelques coraux remaniés (cf. tableau, annexe 1). Il est à noter que localement la base de la formation présente un faciès oolithique.

L'épaisseur de la formation varie entre 6 m à Foug et une dizaine de mètres à Montot-sur-Rognon.

Tout comme pour le Complexe récifal inférieur, la rareté des ammonites et leur conservation médiocre n'a pas permis de dater directement la formation. Par encadrement l'Oncolithe de Foug est placée entre le sommet de la zone à Plicatilis et la base de la zone à Transversarium.

2.4.4 Pierre d'Euville-Lérouville Guibal (1841)

Synonymie :

- Pierre d'Euville (Maubeuge, 1965)
- Pierre d'Euville-Lérouville (Maubeuge, 1969a)
- Euville-Lérouville (Pierre de) (Mégnyen, 1980b)
- Entroquite d'Euville (Hanzo et Le Roux, 1982)

Cette formation se développe au dessus du Complexe récifal inférieur entre Euville, au sud, et les environs de Verdun, au nord. Les calcaires présentent une texture grainstone ou packstone et sont composés presque exclusivement d'articles ou de fragments de crinoïdes. Suivant les localités, la quasi totalité des entroques est soit représentée par l'espèce *Pentacrinus buschsgauensis*, soit par les espèces *Pentacrinus buschsgauensis* et *Isocrinus pendulus* (David, 1998) et sont associés à des radioles d'oursins, de rares ooïdes et des gravelles. Les bioclastes bien triés sont reliés par un ciment syntaxial. Des polypiers apparaissent au sommet de la formation (Mégnyen, 1980b) en même temps qu'augmente la diversité des bioclastes.

Jusqu'à maintenant, l'organisation latérale entre la Pierre d'Euville-Lérouville et l'Oncolithe de Foug est restée méconnue. Plusieurs hypothèses sont envisageables et seront développées dans le chapitre IV paragraphe 4. L'épaisseur de la formation varie entre 5 et 15 m.

Par encadrement il est possible de placer la formation entre le sommet de la zone à Plicatilis et la base de la zone à Transversarium, toutefois Mégnyen (1980b) la place dans la zone à Transversarium.

2.4.5 Oolithe de Novion-Porcien

Nouvelle formation

Cette formation est visible dans la carrière abandonnée de Novion-Porcien dans les Ardennes. Elle se développe au dessus des Calcaires à coraux de Foug. Le faciès correspond à un grainstone bioclastique à ooïdes. Les grains squelettiques sont généralement usés et souvent oolithisés. Des intraclastes sont également présents. L'épaisseur de la formation visible dans la carrière de Novion-Porcien atteint 7 mètres.

L'absence d'ammonites interdit une datation directe et fine. Il est néanmoins probable que l'Oolithe de Novion-Porcien appartienne à la zone à *Transversarium*.

2.4.6 Complexe récifal supérieur Le Roux (1985)

Synonymie :

- Rauracien (Maubeuge, 1962; Stchépinsky, 1965, 1967)
- Unités 7+8+9+10+11+13 de Humbert (1971)
- Episode récifal supérieur+Ensemble supérieur subrécifal (Mégrien, 1980b)
- Zone supérieure à polypiers (Le Roux, 1985)

L'appellation Complexe récifal supérieur regroupe une grande variété de faciès et d'environnements de dépôt. Plusieurs subdivisions de ce complexe ont déjà été proposées par différents auteurs. Cependant, l'étude de terrain permet de proposer des subdivisions supplémentaires regroupant des ensembles de faciès aisément identifiables sur le terrain. Toutefois les faunes décrites par les différents auteurs (Maubeuge, 1962; Beauvais, 1964; Stchépinsky, 1965; Goguel, 1967; Stchépinsky, 1967; Enay et Boullier, 1981; Ardaens *et al.*, 1983; Le Roux, 1985; Geister et Lathuilière, 1991; Heinze, 1991; Bertling et Insalaco, 1998) et reprises dans le tableau en annexe 1 se rapportent au Complexe récifal supérieur et aux Calcaires blancs de Creuë sans distinctions de faciès susceptibles d'être corrélées avec les formations décrites ci-dessous.

2.4.6.a Calcaires coralliens de la Mésangère

Nouvelle formation

Synonymes :

- Calcaire récifal à polypiers *pars* (Bresson *et al.*, 1969)
- Unité 7 *pars* de Humbert (1971)
- Episode récifal supérieur *pars* (Mégrien, 1980b)

Ces calcaires correspondent aux faciès blancs bioconstruits qui surmontent aussi bien l'Oncolithe de Foug que la Pierre d'Euville-Lérouville. Les colonies coralliennes regroupent des formes lamellaires et des formes branchues souvent recristallisées (cf. tableau, annexe 1). Les polypiers peuvent former des réelles bioconstructions. Cependant, dans certains cas, les coraux sont épars à l'intérieur du sédiment. Les colonies coralliennes peuvent être tronquées par des surfaces de ravinement. Les limites externes des récifs sont floues et les faciès construits passent progressivement latéralement aux calcaires inter-récifaux. A l'intérieur des récifs, les polypiers sont associés à des échinodermes, des spongiaires, des gastéropodes, des articles de crinoïdes et des lamellibranches (cf. tableau, annexe 1). Le sédiment intra-récifal lorsqu'il existe, correspond à une micrite péloïdale (Bertling et Insalaco, 1998). Cependant, les bioclastes peuvent parfois être reliés par un ciment syntaxial à l'origine de la texture grainstone de la roche. L'épaisseur des Calcaires coralliens de la Mésangère varie entre 0 m et 8 m.

2.4.6.b Calcarénite d'Haudainville

Nouvelle formation

Cette calcarénite se situe au dessus des Calcaires coralliens de la Mésangère. Cette

formation présente une texture grainstone à packstone. Les bioclastes composent la majorité des grains constitutifs de la roche. Le faciès peut rappeler localement le faciès de la Pierre d'Euville-Lérouville mais présente toutefois une texture packstone. La partie inférieure renferme des ooïdes et des oncoïdes et est majoritairement calcarénitique. Les bioclastes regroupent des entroques, des coraux, des lamellibranches, des gastéropodes et des radioles d'échinides.

En revanche, le sommet de cette formation affiche fréquemment un aspect crayeux et une texture grainstone. Les grains représentés en majorité par des ooïdes, des oncoïdes, des extraclastes et des agrégats y sont micritisés. Les bioclastes associés comprennent des serpules, des lamellibranches, des radioles d'échinides, des coraux, des brachiopodes, des gastéropodes et des entroques.

Suivant les localités et/ou verticalement au sein de la formation, la part relative de chaque constituant varie et permet l'observation tantôt d'une calcarénite à texture packstone, dominée par les débris d'entroques et contenant des coraux remaniés, tantôt d'une calcarénite à texture parfois grainstone et riche en débris de lamellibranches ou tantôt d'un grainstone oolithique à extraclastes et agrégats.

L'épaisseur de la Calcarénite d'Haudainville varie entre 3 m et 24 m.

En l'absence d'ammonites et de brachiopodes dans un état de conservation satisfaisant, la formation n'a pu être datée directement, mais par encadrement il est possible de la placer dans la zone à *Transversarium*.

2.4.6.c Calcaires coralliens d'Euville

Nouvelle formation

Synonymes :

- Calcaire récifal à polypiers *pars* (Bresson *et al.*, 1969)
- Unité 7 *pars* de Humbert (1971)
- Episode récifal supérieur *pars* (Mégny, 1980b)

Ce terme désigne les faciès bioconstruits à coraux recouvrant la Calcarénite d'Haudainville. La base de cette formation est caractérisée par une grande abondance de coraux majoritairement lamellaires. Ceux-ci sont associés à des formes branchues et des formes massives (cf. tableau, annexe 1) dont l'abondance augmente vers le sommet de la formation. Les coraux sont souvent recristallisés et encroûtés par une fine frange microbienne (Geister et Lathuilière, 1991).

A la base de l'ensemble, le sédiment inter-récifal est généralement grossier et présente une texture wackestone à grainstone. Les bioclastes présents comprennent des radioles d'échinides, des entroques, des lamellibranches, des brachiopodes, des éponges calcaires et des gastéropodes (cf. table X). Hormis les bioclastes, le sédiment est généralement constitué de péloïdes (Humbert, 1971; Geister et Lathuilière, 1991) et de rares oncoïdes. Le sommet de la formation est marqué par une diminution relative de la quantité des bioconstructions par rapports aux faciès inter-récifaux.

Dans le secteur de la Vallée de la Marne, Humbert (1971) et les auteurs suivants ont fait monter les faciès bioconstruits jusqu'au sommet des faciès blancs de l'Oxfordien moyen (fig.3a). Cette interprétation a été depuis contestée par Carpentier *et al.* (2002) qui proposent un système de shoal oolithique en bordure de plate-forme plutôt qu'une réelle barrière

bioconstruite. L'épaisseur de la formation varie entre 0 et 25 m.

2.4.6.d Calcaires de Creuë (et Craie de Sorcy) Wohlgemuth (1883)

Synonymie :

- Calcaires blancs de Creüe (Maubeuge, 1962, 1969a)
- Unité 9 (pour les Calcaires de Creuë) et Unité 8 (pour la Craie de Sorcy) de Humbert (1971)
- Creüe (Calcaires blancs de) (Mégny, 1980b)

Les Calcaires blancs de Creuë sont contemporains des Calcaires coralliens d'Euville et caractérisent le sédiment inter-récifal. Cette formation est bien observable à la base de la carrière de Dugny-sur-Meuse, le long de l'A4 à Haudiomont, dans la carrière en exploitation de Senonville et dans les carrières d'Euville. Ce sont des calcaires blancs légèrement crayeux à texture mudstone et à interbanes parfois marneux ou délités (Mégny, 1980b). La faune est représentée par des gervillies, des astartes, des gastéropodes, des débris végétaux et des ammonites (cf. tableau, annexe 1). La base de la formation peut présenter par endroits un faciès plus grossier à texture packstone et contenant des débris coralliens, des entroques, des lamellibranches, des radioles d'oursins et des serpules. A Sorcy, l'équivalent latéral des Calcaires de Creuë est représenté par des calcaires crayeux sans interbanes marneux que Humbert (1971) a désigné sous l'appellation Craie de Sorcy.

L'épaisseur de la formation varie entre 5 et 10 mètres.

Les datations effectuées par Enay et Boullier (1981) ont permis de placer la formation dans son ensemble dans la zone à *Transversarium* et de proposer ainsi cet âge pour les Calcaires coralliens d'Euville constituant leur équivalent latéral.

2.4.6.e Calcaires crayeux de Maxey.

Nouvelle formation

Synonymie :

- Calcaires en plaquettes *pars* (Bresson *et al.*, 1969; Marchand et Menot, 1980; Vincent, 2001)
- Unité 11 *pars* de Humbert (1971)
- Ensemble supérieur subrécifal *pars* (Mégny, 1980b)

Cette formation est représentée par les faciès crayeux blancs qui surmontent les Calcaires coralliens d'Euville. Les textures et les granulométries sont variées. En effet, les faciès varient entre :

- des mudstones à tapis algaires et /ou bird's eyes et rares grains de quartz
- des wackestones oncolithiques
- des packstones à péloïdes et oncoïdes
- des grainstones oolithiques et oncolithiques à débris de coraux remaniés

La faune est plus ou moins diversifiée selon les niveaux et comprend des ostréidés, des milloles, des radioles d'oursins, des coraux remaniés, des lamellibranches, des ostracodes,

des gastéropodes et des débris végétaux.

L'épaisseur de la formation varie entre une dizaine de mètres dans les Ardennes et 28 mètres dans le forage EST 204. En l'absence d'ammonites il n'a pas été possible de dater directement ces calcaires. Néanmoins, par encadrement et par corrélations avec l'Oolithe de Saint-Mihiel il est maintenant possible de les placer dans la zone à Transversarium, sous-zone à Schilli.

2.4.6.f Oolithe de Saint-Mihiel

Synonymie :

- Oolithe de Saint-Mihiel (Maubeuge, 1962; Carpentier *et al.*, 2004)
- Oolithe à *Diceras* (Maubeuge, 1965, 1970)
- Unité 10 de Humbert (1971)
- Saint-Mihiel (Oolithe de) (Mégrien, 1980b)

Cette formation représente un équivalent latéral des Calcaires crayeux de Maxey dans le secteur de Saint-Mihiel. La carrière de Dompcevrin constitue l'affleurement où cette formation est la mieux observable. La présence de nombreux *Diceras*, de Nérinées et de coraux remaniés sont les critères principaux de reconnaissance de cette formation. Le faciès est le plus souvent grossier à ooïdes, oncoïdes et pisoïdes. Toutefois, les dépôts peuvent localement présenter un faciès crayeux à texture mudstone ou un faciès grainstone oolithique fin et bien trié. La faune est représentée par des *Diceras*, des nérinées (Levasseur, 1935), des lamellibranches (Heinze, 1991), des échinodermes, des chaetétidés, des coraux remaniés, de rares ammonites et dents de reptiles (cf. tableau, annexe 1). Localement, des bioconstructions d'extension verticale métrique à chaetétidés, coraux branchus et encroûtement microbien développé apparaissent intercalées au sein de la formation (Carpentier *et al.*, 2004).

L'épaisseur de l'Oolithe de Saint-Mihiel n'a pu être appréhendée que dans la carrière de Dompcevrin où elle atteint au moins 37 mètres. La découverte récente d'une ammonite du genre *Subdiscosphinctes* (*Aureimontanites*) sp. dans cette même carrière a permis de dater la formation de la zone à Transversarium, sous-zone à Schilli (détermination R. Enay).

2.4.6.g Calcaires de Dainville Maubeuge (1974)

Synonymie :

- Calcaires en plaquettes *pars* (Bresson *et al.*, 1969; Marchand et Menot, 1980; Vincent, 2001)
- Calcaires de Dainville (Maubeuge, 1970, 1974)
- Unité 11 *pars* + unité 13 de Humbert (1971)

Les caractéristiques principales de cette formation sont la présence de gravelles roses, de niveaux argileux sombres et/ou de niveaux de calcaires mudstones gris à l'intérieur des calcaires blancs. Les Calcaires de Dainville constituent les derniers dépôts carbonatés de l'Oxfordien moyen précédant la mise en place des marnes de l'Oxfordien supérieur. Les faciès sont variés et oscillent entre des wackestones à gravelles roses et oncoïdes et des grainstones oolithiques et oncolithiques. La faune est relativement diversifiée avec des lamellibranches, des échinodermes, des serpules, des ostracodes, des gastéropodes et du corail remanié et parfois oncolithisé.

La base de la formation coïncide suivant les localités avec l'augmentation importante ou l'apparition des gravelles roses microbiennes au sein des dépôts. Le sommet de la formation est marqué par une ou plusieurs surfaces ferruginisées, taraudées, encroûtées et perforées reconnues à l'échelle régionale (Maubeuge, 1962, 1965; Bresson *et al.*, 1969; Maubeuge, 1969b; Maubeuge, 1969a, 1970; Humbert, 1971; Maubeuge, 1974, 1976; Hilly et Haguenaer, 1979; Enay et Boullier, 1981; Ardaens *et al.*, 1983; Gabilly *et al.*, 1985; Vincent, 2001). Différents auteurs ont proposé le nom de Calcaires argilo-sableux à Trigonies pour les dépôts oolithiques renfermant des grains de quartz et parfois des polypiers compris entre ces deux surfaces dans le secteur de Verdun (Goguel, 1967; Maubeuge, 1969a; Marchand et Menot, 1980).

Ces calcaires jusqu'alors individualisés uniquement dans le secteur de Dainville (Maubeuge, 1974), présentent des variations d'épaisseur importantes. En effet, la puissance de la formation varie entre 12 mètres à Maxey et 24 mètres dans le forage EST 204.

Suite aux datations par encadrement effectuées dans la carrière de Void, Enay et Boullier (1981) proposent de placer les Calcaires de Dainville au sommet de la zone à Transversarium

2.4.6.h Oolithe de Doulaincourt

Synonymie :

- Oolithe de Doulaincourt (Stchépinsky, 1965, 1967; Marchand et Menot, 1980; Hibschi *et al.*, 2001; Vincent, 2001)
- Oolithe à *Diceras* (Maubeuge, 1974)
- Doulaincourt (Oolithe de) (Mégny, 1980b)

L'Oolithe de Doulaincourt correspond à l'équivalent latéral des Calcaires de Dainville et des Calcaires crayeux de Maxey dans les environs de la Vallée de la Marne. La base de la formation pourrait éventuellement passer latéralement aux Calcaires coralliens d'Euville, mais malheureusement cette relation n'a pu être observée sur le terrain. Cette formation présente une texture grainstone et/ou rudstone à pisolites. De rares niveaux à texture wackstone peuvent s'y intercaler. Les grains constitutifs de la roche regroupent des oolites, des oncolites, des pisolites et des extraclastes. La faune y est diversifiée et comprend des *Diceras*, des Chaetétidés, des nérinées souvent oncolithisées, des lamellibranches et des coraux remaniés ou en place fortement bioérodés.

L'épaisseur de la formation est délicate à établir car l'ensemble de la formation n'est pas visible en continu sur le terrain. Toutefois la puissance visible de l'Oolithe de Doulaincourt à Roches-Bettaincourt est de 25 mètres.

Par corrélation avec les Calcaires de Dainville, l'Oolithe de Doulaincourt peut être placée dans la zone à Transversarium.

2.5 Calcaires argileux et Marnes de Bouix Loreau et Thierry (1975)

Synonymie :

- Unité 16 pars de Humbert (1971)
- Bouix (Calcaires argileux et Marnes de) (Mégny, 1980b)
- Calcaires argileux et Marnes de Bouix (Menot, 1980b)

- Calcaires hydrauliques (Vincent, 2001)

Ces calcaires sont rarement visibles à l'affleurement. Ils apparaissent à Vouécourt et à l'ouest de la vallée de la Marne et se développent en direction du sud-ouest en allant vers la Bourgogne (Stchépinsky, 1967; Loreau et Thierry, 1975). Cette formation constitue l'équivalent latéral en environnement de bassin de l'Oolithe de Doulaincourt et des Calcaires coralliens d'Euville. Le faciès correspond à un calcaire gris à bancs séparés par de fins interbancs argileux. La texture des calcaires est mudstone pouvant localement passer à un micrograinstone (Loreau et Thierry, 1975). La faune y est peu diversifiée et comprend des lamellibranches, des crinoïdes et des ammonites.

L'épaisseur des Calcaires marneux de Bouix donnée par Loreau et Thierry (1975) varie entre 60 et 80 mètres. Sans pouvoir en placer clairement la limite inférieure et supérieure, à Vouécourt cette formation présente une épaisseur d'environ 50 mètres.

Sur la carte des Riceys, les ammonites ont permis à Loreau et Thierry (1975) de dater les Calcaires marneux de Bouix du sommet de la zone à Transversarium. Toutefois, Mégnien *et al.* (1970) ainsi que Menot (1980b) placent le sommet de la formation dans la base de la zone à Bifurcatus.

2.6 Calcaires à Astartes inférieurs Maubeuge (1974)

Synonymie :

- Calcaire à Astartes pars (Maubeuge, 1970)
- Unité 14 de Humbert (1971)
- Calcaires à Astartes inférieurs (Maubeuge, 1974)

Le terme Calcaires à Astartes inférieurs introduit par Maubeuge (1974) désigne l'ensemble des faciès calcaires sublithographiques qui marquent la base de l'Oxfordien supérieur (ancien Séquanien des auteurs lorrains) dans le secteur de Neufchâteau. Dans le nord de la Lorraine, ces calcaires s'intercalent avec des niveaux argileux anciennement décrits sous l'appellation Argiles à Ostrea. Cependant, il apparaît que les Calcaires à Astartes inférieurs et les Argiles à Ostrea peuvent être subdivisés en plusieurs membres. Cette solution est plus respectueuse des évolutions latérales et verticales de faciès visibles à l'échelle de la Lorraine. Ces membres sont décrits ci-dessous.

2.6.1 Marnes silteuses de Maxey

Nouveau membre

Synonymie :

- Argiles à *Ostrea deltoidea* et *Ostrea subdeltoidea* pars (Maubeuge, 1969a)
- Unité 14 de Humbert pars (1971)
- Calcaires à Astartes inférieurs pars (Maubeuge, 1974)
- Argiles à *Ostrea deltoidea* pars (Maubeuge, 1976)
- Huîtres (Argiles à) pars (Mégnien, 1980b)
- Marnes à *Cidaris* pars (Ardaens *et al.*, 1983)
- Marnes à Huîtres pars (Vincent, 2001)

Ce terme désigne les premières marnes silteuses qui apparaissent au dessus des calcaires blancs de l'Oxfordien moyen. Ces marnes sont parfois entrecoupées par des niveaux calcaires lumachelliques riches en grains de quartz. A Pagny-sur-Meuse, Il existe une intercalation de galets calcaires perforés surmontant un banc à lumachelle. Les lavages effectués dans ces marnes ont fourni des spicules de spongiaires siliceux. Les macrodébris végétaux y sont communs et sont associés à des radioles d'échinodermes, des huîtres, des spirillines, des ostracodes, des dents de sélaciens, des ossicules d'ophiurides, des sclérites d'holothurides et des coprolithes. Des agrégats de pyrite framboïdale sont également présents.

Les Marnes silteuses de Maxey présentent des variations d'épaisseur importantes. En effet, la formation est inexistante dans les environs de la Vallée de la Marne au lieu dit « Val de l'Ajoux » alors que son épaisseur est de 7 mètres dans la carrière de Maxey-sur-Vaise. Ces marnes n'affleurent pas en carrière au nord de Verdun mais elles ont pu être décrites en forage.

La formation n'a pas pu être datée directement. Néanmoins, Enay et Boullier (1981) placent la base des Marnes à *Ostrea* dans la base de la zone à *Bifurcatus*.

2.6.2 Oolithe de Dugny

Nouveau membre

Synonymie :

- Argiles à *Ostrea deltoidea* et *Ostrea subdeltoidea pars* (Maubeuge, 1969a)
- Unité 14 de Humbert *pars* (1971)
- Calcaires à *Astartes inférieurs pars* (Maubeuge, 1974)
- Argiles à *Ostrea deltoidea pars* (Maubeuge, 1976)
- Huîtres (Argiles à) *pars* (Mégny, 1980b)
- Marnes à *Cidaris pars* (Ardaens *et al.*, 1983)
- Marnes à Huîtres *pars* (Vincent, 2001)

Ce terme désigne les premiers faciès oolithiques et/ou silteux au sommet des Marnes silteuses de Maxey. Les ooïdes sombres et les extraclastes constituent la majorité des allochems et sont reliés par un ciment sparitique (texture grainstone). Les autres grains sont représentés par des peloïdes, des agrégats épars et des grains de quartz concentrés majoritairement dans les extraclastes. Localement ces grains de quartz peuvent prendre une proportion importante donnant à la roche un faciès de calcaire silteux. La faune comprend des huîtres, des miliolles, des lenticulines, des débris coralliens, des brachiopodes, des gastéropodes (dans les extraclastes) et des spicules de spongiaires siliceux.

Son épaisseur varie entre 0 et 10 m. Cette formation n'a pas été différenciée précédemment et elle n'est pas datée directement. Cependant, l'attribution de la zone à *Bifurcatus* pour les premières marnes de l'Oxfordien argileux par Enay et Boullier (1981) ainsi que la découverte récente d'une ammonite de la zone à *Bifurcatus* dans les Calcaires à polypiers de Pagny (cf. § IV 6.4) surmontant l'Oolithe de Dugny permet de placer ces derniers dans cette même zone.

2.6.3 Calcaires à polyptiers de Pagny

Nouveau membre

Synonymie :

- Argiles à *Ostrea deltoidea* et *Ostrea subdeltoidea pars* (Maubeuge, 1969a)
- Unité 14 de Humbert *pars* (1971)
- Calcaires à *Astartes* inférieurs *pars* (Maubeuge, 1974)
- Argiles à *Ostrea deltoidea pars* (Maubeuge, 1976)
- Huîtres (Argiles à) *pars* (Mégnyen, 1980b)
- Marnes à *Cidaris pars* (Ardaens *et al.*, 1983)
- Marnes à Huîtres *pars* (Vincent, 2001)

Les Calcaires à polyptiers de Pagny sont caractérisés par des calcaires gris intercalés avec des marnes sombres. Les calcaires sont constitués d'une alternance de niveaux fins à texture wackstone et de niveaux bioclastiques lumachelliques à texture packstone à grainstone. Les bioclastes sont souvent associés à des péloïdes. Il est à noter que les calcaires peuvent localement évoluer vers des mudstones faiblement bioclastiques dépourvus de bioconstructions. Les grains de quartz sont communs à l'intérieur de cette formation. Latéralement et localement, les calcaires passent à des patchs récifaux coralliens et/ou à bivalves. Les coraux sont représentés par des formes massives, lamellaires et branchues. A l'intérieur des marnes alternant avec les calcaires à polyptiers peuvent apparaître des petits biohermes à huîtres. La faune associée aux polyptiers regroupe des foraminifères benthiques agglutinants, des serpules, des spicules de spongiaires siliceux, des pectinidés, des gastéropodes, de rares ammonites, des brachiopodes, des ostracodes, des articles de crinoïdes et des radioles d'échinides

L'épaisseur du membre varie entre 3 et 10. La découverte récente de deux ammonites, l'une dans la partie inférieure et l'autre dans la partie supérieure du membre (cf. coupe de Pagny) ont permis de dater celui-ci. La première, déterminée par R. Enay, correspond à l'espèce *Perisphinctes (Dichotomoceras) bifurcatoïdes* et indique la zone à *Bifurcatus*. La seconde quant à elle, également déterminée par R. Enay, correspond à l'espèce *Perisphinctes (Perisphinctes) hallatus* et indique la zone à *Bimammatum*. Par conséquent les Calcaires à Polyptiers sont à cheval sur la zone à *Bifurcatus* et la zone à *Bimammatum*.

2.6.4 Oolithe de Saucourt De Lorient *et al.* (1872)

Synonymie :

- Oolithe de Saucourt (Stchépinsky, 1965)
- Saucourt (Oolithe de) (Mégnyen, 1980b)

Cette dénomination, qui jusqu'à présent n'avait qu'une valeur locale, regroupe l'ensemble des faciès oolithiques intercalés entre les différents faciès marneux de la base de l'Oxfordien supérieur présents dans le secteur de la Vallée de la Marne. Elle est ici érigée au rang de formation, ses faciès oolithiques pouvant être subdivisés en trois membres latéralement continus sur une grande partie de la plate-forme.

2.6.4.a Oolithe de Saucourt inférieure

Nouveau membre

Synonymie :

- Oolithe de Saucourt *pars* (De-Loriol *et al.*, 1872; Stchépinsky, 1965)
- Saucourt (Oolithe de) *pars* (Mégnyen, 1980b)

Ce terme désigne les premiers faciès oolithiques et oncolithiques qui surmontent les Calcaires à polypiers de Pagny. Dans le secteur de Saucourt et de Roches-Bettaincourt cette formation présente des faciès variés tels que :

- une oosparite (parfois micrograinstone), à ooïdes blanches ou sombres bien triées
- des calcaires crayeux à texture grainstone et/ou rudstone, à ooïdes, oncoïdes, pisoïdes et gravelles roses (proche du faciès de l'oolithe de Doulaincourt)
- des calcaires crayeux à texture wackestone, pauvres en faune
- une calcarénite riche en tests de lamellibranches

La faune est relativement diversifiée et comprend des coraux remaniés, des nérinées, des radioles d'échinides, des bivalves et des foraminifères benthiques agglutinants.

L'absence d'ammonites ne permet pas de donner directement un âge à ce membre. Néanmoins, par encadrement il est possible de le placer dans la zone à *Bimammatum*.

2.6.4.b Oolithe de Saucourt moyenne et Marnes à huîtres de Pagny

Nouveaux membres

Synonymie :

- Oolithe de Saucourt *pars* (De-Loriol *et al.*, 1872; Stchépinsky, 1965)
- Argiles à *Ostrea deltoidea* et *Ostrea subdeltoidea* *pars* (Maubeuge, 1969a)
- Unité 14 de Humbert *pars* (1971)
- Calcaires à *Astartes inférieurs* *pars* (Maubeuge, 1974)
- Argiles à *Ostrea deltoidea* *pars* (Maubeuge, 1976)
- Saucourt (Oolithe de) *pars* (Mégnyen, 1980b)
- Huîtres (Argiles à) *pars* (Mégnyen, 1980b)
- Marnes à *Cidaris* *pars* (Ardaens *et al.*, 1983)
- Marnes à Huîtres *pars* (Vincent, 2001)

L'Oolithe de Saucourt moyenne désigne les faciès calcaires plus ou moins argileux qui surmontent la partie inférieure de l'Oolithe de Saucourt dans le secteur de la vallée de la Marne. La faune y est peu diversifiée.

Latéralement en direction du nord, les faciès deviennent marneux. Ce sont les Marnes à huîtres de Pagny qui apparaissent dans la carrière de Saint-Germain, de Pagny-sur-Meuse et au niveau de la tranchée TGV à Woimbey. Ces marnes sombres légèrement silteuses sont parcourues par des bancs calcaires plus ou moins lumachelliques riches en coquilles d'huîtres. Les lavages effectués ont fourni des coprolithes, des spirillines, des serpules, des astartes, des huîtres, des gastéropodes, des brachiopodes, des ostracodes, des sclérites

d'holothurides, des articles d'ophiurides, des radioles d'oursins, des dents de sélaciens et des débris végétaux.

L'épaisseur de l'Oolithe de Saucourt moyenne varie entre 4 et 8 m. A l'affleurement, les Marnes à huîtres ont une épaisseur fluctuant entre 2,5 mètres et 7 mètres.

Tout comme l'Oolithe de Saucourt inférieure, l'Oolithe de Saucourt moyenne ainsi que les Marnes à huîtres peuvent être placées par encadrement dans la zone à Bimammatum.

2.6.4.c Oolithe de Saucourt supérieure

Nouveau membre

Synonymie :

- Oolithe de Saucourt *pars* (De-Loriol *et al.*, 1872; Stchépinsky, 1965)
- Saucourt (Oolithe de) *pars* (Mégnyien, 1980b)

L'Oolithe de Saucourt supérieure correspond à la récurrence oolithique et oncolithique qui surmonte l'Oolithe de Saucourt moyenne et les Marnes à huîtres. La caractéristique principale de cette formation est la présence de nombreux oncoïdes et de pisoïdes de grande taille. Le faciès varie entre :

-un grainstone à rudstone avec de rares intercalations à texture wackestone. Au sein de ce faciès, les coraux remaniés sont communs et sont associés à des *Diceras*, des nérinées, des solénopores, des radioles d'oursins, des huîtres, des serpules coloniales et des lamellibranches indifférenciés.

-un wackestone/packstone à oncoïdes à nubéculaires. Au sein de ce faciès, Il existe des patchs coralliens dispersés et composés par des formes majoritairement branchues ou massives. La faune est abondante et diversifiée. Elle regroupe des brachiopodes, des pectinidés, des radioles d'échinides, des *Pholadomya*, des serpules, des articles de crinoïdes, des ammonites et des nautilus.

L'épaisseur de la formation varie entre 25 et 2,5 m. La découverte d'une ammonite de l'espèce *Orthosphinctes (Lithacosphinctes) decipiens-dewari* dans la carrière de Pagny-sur-Meuse a permis de dater la formation de la zone à Bimammatum (détermination R. Enay).

2.6.5 Calcaires à serpules et Marnes à serpules

Nouveaux membres

Synonymie :

- Argiles à *Ostrea deltoidea* et *Ostrea subdeltoidea pars* (Maubeuge, 1969a)
- Unité 14 de Humbert *pars* (1971)
- Calcaires à Astartes inférieurs *pars* (Maubeuge, 1974)
- Argiles à *Ostrea deltoidea pars* (Maubeuge, 1976)
- Huîtres (Argiles à) *pars* (Mégnyien, 1980b)
- Marnes à *Cidaris pars* (Ardaens *et al.*, 1983)
- Marnes à Huîtres *pars* (Vincent, 2001)

Les Calcaires à serpules sont représentés par des calcaires gris sublithographiques localement riches en « bouquets » de serpules coloniales. Ces calcaires sont visibles à Vouécourt, à Gudmont-Villers (en bordure de la N67), le long de l'échangeur de Vignory et au niveau du tunnel ferroviaire de Froncles. La texture varie entre un mudstone gris quasiment azoïque et un packstone bioclastique. Dans la partie inférieure du membre, des intercalations (épaisseur maximum de 1 mètre) ou des joints argileux peuvent apparaître entre les bancs calcaires. La faune associée aux faciès à texture packstone comprend des rhynchonelles, des serpules coloniales, des huîtres et de rares ammonites.

Les Marnes à serpules correspondent à l'équivalent latéral septentrional des Calcaires à serpules. Ces marnes sombres sont observables en carrière à Pagny-sur-Meuse et à Saint-Germain. Elles sont entrecoupées par des niveaux calcaires lumachelliques à texture packstone riches en coquilles d'huîtres. La faune est dominée par les serpules et les huîtres.

L'épaisseur de la formation varie entre 10 et 20 m. La seule ammonite découverte dans les Calcaires à serpules au cours de cette étude n'a pu être déterminée du fait de son mauvais état de préservation et, par conséquent, n'a pu apporter d'informations supplémentaires concernant l'âge de la formation. Cette formation constitue le sommet des Calcaires à astartes inférieurs au sens de Maubeuge (1974) ou calcaires sublithographiques au sens de Marchand et Menot (1980). Ces deux derniers placent le sommet des calcaires à cheval entre la zone à *Bimammatum* et la zone à *Planula* sans toutefois fournir d'objets précis de datation.

2.7 *Oolithe de Lamothe* De Loriol *et al.* (1872)

Synonymie

- Oolithe de Lamothe (Maubeuge, 1962, 1965; Stchépinsky, 1965, 1967; Hibsich *et al.*, 2001; Vincent, 2001)
- Oolithe de La Mothe (Bresson *et al.*, 1969; Maubeuge, 1970; Hilly et Haguenaer, 1979)
- Lamothe (Oolithe de) (Mégrien, 1980b)

Cette formation est représentée par des calcaires oolithiques et oncolithiques qui surmontent les faciès argileux et/ou calcaires des Calcaires à astartes inférieurs et des Argiles à *Ostrea sensu lato*. Dans la vallée de la Marne, ces calcaires présentent une texture packstone à grainstone et les stratifications entrecroisées sont caractéristiques de la formation. La faune identifiée dans cette formation regroupe des coraux remaniés, des gastéropodes, des brachiopodes, des lamellibranches et des radioles d'échinides (cf. tableau, annexe 1).

En direction du nord-est le faciès devient plus boueux et l'équivalent latéral des grainstones de la vallée de la Marne correspond à un packstone oncolithique (carrière de Void).

L'épaisseur relativement constante de la formation est de l'ordre de 8 à 10 m. Cette formation n'a pu être datée directement et son âge reste délicat à établir. Elle peut être placée entre la zone à *Bimammatum* et la zone à *Planula*. Toutefois, Marchand et Menot (1980) la situent dans la zone à *Planula*.

2.8 *Calcaires crayeux de Gudmont*

Nouvelle formation

- Séquanien supérieur *pars* (Stchépinsky, 1967)
- Calcaires à Astartes supérieurs *pars* (Maubeuge, 1974)

- Calcaires à Astartes *pars* (Marchand et Menot, 1980)

Jusqu'à présent ces calcaires n'ont pas été différenciés des calcaires argileux gris ou beiges qui constituent les Calcaires à Astartes *sensu stricto*. Toutefois, ces calcaires présentent des caractéristiques différentes des calcaires gris sublithographiques fini-oxfordiens. En effet, les Calcaires crayeux de Gudmont sont représentés par des faciès variés tels que :

- des wackstones blancs à coraux branchus ou massifs stromatoporoides, à rares oncoïdes et à *Cladocoropsis mirabilis*
- des packstones/grainstones oolithiques
- des mudstones à gravelles roses et bird-eyes.

La faune est assez diversifiée et comprend, des brachiopodes, des gastéropodes, des radioles d'oursins, des spongiaires et des lamellibranches (cf. tableau, annexe 1).

L'épaisseur de la formation varie entre 7 et 17 m. La formation n'a pu être datée par ammonites. Toutefois, la présence de brachiopodes des espèces *Terebratula subsella* et *Terebratula suprajurensis* (déterminées par A. Boullier) fournit un âge entre la zone à Planula et la zone à Cymodoce de la base du Kimmeridgien.

2.9 Calcaires à Astartes Leymerie (1846)

Synonymie :

- Séquanien supérieur *pars* (Stchépinsky, 1965)
- Calcaires à astartes supérieurs *pars* (Maubeuge, 1974)
- Calcaires dits à astartes (Loreau et Thierry, 1975)
- Calcaires à astartes (Marchand et Menot, 1980; Vincent *et al.*, 2000)

Ce terme a souvent été utilisé pour désigner l'ensemble des faciès gris/beiges sublithographiques de l'Oxfordien supérieur (Maubeuge, 1965, 1969a, 1970, 1976). En réalité, suite à la présente étude, il semble plus raisonnable d'attribuer ce terme aux seuls faciès gris sublithographiques du sommet de l'Oxfordien et/ou de la base du Kimmeridgien comme cela est le cas pour les faciès de Bourgogne septentrionale (Loreau et Thierry, 1975; Menot, 1980b; Bernard, 1988) et comme De-Loriot *et al.* l'avaient proposé pour les faciès de Haute-Marne dès 1872.

Le terme Calcaires à Astartes désigne donc des calcaires à texture mudstone et à interbanes argileux qui surmontent les Calcaires crayeux de Gudmont dans le secteur de la vallée de la Marne. La base de la formation peut présenter des faciès oolithiques intercalés avec de fins niveaux de calcaire mudstone gris. Il existe localement des passées plus grossières bioclastiques ou constituées de galets remaniés. La partie supérieure de la formation présente des bioturbations abondantes, de nombreuses lamines bioclastiques fines ainsi que plusieurs surfaces perforées (Bresson *et al.*, 1969; Hantzpergue, 1985). Le toit des Calcaires à Astartes est marqué par un niveau glauconieux reconnu à l'échelle régionale et marquant la base des Calcaires rocaillieux à Ptérocoères. En direction du nord, les intercalations argileuses deviennent plus importantes au détriment des bancs carbonatés.

La faune est abondante à la base de la formation et renferme des coraux remaniés, des radioles d'oursins, des lamellibranches et des terriers du genre *Thalassinoides*.

L'épaisseur de la formation est relativement constante oscillant entre 13 et 16 m. En

Lorraine, les Calcaires à Astartes n'ont pas fourni d'ammonites permettant de les dater précisément. Toutefois, en Bourgogne ces Calcaires sont datés de la base du Kimméridgien inférieur (Loreau et Thierry, 1975; Menot, 1980b; Bernard, 1988).

Chapitre III

III Méthode

1 Introduction

La compréhension de l'évolution spatio-temporelle d'une plate-forme carbonatée à l'affleurement, comme d'ailleurs tout autre environnement sédimentaire, passe par plusieurs étapes, l'objectif final étant de comprendre ou éventuellement de quantifier les processus responsables de l'évolution des géométries de dépôt. La sédimentologie de faciès constitue la base nécessaire à une telle étude. En effet, c'est en analysant correctement les faciès et par conséquent en déterminant les environnements de dépôts qu'une reconstitution sédimentologique spatiale et temporelle est possible. Une telle approche nécessite l'étude de la texture, de la faune et la flore, des grains constitutifs de la roche et des structures sédimentaires à l'échelle du banc ou de l'ensemble de bancs. Ceci implique de travailler à différentes échelles allant de la lame-mince ou du résidu de lavage, à la section de roche polie, à l'affleurement et enfin à l'ensemble de la région étudiée.

Il est important d'avoir à l'esprit que les faciès et les environnements de dépôt ne donnent pas systématiquement des indications bathymétriques. En effet, sur une plate-forme à faible gradient topographique (type Bahamas) les faciès sédimentaires reflètent souvent d'avantage des conditions hydrodynamiques que des gradients de profondeurs (Hine *et al.*, 1981; Chevillon et Clavier, 1988; Colby et Boardman, 1989). Néanmoins, dans une telle configuration, l'évolution verticale des environnements de dépôt permet d'appréhender les migrations de ceintures de faciès en relation avec l'ouverture ou le confinement du milieu.

Hormis l'interprétation des faciès sédimentaires, l'identification des surfaces remarquables revêt un intérêt primordial. Le diagnostic du contexte de formation d'une surface grâce aux caractéristiques qui lui sont associées (morphologie, diagenèse, encroûtement, bioturbation, perforation, etc.) permet de l'expliquer en terme de dynamique sédimentaire (transgression, chute du niveau marin relatif, émergence, ravinement de tempête, arrêt de sédimentation, etc.) (Clari *et al.*, 1995; Durllet, 1996; Hillgärtner, 1998).

L'étape suivante consiste en l'étude des enchaînements verticaux de faciès. Cette étude a pour but l'identification des cycles sédimentaires et les corrélations des coupes de proche en proche. Dans les environnements de plate-formes carbonatées peu profondes comme la plate-forme oxfordienne de Lorraine, la rareté des ammonites implique un contrôle biostratigraphique faible. C'est pourquoi, dans de telles conditions, la corrélation des cycles de dépôt de proche en proche constitue la démarche la plus fiable et la plus objective. Ces corrélations permettent de reconstruire les géométries sédimentaires, de mettre en évidence des lacunes de sédimentation associées à des surfaces remarquables et de caractériser l'extension des différents cycles qui peut être locale ou au contraire régionale. A terme, une telle démarche couplée à une étude palynologique, une étude sur les argiles et une étude géochimique des isotopes de l'oxygène et du carbone permet de discriminer la part respective des phénomènes tels que l'eustatisme, la tectonique et le climat sur l'organisation des géométries sédimentaires.

Enfin, la construction de modèles de faciès pour des intervalles de temps précis découle de l'étude globale de la plate-forme et des corrélations qui en sont issues. Néanmoins, les étapes décrites précédemment s'effectuent rarement de façon linéaire et une démarche rétroactive

est souvent nécessaire nécessitant des aller-retours permanents entre les différentes échelles de travail.

2 Sédimentologie de faciès

2.1 Nature du sédiment

Les sédiments rencontrés dans l'Oxfordien de Lorraine regroupent des calcaires, des marnes et des argilites silteuses. Au sein des marnes et argilites, les critères de texture ne s'appliquent pas. Toutefois, la lithologie même du sédiment apporte un certain nombre d'informations surtout dans un environnement carbonaté. En effet, la particularité des systèmes carbonatés réside dans la nature surtout biogène thalassogène de la production sédimentaire (Wilson, 1975). L'usine à carbonates est contrôlée par de nombreux paramètres environnementaux tels que principalement la luminosité, la turbidité, la quantité de nutriments présents dans les eaux marines, la température, la salinité des eaux, l'hydrodynamisme (Lees, 1975; Wilson, 1975; Flügel, 1982; Tucker et Wright, 1990; Wright et Burchette, 1996). Par conséquent les fluctuations de ces paramètres sont à même de faire varier la production carbonatée de façon considérable (Hallock et Schlager, 1986; Homewood, 1996; Wilmsen, 2000). Une trop forte turbidité des eaux souvent liée à une quantité trop importante de nutriments disponibles dans le milieu est préjudiciable aux organismes lumino-dépendants (Hallock et Schlager, 1986). De même, une température des eaux au dessus de 36° et en dessous de 13° est néfaste aux coraux récifaux (considérés comme de grands producteurs de carbonates détritiques), la température optimum se situant entre 19 et 25°. Enfin les organismes filtreurs passifs suspensivores sont dépendants de l'hydrodynamisme du milieu.

Les causes de tels changements peuvent être soit de nature allocyclique (tectonique, climatique ou eustatique)(Schlager *et al.*, 1994; Dromart *et al.*, 1996; Oyarzun *et al.*, 1999; Worden *et al.*, 2000), ou simplement être liées à des phénomènes autocycliques propres au système de dépôt comme par exemple la divagation des distributaires fluviatiles sources de silicoclastiques. Quoi qu'il en soit la nature pétrographique même du sédiment renseigne sur l'environnement de dépôt dans lequel il s'est mis en place.

2.2 Granulométrie et texture

Dans la plupart des cas, ces caractéristiques sont à mettre directement en relation avec les conditions hydrodynamiques du milieu. En effet, la taille des grains constitutifs de la roche varie en fonction de l'énergie présente au moment du dépôt. Les sédiments grossiers sont susceptibles d'indiquer des conditions de dépôt de haute énergie. Toutefois, il n'existe pas de corrélation linéaire systématique entre la taille des grains et l'hydrodynamisme. En effet, certains grains d'origine biogène tels que les oncoïdes ou les bioclastes peuvent atteindre une taille qui ne reflète pas forcément l'hydrodynamisme du milieu (Purser, 1980; Dahanayake, 1983). De plus, il est important de déterminer si les allochems ont été sédimentés dans leur environnement de formation ou s'ils sont allochtones ayant été importés par action biologique (bioturbation) ou physique (e.g. tempêtes). Par conséquent, la granulométrie doit être considérée conjointement avec la texture, le tri du sédiment et la densité des allochems.

Dans ce mémoire, la classification des roches sédimentaires de Dunham (1962) et la classification de Folk (1959) sont utilisées conjointement. La texture (*sensu* Dunham) reflète les conditions de lessivage du sédiment et donc l'hydrodynamisme au moment de son dépôt et de sa lithification. Toutefois, sous certaines surfaces, la porosité inter-granulaire peut être

comblée par une matrice tardive bien après la cimentation du sédiment (Durlot, 1996). Dans ce cas précis, la texture finale ne transcrit pas les conditions hydrodynamiques lors du dépôt. Ainsi, il est important de bien définir les chronologies diagenétiques ayant abouti à l'état final de la roche.

2.3 Éléments figurés squelettiques

Avant de s'attarder sur les organismes eux mêmes, il est à noter que la diversité biologique rencontrée dans un sédiment renseigne souvent sur les conditions écologiques qui régnaient sur le fond au moment du dépôt. En effet, dans un environnement extrême (e.g. lagon sursalé), seuls les organismes adaptés peuvent survivre limitant par conséquent la diversité biologique. De même, certains faciès fins (calcaires mudstone, argiles, marnes) peuvent ne pas présenter de structures sédimentaires ou de grains non squelettiques identifiables à la loupe ou au microscope optique. Dans de tels cas c'est la diversité et l'abondance du contenu faunistique qui fournissent des renseignements sur l'environnement de dépôt.

2.3.1 Algues rouges (rhodophytes)

Dans les dépôts oxfordiens de Lorraine, la grande majorité des algues rouges qui ont pu être observées sont des *Solenopora jurassica* et sont associées à des environnements récifaux ou de shoal oolithique (fig.1, pl.1). Associées aux bioconstructions coralliennes, ces formes encroûtantes ont probablement joué un rôle mineur dans la consolidation des récifs. En outre, leur présence dans les environnements de shoal oolithique implique des phases de lithification précoce du substrat ayant permis leur installation. En revanche elles ont été rarement observées dans les environnements de lagon protégé peu profond. Cette absence peut s'expliquer par la nature meuble du sédiment peu propice à l'installation de ces organismes encroûtants (Milliman, 1974; Flügel, 1977).

2.3.2 Les algues bleues-vertes (cyanophytes)

Les cyanobactéries identifiées par Vincent (2001) dans l'Oxfordien de Lorraine et observées dans cette étude regroupent *Bacinella irregularis* (fig.2, pl.1), *Cayeuxia* (fig.3, pl.1) et *Girvanella*. Ce sont des organismes unicellulaires phototrophes pouvant vivre isolés ou constituer des chapelets ou des filaments. Elles forment parfois des tapis algaires stromatolithiques lorsqu'elles sont fixées sur le fond (cf. § 2.6.1.a). Par ailleurs, elles apparaissent dans le cortex des oncoïdes lorsqu'elles encroûtent un grain mobile (cf. § 2.4.3).

Hormis quelques bactéries, ces organismes sont majoritairement photodépendants et se rencontrent par conséquent dans les environnements peu profonds dans la zone photique.

2.3.3 Foraminifères

Les foraminifères benthiques rencontrés dans l'Oxfordien de Lorraine sont variés et regroupent des spécimens à test agglutinant dont le genre n'a pas été déterminé (fig.4, pl.1), des spécimens à test porcelané des genres *Miliolina* (fig.5, pl.1), *Tubiphytes* et *Lenticulina*, des *nubéculaires*, des spécimens à test hyalin des genres *Nautiloculina* et *Spirillina* et enfin des foraminifères encroûtants tels que *Lithocodium* (fig.6, pl.1) et *Troglotella*. En revanche, aucun foraminifère planctonique n'a été observé.

Lithocodium est interprété comme vivant dans des environnements peu profonds et à faible turbidité (Schmid & Leinfelder, 1996; Dupraz, 1999). En Lorraine comme dans l'Oxfordien de Suisse (Dupraz, 1999), ce foraminifère est souvent associé à *Bacinella* et à *Troglotella*. En

revanche, *Tubiphytes* semblerait indiquer des environnements confinés et sciaphiles (Dupraz, 1999). Enfin, les miliolles ont souvent été décrites dans des environnements lagunaires peu profonds éventuellement confinés (Kauffman et Johnson, 1988; Saller *et al.*, 1993; Saïdi *et al.*, 1997).

2.3.4 Annélides

Les serpulidae et les terebellidae sont les seules annélides qui ont pu être observées dans l'Oxfordien de Lorraine. En fonction de leur section transversale, plusieurs sous-genres de serpules ont pu être identifiés dont *Cycloserpula*, *Tetraserpula* et *Dorsoserpula* (fig.7, pl.1). Il a été proposé que l'abondance de serpules caractérise un environnement mésotrophe à faible taux de sédimentation (Dupraz, 1999).

Des annélides du genre *Terebella*, souvent associées aux encroûtements microbiens, ont été découvertes dans l'Oxfordien de Lorraine. D'après Dupraz (1999) ce genre indique également des conditions environnementales mésotrophiques et dysoxiques.

2.3.5 Bryozoaires

Les bryozoaires sont dans certains cas associés à des serpules au sein de bioconstructions thrombolithiques (Moissette *et al.*, 2002). Seul le genre *Plagioecia* a pu être déterminé (fig.8, pl.1) dans l'Oxfordien de Lorraine. Ce genre représenté dans les dépôts de l'Oxfordien supérieur a été largement reconnu dans les dépôts de l'Oxfordien moyen et supérieur du Jura méridional par Walter (1969). Dupraz (1999) a décrit des proliférations d'encroûtements par les bryozoaires et les serpules dans les environnements mésotrophes à fortement mésotrophes.

2.3.6 Spongiaires

En Lorraine, à défaut de trouver l'organisme entier ce sont souvent les spicules qui ont pu être observés en lames minces ou dans les résidus de lavages. Toutefois à Senonville des éponges siliceuses entières apparaissent au sein des Calcaires coralliens de la Mésangère (fig.4, pl.2). Les spicules siliceux réniformes (*Geodidae*) ou triaxones sont essentiellement associées aux faciès argileux de l'Oxfordien inférieur et supérieur (fig.1, pl.2) et au sommet des calcaires de l'Oxfordien moyen (fig.2, pl.2). Les éponges calcaires, quant à elles, ont été trouvées dans les dépôts carbonatés de l'Oxfordien moyen et du sommet de l'Oxfordien supérieur. Ces dernières comprennent des stromatoporoïdes, notamment des chaetétidés et des éponges du genre *Cladocoropsis*.

Si les éponges calcaires sont considérées comme plus diversifiées et plus abondantes dans les environnements peu profonds (Werner *et al.*, 1994), comme dans l'Oxfordien de Lorraine où les chaetetidae ont souvent été observés associés aux environnements récifaux dans lesquels ils jouaient visiblement un rôle constructeur (fig.3, pl.2) (cf.§X), les éponges siliceuses colonisent des spectres de profondeur plus larges. En effet ces organismes ont été décrits dans des environnements de plate-forme externe où ils forment de réelles bioconstructions sous la limite d'action des vagues de tempêtes (Gaillard, 1983; Gygi, 1986; Werner *et al.*, 1994; Pisera et Busquets, 2002) ainsi que dans des environnements de lagon argileux relativement peu profond (Gammon et James, 2001). Les caractéristiques environnementales semblant régir la répartition géographique des éponges siliceuses correspondent à une quantité importante de nutriments, une luminosité faible ou une turbidité importante et un hydrodynamisme faible (Gaillard, 1983; Leinfelder, 1993; Gammon et James, 2001).

2.3.7 Coraux

Dans l'Oxfordien de Lorraine, un large spectre de formes coralliennes et de bioconstructions a été observé. Cette grande diversité est à mettre en relation avec une grande hétérogénéité des environnements de dépôts. Les coraux ont été observés majoritairement au sein de bioconstructions. Cependant, certaines formes solitaires ou coloniales isolées existent dans les dépôts oolithiques de bordure de plate-forme de l'Oxfordien moyen et supérieur.

Dans la plupart des cas, les coraux forment des bioconstructions qui ont fait l'objet de différentes classifications en fonction de leur mode de croissance et de leur interaction (souvent supposée) avec le sédiment (Embry et Klovan, 1971) ou en fonction des formes coralliennes qui les composent (Insalaco, 1998) (fig.4a et 4b). Chacune de ces classifications prend en compte des caractéristiques différentes de la bioconstruction. Par conséquent, chacune peut être utilisée en fonction des paramètres à décrire.

Les coraux constituent de bons outils pour la reconstitution des paléoenvironnements. En effet, les formes zooxanthellées et constructrices de récifs sont dépendantes d'un grand nombre de paramètres environnementaux tels que la luminosité, la température, la turbidité, la salinité, l'hydrodynamisme, le taux de sédimentation et la quantité de nutriments disponibles. Certaines formes actuelles sont tolérantes à des conditions de température et de turbidité extrêmes (Yamano *et al.*, 2001). Il en va de même pour les coraux fossiles. Par exemple, les formes pennulaires lamellaires oxfordiennes des genres *Microsolena* et *Dimorpharaea*, étant donné leur grande surface susceptible de recevoir de la lumière, sont plus à même de survivre dans des environnements faiblement éclairés comme la zone photique inférieure (Insalaco, 1996; Gill *et al.*, sous presse). Ces coraux constituent des formes pionnières souvent associées à une diversité générique faible (Geister et Lathuilière, 1991). La présence de ces coraux n'implique pas systématiquement un environnement profond faiblement illuminé. En revanche, lorsqu'ils ont été observés constituant la majorité voire la totalité des formes coralliennes, ils ont été interprétés comme indiquant des conditions de faible luminosité (base de la zone photique) et de faible énergie (Insalaco, 1996; Insalaco *et al.*, 1997; Insalaco, 1999). Pendant une diminution du niveau marin relatif, ce sont les formes coralliennes pionnières qui colonisent le fond lorsque celui-ci passe dans la zone photique. Insalaco (1996), Insalaco *et al.* (1997) et Lathuilière *et al.* (2003a) ont chacun proposé un modèle de répartition des formes coralliennes en fonction de leurs caractéristiques morphologiques, de la bathymétrie, de l'illumination du milieu et de l'hydrodynamisme. La synthèse de ces deux modèles est proposée figure 5. Il faut toutefois garder à l'esprit que les associations coralliennes apparaissant dans cette figure ont été relevées dans l'Oxfordien inférieur et moyen de Bonnevaux-le-Prieuré dans le Jura où elles ont été quantifiées (Lathuilière *et al.*, 2003a). Hormis les comptages apportés par les travaux de Geister et Lathuilière (1991), aucune étude quantitative similaire n'est disponible en Lorraine (Martin-Garin, thèse en cours). Il faut donc manier ces données avec précaution. Néanmoins, la proximité et l'âge identique des deux terrains permettent d'utiliser ce modèle comme une hypothèse de travail pour la répartition des coraux de Lorraine.

Lorsque le substrat est constamment mobilisé, les colonies coralliennes parviennent difficilement à se fixer et à se développer. Par conséquent, dans ce type d'environnement, les colonies isolées sont les plus communes. Lorsque les coraux sont soumis à des émerSIONS, comme par exemple dans les milieux intertidaux, les coraux isolés peuvent montrer des morphologies typiques de microatolls (Scoffin et Stoddart, 1978). L'alternance des longues périodes d'émerSION et d'ennoyage du corail est enregistrée par des phases de nécrose et de changement de direction de croissance (Scoffin, 1997; Spencer *et al.*, 1997). De telles morphologies ont été décrites dans le Jurassique (Habrant et Lathuilière, 2000) et ont également été observées dans les environnements peu profonds de shoal oolithiques dans l'Oxfordien de Lorraine au cours de cette étude (fig.5, pl.2). Des coraux présentant des morphologies de type skullcap (Höfling, 1989) sont également présents dans ce type d'environnement. Ces

a

Calcaires allochtones à composants originaux non joints organiquement pendant le dépôt		Calcaires autochtones à composants originaux joints organiquement pendant le dépôt		
plus de 10 % d'allochems supérieurs à 2 mm		Par des organismes qui agissent en captant le sédiment	Par des organismes qui encroûtent et lient le sédiment	Par des organismes qui construisent une trame rigide
Matrice dominante	Allochems dominants			
FLOATSTONE	RUDSTONE	BAFFLESTONE	BINDSTONE	FRAMESTONE

b

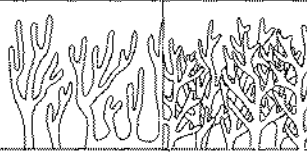
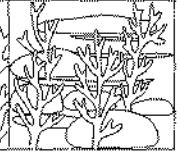
Eléments allochtones		Eléments autochtones					
Dépôts dominés par du matériel récifal bio et lithoclastique		Faciès dominé par une trame construite de squelettes d'organismes calcifiés en position de croissance et <i>in situ</i>					
Matrice dominante	Dominé par les composants supérieurs à 1 cm	Trame construite dominée par les colonies plates à tabulaires où les calcifications dans un plan horizontal dominant sur celles dans un plan vertical (ratio largeur/hauteur 30:1: 5:1) Ces formes constituent plus de 60% du volume squelettique corallien	Trame construite dominée par les colonies tabulaires et foliacées où les calcifications dans un plan horizontal dominant largement sur celles dans un plan vertical (ratio largeur/hauteur >30:1) Ces formes constituent plus de 80% du volume squelettique corallien	Trame construite dominée par les colonies en dôme et massives irrégulières qui a le même potentiel de calcification dans toutes les directions libres. Ces formes constituent plus de 60% du volume squelettique corallien	Trame construite dominée par les organismes qui ont une composante de croissance verticale dominante et une croissance latérale réduite. Ces formes constituent plus de 60% du volume squelettique corallien		Aucune forme ne domine en terme de volume squelettique corallien
		FLOATSTONE	RUDSTONE	PLATESTONE	SHEETSTONE	DOMESTONE	PILLARSTONE
				Eparses		Denses	MIXSTONE
							

Figure 4 : a) classification de Embry et Klovan (1971) des faciès coralliens en fonction de leur texture et de leur interaction supposée avec le sédiment; b) classification d'Insalaco (1998) uniquement descriptive et qui ne suggère pas de mécanismes d'interactions entre les coraux et le sédiment.

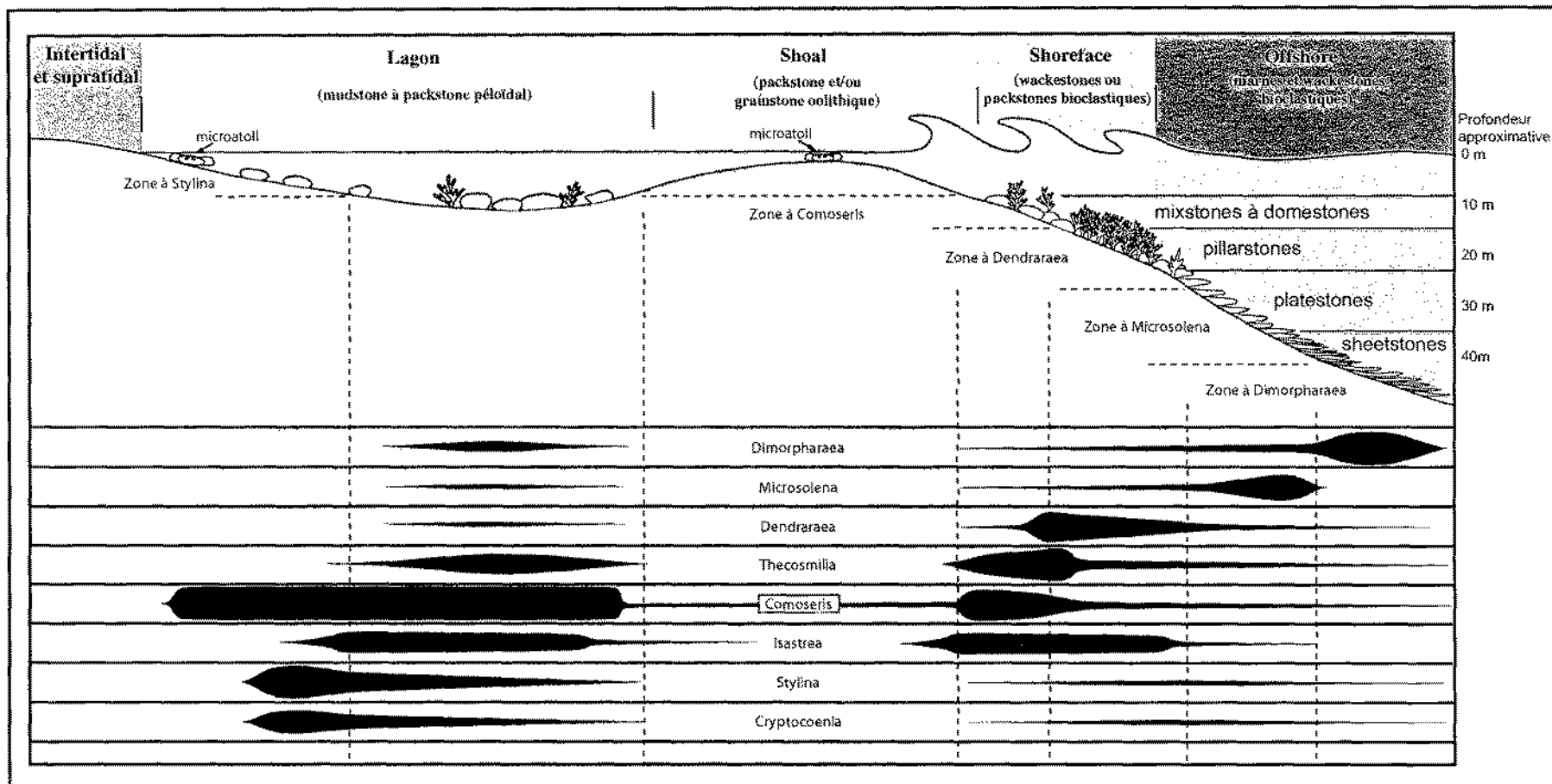


Figure 5 : Modèle de répartition des faunes coralliennes en fonction de la bathymétrie, l'hydrodynamisme et le confinement du milieu (modifié d'après Insalaco (1996), Insalaco et al. (1997) et Lathuilière et al. (2003))

morphologies de croissance reflètent les différents stades de croissance du corail luttant contre un fort taux de sédimentation (Höfling, 1989).

2.3.8 Bivalves

Dans les dépôts oxfordiens de Lorraine, les associations de lamellibranches sont très abondantes et très diversifiées. Cependant, depuis les travaux de Buvignier (1852) et de De Loriol *et al.* (1872) cette faune de bivalves n'a pas fait l'objet d'études approfondies. Seules les faunes du Terrain à Chailles et de l'Oolithe de Saint-Mihiel ont été détaillées respectivement par Dechaseaux (1932) et Heinze (1991). Ouoi qu'il en soit, l'étude des faunes de bivalves de l'Oxfordien de Lorraine constitue un travail à part entière et je me limiterai donc à quelques remarques.

Différents moments au cours de l'Oxfordien semblent dominés par certains genres de lamellibranches. C'est le cas notamment pour l'Oxfordien supérieur qui a vu le développement d'une importante communauté d'huîtres au sein des environnements marneux. Bien que dans la plupart des cas les bivalves apparaissent isolés au sein du sédiment, *Eoplicatula* (détermination W. Werner et F.T. Fürsich) ou certains genres d'huîtres peuvent former des bioconstructions.

Lorsque que les déterminations ont été possibles (et compte tenu du mode de vie benthique des bivalves), les caractéristiques paléocéologiques propres à chaque espèce (endobenthique superficiel, endobenthique profond, épibenthique, perforant, dépositivore, suspensivores, euryhalin, stenohalin, etc.) ainsi que leur abondance ou leur diversité ont fourni des informations sur l'état de lithification du substrat, les conditions d'oxygénation et de salinité du milieu, l'hydrodynamisme et le taux de sédimentation (Hedgpeth, 1957; Babin, 1991). Les associations monospécifiques ont dénoté quant à elles un environnement particulier qui peut être dysoxique ou à salinité fluctuante.

2.3.9 Gastéropodes

Les représentants les plus abondants appartiennent au groupe des nérinées fréquemment associés aux environnements oolithiques. Les formes de l'Oxfordien moyen ont fait l'objet d'une description par Levasseur (1935). Les genres *Bourguetia* et *Pseudomelania* sont présents dans l'Oxfordien moyen associés à des faciès fins de faible énergie. Heinze (1991) a signalé une association à *Procerithium* dans l'oolithe de Saint-Mihiel. La prolifération des taxons de gastéropodes dans la carrière de Novion-Porcien et d'une façon plus générale au nord de Verdun, peut être mise en relation avec la colonisation du substrat par les tapis microbiens (Bertling et Insalaco, 1998) liée à un mode de fonctionnement plus mésotrophe de l'écosystème à proximité de la terre ardennaise.

2.3.10 Céphalopodes

Dans l'Oxfordien de Lorraine, les ammonites sont communes dans les environnements de rampe carbonatée externe, de plate-forme récifale ennoyée et de plate-forme argilo-carbonatée ouverte sur le large. Parmi les spécimens découverts, seules quelques uns nous ont permis de dater les dépôts. Ainsi, dans les Argiles de la Woèvre et le Terrain à Chailles les ammonites abondantes et diversifiées permettent une datation fine. En revanche, dans les dépôts de plate-forme de l'Oxfordien inférieur et moyen, les ammonites sont rares et appartiennent en majorité au genre *Perisphinctes* sp. (Marchand, 1992) qui présente une large répartition biostratigraphique et dont la domination a débuté dans la zone à Plicatilis, sous-zone à Vertébrale. Un spécimen de nautilé du genre *Paracenoceras* a également été découvert dans l'Oxfordien supérieur.

Les céphalopodes ont un mode de vie pélagique. Ils sont considérés comme vivant dans les environnements circalittoraux et bathiaux. C'est pourquoi, ils sont généralement rares dans les environnements de plate-forme carbonatée peu profonde. Néanmoins leur occurrence sporadique peut s'expliquer par l'importation des coquilles flottées d'animaux morts lors des tempêtes (Enay, 2000).

2.3.11 Ostracodes

En Lorraine, les ostracodes ont été observés en grande majorité dans les sédiments argileux de l'Oxfordien inférieur et supérieur et plus rarement dans certains niveaux carbonatés localisés dans l'Oxfordien moyen (fig.6, pl.2). Ces organismes sont présents dans une large fourchette d'environnements et peuvent parfois servir de bons marqueurs biostratigraphiques. Ils peuvent également fournir des indications paléoenvironnementales comme la salinité, la température (Schudack, 1999), la bathymétrie (Ciampo, 2003) ou les conditions d'oxygénation (Whatley *et al.*, 2003). Malheureusement les ostracodes oxfordiens de France n'ont pas fait l'objet de travaux détaillés. C'est pourquoi, faute de littérature, les espèces découvertes en Lorraine (détermination A.M. Bodergat) n'ont pas fournis de datations ou d'indications paléoenvironnementales précises.

2.3.12 Brachiopodes

Dans l'Oxfordien de Lorraine comme dans l'Oxfordien du Jura (Boullier, 1976) les brachiopodes sont communs dans les environnements récifaux où ils trouvent un substrat rigide pour se fixer mais ils existent cependant dans un grand spectre d'environnements allant du bassin sous la limite d'action des vagues de tempêtes aux shoals oolithiques sub-émersifs. La biostratigraphie des brachiopodes oxfordiens du Jura et de Lorraine est bien établie (Boullier, 1976; Enay et Boullier, 1981; Groupe Français d'Etude du Jurassique, 1997) et a été utilisée dans cette étude en complément des datations par ammonites.

2.3.13 Echinodermes

Les échinodermes rencontrés dans l'Oxfordien de Lorraine comprennent des astérides (Poirot, communication personnelle), des échinides, des holothurides, des ophiurides et des crinoïdes. Les oursins sont rarement entièrement conservés. Ce sont les radioles qui ont été généralement observés et ont permis la détermination du genre voire de l'espèce.

Faute d'une détermination détaillée, les échinides n'ont pas permis de donner des indications paléobathymétriques précises et nécessiteraient des analyses plus détaillées. Néanmoins, les oursins réguliers brouteurs ont souvent été observés associés aux environnements riches en tapis ou encroûtements microbiens comme les récifs coralo-thrombolithiques (Vadet *et al.*, 2002).

Les ossicules de crinoïdes isolés peuvent former des accumulations quasi exclusives et monospécifiques pouvant atteindre des épaisseurs relativement importantes. C'est le cas pour la Pierre d'Euvile-Lérouville (David, 1998; David et Roux, 2000) (fig.5, pl.6). Les crinoïdes pédonculés vivent actuellement sur des substrats plus profonds que la centaine de mètres (Bourseau *et al.*, 1988). Le déplacement des environnements de vie de ces organismes vers la profondeur depuis le Jurassique apparaît ici comme une idée nécessaire. Ouoi qu'il en soit, une classification bathymétrique relative de différents genres oxfordiens en fonction de leurs caractéristiques anatomiques a été établie par David (1998).

Des sclérites d'holothurides ont été trouvées dans les résidus de lavages (fig.7, pl.2). Tout comme les deux familles précédentes les holothurides se rencontrent dans de nombreux

environnements avec tous types de substrats et différentes profondeurs.

Les articles d'ophiurides ont été récoltés dans les résidus de lavages des marnes de l'Oxfordien supérieur. Leur détermination taxonomique n'a pu être réalisée tellement la littérature concernant ces organismes est pauvre et la taxinomie complexe. Ces organismes détritvovores ne sont pas caractéristiques d'un environnement particulier et se rencontrent aussi bien dans les lagons que dans les environnements plus ouverts d'offshore (Hedgpeth, 1957). Ils reflètent uniquement des conditions oxygénées sur le fond.

2.3.14 Débris végétaux

Plus ou moins abondants suivant les niveaux, les débris végétaux présents dans l'Oxfordien de Lorraine regroupent des morceaux de bois sous forme de charbons, des frondes de végétaux terrestres à aspect ligniteux brun (fig.8, pl.2) et des feuilles de taille plus réduite. Episodiquement, des macrorestes déterminables ont été trouvés tels que des restes de *Brachyphyllum*, *Zamites* et *Brachyoxydon*.

2.3.15 Vertébrés

Seules quelques rares dents de sélaciens ont pu être observées dans les résidus de lavages. Toutefois, des restes de reptiles ont été cités par Maubeuge à Haudainville et Vincent (2001) a découvert une dent et un os de reptile au sein de la Pierre d'Euville-Lérouville.

2.4 Éléments figurés non squelettiques

Ce chapitre a pour but de décrire tous les éléments figurés non squelettiques rencontrés dans l'Oxfordien de Lorraine en faisant le point sur les mécanismes et les environnements de leur formation.

2.4.1 Pélloïdes

Dans les calcaires oxfordiens de Lorraine, les péloïdes sont ponctuellement abondants (fig.1, pl.3). Ce sont des grains carbonatés microcristallins qui ont une taille moyenne entre 100 et 500 μm . Ces grains ont une forme sphérique à ovoïde allongée et ne présentent généralement pas de structure interne. Ils peuvent avoir une origine biologique et correspondre à des pellets fécaux lorsqu'ils renferment des laminations internes, des grains détritiques et/ou une forme en bâtonnets allongés (Bathurst, 1971; Milliman, 1974; Purser, 1980; Flügel, 1982) (fig.2 et 3, pl.3). Certains pellets fécaux du genre *Coprulus* observés dans les résidus de lavages présentent des crénelures externes (fig.4, pl.3) et ont été précédemment décrits dans des environnements marins ouverts calmes à faible taux de sédimentation (Gaillard, 1978). En revanche, le processus de formation des péloïdes sphériques sans structure interne n'est pas encore bien établi. Il existe cependant plusieurs théories de mécanismes génétiques telles qu'une origine chimique bactérienne par agglomération autour d'un nucleus (Macintyre, 1985; Chafetz, 1986; Durllet, 1996) ou une origine par micritisation de grains carbonatés (e.g. ooïdes) (Bathurst, 1971; Purser, 1980; Flügel, 1982). Dans certains environnements de la plate-forme oxfordienne de Lorraine, cette dernière explication semble valable pour les grains micritiques laissant apparaître des fantômes de structures squelettiques ou corticales. Dans ces faciès, les péloïdes constituent plus de la moitié du volume total des grains carbonatés. Cette caractéristique est typique des environnements lagunaires protégés et de certaines zones intertidales peu profondes dans lesquels les péloïdes peuvent constituer jusqu'à 75 % de la fraction sableuse (Tucker et Wright, 1990).

Ils se rencontrent également en milieu intra-récifal où ils remplissent des cavités et

montrent parfois un granoclassement vertical résultant de la pelletisation du sommet d'un sédiment interne micritique (Durllet, 1996; Vincent, 2001) (fig.5, pl.3).

2.4.2 Ooïdes

D'une façon générale, la formation des ooïdes nécessite la présence de particules pouvant servir de nucleus, une profondeur faible (entre 0 et 15m), une saturation du milieu en carbonate de calcium et des courants de marée ou de vagues de direction opposée qui permettent de mobiliser les grains tout en les gardant dans le même environnement (Milliman, 1974; Loreau, 1982). C'est pourquoi les ooïdes peuvent se former dans l'avant plage ou sur la plage grâce au courant oscillatoire des vagues (Freeman, 1962; Lloyd *et al.*, 1987), dans les chenaux et deltas de marée (Cros, 1979; Loreau, 1982; Shinn *et al.*, 1990), dans les shoals soumis à l'influence conjuguée de la marée et de la houle (Hine, 1977; Hine *et al.*, 1981) et dans les lagunes sursalées ou platiers tidaux protégés (Kahle, 1974; Halley, 1977; Loreau, 1982).

Les dépôts oxfordiens de Lorraine comprennent plusieurs types d'ooïdes différenciés en fonction de l'épaisseur du nucleus, de l'orientation des lamines corticales, de leur taille et de leur morphologie externe. Ces différents types s'intègrent parfaitement dans les modèles proposés par Strasser (1986) et Purser (1980) mettant en relation les caractéristiques du cortex et le milieu de formation des ooïdes (fig.6). Les types rencontrés dans l'Oxfordien de Lorraine sont décrits ci dessous :

- Ooïdes laminés (OL) (type 3 et 4 de Strasser et type α , β et γ de Purser)

Le cortex est formé d'une alternance de lamines à cristaux orientés de façon radiaire par rapport au nucleus et de lamines sombres (fig.7, pl.3). Le nucleus peut correspondre à des péloïdes, des bioclastes ou parfois des foraminifères benthiques (milioles). Le cortex est généralement circulaire et épais pouvant atteindre une épaisseur 4 fois supérieure au diamètre du nucleus. Néanmoins, il peut parfois être superficiel (une à trois lamines) et suivre la forme du nucleus. Deux phases de croissance du cortex sont parfois observables, la seconde reprenant comme nucleus des ooïdes associés à une matrice micritique (fig.8, pl.3). Certains ooïdes sont caractérisés par un cortex présentant des intervalles constitués de plusieurs lamines à cristaux radiaires alternant avec d'épais intervalles micritiques. Ces ooïdes sont souvent associés à des ooïdes à cortex radiaire épars.

Les cortex oolithiques sont constitués de cristaux de calcite magnésienne ou d'aragonite à orientation soit tangentielle soit fibro-radiaire par rapport au nucleus lui donnant un aspect laminé (Purser, 1980; Loreau, 1982; Strasser, 1986). Les deux types d'orientation cristalline sont interprétés comme fonction de l'hydrodynamisme du milieu lors de la formation du cortex. En effet, les cristaux de calcite se forment par précipitation chimique et croissent de façon radiaire par rapport au nucleus dans un environnement protégé ou lorsque le grain est en suspension (Heller *et al.*, 1980; Chow et James, 1987). Les cristaux sont aplatis ultérieurement ou croissent tangentiellement par rapport au nucleus lors du déplacement du grain sur le fond (Davies *et al.*, 1978; Land *et al.*, 1979; Heller *et al.*, 1980; Strasser, 1986; Chow et James, 1987) pendant les périodes de plus fort hydrodynamisme. Par conséquent, les ooïdes à cortex laminé de type OL impliquent un environnement de formation temporairement agité.

- Ooïdes micritiques sphériques (OM) (type 1 de Strasser et Bahamites de Purser)

Ces ooïdes présentent un cortex totalement micritique à lamines internes parfois floues (fig.6, pl.3). Le nucleus de taille variable est souvent micritique (ou micritisé ?) si bien qu'il est parfois délicat de distinguer ce type d'ooïdes des péloïdes. Leur forme externe est sphérique. Le cortex est dans la plupart des cas bien développé. Des polyooïdes micritiques sont souvent associés aux ooïdes micritiques isolés.

La nature micritique de certains ooïdes (bahamites de Purser (1980) ou ooïdes de type 1 de Strasser (1986)) a été longtemps interprétée comme d'origine secondaire (Cros, 1979). Toutefois, Strasser (1986) attribue une origine primaire mécanique aux ooïdes micritiques. En effet, l'origine micritique du cortex est due à une forte agitation du milieu qui ne permet pas de développement des cristaux perpendiculairement au nucleus. C'est pourquoi ce type d'ooïde (OM) implique un environnement presque constamment agité tel que des barres sableuses sous influence tidale ou les environnements de plage (Strasser, 1986).

- Ooïdes à cortex radiaire (OR) (type 5 de Strasser et Sphérulites de Purser)

Ces ooïdes présentent un cortex formé quasi entièrement par des cristaux à orientation radiaire par rapport au nucleus (fig.1 et 2, pl.4). Le nucleus est constitué par des péloïdes ou des bioclastes. Le cortex, quand il est bien développé, est circulaire. Toutefois, comme pour les ooïdes de type OL, lorsqu'il est superficiel le cortex suit la forme du nucleus. Les lamines sombres sont rares voire inexistantes et relativement fines.

Ce type d'ooïdes est interprété comme provenant d'environnement de basse énergie et à salinité fluctuante (Purser, 1980; Loreau, 1982; Strasser, 1986) tels que des lagunes sursalées ou des platiers tidaux protégés (Kahle, 1974; Halley, 1977; Loreau, 1982).

Il est à noter que les ooïdes peuvent être exportés depuis leur lieu de formation et sédimenter dans un environnement plus calme qui ne correspond pas à leur milieu de genèse (fig.3, pl.4).

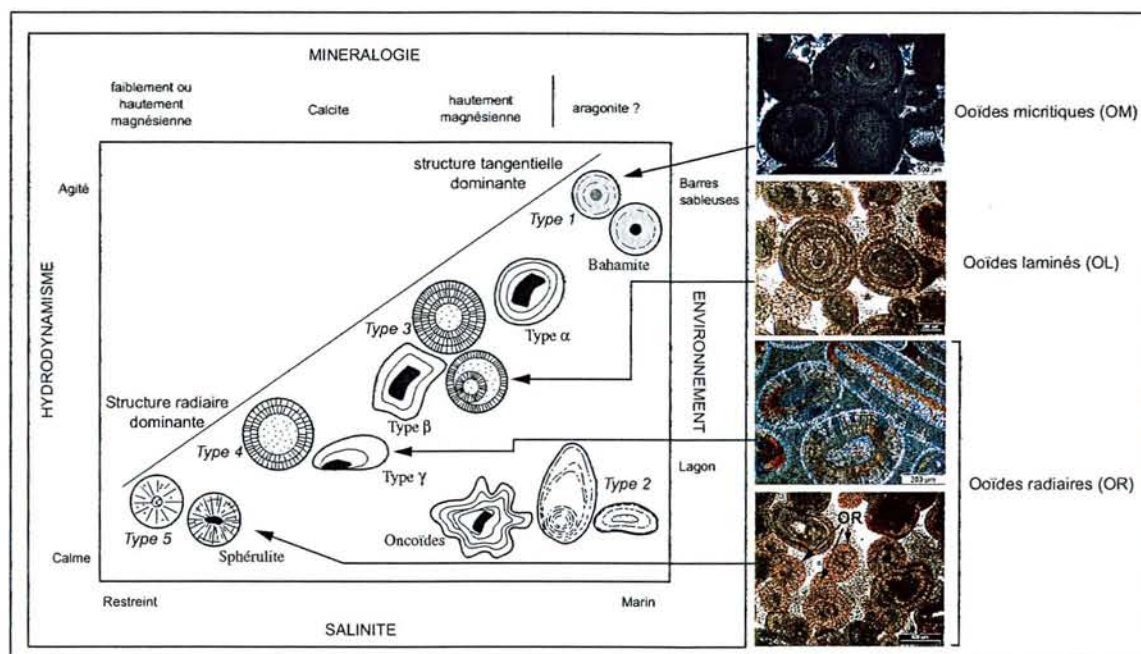


Figure 6 : Correspondance des ooïdes observables dans l'Oxfordien de Lorraine avec les modèles de Strasser (1986) et Purser (1980). Les types en italiques sont issus du modèle de Strasser alors que les autres proviennent du modèle de Purser.

2.4.1 Oncoïdes

Les oncoïdes correspondent à des éléments globuleux constitués d'un nucleus entouré d'un cortex d'épaisseur variable à structure laminée concentrique alternativement riche en calcaire et en matière organique d'origine animale et/ou algale (Dahanayake, 1974). Les oncoïdes sont caractérisés par l'origine construite de leur cortex. Les oncoïdes formés par les rhodophytes et les cyanobactéries correspondent respectivement à des rhodolithes (Bosence, 1983) et des cyanolithes (Riding, 1983). Ces derniers peuvent être divisés en deux catégories :

les oncoïdes porostromes formés par des cyanobactéries calcifiées (e.g. *Girvanella*) et les oncoïdes spongiostromes formés par l'alternance de films microbiens et de sédiment piégé (Peryt, 1981).

Ceux rencontrés dans l'Oxfordien de Lorraine, sont des oncoïdes à cortex micritique à nubéculaires (fig.4 et 5, pl.4) et des oncoïdes spongiostromes à *Bacinella* de taille variable (jusqu'à 5 cm de diamètre) (fig.7, pl.4). Les oncoïdes à nubéculaires présentent une morphologie externe variable pouvant soit être ovoïde (fig.4, pl.4), soit suivre la forme du nucleus (fig.5, pl.4), soit présenter une forme complexe (fig.6, pl.4). La structure interne du cortex laisse parfois apparaître plusieurs phases de croissance dissymétriques par rapport au nucleus. En revanche, les oncoïdes à *Bacinella* présentent généralement une morphologie externe complexe et peuvent renfermer plusieurs bioclastes associés à différentes phases de croissance du cortex. En lame-mince, ce cortex est constitué d'un réseau de filaments algaires lui donnant un aspect poreux (fig.8, pl.4).

- Interprétation

La forme externe des oncoïdes plus ou moins irrégulière est fonction de l'hydrodynamisme du milieu. En effet, plus l'énergie est importante, plus la surface est lissée et sphérique. Les lamines internes sont généralement discontinues (Purser, 1980). Cet aspect discontinu des lamines corticales reflète l'alternance des périodes de repos pendant lesquelles l'encroûtement croît sur la face supérieure de l'oncoïde et les périodes de mobilisation (Dahanayake, 1974, 1983). Les environnements rarement agités peuvent par conséquent produire des oncoïdes à cortex irrégulier et asymétrique par rapport au nucleus (fig.6, pl.4).

Les oncoïdes sont plus caractéristiques d'un niveau d'agitation du milieu que d'une tranche de profondeur. En effet, la répartition bathymétrique de ces éléments varie entre 0 et -100 m (Peryt, 1981). Les environnements de formation sont très variés tels que les lacs (Murphy et Wilkinson, 1980; Platt et Wright, 1991; Dini *et al.*, 1998), les plate-formes carbonatées peu profondes (Dahanayake, 1974, 1983; Whalen *et al.*, 2002) ou les rampes carbonatées externes (Massari, 1983; Peryt, 1983; Oloriz *et al.*, 2002). Néanmoins, il est à noter que dans l'Oxfordien de Lorraine, tous les oncoïdes sont associés avec une faune marine et en aucun cas ils ne proviennent d'environnement d'eau douce. Pour sa part, Vincent (2001) considère que, dans l'Oxfordien de Lorraine, les oncoïdes à *Bacinella* ou *Lithocodium* reflètent des conditions de dépôt plus calmes et plus lumineuses que les oncoïdes à nubéculaires et croûtes microbiennes leiolithiques.

2.4.1 Agrégats

Dans l'Oxfordien de Lorraine les rares agrégats qui ont été observés sont constitués par des oïdes liées entre elles par un ciment micritique sombre (fig.1, pl.5). Aucune porosité ne subsiste entre les grains à l'intérieur des agrégats. Ils sont donc considérés comme évolués (Cros, 1979).

- Interprétation

La formation des agrégats nécessite un hydrodynamisme suffisant pour lessiver la boue interstitielle, et temporairement calme pour permettre la cohésion des grains (Winland et Matthews, 1974). Bathurst (1971) envisageait un piègeage des grains par un tapis algaire couplé à un hydrodynamisme capable de lessiver le sédiment. Les travaux de Cros (1979) montrent que les agrégats se forment entre le lagon interne à boue carbonatée et le lagon externe à oïdes et bioclastes.

2.4.1 Extraclastes et Intraclastes

L'Oxfordien de Lorraine renferme essentiellement trois types d'intraclastes. Le premier type d'intraclaste correspond à des galets de calcaire mudstone souvent anguleux dont le diamètre varie entre 1 et 3 centimètres (fig.3, pl.5). Lorsqu'ils sont présents, les bioclastes sont tronqués en bordure de l'intraclaste. Les intraclastes du deuxième type présentent une morphologie externe sphérique ou ovoïde. Leur diamètre varie entre 2 millimètres et 5 centimètres (fig.2, pl.5). Sur la bordure des intraclastes constitués par un calcaire oolithique, les ooïdes sont tronqués. Enfin, les intraclastes du troisième type sont constitués de calcaire à texture mudstone de couleur gris sombre (galets noirs). Ils peuvent être anguleux ou arrondis.

- **Interprétation**

Pour les dépôts oxfordiens de Lorraine, l'environnement à l'origine des grains est toujours proche et pénécotemporaine, ce qui permet de considérer ces grains comme des intraclastes (Elf Aquitaine, 1975). Leur présence implique une lithification préalable du sédiment à l'origine des fragments ainsi qu'un mécanisme physique, biologique, chimique ou physico-chimique capable de remanier les clastes. Leur usure reflète le temps de transport avant leur immobilisation et donne des informations paléoenvironnementales. Le troisième type de galets est associé à des environnements subémersifs à manchons racinaires et/ou à bird-eyes. Il n'est pas rare de rencontrer ce type d'intraclaste dans les niveaux émergifs. En l'absence d'autres critères d'émersion la seule présence de ces grains peut permettre un diagnostic de l'environnement de dépôt (Flügel, 1982; Tucker et Wright, 1990).

2.4.1 Minéraux

Lors de cette étude, en lame-minces ou dans les résidus de lavages, plusieurs types de grains minéraux ont été observés. Ceux-ci regroupent des grains de quartz, des grains de feldspath, des grains de glauconie et des grains de pyrite. Les grains de quartz et de feldspath ont une origine terrigène alors que les deux autres types de grains semblent s'être formés au sein du sédiment encaissant. La pyrite se présente tantôt sous une forme euhédrale cubique, tantôt sous la forme de grappes de pyrite framboïdale. La glauconie en revanche se présente essentiellement sous la forme de petits grains d'environ 10 µm de diamètre disséminés au sein du sédiment.

D'une manière générale, la pyrite et la glauconie sont interprétées comme des indicateurs respectivement de milieux réducteurs dysoxygènes voire anoxygènes riches en matière organique (Wilkin *et al.*, 1996) et d'un taux de sédimentation faible (Kelly et Webb, 1999). C'est pourquoi, la glauconie est souvent associée aux périodes de transgressions et aux séries condensées marquant les maxima d'ennoyage (Kelly et Webb, 1999).

2.5 Diagenèse

L'étude des phénomènes diagénétiques ne constitue pas un objectif premier du présent travail. Dès lors, l'étude de la diagenèse n'a été effectuée que dans des cas particuliers, à savoir au niveau de surfaces remarquables susceptibles de renfermer des indices diagénétiques d'émersion ou lorsque le faciès sédimentaire ne permettait pas de proposer un environnement de dépôt de façon certaine. Le but des paragraphes suivants est de décrire les principaux phénomènes diagénétiques qui ont été rencontrés dans l'Oxfordien de Lorraine.

2.5.1 Micritisation

L'étude des lames-minces dans les faciès granulaires de l'Oxfordien de Lorraine a parfois

permis d'observer des franges micritiques autour des grains carbonatés. Le phénomène peut prendre une ampleur importante et aboutir à la micritisation totale des allochems (fig.4 pl.5). En cathodoluminescence, les franges micritiques laissent apparaître des microperforations non observables au microscope optique en lumière normale ou polarisée (fig.5 pl.5).

La micritisation résulte de l'activité d'organismes endolithiques perforants tels que des algues, des champignons, des éponges, des vers polychètes ou des bactéries (Bathurst, 1971; Kobluk et Risk, 1977) à l'origine des microperforations observables en cathodoluminescence. La micritisation s'effectue à partir du bord externe des grains et se propage vers l'intérieur de façon centripète (Bathurst, 1971).

La micritisation est un phénomène précoce qui peut aussi bien affecter directement les allochems qu'une première génération de ciments précoces. La micritisation des grains n'est pas un indicateur bathymétrique précis. Toutefois, la plus grande abondance de grains micritisés se situe dans les eaux chaudes peu profondes (Flügel, 1982).

2.5.2 Frange de calcite fibreuse isopaque

Ce type de ciment précoce a été observé sur le pourtour des grains carbonatés où ils forment des franges fibreuses d'épaisseur constante. Les cristaux se développent en direction de l'intérieur des pores et peuvent apparaître sous plusieurs formes. La première correspond à des aiguilles allongées d'environ 40 et 80 μm de long, riches en impuretés et à extinction franche en lumière polarisée (fig.6, pl.5). Cette variété de calcite fibreuse est dite aciculaire (Hird et Tucker, 1988; Tucker et Wright, 1990). La seconde forme coïncide avec des cristaux plus trapus à forme évasée, légèrement turbides à leur base et à extinction roulante (fig.7 et 8 pl.5). Cette calcite dite radiaxiale (Tucker et Wright, 1990; Durllet, 1996) provient du remplacement de cristaux d'aragonite aciculaire originelle (Kendall et Tucker, 1973; Mazzullo, 1979). Ces deux types de cristaux ne sont pas exclusifs dans un environnement de dépôt donné et peuvent être superposés dans un même ciment (James et Choquette, 1990b). Les ciments fibreux observés dans cette étude ne sont pas cathodoluminescents.

Ici l'aspect peu cathodoluminescent de ces calcites implique une composante magnésienne importante au sein des ciments (Tucker et Wright, 1990). Ces derniers sont caractéristiques des environnements phréatiques marins où les pores sont saturés en eau. Différents auteurs (Bathurst, 1971; James et Choquette, 1990b; Tucker et Wright, 1990; Durllet, 1996) ont exposé les conditions nécessaires à la formation des ciments fibreux subtidaux. Ces conditions sont :

- un renouvellement et donc une circulation importante d'eaux marines
- un taux de sédimentation faible permettant aux sédiments de rester à l'interface ou quelques centimètres sous l'interface eau-sédiment pendant une période suffisamment longue pour permettre la cimentation
- une immobilisation du sédiment

C'est pourquoi les ciments fibreux isopaques se forment essentiellement sous les hardgrounds, dans les zones récifales et dans les shoals oolithiques partiellement immobilisés par une action algale ou bactérienne (Bathurst, 1971; James et Choquette, 1990b). Ce type de cimentation peut être très rapide de l'ordre de la dizaine d'années (Friedman, 1998). Toutefois, Vincent (2001) a proposé une origine biochimique pour la formation de certaines franges fibreuses particulièrement épaisses au sein d'environnements récifaux confinés de l'Oxfordien lorrain.

2.5.1 Ciments de calcite syntaxiale

Ce type de ciment a été observé essentiellement dans la Pierre-d'Euville-Lérrouville constituée quasi exclusivement d'articles de crinoïdes. Ces ciments se développent dans la continuité du réseau cristallin des monocristaux de calcite formant les tests d'échinodermes. C'est pourquoi, en lumière polarisée, ils ont une extinction franche synchrone avec le bioclaste qui est à leur origine (fig.5, pl.6). Ce type de ciment peut se trouver associé avec d'autres ciments au sein d'une même roche ou au contraire former la totalité des calcites intergranulaires. Dans la première hypothèse, les cristaux de calcite syntaxiale forment la première génération de ciments.

Ce type de ciment n'est pas un indicateur paléoenvironnemental précis et sa formation est principalement assujettie à la présence de monocristaux de calcite pouvant lui servir « d'amorce ». Il peut se former dans des environnements différents comme la zone vadose météorique (Walkden et Berry, 1984), la zone phréatique météorique (James et Choquette, 1990a) ou la zone phréatique marine peu profonde (Meyers, 1974)

2.5.2 Ciments en ménisques et ciments stalactitiques

Les ménisques se trouvent à la jointure entre les grains carbonatés. Ils ont une forme concave en direction des pores intergranulaires (fig.1, pl.6). Dans l'Oxfordien de Lorraine, ce type de ciment est rare. Toutefois, les quelques fois où des ménisques ont pu être observés, ils étaient constitués soit par une micrite, soit par des cristaux de calcite drusique limpides, soit par les deux simultanément (fig.1 et 2, pl.6). L'existence de différentes associations cristallines interroge sur le processus à l'origine de ces figures diagénétiques. En effet, l'idée la plus communément répandue et admise concerne la formation de ces structures en zone vadose, là où les pores ne sont pas saturés en eau (Binkley *et al.*, 1980; Beier, 1984; James et Choquette, 1990b; Durlot, 1996). Dans ce type d'environnement, l'eau réside à la jonction entre les grains grâce à la capillarité hydrostatique intergranulaire. Néanmoins, la présence dans une même lame-mince tantôt de ménisques micritiques, tantôt de ménisques sparitiques et tantôt de ménisques « mixtes » rappelle les observations récentes faites par Hillgärtner *et al.* (2001) aux Bahamas dans des environnements de shoal constamment immergé. La découverte de filaments microbiens a amené cet auteur à proposer une origine microbienne pour ces ménisques. Cette interprétation a d'ailleurs été reprise par Vincent (2001) pour certains niveaux de l'Oxfordien de Lorraine.

Par conséquent, les ménisques ne permettent pas à eux seuls de diagnostiquer directement les environnements vadoses. En revanche, si ce type de ciments est associé à d'autres critères diagénétiques et/ou faciologiques (ciments stalactitiques, présence d'une plage, keystone vugs etc) il permet un diagnostic allant dans le sens d'une diagenèse vadose.

Il est à noter que le comblement ultérieur des pores par une calcite de blocage rend souvent difficile l'observation des ciments précoces formés de gros cristaux. Dans de telles circonstances, la cathodoluminescence m'a parfois permis de discerner les ménisques à travers les différentes phases diagénétiques (fig.3 et 4, pl.6).

Tout comme les ciments en ménisque, les ciments stalactitiques (ou pendants) sont rares dans les sédiments oxfordiens de Lorraine. Lorsqu'ils ont été observés, ils étaient constitués par des cristaux turbides de calcite fibreuse situés sous la face inférieure des grains (fig.6, pl.6). Ces cristaux forment des franges anisopaques dont l'épaisseur maximale se situe à l'aplomb des grains qui les supportent. Ce type de ciment, contrairement aux ciments en ménisques, permet de diagnostiquer un environnement vadose (Buchbinder et Friedman, 1980). En effet, ce sont les gouttes pendantes sous les grains carbonatés en milieu sous saturé en eau qui sont à l'origine de ces ciments.

2.5.3 Ciments micritiques isopaques

En Lorraine ce type de ciment forme des auréoles micritiques sombres autour des grains et peut dans certains cas remplir totalement la porosité intergranulaire (fig.7 et 8 pl.6). Ces ciments n'ont pas une disposition géotrope, ce qui les différencie des remplissages par des sédiments détritiques. Purser (1980) décrivait ce type de ciments micritiques centrifuges principalement dans les zones intertidales. Néanmoins, comme le précisait Durllet (1996) ces ciments ont été décrits dans des environnements variés allant du marin profond jusqu'au supratidal en passant par le subtidal et l'intertidal. Dans l'Oxfordien de Lorraine, les ciments micritiques isopaques ont exclusivement été observés en association avec des ciments météoriques ou sous des surfaces d'émersion. C'est pourquoi, il semble que leur mise en place se soit effectuée dans des environnements très peu profonds voire émergifs.

2.5.4 Ciments de calcite drusique anisopaques

Ce type de ciments correspond à des cristaux de calcite limpides, à forme trapue et dont la taille varie entre 10 et 100 μm . La terminaison des cristaux est généralement pyramidale mais peut néanmoins parfois être imparfaite. Lorsque les cristaux sont de grande taille et lorsque leur forme pyramidale est bien exprimée, on peut parler de cristaux « en dents de cochon ». Ces cristaux ne forment pas systématiquement une frange continue autour des grains et sont constitués de calcite faiblement magnésienne.

Malgré quelques exceptions (Melim *et al.*, 2002), il est établi que les cristaux « en dents de cochon » se forment dans les environnements phréatiques météoriques (saturés en eaux douces) où ils peuvent soit former une frange isopaque (Buchbinder et Friedman, 1980; Hird et Tucker, 1988), soit comme en Lorraine être disséminés à la surface des grains carbonatés (Halley et Harris, 1979). D'après James et Choquette (1990a) dans la zone météorique vadose les cristaux sont de plus petite taille et la forme pyramidale de leur terminaison est rarement bien exprimée.

2.5.5 Dissolution

Dans l'Oxfordien lorrain, les phénomènes de dissolution sont rares. Ils ont été observés localement sur le pourtour des coquilles calcitiques d'huîtres ou dans les ciments de calcite fibreuse précoce. Ces phénomènes sont parfois observables au microscope optique sous la forme d'auréoles de calcite sparitique en cristaux trapus remplaçant la microstructure foliée caractéristique des coquilles d'ostréidés (fig.1, pl.7). En cathodoluminescence, des golfes de corrosion apparaissent sur le pourtour des coquilles et la calcite qui les remplit est fortement luminescente (fig.2, pl.7). Les ciments précoces de calcite fibreuse sont également affectés par des phénomènes de dissolution. En effet, certaines franges présentent un pourtour irrégulier soulignant un front de corrosion (fig.3, pl.7). Au microscope optique ce front de corrosion est souligné par une frange sombre micritique plus luminescente que les ciments fibreux en cathodoluminescence (fig.5, 6 ; pl.7). Sur cette frange apparaît souvent une nouvelle génération de ciments fibreux impliquant une origine précoce de la dissolution. La première génération de ciments fibreux présente également des vacuoles de corrosion à pourtour irrégulier et luminescent (fig.4; pl.7).

Des dissolutions affectant les ciments de calcite mosaïque d'enfouissement ont été observées en une seule localité (Sénonville). Elles sont matérialisées par de grands golfes de corrosion à l'intérieur des calcites zonées (fig. 8; pl.7).

- Interprétation

L'aragonite est métastable et donc très rarement conservée dans les sédiments fossiles

jurassiques. Elle est généralement recristallisée en calcite faiblement magnésienne. Toutefois, la calcite magnésienne peut également être originelle et ne pas présenter de recristallisation secondaire.

La dissolution des allochems calcitiques pendant le Jurassique implique l'action d'un fluide agressif. Généralement, l'intervention des eaux météoriques, plus acides que les eaux marines, se trouve à l'origine de telles dissolutions. Par conséquent, la présence de dissolutions de grains ou de ciment calcitiques précoces semble indiquer le passage du sédiment dans la zone météorique au cours de son histoire. La dissolution des calcites mosaïques quant à elle implique une exhumation des dépôts après une phase d'enfouissement. Ces phénomènes ont été observés à Senonville, qui correspond à une zone fracturée et karstifiée. Ces circulations locales et récentes de fluides météoriques à l'intérieur des faciès oxfordiens semblent donc être à l'origine de ces phénomènes de dissolutions tégénétiques.

2.5.1 Ciments de calcite mosaïque

Dans les dépôts oxfordiens de Lorraine, plusieurs générations de ciments ont été observées en cathodoluminescence. Une première génération de ciment apparaît parfois sous la forme de cristaux prismatiques qui, en cathodoluminescence, sont sombres avec des terminaisons plus lumineuses (fig.7; pl.7). Ces cristaux précèdent généralement la mise en place d'une calcite mosaïque en gros cristaux qui remplit le centre des pores. En cathodoluminescence, ces cristaux sont zonés et présentent des couleurs ternes.

La première génération de cristaux sombres à terminaisons lumineuses a été dénommée OBC (Older Banded Cements) notamment par Durllet (1996). Ils ont été considérés un temps comme indicateurs de diagenèse météorique vadose (Durllet, 1996; South et Talbot, 2000) mais semblent en réalité se former pendant les premiers stades de l'enfouissement, (Meyers, 1978; Grover Jr. et Read, 1983; Choquette et James, 1990; Lavoie et Bourque, 1993) éventuellement dans la zone phréatique météorique voire marine (Durllet, communication personnelle). La dernière génération de gros cristaux mosaïques (Younger Ferroan Cement) se met en place pendant les stades ultimes d'enfouissement.

2.5.2 Silts vadoses

La présence de cristaux détritiques de sparite ou de microsparite à la base des pores a été localement observée dans l'Oxfordien de Lorraine. Ils correspondent à l'altération en milieu météorique de ciments précoces préexistants.

2.6 Structures sédimentaires

2.6.1 Structures d'origine biologique

2.6.1.a Stromatolithes

En Lorraine, des structures laminées formées par l'actions de tapis microbiens et/ou algaires ont été observées. Elles sont caractérisées soit par l'alternance de tapis microbiens et de lamines sédimentaires, soit par l'empilement exclusif de lamines microbiennes et/ou algaires. Dans la plupart des cas, ces structures ont une surface plane (fig.2, pl.8), mais un spécimen a été observé à Dugny formant un dôme d'une extension latérale de 30 cm et d'une élévation d'une dizaine de centimètres (fig.1, pl.8).

- Interprétation

Le terme stromatolithe introduit par Kalkowsky (1908) caractérise les structures planes ou en dôme formées par des dépôts microbiens benthiques. Les organismes responsables de ces structures laminées sont généralement les cyanobactéries. Les stromatolithes sont présents dans les environnements intertidaux (Pratt et James, 1992; Feldmann et McKenzie, 1998; Riding, 2000), supratidaux (Purser, 1980; Pratt et James, 1992) et subtidaux parfois profonds (Peryt, 1981; Dromart *et al.*, 1994). Les stromatolithes sont les plus abondants dans les environnements inter et supratidaux où ils sont généralement associés à d'autres structures caractéristiques de ces milieux. Néanmoins, leur présence dans des environnements profonds prouve qu'ils sont capables de se développer sous la limite inférieure de la zone photique à la faveur de croissances bactériennes non photosynthétiques (Dromart *et al.*, 1994).

2.6.1.a Thrombolithes

Les encroûtements microbiens thrombolithiques sont communs dans les environnements récifaux de l'Oxfordien de Lorraine (Carpentier *et al.*, 2002). Ils sont caractérisés par des structures microbiennes mésoscopiques grumeleuses (Kennard et James, 1986; Riding, 2000; Shapiro, 2000). Ces encroûtements forment des structures en mamelons depuis le toit de certaines cavités récifales (fig.3, pl.8) ou construisent une gangue sur le pourtour des coraux branchus et peuvent constituer jusqu'à 50% de la trame construite (Carpentier *et al.*, 2002).

La prolifération des microbes et des constructions thrombolithiques a été observée en corrélation avec une forte quantité d'apports en nutriments dans l'environnement (Whalen *et al.*, 2002). D'après Leinfelder (1993), les environnements mésotrophes et faiblement oxygénés sont propices au développement des thrombolithes. Braga *et al.* (1995) et Olivier *et al.* (2003) ont quant à eux mis en relation l'importance des encroûtements thrombolithiques avec un faible taux de sédimentation.

2.6.1.b Bioturbation et bioérosion

Dans L'Oxfordien de Lorraine la bioturbation est plus ou moins importante selon les niveaux. Elle peut être bien matérialisée par la présence de perforations ou de terriers verticaux ou horizontaux ou être marquée par l'aspect nuageux de certains faciès souligné par des contacts anormaux entre des faciès fin et des faciès plus grossiers. Une orientation des terriers (verticale ou horizontale) prédomine généralement au sein des dépôts comme par exemple l'omniprésence des terriers horizontaux du genre *Thalassinoides* dans les Calcaires à Astartes ou dans l'Oolithe de Dugny à Saint-Germain (fig.4, pl.8). Dans l'Oxfordien de Lorraine, certaines surfaces sont marquées par une grande abondance de perforations notamment du genre *Gastrochaenolites* et/ou *Trypanites* remplies par un sédiment provenant des niveaux supérieurs.

L'étude des traces fossiles permet une reconstitution des paléoenvironnements plus fine et ainsi s'insère parfaitement dans une étude séquentielle (Pemberton *et al.*, 1992; Knaust, 1998; De-Gibert et Ekdale, 2002). Toutefois, lorsque le sédiment n'est pas rapidement enfoui, une bioturbation intense est capable de détruire les structures sédimentaires en donnant au sédiment un aspect secondaire uniforme (Bonem, 1988; Colby et Boardman, 1989) qui peut compliquer l'interprétation en terme d'environnement de dépôt.

2.6.1.c Rhizolithes

L'activité végétale a créé des structures qui ont pu être décrites dans l'Oxfordien de Lorraine. Ces structures racinaires sont caractérisées par la présence de formes cylindriques

anastomosées à diamètre variable contrairement aux terriers (Klappa, 1980). Leur orientation peut aussi bien être verticale qu'horizontale. Elles sont parfois matérialisées uniquement par un moule rempli par de la calcite sparitique (fig.5, pl.8) ou délimitées par un manchon ferruginisé.

2.6.2 Structures d'origine physique

2.6.2.a Structures de dégazage

Plusieurs types de structures de dégazage apparaissent dans l'Oxfordien de Lorraine. Certains niveaux de calcaire mudstone renferment des vacuoles de type bird-eyes. Ces vacuoles ont un contour irrégulier et sont généralement remplies de sparite. Certaines de ces vacuoles présentent des remplissages géotropes de silts vadoses (fig.6, pl.8). Dans certains sédiments granulaires à texture grainstone, apparaissent des vacuoles de type *keystone-vugs* dont la dimension est supérieure à celle des grains qui les entourent. Ces vacuoles ont une orientation aléatoire et sont parfois bordées par des empilements de grains qui forment des colonnettes.

Ces structures de dégazage se mettent en place dans les dépôts temporairement émergés. Elles se rencontrent dans les environnements de plage (pour les sédiments grossiers) ou dans la partie supérieure de la zone intertidale (Purser, 1980)

2.6.2.b Structures de dessiccation

Les dépôts de plate-forme peu profonde de l'Oxfordien de Lorraine ont permis d'observer des surfaces de bancs parcourues par des mosaïques de fentes polygonales (fig.8, pl.8). Ces structures se trouvent au sommet de niveaux stromatolitiques. Le remplissage de ces craquelures correspond au matériel oolithique du banc sus-jacent. En section, ces fentes subverticales ne traversent pas l'ensemble du banc à lamines algaires mais se relaient verticalement avec des décalages horizontaux (fig.7, pl.8).

Ce type de structures polygonales est typique des fentes de dessiccation. Ces dernières impliquent l'émersion du sédiment pendant une période suffisamment longue pour permettre l'évaporation de l'eau interstitielle. C'est pourquoi, elles apparaissent généralement dans la zone intertidale supérieure ou la zone supratidale. En revanche, les structures en teepee également typiques d'un environnement inter à supratidal (Riccardo et Kendall, 1977) n'ont pas été observées au cours de cette étude.

2.6.2.c Structures de dépôt

✓ Structures tidales

Dans certains sédiments grossiers de l'Oxfordien de Lorraine, des structures entrecroisées bidirectionnelles caractérisent les dépôts. Ces derniers généralement oolithiques présentent des stratifications obliques sigmoïdes montrant une direction préférentielle apparente de progradation (fig.1, pl.9). L'extension verticale de chaque mégaride varie entre 30 centimètres et 1,5 mètres. Des petites rides progradantes en direction opposée au sens général de progradation sont parfois visibles à la base de la face aval des mégarides. Au sein de ces mêmes dépôts s'intercalent des stratifications obliques de mégarides orientées dans la direction opposée (fig.1, pl.9). Des drapages argileux ou de calcaire mudstone ont été observés (fig.2, pl.9). Ils se situent également au pied des stratifications obliques sigmoïdes métriques.

En revanche, il existe des localités où aucun sens de progradation dominant n'apparaît

au sein des dépôts. Dans ces faciès, les stratifications obliques sont aussi bien angulaires que sigmoïdes (fig.3, pl.9). A Pagny, des structures chenalisantes apparaissent à l'intérieur de l'Oolithe de Dugny. Leur remplissage présente des stratifications obliques sigmoïdes parfois intercalées avec des drapages argileux. La base de ces structures est franche et ravine les Marnes silteuses de Maxey sous-jacentes.

- Interprétation

Les environnements situés dans la zone de battement des marées sont caractérisés par des inversions du sens du courant dominant au cours du temps qui créent des rides bidirectionnelles observables au sein des sédiments et qui forment des structures de type *herringbones*. Toutefois, dans les environnements tidaux, le courant de flot et le courant de jusant ne suivent pas le même trajet si bien qu'une direction de courant est généralement plus largement exprimée au sein de l'enregistrement sédimentaire (Ashley, 1990; Dalrymple *et al.*, 1990).

Dans les secteurs où leur intensité est la plus importante, les courants de marée créent des dunes hydrauliques asymétriques surmontées sur leur face amont par des mégarides uni ou bidirectionnelles mises en place par avalanching pendant les phases de décélération du courant (Shinn *et al.*, 1990). Le sens du courant dominant est généralement indiqué par le sens de progradation des mégarides ou des barres sableuses (Collinson et Thompson, 1982; Dalrymple *et al.*, 1990) alors que le courant subordonné n'est pas toujours exprimé. Le vortex formé par les courants de retour sur la face aval des barres sableuses est à l'origine de l'allure tangentielle des stratifications obliques caractéristiques des environnements tidaux (Allen, 1980). Lorsque les rides formées par le courant subordonné ou par le courant de retour sont observables, elles apparaissent souvent à la base du flanc aval de la mégaride sous la forme de petites rides parfois grimpantes en sens opposé du sens général de progradation (Hine, 1977; Allen, 1980; Allen et Homewood, 1984; Dalrymple, 1984). C'est à cet endroit que peuvent être également observés les drapages d'étales d'argiles ou de calcaires mudstones mis en place par décantation pendant les périodes où le courant est nul (maximum de marée haute ou minimum de marée basse).

C'est la morphologie rectiligne ou lingoïde des crêtes des mégarides liée à l'intensité du courant qui est à l'origine des stratifications entrecroisées en auges (crêtes lingoïdes) ou obliques angulaires (crête rectiligne) observables en section (Harms *et al.*, 1975). Le plancher ravinant des chenaux tidaux est le plus souvent recouvert par des mégarides tidales ou tapissé par des galets remaniés (Hubbard *et al.*, 1979; Dalrymple *et al.*, 1990). Les chenaux observés à Pagny ne présentent pas de galets à leur base mais ont été progressivement comblés par l'accrétion latérale de mégarides tidales. Les environnements de platier mixte ou boueux caractérisés par la présence de stratifications de type *flaser* (Dalrymple *et al.*, 1990; Dalrymple, 1992) ont également été observés en Lorraine.

L'absence de structures liées à la houle de beau temps (rides d'oscillation, plages) ou de structures liées à la houle de tempête (HCS) implique souvent une position interne peu profonde des faciès à mégarides tidales. Seuls quelques rares affleurements présentent des niveaux de plages intercalés au sein des faciès tidaux. Cette caractéristique implique une position externe de ces faciès soumis à l'action des tempêtes et de la houle de beau temps.

✓ Structures liées à l'action de la houle de beau temps

L'action de la houle de beau temps crée des structures de dépôt différentes en fonction de la profondeur.

Plages :

Des faciès bien triés à texture grainstone et renfermant des lamines et/ou des stratifications horizontales ou à angle faible ont pu être décrits dans l'Oxfordien de Lorraine (fig.4, pl.9). Ces faciès peuvent être organisés en cliniformes progradants parfois rectifiés par des surfaces ravinantes. Ces caractéristiques sont typiques des environnements de plage. En effet, dans la zone de déferlement des vagues, les sédiments sont bien triés et bien lessivés par l'action répétée des vagues. L'activité incessante des courants de déferlement est à l'origine des laminations et/ou des stratifications horizontales ou à angle faible. Les surfaces ravinantes parfois présentes au sommet des cliniformes de plage, correspondent à des surfaces de rectification de tempêtes.

Rides symétriques d'oscillation :

Des rides symétriques apparaissent au sein des dépôts oxfordiens. Suivant les localités, elle ont une longueur d'onde qui varie entre 5 cm et 1 m (fig.5, pl.9). Leur extension verticale varie entre 2 cm pour les rides à petite longueur d'onde et 20 cm pour les rides à plus grande longueur d'onde. Les rides à grande longueur d'onde sont généralement constituées par des sédiments granulaires tels que des grainstones oolithiques ou des lumachelles à exogyres. En revanche, les rides à faible longueur d'onde sont formées par un sédiment plus fin tel qu'un micrograinstone silteux ou un calcaire mudstone.

Dans l'avant plage c'est l'action oscillatoire de la houle de beau temps qui est capable de créer des rides symétriques (Martel et Gibling, 1991). Toutefois, ces structures ne permettent pas de diagnostiquer formellement un environnement au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps. En effet, des champs de rides symétriques d'oscillation de houle ont été décrites associées ou non à des HCS (hummocky cross-stratification) dans des environnements sous la limite inférieure d'action des vagues de beau temps suite à d'importantes tempêtes (Forbes et Boyd, 1987; Leckie, 1988). De plus, les séquences idéales de tempêtes décrites par Aigner (1985) ou par Dott et Bourgeois (1982) font état de rides symétriques d'oscillation sommitales mises en place par l'action de la houle de fin de tempête.

✓ Structures liées aux tempêtes

Washover :

Dans l'Oxfordien de Lorraine, des niveaux grossiers dont l'épaisseur varie entre 20 cm et 1,5 m s'intercalent au sein des faciès fin de lagon. Ces intercalations présentent des laminations horizontales ou à angle faible. Le contact de base de ces dépôts est franc au sommet des dépôts d'environnement plus protégé sous-jacents. Le matériel généralement rencontré à l'intérieur des faciès grossiers est constitué de péloïdes, d'ooïdes micritisées, de débris coralliens et de bivalves remaniés. Un granoclassement vertical est parfois observable.

Ces intercalations grossières sont caractéristiques des dépôts de washover. Ces derniers matérialisent l'arrivée brutale de matériel remanié depuis la barrière dans un environnement protégé subaérien lagonaire pendant les tempêtes ou les marées d'amplitude exceptionnelle. Ces dépôts sont caractérisés par des laminations et/ou des stratifications horizontales ou à angle faible renfermant un matériel grossier parfois granoclassé (Schwartz, 1982; Duc et Tye, 1987; Roep *et al.*, 1998; Sedgwick et Davis Jr, 2003). Le contact est généralement marqué au sommet des faciès sous-jacents (Duc et Tye, 1987). La partie distale du lobe peut présenter des laminations obliques angulaires qui résultent de la décélération du courant à l'intérieur du lagon subtidal (Hubbard *et al.*, 1979; Schwartz, 1982; Sedgwick et Davis Jr, 2003). Ce type de dépôt est mieux préservé dans les environnements microtidaux (Schwartz, 1982; Duc et Tye, 1987)

Spillover :

Dans les dépôts oxfordiens de Lorraine, des structures à stratifications obliques angulaires unidirectionnelles apparaissent tantôt au sein des faciès lagonaires, tantôt au sein des faciès de shoal oolithique. L'extension verticale de ces structures est réduite et ne dépasse généralement pas 40 cm. Le sédiment qui les compose présente une texture packstone grainstone et renferme des ooïdes, des oncoïdes, des peloïdes et des bioclastes. A Void, deux ensembles montrant des directions opposées de progradation apparente sont observables au sein d'un même intervalle.

Lorsque ces lobes d'épandage de tempêtes se mettent en place dans un environnement totalement immergé, la vitesse du courant diminue rapidement et crée par avalanches des stratifications obliques angulaires dominantes par rapport aux litages plans (fig.6, pl.9). Ces lobes de spillover progradent en direction du lagon. En section, suivant l'angle selon lequel on recoupe deux lobes d'épandage contemporains, les directions apparentes de progradation peuvent apparaître opposées alors que la direction globale de progradation des différents lobes est la même.

Brèches coralliennes de cyclones :

Parfois, associés aux dépôts de plage, des niveaux grossiers à nombreux coraux remaniés ont pu être observés. Ces dépôts se situent préférentiellement au sommet des plages. A Dompcevrin, ces niveaux de brèches coralliennes contiennent des mégaclastes d'environ 1 mètre de diamètre (fig.7, pl.9). Les dépôts sont chaotiques, sans stratifications ni structures sédimentaires apparentes. La base de ces niveaux ravine les bancs sous-jacents. La matrice entre les débris coralliens anguleux sans traces d'usure correspond à un grainstone oolithique mal trié. Les niveaux de brèches forment par endroit des reliefs pouvant atteindre 1,5 m. Les différentes études menées sur des récifs annulaires et des îles de l'Océan Pacifique après le passage de cyclone ont montré qu'une des conséquences principales de ces événements exceptionnels est la formation de brèches coralliennes pouvant contenir des mégaclastes de plusieurs tonnes (Scoffin, 1993; Noormets *et al.*, 2002) sur les plages faisant face à l'avancée du cyclone (Baines *et al.*, 1974; Bourrouilh-Le-Jan et Talandier, 1987; Noormets *et al.*, 2002).

L'épaisseur des brèches coralliennes peut atteindre plusieurs mètres. La plupart de ces niveaux surmontent directement des plages. Les ouragans sont capables de tronquer le sommet des plages. Ainsi, dans un cas précis, à 12 m au dessus de la base de la coupe de Dompcevrin, la plage est totalement ravinée et disparaît latéralement sous un niveau de tempête.

La granulométrie à l'intérieur des dépôts de cyclone décroît progressivement en direction du lagon (Bourrouilh-Le-Jan et Talandier, 1987; Scoffin, 1993). Cette caractéristique se retrouve à Dompcevrin où les niveaux de brèche les plus grossiers recouvrent ou sont recouverts par des plages.

L'ensemble de ces similitudes entre les dépôts de cyclones actuels et les dépôts observés dans cette étude permettent d'affirmer que les brèches coralliennes de Dompcevrin correspondent à des dépôts de cyclones.

Sillons d'érosions à grande longueur d'onde :

Ce type de structures se rencontre essentiellement dans les faciès boueux de la formation des Calcaires de Creuë. Elles correspondent à de grands sillons dont la profondeur peut atteindre 1 mètre et qui ont une extension latérale plurimétrique (fig.8, pl.9). Les différentes structures se recoupent parfois donnant une allure complexe au système. Les sillons se rencontrent entre les bioconstructions des Calcaires coralliens d'Euville et sont remplis

par un sédiment calcaire fin à texture mudstone. Cependant, à Euville dans la carrière des Cotillons, un remplissage fait de débris coralliens a été observé à l'intérieur de l'un de ces sillons à proximité d'un récif. Cette dernière observation suggère que ce sont les tempêtes qui sont à l'origine de ces structures à grande longueur d'onde. Leur remplissage par de la boue carbonatée peut s'expliquer par l'absence de matériel grossier dans le milieu ou par le transit de ce matériel pendant les tempêtes.

Tempestites :

Tempestites coquillières (type 1) :

Ces bancs coquilliers ont une texture packstone et renferment essentiellement des coquilles d'huîtres et d'astartes (membre A) (fig.7a). Néanmoins, ces dernières peuvent être associées à d'autres bioclastes tels que des serpules, des échinodermes, des brachiopodes, et des algues calcaires. Des pellets fécaux sont également présents. Les bancs coquilliers peuvent localement présenter des lithoclastes de mudstone dans leur partie inférieure. Des gouttières d'érosion ont souvent été observées en semelle de banc et le sommet de l'ensemble présente fréquemment des rides symétriques de longueur d'onde variant entre 40 cm et 1 m (fig.7a). La plupart des tempestites ne présente pas de granoclassement. Néanmoins, certaines laissent apparaître une évolution verticale depuis un packstone à coquilles de lamellibranches présentant une orientation préférentielle horizontale vers un wackestone dans lequel l'orientation des coquilles est plus aléatoire (fig.7b). Ces tempestites se rapprochent des tempestites de type A et B décrites par Fürsich et Oschmann (1986) dans le Kimméridgien du Boulonnais.

Tempestites litées granoclassées à base érosive grossière (type 2) :

Leur caractéristique commune est la présence d'un granoclassement marqué. L'épaisseur des dépôts varie entre 5 et 15 cm. Ces tempestites laissent apparaître la totalité ou une partie de la séquence de tempête idéale (Dott et Bourgeois, 1982; Walker *et al.*, 1983; Aigner, 1985; Seilacher et Aigner, 1991). En effet, la plupart de ces tempestites litées est composée d'une base grossière à coquilles de lamellibranches et galets de calcaire mudstone remaniés (fig.7c, 7d). Les coquilles ont parfois une orientation préférentielle horizontale. Des gouttières d'érosion ont été observées en semelle de banc. Il est à noter que ce premier ensemble n'est pas toujours exprimé. Ce niveau est localement surmonté par un calcaire micrograinstone à grains de quartz et lamines horizontales (membre B) (fig.7d, 7e). Dans certains cas, les lamines évoluent progressivement vers des formes mamelonnées convexes vers le haut qui s'empilent en accréation verticale (HCS) (membre C) (fig.7g). Le sommet de la séquence présente parfois des rides symétriques de houle de fin de tempête (membre D)(fig.7d). La bioturbation localement importante peut affecter les lamines et donner une allure « nuageuse » au sédiment (fig.7f, 7h).

Tempestites de type microHCS (type 3) :

Ces tempestites correspondent à de fins niveaux bioclastiques plus ou moins silteux intercalés au sein de calcaires mudstones ou des marnes. L'épaisseur peu importante de ces niveaux varie entre 2 et 5 centimètres (fig.7i, 7j, 7k). Ils présentent des lamines parfois horizontales et/ou des lamines de type HCS. Ces passées plus grossières que le sédiment encaissant peuvent être latéralement discontinues. Cet aspect discontinu résulte tantôt d'un remaniement par bioturbation, tantôt d'une installation lenticulaire des couches de tempêtes.

- **Interprétation**

L'action d'un courant exclusivement unidirectionnel (Handford, 1986) ou d'un courant exclusivement oscillatoire (Dott et Bourgeois, 1982) à l'origine de la formation des tempestites

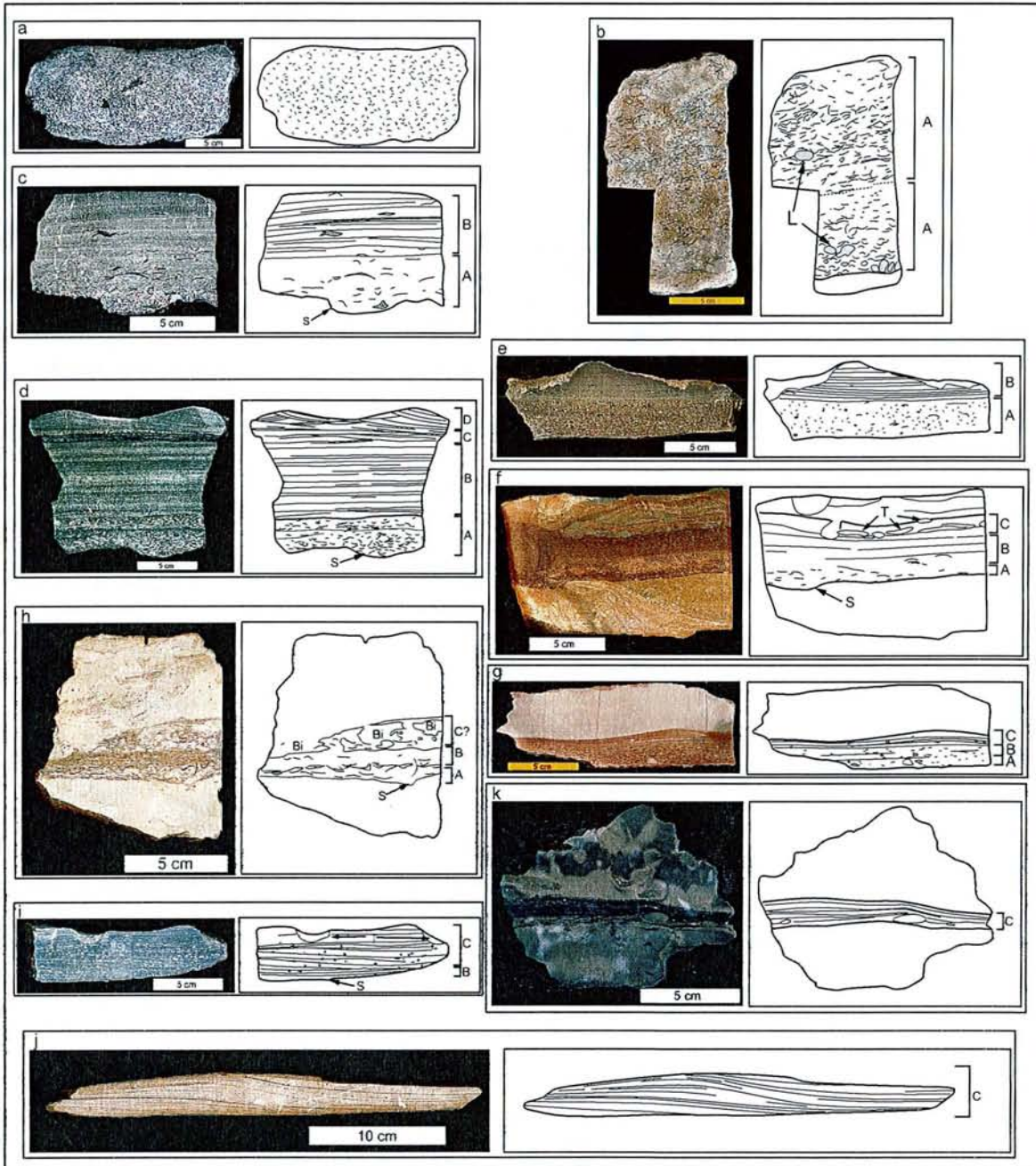


Figure 7 : a) Tempestite coquillière non granoclassée à base érosive (type 1); b) Tempestite coquillière granoclassée (type 1) à lithoclastes de calcaire mudstone (L). Noter l'amalgame des différentes séquences de tempête; c) Tempestite litée granoclassée (type 2) à sillon d'érosion en semelle de banc (S). Les membres A et B sont représentés; d) Tempestite litée granoclassée à base érosive (type 2). Noter la présence de la séquence idéale de tempête avec tous les membres représentés; e) Tempestite litée granoclassée (type 2) à base faiblement érosive ; f) Tempestite litée silteuse (type 2) à base coquillière ravinante réduite. Noter la détérioration des structures de dépôt par les terriers du genre *Thalassinoides* (T); g) Tempestite litée granoclassée (type 2) à matériel fin et à base coquillière quasi inexistante; h) Tempestite granoclassée (type 2) fortement affectée par la bioturbation (Bi) donnant un aspect «nuageux» au sommet de la couche de tempête; i) Tempestite à matériel fin et lamines horizontale ou à angle faible (type 3). La base est très faiblement érosive; j) Tempestite à matériel fin présentant des lamines mamelonnées de type HCS (type 3); k) Tempestite fine bioturbée et montrant des lamines fines ondulées (type 3).

à HCS a été proposé par différents auteurs. Finalement, il semblerait que les tempestites granoclassés à HCS se mettent en place sous l'influence combinée des courants oscillatoires de la houle de tempête et des courants unidirectionnels de la dérive littorale (Greenwood et Sherman, 1986) et/ou de retour en direction du large (Leckie et Krystinik, 1989; Cheel, 1991;

Sarkar *et al.*, 2002).

En effet, les séquences idéales des tempestites externes proposées par Aigner (1985), Dott et Bourgeois (1982), Walker *et al.* (1983) ou Weindong *et al.* (1997) présentent différents membres qui correspondent à des périodes d'érosion ou de sédimentation sous l'influence d'un courant unidirectionnel ou oscillatoire. Au début de la tempête, les forts courants unidirectionnels de dérive littorale orientés parallèlement à la côte (Greenwood et Sherman, 1986; Nummedal, 1991; Sarkar *et al.*, 2002) ou les courants de retour de la houle orientés perpendiculairement à la côte (Leckie et Krystinik, 1989; Cheel, 1991) creusent des sillons de plus en plus marqués dans les zones les plus proximales. Ces sillons sont progressivement remplis par un matériel grossier lumachellique (membre A) et à lithoclastes lorsque l'intensité des courants unidirectionnels commence à diminuer (Fürsich et Oschmann, 1986). L'apparition de lamines planes à matériel plus fin (membre B) au dessus du membre A illustre l'affaiblissement progressif de la vitesse de ces courants lorsque la tempête perd en intensité (Kreisa et Bambach, 1982; Walker *et al.*, 1983). Progressivement, l'action des courants oscillatoires de la houle de tempête (présents depuis le début de la tempête mais masqués par l'action des courants unidirectionnels) est matérialisée dans l'enregistrement sédimentaire et se trouve à l'origine des lamines à matériel fin, mamelonnées, en accréation verticale de type HCS (membre C) qui recouvrent le membre B. Enfin, les courants oscillatoires de houle de fin de tempête sont à l'origine des rides symétriques (membre D) présentes au sommet de la séquence idéale (Dott et Bourgeois, 1982).

Cette séquence idéale est toutefois rarement entièrement représentée dans l'enregistrement sédimentaire. En effet, la formation des différents membres est tributaire de la bathymétrie qui influe sur l'intensité relative des courants unidirectionnels et oscillatoires, de la nature et de la granulométrie des grains exportés, et enfin de la durée et de l'intensité de la tempête. Aigner (1982; 1985) a proposé une zonation bathymétrique des différentes tempestites en fonction de l'importance relative des membres qui les composent. Ce modèle place les tempestites coquillières dans un environnement proximal dans lequel l'intensité de la tempête est la plus forte et est capable de mobiliser les particules les plus grossières. C'est également dans cet environnement que l'érosion est la plus importante et que les structures sont les plus amalgamées (Dott et Bourgeois, 1982; Fürsich et Oschmann, 1986). Les structures à matériel plus fin dues à l'action oscillatoire de la houle de fin de tempête sont rarement préservées dans ce type de milieu du fait de leur remaniement postérieur par l'action de la marée (Duke, 1985) ou des tempêtes.

Dans les environnements plus distaux, l'intensité des courants unidirectionnels est plus faible créant des sillons d'érosion moins profonds et exportant une quantité plus réduite de matériel grossier. Dans ces d'environnements, l'action des courants oscillatoires de fin de tempête est enregistrée sous la forme d'HCS et/ou de rides de houle en sommet de banc. Enfin, dans les environnements les plus profonds proches de la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes, seul un courant oscillatoire est actif au plus fort de la tempête créant des structures laminées de faible épaisseur qui renferment du matériel fin et qui peuvent montrer des laminations de type HCS (Aigner, 1985; Myrow, 1992). Ces structures sont souvent latéralement discontinues.

La granulométrie des grains exportés influe également sur la nature des membres observés au sein des niveaux de tempêtes. En effet, lorsque le seul matériel disponible est grossier, il n'est pas susceptible de former des structures laminées planes ou de type HCS. Leckie (1988) a ainsi décrit des rides symétriques de houle se formant dans les mêmes conditions hydrodynamiques que celles à l'origine des structures de type HCS. Le paramètre régissant la formation de l'une ou l'autre structure étant la taille des grains. Les faciès plus grossiers produisent des rides de houle alors que le matériel plus fin constitue les structures de type HCS.

L'intensité et la durée des tempêtes peuvent influencer sur l'action relative des différents types de courant au cours du temps et sur la présence des différents membres (Myrow et Southard, 1996). En effet, une tempête violente mais cessant rapidement est susceptible de développer des courants unidirectionnels importants (membres A et B) pendant toute la durée de l'évènement et les courants oscillatoires (membres C et D) généralement dominants en fin de tempêtes ne seront quasiment pas enregistrés dans les dépôts. L'effet inverse est probablement engendré par des tempêtes d'intensité moindre et à durée plus longue.

Dans les dépôts oxfordiens de Lorraine, une grande quantité de tempestites présentant les différents membres plus ou moins bien exprimés a été observée. En fonction de l'importance de ces différents membres, un modèle est proposé en figure 8 en s'appuyant pour l'essentiel sur les zonations faites dans les modèles d'Aigner (1985), Dott et Bourgeois (1982), Walker *et al.* (1983) ou Weindong *et al.* (1997). Toutefois, étant donné les nombreux facteurs énoncés ci-dessus en sus de la bathymétrie qui peuvent influencer sur l'importance relative des différents membres au sein des dépôts de tempête, il est nécessaire d'utiliser ce modèle comme un fil directeur dans l'étude des environnements de dépôt et non pas comme une réalité absolue. Quoi qu'il en soit, en présence dans un même intervalle de tempestites litées à lamines horizontales, de tempestites mamelonnées et/ou de tempestites à rides de houle et en fonction de l'importance du membre basal coquillier, une estimation relative des profondeurs de dépôt peut raisonnablement être proposée.

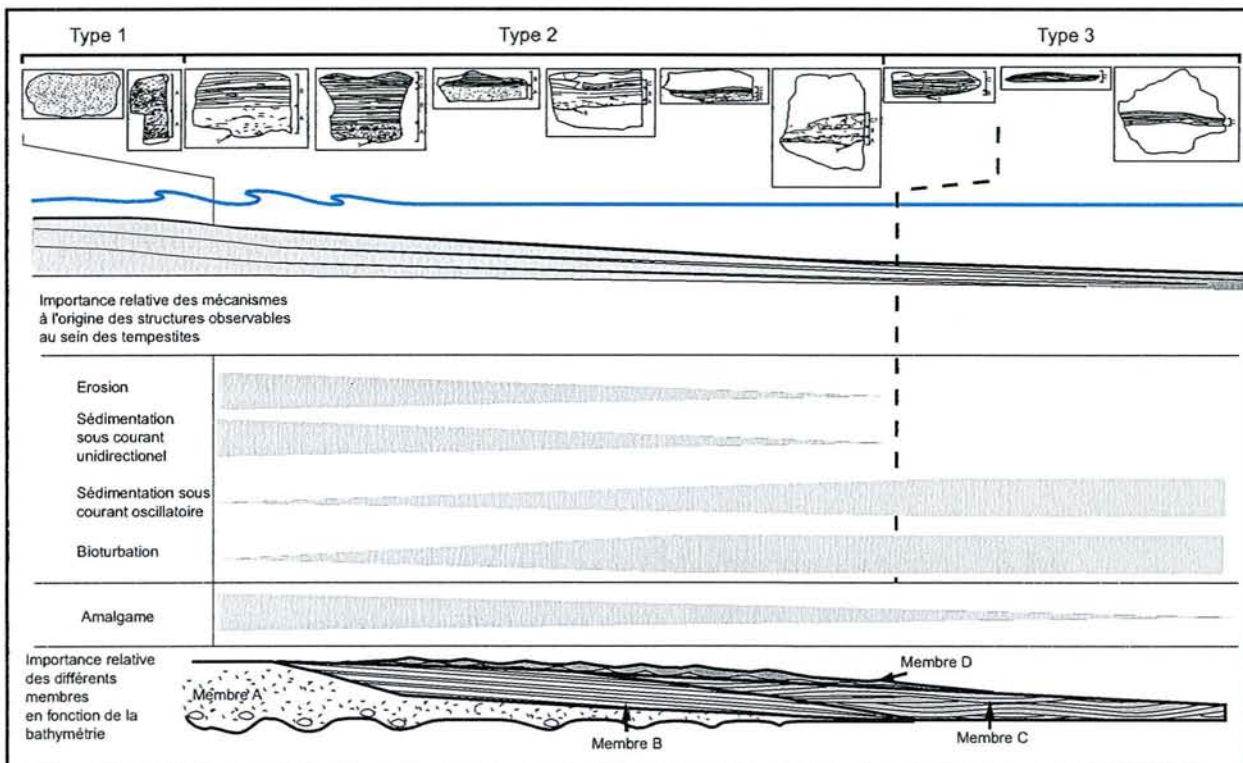


Figure 8 : Répartition bathymétrique des différents types de tempestites observées en Lorraine. Répartition de l'importance relative des mécanismes de formation à l'origine des différents membres.

3 Construction d'un cadre séquentiel

La construction d'un cadre séquentiel passe inévitablement par la connaissance des principes de base qui régissent la répartition des corps sédimentaires dans l'espace et dans le temps. Depuis la fin des années 70, plusieurs modèles ont été proposés mettant en relation l'action de la tectonique, de l'eustatisme et du climat (Vail *et al.*, 1977; Vail *et al.*, 1987; Cross,

1988; Strasser, 1988; Ferry, 1991; Guillocheau, 1991b; Vail *et al.*, 1991; Homewood *et al.*, 1992). Les paragraphes qui suivent décrivent les notions indispensables en stratigraphie séquentielle, les concepts associés à chaque modèle et les différences fondamentales entre les systèmes de dépôt carbonatés et les systèmes silicoclastiques. Les dépôts oxfordiens de Lorraine correspondent essentiellement à des dépôts de plate-forme. Par conséquent, je ne détaillerai pas ci-dessous les systèmes gravitaires ou turbiditiques qui se mettent en place dans les environnements de bassin.

3.1 Définitions

3.1.1 Notion de séquence

L'approche séquentielle d'un terrain d'étude s'effectue par la reconnaissance et l'interprétation des discontinuités visibles dans l'enregistrement sédimentaire. Une séquence de dépôt *sensu* Vail (1977; 1987; 1991) est définie à l'échelle sismique par la succession relativement conforme de strates reliées génétiquement qui est limitée par des discontinuités (limites de séquences) et leurs conformités corrélables (Van-Wagoner *et al.*, 1988). En d'autres termes, une séquence de dépôt au sens d'*Exxon* regroupe les strates qui ont une évolution verticale continue et se trouve limitée par des discontinuités de chute du niveau marin relatif observables au sein de l'enregistrement sédimentaire.

Néanmoins, Galloway (1989a; 1989b) puis Guillocheau (1991b) et Homewood *et al.* (1992) ont proposé d'utiliser non pas les émergences mais les surfaces d'inondation maximales comme limites de séquences. Galloway (1989a; 1989b) considère en effet que dans les environnements de plate-forme silicoclastique peu profonde, les surfaces de maximum d'ennoyage sont les plus facilement identifiables au sein de l'enregistrement sédimentaire.

Dans le cas de l'Oxfordien de Lorraine, les maxima d'ennoyages se sont avérés au contraire plus difficilement traçables que les discontinuités d'émergence ou les surfaces de transgression. Cependant, le modèle de Vail pose un problème majeur lorsque deux discontinuités de chute du niveau marin relatif se superposent dans un même demi-cycle régressif. Dans cette situation, placer la limite de séquence s'avère difficile. C'est pourquoi je me suis appliqué dans ce mémoire à décrire les cycles sédimentaires en fonction de leur tendance transgressive ou régressive sans utiliser les discontinuités de chute du niveau marin relatif comme limite de séquence mais plutôt en utilisant les maxima régressifs comme limite de cycles.

3.1.2 Notion d'accommodation et d'espace disponible

La notion d'accommodation est très importante dans une étude séquentielle. En effet, l'accommodation se définit par l'espace disponible cumulatif créé ou supprimé par interaction des variations eustatiques et des variations tectoniques (Cross, 1988). La création d'accommodation peut être ou non compensée par la sédimentation. C'est le rapport A/S entre le taux d'accommodation (A) et le taux de sédimentation (S) qui définit l'accumulation, le non dépôt ou au contraire l'érosion des sédiments le long d'un profil de dépôt.

3.1.3 Ordres de séquences de dépôts emboîtées et notion de *stacking pattern*

Dans les dépôts de l'Oxfordien de Lorraine, plusieurs fréquences de séquences ont parfois été observées. En effet, les variations du niveau marin relatif qui contrôlent en partie l'organisation spatiale des séquences de dépôt sont constituées de l'emboîtement de plusieurs fréquences (Mitchum et Van-Wagoner, 1991). La conséquence d'un tel emboîtement est la superposition d'un signal haute, moyenne ou basse fréquence dans l'empilement des

séquences de dépôt (Mitchum et Van-Wagoner, 1991).

Le modèle d'empilement de séquences le plus largement admis est hiérarchique, c'est à dire qu'il considère que les variations à haute fréquence ont une amplitude moindre que celles à plus basse fréquence (fig.9a). Il en résulte une amplification des chutes à haute fréquence pendant les périodes de baisses eustatiques à plus basse fréquence et inversement pendant les périodes de montée à basse fréquence (fig.9a) (Guillocheau, 1991b). C'est à partir de ce postulat que peut être effectuée l'étude de l'empilement vertical des séquences élémentaires désignées sous le terme paraséquence (Mitchum et Van-Wagoner, 1991), unités génétiques (Guillocheau, 1991b; Homewood *et al.*, 1992) ou « progradational events » (Cross, 1988). Cette méthode est appelée méthode du *stacking pattern* (Cross, 1988; Van-Wagoner *et al.*, 1988; Goldhammer *et al.*, 1990). En se basant en partie sur la loi de Walther et sur la notion d'accommodation, cette méthode permet de définir la tendance générale à l'ouverture ou au contraire au confinement du milieu de dépôt en fonction de l'évolution verticale des épaisseurs et de l'amalgame des séquences élémentaires (reflétant l'augmentation ou la diminution de l'espace disponible) et des faciès qu'elles présentent (Koerschner et Read, 1989). Cette méthode s'avère nécessaire dans les environnements de plate-forme carbonatée à faible

gradient topographique dans lesquels les séquences élémentaires sont souvent latéralement discontinues. C'est le cas en partie pour l'Oxfordien moyen de Lorraine.

Cependant, si ce modèle semble valable pour les périodes climatiques chaudes soumises à de faibles variations climatiques (e.g. greenhouse) (Lehrmann et Goldhammer, 1999; Rankey *et al.*, 1999), il en va autrement pour les périodes soumises à des variations climatiques importantes (e.g. icehouse). En effet, pendant les périodes froides, le glacioeustatisme engendre des variations importantes du niveau marin à haute fréquence qui perturbent ou masquent parfois le signal à basse fréquence (Goldhammer *et al.*, 1990; Rankey *et al.*, 1999). Cette approche qui prend en compte les phénomènes climatiques a permis notamment à Ferry (1991) puis Malartre *et al.*

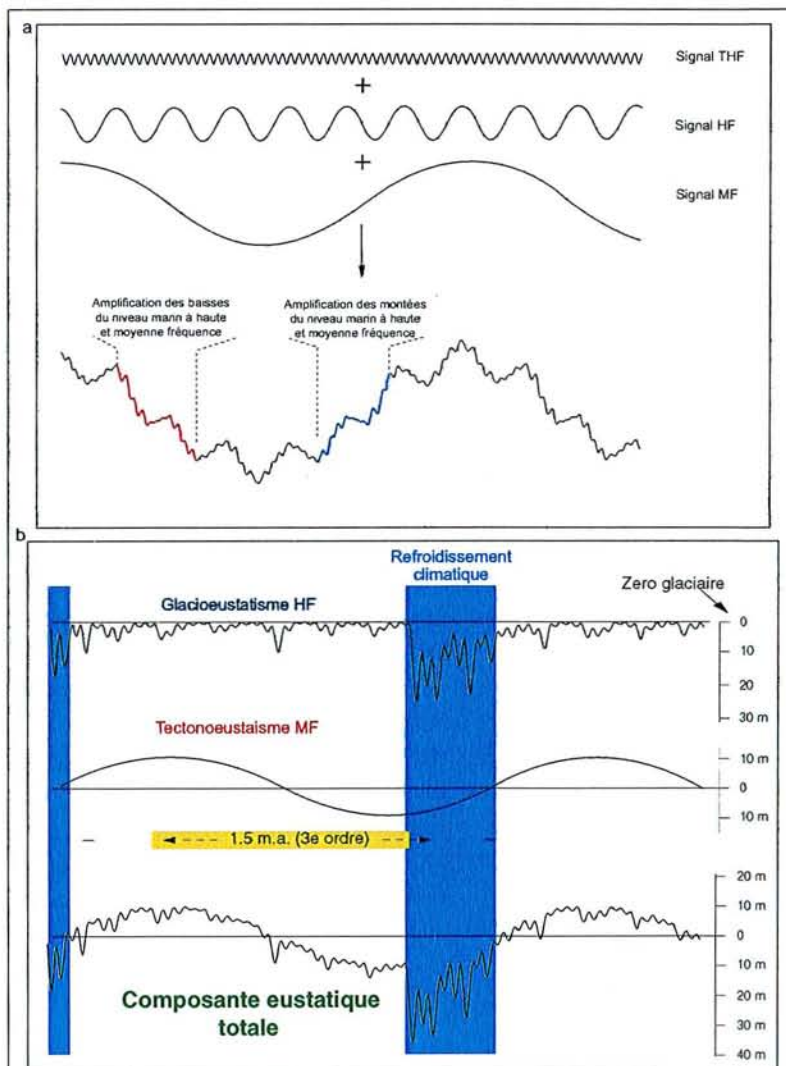


Figure 9 : a) modèle hiérarchique de superposition des différentes fréquences eustatiques; b) modèle de surimposition des deux composantes déphasées de l'eustatisme dans les cycles de troisième ordre (modifié d'après Ferry, 1991).

(1998) de proposer des scénarios expliquant, par l'action d'un refroidissement climatique, des discontinuités de chute du niveau marin relatif à haute fréquence pendant le début des phases transgressives à basse fréquence (fig.9b).

Par conséquent, il faut rester critique vis à vis de la méthode du *stacking pattern* puisqu'elle s'appuie sur une représentation hiérarchique des amplitudes des signaux à différentes fréquences qui peut se révéler fautive. En effet, des variations à haute fréquence de grande amplitude sont à même de briser l'organisation « harmonieuse » de l'empilement des séquences élémentaires. C'est pourquoi, lorsque cela est possible, les interprétations obtenues à partir de cette méthode doivent être confrontées aux données biostratigraphiques et aux données sur les géométries progradantes, aggradantes ou rétrogradantes des corps sédimentaires à plus grande échelle afin de bien contraindre la part relative des différentes fréquences dans l'organisation des dépôts.

Plusieurs ordres de séquences allant du 1^e au 5^e ordre ont été définis en fonction de leur durée (Mitchum et Van-Wagoner, 1991; Vail *et al.*, 1991), les séquences de troisième ordre ayant été décrites à l'échelle sismique dans le modèle d'Exxon. Ainsi, des datations fines (biostratigraphiques ou autres) sont indispensables afin de donner un ordre aux séquences décrites. Tel n'est pas le cas pour les dépôts oxfordiens de Lorraine. Par conséquent, dans ce mémoire, à défaut de parler d'ordre, la désignation des cycles en terme de basse, moyenne et haute fréquence s'est imposée comme étant une solution adéquate. Nous verrons par la suite (cf. chap.VII, §2.1.1) si il est possible de les rapporter à des ordres précis.

3.1.4 Cortèges de dépôt

La méthode du *stacking pattern* couplée à l'étude des géométries permet donc de définir une tendance générale aggradante, progradante ou rétrogradante des corps sédimentaires. A partir de ces tendances, il est possible d'identifier des cortèges de dépôt (fig.10).

3.1.4.a Cortège de haut niveau marin

Un cortège de haut niveau marin regroupe les strates formant un cortège aggradant puis progradant comprises entre un maximum d'envoyage (cf. § 3.1.6.b) et une limite de séquence de type I ou II *sensu* Vail (cf. § 3.1.4.b) (Van-Wagoner *et al.*, 1988) ou un maximum régressif si aucune discontinuité de chute du niveau marin relatif n'est présente. Ce cortège de dépôt se met en place pendant la fin d'une montée et le début de la baisse ultérieure du niveau marin relatif (fig.10a). Le rapport A/S se situe entre 0 et 1 (progradation avec une composante aggradante). Les modèles d'Exxon (Vail *et al.*, 1977; Mitchum et Van-Wagoner, 1991; Vail *et al.*, 1991), de Galloway (1989a), de Sarg (1988) ou de Cross (1988) illustrent cette progradation des ceintures de faciès sur la plate-forme en direction du large pendant la mise en place du cortège de haut niveau marin. Dans le modèle de Galloway, ce cortège représente le motif élémentaire délimité à la base et au sommet par des surfaces de transgression et des maxima d'envoyage peu développés verticalement (limite de séquence) qui marquent des rétrogradations rapides des ceintures de faciès. Le modèle de stratigraphie génétique utilise également les unités progradantes comme motif de base, les intervalles transgressifs étant condensés. L'avantage de ce modèle est sa reproductibilité à toutes les échelles aussi bien pour les cycles à haute fréquence (paraséquences ou unités génétiques) que pour les séquences de troisième ordre. Nous verrons au cours de ce mémoire, que pour l'Oxfordien de Lorraine cette représentation n'est pas forcément vérifiée.

Quoi qu'il en soit, la migration vers la mer des ceintures de faciès est valable pour les systèmes de rampe silicoclastique ou carbonatée. En revanche, dans les environnements de plate-forme peu profonde à faible gradient topographique il s'avère que cette représentation est parfois modifiée. En effet, pendant la fin du cortège de haut niveau marin les faciès de

bordure de plate-forme ont parfois tendance à se propager en direction de l'intérieur du lagon (Scoffin et Tudhope, 1988; James et Kendall, 1992; Saller *et al.*, 1993)

3.1.4.b Cortège de bas niveau marin et limite de séquence de type 1 (*sensu Vail*)

Ce système de dépôt a été proposé dans le modèle d'Exxon (Vail *et al.*, 1977; Vail *et al.*, 1987; Van-Wagoner *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991; Posamentier et James, 1993) mais n'apparaît pas dans les modèles de stratigraphie génétique (Cross, 1988; Galloway, 1989a; Guillocheau, 1991b; Homewood *et al.*, 1992). Il correspond à un ensemble de strates déposées en avant du shelf break qui marque le changement entre la pente faible de la plate-forme et la pente plus inclinée du talus (Van-Wagoner *et al.*, 1988). Le cortège de bas niveau marin repose sur une discontinuité de chute du niveau marin relatif (fig.10b) qui marque la vitesse maximale de chute du niveau marin relatif ($A/S < 0$).

Dans le modèle d'Exxon, le cortège de bas niveau marin est subdivisé en une partie inférieure progradante (fin de la baisse du niveau marin relatif) et une partie supérieure aggradante voire rétrogradante (point d'inversion et début de la remontée du niveau marin relatif) délimitée à la base par une surface d'inversion de tendance qui coïncide avec un maximum régressif, et au sommet par une surface de transgression. Sur la plate-forme, l'équivalent latéral synchrone coïncide avec une surface d'émersion et/ou d'érosion. Cette surface correspond à une limite de séquence de type 1 *sensu Vail*. C'est sur cette dernière que le cortège transgressif vient en *onlap*. Bien que cette limite de séquence ait été définie comme une surface, elle peut parfois correspondre à un intervalle du fait de la superposition d'un signal à haute et d'un signal à basse fréquence (Montañez et Osleger, 1993; Hillgärtner, 1998; Pittet et Strasser, 1998). Dans les systèmes carbonatés, pendant le dépôt du cortège de bas niveau marin, des phénomènes de karstification peuvent apparaître sur la plate-forme. Toutefois, ces phénomènes nécessitent une émersion prolongée. A défaut, l'émersion peut n'être marquée que par des phénomènes diagénétiques identifiables à l'échelle de la lame mince.

Un des problèmes du modèle d'Exxon réside dans la prise en compte du cortège de bas niveau marin uniquement pour les séquences de troisième ordre. Les mécanismes sédimentaires pour les séquences à plus haute fréquence n'y sont pas abordés. Dans l'exemple de l'Oxfordien de Lorraine, nous verrons que certains cas de régression forcée ont pu être mis en évidence.

3.1.4.c Cortège de bordure de plate-forme et limite de séquence de type 2 (*sensu Vail*)

Les cortèges de bordure de plate forme, tout comme les cortèges de bas niveau marin, sont délimités à la base par des discontinuités de chute soulignant la vitesse maximale de baisse du niveau marin relatif (fig.10c). Ces cortèges de dépôt sont décrits dans le modèle d'Exxon. Ces chutes du niveau marin relatif sont cependant moins importantes que celles à l'origine des cortèges de bas niveau marin ($A/S=0$). Le cortège de bordure de plate-forme se situe au niveau du shelf break mais s'étend jusque dans les parties externes de la plate-forme. En théorie, ce cortège de dépôt ne présente qu'une composante aggradante voire rétrogradante et par conséquent le maximum régressif coïncide avec la discontinuité de chute du niveau marin relatif. Seules les parties les plus internes de la plate-forme sont émergées lors de sa mise en place (Vail *et al.*, 1987; Sarg, 1988; Van-Wagoner *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991). Le sommet de ce cortège de dépôt comme pour celui du cortège de bas niveau marin est délimité par une surface de transgression. Dans l'intérieur de la plate-forme, la surface d'émersion contemporaine à la mise en place du cortège de bordure de plate-forme correspond à une limite de séquence de type 2 au sens de Vail (1977 ; 1991). Comme pour le

cortège de bas niveau marin, cette limite de séquence peut correspondre à un intervalle plutôt qu'à une surface (Pittet et Strasser, 1998).

3.1.5 Autre type de limite de séquence (type 3 *sensu* Schlager)

La limite entre un cortège de haut niveau marin progradant et un cortège transgressif n'est pas toujours marquée par une discontinuité (Schlager, 1992). Si la subsidence est assez importante pour compenser en partie une baisse eustatique du niveau marin, le sommet de la plate-forme n'émerge pas. La limite de séquence dans ce cas peut être marquée par une surface de ravinement de transgression à la base du cortège transgressif (Saltzman, 1999; Schlager, 1999) ou par une inversion de tendance synonyme de maximum régressif dans l'empilement des séquences unitaires (Goldhammer *et al.*, 1990; Saller *et al.*, 1993). Dans ce cas, la limite de séquence ne correspond pas forcément à une surface d'*onlap*.

3.1.5.a Cortège transgressif

Le cortège transgressif est délimité à la base par une surface de transgression et au sommet par une surface de maximum d'ennoyage. Le cortège transgressif se met en place pendant la phase de montée du niveau marin relatif. Dans les modèles proposés à partir des systèmes silicoclastiques (Vail *et al.*, 1977; Cross, 1988; Guillocheau, 1991b; Vail *et al.*, 1991; Homewood *et al.*, 1992), l'évolution verticale des séquences élémentaires souligne une tendance rétrogradante (fig.10d) avec le stockage préférentiel des dépôts dans les zones proximales. Les dépôts dans le bassin ou dans les parties externes de la plate-forme sont condensés. Néanmoins, dans le cas d'une augmentation relativement lente de l'accommodation, les systèmes carbonatés sont susceptibles de présenter une évolution de style keep-up (Neumann et Macintyre, 1985). En effet, la production carbonatée est capable de compenser une montée du niveau marin relatif et par conséquent d'engendrer une géométrie aggradante de la plate-forme (Sarg, 1988; Saller *et al.*, 1993; Pomar et Ward, 1994) (fig.10d). Dans ce cas de figure, les faciès de plate-forme interne tendent à présenter une évolution verticale des faciès vers des environnements de plus en plus profonds (Read, 1985)

3.1.6 Surfaces remarquables

Chaque cortège de dépôt décrit ci-dessus est délimité à sa base et à son sommet par une surface remarquable. Outre les limites de séquences *sensu* Vail ou Schlager décrites précédemment, les surfaces de transgression et de maximum d'ennoyage servent à délimiter les cortèges de dépôt.

3.1.6.a Surface de transgression

Une surface de transgression marque le début du réennoyage de la plate-forme. Cette surface se met en place lorsque la vitesse de montée du niveau marin relatif augmente rapidement et provoque une rétrogradation rapide des faciès sur la plate-forme. La surface de transgression marque le sommet du cortège de bas niveau marin ou de bordure de plate-forme à proximité et/ou en avant du shelf break. Elle peut être confondue avec la surface d'émersion d'une limite de séquence de type I ou II (*sensu* Vail) sur la plate-forme. Dans certains cas, cette surface de transgression est ravinante en raison de l'action de la houle qui remanie les dépôts anciens pendant la transgression (razor wave base de Homewood) (Nummedal *et al.*, 1993) et peut être à l'origine de surfaces d'abrasion littorales. De ce fait, la surface de transgression n'est pas synchrone.

3.1.6.b Surface d'inondation maximale

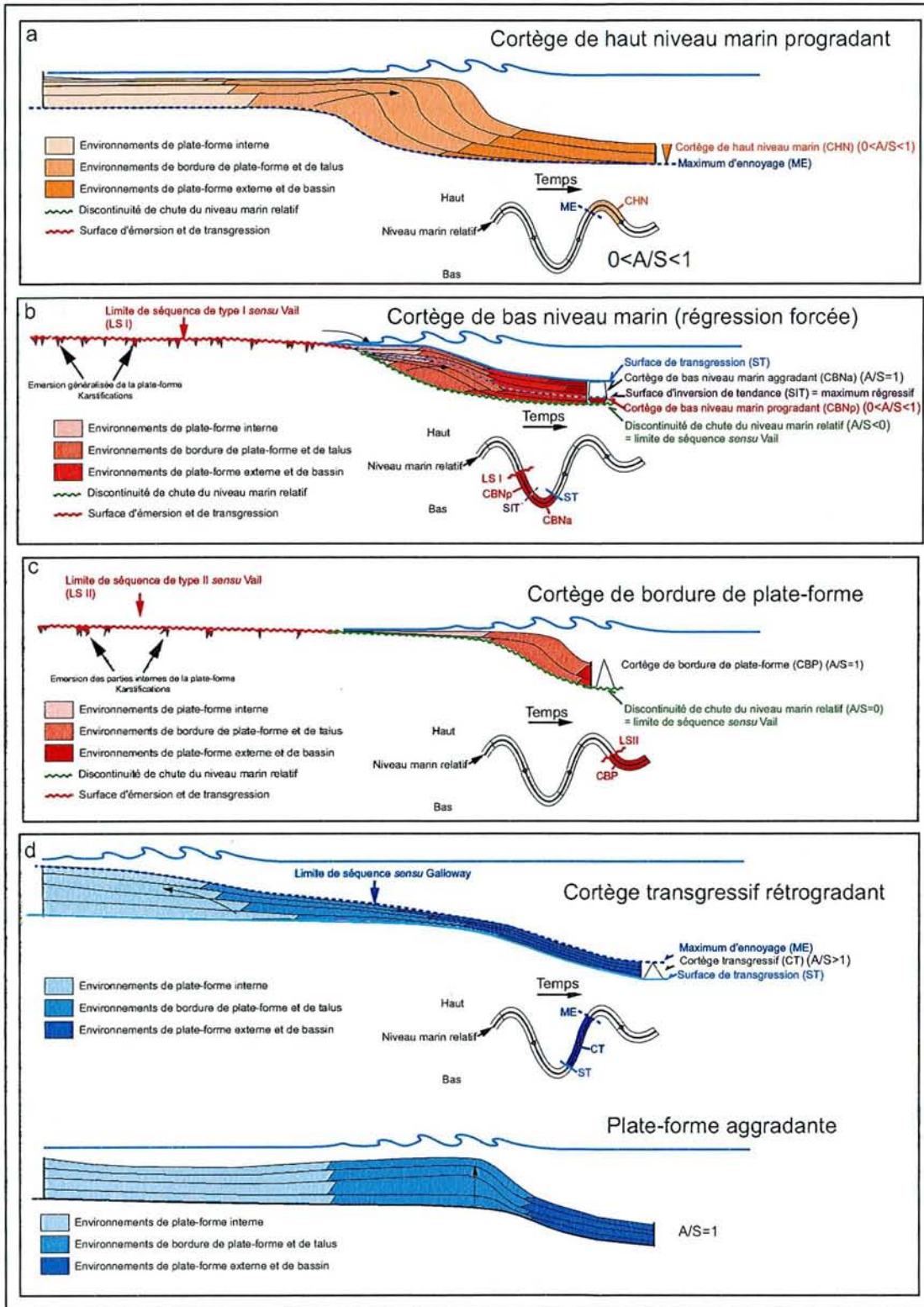


Figure 10 : Cortèges de dépôt et surfaces remarquables identifiables en stratigraphie séquentielle

La surface d'inondation maximale coïncide avec la vitesse maximale de montée du niveau marin relatif. Elle souligne le sommet du cortège transgressif et la base du cortège de haut niveau marin. Tout comme les limites de séquences de type 1 ou 2 de Vail, l'inondation maximale de la plate-forme peut être représentée par un intervalle (Pittet et Strasser, 1998). Dans le modèle d'Exxon et les modèles de stratigraphie génétique, cette surface correspond dans le bassin et dans les parties externes de la plate-forme, à des séries condensées compte tenu du retrait plus en amont des zones productrices de sédiments (Cross, 1988; Guillocheau, 1991b). Néanmoins, selon Schlager (1994) et son modèle de highstand shedding, les plate-formes carbonatées produisent plus de matériel et par conséquent exportent plus en direction du bassin pendant les périodes de haut niveau marin que pendant les périodes de bas niveau. Ce modèle prend en compte le caractère biogène thalassogène de la production sédimentaire et diffère des modèles classiques établis dans les environnements silicoclastiques qui raisonnent uniquement à partir d'un flux sédimentaire dirigé depuis une source continentale.

3.2 Conclusion

En résumé, certains principes comme l'accommodation, les variations du niveau marin eustatique multifréquences et les cortèges de dépôts sont indispensables dans une étude séquentielle. En revanche, suivant les modèles, la limite de séquence est située à différents endroits. D'une part, les maxima d'ennoyages utilisés dans le modèle de stratigraphie génétique sont souvent difficiles à placer dans L'Oxfordien de Lorraine. D'autre part, le modèle d'Exxon qui place les limites de séquences au niveau des discontinuités de chute du niveau marin relatif, pose difficulté lorsque plusieurs discontinuités de chute se superposent dans un même cortège régressif. C'est pourquoi, il apparaît plus judicieux pour l'Oxfordien de Lorraine de placer les cycles de dépôts entre les maxima régressifs, tout en localisant les discontinuités de chute du niveau marin relatif et les maxima d'ennoyage.

En outre, chaque modèle de stratigraphie séquentielle ou génétique présente des concepts, comme la rétrogradation des environnements de dépôt en contexte transgressif ou l'érosion d'un volume important de dépôts pendant les transgressions ou au contraire pendant les bas niveaux marins, qu'il faut utiliser avec parcimonie. En effet, ils ont été établis dans des environnements géodynamiques différents et à partir de systèmes sédimentaires silicoclastiques. Des hypothèses, comme par exemple la migration linéaire des ceintures de faciès, la formation de séries condensées pendant les maxima d'ennoyage ou la hiérarchisation du signal multifréquences, ne sont pas toujours vérifiées dans les systèmes carbonatés. Par conséquent, lors de l'étude de terrain, il a été nécessaire d'avoir à l'esprit les différents principes utiles à une interprétation séquentielle sans pour autant vouloir appliquer à n'importe quel prix un modèle de dépôt. C'est la corrélation de proche en proche des coupes levées sur le terrain qui a permis de comprendre l'évolution de la plate-forme au cours du temps et c'est la comparaison avec d'autres secteurs ouest européens qui a permis de dissocier les discontinuités ayant une extension générale et pouvant par conséquent avoir une origine allocyclique (eustatisme, climat), des discontinuités plus régionales voire locales ayant pu être engendrées par des phénomènes autocycliques ou des phénomènes tectoniques locaux.

Chapitre IV

IV L'Oxfordien de Lorraine à l'affleurement

1 Introduction

L'étude de terrain constitue la première étape dans l'étude de l'évolution des géométries de dépôts à l'échelle de l'Est du Bassin de Paris. Cette étude implique la présence d'affleurements dans un état de fraîcheur suffisant pour permettre l'observation des structures sédimentaires, des surfaces remarquables et des évolutions verticales de faciès. En Lorraine, les terrains sédimentaires sont organisés selon une structure homoclinale pentée vers l'ouest en direction du centre du Bassin de Paris. Le pendage très faible de l'ordre de 2% n'est pas propice à la présence d'affleurements naturels de grande taille. C'est pourquoi, une grande partie des coupes décrites dans ce mémoire a été levée en carrières (exploitées ou abandonnées). L'inconvénient de ce genre d'affleurement réside dans la distribution inégale de l'implantation des lieux d'exploitation le long de la bande d'affleurement et dans la disproportion relative des formations sédimentaires exploitées. Par conséquent, les secteurs ou les intervalles stratigraphiques pauvres en affleurements ont été étudiés à partir de forages d'eau carottés ou à partir d'une cartographie détaillée. En marge de cette étude de terrain, 185 sections polies, 142 lames minces et 88 résidus de lavages ont été étudiés

Les coupes seront représentées suivant le modèle exposé en figure 11. Il propose de la gauche vers la droite :

- les informations chronostratigraphiques, biostratigraphiques et lithostratigraphiques. Les noms de formations sont parfois abrégés et sont reportés en bas de figure. Comme déjà précisé dans le chapitre II, les datations à l'échelle de la zone d'ammonite et à plus forte raison de la sous-zone ne sont pas toujours directes et certaines incertitudes persistent.
- Le découpage séquentiel dans lequel les cycles à moyenne fréquence sont représentés. Lorsque cela a été possible, les cycles à haute fréquence ont été également décrits.
- Le profil d'érosion de la coupe accompagné des structures sédimentaires et des éléments figurés non squelettiques.
- Les textures d'après la classification de Dunham (1962) rencontrées le long de la coupe ainsi que le contenu faunistique.
- Les environnements de dépôt. La représentation des environnements de dépôt a présenté quelques difficultés. En effet, les environnements rencontrés s'inscrivent tantôt dans un profil de dépôt de type rampe carbonatée, tantôt dans un profil de type plate-forme bordée par un système de shoal délimitant un lagon interne. Dans le premier cas, la classification en terme d'offshore, shoreface, foreshore, intertidal et supratidal reflète correctement de façon linéaire à la fois les conditions hydrodynamiques et la bathymétrie. En revanche, dans un système de plate-forme barrée à lagon interne, les environnements de shoal à fleur d'eau en bordure de plate-forme sont souvent soumis à des conditions hydrodynamiques plus importantes et se situent à des profondeurs inférieures à celles rencontrées dans le lagon. En effet, pendant les phases de montée du niveau marin relatif, les environnements de lagon peuvent être situés à des profondeurs importantes (offshore) alors que la bordure de plate-forme

reste à fleur d'eau (Read, 1985). Par conséquent, un système linéaire de classification des environnements de dépôt paraît inadéquat pour ce type de profil de dépôt. C'est pourquoi, la solution la plus objective m'a paru être une classification multiple à la fois en terme de bathymétrie (offshore, shoreface, etc.) et en terme d'hydrodynamisme le long du profil de dépôt (externe, barrière, interne).

- La description textuelle des environnements de dépôts.

Pour la description des éléments figurés non-squelettiques, des structures sédimentaires et des faunes, les symboles utilisés sont représentés sur la figure 12

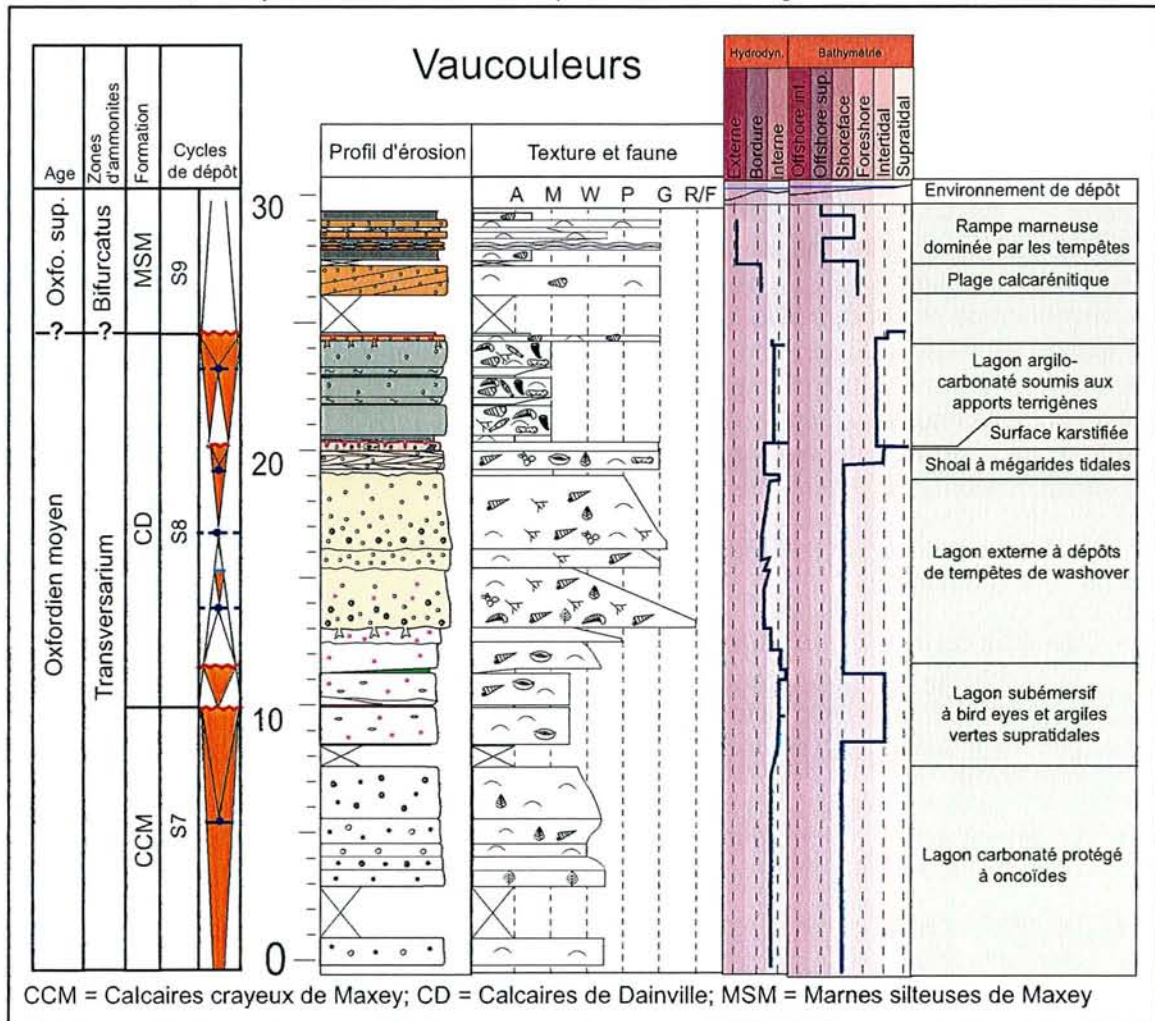


Figure 11 : Modèle standard de représentation des coupes étudiées

2 Argiles de la Woëvre, Gaize des Ardennes, Terrain à Chailles et Oolithe ferrugineuse de Senonville.

Entre Verdun et les Ardennes, aucun affleurement ne permet d'observer convenablement l'évolution des faciès au sein des Argiles de la Woëvre et du Terrain à chailles. Les affleurements décrits sur les cartes géologiques correspondaient à l'époque à des bords de route qui aujourd'hui sont recouverts par la végétation. Cependant, les données bibliographiques sur les Ardennes permettent de mettre en évidence deux cycles de dépôt à moyenne fréquence.

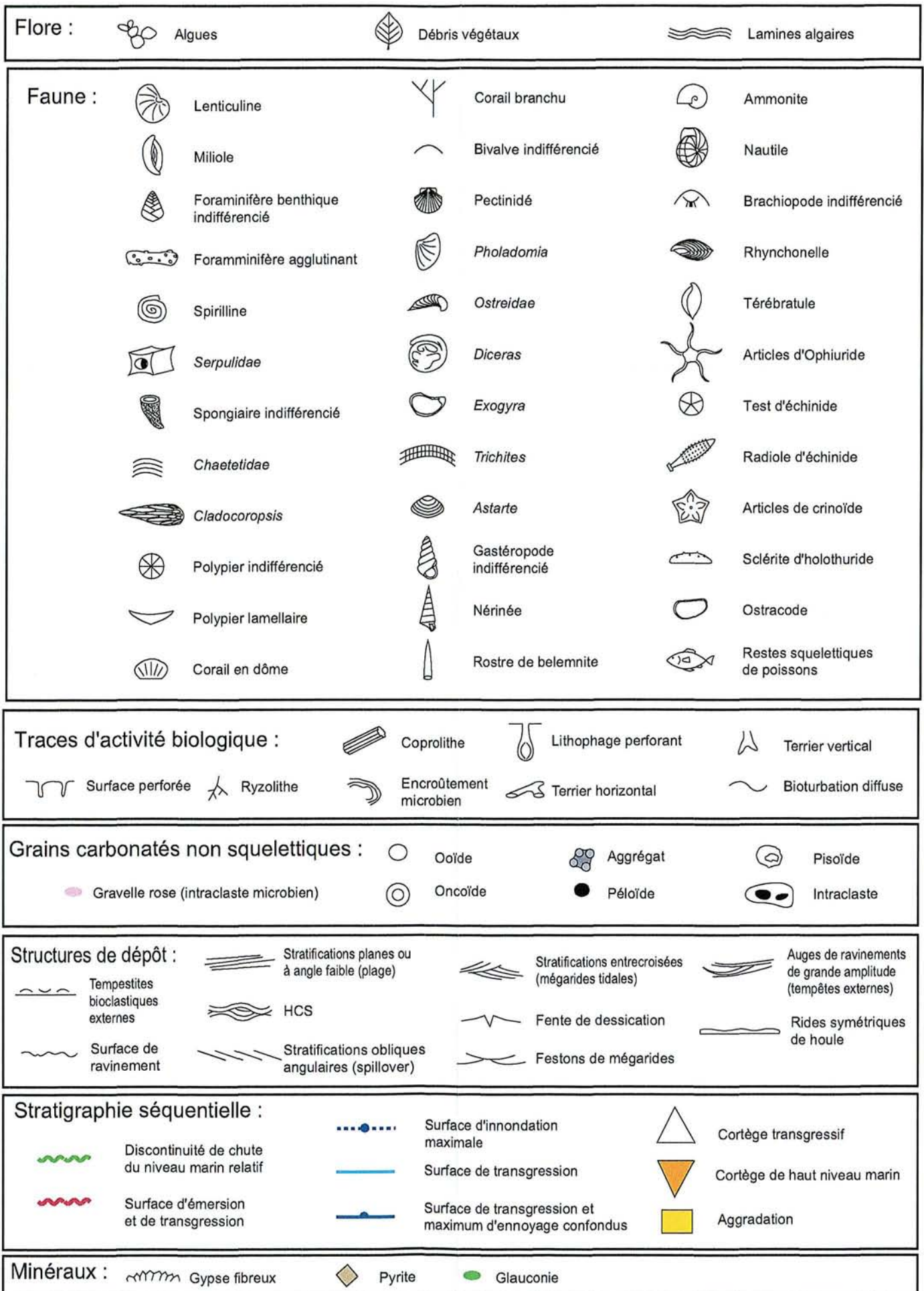


Figure 12 : Légende des symboles utilisés dans ce mémoire

2.1 Nord de la Meuse et Ardennes

Les Argiles de la Woëvre, le Terrain à chailles et l'oolithe ferrugineuse ont été décrits à l'affleurement ou en cartographie par Maubeuge (1969a; 1976), Ardaens (1977; 1983), Marchand (1979) et Bresson (1969) en direction des Ardennes. Les descriptions d'Ardaens *et al.* (1977) et de Marchand *et al.* (1979) dans la région de Sy ont permis de dessiner la coupe synthétique (pour les Ardennes) qui est proposée figure A1, en annexe 2. Dans le secteur de Verdun, les Argiles de la Woëvre correspondent à des argiles franches à faune pélagique dominante. Son épaisseur semble être maximale sur la carte de Stenay où elle pourrait atteindre environ 200 m (Maubeuge, 1976). Dans les Ardennes, les argiles datées de la zone à *Mariae* sont parcourues par des bancs carbonatés riches en silicifications (Ardaens *et al.*, 1977; Marchand *et al.*, 1979; Ardaens *et al.*, 1983). L'ensemble constitue la Gaize des Ardennes. La faune y est abondante et diversifiée et comprenant aussi bien des organismes pélagiques que des formes benthiques. D'après les descriptions d'Ardaens *et al.* (1977; 1983) et de Marchand *et al.* (1979) la partie supérieure de la formation renferme un ensemble de bancs carbonatés plus épais que ceux visibles dans la partie inférieure. Cette évolution est interprétée comme une diminution de la tranche d'eau à l'origine de l'augmentation de la portion carbonatée. Un maximum régressif est atteint au sommet de l'ensemble plus carbonaté. Celui-ci a été daté du sommet de la zone à *Mariae* (Marchand *et al.*, 1979). Il marque le sommet de la première séquence à moyenne fréquence S1.

Le Terrain à chailles a été décrit au-dessus des Argiles de la Woëvre dans tout le secteur hormis dans les Ardennes où il est difficile de le différencier des faciès siliceux de la Gaize. Quoi qu'il en soit, d'après Maubeuge (1969a; 1976) et Bresson (1969) le Terrain à chailles est caractérisé par une augmentation verticale progressive de la portion carbonatée et il renferme localement des silicifications. A Sy, (fig.A1, annexe 2) la zone à *Cordatium* est très réduite voire inexistante au sommet de la Gaize des Ardennes (Marchand *et al.*, 1979) et indique une condensation de la série dans ce secteur à la fin de l'Oxfordien inférieur. Cette dernière est surmontée par les calcaires argileux à oolites ferrugineuses de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville.

2.2 Pagny (ancienne cimenterie)

coordonnées : x= 851,5 et y = 1115,9

Cette coupe se situait à 1km au nord-est du village de Pagny-sur-Meuse en bordure sud du Canal de la Marne au Rhin. Elle sert aujourd'hui de décharge et a été entièrement comblée. Cependant, Enay et Boullier (1981) et Poirot (1987) ont levé des coupes détaillées de cet ancien affleurement. La synthèse de ces deux descriptions a permis de dessiner la coupe proposée en figure A2 (annexe 2).

La coupe débute dans les Argiles de la Woëvre par 3 m d'argiles franches. Les 6 mètres suivants montrent une dérive verticale progressive vers des faciès plus carbonatés. Toutefois, à la cote 7,5 m, l'installation brutale d'un ensemble carbonaté de 1,5 m d'épaisseur marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Certains bancs carbonatés présentent une surface irrégulière (surfaces de ravinement ou rides de houle ?). La faune est représentée par des bivalves, des pholadomyes, des brachiopodes et de nombreuses ammonites. Cette évolution verticale des faciès est interprétée comme une diminution progressive de la profondeur et un maximum régressif est atteint au sommet de cette dérive carbonatée (banc 17 de Enay et Boullier et de Poirot). Ce maximum régressif qui se situe à la limite entre la zone à *Mariae* et la zone à *Cordatium* (Enay et Boullier, 1981; Poirot, 1987) marque le sommet du cycle S1.

Au-dessus de ce maximum régressif, le faciès redevient rapidement plus argileux. Au sein

de cet intervalle, la faune n'a pas été décrite. Les 6 mètres suivants sont marqués par le retour d'une sédimentation alternante marno-calcaire. Certains bancs présentent des silicifications ou une surface voire parfois des stratifications internes ondulées (diagenèse, HCS ou rides de houle ?). La portion carbonatée augmente progressivement vers le sommet. A la cote 14,5 m, l'installation brutale d'un ensemble carbonaté de 1,5 m d'épaisseur marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Le sommet de cet intervalle est caractérisé par un ensemble de bancs et de nodules calcaires, riche en pholadomyes et silicifications et marqué au sommet par une surface perforée où les perforations présentent un remplissage ferrugineux (fig.A2, annexe 2). Le banc sus-jacent riche en ammonites présente également des passées ferruginisées. La limite Cordatum-Plicatilis a été placée au sommet de ce dernier par Poirot (1987) et par Enay et Boullier (1981).

L'évolution verticale des faciès au sein du Terrain à chailles marque une diminution progressive de la tranche d'eau. La surface perforée sous la limite Cordatum-Plicatilis est interprétée comme le maximum régressif du cycle S2 et surface de transgression. En effet, au-dessus de celle-ci les ammonites deviennent très abondantes et la portion argileuse au sein des sédiments augmente (fig.A2, annexe 2). Par conséquent, le remplissage ferrugineux est contemporain de la mise en place de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville dans le nord du terrain d'étude.

En conclusion, dans l'ancienne carrière de Pagny, deux cycles transgressifs-régressifs à moyenne fréquence ont pu être observés. Les maxima régressifs qui marquent le sommet des cycles S1 et S2 se situent respectivement à la limite Mariae-Cordatum et à la limite Cordatum-Plicatilis.

2.3 Goussaincourt

coordonnées : x = entre 847,6 et 847,7 et y = 1093,3 à 1094,2

Cette coupe a été levée par Poirot en 1987. L'affleurement se situe en bordure ouest de la D964 à 200 mètres au nord du village de Goussaincourt. Malheureusement, l'affleurement est aujourd'hui en très mauvais état et ne permet pas le lever d'une coupe détaillée. C'est pourquoi les observations présentées ci-dessous sont directement issues de la coupe décrite par Poirot (fig.A3, annexe 2).

La base de la coupe a été datée par Poirot de la zone à Cordatum. Les cinq premiers mètres sont caractérisés par une alternance marno-calcaire dans laquelle l'épaisseur des bancs carbonatés est d'environ 40 cm. Ces derniers renferment une faune essentiellement benthique comprenant des brachiopodes, des serpules et des bivalves. Le premier banc renferme des silicifications. Aucune structure de dépôt n'a été décrite par Poirot (1987) dans ce premier intervalle.

Au-dessus de ce dernier, les dépôts sont caractérisés sur 3 mètres par une alternance marno-calcaire au sein de laquelle les bancs carbonatés sont moins développés. Leur épaisseur varie entre 10 et 20 cm tout comme l'épaisseur des niveaux marneux. La faune ne diffère pas de l'ensemble précédent. La diminution de la portion carbonatée par rapport aux argiles est interprétée comme un léger approfondissement des environnements de dépôt pendant un demi-cycle transgressif à haute fréquence. Le maximum d'ennoyage est difficile à placer mais se situe probablement à l'intérieur d'un des paquets argileux les plus épais.

Les 6,5 mètres suivants de la coupe, entre les cotes 8,5 et 15 m, montrent le retour d'une sédimentation plus carbonatée avec des bancs calcaires dont l'épaisseur varie entre 40 cm et 2 m. L'épaisseur des bancs augmente progressivement vers le sommet pour aboutir au banc sommital le plus épais (2m). Des silicifications sont localement présentes. La faune comprend

des rhynchonelles, des bivalves et des gastéropodes et elle est caractérisée par l'apparition de nombreuses pholadomyes. Plusieurs ammonites ont également été décrites par Poirot. Les datations effectuées par ce dernier permettent de placer la limite entre la zone à Cordatum et la zone à Plicatilis au sommet du banc sommital. Au-dessus de cette limite, la sédimentation devient progressivement plus argileuse marquant la base des Marnes blanches des Eparges. La tendance à l'augmentation de la sédimentation carbonatée au détriment de la sédimentation argileuse vers le sommet du Terrain à chailles illustre une diminution progressive de la tranche d'eau qui aboutit à un maximum régressif à la limite Cordatum-Plicatilis.

En résumé, à Goussaincourt, le Terrain à Chailles présente une tendance moyenne fréquente à la diminution de la tranche d'eau qui aboutit à un maximum régressif à la limite Cordatum-Plicatilis.

2.4 Foug

coordonnées : x= 852,5 et y = 1113,7 à 1114,2

L'affleurement est au bord de la RN4 entre les bourgs de Foug et de Lay-St-Remy.

La limite inférieure du Terrain à chailles n'apparaît pas sur cette coupe (fig.A4, annexe 2). Le Terrain à chailles se présente sous la forme d'alternances marno-calcaires (fig.A4, annexe 2). Les silicifications sont éparses et n'apparaissent pas dans tous les bancs carbonatés. Les calcaires ont une texture mudstone à wackestone devenant packstone dans la partie supérieure de la formation. La diversité de la faune benthique, la portion silteuse et l'épaisseur des bancs carbonatés augmentent progressivement vers le sommet. Cette tendance aboutit à la mise en place de l'ensemble carbonaté de 2 mètres d'épaisseur riche en pholadomyes situé entre les cotes 6,5 et 8,5 m. Les fossiles benthiques majoritairement en position de vie (Poirot, 1987) et l'absence de surfaces de ravinement ou de structures sédimentaires liées aux tempêtes indiquent un environnement sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes. D'après les datations effectuées le long de cette coupe par Poirot (1987), le sommet du banc (banc 39 de Poirot) marque la limite entre la zone à Cordatum et la zone à Plicatilis. Sous cette limite le sommet de l'ensemble calcaire sous-jacent est marqué par la présence d'ammonites. Les deux premiers mètres de la série sus-jacente également riches en *Pholadomya* montrent le retour d'une sédimentation plus argileuse. Cette dernière tendance est identique à celle décrite ci-dessous à Humberville (cf.§2.6).

L'évolution verticale progressive des faciès au sein du Terrain à chailles allant des argiles vers des calcaires riches en faune benthique est interprétée comme une diminution de la tranche d'eau. Cette diminution a abouti à un maximum régressif qui se situe probablement légèrement sous la limite Cordatum-Plicatilis comme en atteste le retour des ammonites dans le dernier banc situé juste sous cette dernière.

2.5 Forage de Koeur-la-Petite

coordonnées : x = 831,5 et y = 1133,35

Le forage de Koeur-la-Petite correspond à un forage d'eau effectué au sud-ouest du village. Il présente dans l'ensemble la même évolution verticale des faciès entre les Argiles de la Woëvre et le sommet du Terrain à chailles que ceux décrits précédemment à Varnéville. Les 5 premiers mètres du forage sont caractérisés par des argiles grises parcourues par des niveaux de nodules calcaires silteux (fig.A5, annexe 2). L'épaisseur des intercalations calcaires augmente vers le sommet et la faune benthique devient plus abondante. Le Terrain à chailles est surmonté par les dépôts à oïdes ferrugineux de l'Oolithe de Senonville qui montrent une évolution verticale vers des faciès de plus en plus argileux. Par conséquent, un

maximum régressif semble atteint au sommet du Terrain à chailles. Il marque le sommet du cycle S2.

Comme pour les coupes précédemment décrites, l'évolution des faciès au sein du Terrain à chailles depuis des argiles à nodules carbonatés vers un calcaire à faune benthique abondante souligne une diminution progressive de la tranche d'eau depuis un environnement de rampe argileuse externe vers un milieu de rampe plus proximale.

2.6 Humberville

coordonnées : x= 826,2 et y = 1069,6

La coupe d'Humberville affleure le long du chemin communal qui monte en direction du Bois de Berthélémont à l'est du village. L'affleurement correspond au fossé récemment rafraîchi qui borde la route de part et d'autre.

La base de la coupe débute dans les Argiles de la Woèvre. L'Oolithe ferrugineuse située sous la base de la formation n'est pas visible le long de la coupe. Toutefois, elle a été observée au sud du village environ 5 mètres sous la base de la coupe. Dans ce secteur, l'Oolithe ferrugineuse a été datée du Callovien inférieur et moyen (Zones à *Gracilis*, *Jason*, *Coronatum* et *Lamberti*) (Collin, 2000; Collin et Courville, 2000). Les premiers 15 mètres des Argiles de la Woèvre correspondent à des argiles franches faiblement silteuses (fig.A6, annexe 2). La faune est majoritairement représentée par des organismes pélagiques. En effet, des petites ammonites pyriteuses de l'espèce *Creniceras renggeri*, et des genres *Euaspidoceras* sp. et *Cardioceras* sp. (détermination D. Marchand et M. Bonneau) (fig.13b) sont accompagnées de bélemnites téthysiennes de l'espèce *Hibolites hastata* (fig.A7, annexe 2). Les ammonites semblent indiquer la zone à *Mariae*, sous-zone à *Scarbugense*, horizon à *Woodhamense*. Ces datations sont en accord avec celles déjà proposées dans le secteur (Collin, 2000; Collin et Courville, 2000). La faune benthique rare comprend des brachiopodes des genres *Aulacothyris* sp. et *Thurmannella* sp. et des bivalves de l'espèce *Nicaniella carinata* et du genre *Grammatodon* sp.

L'absence de structures sédimentaires liées à la houle et la prédominance de la faune pélagique indiquent un environnement de rampe externe sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes.

Après une lacune d'observation d'environ 5 m, la coupe se poursuit par un intervalle d'une vingtaine de mètres d'épaisseur marqué par l'apparition des premiers niveaux carbonatés. Ces derniers se présentent sous la forme d'horizons formés par des nodules dont le diamètre varie entre 20 et 35 centimètres (fig.13a). Ils présentent une texture mudstone. Leur mise en place semble d'origine diagénétique et est en relation avec une augmentation générale du taux de carbonate dans les sédiments (André, 2003). La faune pélagique reste riche avec notamment la persistance des bélemnites de l'espèce *Hibolites hastata* et la présence d'ammonites du genre *Euaspidoceras* sp. dans la partie supérieure de l'intervalle. La faune benthique devient pour sa part plus abondante et plus diversifiée. Les brachiopodes surtout présents dans la partie inférieure, sont représentés par le genre *Thurmannella* sp. et les crinoïdes par l'espèce *Balanocrinus pentagonalis*. Les bivalves, les serpules sont communs.

La faune récoltée n'a pas permis de donner des datations biostratigraphiques de résolution zonale. Néanmoins, la présence marquée des ammonites du genre *Euaspidoceras* et des brachiopodes du genre *Thurmannella* sp. pourrait indiquer en partie la zone à *Cordatum*. En effet, le sommet de cette zone est marqué dans le sud de l'Europe par l'abondance des *Euaspidoceras* (sous-zone à *Cordatum*) (Groupe Français d'Etude du Jurassique, 1997). De plus, l'abondance de thurmanelles est caractéristique de la zone de brachiopodes à

Aulacothyris impressa (zone à *Cordatum* p.p.) dans l'ouest du Bassin de Paris (Groupe Français d'Etude du Jurassique, 1997). Enfin, cette interprétation est en accord avec les datations de Collin (2000) qui place la limite *Mariae-Cordatum* environ 5 mètres au-dessus du

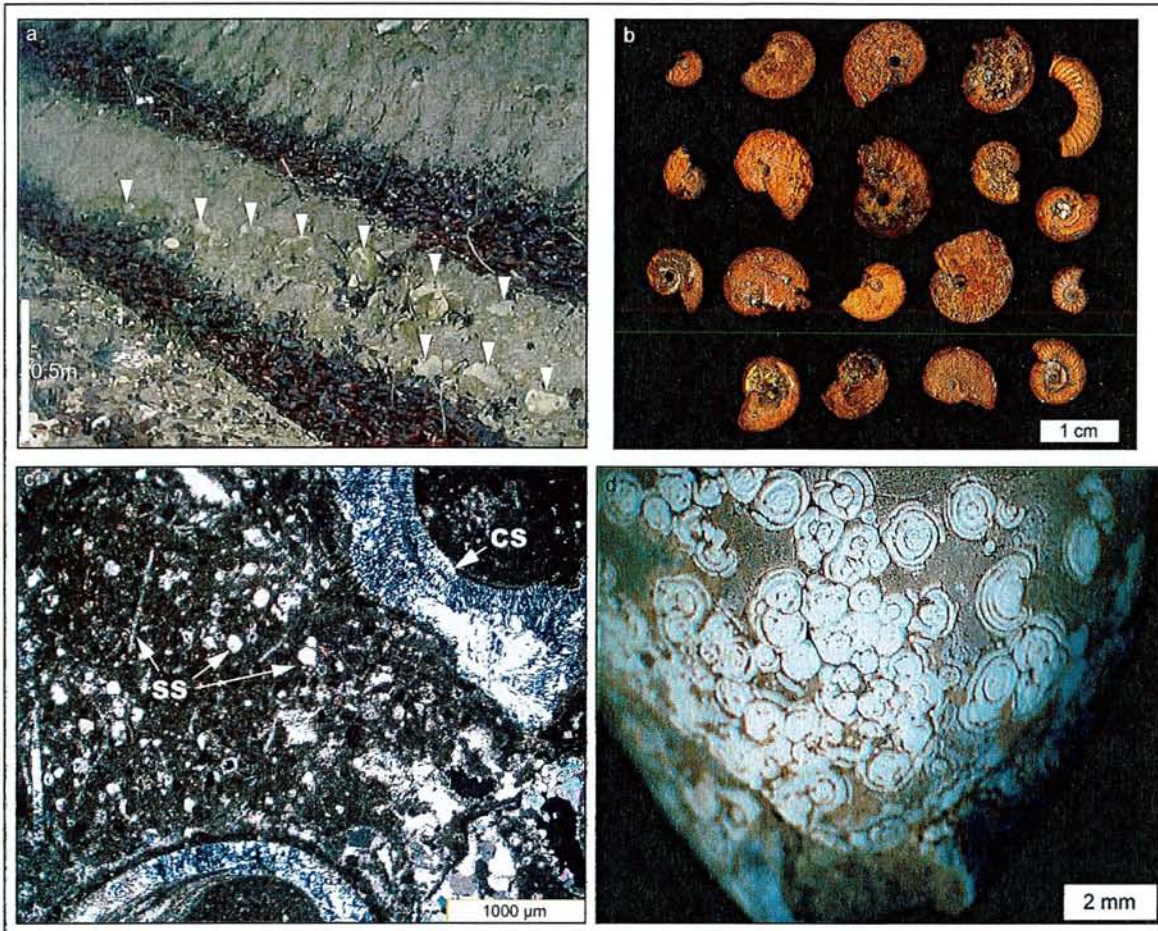


Figure 13 : Principales caractéristiques sédimentologiques et paléontologiques de la coupe d'Humberville. a) niveaux de nodules carbonatés au sein des Argiles de la Woëvre; b) ammonites pyriteuse de la base des Argiles de la Woëvre (sous-zone à *Scarburgense*); c) lame mince montrant des coquilles de lamellibranches silicifiées (CS) associées à de nombreux spicules de spongiaires siliceux (SS) présents dans la matrice au sein des Marnes à coraux de Foug; d) orbicules de silice sur une coquille de térébratule dans les Marnes à coraux de Foug

premier faisceau de nodules sur la coupe voisine de St-Blin.

A Humberville, au dessus de cette limite, le nombre de niveaux carbonatés diminue drastiquement. Cette évolution faciologique souligne une légère augmentation de la tranche d'eau. Par conséquent, comme dans l'ancienne carrière de Pagny, la limite *Mariae-Cordatum* semble correspondre à un maximum régressif qui marque le sommet du cycle S1. Les faciès argileux qui surmontent ce maximum régressif et qui correspondent à la base du cycle S2, renferment un niveau d'argiles sombres noirâtres. Norris et Hallam (1995) interprètent ces niveaux de shale sombres comme les maxima d'ennyages. Cette interprétation semble confirmée par le retour des niveaux à miches carbonatées (qui soulignent une diminution de profondeur) au dessus des argiles sombres. L'absence de structures sédimentaires et la persistance de la faune pélagique indique un environnement de rampe externe sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes pendant la zone à *Cordatum*.

Malheureusement, les 20 mètres suivants de la coupe ne sont pas observables. Cette lacune d'observation de 20 mètres et l'absence de faune significative au sein des dépôts

surmontant cette dernière n'ont pas permis de placer directement la limite Cordatum-Plicatilis sur la coupe d'Humberville. Cependant, les datations effectuées par Collin (2000) sur la coupe voisine de Saint-Blin permettent de placer cette limite à l'intérieur de la lacune d'observation. Par conséquent, la partie sommitale du Terrain à chailles n'est pas visible sur la coupe d'Humberville et le sommet du cycle S2 n'est pas observable.

2.7 Manois

coordonnées : x= 824,8 et y = 1068,4

La coupe de Manois se situe au sud du village, le long du chemin qui monte le long de la butte témoin de Barémont au sud de la voie ferrée. L'affleurement de moins bonne qualité que celui d'Humberville affleure dans le fossé qui longe le chemin. Seules les Argiles de la Woèvre sont observables.

L'Oolithe ferrugineuse, datée du Callovien moyen dans le secteur (Marchand et Thierry, 1977; Collin, 2000), affleure sporadiquement dans les bois en bordure de la voie ferrée (fig.A8, annexe 2). Le faciès correspond à un grainstone riche en entroques dissociées et en oolithes ferrugineuses. Il souligne un environnement à fort hydrodynamisme probablement de shoreface. Au-dessus de l'Oolithe ferrugineuse, la coupe de Manois montre la même succession des environnements de dépôts que la coupe d'Humberville (fig.A8, annexe 2). La base de la coupe correspond aux argiles franches de rampe externe riches en fossiles pyriteux pélagiques tels que des bélemnites de l'espèce *Hibolites hastata* et des ammonites de l'espèce *Creniceras renggeri* et du genre *Euaspidoceras* sp. (Zone à Mariae). Progressivement, vers le sommet, des bancs carbonatés michoïdes apparaissent et la faune benthique devient plus abondante et plus diversifiée (rhynchonelles, *Bourguetia*, échinides, ostracodes, spongiaires siliceux, foraminifères benthiques, serpules). Par corrélation avec Humberville, la limite Mariae-Cordatum se situe au sein des faciès argileux à miches carbonatées. Malheureusement, l'aspect discontinu de la coupe ne permet pas d'observer une évolution significative des faciès qui pourrait permettre de placer le sommet du cycle S1.

2.8 Discussion

Malgré le faible nombre de coupes disponibles exploitables, un cycle transgressif-régressif à moyenne fréquence pendant la zone à Mariae peut être mis en évidence. La transgression de 2^e ordre débutée au Callovien dans les zones boréales (Norris et Hallam, 1995) et au Bathonien dans le secteur téthysien (Jacquin *et al.*, 1998) a abouti à un maximum d'ennoyage au sein de la Zone à Mariae, sous-zone à Scaburgense (Hallam, 1988; Jacquin *et al.*, 1998; Hallam, 2001). L'abondance des Cardioceratinae dans les Argiles de la Woèvre découle de cet ennoyage qui a permis l'invasion de la bordure nord téthysienne par les Cardioceratinae boréales (Groupe Français d'Etude du Jurassique, 1997; Marchand et Thierry, 1997).

L'abondance des fossiles pyritisés à la base des Argiles de la Woèvre dans les environnements distaux (Humberville, Manois) indique probablement la présence de conditions dysoxiques sur le fond au moment du dépôt, qui pourraient être à l'origine de la faible quantité d'organismes benthiques. Les fossiles pyriteux sont limités au Bassin de Paris et au Jura septentrional alors que dans le Bassin du Sud-Est, les fossiles ne sont pas affectés par la pyritisation (Marchand *et al.*, 2002). Cette différence résulte probablement de la morphologie des bassins pendant l'Oxfordien inférieur. En effet, en Lorraine, pendant la fin du Callovien et le début de l'Oxfordien, la zone la plus subsidente semble se situer au nord de Verdun où d'après Maubeuge (1976) environ 200 mètres de dépôts se sont accumulés. Le Bassin de Paris correspond à une « cuvette » délimitée au sud par le seuil de Bourgogne sur lequel les dépôts sont condensés (Collin, 2000), et au nord par le Massif ardennais. Les

communications sont réduites avec le Bassin du Sud-Est et avec la Tethys. Le résultat de cette configuration paléogéographique est un confinement et un faible renouvellement en oxygène des environnements de dépôts profonds dans le Bassin de Paris.

La transgression est soulignée à Manois par le passage des environnements de shoreface de l'Oolithe ferrugineuse aux environnements d'offshore inférieur à ammonites pyritisées de la zone à *Mariae* sous-zone à *Scarburgense*. Toutefois, dans les Ardennes, la Gaize renferme des bancs carbonatés silicifiés et une faune benthique abondante et diversifiée indiquant un environnement plus proximal. Par conséquent, il existe une zonation latérale des faciès entre un pôle proximal à bancs carbonatés et silicifications et un pôle distal argileux à ammonites pyriteuses. Dans l'Oxfordien inférieur de Lorraine, si l'origine diagénétique des silicifications ne fait pas de doute, le mécanisme de formation reste énigmatique. Toutefois, l'abondance de spicules de spongiaires siliceux dissouts et de quartz détritique au sein des sédiments pourrait être à l'origine des chailles par dissolution et concentration au sein des carbonates. Cette hypothèse (parmi d'autres) a d'ailleurs été avancée par Lefrançois (1997) pour la formation des orbicules de silice sur les fossiles de la Gaize des Ardennes.

La diminution progressive de la tranche d'eau pendant le début de l'Oxfordien inférieur observée dans les Ardennes et à Pagny-sur-Meuse a abouti à un maximum régressif à la limite des zones à *Mariae* et à *Cordatum* (suite à une chute du niveau marin relatif qui se situe au sein de la sous-zone à *Praecordatum*) (fig.14). Ce maximum régressif marque le sommet du cycle S1. Dans les parties distales du bassin comme à Humberville ou à Manois, ce maximum régressif est situé à la limite entre les argiles riches en niveaux carbonatés à débit michoïde et les faciès essentiellement argileux de la base de la zone à *Cordatum*. Grâce aux

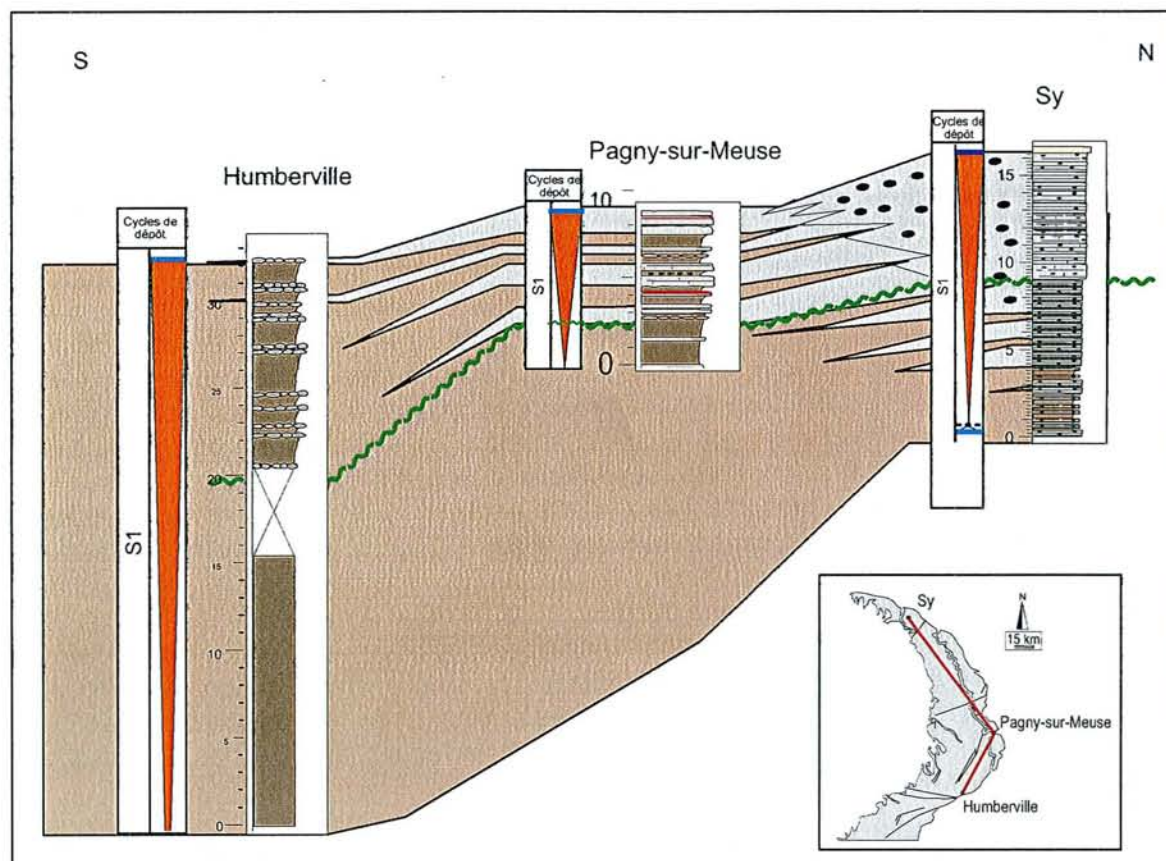


Figure 14 : Schéma de corrélations entre les Ardennes et le secteur de la Vallée de la Marne pendant le cycle S1

datations effectuées à Saint-Blin par Collin (2000) et Collin et Courville (2000), ce maximum régressif se situe à la limite Mariae-Cordatum. L'ensemble des données sédimentologiques et paléontologiques a permis de proposer le modèle de faciès pour le cycle S1 représenté en

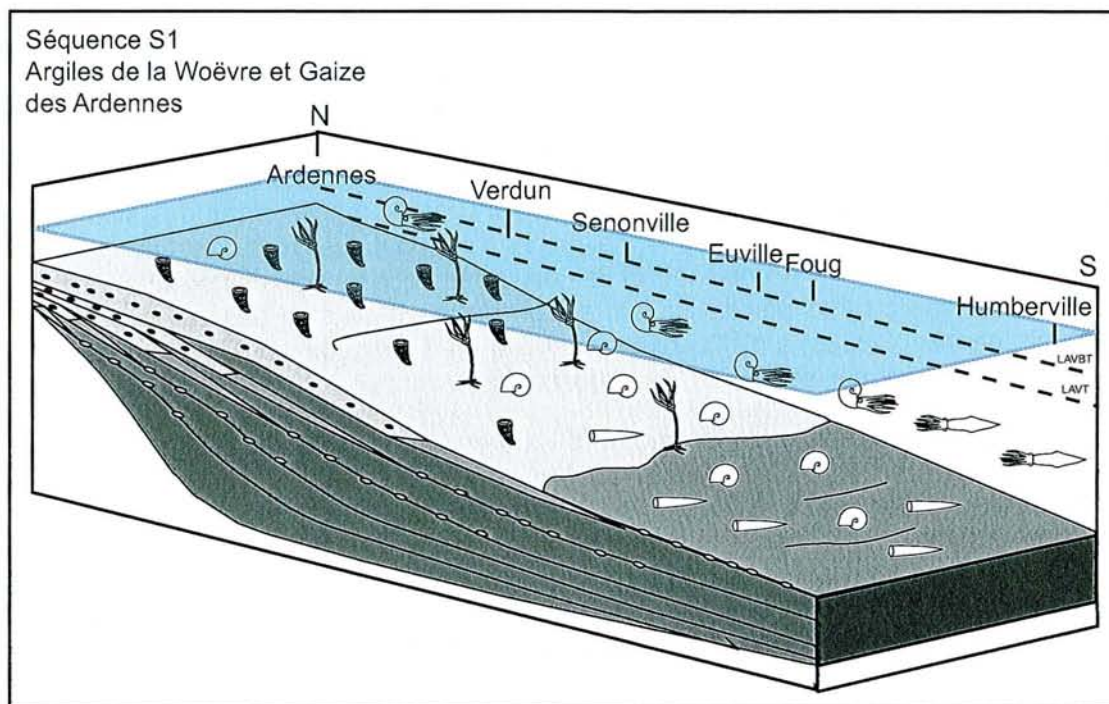


Figure 15 : Modèle de faciès représentant les zonations faciologiques et faunistiques au cours du cycle S1

figure 15.

Dans l'ensemble des coupes décrites ci-dessus, l'évolution verticale des faciès pendant la zone à Cordatum illustre un ennoyage suivi d'une diminution progressive de la tranche d'eau. L'abondance de pholadomyes semble être caractéristique de la partie supérieure du Terrain à chailles. La condensation de la zone à Cordatum dans les Ardennes illustre la persistance de la polarité des environnements de dépôt présente pendant la séquence S1, à savoir une polarité proximal-distal depuis le nord vers le sud. A Pagny-sur-Meuse, le sommet du cycle S2 est marqué par une surface perforée à remplissage ferrugineux. Le sommet du Terrain à chailles marque un maximum régressif à moyenne fréquence à la limite Cordatum-Plicatilis. L'évolution verticale et latérale des environnements de dépôts du cycle S2 a permis de proposer le modèle de faciès présenté figure 16. Ce dernier s'apparente au modèle proposé pour la séquence S1. Cependant, dans les environnements les plus proximaux (à proximité du maximum régressif), il présente globalement des environnements de dépôts moins profonds, plus carbonatés et plus riches en faune benthique. Le sommet du Terrain à chailles (faciès les plus proximaux) est marqué par l'abondance des pholadomyes. Les rhynchonelles y sont également communes. Les faciès plus distaux présentent fréquemment des chailles associées à la présence de spicules de spongiaires siliceux ainsi que de nombreux articles de crinoïdes dans les environnements les plus distaux (faciès argileux proches des maxima d'approfondissement).

L'évolution latérale et verticale des faciès entre les Ardennes et le secteur d'Humberville indique qu'après le comblement de la dépression située dans le nord du terrain d'étude par les Argiles de la Woëvre pendant le cortège de haut niveau marin du cycle S1, un système de rampe carbonatée progradante en direction du sud se met en place pendant la zone à Mariae. La progradation de ce système a progressivement

comblé la dépression septentrionale.

Ce système de rampe argilo-carbonatée à vergence sud a persisté jusqu'au sommet de la zone à *Cordatium*. Toutefois, la faune benthique plus abondante, la condensation de la zone à *Cordatium* dans les Ardennes, et les faciès globalement plus carbonatés pendant le cycle S2 illustrent une grande tendance progradante et bathydécroissante des environnements de dépôt à plus basse fréquence entre le cycle S1 et le cycle S2.

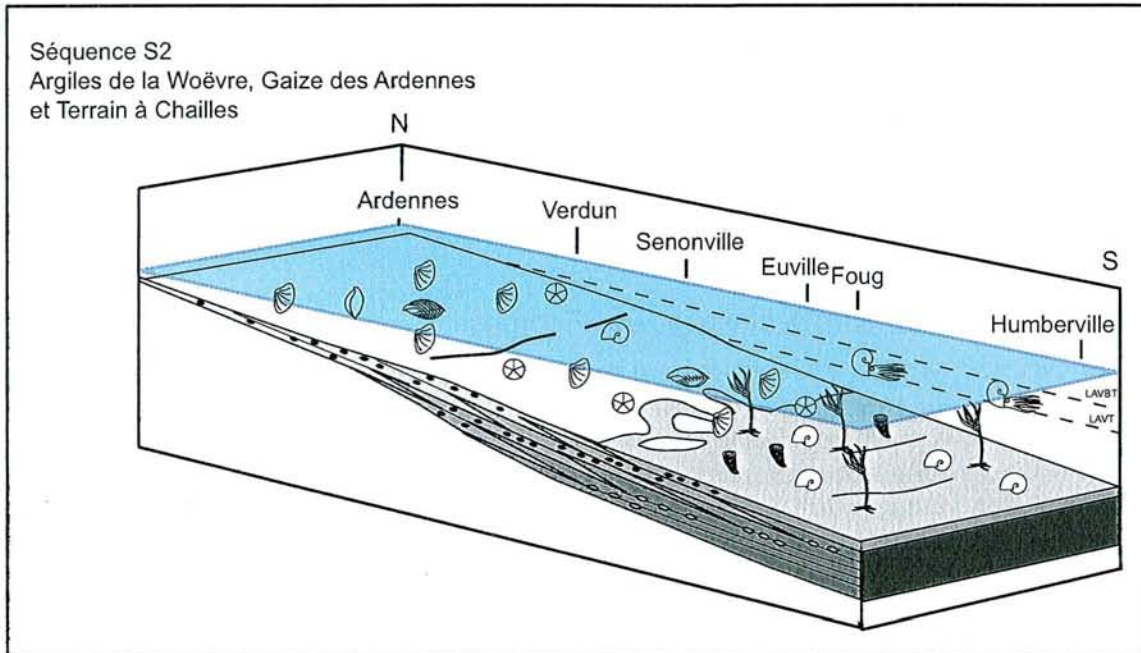


Figure 16 : Modèle de faciès représentant les zonations faciologiques et faunistiques au cours du cycle S2

3 Oolithe ferrugineuse de Senonville, Marnes blanches des Eparges, Marnes à coraux de Foug, Calcaires à coraux de Foug et Oncolithe de Senonville

Entre Verdun et les Ardennes, les Marnes blanches des Eparges, lorsqu'elles ont été signalées, ont été essentiellement décrites en forage tout comme les faciès coralliens marneux des Marnes à coraux de Foug. En revanche, au Sud de Verdun et jusqu'à la vallée de la Marne, les affleurements permettant d'observer ces deux formations sont plus abondants. Quant aux Calcaires à coraux de Foug, ils ont pu être localement observés à l'affleurement dans les Ardennes à Novion-Porcien.

3.1 Pagny cimenterie

Au dessus du maximum régressif au sommet du cycle S2, les intercalations marneuses deviennent plus épaisses et les bancs carbonatés à la base des Marnes blanches des Eparges s'enrichissent en silicifications (fig.A2, annexe 2). Les ammonites associées à de nombreuses pholadomyes deviennent plus abondantes. Cette tendance marque un approfondissement qui aboutit à un maximum d'ennoyage à moyenne fréquence dont l'emplacement est toutefois difficile à situer. Cet ensemble plus marneux est surmonté par un ensemble de

bancs carbonatés situé entre les cotes 18,2 et 19,7 m. L'installation brutale de cet ensemble marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Le retour d'une sédimentation plus carbonatée souligne une bathydécroissance pendant un cortège de haut niveau marin. Un maximum régressif est atteint au sommet de cet ensemble et marque le sommet du cycle S3 au sein de la zone à Plicatilis.

Au dessus de ce maximum régressif, le retour d'une sédimentation marneuse illustre un nouvel ennoyage à la base du cycle S4. Le faciès est pauvre en faune et renferme essentiellement des ostreïdés. Cet ennoyage est subdivisible en plusieurs cycles à haute fréquence. Le dernier mètre de la coupe voit le retour de bancs carbonatés plus épais qui semblent illustrer une diminution de la tranche d'eau pendant le cortège de haut niveau marin du cycle S4. Le dernier intervalle marneux présente de nombreuses huîtres disposées à plat. Ce niveau correspond vraisemblablement au niveau à *Deltoideum delta* observé à Foug au sommet des Marnes blanches des Eparges (cf. § 3.2). L'absence de structures sédimentaires indique un environnement sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes.

3.2 Foug

3.2.1 Marnes blanches des Eparges

Le cycle S3 identifié à Goussaincourt apparaît également à Foug mais il présente une extension verticale relativement réduite. En effet, après un premier intervalle marneux relativement réduit qui marque un léger ennoyage, deux bancs de 80 centimètres d'épaisseur à texture wackestone riches en pholadomyes apparaissent (fig.A4 en annexe 2 et fig.17a). Cette évolution verticale des faciès souligne un cycle transgressif-régressif qui correspond au cycle S3 appartenant entièrement à la zone à Plicatilis. La surface du banc sommital est parsemée d'huîtres *Gryphaea dilatata* et montre une allure irrégulière (fig.A4 en annexe 2 et fig.17b). Cette surface est interprétée comme une surface de transgression.

Au dessus de cette dernière, un intervalle marneux d'un mètre d'épaisseur est caractérisé par l'abondance d'huîtres *Nanogyra nana* et *Gryphaea dilatata*. Il marque l'ennoyage à la base du cycle S4. Cet ensemble est surmonté par deux bancs calcaires riches en faune benthique présentant notamment des coraux lamellaires épars. La mise en place de ces bancs carbonatés à rares polypiers souligne une diminution de la tranche d'eau pendant le cortège de haut niveau marin du cycle S4.

Enfin, juste sous les Marnes à coraux de Foug, un intervalle marneux d'une trentaine de centimètres d'épaisseur est caractérisé par la présence d'huîtres de l'espèce *Deltoideum delta* formant notamment un niveau repère latéralement continu (fig.17c). Ces huîtres d'épaisseur centimétrique s'empilent. Elles formaient de tout petits reliefs dont les surplombs étaient peuplés par les serpules. La bioérosion (*Gastrochaenolites*, *Entobia*, *Trypanites* et petites perforations rappelant celles des phoronidiens) est particulièrement abondante sur la face supérieure des huîtres. La faune associée au sein des Marnes des Eparges est représentée par des ammonites, des brachiopodes, et des entroques. La rareté des organismes photophiles et la présence d'ammonites indiquent un environnement externe proche de la limite inférieure de la zone photique.

L'évolution des faciès au sein des Marnes blanches des Eparges le long de la coupe de Foug permet de mettre en évidence deux cycles transgressif-régressif à moyenne fréquence, la surface irrégulière et riche en huîtres au sommet du banc de la cote 10,8 mètres correspondant à la surface de transgression à la base du cycle S4. Les maxima d'ennoyage se situent au sein des intervalles argileux. L'apparition des premiers coraux lamellaires dans la partie supérieure des Marnes blanches des Eparges illustre le début de la tendance régressive

pendant le cortège de haut niveau marin du cycle S4.

La surface à *Deltoïdeum delta* correspond à une surface d'arrêt de sédimentation. Elle marque vraisemblablement le maximum d'ennoyage d'un nouveau cycle à haute fréquence pendant le cortège de haut niveau de la séquence S4.

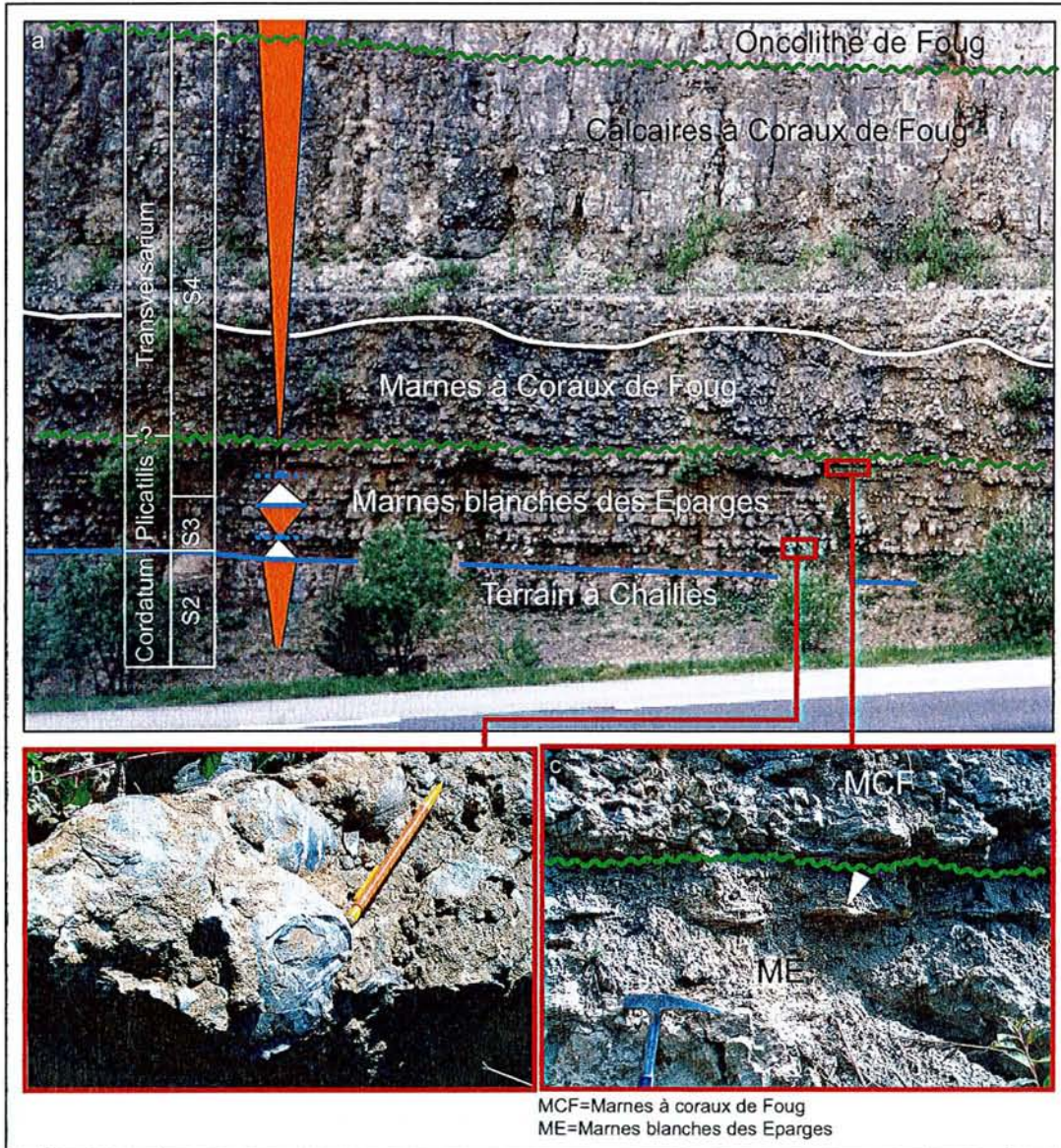


Figure 17 : a) panorama de la coupe de Foug; b) surface à *Gryphaea dilatata* au sommet du cycle S3; c) surface à *Deltoïdeum delta* (flèche) au sommet des Marnes blanches des Eparges

3.2.2 Marnes à coraux de Foug

Cette formation est caractérisée par la présence de patches coralliens au sein de marnes ou de calcaires argileux. A Foug, l'apparition des bioconstructions coralliennes se situe à environ 10 cm au-dessus du niveau à huîtres encroûtées et perforées et permet de placer précisément la base des Marnes à coraux de Foug (fig.A4 en annexe 2 et fig.17c).

Ces formes coralliennes sont surtout représentées par des microsolenidés lamellaires de l'espèce *Dimorpharaea koechlini* (fig.18). L'extension latérale des bioconstructions peut atteindre 15 m avec une hauteur maximale de 1,5 m. Les coraux sont fortement bioérodés sur

leur face inférieure et présentent parfois des croûtes microbiennes sur leur face supérieure. Les coraux sont associés à des lamellibranches et des oursins dominés par le genre *Glypticus*. Les structures sédimentaires liées aux tempêtes, dans l'hypothèse où elles existent, sont difficilement observables étant donné la nature marneuse du sédiment. La présence de coraux zooxanthellés et de stromatolithes photophiles implique un environnement dans la zone photique moins profond que ceux dans lesquels se sont déposés le Terrain à Chailles et les Marnes blanches des Eparges.

La découverte du fonctionnement du corail actuel *Leptoseris* par Schlichter (1991) et la relation qui a été faite avec la nature pennulaire de ce corail (Lathuilière et Gill, 1995) éclaire d'un jour nouveau ces faciès à microsolenidés dominants, organismes pennulaires que l'on peut désormais interpréter comme des suspensivores adaptés à des milieux mésotrophes. Leur dominance est en parfaite cohérence avec les environnements de pente externe des récifs. La ressemblance avec les affleurements du Jura (coupe de Bonnevaux-Le-Prieuré étudiée par le GFEJ) est frappante et le modèle qui en a été extrait (Lathuilière *et al.*, 2003a) peut s'appliquer ici.

Quoi qu'il en soit, l'installation des bioconstructions coralliennes photodépendantes associées aux encroûtements stromatolithiques marque une phase de diminution de profondeur par rapport aux faciès marneux des Marnes blanches des Eparges. Le contact franc entre les deux formations souligne une accélération de la vitesse de chute du niveau marin relatif.

3.2.3 Calcaires à coraux de Foug

Cette formation surmonte les marnes à coraux de Foug. Les calcaires ont une couleur brune ou rosée à texture platestone (*sensu* Insalaco). Par rapport aux Marnes à coraux, la communauté corallienne est dominée par une espèce à petits trabécules du genre *Microsolena* (fig.18) (Geister et Lathuilière, 1991; Insalaco, 1996). Certaines bioconstructions débutant dans les Marnes à coraux se poursuivent jusque dans les calcaires. Le sédiment inter-récifal calcaire parfois silteux et généralement bioclastique au sommet est entrecoupé par de fins inter-bancs marneux. La matrice calcaire est essentiellement micritique et peut localement correspondre à un packstone à péloïdes et oncoïdes. Dans la partie supérieure de la formation, plusieurs niveaux bioclastiques associés à des oncoïdes remaniés indiquent la présence de conditions hydrodynamiques temporairement fortes lors du dépôt. Ces caractéristiques, associées à l'évolution verticale entre des calcaires à texture wackestone et des calcaires à texture packstone, indiquent un passage progressif depuis un milieu sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes jusqu'à un milieu au-dessus de cette même limite. La bathydécroissance mise en évidence dans les Marnes à coraux de Foug se poursuit ensuite jusque dans les Calcaires à coraux. Elle est illustrée par :

-la diversification des genres et des formes coralliennes, allant des colonies lamellaires pionnières adaptées à des conditions de faible luminosité jusqu'à des formes plus volumineuses et tridimensionnelles nécessitant un environnement plus lumineux ; à noter la participation encore timide des *Thecosmilia* dans les constructions les plus hautes, en accord avec la récente proposition de zonation (Lathuilière *et al.*, 2003a) ;

-l'évolution progressive au cours du temps vers un environnement plus agité, marquée par l'apparition d'oncoïdes épars et de nombreux bioclastes.

Le contact brutal entre les Calcaires à coraux de Foug et l'Oncolithe de Foug sus-jacente marque la disparition des bioconstructions. Il souligne une discontinuité de chute du niveau marin relatif puisqu'il se situe à la limite entre des faciès bioconstruits installés sous la limite inférieure d'action des vagues de beau temps et des faciès subtidaux peu profonds à oïdes

3.3 Goussaincourt

3.3.1 Marnes blanches des Eparges

Au dessus du Terrain à chailles, sur 1,7 m, la sédimentation devient plus marneuse marquant un nouvel ennoyage. La faune est représentée par des brachiopodes, des bivalves et des crinoïdes. Au dessus de cette unité marneuse de la base des Marnes blanches des Eparges, apparaît un ensemble carbonaté d'environ 1 m d'épaisseur renfermant quelques silicifications. Ce dernier illustre une diminution de la tranche d'eau pendant le cortège de haut niveau marin du cycle S3. Ce premier ensemble au dessus du Terrain à chailles a été daté de la zone à Plicatilis, sous-zone à Vertébrale par Poirot (1987).

Au dessus du maximum régressif situé au sommet du cycle S3, les Marnes blanches des Eparges correspondent sur environ 3 m à une alternance marno-calcaire (fig.A3, annexe 2). Cette augmentation de la portion marneuse marque un nouvel ennoyage à la base du cycle S4. Les bancs carbonatés renferment localement des silicifications et les ammonites deviennent plus communes vers le sommet. Les 4,5 mètres suivants illustrent la poursuite de l'ennoyage et sont caractérisés par des marnes riches en huîtres datées de la zone à Plicatilis, sous-zone à Antecedens (Poirot, 1987). Quelques intercalations carbonatées sont présentes et apparaissent sous la forme de bancs latéralement continus ou sous la forme de nodules. Quelques ammonites ont été observées par Poirot (1987) au sein des bancs calcaires. Le sommet des Marnes blanches des Eparges est marqué par un niveau à huîtres aplaties continu.

Par conséquent, l'évolution verticale des faciès et de la faune au sein des Marnes blanches des Eparges à Goussaincourt permettent de mettre en évidence deux cycles transgressif-régressif à moyenne fréquence. Le premier correspond à la sous-zone à Vertébrale et le second débute dans la sous-zone à Antecedens.

3.3.2 Marnes à coraux de Foug et Calcaires à coraux de Foug

La limite supérieure des Marnes blanches des Eparges est marquée par l'apparition des premiers bancs à microsolenidés. Malheureusement, au sein des faciès récifaux, Poirot (1987) n'a pas différencié les Marnes et les Calcaires à coraux de Foug. Quoi qu'il en soit, la mise en place brutale des faciès coralliens au dessus des Marnes blanches des Eparges marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Le sommet de la coupe est quant à lui marqué par l'apparition des premières constructions biostromales de faible extension verticale.

3.4 Humberville

3.4.1 Marnes blanches des Eparges

Au dessus de la lacune d'observation entre les cotes 39,7 et 59,7 m, les trois premiers mètres d'affleurement sont marqués par la présence de deux ensembles calcaires dont l'épaisseur varie entre 40 cm et 1m (fig.A6, annexe 2). La faune y est rare et seule une ammonite indéterminable a été observée. Aucune structure sédimentaire de dépôt n'a été observée. L'absence de faune caractéristique ne permet aucune datation au niveau de cet intervalle. Toutefois, Collin (2000) place l'ensemble carbonaté basal (unité 55 de sa coupe) dans la coupe de Saint-Blin au sommet de la sous-zone à Vertébrale. Cette datation renforce l'hypothèse de l'appartenance de ces bancs à l'équivalent latéral de la base des Marnes blanches des Eparges datée à Goussaincourt (cf.§ 3.3.1) de la même sous-zone. Ces bancs précèdent un intervalle plus argileux, très pauvre en faune, dont l'épaisseur atteint 15 mètres et daté dans la coupe voisine de Saint-Blin de la zone à Plicatilis, sous-zone à Antecedens

par Collin (2000). Le retour d'une sédimentation argileuse marque un nouvel ennoyage. Par conséquent, par corrélation avec Goussaincourt et compte tenu du retour d'une sédimentation marneuse au dessus de cette limite, la limite entre la sous-zone à Vertébrale et la sous-zone à Antecedens correspond au maximum régressif situé au sommet du cycle S3.

La base du cycle S4 correspond à un intervalle d'environ 15 mètres présentant un faciès argileux à nodules carbonatés et à bancs calcaires latéralement continus (fig.A6, annexe 2). La faune représentée par des organismes benthiques tels que des ostreïdés et des crinoïdes de l'espèce *Millericrinus horridus* est présente essentiellement dans les niveaux à nodules. Cet intervalle argileux renferme deux bancs carbonatés d'un mètre d'épaisseur (entre les cotes 67,8 et 70,9 m) à texture wackestone à packstone. La faune benthique comprend des crinoïdes, des gastéropodes (*Bourguetia*, *Pleurotomarides*, *Pseudomelania* sp.), des rhynchonelles et de rares débris coralliens. Dans la coupe voisine de St-Blin, Collin (2000) a également décrit les premiers coraux lamellaires dans ce même niveau (unités 30 et 40 de sa coupe). Ils correspondent vraisemblablement aux deux bancs carbonatés renfermant des coraux lamellaires au sein des Marnes des Eparges à Foug (cf.§ 3.2.1). L'apparition de ces bancs carbonatés à polypiers suggère une diminution de la tranche d'eau pendant le cortège de haut niveau marin du cycle S4 à moyenne fréquence. Par conséquent, le maximum d'ennoyage doit se situer au sein de l'intervalle marneux sous-jacent. Une passée marneuse noirâtre apparaît d'ailleurs au sein de cet intervalle et pourrait être interprétée, ainsi que le suggèrent Norris et Hallam (1995), comme le maximum d'ennoyage. Une ammonite indéterminable a également été récoltée dans le deuxième banc carbonaté. Le banc inférieur renferme des silicifications.

Le sommet des Marnes blanches des Eparges est marqué par le retour d'une sédimentation argileuse à intercalations de niveaux à nodules carbonatés pendant un cycle transgressif-régressif à haute fréquence.

D'un point de vue séquentiel, comme à Goussaincourt et dans l'ancienne carrière de Pagny, les Marnes blanches des Eparges renferment deux cycles transgressifs-régressifs de moyenne fréquence. Le premier cycle se situe au sein de la zone à Vertébrale alors que le second débute dans la sous-zone à Antecedens.

3.4.2 Marnes à coraux de Foug

Le sommet de la séquence S4 est marqué par l'apparition d'un premier ensemble de bancs calcaires d'environ 1,5 mètres d'épaisseur à texture packstone (cote 76,5 m). La faune benthique comprend des pectinidés et des échinides. Les silicifications sont communes et des structures de tempête mamelonnées non granoclassées de type HCS ont localement pu être observées. Les coquilles des fossiles peuvent être totalement silicifiées (fig.13c) ou présenter des orbicules de silice à organisation interne concentrique (fig.13d). En lame mince, la silice se présente sous la forme de calcédoine à organisation cristalline radiaire et à extinction ondulante en lumière polarisée (fig.13c).

Au dessus de ce premier ensemble carbonaté, l'épaisseur des bancs calcaires augmente progressivement jusqu'à la disparition totale des interbancs argileux. La faune benthique devient de plus en plus abondante et diversifiée vers le sommet (fig.A6, annexe) jusqu'à l'apparition des premières colonies de coraux microsolenidés thamnastéroïdes observées en place donnant une texture sheetstone (*sensu* Insalaco) au sédiment. Les observations faites dans les environnements récifaux actuels de Jamaïque (Goreau et Hartman, 1963), les descriptions du complexe récifal de l'Oxfordien de Bourgogne par Delance et Menot (1968), les travaux de Gaillard (1983) dans le Jura méridional et le modèle proposé par Insalaco (1996) pour les bioconstructions de l'Oxfordien de Bourgogne et de Suisse placent les bioconstructions à spongiaires juste sous les constructions à microsolenidés d'un point de vue

bathymétrique. Ce modèle concorde avec les observations faites à Humberville où dans une séquence régressive les niveaux riches en silicifications et en spicules de spongiaires siliceux précèdent les constructions à microsolenidés.

L'augmentation brutale de l'épaisseur des bancs carbonatés au sommet de la séquence S4 marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif qui a engendré le passage rapide d'un environnement de rampe externe sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes à un environnement au dessus de cette limite (offshore supérieur) comme en atteste la présence de structures de tempêtes de type HCS. La baisse du niveau marin relatif se poursuit après la discontinuité de chute et est matérialisée par la prolifération des spicules de spongiaires siliceux puis de l'installation des premiers polypiers pionniers.

3.5 Nord de la Meuse et Ardennes

3.5.1 Oolithe ferrugineuse de Senonville

Les affleurements permettant d'observer la formation dans les Ardennes sont rarissimes. Néanmoins, à Sy, d'après les descriptions données par Ardaens *et al.* (1977; 1983) et Marchand *et al.* (1979), l'Oolithe ferrugineuse de Senonville datée de la base de la zone à Plicatilis sous-zone à Vertébrale est formée d'une partie inférieure carbonatée et d'une partie supérieure épaisse marneuse (fig.A1, annexe 2).

Les faciès décrits par Ardaens au sein de la partie supérieure de la formation correspondent à des marnes ocres à ooïdes ferrugineux et à silicifications. Le passage depuis les calcaires à ooïdes ferrugineux basaux est progressif et s'effectue sous la forme d'une disparition progressive vers le sommet des bancs carbonatés coquilliers. La faune est très abondante et très diversifiée. Elle comprend des organismes benthiques (pholadomyes, brachiopodes, bivalves, échinodermes, gastéropodes et ostreïdés) et des organismes pélagiques (ammonites, nautilus). Cette évolution progressive des faciès vers un pôle argileux illustre un nouvel ennoyage au dessus du Terrain à chailles pendant le cycle S3.

En direction de Verdun, l'Oolithe ferrugineuse de Senonville apparaît en forage au sommet du Terrain à chailles et est également datée du sommet de la zone à Cordatum et de la base de la zone à Plicatilis (Maubeuge, 1976). Comme dans les Ardennes, l'Oolithe ferrugineuse de Senonville est composée d'une partie inférieure calcaire et d'une partie supérieure marneuse. Son épaisseur augmente progressivement depuis Verdun jusque dans les Ardennes où elle atteint une vingtaine de mètres .

3.5.2 Marnes blanches des Eparges

Entre les Ardennes et Verdun l'Oolithe ferrugineuse de Senonville est parfois surmontée par un ensemble marneux qui correspond aux Marnes blanches des Eparges. Cette formation apparaît rarement à l'affleurement. De plus, en forages, la différenciation entre la partie supérieure marneuse de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville et les Marnes blanches des Eparges a rarement été faite. Toutefois, Maubeuge (1976) a signalé cette formation, dont l'épaisseur atteint 32 mètres dans le secteur de Dun-sur-Meuse, sur la carte de Stenay sans pour autant en donner une description précise. Sur la carte de Verdun, Bresson (1969) décrit des faciès « glypticiens » qui correspondent à des marnes lumachelliques, situées stratigraphiquement entre les faciès à ooïdes ferrugineux et la base des premières formations récifales. L'épaisseur de ces marnes augmente progressivement en direction du nord passant de quelques mètres dans le secteur de Bras-sur-Meuse à une vingtaine de mètres dans le secteur de Dannevoux. Il est à noter que des lentilles de polypiers apparaissent localement au sommet des faciès marneux. L'apparition des Marnes blanches des Eparges marque

la poursuite de l'ennoyage débuté pendant la mise en place de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville.

3.6 Novion-Porcien

coordonnées : x = 750 et y = 1200

Cet affleurement correspond à une carrière abandonnée située 1 km au nord-est du village de Novion-Porcien. Elle a été récemment étudiée d'un point de vue paléoécologique par Bertling et Insalaco (1998). Ces derniers, proposent un âge situé entre la zone à *Plicatilis*, sous-zone à *Antecedens* et la zone à *Transversarium* pour la série observable à Novion-Porcien. Les faciès coralliens de la base de la carrière ont été placés par ces mêmes auteurs en équivalent latéral du premier épisode récifal de l'Oxfordien moyen (Calcaires à coraux de Foug).

La partie inférieure de la carrière présente des faciès bioconstruits corallothrombolithiques (fig.A9, annexe 2 et fig.19). Plusieurs masses biohermales, dont l'extension verticale apparente atteint 3,5 mètres, sont observables. Ces dernières sont constituées en majorité par des polypiers et l'encroûtement microbien thrombolithique y est développé. Les coraux les plus abondants sont les genres *Microsolena*, *Comoseris*, *Isastrea* et *Thamnasteria* (Bertling et Insalaco, 1998). Au sein d'une même bioconstruction, la partie inférieure visible est constituée en majorité par des formes lamellaires (texture sheetstone à platestone *sensu* Insalaco) et verticalement la faune corallienne se diversifie en même temps que les formes branchues deviennent plus abondantes (texture mixstone *sensu* Insalaco).

Le sédiment inter-récifal correspond à un calcaire à texture mudstone/packstone. De

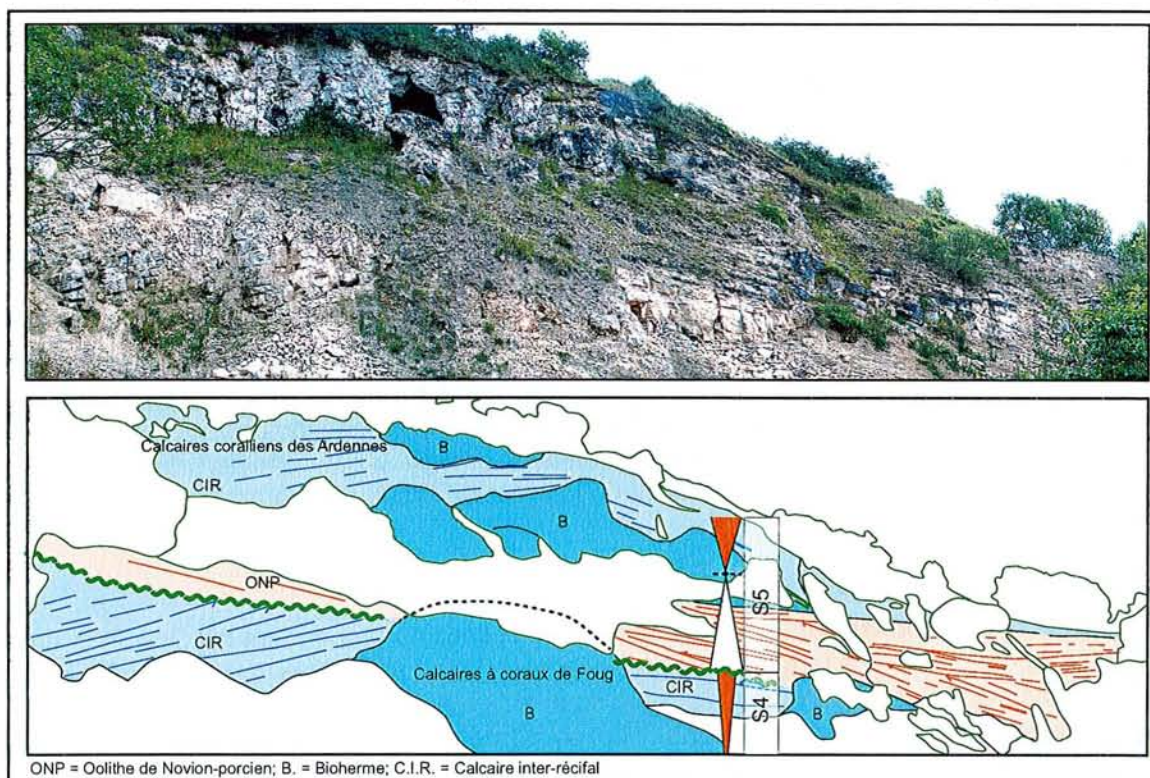


Figure 19 : Organisation générale des dépôts dans la carrière de Novion-Porcien. ONP = Oolithe de Novion-Porcien; B = Bioherme; CIR = Calcaire inter-récifal

rare patches à coraux branchus tout comme un enrichissement progressif en ooïdes sont observables dans les deux derniers mètres au sein de ce sédiment. Dans le secteur nord de la carrière, le sédiment inter-récifal présente un pendage sédimentaire important de l'ordre de 10 degrés. Les stratifications à cet endroit viennent en *toplap* sous la base de l'Oolithe de Novion-Porcien (fig.19).

L'évolution verticale des faunes coralliennes au sein des bioconstructions ainsi que l'enrichissement en ooïdes dans les bancs sommitaux du sédiment inter-récifal, soulignent une diminution du niveau marin relatif. Ce dernier a permis le passage d'un environnement sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes sans structures de dépôt à un environnement au dessus de cette limite comme en attestent les apports épisodiques d'ooïdes dans le milieu. Le contact discordant entre les Calcaires à coraux de Foug et l'Oolithe de Novion-Porcien souligne une discontinuité de chute du niveau marin relatif ayant permis le contact brutal entre les environnements d'offshore supérieur des Calcaires à coraux de Foug et les dépôts de dunes tidales oolithiques de l'Oolithe de Novion-Porcien. Cette discontinuité correspond à un maximum régressif au sommet du cycle S4. En effet, au dessus de cette discontinuité la tendance est à la reprise de la création d'espace disponible au sein de l'Oolithe de Novion-Porcien.

3.7 Senonville Hullin

coordonnées : x= 838.5 et y=1143

La coupe de Senonville Hullin se situe dans l'ancienne carrière située au nord du village et récemment remise en exploitation par la société I.T.P.

3.7.1 Oolithe ferrugineuse de Senonville

La base de la coupe débute par 1,5 mètres d'une alternance de marnes et de calcaires argileux à texture wackestone renfermant des ooïdes ferrugineux (fig.20a). La faune y est abondante et diversifiée rappelant celle observée dans le Terrain à Chailles au sommet du cycle S2 (fig.A10, annexe 2). Des huîtres plates de l'espèce *Deltoideum delta* perforées sur leur face interne et encroûtées par des serpules sur leur face externe ont également été observées. Ce premier niveau marno-calcaire est surmonté par un intervalle argileux brun d'une épaisseur de 10 cm moins riche en oolithes ferrugineuses. La nature du sédiment et la qualité de l'affleurement n'ont pas permis d'observer de structures sédimentaires. Cette évolution verticale des faciès marque un ennoyage ayant abouti à la mise en place des Marnes blanches des Eparges décrites plus au sud et plus au nord dans les Ardennes. Néanmoins ici, cette transgression est très peu marquée et n'a pas entraîné la disparition des faciès à ooïdes ferrugineux. L'absence d'ammonites n'a pas permis de savoir si cet ennoyage s'est produit pendant le cycle S3 (sous-zone à Vertébrale) ou le cycle S4 (sous-zone à Antecedens).

3.7.2 Oncolithe de Senonville

Un ensemble carbonaté de 40 centimètres d'épaisseur correspondant à l'Oncolithe de Senonville recouvre l'Oolithe ferrugineuse de Senonville. Le contact entre les deux formations est franc et souligne une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Le faciès correspond à un calcaire blanchâtre à texture packstone. Il est constitué en grande partie par des oncoïdes à nubéculaires à contour irrégulier (fig.20c). Le nucleus de ces derniers est constitué par des radioles d'échinides ou par des coquilles de bivalves. La faune est essentiellement représentée sous la forme de bioclastes et quelques valves de *Radulopecten*. En lame mince, la matrice entre les grains carbonatés est parfois péloïdale. La texture packstone et le contour irrégulier des oncoïdes indiquent un environnement calme, temporairement agité et peu profond. Le

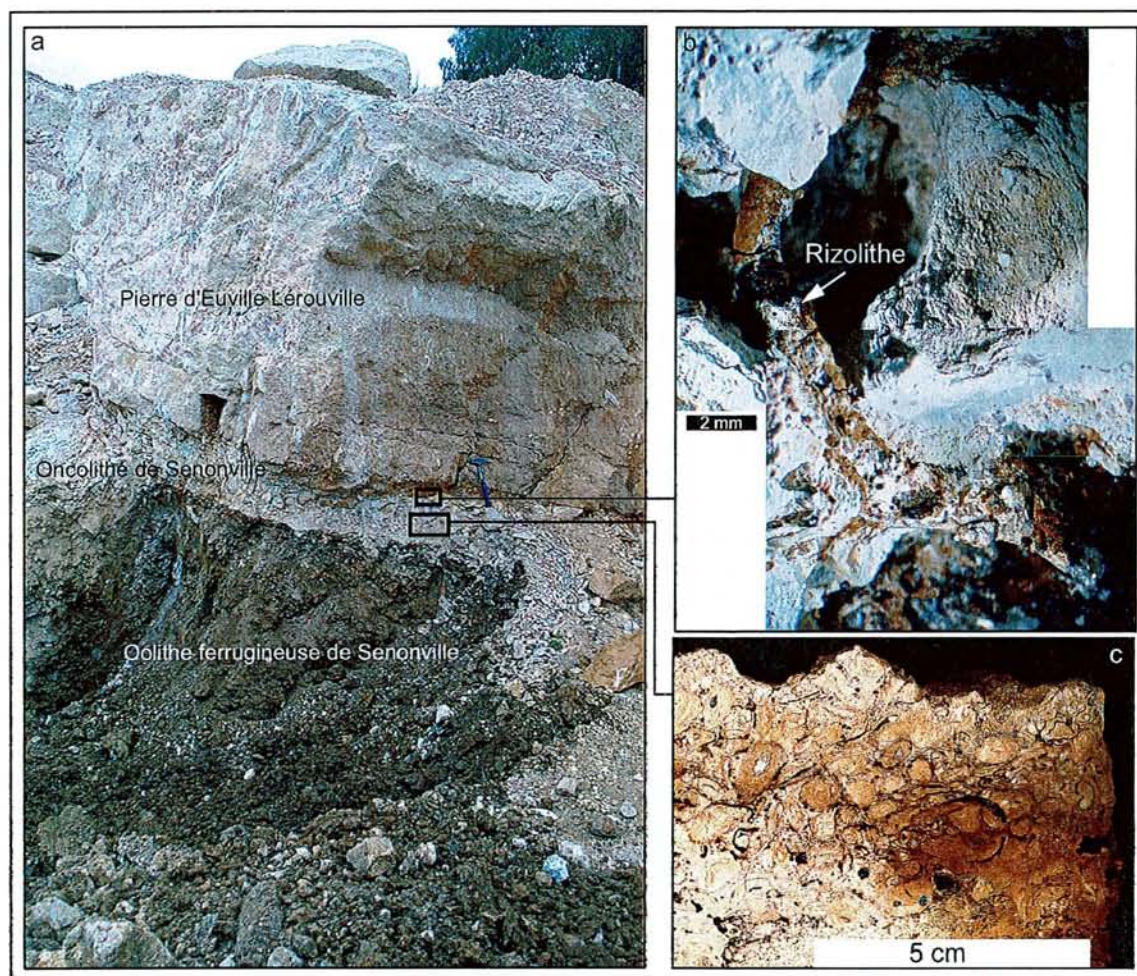


Figure 20 : a) base du front de taille inférieur de la carrière de Senonville Hullin; b) structure racinaire anastomosée au sein de l'Oncolithe de Senonville; c) faciès de l'Oncolithe de Senonville

contact franc entre l'Oolithe ferrugineuse de Senonville et l'Oncolithe de Senonville marque par conséquent une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Plusieurs structures circulaires ou allongées de quelques millimètres de diamètre, remplies de grands cristaux de calcite et pouvant avoir une enveloppe ferrugineuse (hématite ?), traversent les grains constitutifs du sédiment (fig.5, pl.8). Ces structures correspondent à des rhizolithes se développant depuis le sommet des calcaires oncolithiques. En effet, des manchons racinaires anastomosés ferruginisés plus ou moins dégagés du sédiment et remplis de calcite ont été observés au sein des calcaires oncolithiques (fig.20b). La présence de ces structures racinaires indique une émergence au sommet de l'Oncolithe de Senonville.

3.8 Varnéville

coordonnées : $x = 843,3$ et $y = 1136,1$

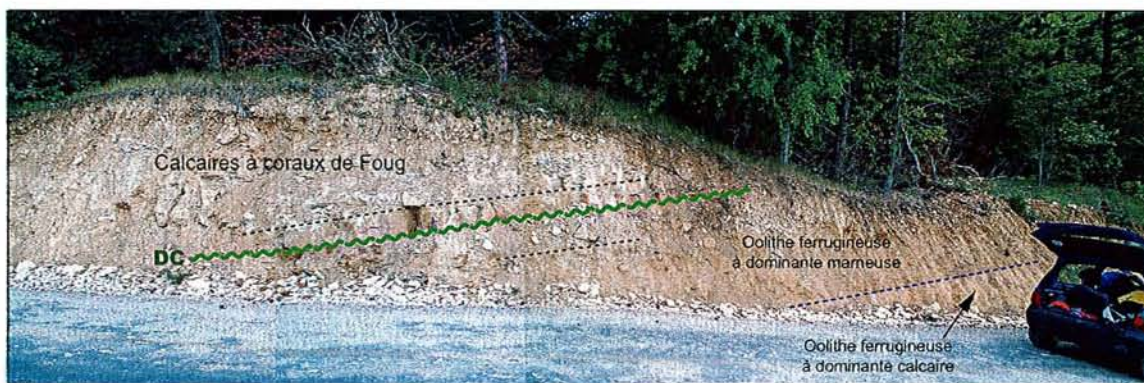
L'affleurement de Varnéville se situe environ 500 mètres au sud du village. Pour y accéder en arrivant du sud, il suffit de quitter la D908 en tournant sur la gauche après les étangs du lieu dit « Fond de Beauvil ». Le chemin aboutit à une carrière ouverte récemment dans les Calcaires à coraux de Foug dans le secteur du lieu dit « la Corvée Heuillon ». Le talus en bordure du chemin d'accès permet également d'observer une coupe dans la base des Calcaires à coraux de Foug et dans l'Oolithe ferrugineuse de Senonville située au sommet du Terrain à chailles (fig.21).

3.8.1 Oolithe ferrugineuse de Senonville

La coupe débute ici par une alternance de marnes et de bancs calcaires à texture packstone à oolithes ferrugineuses. L'épaisseur observable de ce premier ensemble atteint 4 mètres (fig.A11, annexe 2). Ce faciès correspond à l'Oolithe ferrugineuse de Senonville. Les ooïdes ferrugineux y sont abondants. La faune benthique diversifiée et abondante est proche de celle observée au sommet du Terrain à chailles. En effet, elle comprend des rhynchonelles, des térébratules, des articles de crinoïdes, de gastéropodes, des serpules et surtout de nombreuses pholadomyes. Aucune ammonite n'y a été découverte. Au dessus de ces deux premiers mètres calcaires, le faciès devient plus argileux tout en conservant une forte concentration en ooïdes ferrugineux. Les 20 derniers centimètres de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville correspondent à des argiles brunes à ooïdes ferrugineux. Cette évolution verticale des faciès vers des faciès plus argileux illustre l'engorgement contemporain de la mise en place des Marnes blanches des Eparges.

A Varnéville, l'absence d'ammonites n'a pas permis de dater l'oolithe ferrugineuse de Senonville. Toutefois, par analogie avec l'évolution des faciès décrite dans les Ardennes, la partie inférieure carbonatée de l'oolithe ferrugineuse de Senonville se situe probablement au sommet de la zone à *Cordatum* ou à la base de la zone à *Plicatilis*. Également dans les Ardennes, la partie supérieure marneuse de la formation est datée de la zone à *Plicatilis*.

3.8.2 Marnes à coraux de Foug et Calcaires à coraux de Foug



DC = discontinuité de chute du niveau marin relatif

Figure 21 : Panorama interprétatif de l'affleurement de Varnéville en bordure de la route d'accès à la carrière

Les Marnes à coraux de Foug n'apparaissent pas à Varnéville. En revanche, les Calcaires à coraux de Foug apparaissent brutalement au dessus de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville. Ce contact marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Les 2 premiers mètres correspondent à un calcaire gris fin faiblement bioclastique à texture wackestone à micosolénidés épars. Les 5 mètres suivants de la coupe, observables dans la carrière, montrent une augmentation progressive de la portion bioclastique donnant parfois une texture packstone à la roche. Les niveaux bioclastiques renferment des coraux remaniés, des pectinidés et des radioles d'échinides. Ils correspondent à des niveaux de tempêtes dont le matériel provient de bioconstructions coralliennes observables latéralement. Les coraux sont représentés par des formes massives donnant une texture platestone à domestone (*sensu* Insalaco) aux faciès bioconstruits. Ces coraux présentent des perforations du genre *Gastrochaenolites* sur leur face inférieure et supérieure. Les deux derniers mètres de la coupe sont caractérisés par l'augmentation de la part bioclastique et par l'apparition d'ooïdes et d'oncoïdes. Les bioconstructions coralliennes sont toujours présentes et renferment quelques formes branchues.

L'augmentation progressive des crachées bioclastiques de tempêtes, la diversification de la faune corallienne et l'apparition des ooïdes et des oncoïdes au sommet de la carrière marquent le passage d'un environnement au dessus la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes à un environnement d'offshore supérieur voire de shoreface au dessus de la limite inférieure des vagues de beau temps au sommet de la coupe.

3.9 Forage de Koeur-la-Petite

3.9.1 Oolithe ferrugineuse de Senonville

Au dessus du sommet du Terrain à chailles riche en organismes benthiques, les deux mètres suivants sont matérialisés par un calcaire à ooïdes ferrugineux riche en bivalves et en articles de crinoïdes (fig.A5, en annexe 2). C'est l'Oolithe ferrugineuse de Senonville. Un ennoyage limité est matérialisé dans les deux mètres suivants par des dépôts devenant progressivement plus marneux et aboutissant à un intervalle d'environ 1,5 m de marnes à ooïdes ferrugineux.

3.9.2 Marnes à coraux de Foug et Calcaires à coraux de Foug

D'après les descriptions données pour ce forage, les Marnes à coraux de Foug ne semblent pas exister ici. En effet, les marnes à ooïdes ferrugineux sont délimitées au sommet par un contact brutal avec des calcaires bioclastiques. Les 7,5 m suivants sont caractérisés par un calcaire gris à filonnets marneux devenant de plus en plus oolithique vers le sommet. Bien que les polypiers n'aient pas été décrits à partir du forage, l'évolution verticale des faciès est similaire à celle observée à Varnéville. C'est pourquoi les calcaires surmontant les marnes à ooïdes ferrugineux correspondent sans aucun doute aux Calcaires à coraux de Foug. Ici la formation est délimitée au sommet par un calcaire massif riche en entroque interprété comme correspondant à la Pierre d'Euville-Lérouville. Le contact brutal entre les marnes à ooïdes ferrugineux et les Calcaires à coraux de Foug est interprété comme une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Au dessus de cette dernière, les faciès deviennent de plus en plus oolithiques vers le sommet illustrant une tendance à la diminution de la profondeur.

3.10 Lérouville Mésangère

coordonnées : x = 835,1 et y = 1125, 5

La carrière de la Mésangère aujourd'hui abandonnée se situe le long de la D12 à environ 800 mètres au sud-ouest du village de Lérouville.

La carrière se compose de trois réels fronts de taille. Le premier correspond à la Pierre d'Euville-Lérouville autrefois exploitée (fig.A12, en annexe 2). Le second permet d'observer les Calcaires coralliens de la Mésangère et une partie de la Calcarénite d'Haudainville. Enfin, le dernier se situe au sommet de la Calcarénite d'Haudainville et à la base des Calcaires coralliens d'Euville.

Le plancher de la carrière correspond à la surface sommitale des Calcaires à coraux de Foug. Un bioherme dont l'extension verticale atteint une dizaine de mètres marque le sommet de la formation dans la partie sud-ouest de la carrière. Dans le secteur nord-ouest, le plancher de la carrière est caractérisé par un sédiment inter-récifal bioclastique à texture grainstone. Des rides symétriques de houles y ont été observées et indiquent un environnement au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps. Les nombreuses perforations dans les parties hautes du bioherme marquent l'émersion au sommet du cycle S4. En revanche, aucun indice d'émersion n'a été décelé au niveau du sédiment inter-biohermal. Par conséquent, la

chute du niveau marin relatif au sommet des Calcaires à coraux de Foug a permis l'émergence des parties hautes des bioconstructions qui formaient des paléoreliefs relativement importants. Toutefois, les zones inter-récifales qui se situaient environ 15 mètres en contrebas sont restées immergées.

3.11 Euville, carrière des Cotillons

coordonnées : $x = 842,7$ et $y = 1124,5$

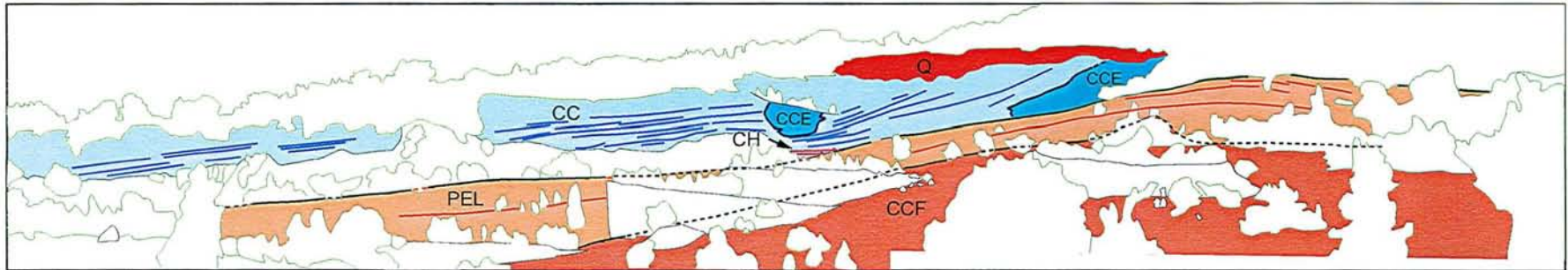
Cet affleurement correspond à une carrière abandonnée autrefois exploitée par la société Rocamat pour l'extraction de la fameuse Pierre d'Euville-Lérouville. Cette carrière ne présente que deux fronts de taille, le premier correspondant à la roche jadis exploitée et le second à la découverte (Calcaires coralliens de la Mésangère, Calcarénite d'Haudainville et Calcaires de Creuë) (fig.A13, annexe 2).

Le plancher de la carrière coïncide avec la surface des Calcaires à coraux de Foug qui plonge en direction du Sud-Ouest (fig.22). Ces calcaires renferment une faune corallienne relativement diversifiée. Elle comprend des formes lamellaires et branchues et est dominée par le genre *Actinaraea* et des microsolenidés lamellaires. Dans la partie nord-ouest de la carrière, un bioherme forme un relief important sur lequel vient s'installer une barre entroquitique. Le plancher de la carrière, formé par la surface sommitale des Calcaires à coraux de Foug, présente une pente constante en direction du Sud-Ouest. Un replat marqué est toutefois observable à la base du bioherme dans le Nord-Est de la carrière.

En lame mince, le toit des Calcaires à coraux de Foug montre une texture packstone à grainstone qui indique un lessivage important du sédiment probablement dans un environnement au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps. Plusieurs phases de ciments et sédiments ont été observées (fig.23). Un premier épisode marin est caractérisé par une frange de calcite fibreuse isopaque autour des grains carbonatés (fig.23a). Un deuxième épisode, correspond à la mise en place de gros cristaux de calcite limpide. Un troisième épisode est marqué par la corrosion de la frange de calcite fibreuse isopaque et le remaniement des grands cristaux de calcite limpide. Des reliques de ces derniers apparaissent localement sur le pourtour des grains carbonatés. Les cristaux remaniés sont visibles sous la forme de silts vadoses matérialisés par des cristaux de calcite détritiques formant un remplissage géotrope à la base des pores (fig.23b). Ce dernier épisode marque un passage dans la zone météorique. Il précède la mise en place d'un ciment micritique à disposition centrifuge souvent observé dans les environnements intertidaux (Purser, 1980; Durllet, 1996) (fig.23c). Cette micrite qui renferme également des cristaux de calcite sparitique remaniés, s'est vraisemblablement mise en place au début du réennoyage à la base du cycle suivant (cycle S5).

La présence de silts vadoses et des ciment micritiques centrifuge au sommet des Calcaires à coraux de Foug signale une chute rapide du niveau marin relatif qui a abouti à une émergence (fig.23b).

La présence de ciments de blocage directement sous la surface actuelle des Calcaires à coraux de Foug résulte vraisemblablement de l'érosion de la partie supérieure de la formation survenue pendant la transgression. Cette hypothèse est confortée par l'allure pentée plane de la surface sommitale des Calcaires à coraux de Foug et la présence du replat à la base du bioherme sommital pouvant correspondre à une terrasse d'abrasion littorale. Par conséquent à Euville, le sommet du cycle S4 est marqué par une émergence



CCF=Calcaires à coraux de Foug; PEL=Pierre d'Euville-Lérouville; CH=Calcarénite d'Haudainville; CCE=Calcaires coralliens d'Euville; CC=Calcaires de Creüe; Q=Dépôts quaternaires

Figure 22 : Panorama interprétatif de la carrière des Cotillons

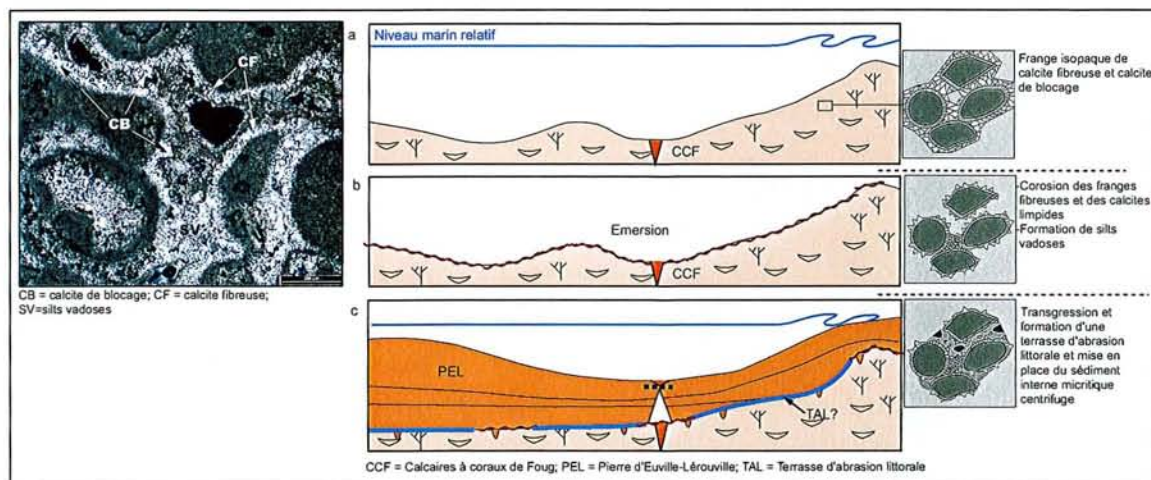


Figure 23 : Principales phases diagénétiques enregistrées au sommet des Calcaires à coraux de Foug dans la carrière des Cotillons. a) développement d'une frange isopaque de calcite fibreuse suivi de la mise en place d'une calcite de blocage pendant un enfouissement modéré; b) lors d'une émergence au sommet des Calcaires à coraux de Foug, les cristaux de la calcite de blocage sont partiellement remaniés et se déposent sous forme de silts-vadose au fond des pores; c) lors du réennoyage, un ciment micritique centripète se met en place et incorpore quelques cristaux de sparite limpide.

3.12 Sorcy

coordonnées : x = 846 et y = 1119,2

La carrière de Sorcy est actuellement exploitée par la société Lhoist pour la production de la chaux. Elle s'organise en 5 fronts de taille qui permettent d'observer l'évolution des faciès sédimentaires depuis les Calcaires à coraux de Foug jusqu'au sommet de la Craie de Sorcy. D'après les informations données par le responsable de la carrière, un forage effectué par la société Lhoist, a montré que les premières marnes (Marnes à coraux de Foug ou Marnes blanches des Eparges ?) apparaissent 2 m sous le plancher de la carrière.

Les Calcaires à coraux de Foug débutent par un ensemble de 3,5 m d'épaisseur de calcaires localement oolithiques, à texture packstone et riches en coraux lamellaires ou branchus en place (fig.A14, en annexe 2). La matrice entre ces derniers est bioclastique et les coraux remaniés y sont communs, souvent associés à des pectinidés et des gastéropodes (nérinées) également remaniés. Les coraux forment parfois des biohermes dont l'extension verticale visible peut atteindre 3 m (fig.24a). Hormis quelques surfaces de ravinement, aucune structure sédimentaire n'a été observée. Ce faciès indique un environnement agité soumis aux tempêtes. La nature packstone du sédiment implique une origine allochtone des ooïdes dont la source devait cependant être proche. De plus, les apports devaient être quasi permanents comme l'indique la grande quantité d'ooïdes. Les bioconstructions coralliennes développées riches en formes branchues indiquent un environnement bien éclairé et relativement peu profond. Par conséquent, ce faciès indique un environnement probablement au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps à proximité d'un shoal oolithique producteur d'ooïdes (lagon externe).

Ce premier intervalle oolithique passe verticalement à des calcaires fins crayeux à texture wackestone. Ils sont constitués par une grande quantité de coraux lamellaires ou branchus en position de vie. Ces derniers peuvent former des petites bioconstructions de faible extension verticale (50 centimètres maximum). La faune est diversifiée et renferme des térébratules, des échinides et des bivalves. Des surfaces de ravinement de tempêtes ont pu être observées.

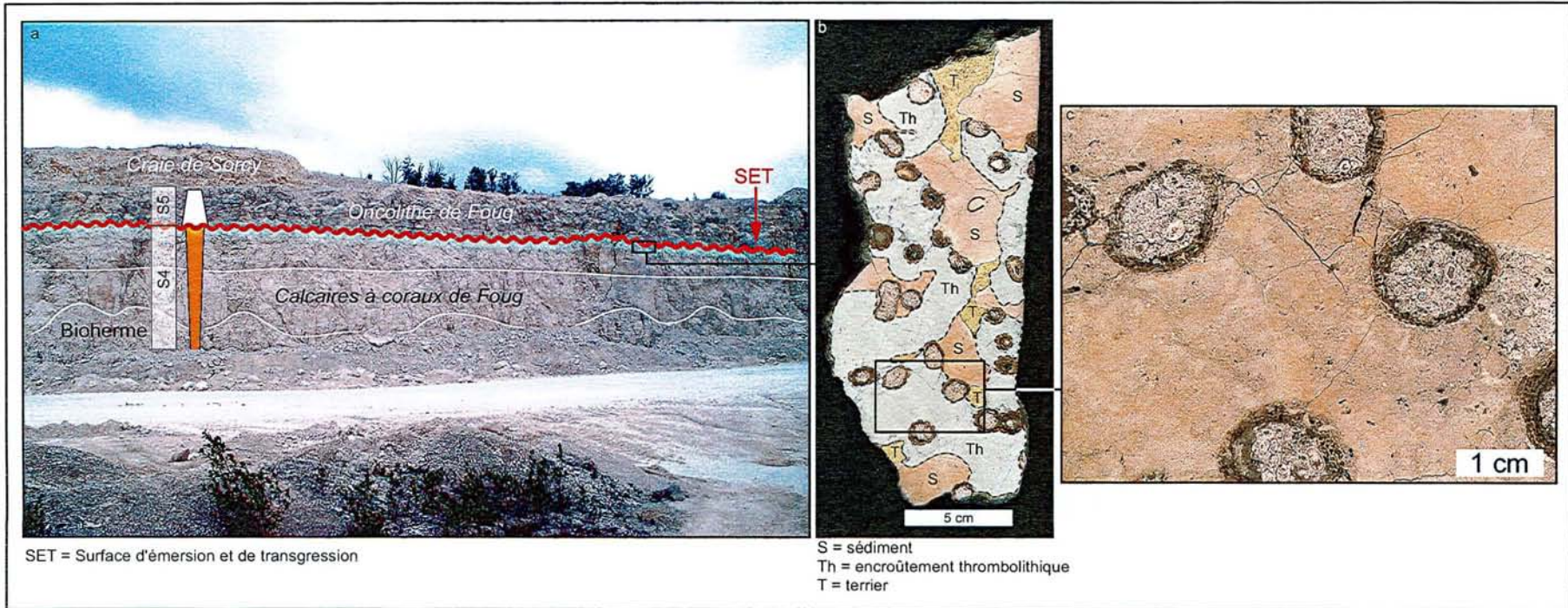


Figure 24 : Organisation du premier front de taille de la carrière de Sorcy; a) panorama interprétatif du premier front de taille; b) section polie d'un échantillon situé au contact sous l'Oncolithe de Foug montrant l'encroûtement microbien relativement développé au sein des faciès bioconstruits; c) Dendroarea partiellement dissout et remplis par le matériel oncolithique et oolithique du niveau sus-jacent

Ces calcaires fins sont surmontés par 3 m de calcaires oolithiques à texture packstone riches en coraux remaniés. Quelques formes coralliennes massives isolées ont néanmoins été observées en place. La faune associée est constituée de brachiopodes, d'échinides et de bivalves. Progressivement, cet ensemble oolithique passe verticalement à un calcaire wackestone riche en coraux branchus et lamellaires en position de vie et rares oncoïdes. Latenser (2001) signale à Sorcy la présence des genres *Actinaraea*, *Microsolena*, *Comoseris*, *Fungia*, *Isastrea*, *Pseudocoenia*, *Mesomorpha*, *Dendraraea*, *Calamophylliopsis*, *Stylina* et *Thecosmilia*. Il souligne également la présence des microencroûtants *Lithocodium*, *Tubiphytes* et *Troglotella*. Des encroûtements microbiens thrombolithiques existent autour des polypiers et peuvent atteindre une épaisseur de 2 centimètres (fig.24b). L'ensemble de ces caractéristiques (sédiment boueux, faune corallienne diversifiée, croûte thrombolithique moyennement développée et présence de *Lithocodium*) indique un environnement peu profond, bien éclairé et faiblement agité probablement lagunaire. Au sommet de cet ensemble, des coraux du genre *Dendraraea* sont partiellement dissous (fig.24c). Les cavités de dissolution sont remplies par un sédiment oolithique et oncolithique similaire au faciès sus-jacent qui correspond à l'Oncolithe de Foug. La dissolution précoce de l'aragonite des coraux peut s'être produite en milieu sous-marin. Néanmoins, elle se situe au sommet des Calcaires à coraux de Foug. Comme nous l'avons vu précédemment à Euville, ce niveau est marqué par une émergence. Il est par conséquent fort probable qu'à Sorcy la dissolution précoce des *Dendraraea* résulte de l'action d'un fluide météorique agressif lors d'une émergence au sommet des Calcaires à coraux de Foug. Cette hypothèse est confortée par la base ravinante et parfois chenalisante de l'Oncolithe de Foug sus-jacente qui correspond vraisemblablement à une surface de ravinement de transgression.

Le sommet des Calcaires à coraux de Foug (et donc le sommet du cycle S4) est donc caractérisé par des faciès boueux de lagon temporairement soumis aux tempêtes dans lequel des petits patchs coralliens se sont développés. Cette formation est marquée à son sommet par une émergence.

3.13 Le Cul du cerf

coordonnées : x = 829 et y = 1073,6

Cette coupe correspond aux affleurements discontinus qui sont observables le long du chemin qui permet de descendre depuis le site d'observation du Cul du Cerf jusqu'au fond de la vallée de la Manoise.

Les Calcaires à coraux de Foug sont visibles en bordure du ruisseau dans le fond de la vallée. Ils débutent par un calcaire à texture sheetstone à polypiers lamellaires du genre *Microsolena* dominant. La matrice est fine et à texture wackestone (fig.A15, en annexe 2). Verticalement, la matrice devient de plus en plus bioclastique indiquant un environnement à hydrodynamisme de plus en plus fort. Dans les 5 derniers mètres de la formation, des cycles bathydécroissants à haute fréquence sont matérialisés par l'enrichissement progressif en oncoïdes des calcaires à polypiers jusqu'à la mise en place de calcaires packstones à oncoïdes. L'apparition brutale d'un faciès oncolithique caractérisant l'Oncolithe de Foug marque le sommet des Calcaires à coraux de Foug. Ce contact brutal est interprété comme une discontinuité de chute du niveau marin relatif.

3.14 Le Marquot

coordonnées : x = entre 818,4 et 819,2 et y = entre 1071,2 et 1071,4

L'affleurement correspond aux dalles calcaires affleurantes dans le chemin qui monte

depuis la vallée de la Joux Rau jusqu'au lieu dit « le Marquot ». Toutefois la qualité médiocre de l'affleurement n'a pas permis d'observer de structures sédimentaires. La coupe débute dans les Calcaires à coraux de Foug. Les deux premiers mètres de la coupe sont caractérisés par un faciès bioconstruit à texture sheetstone (fig.A16, en annexe 2). La matrice correspond à un wackestone qui peut localement être parcouru par des crachées à texture packstone. Verticalement la matrice devient rapidement très bioclastique et au sommet de rares formes coralliennes massives apparaissent en même temps que des oncoïdes épars. La faune associée comprend des térébratules, des nérinées, des articles de crinoïdes des pectinidés et des oursins. Cette évolution verticale des faciès souligne une diminution progressive de la profondeur en direction d'un environnement de plus en plus agité. Le sommet de la formation est délimité par l'apparition brutale de l'Oncolithe de Foug. Bien que les Calcaires à coraux de Foug ne soient pas visibles dans leur ensemble il semble que l'épaisseur des faciès bioclastiques soit plus grande ici qu'à Foug ou au Cul du Cerf.

3.15 Discussion

Entre Varnéville et les Ardennes, l'Oolithe ferrugineuse de Senonville apparaît au dessus du Terrain à chailles (fig.25 p.205). En Lorraine, elle s'est formée dans les zones les plus proximales du système de rampe carbonatée à vergence sud apparue dès la zone à Mariae (fig.25 p.205). Cette interprétation est confortée par l'absence d'organismes pélagiques et par la présence d'une faune benthique très abondante par rapport à ce qui a pu être observé dans les secteurs dépourvus d'ooïdes ferrugineux (e.g. Foug ou Goussaincourt). Néanmoins, la nature du sédiment et la qualité médiocre de l'affleurement n'a pas permis d'observer de structures de dépôt qui pourraient permettre de préciser l'environnement de dépôt.

D'une façon générale, les ooïdes ferrugineux ont été observés au niveau des discontinuités de chute du niveau marin relatif, au niveau des surfaces de transgression et au niveau des surfaces d'omission (Burkhalter, 1995). Le critère le plus important pour leur formation est un très faible taux de sédimentation et une quantité importante d'ions Fe^{2+} disponibles dans l'environnement (Sturesson *et al.*, 2000). Leur formation a souvent été mise en relation avec l'existence de phénomènes volcaniques ou hydrothermaux qui pourraient être à l'origine d'apports conséquents en fer, aluminium et silicium (Sturesson *et al.*, 1999; Sturesson *et al.*, 2000). Un niveau de bentonite d'origine volcanique a été décrit au sein de la zone à Plicatilis dans le forage Andra HTM102 dans le bassin de Paris sur la coupe de Saint-Blin (Pellenard *et al.*, 1999; Pellenard, 2002) ainsi que dans le bassin du Sud-Est (Pellenard, 2002). Par conséquent, la formation de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville est probablement à corrélérer avec un phénomène volcanique de relativement grande envergure à la limite Oxfordien inférieur-Oxfordien moyen. Néanmoins, l'hypothèse d'une corrélation entre l'Oolithe ferrugineuse de Senonville et le niveau de bentonite implique une lacune sédimentaire (ou une condensation) de la partie inférieure de la sous-zone à Vertébrale entre le sommet du Terrain à chailles et l'Oolithe ferrugineuse dans la partie proximale de la rampe argilo-carbonatée.

L'évolution verticale des faciès au sein de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville montre une dérive progressive vers des dépôts de plus en plus marneux pendant la zone à Plicatilis (Ardennes, Koeur-la-Petite, Varnéville). Les datations permettent de placer en équivalent latéral la partie supérieure de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville dans les Ardennes et la base des Marnes blanches des Eparges dans le sud de la Meuse, toutes deux datées de la zone à Plicatilis, sous-zone à Vertébrale (fig.25 p.205). Le lieu d'émission volcanique à la limite Oxfordien inférieur-Oxfordien moyen envisagé par Pellenard (2002) se situe en Mer du Nord. Par conséquent, l'importance prise par les faciès à ooïdes ferrugineux en direction du nord peut s'expliquer d'une part par la proximité du lieu d'émission et d'autre part par la proximité du continent qui a pu fournir des quantités importantes de fer. Dans le sud du terrain d'étude, au dessus de la limite Cordatum-Plicatilis, les faciès deviennent plus argileux et la faune

pélagique devient plus abondante. Cette évolution verticale marque un approfondissement des environnements de dépôt. Ce contexte transgressif est certainement à l'origine de la persistance des oolites ferrugineuses au sein de l'équivalent latéral des Marnes blanches des Eparges dans les Ardennes. En effet, la transgression a probablement remanié une partie des dépôts ferrugineux du substratum qui ensuite se sont déposés dans les environnements distaux plus calmes.

Dans le secteur de Varnéville et de Senonville, la série est très condensée contrairement aux Ardennes et au sud de la Meuse où la série argileuse est très développée entre le sommet de la zone à *Cordatum* et la base des premières formations récifales. Les marnes situées au nord de Senonville se sont mises en place essentiellement pendant la sous-zone à *Vertebrata*, la sous zone à *Antecedens* est quant à elle réduite. En revanche, au sud de Senonville et jusque dans le sud du terrain d'étude, la sous-zone à *Antecedens* et le cycle S4 deviennent progressivement de mieux en mieux exprimés. Cette organisation géométrique des dépôts suggère une géométrie progradante à long terme des dépôts entre les Ardennes et le sud de la Lorraine. Toutefois, cette géométrie est compliquée par la présence du seuil de Senonville qui n'a pas été réellement ennoyé pendant la mise en place des Marnes blanches des Eparges.

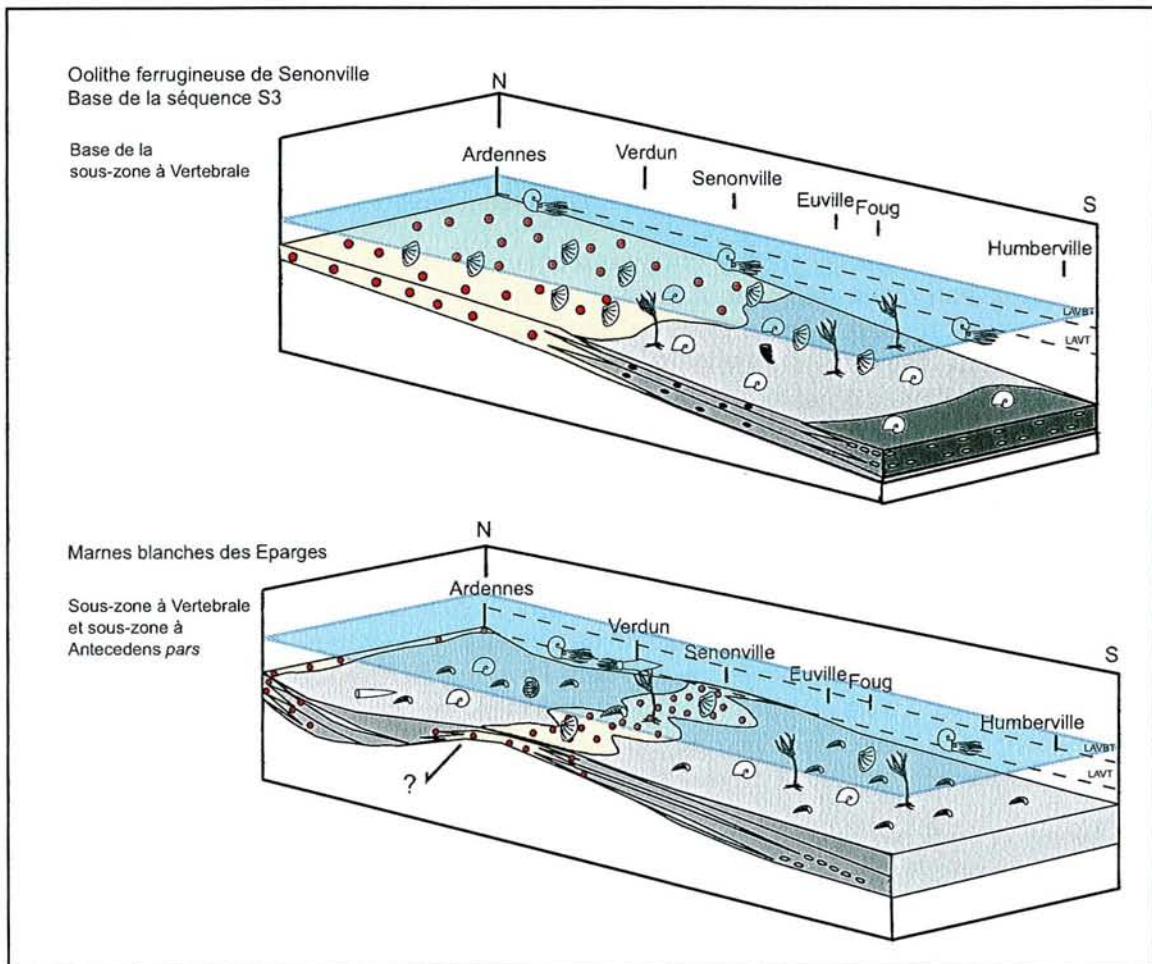


Figure 26 : modèles de faciès pour le début de la transgression à la base du cycle S3 et pour les Marnes blanches des Eparges

Cette reconstitution a permis de proposer deux modèles de faciès présentés en figure 26 pour respectivement, le début de la transgression à la base du cycle S3 avec la mise en place de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville et pour les Marnes blanches des Eparges.

Par conséquent, l'installation de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville qui coïncide avec un phénomène volcanique de relativement grande envergure, est contemporaine d'une restructuration tectonique partielle des systèmes de dépôts pendant la sous-zone à Vertébrale. Il paraît ainsi raisonnable de mettre en relation les phénomènes tectoniques ressentis en Lorraine avec l'ouverture de l'Atlantique nord.

Le cortège de haut niveau marin de la séquence S4 correspond à la mise en place de la plate-forme récifale. Cette installation s'effectue par l'intermédiaire d'une discontinuité de chute du niveau marin relatif à la base des Marnes à coraux de Foug. Dans les Ardennes, le différentiel de subsidence est très atténué. Toutefois, la persistance du système de point haut dans le secteur de Senonville et de Varnéville est illustré par l'absence des faciès coralliens marneux (fig.25 p.205). Cette configuration persiste jusqu'à la fin de la séquence S4, comme en atteste la présence de l'Oncolithe de Senonville. Entre Senonville et Sorcy un système de plate-forme interne moins profonde s'individualise pendant la mise en place des faciès récifaux. En effet, entre Euville et Sorcy, la faune corallienne est composée de nombreux coraux branchus tels que *Stylosmilia*, *Dendraraea* alors qu'à Foug jusqu'au sommet de la séquence la faune corallienne reste dominée par des formes lamellaires d'environnement plus profond (e.g. *Microsolena*, *Dimorpharaea*), les formes branchues étant rares. De plus, la présence de nombreux faciès oolithiques d'arrière shoal à Sorcy montre que ce secteur se trouvait en bordure de la plate-forme interne peu profonde. C'est d'ailleurs au sommet de cette dernière que le sommet du cycle S4 est marqué par une émergence (fig.25 p.205). Au sud et

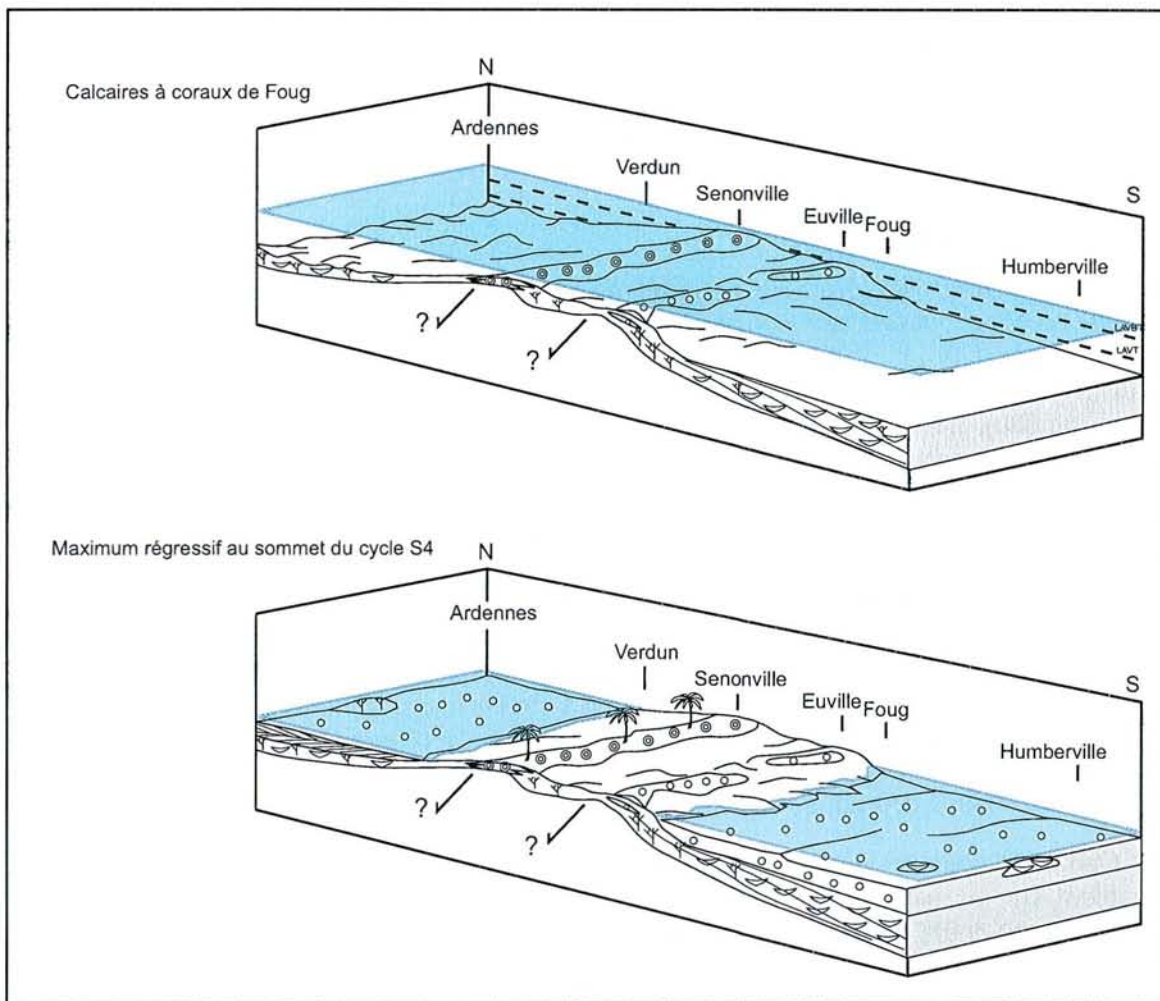


Figure 27 : modèle de faciès au sein des Calcaires à coraux et pendant le maximum régressif qui marque le sommet du cycle S4

notamment à Foug, le maximum régressif au sommet de la séquence S4 correspond à une discontinuité de chute du niveau marin relatif sur laquelle se déposent les dépôts oncolithiques contemporains de l'émersion dans la plate-forme interne.

L'apparition des polypiers a sans doute été favorisée par un changement climatique global qui voit l'installation d'un climat chaud et aride sur le pourtour de la Téthys (Riboulleau *et al.*, 1998; Schudack, 1999; Martin-Garin *et al.*, 2002; Dromart *et al.*, 2003). Cette apparition est accompagnée du passage d'un système de rampe carbonatée à un système de plate-forme (fig.25 p.205). En accord avec les modèles précédemment proposés par Homewood (1996) et par Wilson (1975), cette évolution est vraisemblablement due à une augmentation de la production carbonatée en rapport avec une diminution de la bathymétrie et une augmentation de la quantité des organismes constructeurs (ici les polypiers) susceptibles de produire une grande quantité de sédiment carbonaté. Les corrélations effectuées au sein des Calcaires à coraux de Foug ont permis de proposer les modèles de faciès présentés en figure 27. Le premier modèle correspond aux Calcaires à coraux de Foug alors que le second illustre la situation pendant le maximum régressif qui marque le sommet de la formation.

4 Pierre d'Euville-Lérouville, Calcaires coralliens de la Mésangère, Calcarénite d'Haudainville, Calcaires coralliens d'Euville et Calcaires de Creuë

Étant donné le grand nombre de carrières en activité ou jadis exploitées dans l'Oxfordien moyen, ces formations sont aisément étudiables dans le détail.

4.1 Lérouville Mésangère

La Pierre d'Euville-Lérouville apparaît au sommet des Calcaires à coraux de Foug. Elle est presque entièrement constituée d'ossicules de crinoïdes de l'espèce *Pentacrinus buchsgauensis* (David, 1998; David et Roux, 2000). Ces bioclastes sont reliés par un ciment syntaxial. La base de la formation renferme des lamines horizontales à angles faibles de plages (fig.28b). Elle présente une morphologie aggradante caractérisée par un empilement vertical des différentes strates. La partie supérieure renferme en revanche des stratifications obliques de grande envergure qui indiquent une progradation apparente en direction du sud-ouest (fig.28a). Ces stratifications présentent un pendage d'environ 15 degrés. Le sommet de la formation montre des morphologies sédimentaires ondulées de grande longueur d'onde (fig.28a). Ces ondulations sont légèrement asymétriques et présentent une pente plus faible en direction du sud-ouest, c'est à dire dans le sens de progradation des plages. L'ensemble de ces caractéristiques est typique des barres de déferlement d'avant côte (Long et Ross, 1989). Il est à noter que sur la face amont des barres, les stratifications sont généralement planes ou présentent des progradations en sens opposé au sens de progradation général des plages (fig.28a). Ces caractéristiques soulignent des phénomènes d'épandages de type spillover ou washover au dessus des barres, vraisemblablement lors des périodes de forte houle.

Comme l'avaient signalé Humbert (1971) et David (1998), les barres entroquitiques s'appuient sur les bioconstructions sous-jacentes. Ces dernières ont été progressivement recouvertes au cours de la progradation des barres de déferlement qui par la suite ont elles mêmes formé un paléorelief à l'aplomb des biohermes des Calcaires à coraux de Foug. La base de la Pierre d'Euville-Lérouville aggradante est transgressive suite à l'émersion au sommet des Calcaires à coraux de Foug. Néanmoins, la progradation des plages semble

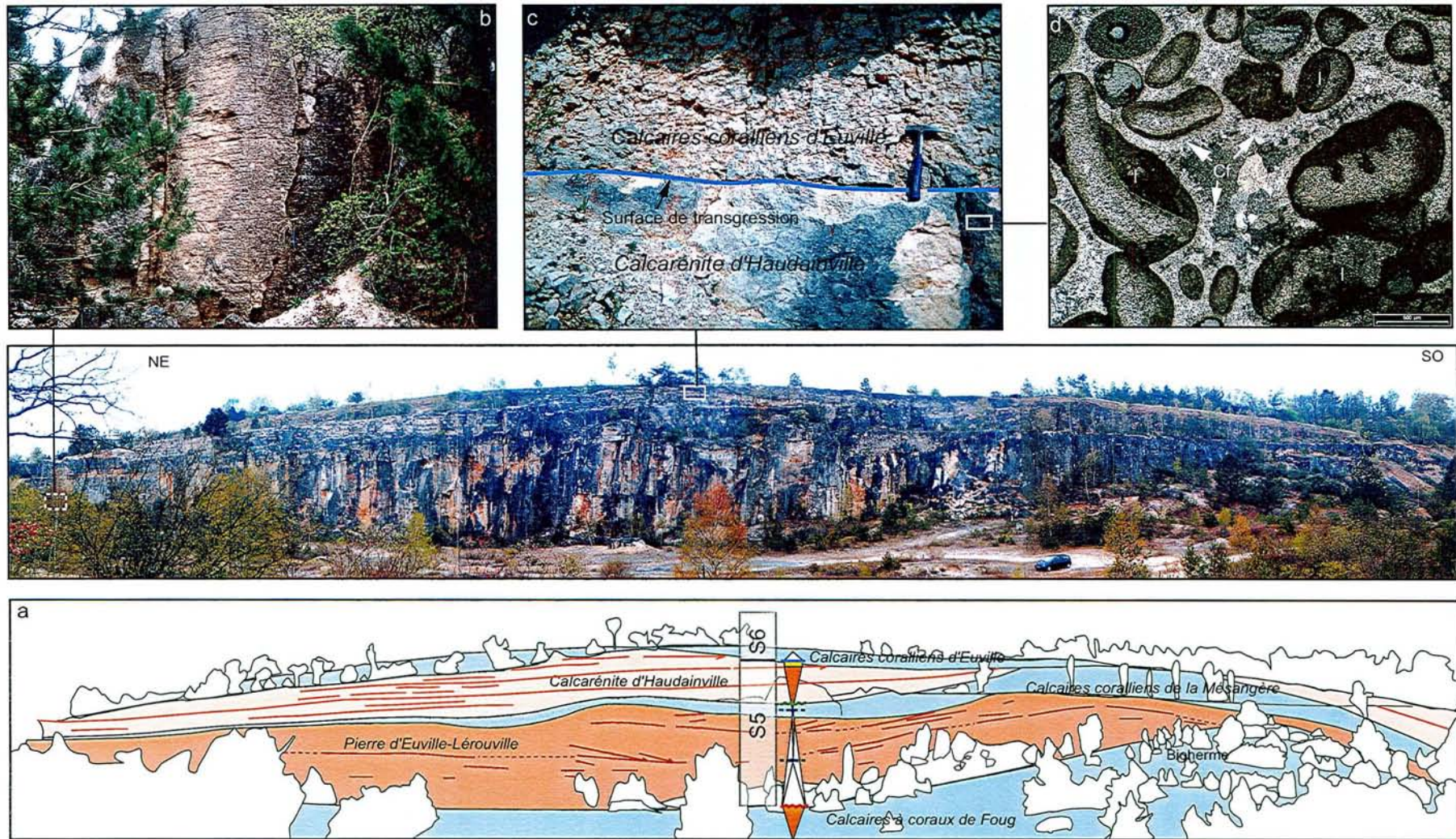


Figure 28 : Lérouville, carrière de la Mésangère. a) panorama interprétatif de la carrière; b) laminations horizontales ou à angle faible au sein de la Pierre d'Euville-Lérouville; c) surface de ravinement de transgression à la base des Calcaires coralliens d'Euville; d) microfaciès au sein de la Calcarénite d'Haudainville. La majorité des grains est représentée par des intraclastes (I) entourés d'une frange de calcite fibreuse isopaque (Cf)

indiquer une diminution temporaire de l'espace disponible à très haute fréquence pendant l'ennoyage.

C'est dans cette carrière que les Calcaires coralliens de la Mésangère sont les mieux exprimés. Ils sont plus épais dans la partie sud-ouest de la carrière. En effet les faciès bioconstruits se sont développés sur le point haut que formait la Pierre d'Euville-Lérouville à l'aplomb du bioherme visible au sein des Calcaires à coraux de Foug (fig.28a). L'épaisseur de la formation atteint ici environ 5 m. Les premiers faciès au dessus de la Pierre d'Euville-Lérouville correspondent à un packstone à ooïdes et coraux lamellaires et branchus remaniés (fig.A12, en annexe 2). Verticalement, le faciès devient rapidement plus fin à texture wackestone à packstone et les polypiers apparaissent en position de vie. Ils comprennent les genres *Isastrea*, *Calamophylliopsis*, *Meandraraea*, *Thamnasteria*, *Fungiastrea*, *Actinaraea* et *Microsolena* (Geister et Lathuilière, 1991). La partie inférieure de la formation est riche en coraux lamellaires alors que le sommet s'enrichit en formes branchues. La faune associée est représentée par des pectinidés et quelques spicules de spongiaires siliceux. Plusieurs niveaux bioclastiques à texture packstone riches en coraux remaniés s'intercalent au sein de la formation. Ils correspondent à des niveaux ravinants de tempêtes. L'évolution verticale des environnements de dépôt au sein des Calcaires coralliens de la Mésangère marque un ennoyage après le dépôt de la Pierre d'Euville-Lérouville. Cet ennoyage a abouti à l'installation des polypiers dans un milieu relativement calme, temporairement affecté par les tempêtes.

Le sommet des Calcaires coralliens de la Mésangère devient progressivement plus bioclastique et illustre la diminution de la profondeur qui préfigure l'installation de la Calcarénite d'Haudainville. Dans la partie nord-est de la carrière, l'épaisseur de la formation diminue progressivement pour aboutir à un intervalle de 1,2 m de calcaires fins à coraux lamellaires (surtout *Actinaraea*) en place (fig.28a). Cette différence d'épaisseur, de faciès et de peuplement corallien indique une installation sur une paléopente qui correspondait aux paléoreliefs formés par les barres de déferlement entroquitiques.

La Calcarénite d'Haudainville vient en contact franc au sommet des Calcaires coralliens de la Mésangère. Ce contact marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Les deux premiers mètres de la formation correspondent à une « pseudo-entroquite » riche en articles de crinoïdes mais également riche en débris de lamellibranches et de radioles d'oursins et en intraclastes. Les coraux remaniés sont épars au sein du sédiment et sont abondants juste au dessus des surfaces de ravinement. La partie supérieure de la Calcarénite d'Haudainville est représentée par un grainstone bioclastique à nombreux intraclastes roulés (fig.28d) et à rares ooïdes. Des stratifications obliques de mégarides tidales et des rides symétriques de houle ont également pu être observées dans les faciès à intraclastes. La présence de ciments isopaques de calcite fibreuse d'origine marine relativement bien développés (fig.28d) indique une mise en place de ce faciès dans un environnement constamment immergé. L'empilement vertical des bancs carbonatés souligne une tendance aggradante. Par conséquent suite à la discontinuité de chute du niveau marin relatif à la base de la formation, les nombreuses surfaces de ravinements au sein des faciès pseudo-entroquitiques indiquent une faible accommodation. Au dessus, avec la mise en place des faciès à intraclastes, la tendance est à la reprise de création de l'espace disponible.

Les Calcaires coralliens d'Euville apparaissent au sommet de la carrière. Leur base est ravinante et tronque le sommet de la Calcarénite d'Haudainville (fig.28c). Ceci explique les géométries en top-lap observables au contact entre les deux formations. Dans la partie sud-ouest de la carrière, cette surface ravine également le sommet des Calcaires coralliens de la Mésangère. Elle correspond à une surface d'accélération de montée du niveau marin relatif. La partie observable des Calcaires coralliens d'Euville est caractérisée par la présence de nombreux coraux lamellaires plus ou moins épais des genres *Thamnasteria* et *Microsolena*. Ceci donne une texture sheetstone à platestone (*sensu* Insalaco) au sédiment. La faune

associée comprend des pectinidés, des échinodermes et des spicules de spongiaires siliceux. La matrice entre les polypiers a une texture wackestone. Toutefois, plusieurs niveaux ravinants surmontés par un faciès bioclastique à texture packstone ont été observés et indiquent la présence de tempêtes.

En conclusion, dans la carrière de la Mésangère, l'évolution verticale des faciès, permet de mettre en évidence deux cycles transgressifs-régressifs qui montrent des maxima régressifs et des maxima d'ennoyages de plus en plus profonds au cours du temps et qui par conséquent s'inscrivent dans un demi-cycle transgressif à moyenne fréquence.

4.2 Lérouville Moulin à Vent

coordonnées : x= 835,9 et y = 1125,9

La carrière du Moulin à vent se situe au nord-est de la carrière de la Mésangère. Pour y accéder, prendre le premier chemin sur la gauche après l'entrée sud-ouest du village. Environ 300 mètres plus loin un chemin part sur la droite et permet d'accéder à l'affleurement.

La carrière du Moulin à vent permet d'observer la succession verticale des structures et faciès au sein de la Pierre d'Euville-Lérouville et de la Calcarénite d'Haudainville. La partie inférieure anciennement exploitée correspond au faciès pseudo-entroquitique (fig.A17, annexe 2). Elle présente des foresets de progradation de plage pentés de 15° en direction du sud-est (fig.29a). Le sommet de ces foresets est d'ailleurs visible au niveau du chemin qui longe la carrière à l'est (fig.29b). La découverte de la carrière se situe dans les faciès à intraclastes du sommet de la Calcarénite d'Haudainville. Les calcaires à texture grainstone à intraclastes et rares oïdes renferment des stratifications obliques sigmoïdes de grande envergure (fig.A17, annexe). Ces stratifications montrent des progradations bidirectionnelles caractéristiques des environnements tidaux. Les environnements de dépôts dans la carrière du Moulin à vent montrent l'évolution depuis des environnements de plages progradantes impliquant un faible taux d'accommodation, vers des dunes tidales de grande extension verticale qui impliquent une reprise de la création d'espace disponible.

Entre la carrière de la Mésangère et la carrière du Moulin à vent, un ancien front de taille permet d'observer l'évolution latérale des géométries sédimentaires et des faciès au sein de la Pierre d'Euville-Lérouville, des Calcaires coralliens de la Mésangère et de la Calcarénite d'Haudainville entre ces deux sites (fig.29c). L'amincissement des Calcaires coralliens de la Mésangère en direction du nord-est visible dans la carrière de la Mésangère se poursuit dans cette même direction entre les deux carrières. En effet, au dessus de la Pierre d'Euville-Lérouville, qui présente des foresets de plage progradants vers le sud-est, l'épaisseur du niveau corallien n'excède pas 1 mètre (fig.29d). Il est d'ailleurs parfois difficile à identifier entre la Pierre d'Euville-Lérouville et la Calcarénite d'Haudainville lorsque l'affleurement est ancien et en mauvais état. Les coraux sont essentiellement lamellaires et apparaissent au sein d'un sédiment fin à texture wackestone. Dans la partie nord-est de l'affleurement, comme dans la carrière de la Mésangère, les faciès bioconstruits s'épaississent à l'aplomb d'un paléorelief formé par la Pierre d'Euville-Lérouville (fig.29c). Le passage vertical à la Calcarénite d'Haudainville est rapide. Cette dernière débute par environ 7 mètres de calcaires pseudo-entroquitiques. Des stratifications horizontales ou à angle faible de plage sont visibles. La partie supérieure de la formation est néanmoins caractérisée par l'apparition d'un faciès à oïdes épars et intraclastes.

Les corrélations entre les différents affleurements et l'évolution latérale des géométries sédimentaires m'ont permis de proposer les blocs diagrammes présentés en figure 30. Les paléoreliefs formés par la Pierre d'Euville-Lérouville sont à l'origine de variations importantes

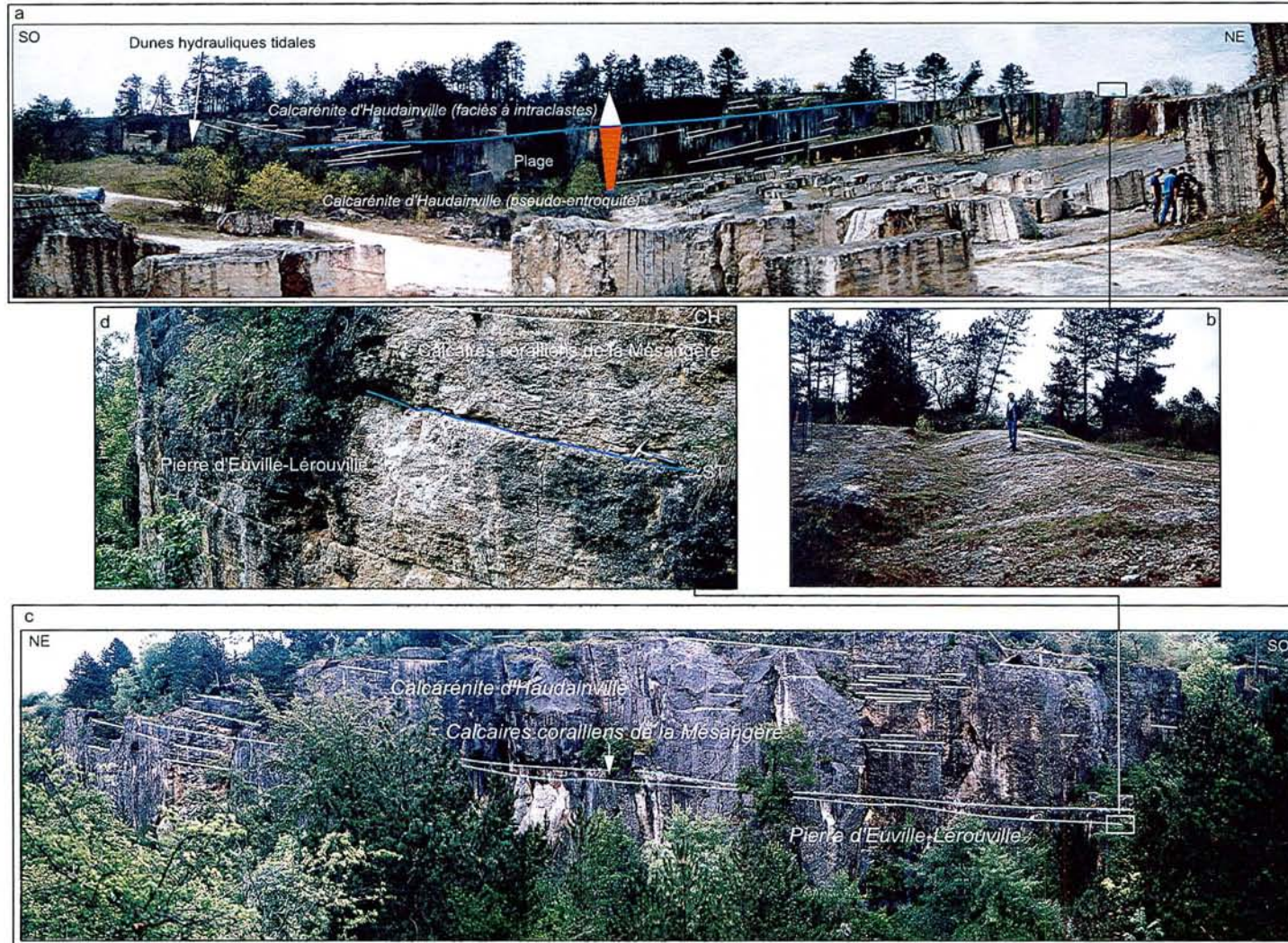


Figure 29 : Organisation géométrique des dépôts dans la carrière du Moulin à Vent et le long du front de taille situé à l'ouest de cette dernière. a) panorama de la carrière du Moulin à Vent; b) sommet des foresets de progradation de plage; c) panorama du front de taille intermédiaire entre la carrière de la Mésangère et la carrière du Moulin à Vent; d) détail des Calcaires coralliens de la Mésangère. Noter l'aspect relativement homogène de l'affleurement entre la Pierre d'Éville-Lérouville, les Calcaires coralliens de la Mésangère et la Calcarénite d'Haudainville (CH). ST = surface de transgression

des épaisseurs des Calcaires coralliens de la Mésangère. Localement, il est difficile de différencier la Pierre d'Euville-Lérouville de la Calcarénite d'Haudainville tant le faciès

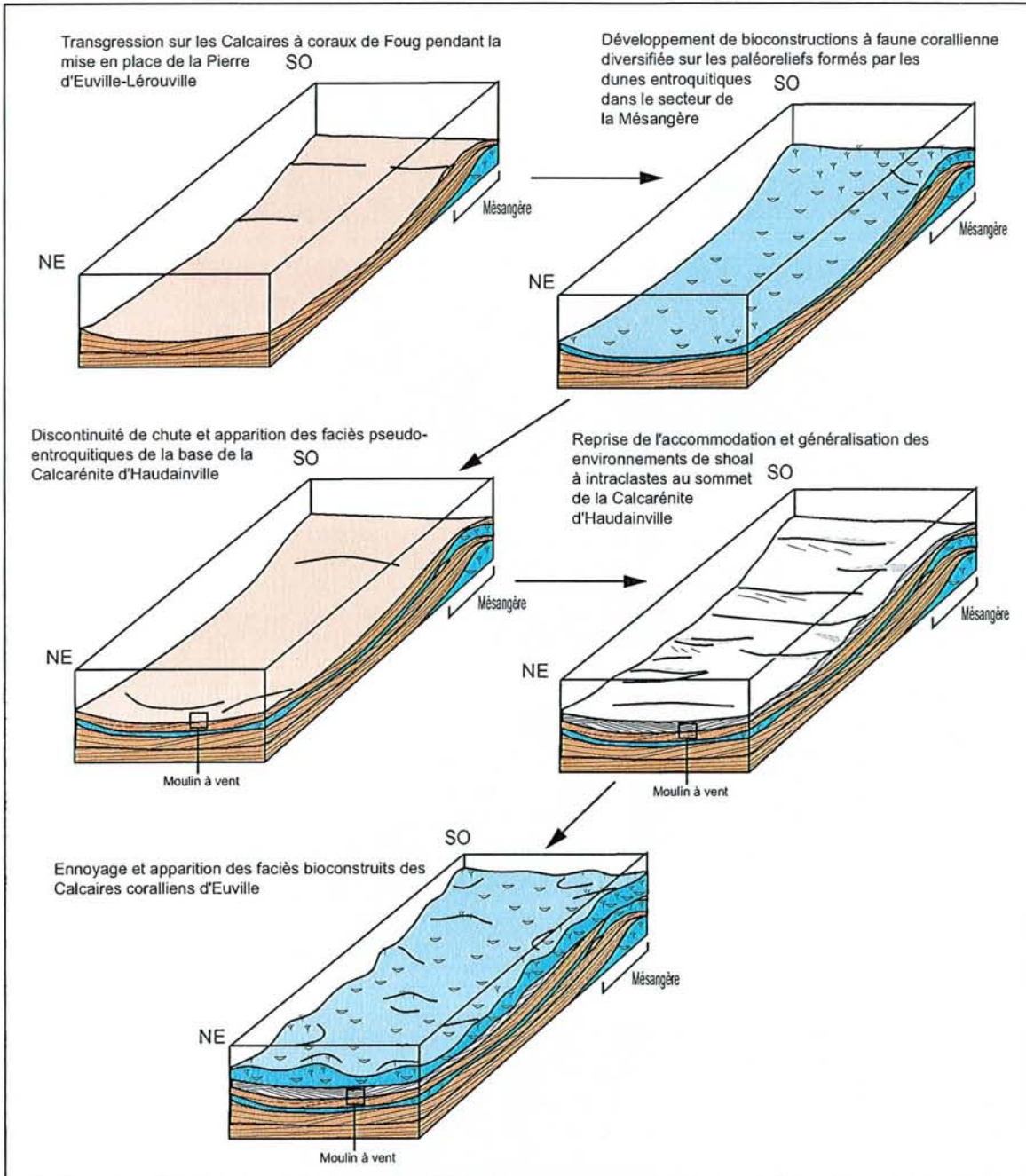


Figure 30 : Blocs diagrammes représentant l'évolution des géométries sédimentaires entre la carrière de la Mésangère et la carrière du Moulin à Vent

est proche et l'épaisseur des Calcaires coralliens de la Mésangère est réduite. Jusqu'à présent, seul Humbert (1971) avait différencié la Pierre d'Euville-Lérouville et la Calcarénite d'Haudainville et ses corrélations proposées entre la carrière de la Mésangère et la carrière du Moulin à vent se rapprochent de celles proposées ici.

4.3 Lérouville Lac vert et site Rocamat

L'affleurement correspond au large front de taille situé à Lérouville du côté nord de la

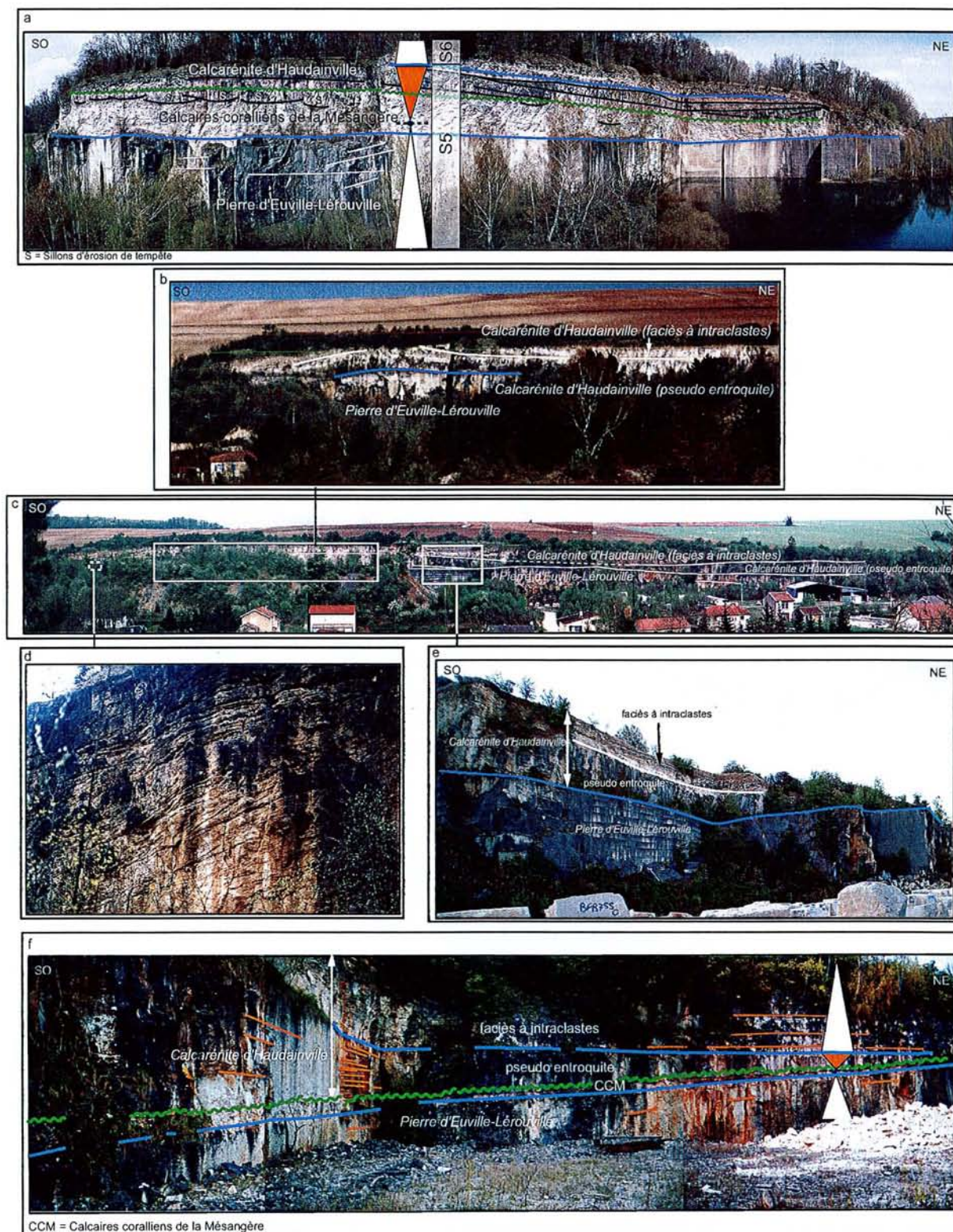


Figure 31 : Organisation générale de l'affleurement situé entre la carrière du Lac vert et le site Rocamat; a) Panorama interprétatif de la carrière du Lac vert; b) Vue panoramique de l'extrémité sud-ouest de l'affleurement. Noter le relief formé par les Calcaires coralliens de la Mésangère à l'aplomb d'un paléorelief formé par une dune d'entroquite; c) Site Rocamat vu depuis le côté sud de la vallée. Les Calcaires coralliens de la Mésangère se sont pincés entre la Pierre d'Euville-Lérouville et la Calcarénite d'Haudainville; d) foresets de progradation au sein des barres de déferlement à l'extrémité sud-ouest de la carrière du Lac vert; e) Evolution verticale des faciès entre la carrière du Lac vert et le site Rocamat; f) panorama interprétatif de l'extrémité sud-ouest du site Rocamat

D12. Il est matérialisé par un front de taille qui s'étend sur environ 2 km depuis la carrière abandonnée dite du Lac vert au sud-ouest jusqu'au site de l'usine Rocamat situé au nord-est. L'affleurement est cependant discontinu et interrompu par un champ.

La Pierre d'Euville Lérouville présente des structures horizontales ou obliques à angle faible de plage. Ces dernières sont notamment bien observables à l'extrémité sud-ouest de la carrière du lac vert (fig.31d). Elles s'organisent en foresets progradants en direction du sud avec un angle d'environ 15°. Ces faciès de plages forment des corps sédimentaires dont le sommet ondulé évoque des barres de déferlement (fig.31b). Leur épaisseur peut atteindre localement une quinzaine de mètres. Néanmoins, de part et d'autre des crêtes des barres sableuses, le sens de progradation peut être opposé comme cela a été observé dans la carrière de la Mésangère (cf. § 4.1).

Dans la carrière du Lac vert la plus au sud ouest, les Calcaires coralliens de la Mésangère sont relativement bien développés. Ils apparaissent au sommet d'un paléorelief formé par les barres de déferlement et atteignent une épaisseur d'environ 6 mètres (fig.31a). Malheureusement, leur observation n'a pu être effectuée qu'aux jumelles si bien que la caractérisation précise des faciès n'a pu être entreprise. Toutefois, les deux derniers mètres de la formation sont parcourus par des structures érosives en auges dont l'extension latérale varie entre 2 et 5 mètres (fig.31a). Ces structures sont interprétées comme des sillons d'érosion de tempête dans l'avant plage. L'épaisseur de la formation diminue progressivement en direction du nord-est pour ne former plus qu'un intervalle d'environ 40 centimètres d'épaisseur à proximité du site Rocamat (fig.31f).

Les Calcaires coralliens de la Mésangère sont surmontés par un ensemble plus massif au sein duquel, dans la carrière du Lac vert, des stratifications obliques à angle faible sont discernables et montrent un sens de progradation apparent en direction du nord-est (fig.30a). Cet ensemble est interprété comme l'unité pseudo entroquitique de la base de la Calcarénite d'Haudainville. L'épaisseur de l'unité augmente progressivement en direction du nord-est en même temps que diminue l'épaisseur des Calcaires coralliens de la Mésangère sous-jacents (fig.31b et 31c). A proximité du site Rocamat, cet ensemble laisse apparaître des laminations horizontales de plages (fig.31f). La partie supérieure de la formation paraît plus délitée et correspond selon toute vraisemblance au faciès à intraclastes décrit précédemment dans les carrières de la Mésangère et du Moulin à vent.

L'évolution verticale des environnements de dépôts et les morphologies sédimentaires des différentes formations décrites ci-dessus sont identiques à celles décrites précédemment entre la carrière de la Mésangère et la carrière du Moulin à vent. Les Calcaires coralliens de la Mésangère ont une importante extension verticale dans le secteur sud-ouest et se pincent en direction du nord-est entre la Pierre d'Euville-Lérouville et la Calcarénite d'Haudainville.

4.4 Mécrin

coordonnées : x = 836,8 et y = 1130,7

L'affleurement de Mécricin est composé de deux carrières, la plus vaste se situant le plus à l'est. Elles se trouvent à environ 2 km à l'est du village de Mécrin.

Le plancher de la carrière correspond au toit des Calcaires à coraux de Foug (fig.32b). Il est constitué par des biohermes coralliens qui formaient des paléoreliefs. Ces derniers sont recouverts par la Pierre d'Euville-Lérouville. Les trois premiers mètres d'affleurement sont caractérisés par une biosparite entroquitique à foresets de plage montrant une progradation apparente en direction de l'ouest-sud-ouest (N250° E). En revanche, les dix mètres suivants

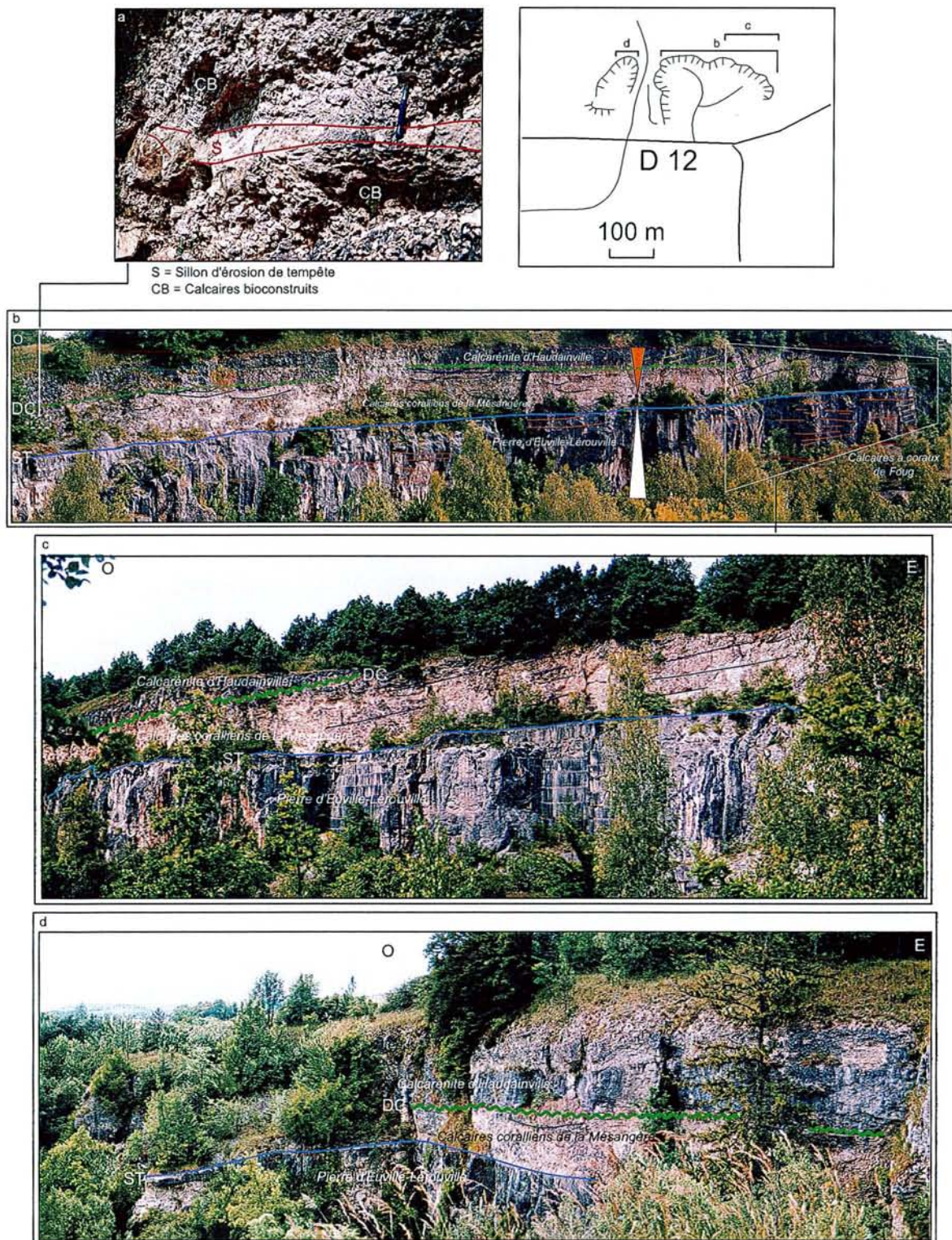


Figure 32 : Panoramas de la carrière de Mécrin. a) sillons d'érosion de tempêtes dans l'avant-plage au sein des Calcaires coralliens de la Mésangère; b) panorama interprétatif du front de taille principal vu depuis le sud-ouest; c) extrémité est de la carrière permettant de voir les géométries récifales au sein des Calcaires coralliens de la Mésangère; d) panorama interprétatif de la carrière annexe vue depuis l'est. Noter la taille réduite de la Calcarénite d'Haudainville

présentent des progradations de plage en direction du nord-est (N50°E) (fig.32b).

La base des Calcaires coralliens de la Mésangère correspond à un packstone bioclastique riche en radioles d'échinides, en entroques et en coraux remaniés (fig.A18, annexe 2). Rapidement, ce faciès passe verticalement à un faciès bioconstruit à nombreux coraux lamellaires en place donnant une texture sheetstone à platestone au sédiment. De rares coraux lamellaires en place ont néanmoins été observés. La matrice entre les polypiers présente une texture wackestone. Les pectinidés sont communs. Ces faciès sont parcourus par de larges sillons ravinants remplis par des faciès de démantèlement à texture packstone riches en débris coralliens (fig.32a). Ces derniers sont interprétés comme des sillons de tempêtes d'offshore supérieur ou de shoreface. Ils deviennent plus abondants vers le sommet de la formation (fig.32b). Cette tendance indique une diminution progressive de la tranche d'eau. Dans la partie est de la carrière orientale, l'épaisseur des Calcaires coralliens de la Mésangère atteint une dizaine de mètres. Ces derniers présentent des stratifications obliques de grande envergure pentées en direction du sud-ouest (fig.32c). L'épaisseur de la formation diminue progressivement vers l'ouest pour ne plus atteindre que 3,5 mètres dans la petite carrière occidentale (fig.32d). L'ensemble de ces caractéristiques est interprété comme des morphologies biohermales identiques à celles observées à Lérrouville (cf § 4.1 et 4.3).

La Calcarénite d'Haudainville vient coiffer les Calcaires coralliens de la Mésangère. Le contact est franc et des foresets progradants en direction du sud-ouest ainsi que de rares gouttières d'érosion d'avant plage sont localement observables. Le faciès correspond à un grainstone bioclastique à entroques et coraux remaniés. Ces caractéristiques indiquent une mise en place de la Calcarénite d'Haudainville en contexte de diminution de l'espace disponible suite à une discontinuité de chute du niveau marin relatif.

L'évolution verticale et latérale des environnements de dépôt dans les carrières de Mécrin est similaire à celle décrite précédemment à Lérrouville. Tout comme à Lérrouville, elle permet de mettre en évidence un cycles transgressifs-regressifs entre le sommet des Calcaires à coraux de Foug et la Partie inférieure de la Calcarénite d'Haudainville.

4.5 Saint-Mihiel

coordonnées : x = 835,1 et y = entre 1138 et 1138,2

Cet affleurement correspond aux Roches de Saint-Mihiel situées à la sortie nord de la ville en bordure de la D964. Cet affleurement a été abondamment étudié et décrit par Beauvais (1964), Geister et Lathuilière (1991) et Insalaco (1997). Il correspond à des bioconstructions coralliennes dont l'extension verticale visible atteint 15 m. La faune corallienne fortement diversifiée (25 genres répertoriés selon Beauvais, (1964)) est constituée par des formes branchues abondantes dominées par le genre *Thamnasteria* (Geister et Lathuilière, 1991) et des formes massives (pour le détail des populations coralliennes voir Beauvais, (1964)). La faune associée est représentée par des nérinées et des *Diceras*. Les niveaux de ravinement de tempêtes sont communs et la matrice est bioclastique renfermant de nombreux coraux remaniés. D'après Insalaco *et al.* (1997), ces récifs se sont mis en place au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes dans un environnement dans lequel la lumière ne jouait pas un rôle limitant. D'après ces auteurs, la grande majorité du matériel bioclastique provient d'une érosion mécanique des bioconstructions. En accord avec Insalaco *et al.* (1997), les récifs de Saint-Mihiel semblent s'être mis en place dans un environnement fortement et continuellement agité comme en atteste l'absence de faciès à boue carbonatée. Un tel environnement agité et bien éclairé a été propice au développement vertical important des bioconstructions. Cette grande extension atteste d'un taux d'accommodation important.

4.6 Senonville ancienne carrière

coordonnées : x = 838,8 et y = 1142,6

L'ancienne carrière de Senonville qui sert aujourd'hui de stand de ball-trap se situe à la sortie sud du village.

La série observable débute dans la Pierre d'Euville-Lérouville. Elle correspond à un grainstone à entroques de l'espèce *Pentacrinus buchsgauensis* reliées par un ciment syntaxial. La formation présente de grands foresets de plages progradants en direction du sud-ouest (fig.33). Le sommet de la Pierre d'Euville-Lérouville est parcouru par plusieurs niveaux perforés et/ou lenticulaires bioclastiques à texture packstone dont l'observation et la description précise ont pu être effectuées dans la carrière voisine de Senonville Hullin actuellement en exploitation (cf § 4.7).

La découverte de la carrière permet d'observer les Calcaires de Creuë. Ils débutent par un ensemble de 50 centimètres de wackestone légèrement bioclastique à oncoïdes à nubéculaires. Rapidement, ce faciès passe verticalement au faciès typique des Calcaires de Creuë, à savoir

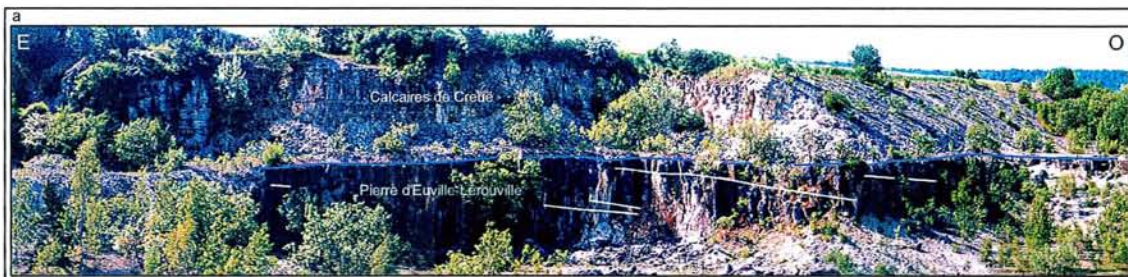


Figure 33 : Ancienne carrière de Senonville. a) panorama explicatif de la carrière; b) détail de la transition entre la Calcarénite d'Haudainville et les Calcaires de Creuë

un calcaire mudstone délité en bancs réguliers localement séparés par des lits calcaires plus argileux. La faune est relativement diversifiée et comprend des lamellibranches dont de rares astartes, des gastéropodes et de nombreuses ammonites. Cette formation est datée de la zone à *Transversarium* (Enay et Boullier, 1981). Le faciès fin, riche en ammonite évoque un environnement d'offshore sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes.

4.7 Senonville Hullin

Au dessus du niveau émersement à rizolithes du sommet de l'Oncolithe de Senonville, la Pierre d'Euville-Lérouville vient en contact franc (fig.A10, annexe 2). La Pierre d'Euville-Lérouville a une épaisseur ici d'au maximum 5 mètres. Elle est constituée d'articles de crinoïdes du genre *Pentacrinus buchsgauensis* et *Isocrinus pendulus* (David, 1998). Cette association est considérée par David (1998) comme indiquant un milieu de vie plus profond que lorsque *Pentacrinus buchsgauensis* est exclusif au sein des dépôts (comme c'est le cas à Lérouville). Le sédiment est bien trié. Les premiers mètres inférieurs de la formation sont constitués par des calcaires grainstones bioclastiques à entroques, bivalves (*Barbatia*, *Radulopecten*, *Camptonectes* (*Camptochlamys*), *Plagiostoma*, *Lopha*, *Chlamys*, *Ctenostreon*), coraux remaniés (*Thamnasteria dendroidea*, *Thamnasteria* lamellaires, *Comoseris*, *Fungiastraea*, *Cryptocoenia*, *Thecosmilia*, *Isastrea*) et oursins. Des manchons racinaires sont encore observables dans les 70 premiers centimètres de base. En revanche, la partie supérieure de la formation est constituée quasi exclusivement d'entroques et présente des laminations obliques de plages à progradation apparente en direction de l'ouest. Les derniers centimètres

supérieurs de la Pierre d'Euville-Lérouville présentent des ciments stalactitiques asymétriques de type *beachrock*. La roche a localement une texture packstone due à la percolation d'un sédiment interne micritique péloïdal depuis le sommet. Le toit de la formation est marqué par une surface irrégulière perforée par *Gastrochaenolithes* (fig.34b). La partie supérieure des perforations est tronquée par la formation sus-jacente.

Un banc calcaire bioclastique d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, riche en éponges siliceuses probablement en place et en coraux branchus remaniés surmonte la Pierre d'Euville-Lérouville. Cet ensemble est interprété comme l'équivalent latéral des Calcaires coralliens de

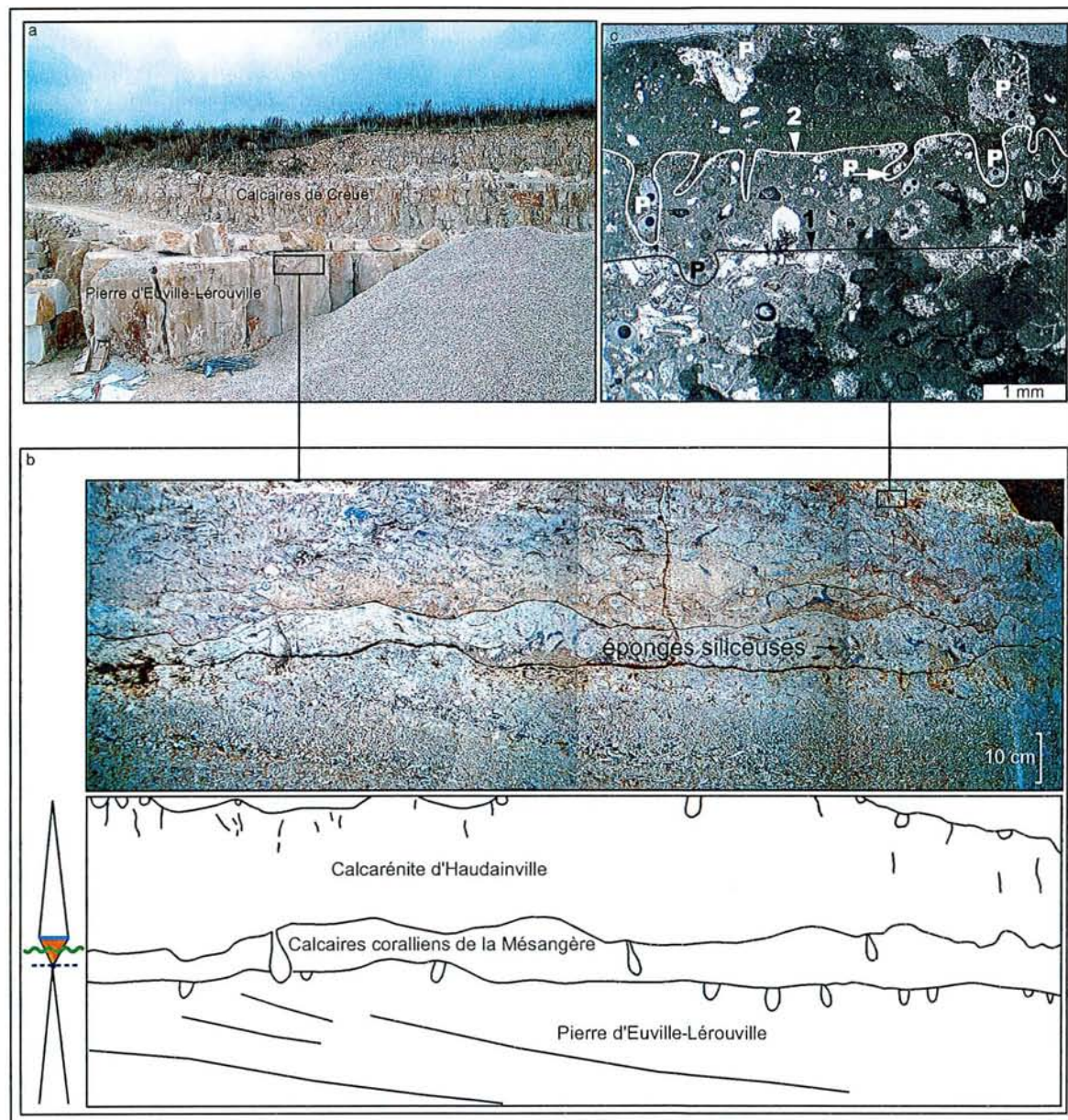


Figure 34 : Principales caractéristiques sédimentologiques observées entre la Pierre d'Euville-Lérouville et les Calcaires de Creuë dans la carrière de Senonville Hullin. a) panorama des deux derniers fronts de taille; b) Différentes surfaces perforées au sommet de la Pierre d'Euville-Lérouville, des Calcaires coralliens de la Mésangère et de la Calcarénite d'Haudainville. La surface inférieure peut indiquer une émergence alors que les deux surfaces sommitales à *Trypanites* et *Gastrochaenolithes* correspondrait à des surfaces d'arrêt de sédimentation d'ennoyage; c) plusieurs surfaces durcies (1 et 2) au sommet de la Calcarénite d'haudainville. Chacune de ces surfaces est perforée (P). Au cours du temps l'évolution des dépôts indique un environnement de plus en plus calme

la Mésangère. La texture est wackestone à grainstone. Le sédiment est mal trié et marqué par une diminution drastique de la quantité d'entroques par rapport à la Pierre d'Euville-Lérrouville. La faune est diversifiée et se présente sous la forme de bioclastes de grande taille. La surface sommitale est irrégulière et perforée (fig.34b). Les perforations du genre *Gastrochaenolithes* sont de grande taille pouvant parfois traverser entièrement la formation et atteindre le sommet de la Pierre d'Euville-Lérrouville.

La Calcarénite d'Haudainville voit le retour d'un sédiment bioclastique à texture grainstone. Les ooïdes et les oncoïdes y sont abondants. La faune est diversifiée et présente des coraux remaniés ainsi que de nombreux bivalves. Le sédiment est mal trié et ne présente aucune structure sédimentaire. La surface sommitale est irrégulière et laisse apparaître des perforations de différents genres et notamment des *Trypanites* et des *Gastrochaenolithes* (fig.34b). En lame mince, les derniers centimètres de la formation sont parcourus par plusieurs surfaces perforées marquant chacune une transition vers des faciès de plus en plus fins (fig.34c). Les ciments observés sont de type fibreux isopaque et indiquent une diagenèse marine.

Les Calcaires de Creuë débutent par un intervalle de 30 cm d'épaisseur constitué par des calcaires gris oncolithiques à texture wackestone riches en radioles d'échinides. Rapidement, ces calcaires passent à leur sommet à des calcaires fins à texture mudstone organisés en bancs décimétriques. Ces derniers présentent une faune benthique plus rare que les niveaux précédents et les ammonites n'y sont pas rares. Les Calcaires coralliens d'Euville qui correspondent à l'équivalent latéral des Calcaires de Creuë dans d'autres secteurs de la plateforme sont ici inexistantes (fig.34a). Dès lors, le système de haut-fond localisé dans le secteur de Senonville depuis le début de l'Oxfordien moyen semble avoir disparu. Au contraire, le secteur semble fonctionner en zone plus subsidente par rapport au secteur de Lérrouville ou Mécrin.

Interprétation

L'émersion au sommet de l'Oncolithe de Senonville est suivie par un nouvel ennoyage à la base de la Pierre d'Euville-Lérrouville, illustré par la présence de nombreux coraux remaniés probablement issus des Calcaires à coraux de Foug lors de la transgression des plages entroquitiques. La faune représentée au sommet de l'entroquite ne comporte plus que des articles de crinoïdes et les structures de plages sont progradantes. Cette évolution associée à la présence de ciments de type *beachrock* marque une diminution progressive de l'espace disponible à très haute fréquence qui aboutit à l'émersion matérialisée par la surface perforée du sommet de la Pierre d'Euville-Lérrouville. Néanmoins, à plus basse fréquence la mise en place de la Pierre d'Euville-Lérrouville marque le début d'un nouveau demi-cycle transgressif qui a permis l'installation des Calcaires coralliens de la Mésangère pendant un maximum d'ennoyage. L'épaisseur relativement faible de la Pierre d'Euville-Lérrouville illustre la persistance du système de point haut qui existait lors de la mise en place de l'Oncolithe de Senonville.

Les Calcaires coralliens de la Mésangère illustrent une accélération de la vitesse d'ennoyage au sommet de la Pierre d'Euville-Lérrouville. Cette accélération a abouti au ravinement du sommet des dépôts sous-jacents et à une troncature la partie supérieure des perforations. La présence d'éponges siliceuses en position de vie au sein des Calcaires coralliens de la Mésangère indique un environnement riche en nutriments. La surface perforée au sommet de la formation représente un arrêt de sédimentation.

Les multiples surfaces perforées au sommet de la Calcarénite d'Haudainville marquent

des arrêts de sédimentation ponctuant l'évolution du milieu vers des environnements de plus en plus calmes. L'ensemble de ces critères associés à la présence de ciments exclusivement marins plaident en faveur d'une origine transgressive des multiples surfaces perforées. Ces surfaces marquent un ennoyage rapide plus important que dans les autres secteurs de la plate-forme décrits précédemment. Cette hypothèse est confortée par la présence des Calcaires de Creuë d'environnement d'offshore inférieur au dessus de ces niveaux condensés.

Finalement, la transgression débutée à la base de la Calcarénite d'Haudainville a abouti à la mise en place des Calcaires de Creuë.

4.8 Troyon

coordonnées : x = 829,3 et y = 1149,2

L'affleurement de Troyon correspond à une vieille carrière abandonnée située juste à l'entrée sud du village au niveau du lieu dit « Croix aux Arbres ».

La coupe de Troyon permet d'observer le sommet des Calcaires à coraux de Foug caractérisé par la présence de bioconstructions récifales qui formaient des paléoreliefs dont l'extension verticale pouvait atteindre 1,5 à 2 mètres. La faune corallienne est composée de formes branchues et de formes lamellaires donnant au sédiment une texture mixstone *sensu* Insalaco. La Pierre d'Euville-Lérouville vient en contact franc au dessus de la surface perforée des Calcaires à coraux de Foug. Son faciès correspond à une biosparite à articles de crinoïdes. Son épaisseur atteint 3,5 mètres. Elle est surmontée par les Calcaires coralliens de la Mésangère matérialisés par un calcaire bioconstruit à texture platestone (voire sheetstone par endroits) riche en coraux lamellaires.

L'évolution verticale des environnements de dépôt dans la carrière de Troyon illustre une augmentation progressive de la tranche d'eau depuis les dépôts de plages de la Pierre d'Euville-Lérouville jusqu'aux faciès bioconstruits.

4.9 Génicourt

coordonnées : x = 828,9 et y = 1152,9

L'affleurement correspond à 4 carrières abandonnées, alignées nord-sud et situées environ 2 km à l'est du village de Génicourt-sur-Meuse.

Les 4 sites permettent d'observer la Pierre d'Euville-Lérouville dont l'épaisseur atteint ici au moins 15 m (fig.A19, en annexe 2). Son faciès correspond à une biosparite à entroques. Elle renferme des stratifications obliques pentées de 30° en direction du sud-ouest (N230°E). Ces forts pendages sédimentaires suggèrent des dépôts de mégarides tidales. Les Calcaires coralliens de la Mésangère surmontent la Pierre d'Euville-Lérouville et débutent par un ensemble de 40 centimètres d'épaisseur à base ravinante et à faciès grainstone bioclastique à entroques, bivalves, radioles et coraux remaniés. Les ooïdes et les oncoïdes y sont épars. Des galets d'entroquite perforés sont également présents. Les trois premiers mètres de la formation présentent un faciès bioclastique à coraux lamellaires en place et de rares coraux branchus remaniés. La matrice renferme de rares ooïdes, de nombreux radioles d'oursins et des pectinidés associés à des brachiopodes. Cet intervalle est parcouru par des sillons de tempêtes de shoreface remplis par un sédiment bioclastique à coraux remaniés. Au dessus de ces trois premiers mètres, la matrice devient plus fine et les coraux sont essentiellement représentés par des formes lamellaires (texture sheetstone à platestone *sensu* Insalaco). Les faciès bioclastiques de tempête sont rares. L'évolution des faciès au sein des Calcaires coralliens de la Mésangère indique un contexte transgressif au dessus de la Pierre d'Euville-

Lérouville et marque le début de l'ennoyage à haute fréquence qui a abouti à la mise en place des faciès bioconstruits sus jacents des Calcaires coralliens de la Mésangère.

4.10 Dieue-sur-Meuse

coordonnées : x = 826,5 et y = 1156,3

A Dieue sur Meuse, deux anciennes carrières permettent d'observer la Pierre d'Euville-Lérouville. Elles se situent à l'entrée sud du village à l'est de la D964. La première carrière sert aujourd'hui d'entrepôt à une société de travaux publics. A cet endroit, le faciès de la Pierre d'Euville-Lérouville correspond à un grainstone à entroques. Son épaisseur est ici d'au moins 4,5 mètres. De grands foresets montrant une progradation apparente en direction du sud ouest (N230°E) sont visibles au sein de la formation (fig.35a). Les pendages sédimentaires apparents sont de l'ordre de 30°. Ces forts pendages suggèrent des dépôts de dune hydraulique tidale plutôt qu'un environnement de plage. Dans la carrière voisine qui se situe au sein d'un

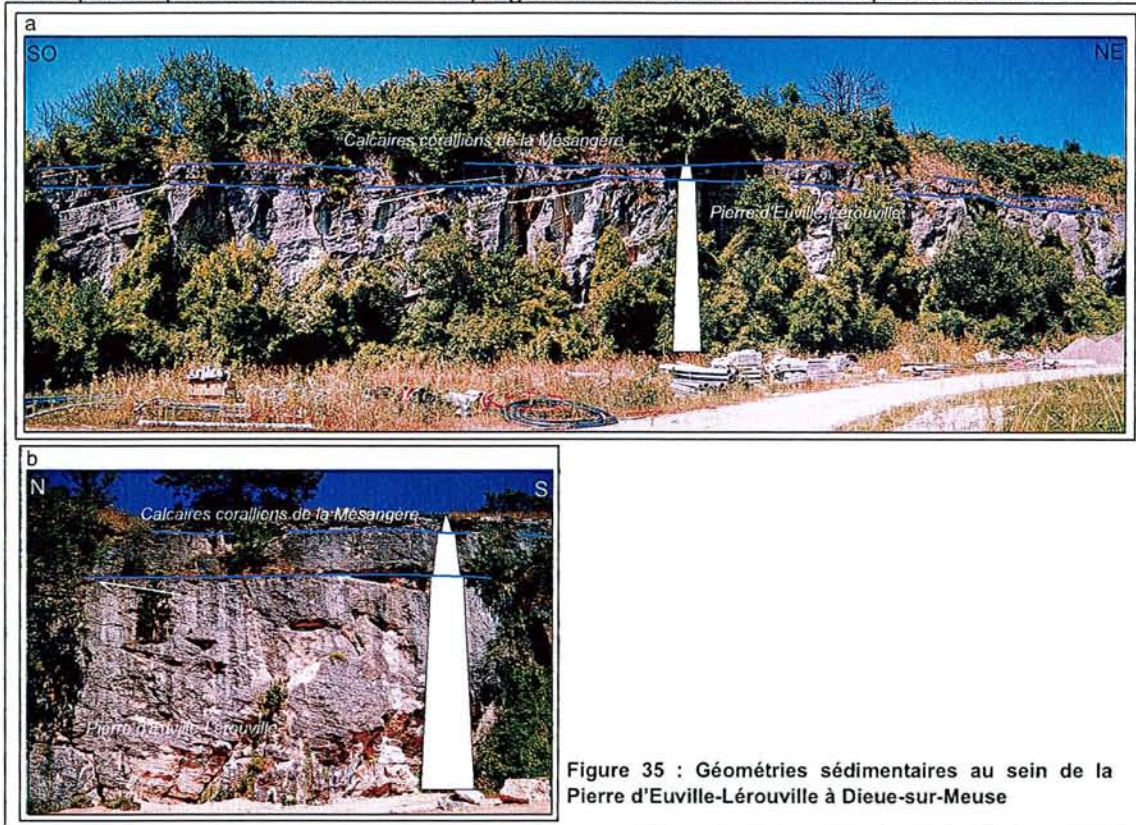


Figure 35 : Géométries sédimentaires au sein de la Pierre d'Euville-Lérouville à Dieue-sur-Meuse

lotissement, les pendages sédimentaires sont plus faibles de l'ordre de 15 à 20° et montrent une direction apparente de progradation N200°E (fig.35b). Cette différence de pendages sédimentaires et de direction apparente de progradation s'explique par l'orientation différente des plans d'affleurement. Dans les deux carrières, le sommet de la Pierre d'Euville-Lérouville est raviné et surmonté par un banc dont l'épaisseur peut atteindre 1,5 m. Des progradations y sont visibles. Les foresets viennent en *toplap* sous la surface de ravinement. Le faciès n'a malheureusement pas pu être observé. Dans les environnements de shoal, les géométries en *toplap* « vrai » (*sensu* Rankey et Lehrmann (1996)) indiquent un comblement progressif de l'espace disponible (Gawthorpe et Gutteridge, 1990). Le ravinement et la mise en place du banc sus-jacent impliquent une transgression et une reprise de la création d'accommodation. Cette tendance est ponctuée par une discontinuité d'accélération de montée du niveau marin relative matérialisée par la mise en place brutale des faciès à polypiers des Calcaires coralliens

de la Mésangère au dessus du dernier ensemble.

4.11 Echangeur d'Haudainville et la Falouze

coordonnées : $x = 824,6$ et $y = 1161,2$

L'affleurement d'Haudainville correspond à l'échangeur de la sortie 31 de l'autoroute A4 au sud de Verdun. Il permet d'observer sur plusieurs affleurements et sur 360° (fig.36) la succession des faciès sédimentaires allant de la Pierre d'Euville-Lérouville aux Calcaires coralliens d'Euville (fig.A20, annexe 2).

La Pierre d'Euville-Lérouville est observable au niveau de la bretelle d'accès à l'autoroute en direction de Metz (fig.36). Elle est constituée d'un faciès grainstone bioclastique bien trié. Les articles de crinoïdes ne forment pas la totalité des grains comme c'était le cas dans les affleurements décrits précédemment. En effet, ils sont associés avec des radioles d'échinides, des ooïdes et des intraclastes. Les entroques appartiennent aux espèces *Pentacrinus buchsgauensis* et *Isocrinus pendulus* (David, 1998). Des foresets de progradation sont observables. Le long de l'affleurement situé sur le flanc ouest de la bretelle d'accès (fig. 36a), les pendages sédimentaires apparents sont de l'ordre de 10° vers le sud-ouest (fig.36a). Des surfaces de réactivation sont localement présentes. L'épaisseur apparente de la formation atteint ici 3,5 m. Le sommet des foresets vient en top lap sous une surface de ravinement. Celle-ci est surmontée par un banc calcaire bioclastique à texture grainstone latéralement continu contenant des coraux remaniés. Enfin, la partie supérieure de l'affleurement se situe dans des calcaires bioconstruits à polypiers branchus et lamellaires des Calcaires coralliens de la Mésangère. Le contact est franc entre cette formation et les bancs sous-jacents.

Plus loin, en bordure de la bretelle d'accès, de l'autre côté du pont, les foresets au sein de la Pierre d'Euville-Lérouville présentent des pendages sédimentaires relativement forts de l'ordre de 30 à 35° (fig.36b). Ils progradent en direction du sud-ouest (N220°E). Toutefois, des directions opposées de progradation bien moins exprimées apparaissent à proximité du pont. La différence de pendage entre les deux affleurement décrits ci-dessus résulte de la différence d'orientation des plans d'affleurements le long de la courbe formée par le talus en bordure de l'anneau d'accès à l'autoroute. Quoi qu'il en soit, les forts pendages sédimentaires, la présence de surfaces de réactivation, la présence de sens de progradation opposés et l'association des différentes espèces de crinoïdes suggèrent des environnements de mégarides tidales légèrement plus profonds que ceux décrits à Lérouville ou à Mécrin comme cela avait déjà été suggéré par David (1998).

Les structures sédimentaires au sein de la Pierre d'Euville-Lérouville sont observables au site de la Falouze (coordonnées : $x = 824$ et $y = 1162,5$) qui se situe en bordure de la Meuse au sud de l'autoroute A4. Ce site correspond à d'anciennes carrières formant des cavités circulaires qui permettent des observations sur 360°. Le faciès est ici similaire à celui observé à Haudainville. Des structures entrecroisées de grande taille typiques des dunes hydrauliques tidales apparaissent au sein de la formation (fig.37).

A Haudainville (fig.36b), la surface sous laquelle les foresets viennent en top lap est clairement ravinante. Celle-ci est interprétée comme une surface de ravinement lors d'une accélération de la vitesse de transgression. Elle est surmontée par le même banc calcaire à coraux remaniés que celui décrit sur l'affleurement précédent. Les Calcaires coralliens de la Mésangère apparaissent brutalement au dessus de ce dernier ensemble. Ils sont marqués par la présence de sillons d'érosion de tempête remplis par un matériel bioclastique à texture packstone.

L'affleurement situé le long de l'autoroute A4 permet d'observer en détail le sommet des

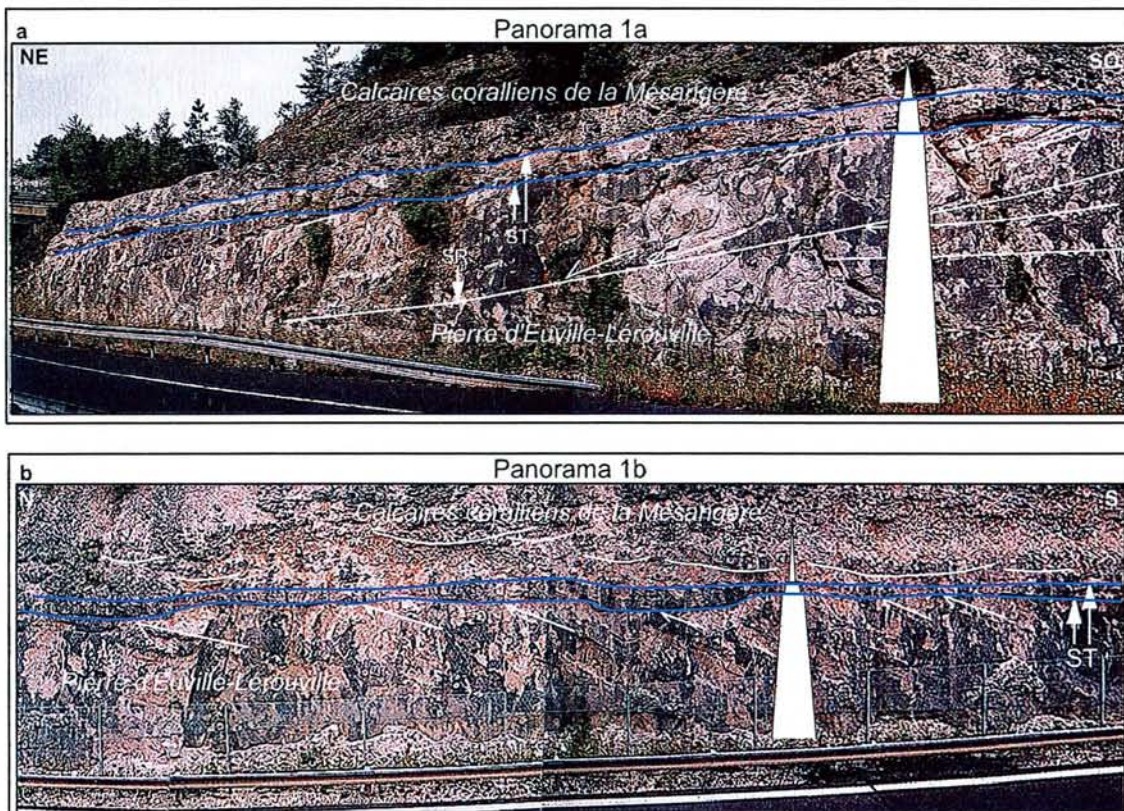
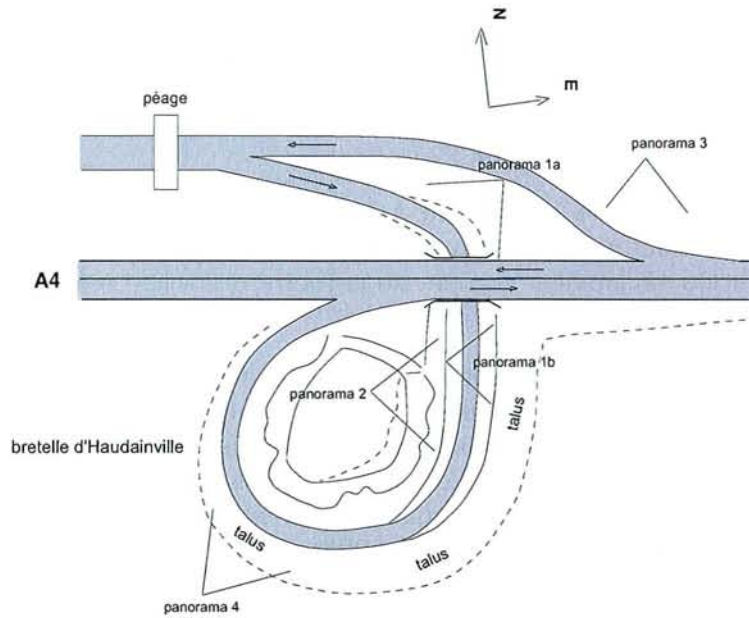


Figure 36 : Echangeur d'Haudainville : Structures sédimentaires au sein de la Pierre d'Euville-Lérouville; a) Panorama 1a permettant d'observer des foresets de progradation associés à des surfaces de réactivation (SR). Le toit de la formation est raviné par une surface de transgression (ST); b) panorama 1b montrant de forts pendages sédimentaires de mégarides tidales. Le caractère ravinant de la surface de transgression sommitale (ST) est bien exprimé ici

Calcaires coralliens de la Mésangère. Ils sont constitués d'une grande quantité de coraux de l'espèce *Thamnasteria dendroidea* en place (Geister et Lathuilière, 1991). Des gerbes de coraux branchus du genre *Aplosmilia* sont également présentes (fig.38c). Localement,

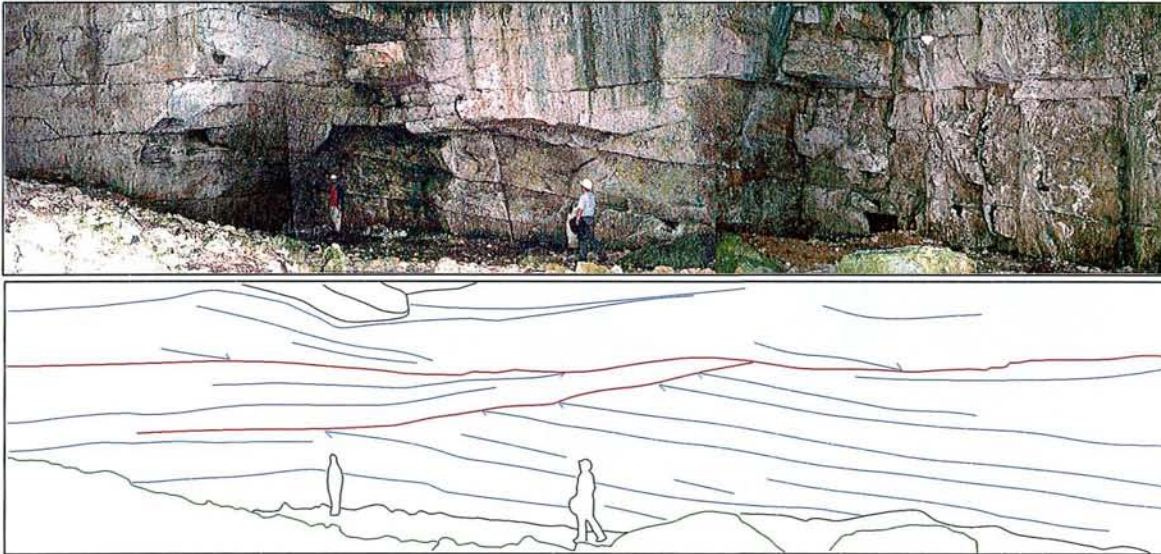


Figure 37 : Stratifications entrecroisées de grande amplitude de dunes hydrauliques au sein de la Pierre d'Euville-Lérrouville au lieu dit La Falouze

les colonies coralliennes sont tronquées à leur sommet par des surfaces de ravinement de tempêtes (fig.38c) souvent soulignées par une couleur brunâtre (Geister et Lathuilière, 1991). Ces surfaces servent de support à l'implantation de nouvelles colonies récifales. Geister et Lathuilière (1991) ont également signalé les genres *Isastrea*, *Calamophylliopsis*, *Fungiastrea*, *Allocoenia*, *Dendraraea*, *Stylosmilia*, *Meandraraea* et *Actinaraea* donnant une texture mixstone au sédiment. La faune associée est représentée par des bivalves (*Chlamys*), des gastéropodes, des débris d'échinodermes et des algues rouges du genre *Solenopora*. Les polypiers forment de réelles bioconstructions dont le relief pouvait atteindre 2,5 à 3 m (fig.38a et 39a). Au sommet de la formation, le sédiment inter-biohermal correspond à un faciès de démantèlement à texture packstone à grainstone, à intraclastes et coraux remaniés au sein duquel quelques colonies coralliennes isolées apparaissent. La présence de sillons de tempêtes, de surfaces de ravinement et de faciès de démantèlement entre les bioconstructions indiquent un environnement au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes. La faune récifale riche en coraux branchus et en algues rouges indique un milieu relativement peu profond et bien éclairé (au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps ?).

La Calcarénite d'Haudainville apparaît brutalement au dessus des Calcaires coralliens de la Mésangère (fig.38b et 39b). Sa base est ravinante et tronque localement le sommet des coraux branchus sous-jacents (fig.38b). Elle se subdivise en deux ensembles séparés par un intervalle bioconstruit. L'ensemble inférieur correspond à un grainstone à entroques, ooïdes et intraclastes. La Calcarénite d'Haudainville remplit les dépressions interbiohermales de la formation sous-jacente (fig.38a). Les coraux remaniés y sont communs. Toutefois, quelques rares coraux lamellaires isolés ont été observés en place. Des stratifications obliques montrant une direction de progradation vers l'ouest apparaissent au sein de la formation. Leur pendage est d'environ 10°. Cette caractéristique associée à la présence de rares coraux en position de vie suggère un environnement d'avant plage (foreshore). Par conséquent, le contact franc entre les Calcaires coralliens de la Mésangère et la Calcarénite d'Haudainville est interprété comme une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Le long de la bretelle d'accès, les sections orientées nord-sud permettent d'observer des stratifications horizontales ou ondulées au sein de la Calcarénite d'Haudainville qui suggèrent des surfaces de ravinement de tempêtes (fig.39b).

Panorama 2

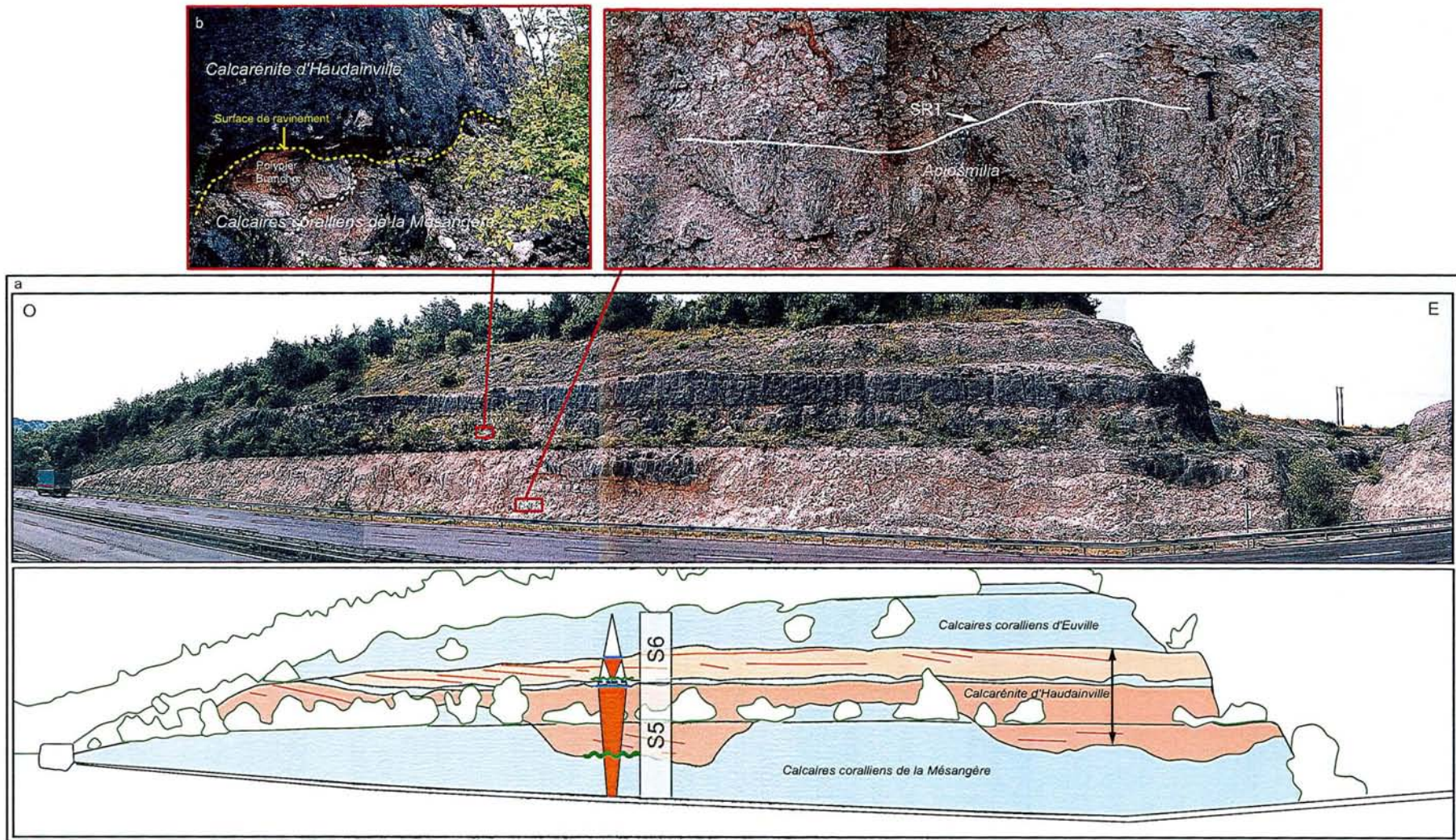


Figure 38 : Panorama 2 (localisation sur la figure 36). a) panorama explicatif de l'affleurement situé en bordure de l'A4; b) contact ravinant entre la Calcarénite d'Haudainville et les Calcaires coralliens de la Mésangère sous-jacents; c) gerbe corallienne tronquée par une surface de ravinement de tempête (SRT) au sein des Calcaires coralliens de la Mésangère

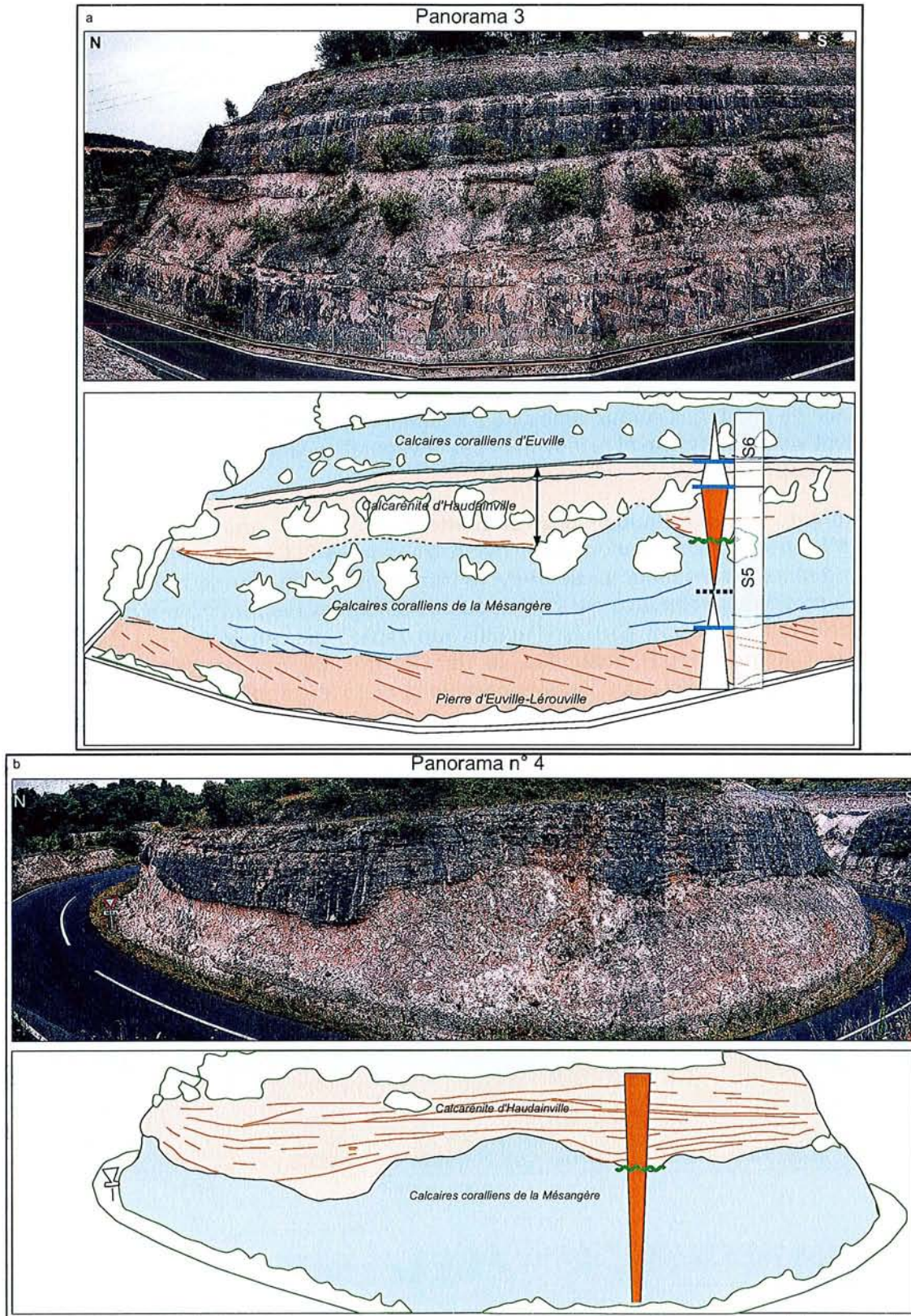


Figure 39 : Panoramas 3 et 4 situés le long de la bretelle d'accès à l'autoroute (localisation sur la figure 36)

La présence d'un intervalle à coraux en place d'environ 70 cm au sein de la Calcarénite d'Haudainville indique une légère augmentation du niveau marin relatif à très haute fréquence. Les coraux lamellaires pionniers ont colonisé le sommet de la partie inférieure de la Calcarénite d'Haudainville. Le sédiment correspond à un faciès bioclastique de démantèlement indiquant un environnement au dessus de la limite inférieure des vagues de tempêtes. Les coraux branchus deviennent dominants au sommet de l'intervalle indiquant probablement une diminution progressive de la tranche d'eau.

La partie supérieure de la Calcarénite d'Haudainville vient en contact franc au dessus de l'intervalle corallien intermédiaire. Sa base est ravinante et peut localement tronquer l'ensemble des faciès récifaux. Elle est interprétée comme soulignant une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Le faciès riche en coraux remaniés est proche de celui observé dans la partie inférieure de la formation. Des stratifications obliques progradantes vers l'ouest apparaissent et comme pour l'ensemble inférieur indiquent un environnement d'avant plage.

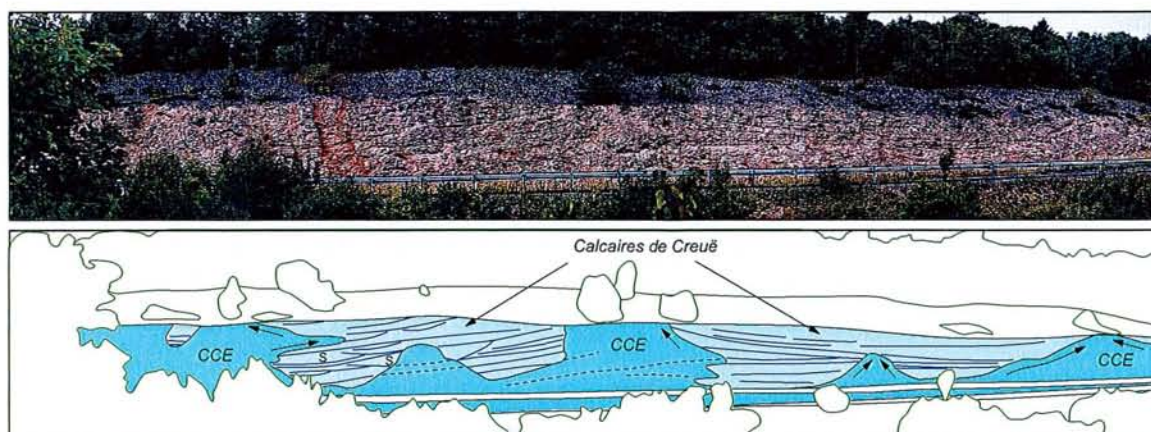
Les Calcaires coralliens d'Euville apparaissent au sommet de la coupe et débutent par la mise en place de nombreux coraux lamellaires. Malheureusement, les parties accessibles de l'affleurement sont généralement recouvertes par la végétation si bien que la description des faciès est rendue difficile.

Les affleurements d'Haudainville permettent de mettre en évidence un cycle transgressif-regressif ainsi qu'un demi cycle transgressif. Ces variations du niveau marin relatif s'inscrivent dans un demi-cycle transgressif à moyenne fréquence. Cette tendance à moyenne fréquence est ponctuée par plusieurs discontinuités de chute du niveau marin relatif qui ont permis l'installation rapide des environnements d'avant plage de la Calcarénite d'Haudainville au dessus des dépôts coralliens d'offshore supérieur ou de shoreface des Calcaires coralliens de la Mésangère.

4.12 Haudiomont

coordonnées : x = entre 833 et 834,5 et y = 1162,7

L'affleurement correspond à la tranchée de l'autoroute A4 à travers les côtes de Meuse à l'ouest du village d'Haudiomont. Il permet d'observer l'évolution des faciès et environnements de dépôt depuis la Calcarénite d'Haudainville jusqu'aux Calcaires coralliens d'Euville (fig.A21, annexe 2). Les Marnes blanches des Eparges étaient autrefois observables à la base de la



CCE = Calcaires coralliens d'Euville; S = sillons d'érosion de tempêtes.

Figure 40 : Panorama interprétatif des faciès biohermaux de la tranchée autoroutière d'Haudiomont. Noter la présence de sillons de tempêtes au sein du sédiment interbiohermal ainsi que les changements des directions de croissance (flèches) suite aux tempêtes sur le bioherme de gauche

coupe mais elles sont malheureusement aujourd'hui recouvertes par la végétation.

La Calcarénite d'Haudainville est matérialisée par 3,5 m de calcaires à texture packstone à grainstone riches en ooïdes et coraux branchus remaniés. La faune associée toujours remaniée comprend des radioles d'échinides, de nombreux brachiopodes, des bivalves indifférenciés et des pectinidés. Ce faciès est proche de celui observé à Haudainville interprété comme un environnement de foreshore. Ce premier ensemble est surmonté par les Calcaires coralliens d'Euville.

Les Calcaires coralliens d'Euville débutent par un ensemble de 2,5 m d'épaisseur constitué d'une alternance de calcaires à matrice fine riches en coraux lamellaires (texture sheetstone à platestone) et de calcaires à texture packstone à coraux lamellaires abondants, térébratules pectinidés et radioles. Les coraux sont majoritairement en position de vie mais ne forment pas de reliefs significatifs. Des surfaces de ravinement de tempête apparaissent localement et sont parfois surmontées par des faciès de démantèlement à coraux remaniés.

Verticalement, la faune corallienne devient plus diversifiée et les formes branchues font leur apparition. Cette tendance est accompagnée de l'apparition de morphologies biohermales qui peuvent former des reliefs dont l'extension verticale actuelle atteint parfois au moins 3 m (fig.40). Les bioconstructions sont séparées par un sédiment inter-récifal calcaire à texture mudstone à wackestone. Les interbanco sont plus argileux et de couleur brunâtre. Les faciès inter-récifaux correspondent aux Calcaires de Creuë qui sont localement parcourus par des sillons d'érosion d'extension latérale métrique à décimétrique parfois remplis par un faciès de démantèlement à texture wackestone à coraux remaniés. Ces surfaces d'érosion se poursuivent latéralement au sein des bioconstructions (fig.40). La faune est représentée par des bivalves indéterminés, des échinodermes, des brachiopodes et de rares ammonites. L'environnement de dépôt se situe entre la limite inférieure des vagues de beau temps et la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes. La faune corallienne riche en formes branchues semble indiquer un environnement relativement bien éclairé. Les biohermes présentent généralement des morphologies « en cloche » qui sont interprétées comme le résultat de l'étouffement au cours du temps des récifs par la boue carbonatée. Cependant, ils peuvent également présenter des morphologies plus complexes. En effet, suite au ravinement du substratum par une tempête, les coraux ont colonisé le fond en étendant le récif plus largement par rapport à son extension anté-tempête (fig.40 , bioherme de gauche).

Dans les dix derniers mètres de l'affleurement, les biohermes ont disparu. Les Calcaires de Creuë présentent les mêmes faciès que dans les dépôts sous-jacents avec des sillons d'érosion de tempêtes localement remplis par un faciès de démantèlement.

L'évolution verticale des environnements de dépôt à Haudiomont montre le passage depuis un environnement de foreshore ou de shoreface à fort hydrodynamisme pendant le dépôt de la Calcarénite d'Haudainville vers un environnement d'offshore supérieur sous la limite inférieure d'action des vagues de beau temps pendant le dépôt des Calcaires coralliens d'Euville et des Calcaires de Creuë. Cette évolution souligne une augmentation de la tranche d'eau qui est accompagnée du retour des faciès bioconstruits à polypiers.

4.13 Dugny

coordonnées : x = 822 et y = 1160

La carrière de Dugny-sur-Meuse est actuellement exploitée par la société Lhoist pour la production de la chaux. Elle s'étend sur plus d'un kilomètre du nord au sud et permet d'étudier une coupe depuis le sommet des Calcaires coralliens d'Euville jusqu'à l'Oolithe de Dugny.

Le premier front de taille de la carrière se situe au sommet des Calcaires coralliens d'Euville (fig.A22, annexe 2). Les récifs corallo-thrombolithiques sont composés essentiellement de polypiers branchus dont le mauvais état de conservation n'a pas permis de fournir un genre. L'encroûtement microbien est très développé et peut localement former jusqu'à 80 % de la trame construite. La faune associée est constituée de térébratules et d'échinodermes. Les bioconstructions sont séparées par un sédiment inter-récifal fin à texture mudstone semblable à celui observé au sein des Calcaires de Creuë. Ces derniers présentent de grands sillons d'érosion de tempêtes qui passent latéralement aux bioconstructions. La faible diversité des formes coralliennes et l'importance de l'encroûtement microbien semblent indiquer un environnement probablement dysoxique peu propice à la survie des polypiers. Verticalement, les bioconstructions disparaissent en même temps qu'apparaissent les premiers faciès oncolithiques oolithiques lagonaires.

A Dugny, le sommet des Calcaires coralliens d'Euville est caractérisé par une disparition progressive des bioconstructions corrélée avec un fort taux de sédimentation et une diminution progressive de la tranche d'eau soulignée par le passage d'un environnement d'offshore supérieur sous la limite inférieure d'action des vagues de beau temps à un environnement de shoal oolithique et oncolithique.

4.14 Ravin de Vacherauville

coordonnées : x = entre 820 et 822 et y = 1175,7 et 1177,2

Dans le Ravin de Vacherauville (fig.A23, annexe 2), sur une épaisseur d'environ 4,5 m, un bioherme apparaît en bordure de la D905. Il est constitué de nombreuses formes branchues associées à des polypiers lamellaires plus épars. Latéralement, la bioconstruction passe à un sédiment à texture mudstone/wackestone renfermant localement des débris végétaux. Des niveaux à texture packstone s'intercalent au sein de ce dernier. Ils présentent localement une base ravinante formant des sillons dont l'extension latérale n'excède pas 2 m et la profondeur est d'environ 30 cm. Ces sillons sont remplis par du matériel faiblement oolithique et bioclastique comprenant des coraux remaniés et des gastéropodes. Ces niveaux bioclastiques ravinants suggèrent un environnement au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes.

4.15 Novion-Porcien

Au dessus de la discontinuité de chute du niveau marin relatif qui tronque une partie des Calcaires à coraux de Foug (cf.§ 3.6), les dépôts correspondent à un grainstone oolithique renfermant des coraux branchus remaniés et de nombreux gastéropodes de petite taille (fig. A9, annexe 2). Le sédiment est bien trié et les grains sont roulés. Cet ensemble correspond à l'Oolithe de Novion-Porcien. Des stratifications entrecroisées de mégarides tidales entrecoupées par des surfaces de réactivation apparaissent au sein de la formation dont l'épaisseur peut atteindre localement 7 mètres. Latéralement aux mégarides apparaît un bioherme corallien dont l'extension verticale atteint une dizaine de mètres. Comme l'avaient déjà interprété Bertling et Insalaco (1998), cette bioconstruction est contemporaine de la mise en place des mégarides. En effet, à la base, elle passe latéralement aux faciès oolithiques (fig.41). Progressivement, la migration des mégarides tidales a recouvert le récif sur lequel les sables oolithiques viennent en onlap (fig.41). La bioconstruction est composée d'une faune corallienne diversifiée comprenant des formes rameuses, phacéloïdes, massives, encroûtantes et solitaires (Bertling et Insalaco, 1998). La faune associée au sein du récif est abondante et comprend des bivalves, des organismes perforants, des échinides et surtout de nombreux gastéropodes. L'encroûtement microbien est également développé. L'importance de ce dernier et la forte bioérosion ont été interprétées par Bertling et Insalaco (1998) comme



Figure 41 : Relations géométriques entre l'Oolithe de Novion-Porcien et le bioherme méridional de la carrière de Novion-Porcien

résultant de conditions mésotrophiques en relation avec l'apport d'une quantité importante de nutriments en bordure du massif ardennais.

L'Oolithe de Novion-Porcien, est surmontée par les faciès à polypiers que j'ai nommé Calcaires coralliens des Ardennes. Le contact franc entre les deux formations correspond à une surface d'accélération d'envoyage. Bertling et Insalaco (1998) interprètent ces dépôts comme des faciès de démantèlement en arrière d'un platier récifal qui n'apparaît pas dans la carrière. Toutefois, localement, des ensembles bioconstruits apparaissent en place. La faune corallienne et la faune associée sont proches de celles observées dans le bioherme contemporain de l'Oolithe de Novion-Porcien (pour le détail des faunes voir Bertling et Insalaco (1998)). La présence d'une grande quantité de matériel récifal remanié implique un environnement temporairement sinon en permanence soumis à un fort hydrodynamisme sous ou au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps. Quoi qu'il en soit, la disparition des faciès oolithiques et le retour de bioconstructions coralliennes pendant le dépôt des Calcaires coralliens des Ardennes indiquent un léger approfondissement par rapport à l'Oolithe de Novion-Porcien.

4.16 Euville

4.16.1 Euville Cotillons

Ici, la Pierre d'Euville-Lérouville est constituée quasi exclusivement d'articles de crinoïdes de l'espèce *Pentacrinus buschgauensis* (David, 1998). Le sédiment est bien trié et relié par un ciment syntaxial. Les dépôts s'organisent en barres plus ou moins parallèles dont l'épaisseur peut atteindre 10 mètres. Dans la partie nord de la carrière, des laminations à angle faible caractéristiques des environnements de plage sont observables au sein de la formation (fig.42c). Les pendages sédimentaires sont orientés dans deux directions opposées de part et d'autre du sommet des barres entroquitiques. Cette observation, associée à la présence de plages, est caractéristique de certaines barres sableuses d'avant côte (ou barres de déferlement) (Purser, 1980; Long et Ross, 1989). Des ciments stalactitiques de calcite fibreuse apparaissent au sommet de la Pierre d'Euville-Lérouville (fig.43a et 43b). Ce type de ciment est typique des *beach-rocks*. Le sommet des barres présente fréquemment

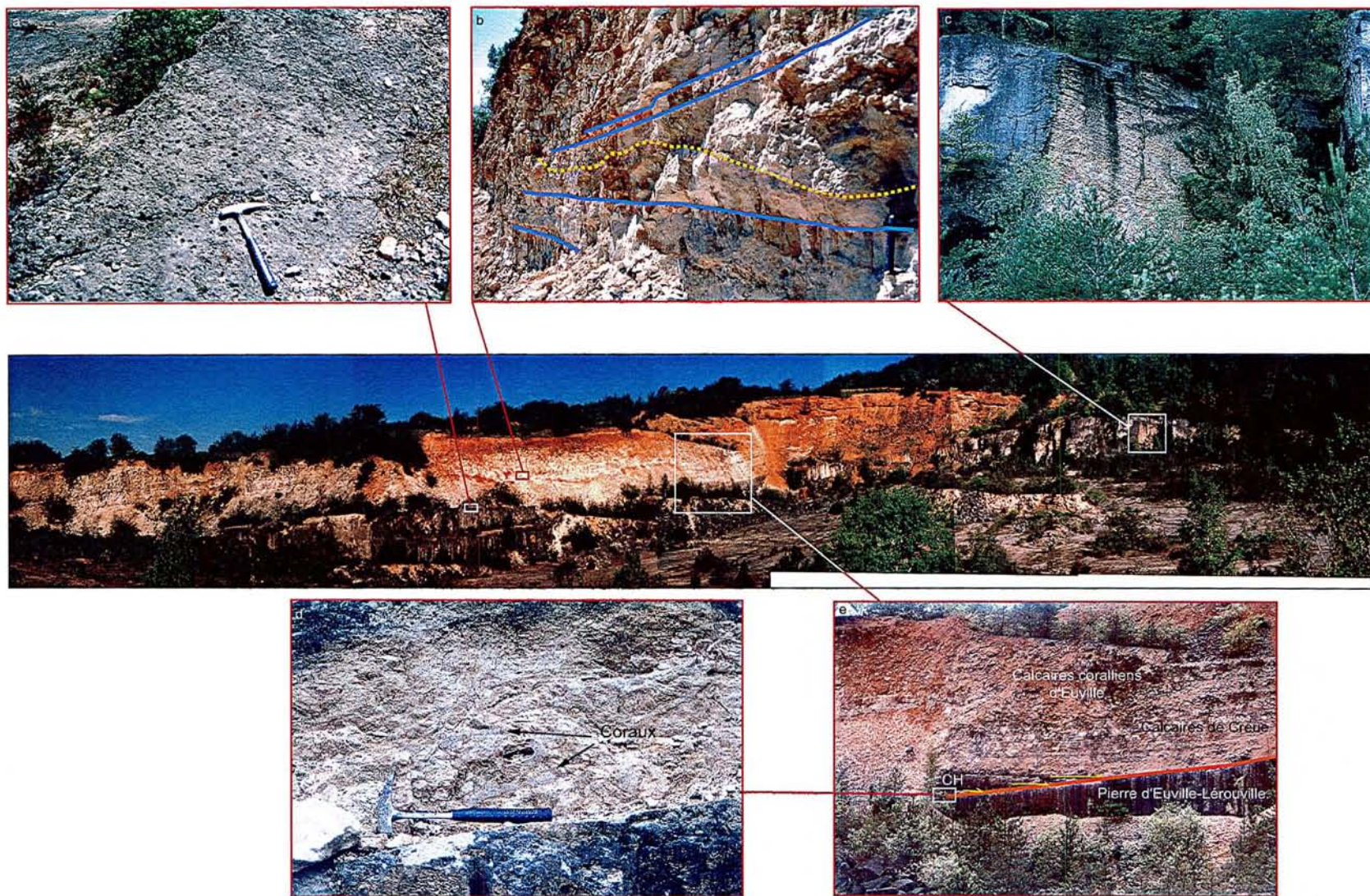


Figure 42 : Principales caractéristiques sédimentologiques au sein de la carrière des Cotillons. a) Hardground au sommet de la Pierre d'Euville-Lérouville; b) Brèche corallienne de tempête à base ravinante au sein des Calcaires de Creuë; c) Lamines à angle faible de plage au sein de la Pierre d'Euville-Lérouville; d) Coraux lamellaires en place (Calcaires coralliens de la Mésangère) entre la Pierre d'Euville-Lérouville et la Calcarénite d'Haudainville; e) Onlap de la Calcarénite d'Haudainville au toit de la Pierre d'Euville-Lérouville CH = Calcarénite d'Haudainville

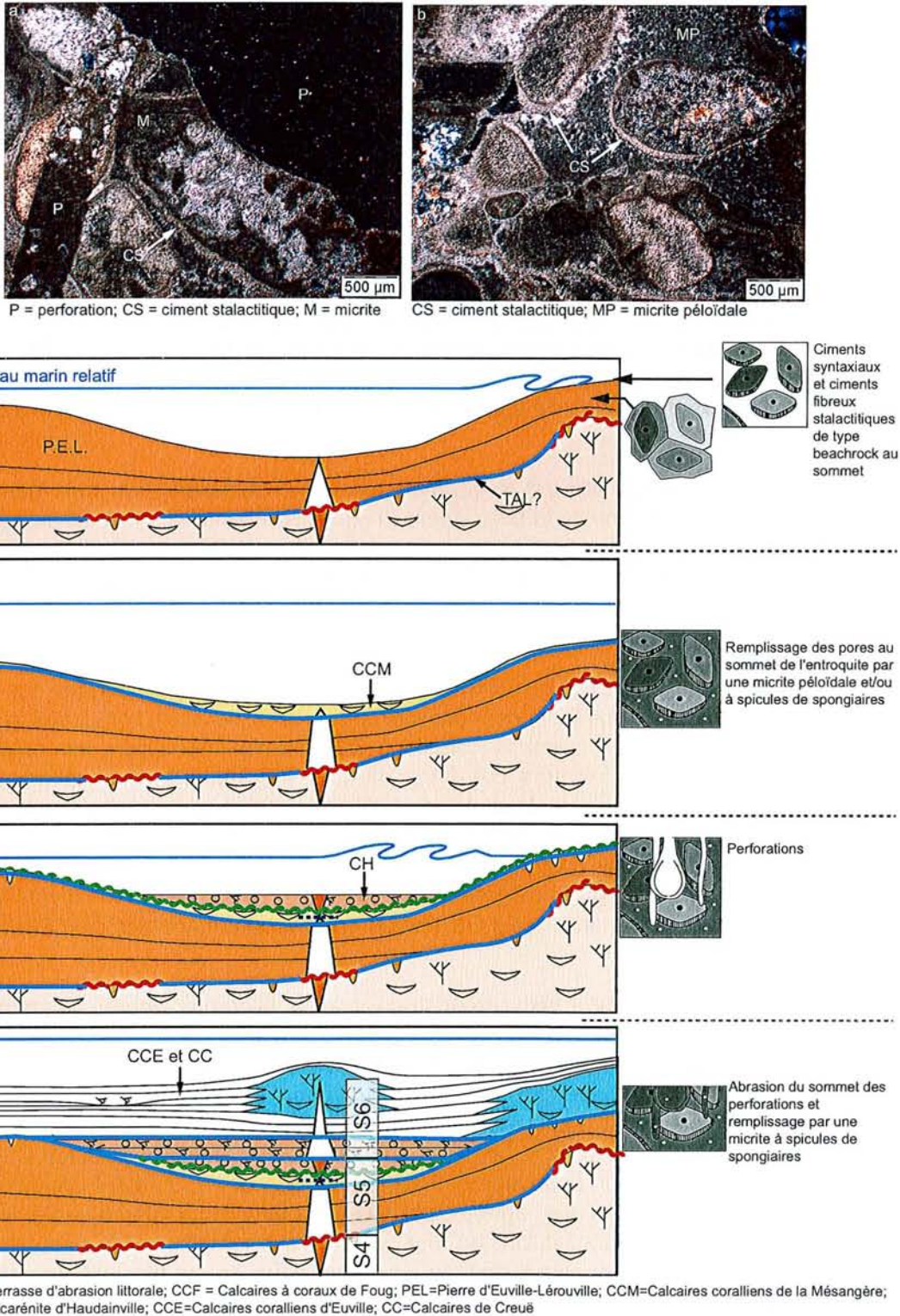


Figure 43 : Principales phases diagénétiques enregistrées au sein et au sommet de la Pierre d'Euville-Lérouville dans la carrière des Cotillons; a) lame mince située sous le hardground au sommet de la Pierre d'Euville-Lérouville. Noter les ciments précoces stalactitiques, le remplissage des pores par une micrite détritique elle-même recoupée par plusieurs phases de perforations remplies par une micrite à spicules de spongiaires; b) ciments stalactitiques bien développés au sommet de la Pierre d'Euville-Lérouville; c à f) processus sédimentaires enregistrés par les différentes phases diagénétiques au sommet de la Pierre d'Euville-Lérouville

un *hardground* (fig.42a). L'observation en lame mince de cette surface permet d'observer plusieurs phénomènes diagénétiques. Les espaces poraux du sommet de la Pierre d'Euville-Lérrouville sont partiellement ou entièrement remplis par une micrite à aspect tantôt dense à spicules de spongiaires siliceux et tantôt péloïdale (fig.43a et 43b). L'ensemble est recoupé par des perforations à remplissage micritique contenant parfois des spicules de spongiaires siliceux (fig.43a).

Les Calcaires coralliens de la Mésangère sont représentés par un niveau d'une quarantaine de centimètres d'épaisseur dans la dépression entre les deux barres entroquitiques. Cet intervalle renferme des coraux lamellaires (fig.42d) en place ainsi que des spicules de spongiaires siliceux. La présence d'éboulis dans la partie sud-ouest de la carrière ne permet pas de savoir si les Calcaires coralliens de la Mésangère se poursuivent dans cette direction. Toutefois, nous verrons dans le paragraphe suivant, que leur présence peut être supposée plus au sud-est dans la carrière actuellement en activité. Du point de vue diagénétique, l'épisode des Calcaires coralliens de la Mésangère est enregistré par l'intermédiaire du remplissage micritique à spicules de spongiaires siliceux du sommet de la Pierre d'Euville-Lérrouville (fig.43d).

La Calcarénite d'Haudainville est ici représentée par un ensemble de trois bancs au-dessus des Calcaires coralliens de la Mésangère. Il correspondent à un calcaire bioclastique et oolithique à texture packstone ou grainstone. Les coraux lamellaires et branchus remaniés y sont abondants. La Calcarénite d'Haudainville vient en *onlap* au sommet de la Pierre d'Euville-Lérrouville (fig.42e). Cependant, elle reste confinée à la dépression située entre les deux barres entroquitiques.

Les Calcaires coralliens d'Euville et les Calcaires de Creuë correspondent aux faciès blanchâtres qui forment la partie supérieure de la carrière. Ils sont constitués par des bioconstructions coralliennes (Calcaires coralliens d'Euville) et leur sédiment inter-récifal (Calcaires de Creuë). Les Calcaires coralliens d'Euville renferment essentiellement des formes coralliennes lamellaires et branchues. Laternser (2001) cite une faune récifale diversifiée comprenant *Lithocodium*, des algues vertes, des brachiopodes, des bivalves, des spongiaires, des serpules, des gastéropodes, des échinodermes, des foraminifères et des bryozoaires (pour le détail des noms de genres voir Laternser, 2001). La grande diversité de la faune récifale ainsi que la présence d'algues indique un environnement bien oxygéné et bien éclairé.

Les Calcaires de Creuë ont une texture mudstone et ont régulièrement fourni des ammonites qui ont permis de les dater de la zone à *Transversarium* (Enay et Boullier, 1981). La faune est représentée par des bivalves, des gastéropodes, des échinides, des crustacés. Des débris de végétaux terrestres du genre *Brachyphyllum* ont également été récoltés. Plusieurs surfaces de ravinement surmontées par des niveaux de brèches coralliennes signalent l'existence de tempêtes lors du dépôt (fig.42b). Les Calcaires coralliens de la Mésangère et les Calcaires de Creuë matérialisent donc un ennoyage et l'installation d'un environnement boueux calme entre la limite inférieure d'action des vagues de beau temps et la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes. Par la constitution de leur faune très diversifiée et en particulier aux dépens des formes pennulaires, les Calcaires coralliens d'Euville manifestent un caractère plus oligotrophe que les constructions précédentes.

Interprétation

La surface d'abrasion littorale au sommet des Calcaires à coraux de Foug (cf.§ 3.11) marque le début de l'ennoyage qui a permis l'installation des barres de déferlement entroquitiques probablement à fleur d'eau (fig.43c). La présence de ciments de type *beachrock* signale un environnement à fleur d'eau temporairement émerusif au sommet de la

Pierre d'Euville-Lérrouville (fig.43c).

La poursuite de l'ennoyage est marquée par l'installation des coraux des Calcaires coralliens de la Mésangère (fig.43d). Au sommet de ces derniers, le contact brutal avec la Calcarénite d'Haudainville marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif (fig.43e). Cet épisode correspond à la formation du *hardground* dans les parties non recouvertes (c'est-à-dire les parties hautes) des barres d'entroquite. La géométrie en *onlap* que forme la Calcarénite d'Haudainville sur le sommet de la Pierre d'Euville-Lérrouville atteste de la tendance transgressive qui suit la discontinuité de chute du niveau marin relatif. Enfin, l'installation des Calcaires coralliens d'Euville et des Calcaires de Creuë qui ont fourni la micrite remplissant les perforations du *hardground* (fig.43f), marque une nouvelle transgression qui a raviné la légère épaisseur de sédiment qui a pu se déposer au sommet des barres d'entroquite pendant la mise en place des Calcaires coralliens de la Mésangère. Cette transgression a également tronqué les perforations au sommet de la Pierre d'Euville-Lérrouville.

4.16.2 Euville, carrière en activité

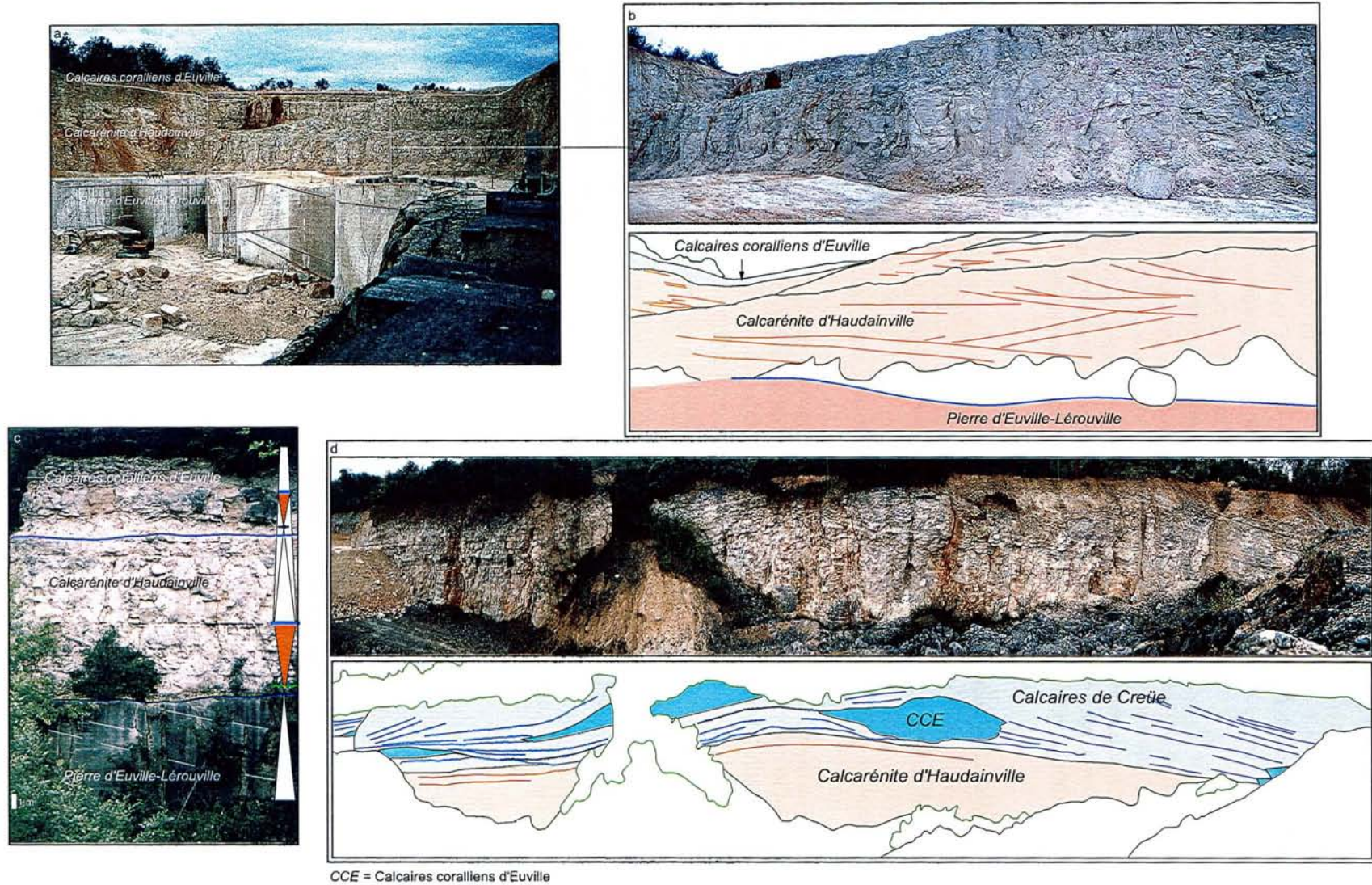
La carrière actuellement en exploitation à Euville permet d'observer certaines évolutions des géométries sédimentaires par corrélation avec la carrière des Cotillons. La Pierre d'Euville-Lérrouville présente le même faciès que dans la carrière des Cotillons à savoir une biosparite à entroques (fig.A24, annexe 2). Toutefois, elle renferme des stratifications entrecroisées de mégarides tidales (fig.44a). Le sommet de la formation présente des ondulations dont la longueur d'onde atteint d'une dizaine de mètres (fig.44a). Cette dernière est bien moins importante que celle des barres de déferlement observables dans la carrière des Cotillons et à Lérrouville (de l'ordre de la centaine de mètres). Cette caractéristique va dans le sens d'un hydrodynamisme plus faible en accord avec la présence de structures tidales dans la carrière d'Euville en activité. Contrairement à la carrière des Cotillons, ici le sommet de la formation n'est pas perforé.

Les Calcaires coralliens de la Mésangère n'apparaissent pas ici. Toutefois, la présence localisée de coraux remaniés au contact entre la Pierre d'Euville-Lérrouville et la Calcarénite d'Haudainville suggère un remaniement des Calcaires coralliens de la Mésangère lors de la mise en place de la Calcarénite d'Haudainville.

La Calcarénite d'Haudainville atteint ici une épaisseur d'environ 10 à 12 m. Dans le nord de la carrière, elle présente une morphologie dunaire (fig.44d). Les deux premiers mètres de la formation sont constitués par un faciès grainstone à intraclastes, ooïdes, entroques, radioles et coquilles de lamellibranches. Les grains sont usés et bien triés. La partie supérieure de la formation est marquée par l'évolution des faciès depuis un grainstone riche en coquilles de lamellibranches vers un grainstone à nombreux coraux remaniés. Cette succession souligne une tendance transgressive. Dans la partie sud de la carrière, la Calcarénite d'Haudainville présente des stratifications entrecroisées de mégarides tidales (fig.44b). L'épaisseur de la formation et l'évolution des faciès indiquent une augmentation de l'accommodation et une faible augmentation progressive de la tranche d'eau.

Les Calcaires coralliens d'Euville et les Calcaires de Creuë sont observables dans la partie nord de la carrière. Des biohermes apparaissent localement et des comptages effectués sur les populations coralliennes (Martin-Garin, thèse en cours) mettent en évidence une grande diversité. Les faciès récifaux et inter-récifaux sont proches de ceux observés dans la carrière voisine des Cotillons. Toutefois, des cycles à très haute fréquence sont identifiables à la base de la formation et sont matérialisés par la présence de bancs de 1 à 2 m d'épaisseur à faciès bioclastique (fig.44c).

Les corrélations entre les différentes carrières d'Euville permettent de mettre en évidence



CCE = Calcaires coralliens d'Euville

Figure 44 : Carrière d'Euville en activité. a) vue d'ensemble de la carrière. Noter les ondulations de faible longueur d'onde qui caractérisent le sommet de la Pierre d'Euville-Lérouville et l'épaisseur relativement importante de la Calcarénite d'Haudainville; b) détail de la Calcarénite d'Haudainville parcourue par des stratifications entrecroisées de mégarides tidales; c) épaisseur relative des différentes formations dans la carrière intermédiaire située entre la carrière des Cotillons et la carrière en activité; d) front de taille nord de la carrière en activité permettant d'observer la morphologie dunaire de la Calcarénite d'Haudainville et le positionnement préférentiel des bioconstructions des Calcaires coralliens d'Euville à l'aplomb de ces morphologies

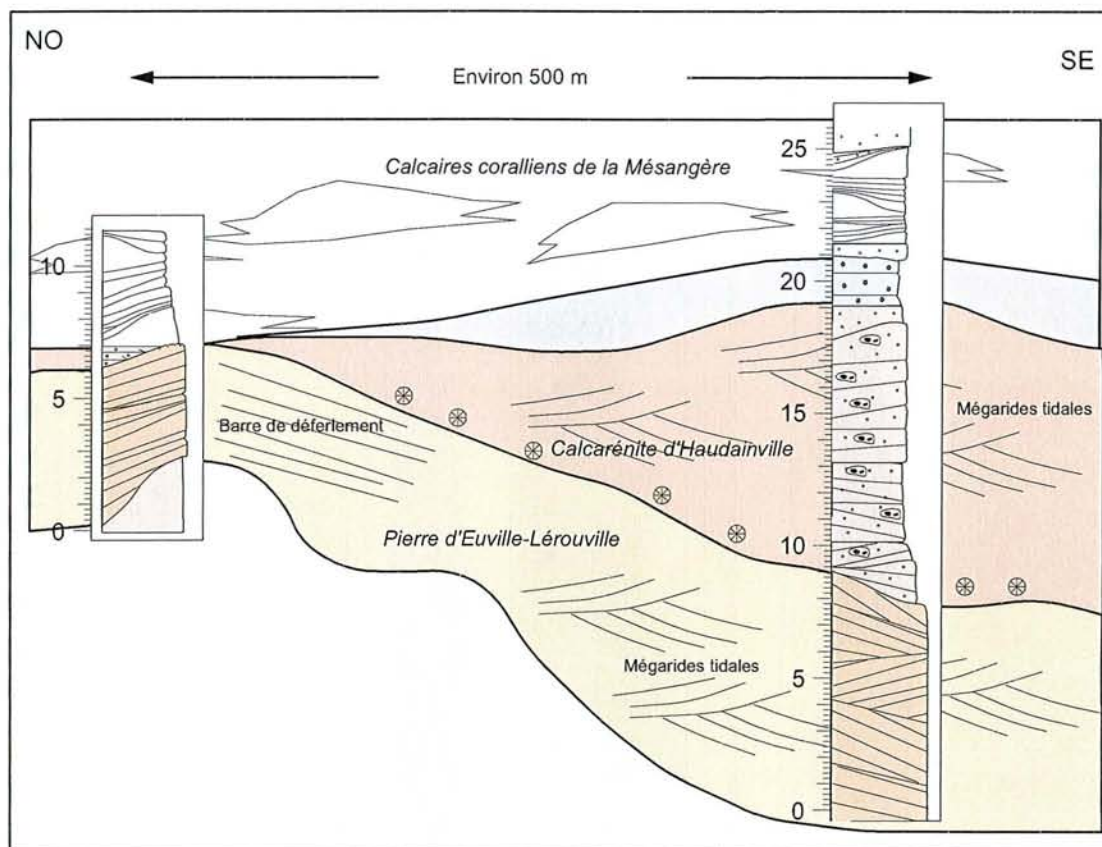


Figure 45 : Evolution des géométries sédimentaires entre la carrière des Cotillons et la carrière d'Euville en activité

des géométries sédimentaires et une évolution latérale des environnements de dépôt sur une courte distance (fig.45). En effet, la Pierre d'Euville-Lérouville présente une évolution des environnements de dépôt du nord ouest vers le sud-est depuis des barres de déferlement vers des mégarides tidales. La Calcarénite d'Haudainville très réduite et localisée aux dépressions entre les barres de déferlement dans la carrière des Cotillons s'épaissit rapidement vers le sud est dans la carrière en activité.

4.17 Sorcy

A Sorcy, le faciès entroquitique typique de la Pierre d'Euville-Lérouville n'existe pas. Les Calcaires à coraux de Foug sont surmontés par 5 m d'un grainstone oolithique et oncolithique qui correspond à l'Oncolithe de Foug (fig.A14 en annexe 2 et fig.46c). Le sédiment est moyennement trié et renferme essentiellement des coraux lamellaires et branchus souvent remaniés. Toutefois, dans le premier mètre inférieur de la formation, de nombreux polypiers lamellaires ont été observés en position de vie. La faune associée est constituée de brachiopodes, pectinidés, nérinées et de radioles d'échinides. Des stratifications obliques sigmoïdes de mégarides tidales apparaissent au sein de la formation. De rares coraux branchus et lamellaires isolés apparaissent en place sur les foresets de progradation des mégarides. La présence conjuguée des polypiers en position de vie et des structures tidales indique un environnement peu profond dominé par la marée mais toutefois en permanence immergé et temporairement calme pour permettre une immobilisation du substrat et la fixation des coraux.

Les Calcaires coralliens de la Mésangère sont ici peu développés et sont représentés par un calcaire bioconstruit riche en formes branchues (*Stylosmilia* abondants) (fig.46d) et à formes lamellaires plus éparées. La matrice blanchâtre a une texture wackestone à packstone.

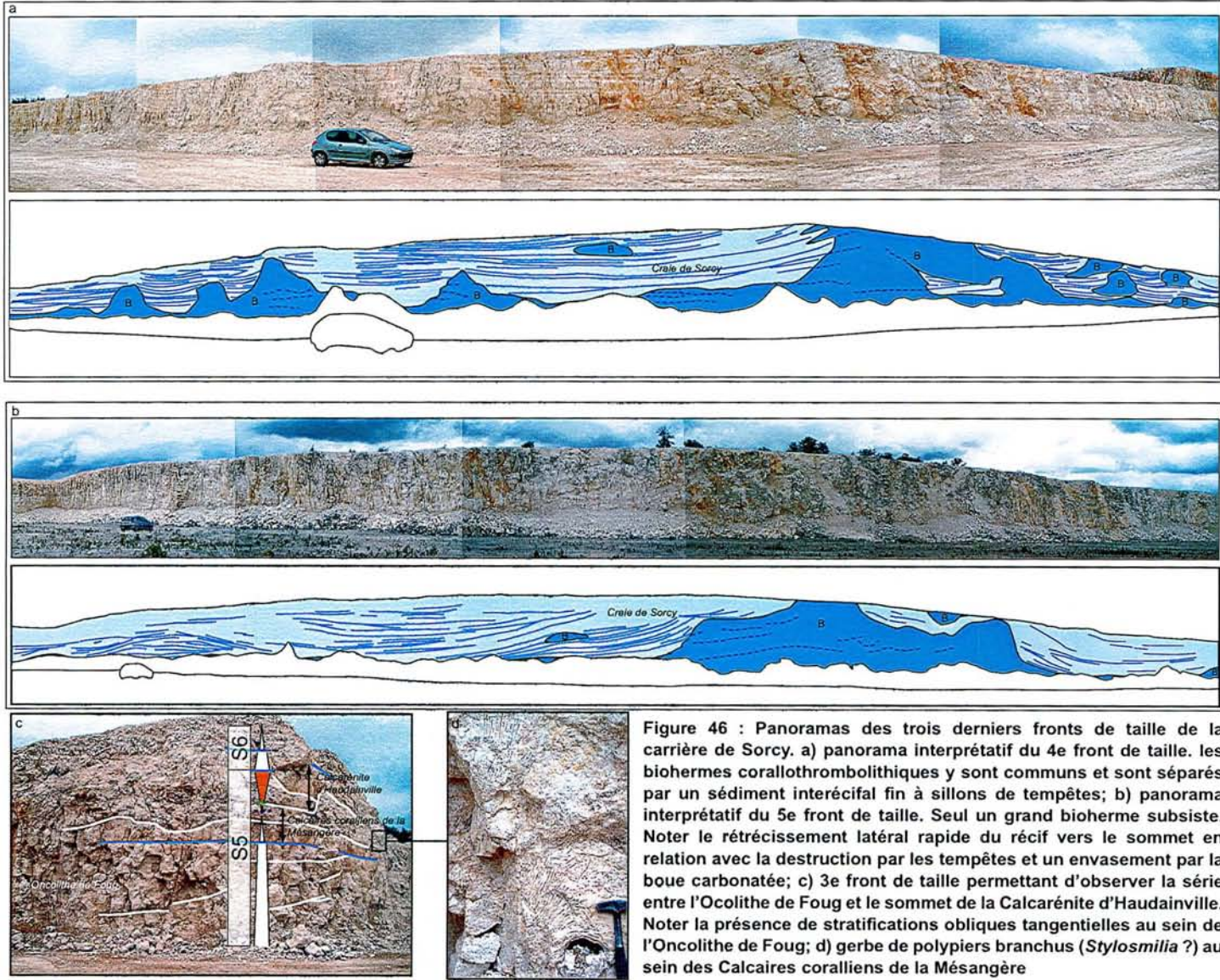


Figure 46 : Panoramas des trois derniers fronts de taille de la carrière de Sorcy. a) panorama interprétatif du 4e front de taille. les biohermes corallothrombolithiques y sont communs et sont séparés par un sédiment intercéfical fin à sillons de tempêtes; b) panorama interprétatif du 5e front de taille. Seul un grand bioherme subsiste. Noter le rétrécissement latéral rapide du récif vers le sommet en relation avec la destruction par les tempêtes et un envasement par la boue carbonatée; c) 3e front de taille permettant d'observer la série entre l'Ocolithe de Foug et le sommet de la Calcarénite d'Haudainville. Noter la présence de stratifications obliques tangentiels au sein de l'Oncolithe de Foug; d) gerbe de polypiers branchus (*Stylosmilia* ?) au sein des Calcaires coralliens de la Mésangère

Les polypiers peuvent former de réelles bioconstructions dont l'extension verticale atteint parfois 1,5 m. La base de la formation est localement ravinante.

La Calcarénite d'Haudainville est matérialisée par le retour d'un faciès oncolithique et oolithique recouvrant les Calcaires coralliens de la Mésangère. Néanmoins, les constructions coralliennes mises en place pendant le dépôt des Calcaires coralliens de la Mésangère persistent pendant l'installation de la Calcarénite d'Haudainville. La faune associée est représentée par des pectinidés, des échinodermes, des brachiopodes et des coraux remaniés issus des bioconstructions. La présence d'un faciès oncolithique et oolithique témoigne d'un environnement peu profond à hydrodynamisme important (shoal). Néanmoins, la persistance des bioconstructions de taille relativement importante implique un taux d'accommodation suffisant pour permettre le développement vertical des constructions récifales.

Les Calcaires coralliens d'Euville et la Craie de Sorcy qui constituent le sédiment inter-récifal apparaissent au dessus de la Calcarénite d'Haudainville. Le contact entre les deux formations est franc et parfois ravinant. Dans le 4^e front de taille de la carrière, les Calcaires coralliens d'Euville s'organisent en biohermes corallothrombolithiques riches en formes branchues. Les premiers mètres inférieurs des bioconstructions sont riches en formes lamellaires ou massives. Ces dernières sont fortement bioérodées sur leur face inférieure et supérieure par des lithophages. Verticalement les formes branchues prennent le pas sur les formes lamellaires. L'encroûtement microbien thrombolithique peut atteindre une épaisseur de 5 cm et se localise préférentiellement autour des coraux branchus. La faune récifale citée par Latørnser (2001) indique un environnement oligotrophe bien éclairé.

Le sédiment inter-récifal est matérialisé à la base par un intervalle d'un mètre de wackestone/packstone péloïdal à ooïdes et oncoïdes épars. Verticalement le faciès devient rapidement plus fin pour aboutir à un mudstone crayeux typique de la Craie de Sorcy. L'existence de sillons à grande longueur d'onde (fig.46a) parfois surmontés par du matériel récifal remanié atteste de la présence de tempêtes pendant la mise en place de la Craie de Sorcy. Des petits patchs coralliens peuvent apparaître disséminés au sein des faciès crayeux interbiohermaux. Les surfaces de ravinement de tempêtes se poursuivent au sein de bioconstructions et tronquent parfois le sommet des colonies coralliennes.

Le 5^e front de taille permet d'observer la disparition progressive des bioconstructions. En effet, un seul bioherme de grande extension latérale et verticale subsiste (fig.45b). Verticalement, son extension latérale diminue. Cette tendance est ponctuée de diminutions rapides qui coïncident avec des niveaux de ravinement de tempêtes (fig.46b). Le bioherme présent à Sorcy est constitué en grande partie par des formes branchues. Or ces dernières sont les plus sensibles à l'abrasion par les tempêtes (Geister, 1980; Scoffin, 1993). Par conséquent, une grande partie des bioconstructeurs a été probablement remaniée lors de chaque événement. De plus, compte tenu du temps de latence de la recolonisation récifale après une tempête (Stoddart, 1974; Riegl, 2001), les bioconstructions coralliennes de Sorcy, en compétition avec l'importante sédimentation carbonatée, ont dû être fortement affectées par les tempêtes.

Le dernier front de taille est marqué par la disparition des biohermes coralliens. Le faciès correspond à un calcaire blanc crayeux à texture wackestone. Des rares coraux branchus isolés persistent localement. Des gravelles microbiennes apparaissent également ainsi que de rares nérinées et des astartes. Le sommet de la carrière est marqué par l'apparition d'un faciès packstone à oncoïdes.

L'installation des Calcaires coralliens d'Euville marque un nouvel ennoyage. Le maximum d'ennoyage est difficilement localisable. Néanmoins, il se situe probablement dans la partie inférieure de la formation étant donné la disparition progressive des bioconstructions vers le

sommet et l'installation des faciès crayeux lagonaires. La tendance régressive se poursuit jusqu'au sommet de la coupe avec l'apparition des faciès oncolithiques.

Interprétation

La base ravinante et chenalisante des Calcaires coralliens de Foug correspond à une surface de transgression (cf. § 3.12). Cet ennoyage a permis la mise en place des faciès basaux de la formation riches en polypiers lamellaires en place. Par la suite, l'installation des mégarides tidales illustre un comblement temporaire de l'espace disponible.

La mise en place des Calcaires coralliens de la Mésangère indique un maximum d'ennoyage. Par la suite, l'arrivée brutale de la Calcarénite d'Haudainville marque une discontinuité de chute du niveau marin rapidement suivie par une reprise de l'accommodation à l'origine de la tendance transgressive qui caractérise la partie supérieure de la formation et qui précède un nouvel ennoyage à l'origine de l'installation des Calcaires coralliens d'Euville.

4.18 Pagny-sur-Meuse Révoi

coordonnées : x= 850 et y = 1114

La carrière du Révoi de Pagny-sur-Meuse est une grande carrière exploitée par la société Novacarb. Le gisement est exploité en 3 fronts blancs surmontés d'une épaisse découverte, plus argileuse, plus sombre, elle même découpée en plusieurs fronts.

Un nouveau front de taille ouvert récemment à la base de la carrière permet d'observer l'Oncolithe de Foug et la Calcarénite d'Haudainville (fig.A25, annexe 2). L'Oncolithe de Foug correspond à un grainstone oncolithique et oolithique riche en coraux remaniés. La formation est parcourue par de grands foresets obliques angulaires ou sigmoïdes (fig.47). Des surfaces de réactivations sont également observables. Ces structures sont interprétées comme des structures de dune hydraulique. Les polypiers s'organisent en passées plus ou moins continues latéralement qui correspondent à des niveaux de tempête.

Les foresets progradants viennent en toplat sous une surface subhorizontale localement ravinante (fig.47). Cette surface est interprétée comme une surface de transgression. Elle est directement surmontée par un intervalle dont l'épaisseur varie entre 1 et 2 m très riche en coraux remaniés ou en place. Cet ensemble correspond probablement à l'équivalent latéral des Calcaires coralliens de la Mésangère. Il est surmonté par un intervalle d'environ 5 m de calcaires grainstone/packstone oncolithique et oolithique riches en entroques. Cette dernière unité présente une géométrie aggradante (fig.47) et renferme localement des patchs bioconstruits en place qui deviennent de plus en plus abondants vers le sommet de la formation. Comme pour l'Oncolithe de Foug, des niveaux riches en polypiers remaniés attestent de la présence de tempêtes. Finalement, la Calcarénite d'Haudainville est surmontée par les bioconstructions coralliennes qui caractérisent la base du front de taille suivant.

Les Calcaires coralliens d'Euville apparaissent à la base du deuxième front de taille. En collaboration avec Olivier, Martin-Garin et d'autres auteurs, nous avons effectué une étude paléoenvironnementale détaillée des faunes récifales associées aux différents épisodes bioconstruits répartis entre l'Oxfordien moyen et l'Oxfordien supérieur et apparaissant dans la carrière. Les résultats de cette étude sont figurés sous forme d'article (soumis à Facies) en annexe 4. La formation est représentée par des récifs corallothrombolithiques dont l'extension verticale peut atteindre un dizaine de mètres (Dagallier *et al.*, 2000) (fig.48a). Des niveaux de ravinement de tempêtes parcourent les bioconstructions. L'intensité des tempêtes était suffisamment importante pour tronquer de façon nette le sommet des colonies coralliennes (fig.48b). Ces surfaces de ravinement servent souvent de substratum à l'implantation de

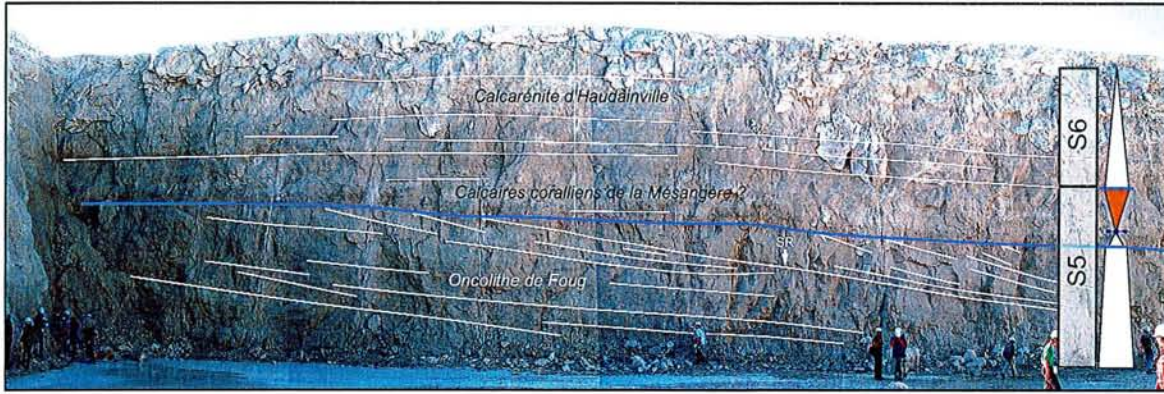


Figure 47 : Panorama interprétatif du premier front de taille de la carrière de Pagny-sur-Meuse. Noter les grandes stratifications obliques de dunes hydrauliques localement rectifiées par des surfaces de réactivation (SR)

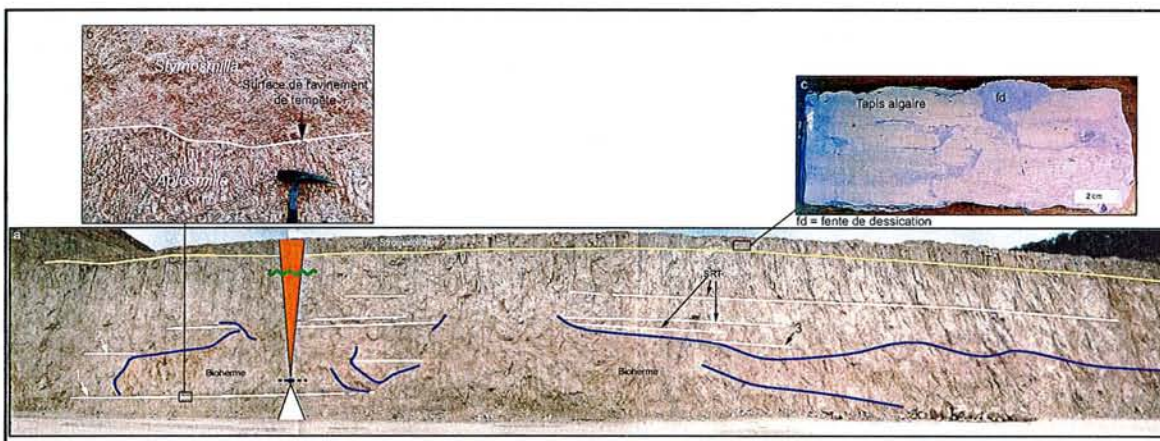


Figure 48 : Deuxième front de taille de la carrière de Pagny-sur-Meuse. a) Panorama interprétatif. Noter les stades brutaux (1,2,3) de réduction latérale du récif sous l'action des tempêtes (SRT); b) détail d'une surface de ravinement de tempête au sein du récif. Une colonie d'Aplosmilia est tronquée de façon rectiligne. Cette surface vierge ainsi créée par l'action des tempêtes a servi de substrat pour l'implantation d'une nouvelle colonie de Stylosmilia; c) tapis algaires à fentes de dessiccation situées au sommet du front taille

nouvelles colonies de polypiers. Le sédiment inter-récifal correspond à un packstone-grainstone à péloïdes issus en réalité de la micritisation de bioclastes et de lithoclastes (Insalaco *et al.*, 1997).

La faune corallienne diversifiée est représentée en grande partie par des formes branchues dont notamment les genres *Aplosmilia* et *Stylosmilia* (pour le détail des faunes coralliennes voir article en annexe 4). L'encroûtement microbien est partiellement développé et se situe principalement sur le pourtour des polypiers branchus qui devaient dépasser du sédiment. Pourtant, selon Insalaco *et al.* (1997) les bioconstructions ne devaient pas former de relief important. La présence de nombreuses algues rouges du genre *Solenopora* indique un environnement lumineux. Cette interprétation est confortée par la diversité importante des genres coralliens. Le développement limité de l'encroûtement thrombolithique associé à la présence de microencroûtants tels que *Bacinella irregularis*, *Lithocodium aggregatum* et *Terebella lapilloides* indique qu'à Pagny, les Calcaires coralliens d'Euville se sont vraisemblablement mis en place dans un environnement oligotrophe bien éclairé.

L'extension latérale des récifs diminue verticalement. Comme à Sorcy (cf.§ 4.17), les tempêtes associées à une importante sédimentation boueuse ont eu raison des bioconstructions. En effet, à Pagny, une surface d'érosion de tempête marque la fin du développement vertical des Calcaires coralliens d'Euville.

Interprétation

la mise en place de l'Oncolithe de Foug marque le début d'un nouvel ennoyage à la base du cycle S5. La reprise de l'accommodation est ponctuée par une discontinuité d'accélération d'ennoyage au toit de l'Oncolithe de Foug. Les Calcaires coralliens de la Mésangère sont représentés par un intervalle riche en coraux en place ou remaniés. Les Calcaires coralliens de la Mésangère sont surmontés par la Calcarénite d'Haudainville qui s'est mise en place après une baisse du niveau marin relatif. Ensuite, la géométrie agradante de la partie supérieure de la formation et l'évolution transgressive des faciès (apparition de patchs récifaux) souligne une tendance à la reprise de la création d'espace disponible précédant un nouvel ennoyage qui a abouti à l'installation des Calcaires coralliens d'Euville. La nature péloïdale du sédiment inter-récifal au sein de ces derniers indique un environnement calme qui ne devait être agité et rendu turbide que lors des tempêtes. Néanmoins, la nature fine péloïdale du sédiment n'implique pas obligatoirement un environnement lagonaire peu profond comme cela a été proposé par Insalaco *et al.* (1997) pour les récifs de Pagny-sur-Meuse. En effet, des travaux effectués par Chevillon et Clavier (1988) dans le lagon de Nouvelle Calédonie montrent que les sédiments lagonaire les plus profonds correspondent aux faciès les plus fins. De plus, contrairement à l'interprétation faite par Insalaco *et al.* (1997) l'intensité importante des tempêtes qui ont affecté les bioconstructions indique que ces dernières se sont développées dans un environnement non protégé par une réelle barrière capable de briser l'intensité de la houle venant du large. Par conséquent, les Calcaires coralliens d'Euville se sont probablement développés sur une plate-forme ennoyée entre la limite inférieure des vagues de beau temps et la limite inférieure des vagues de tempêtes comme cela a été avancé par Dagallier *et al.* (2000). Néanmoins, par comparaison avec les travaux effectués par Werner *et al.* (1994) sur les récifs du Kimmeridgien du Portugal et du sud-ouest de l'Allemagne, la diversité et l'abondance de la faune corallienne, la présence de nombreuses algues rouges ainsi que la présence d'éponges calcaires suggèrent une bathymétrie probablement inférieure à 20m.

4.19 Saint-Germain

coordonnées : x = entre 847 ,8 et 849 et y = entre 1111 et 1112

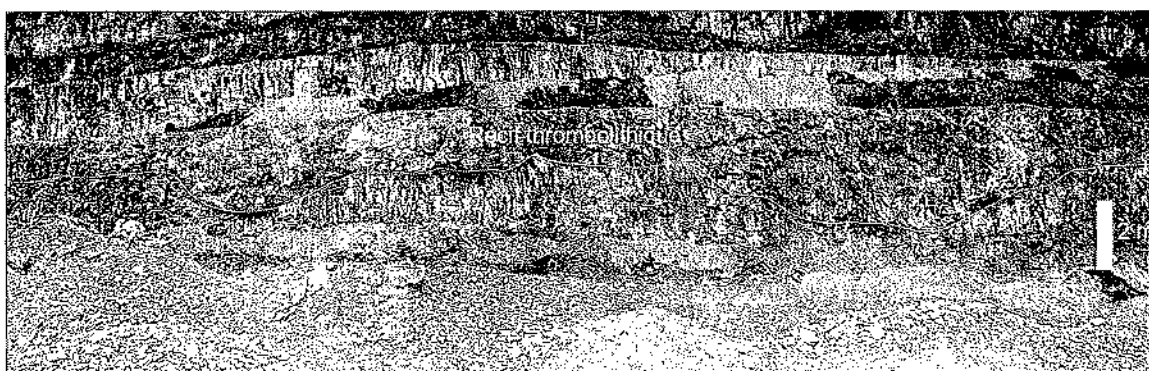


Figure 49 : Récif thrombolithique au sommet de la Craie de Sorcy dans la carrière de Saint-Germain

La carrière actuellement en exploitation se situe sur la même colline que celle sur laquelle est implantée la carrière de Pagny-sur-Meuse le Revoi. Les deux sites sont séparés à vol d'oiseau d'environ 2 km.

La coupe débute par 1 m de calcaires à texture mudstone présentant des polypiers branchus en position de vie (fig.A26, annexe 2). Cette unité est interprétée comme représentant les Calcaires coralliens de la Mésangère. Leur sommet est marqué par une surface perforée surmontée par la Calcarénite d'Haudainville. Elle correspond à un packstone/grainstone

bioclastique riche en radioles d'oursins et renfermant des bivalves, des térébratules, des gastéropodes (nérinées) et de nombreux polypiers lamellaires ou branchus parfois en position de vie ou la plupart du temps remaniés. Les ooïdes et les oncoïdes sont communs. La formation est parcourue par des surfaces de ravinement qui tronquent localement le sommet des colonies coralliennes. Progressivement, vers le sommet, le faciès devient plus fin (wackestone) en même temps que l'extension latérale et verticale des bioconstructions coralliennes augmente.

Verticalement, le faciès passe rapidement à un wackestone blanc peloidal à bioconstructions corallothrombolithiques qui constitue les Calcaires coralliens d'Euville. La formation présente les mêmes caractéristiques qu'à Pagny à savoir des bioconstructions de grande extension verticale (environ 8 m) parcourues par des surfaces de ravinements de tempêtes. La faune associée comprend des oursins, des bivalves et une ammonite indéterminable y a été observée. Les biohermes disparaissent verticalement pour laisser place à un wackestone blanc qui constitue la Craie de Sorcy au sein duquel apparaissent des récifs thrombolithiques (fig.49). Ces derniers peuvent avoir une extension verticale d'environ 3 m. Ils renferment de rares polypiers branchus.

Interprétation

Le contact brutal entre les Calcaires coralliens de la Mésangère et la Calcarénite d'Haudainville associé à la présence d'une surface perforée au sommet des premiers souligne un arrêt de sédimentation en relation avec une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Progressivement, l'apparition des bioconstructions coralliennes au sein de la Calcarénite d'Haudainville marque une augmentation de l'espace disponible qui a abouti à un ennoyage et à la mise en place des Calcaires coralliens d'Euville dans un environnement calme et partiellement affecté par les tempêtes sous la limite inférieure des vagues de beau temps. La disparition progressive des récifs et l'apparition de récifs microbiens peuvent être interprétées comme un confinement progressif du milieu de dépôt qui devient progressivement plus dysoxique (Leinfelder, 1993) en relation avec une tendance à la diminution de la tranche d'eau. Cette tendance se poursuit avec l'apparition des intraclastes microbiens.

4.20 Foug

La base de l'Oncolithe de Foug débute par un intervalle de moins d'un mètre de calcaires oolithiques (fig.A4, en annexe 2). Rapidement, ceux-ci évoluent à leur sommet vers des calcaires oncolithiques rosés. Ces derniers ont une texture oscillant entre packstone et grainstone. Ils renferment des oncoïdes à nubéculaires, des agrégats et de rares ooïdes. La faune est diversifiée et représentée par des débris de bivalves, des foraminifères benthiques agglutinants, des gastéropodes, des céphalopodes, des brachiopodes, des échinodermes et quelques coraux remaniés. Les grains sont généralement mal triés. La présence de niveaux à texture grainstone, l'abondance d'oncoïdes vraisemblablement autochtones ainsi que la grande quantité de bioclastes indiquent un environnement, sinon en permanence, au moins fréquemment agité. Cet environnement se situait probablement au-dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps.

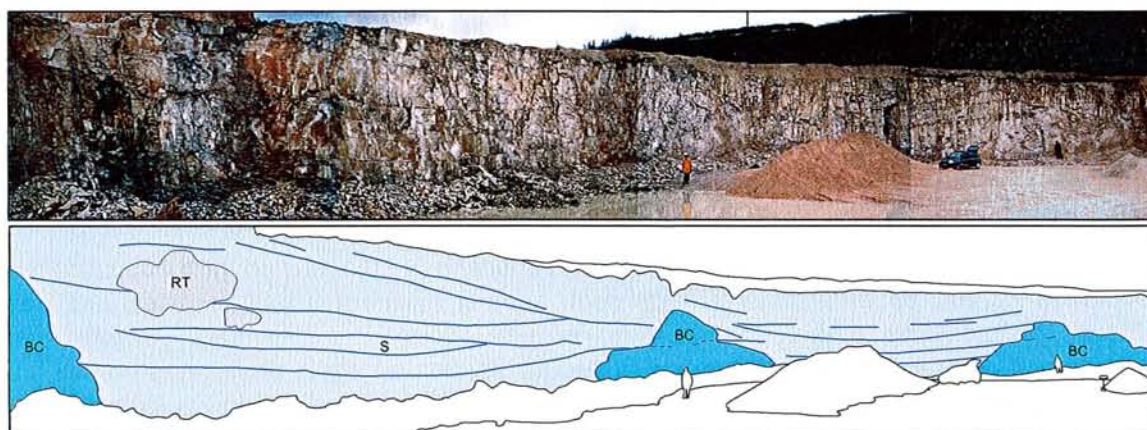
L'épaisseur relativement importante de l'Oncolithe de Foug et l'absence d'indices de progradation semblent indiquer une reprise de l'accommodation après le dépôt des calcaires oolithiques.

4.21 Maxey-sur-Vaise

coordonnées : x = 845,2 et y = 1099,7

La carrière de Maxey-sur-Vaise est actuellement exploitée par la société Meac pour la production de granulats. Elle se situe environ 1,5 km au nord du village en bordure de la D964. La coupe débute dans les Calcaires coralliens d'Euville. Les premiers mètres sont caractérisés par un sédiment à texture packstone parfois wackestone bioclastique à ooïdes et oncoïdes (fig.A27, annexe 2). Le faciès est riche en coraux lamellaires ou branchus remaniés et fortement bioérodés. Seules de petites masses bioconstruites apparaissent localement. Celles-ci sont parfois tronquées par des surfaces de ravinement de tempêtes. La faune corallienne diversifiée est composée de formes lamellaires et de formes branchues. Les genres *Comoseris*, *Isastrea*, *Microsolena*, *Allocoenia*, *Stylosmilia*, *Dimorpharaea*, et *Calamophylliopsis* ont notamment été observés. Sur le flanc est de la vallée de la Meuse, à Pagny la blanche côte, quelque mètres sous cet ensemble à polypiers apparaissent les faciès oncolithiques typiques de l'Oncolithe de Foug. Par conséquent, par analogie avec les faciès décrits à Pagny-sur-Meuse (cf.§ 4.18) et à Saint-Germain (cf.§ 4.19), les faciès bioclastiques de base riches en coraux remaniés et/ou en place observables à Maxey-sur-Vaise correspondent à la Calcarénite d'Haudainville. La présence d'ooïdes, d'oncoïdes et de nombreux coraux remaniés impliquent un environnement au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps à hydrodynamisme important et constant temporairement affecté par les tempêtes.

Verticalement, la matrice inter-biohermale devient plus fine et présente une texture wackestone à péloïdes. Les bioconstructions renferment de nombreux polypiers branchus associés à un encroûtement microbien relativement développé. Ces masses bioconstruites ont une forme « en cloche » et comme à Pagny-sur-Meuse ou à Sorcy, elles sont affectées par des niveaux de ravinement de tempêtes qui coïncident avec des phases de diminution de leur extension latérale (fig.50). Ces surfaces de ravinement passent latéralement à de grands sillons d'érosion au sein des faciès fins interbiohermaux (fig.50). Verticalement, l'évolution des faciès est similaire à celle décrite à Saint-Germain à savoir la disparition des bioconstructions



S = sillons d'érosion de tempêtes; RT = récif thrombolithique; BC = bioherme corallien

Figure 50 : Panorama interprétatif du deuxième front de taille de la carrière de Maxey-sur-Vaise

coralliennes et l'apparition de récifs thrombolithiques au sein d'un sédiment fin crayeux à texture wackestone qui correspondent à la Craie de Sorcy (fig.50). Les sillons d'érosion de tempêtes ont alors disparu. Il convient toutefois de noter que l'épaisseur des Calcaires coralliens d'Euville est plus réduite ici qu'à Saint-Germain.

Interprétation

A Maxey-sur-Vaise, l'évolution verticale des environnements de dépôt est identique à celle observable plus au nord (Pagny-sur-Meuse, Saint-Germain, Sorcy). En effet, la superposition de la Calcarénite d'Haudainville aux Calcaires coralliens d'Euville marque un approfondissement

depuis un environnement de shoal au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps vers un milieu de plate-forme récifale ennoyée d'offshore supérieur. Progressivement, la tendance est au confinement et à la diminution de l'espace disponible avec la disparition des récifs coralliens et la mise en place des récifs thrombolithiques et ensuite des faciès intertidaux stromatolithiques.

4.22 Le Cul du Cerf

Une lacune d'observation d'environ 6 m ne permet ni de discerner la limite entre l'Oncolithe de Foug et la Calcarénite d'Haudainville ni de savoir si les Calcaires coralliens de la Mésangère sont présents. Quoi qu'il en soit, au dessus de cette lacune, le faciès correspond à un packstone/grainstone oncolithique et oolithique riche en coraux soit en place soit remaniés. La faune associée comprend des bivalves, des pectinidés, des échinodermes, des nérinées et surtout de nombreux foraminifères benthiques agglutinants. La nature même de l'affleurement n'a pas permis d'observer de structures sédimentaires. Toutefois le faciès oolithique et oncolithique ainsi que la présence de polypiers en place ou remaniés indiquent un environnement constamment agité au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps.

Le faciès oncolithique de la Calcarénite d'Haudainville passe verticalement à un wackestone blanc crayeux riche en polypiers en position de vie. Ces derniers comprennent des formes branchues et des formes lamellaires. Les polypiers peuvent former des bioconstructions de faible extension verticale ou au contraire apparaître isolés au sein du sédiment. Quelques passées plus bioclastiques et à rares oncoïdes, gastéropodes et brachiopodes attestent de la présence de tempêtes.

L'évolution verticale des faciès au Cul du cerf souligne une augmentation de la tranche d'eau qui a permis le passage d'un environnement de shoal au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps à un environnement sous cette même limite.

4.23 Le Marquot et le Saurien

x = entre 818,5 et 819,4 et y = entre 1071,3 et 1071,4 ; x = entre 817,8 et 820,2 et y = 1070,8

L'évolution verticale des environnements de dépôt est quasiment similaire à celle décrite au Cul du Cerf. En effet, les Calcaires à coraux de Foug sont surmontés par un calcaire à texture packstone/grainstone à oncoïdes et coraux remaniés qui correspond à l'Oncolithe de Foug. Le passage est franc depuis la formation sous-jacente. Au Marquot, (fig.A16, annexe 2) un intervalle d'environ 1 m à matrice wackestone et riche en coraux en position de vie s'intercale au sein des faciès oncolithiques. Il pourrait correspondre aux Calcaires coralliens de la Mésangère. Cette unité est surmontée par la calcarénite d'Haudainville qui est matérialisée par un calcaire grainstone à oncoïdes et ooïdes renfermant des polypiers en place. Les nérinées et les pectinidés sont abondants et sont associés à des huîtres et des articles de crinoïdes. Le faciès passe verticalement à un calcaire bioconstruit à texture wackestone riche en polypiers massifs ou branchus. Il est à noter qu'au Saurien (fig.A28, annexe 2) des passées riches en oncoïdes et en ooïdes s'intercalent au sein des faciès bioconstruits. Ces niveaux de tempêtes indiquent la proximité d'un shoal en direction du sud-ouest.

4.24 Vouécourt

coordonnées : x = entre 808,2 et 809,4 et y = entre 1066,3 et 1067

La coupe se situe le long de la route qui monte le long du flanc est de la Vallée de la Marne en direction du lieu dit « Plaine des Charmes ».

A l'entrée sud du village un affleurement en bordure de la D258 permet d'observer l'Oncolithe de Foug. Le faciès correspond à un wackestone brunâtre à oncoïdes et ooïdes épars. Les deux premiers mètres observables sont légèrement plus bioclastiques (fig.A29, annexe 2).

Ce premier ensemble est surmonté par une lacune d'observation d'environ 20 m qui correspond probablement à des dépôts marneux. Au sein des 7 derniers mètres de cette lacune apparaissent sporadiquement quelques bancs de calcaires argileux gris à texture mudstone pauvres en faune. Aucun polypier en place ou remanié n'y a été observé. Cette lacune est délimitée au sommet par l'apparition de calcaires gris à texture mudstone.

A Vouécourt, l'Oncolithe de Foug présente un faciès de plus faible énergie que ceux décrits précédemment. La présence d'oncoïdes et d'ooïdes dans une matrice micritique implique une origine allochtone de ceux-ci. Par conséquent, à Vouécourt l'environnement était vraisemblablement plus profond qu'au Marquot mais se situait toutefois au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes comme en atteste la présence de niveaux bioclastiques et d'oncoïdes et d'ooïdes allochtones. L'absence des faciès bioconstruits des Calcaires coralliens d'Euville remplacés par un faciès fin pauvre en faune va dans le sens d'un milieu de dépôt plus profond à Vouécourt.

4.25 Discussion

Suite à la chute du niveau marin relatif au sommet des Calcaires à coraux de Foug, un nouvel ennoyage débute avec l'installation de dépôts d'environnements peu profonds tels que des dépôts de shoal oncolithiques et oolithiques de l'Oncolithe de Foug et d'une partie de la Calcarénite d'Haudainville ou des dépôts de barres de déferlement de la Pierre d'Euville-Lérouville (fig.51 p.207). Dans les secteurs qui n'ont pas été émergés, les dépôts qui recouvrent la discontinuité de chute du niveau marin relatif présentent une évolution verticale agradante ou transgressive des faciès suivant les localités. Par conséquent, il ne semble pas exister de cortège de bas niveau marin progradant comme défini dans le modèle de Vail.

La répartition spatiale de ces différents faciès n'est pas aléatoire. En effet, elle coïncide globalement avec les secteurs structuraux préexistants dès la mise en place des Calcaires à coraux de Foug. Les barres de déferlement qui indiquent les environnements les moins profonds et qui sont constituées par une biosparite entroquitique se situent dans le secteur de plate-forme peu profonde qui a émergé au sommet des Calcaires à coraux de Foug. En revanche, les shoals oncolithiques et oolithiques à mégarides tidales, dunes hydrauliques et coraux apparaissent dans les zones plus profondes qui n'ont pas émergé à la fin du dépôt des Calcaires à coraux de Foug et qui se situent au sud d'Euville et au nord de Senonville.

Le secteur de Senonville constituait un point haut lors de la mise en place des Calcaires à coraux de Foug (cf.§ 3.7.2). Dans ce même secteur la Pierre d'Euville-Lérouville, bien que d'épaisseur réduite, apparaît au dessus de l'Oncolithe de Senonville alors que d'après Humbert (1971) elle disparaît légèrement plus au sud. Cette répartition spatiale des dépôts peut s'expliquer par une augmentation progressive de la subsidence dans le secteur de Senonville pendant l'installation de la Pierre d'Euville-Lérouville en relation avec une activité synsédimentaire de la Faille de Metz passant au sud de la localité (fig.52). L'affaissement progressif du compartiment situé au nord de la faille a vraisemblablement provoqué une inversion de la topographie engendrant un réennoyage du secteur de Senonville alors que les secteurs situés en bordure sud de l'accident sont restés émergés. Ce différentiel s'est poursuivi par la suite et se trouve à l'origine de l'ennoyage rapide du secteur pendant la mise

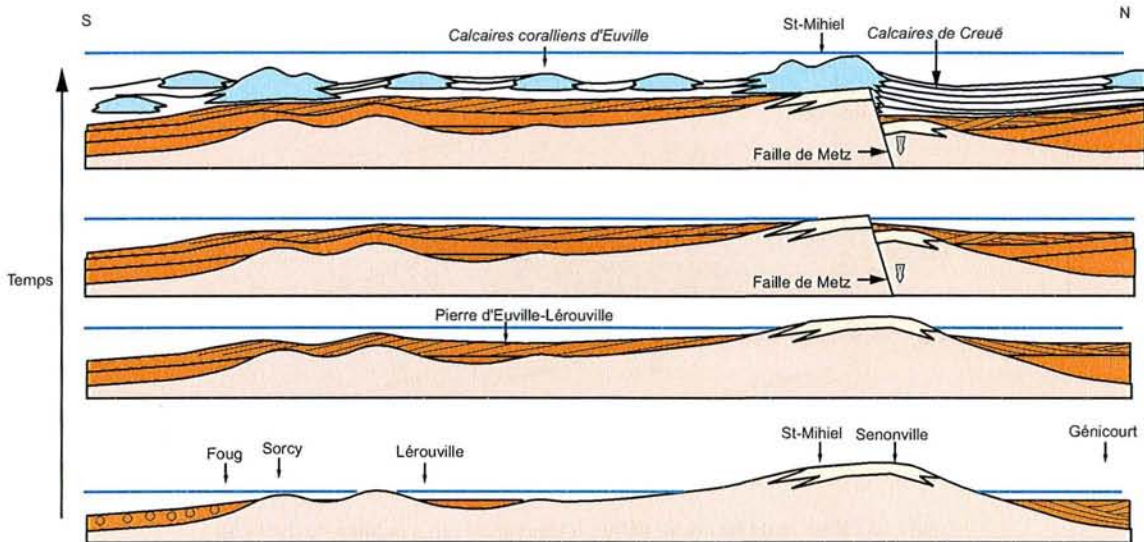


Figure 52 : Evolution tectonosédimentaire du secteur situé entre Foug et Génicourt pendant la transgression à la base du cycle S5 et pendant la création du Sillon de Creuë

en place des Calcaires coralliens de la Mésangère et la Calcarénite d'Haudainville comme en atteste la présence d'éponges et de multiples surfaces d'arrêt de sédimentation à Senonville.

Les barres de déferlement de la Pierre d'Euville-Lérouville sont complexes. Leurs orientations ne sont pas toujours discernables mais il semble néanmoins qu'elles aient une disposition parallèle entre elles. Elles montrent généralement des directions de progradation des plages vers le sud-ouest qui correspondaient à la direction de la mer ouverte. Leur asymétrie parfois marquée ainsi que leur relief important suggèrent que ce type de barres d'avant côte correspond aux barres types de Evans (1940) décrites par Long et Ross (1989).

La caractéristique principale de la Pierre d'Euville-Lérouville est l'abondance voire l'exclusivité des articles de crinoïdes qui la composent. Le travail de J. David (1998) a permis une évaluation de la production carbonatée squelettique de *Pentacrinus buschgauensis* par comparaison avec des crinoïdes bathyaux actuels. Avec une densité moyenne (6 individus/m²), on peut accumuler sur place 1 m de sédiment entre 46 000 ans et 85 000 ans selon le taxon actuel pris en comparaison. En revanche, il est intéressant de noter que cet épisode à crinoïdes présente une certaine généralité, même s'il est moins exprimé ailleurs (Jura français et suisse). L'oncolithe de Foug qui est partiellement contemporaine de la Pierre d'Euville-Lérouville est riche en oncoïdes à nubéculaires qui suggèrent un environnement plus mésotrophe et propice à la prolifération des encroûtements microbiens. Ces faciès à oncoïdes sont également riches en foraminifères agglutinants qui généralement se rencontrent dans les environnements riches en nutriments comme par exemple dans l'Oxfordien supérieur d'Espagne (Oloriz *et al.*, 2003) et de Suisse (Pittet, 1996). Par conséquent la prolifération des crinoïdes peut s'interpréter en terme de fertilité. Cette profusion de suspensivores pourrait correspondre à des eaux plus riches en plancton. Les données de $\delta^{13}C$ sur roche totale mesurées par G. André (2003) montrent une diminution au sommet de l'entroquite et plus encore dans les calcaires à polypiers qui les surmontent. Ceci pourrait être mis en relation avec une diminution du compartiment producteur dans l'écosystème oxfordien.

La morphologie de plate-forme à faible gradient topographique mise en place pendant les Calcaires à coraux de Foug perdure pendant l'installation de l'Oncolithe de Foug. En effet, les faciès de shoal oncolithique et oolithique qui la caractérisent se développent sur une grande étendue entre Foug et la vallée de la Marne sans présenter de changements de faciès importants. En revanche, à Vouécourt les faciès indiquent un approfondissement des

Pierre d'Euville-Lérouville
et Oncolithe de Foug
(cycle S5 pro parte)

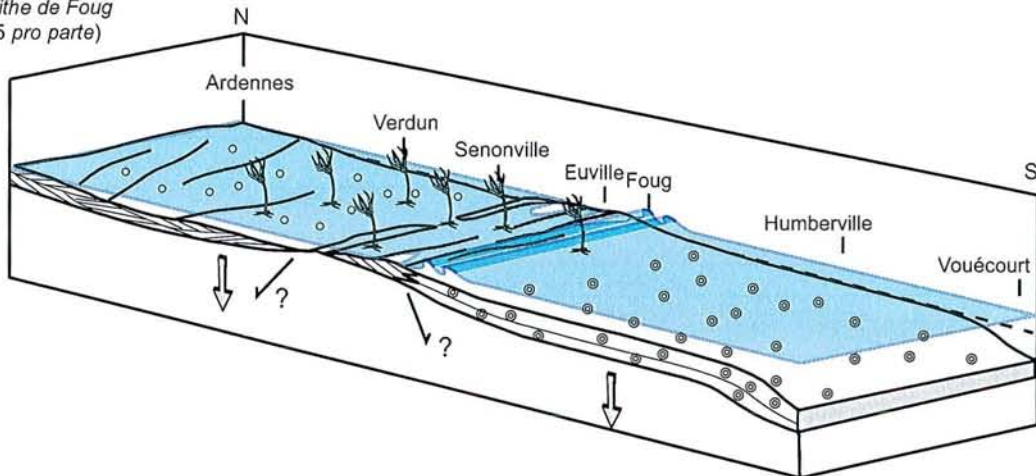


Figure 53 : Modèle de faciès au début la transgression à la base du cycle S5

environnements de dépôt en bordure de plate-forme. L'ensemble des observations décrites ci-dessus ont permis de proposer le modèle de faciès présenté en figure 53.

Pendant la colonisation récifale des Calcaires coralliens d'Euville, la morphologie de plate-forme est toujours présente et les gradients topographiques sur cette dernière semblent s'estomper. Seuls des phénomènes tectoniques synsédimentaires liés à l'activité de la faille de Metz (voir plus haut) engendrent un système de barrière récifale et de sillon plus subsident dans le secteur de Senonville (fig.52). En effet, l'activité de la faille de Metz semble s'être poursuivie pendant la mise en place des Calcaires coralliens d'Euville et des Calcaires de Creuë. Cette interprétation est confortée par la présence des Calcaires de Creuë d'offshore inférieur dans le secteur situé en bordure nord de la faille de Metz alors que sur la tête de bloc du compartiment située au sud de la faille s'est développée une réelle barrière récifale qui correspond aux roches de Saint-Mihiel (fig.52). Ces réarrangements structuraux ont d'ailleurs été précédemment signalés par Humbert (1971) et par Enay *et al.* (1980) qui

Calcaires de Creuë
et Calcaires coralliens d'Euville
(cycle S5 pro parte)

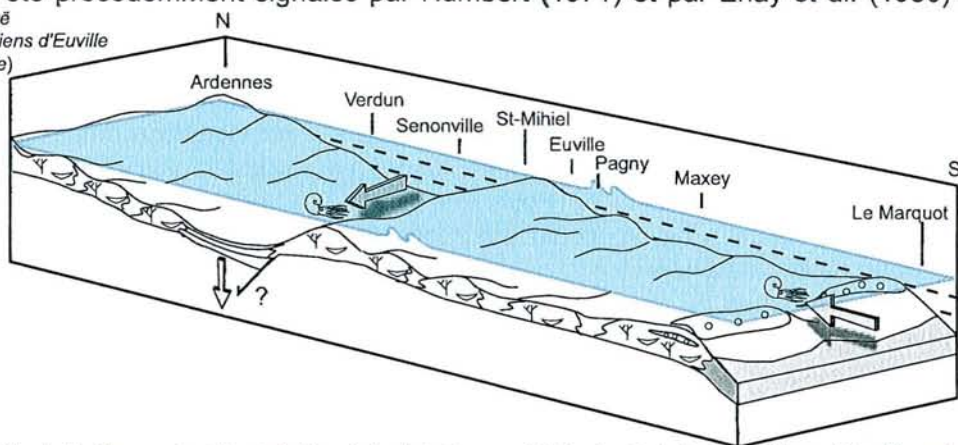


Figure 54 : Modèle de faciès pendant l'installation de la plate-forme récifale des Calcaires coralliens d'Euville et des Calcaires de Creuë

voyaient la création de grands sillons subsidents orientés NE-SW pendant la mise en place des Calcaires de Creuë. La découverte récente de filons sédimentaires au sein de la Pierre d'Euville-Lérouville par André *et al.* (2002) et André (2003) a d'ailleurs permis de mettre en évidence une activité distensive synsédimentaire dans le secteur pendant l'installation des Calcaires coralliens d'Euville et des Calcaires de Creuë. La bordure nord-est de la plate-forme devait se situer face au vent dans un environnement agité et bien oxygéné comme le suggère

la présence des récifs luxuriants de Saint-Mihiel. C'est le cas notamment aux Bahamas où la côte nord-est située face au vent est caractérisée par la présence de récifs coralliens luxuriants (Ginsburg et Shinn, 1964; Hine *et al.*, 1981).

En direction des Ardennes, l'enrichissement des sédiments interrécifaux en ooïdes et oncoïdes indique une diminution de la bathymétrie à proximité du massif ardennais. Dans le secteur de Doulaincourt, la bordure de plate-forme corallo-oolithique a eu une évolution de type *keep-up* (*sensu* Neumann et Macintyre (1985)). En effet, un système de shoal peu étendu existait probablement en bordure de la plate-forme comme le suggère la présence de crachées oolithiques et oncolithiques au sein des Calcaires coralliens d'Euville dans la coupe du Saurien.

L'évolution verticale des environnements de dépôt depuis la Pierre d'Euville-Lérouville et l'Oncolithe de Foug jusqu'aux Calcaires coralliens d'Euville et aux Calcaires de Creuë souligne deux cycles transgressifs-régressifs. Etant donné la faible résolution biostratigraphique, la durée de chacun d'eux n'a pu être définie. Quoi qu'il en soit, chaque maximum d'ennoyage ou maximum régressif au sein des différents cycles correspond à des environnements de plus en plus profonds. Par conséquent, ces différents cycles s'inscrivent dans une tendance transgressive à plus basse fréquence dont le maximum d'ennoyage se situe au sein des Calcaires coralliens d'Euville. Ces derniers se sont donc mis en place en contexte transgressif. Hormis sur la bordure de plate-forme, le taux de sédimentation n'a pu compenser la montée du niveau marin relatif. S'en est suivi un système de lagon profond sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes au sein duquel se sont développés des patchs récifaux épars (fig.51 p.207). Cette configuration est semblable au modèle de plate-forme ennoyée proposé par Read (1985) et aux observations faites par Takahashi *et al.* (1988) dans l'Holocène de la côte ouest de l'île de Kume (Océan Pacifique). A partir de ces reconstitutions géométriques et paléoenvironnementales le modèle de faciès présenté en figure 54 a pu être proposé.

5 Calcaires crayeux de Maxey, Calcaires de Dainville et Oolithe de Doulaincourt

5.1 Saulces aux Tourelles

coordonnées : x = 757 et y = 1200

La carrière se situe environ 500 m à l'ouest du village. Sur environ une épaisseur de 12 m elle permet d'observer les faciès entre les Calcaires crayeux de Maxey et les premiers faciès marneux de l'Oxfordien supérieur.

La coupe débute par un intervalle de 70 cm renfermant un bioherme riche en gastéropodes passant latéralement à un wackestone à nérinées (fig.A30 en annexe 2 et fig.55a). Le faciès est très proche de celui décrit à Novion-Porcien pour les bioconstructions contemporaines de l'Oolithe de Novion-Porcien (cf.§ 4.15). Comme pour Novion Porcien, cette prolifération des gastéropodes en direction du nord de la Lorraine est probablement due à la proximité des terres émergées ardennaises qui fournissent une quantité importante de nutriments. Cette augmentation des nutriments dans le milieu en direction du nord peut également expliquer l'apparition d'un bioherme au sein des Calcaires crayeux de Maxey. Toutefois, cette abondance était accompagnée d'un taux d'accommodation suffisant pour permettre le développement du bioherme. Ce dernier est surmonté brutalement par une alternance de calcaires grainstone oolithique et oncolithique blanc bien trié indiquant un environnement de shoal et de calcaires

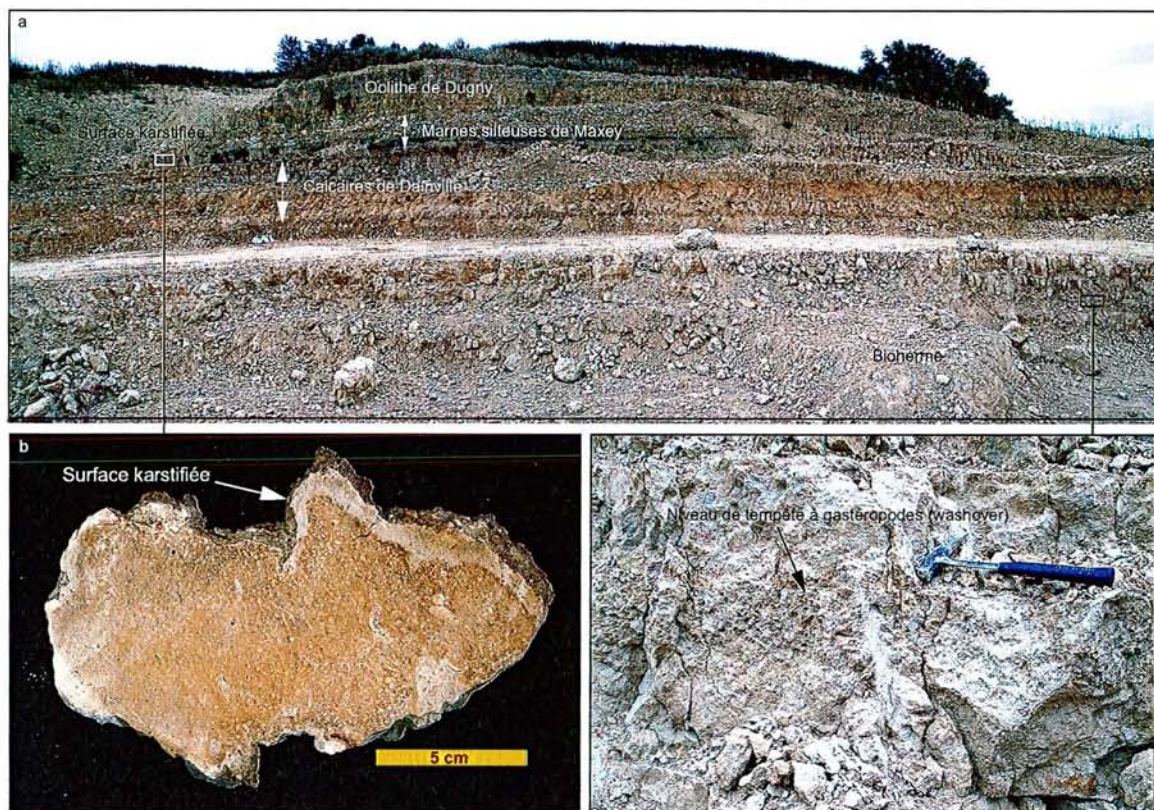


Figure 55 : Carrière de Saulces aux tourelles. a) vue générale de la carrière et formations rencontrées; b) sommet des Calcaires de Dainville montrant une surface irrégulière karstifiée; c) tempête interne essentiellement constituée par des gastéropodes remaniés

à texture wackestone d'environnement lagonaire plus restreint (fig.A30, annexe 2). Des surfaces de ravinement de tempêtes surmontées par de nombreuses nérinées remaniées apparaissent au sein des faciès oolithiques (fig.55c). Les gastéropodes forment localement des accumulations qui constituent de petits monticules dont l'extension verticale n'excède pas 20 cm. L'importance des niveaux à texture wackestone à mudstone augmente verticalement au détriment des faciès grainstones. Cette évolution marque un confinement progressif des environnements de dépôt en relation avec une diminution de la tranche d'eau. La présence d'ooïdes ferrugineux pourrait être due à un faible taux de sédimentation (Burkhalter, 1995) associé à la proximité du massif ardennais capable de fournir des ions Fe^{2+} par lessivage des terres émergées.

Cet intervalle est surmonté par un fin niveau de calcaires argileux riche en débris charbonneux et renfermant des bivalves et des brachiopodes. Ce faciès marque le début des décharges silicoclastiques sur la plate-forme à la base des Calcaires de Dainville pendant une période de bas niveau marin. Verticalement, les faciès redeviennent oolithiques et présentent une texture packstone. Cette évolution suggère un nouvel ennoyage et le retour des faciès de shoal ou d'arrière shoal. Cet ensemble est surmonté par des calcaires argileux gris à ooïdes rousses éparses. L'interprétation de ces faciès en terme de confinement ou d'ouverture du milieu de dépôt est délicate à effectuer. Ce sont les corrélations de proche en proche à travers la plate-forme qui permettront probablement d'y remédier. Quoiqu'il en soit, la réapparition des faciès gris à composante argileuse indiquent le retour des décharges silicoclastiques sur la plate-forme.

Les 40 centimètres suivants sont marqués par un packstone oolithique et bioclastique de lagon externe à nombreux gastéropodes remaniés. Le sommet de cet intervalle est marqué par une surface karstifiée irrégulière, ferruginisée et encroûtée par des huîtres (fig.55b). Elle

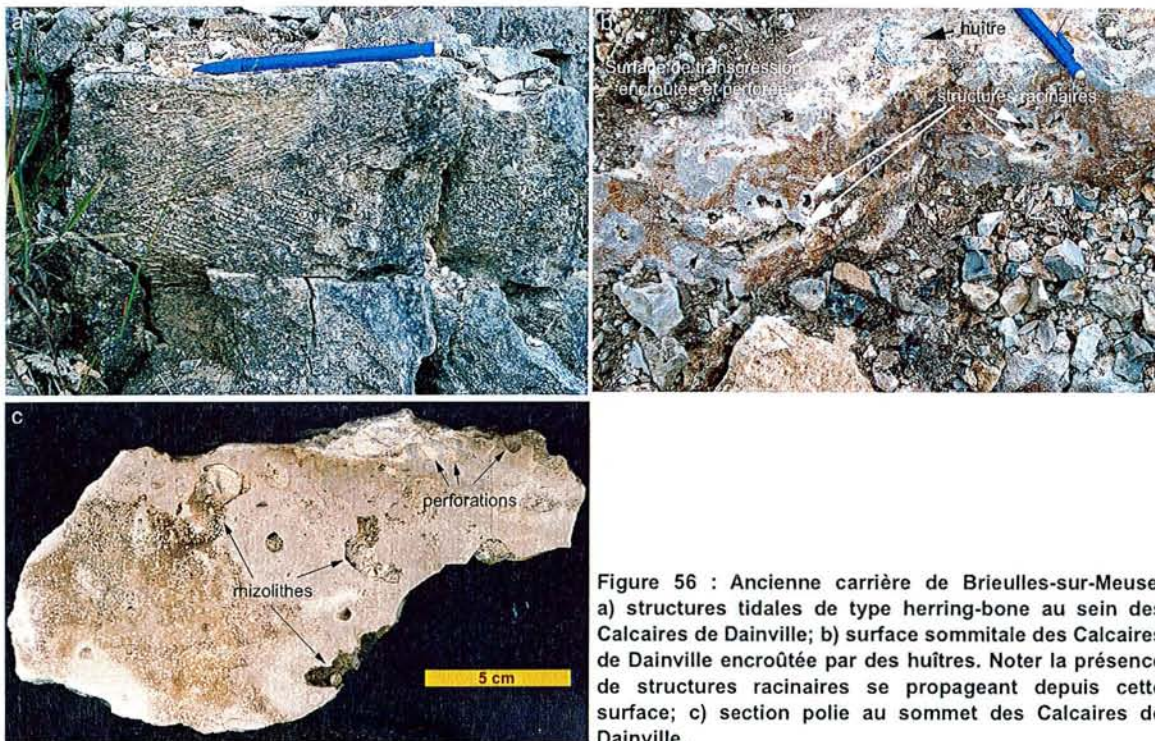
marque une émergence prolongée au sommet des faciès carbonatés de l'Oxfordien moyen.

5.2 Brioules-sur-Meuse

coordonnées : x = 806,5 et y = 1186,8

Comme à Saulces-aux-Tourelles, dans le site de l'ancienne cimenterie de Brioules-sur-Meuse (fig.A31, annexe 2), un bioherme corallien riche en gastéropodes constitue la base de la coupe. Les coraux sont représentés par de nombreuses formes branchues et des formes massives éparses. Des surfaces de ravinement de tempêtes traversent localement le récif. La matrice intrarécifale correspond à un packstone bioclastique à ooïdes et oncoïdes. Cette observation associée à la présence de niveaux de ravinement de tempêtes semble indiquer un environnement lagunaire peu profond en arrière d'une zone de shoal.

Le bioherme est surmonté par un packstone oolithique à gastéropodes, oncoïdes et astartes (fig.A31, annexe 2). Après une lacune d'observation, les faciès débutent par un fin niveau de wackestone beige à tapis algaires. Ces dépôts intertidaux constituent un maximum régressif. Au dessus de ce dernier, un nouvel ennoyage à la base des Calcaires de Dainville est matérialisé par une alternance de calcaires wackestones péloïdaux et de packstones oolithiques lagunaires.



Progressivement, ces faciès sont remplacés par des grainstones oolithiques présentant des structures entrecroisées de types *herring-bones* (fig.56a). Des drapages de calcaire mudstone sont localement observables. Progressivement, les faciès wackestones blancs font leur retour et sont accompagnés de l'apparition des premiers ooïdes roux (ferrugineux) épars. Des polypiers fortement bioérodés en position de vie apparaissent localement au sein des faciès wackestones. L'apparition des coraux est probablement due à la diminution du taux de sédimentation (illustrée par la présence d'ooïdes ferrugineux) qui coïncide avec un taux d'accommodation plus important.

L'augmentation de l'accommodation se poursuit jusqu'à l'apparition de wackestones gris bioturbés à ooïdes éparses. Ces derniers marquent la présence d'apports silicoclastiques. Les ooïdes sont allochtones et se sont déposés suite aux tempêtes dans un environnement boueux calme. En lame mince de nombreux foraminifères agglutinants associés à des spicules de spongiaires siliceux apparaissent au sein des dépôts. La présence de ces derniers n'implique pas obligatoirement un environnement distal mais semble plutôt être en relation avec l'augmentation des apports silicoclastiques dans les environnements de plate-forme peu profonde confinée comme cela a été démontré par Gammon et James (2001) dans l'Éocène supérieur du sud-ouest australien.

Le sommet de cet intervalle est parcouru par des structures cylindriques à orientation aléatoire. Leur diamètre varie et certaines structures semblent se dichotomiser (fig.56c). Ces caractéristiques suggèrent des structures rhizolithiques (Klappa, 1980). Par conséquent, à Brioules-sur-Meuse, le sommet des Calcaires de Dainville est marqué par une surface d'émergence. L'encroûtement de cette surface par des huîtres plates indique qu'elle correspond également à une surface de transgression (fig.56b). Celle-ci est surmontée par des calcaires gris à texture mudstone alternant avec des interbanks marneux. Ces faciès marquent la base des Marnes silteuses de Maxey de l'Oxfordien supérieur.

5.3 Brabant

coordonnées : x = 816,2 et y = 1178,6

L'affleurement correspond à une ancienne carrière abandonnée aujourd'hui recouverte par la végétation en bordure orientale de la D964. Cette carrière permet d'observer les 8 m qui sont situés sous les marnes de la base de l'Oxfordien supérieur (Marnes silteuses de Maxey) (Bresson *et al.*, 1969). La base de l'ancienne carrière présente un bioherme à nombreux coraux branchus, coraux massifs, gastéropodes, bivalves et échinodermes (fig.A32, annexe 2). Les polypiers sont fortement bioérodés et sont pris dans une matrice oolithique à texture packstone. Latéralement au bioherme, de nombreux coraux remaniés indiquent la présence de tempêtes pendant leur mise en place. Ces bioconstructions se sont probablement développées dans un environnement lagunaire peu profond à proximité d'une zone productrice d'ooïdes (shoal).

Verticalement, après la disparition des faciès bioconstruits, le faciès fin, crayeux à texture mudstone caractérise un milieu lagunaire protégé. Malgré quelques récurrences de faciès oolithiques sous forme de dépôts de washover, la tendance générale est à la diminution de la tranche d'eau et aboutit à des faciès de calcaire gris sublithographique intercalés avec des fines passées de calcaire argileux. Ces faciès de lagon confiné soumis aux apports silicoclastiques renferment de nombreux foraminifères agglutinants et des spicules de spongiaires siliceux épars. Le sommet de ces calcaires gris sublithographiques est délimité par une surface perforée probablement émergitive. Au-dessus de cette dernière la tendance est au réennoyage avec le retour des mudstones lagunaires blancs crayeux puis des grainstones oolithiques de shoal.

5.4 Ravin de Vacherauville

coordonnées : x = entre 820 et 822 et y = 1175,7 et 1177,2

Tout d'abord, un intervalle d'environ 2,5 m de grainstone oolithique et oncolithique surmonte une lacune d'observation (fig.A23, annexe 2). Des polypiers branchus apparaissent en position de vie. Verticalement, après une nouvelle lacune d'observation, le faciès correspond à une alternance de calcaires mudstones et de passées oolithiques fines à texture grainstone interprétées comme des niveaux de tempête (washover ?). Latéralement ces dépôts passent

à un bioherme à coraux lamellaires et branchus.

Ces faciès à patchs coralliens sont surmontés par un packstone oncolithique et oolithique d'environnement de shoal (fig.A23, annexe 2). Le contact de base franc souligne une diminution brutale et rapide de la tranche d'eau. Quelques rares polypiers en position de vie ont néanmoins été observés. Verticalement, l'évolution des faciès vers des calcaires wackestone lagonaires à crachées oolithiques de washover puis vers des mudstones à lamines stromatolithiques souligne une bathydécroissance continue qui a abouti à une émergence coïncidant avec l'apparition des premiers faciès marneux synonymes de la base des Calcaires de Dainville et l'existence des premières décharges silicoclastiques sur la plate-forme.

Au dessus de ce maximum régressif, des calcaires packstones oncolithiques à galets mudstones remaniés et débris végétaux se sont mis en place pendant une nouvelle transgression. Cette tendance à la réouverture des environnements de dépôts s'est poursuivie jusqu'au retour des faciès de shoal oolithique et oncolithique à mégarides tidales.

5.5 Bois gravier

coordonnées : x = 822,9 et y = 1170,3

Cet affleurement correspond à une carrière abandonnée située en bordure de la D913b au nord de Verdun. Elle permet d'observer la mise en place brutale des Calcaires crayeux de Maxey au toit des faciès fins des Calcaires de Creuë (fig.A33, annexe 2). Ce contact marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Les Calcaires crayeux de Maxey sont caractérisés par une alternance de faciès stromatolithiques et des faciès de shoal oolithiques à mégarides tidales et lobes de spillover.

5.6 Dugny

Le faciès inter-biohermal au sommet des Calcaires coralliens d'Euville s'enrichit progressivement en oncoïdes et en débris coralliens remaniés en même temps que la texture devient packstone (fig.A22, annexe 2). Ce changement de faciès souligne une diminution progressive de la tranche d'eau. Le sommet des bioconstructions coïncide avec la mise en place brutale de dépôts de washover. Ces derniers sont matérialisés par une alternance de lamines mudstones et de passées packstones oolithiques à lamines horizontales. Les oïdes sont laminés (type 3 de Strasser) et se sont formés dans un environnement temporairement calme d'arrière barrière. Des petites stratifications obliques bidirectionnelles attestent d'une influence tidale modérée dans la zone d'arrière shoal. L'absence de structures sédimentaires semble provenir de l'intense bioturbation qui affecte ces dépôts comme cela est parfois le cas dans les environnements de shoal. La mise en place rapide de ces niveaux au sommet des bioconstructions fait probablement suite à une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Progressivement, les faciès deviennent plus fins sous la forme d'une alternance avec des calcaires crayeux à texture wackestone d'environnement lagonaire plus protégé. Cette évolution marque un nouveau confinement du milieu qui a abouti à la mise en place de laminites stromatolithiques intertidales à supratidales renfermant des *bird's eyes* et des fentes de dessiccation. Cet intervalle caractérise un nouveau maximum régressif.

Un second cycle identique au précédent apparaît dans la partie supérieure des Calcaires crayeux de Maxey. L'ennoyage est marqué par le retour des faciès blancs lagonaires puis des dépôts oolithiques de washover et de shoal. Ensuite, une nouvelle diminution de la tranche d'eau a permis l'installation de nouveaux niveaux stromatolithiques inter à supratidaux. Il est à noter que les premières intercalations marneuses apparaissent pendant ce cycle et signalent les premières décharges de matériel silicoclastique.

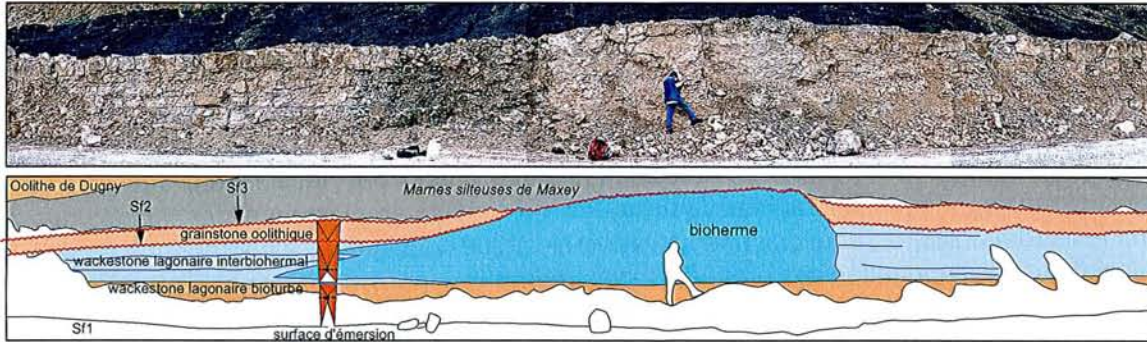


Figure 57 : Panorama interprétatif du sommet des Calcaires de Dainville dans la carrière de Dugny-sur-Meuse. Plusieurs surfaces d'émersion se succèdent (Sf1, Sf2, Sf3). Les surfaces Sf1 et Sf2 sont séparées par le retour d'environnements lagunaires au sein desquels s'est développé un bioherme corallothrombolithique. La surface Sf3 sous laquelle des terriers ouverts sont remplis par du gypse détritique (cf.fig.57) marque l'émersion la plus prolongée

Un dernier cycle transgressif-régressif apparaît au sein des Calcaires de Dainville. Il est marqué par l'alternance de dépôts de washover ou de shoal et de calcaires fins lagunaires à nérinées. Les stratifications entrecroisées tidales et les débris végétaux de grande taille sont de plus en plus présents au sein des dépôts vers le sommet de la formation. L'abondance locale de ces débris indique la proximité d'îlots émergés sur lesquels se développaient des végétaux de relativement grande taille. Ce dernier cycle est caractérisé par la présence d'intercalations marneuses et d'intraclastes microbiens de couleur rosée. Les résidus de lavages effectués sur ces marnes ont fourni une faune marine composée d'ostracodes, de radioles d'échinodermes, de spirillines, de lenticulines et de coprolithes. Il convient de relever que les passées marneuses sont toujours associées aux faciès carbonatés les plus proximaux à *bird's eyes* et/ou à lamines stromatolithiques. Cette observation suggère l'arrivée du matériel silicoclastique pendant les périodes de bas niveau marin. L'épaisseur des passées argileuses diminue progressivement depuis le nord vers le sud de la carrière semblant indiquer une source septentrionale du matériel terrigène. Une première surface d'émersion apparaît à la cote 62m. Elle est caractérisée par une surface perforée et ferruginisée surmontée par des argiles verdâtres supratidales riches en grains de quartz et en grains ferruginisés. Les débris végétaux y sont également communs.

Au dessus de cette surface, une nouvelle transgression à très haute fréquence débute avec des calcaires mudstones bioturbés lagunaires eux même ravinés et surmontés par des calcaires composés d'une alternance de grainstone oolithique et de drapages de calcaires

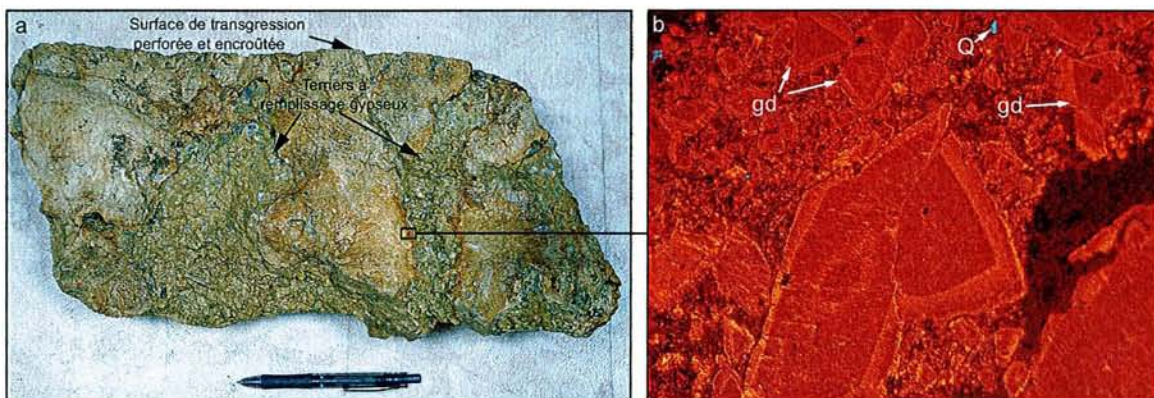


Figure 58 : Détail de la surface d'émersion au sommet des Calcaires de Dainville à Dugny-sur-Meuse. a) Des terriers ouverts sont remplis par des cristaux de gypse épigénisés sous forme de calcite. La surface sommitale perforée et encroûtée correspond à une surface de transgression; b) Détail du remplissage des terriers en cathodoluminescence. Le remplissage est composé de cristaux de gypse détritique (gd) la plupart du temps émoussés ou brisés. Ils sont associés à des grains de quartz (Q) également détritiques.

mudstone (fig.57). Cette alternance associée à la présence de petites rides asymétriques de courant suggère un environnement de platier tidal. Ces faciès sont ravinés et surmontés par un ensemble à faciès grainstone oolithique riche en galets mudstones remaniés. Cette surface de ravinement correspond à une surface d'érosion et de transgression. Elle précède la mise en place d'un mudstone lagonaire au sein duquel se développent des bioconstructions récifales (fig.57). Les polypiers branchus sont dissous si bien qu'il n'a pas été possible de déterminer leur genre. Néanmoins, la diversité corallienne semble très faible. L'encroûtement microbien est quant à lui très développé et peut former jusqu'à 80% de la trame construite. Ces caractéristiques semblent indiquer un environnement lagonaire relativement confiné et peu propice au développement d'une faune corallienne diversifiée et abondante.

Le sommet de la bioconstruction est perforé, ferruginisé et encroûté par des huîtres. Cette surface d'émersion est surmontée par des dépôts oolithiques à stratifications entrecroisées tidales. Ces faciès sont latéralement discontinus et ont une allure lenticulaire. Le sommet de ces faciès tidaux est perforé et présente des terriers ouverts. Ces terriers sont remplis par des cristaux losangiques de gypse épigénisés ultérieurement sous forme de calcite (fig.58a). Ces cristaux ont une orientation aléatoire et sont souvent brisés (fig.58b). Ils sont pris dans une matrice micritique renfermant des grains de quartz. Par conséquent, ces cristaux de gypse sont détritiques. Ils proviennent vraisemblablement d'une sabkha qui s'est développée au dessus des faciès oolithiques pendant une baisse du niveau marin relatif. Les dépôts évaporitiques en place n'apparaissent pas ici. En effet, le sommet des terriers est tronqué par une surface d'érosion et de transgression perforée et encroûtée par des huîtres. Cette transgression a remanié l'ensemble des dépôts de sabkha. Quoi qu'il en soit, le sommet des Calcaires de Dainville est marqué par une émersion suffisamment prolongée pour permettre le développement de dépôts évaporitiques de sabkha.

Interprétation

Les premières décharges de matériel silicoclastique apparaissent au sein des Calcaires de Dainville. Ces apports sont contemporains de l'augmentation de la production microbienne comme en atteste l'apparition de nombreux intraclastes microbiens. La quantité de ces intraclastes se corrèle facilement avec la quantité de matériel terrigène importé sur la plate-forme. Il est par conséquent probable que ces apports silicoclastiques soient à l'origine d'une augmentation de la quantité de nutriments disponibles dans le milieu, ce qui suggère une évolution des conditions trophiques vers des conditions plus mésotrophes. Le sommet des Calcaires de Dainville malgré une tendance à l'augmentation de l'accommodation est marqué par plusieurs discontinuités de chute du niveau marin relatif qui ont abouti à des émergences plus ou moins prolongées de la plate-forme.

D'un point de vue paléogéographique, à Dugny, les faciès peu profonds de haute énergie (washover, shoal oolithique) récurrents au sein des Calcaires crayeux de Maxey et des Calcaires de Dainville indiquent la proximité d'un environnement de bordure de plate-forme. Toutefois, aucun indice direct tel que des directions de progradation n'a permis de définir la position de cette barrière par rapport au site de Dugny.

5.7 Dompcevrin

coordonnées : x = entre 830,2 et 831 et y = entre 1141,8 et 1142,5

Le site de Dompcevrin se situe au nord-ouest de St-Mihiel. La coupe est observable dans une carrière actuellement inactive située à l'ouest du village.

Les terrains étudiés appartiennent à l'Oolithe de St-Mihiel. La récente découverte d'une ammonite du genre *Subdiscosphinctes* (*Aureimontanites*) sp. dans la carrière de Dompcevrin

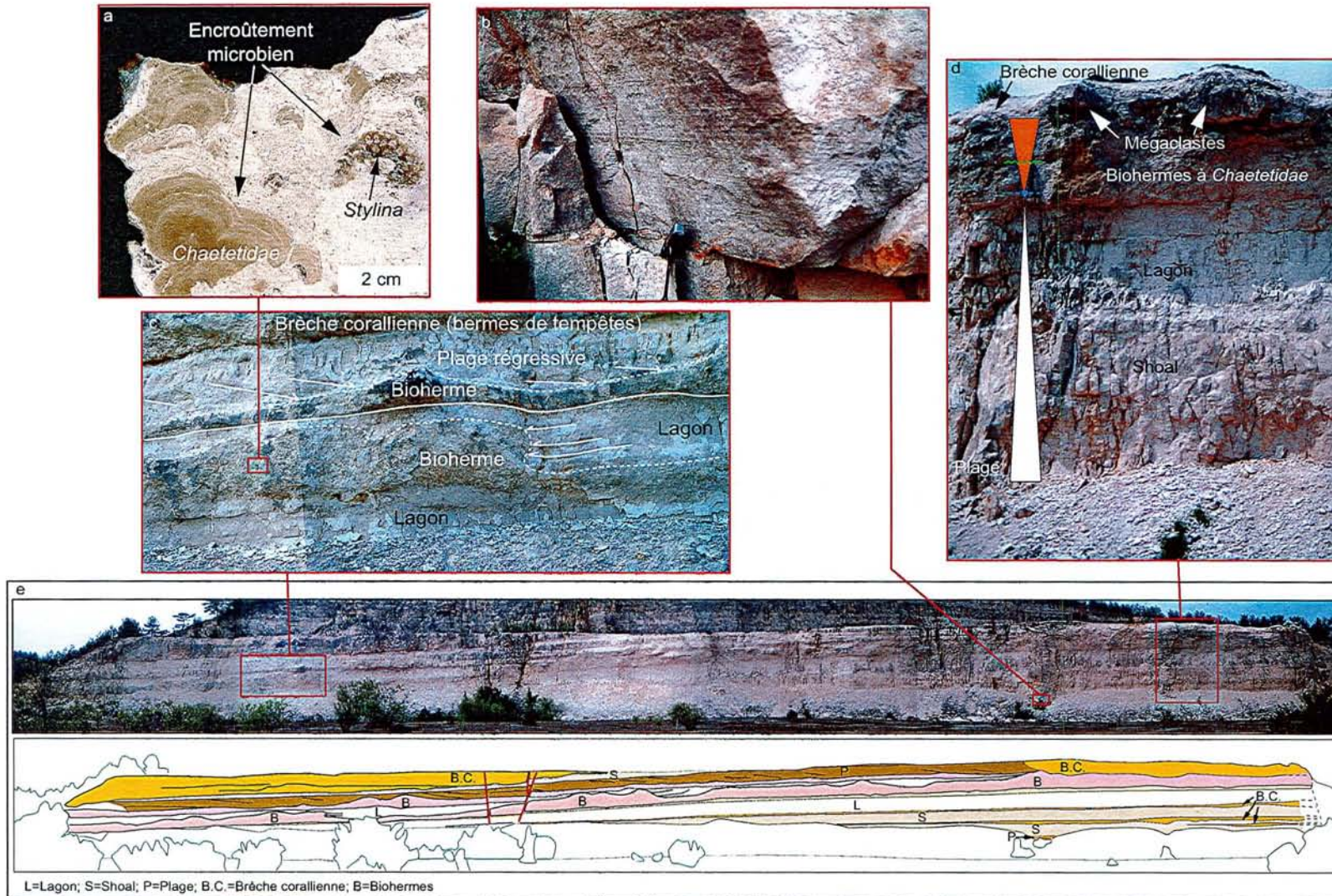


Figure 59 : Deuxième front de taille de la carrière de Dompcevrin. a) section polie au sein d'un bioherme corallothrombolitique à *Chaetetidae*; b) laminations horizontales ou à angle faible de plage à la base du front de taille; c) biohermes corallothrombolitiques à *Chaetetidae* marquant un maximum d'ennoyage surmontés par une plage régressive progradante en direction du nord-est; d) évolution verticale des environnements de dépôt le long du deuxième front de taille. La plage progradante visible dans le sud-ouest de la carrière est ici absente. Elle a été ravinée par la brèche corallienne de cyclone à mégaclastes (berme de plage) qui la surmonte; e) Panorama interprétatif du deuxième front de taille

(localisation sur la figure A34, annexe 2) a permis de dater cette dernière de la zone à Transversarium, Sous-zone à Schilli (détermination R. Enay).

La coupe de Dompcevrin présente une série avec cinq faciès principaux récurrents qui se superposent sur un bioherme basal (fig.A34, annexe) :

Grainstone oolithique à laminations planes ou à angle faible : Ce faciès correspond à un grainstone oolithique très pur et bien classé. La faune y est rare et peu diversifiée, comprenant quasi-exclusivement des débris de bivalves organisés en lamines horizontales successives (fig.59b). Localement, des fragments de coraux branchus remaniés et de rares nérinées sont disséminés à l'intérieur de ce faciès. Les figures sédimentaires à laminations planes ou à angles faibles sont caractéristiques des environnements de plage.

Brèches coralliennes : Ce faciès correspond à un grainstone riche en débris coralliens remaniés dont le diamètre peut atteindre 1,5m (fig.59d). La faune associée aux coraux est composée de *Diceras*, de nérinées, d'algues calcaires, de chaetétidés, de radioles d'oursins, d'une abondante faune de mollusques (Heinze, 1991) et de rares ammonites. Ces dépôts ravinent couvent le sommet des plages (fig.60b). Ces faciès caractérisent des dépôts de cyclones ayant pu remanier des mégaclastes coralliens depuis l'avant plage.

Grainstone oolithique à *Diceras* et Nérinées : Ce faciès est caractérisé par une grande abondance de *Diceras* et de Nérinées. Ces derniers peuvent être associés à des coraux remaniés, des radioles d'oursins, des brachiopodes et des bivalves. L'ensemble des organismes n'est pas en position de vie et les tests et coquilles sont souvent brisés. Le sédiment entre les grands bioclastes correspond à un grainstone oolithique et parfois oncolithique mal trié. Les rares structures sédimentaires observées sont des stratifications obliques entrecroisées caractéristiques de mégarides ainsi que des surfaces de ravinement discrètes à l'intérieur d'ensembles sans stratification distincte. L'ensemble de ces caractères suggère un environnement de shoal oolithique. Le milieu était relativement protégé, à *Diceras*, mais cependant temporairement agité pour permettre la formation d'oncoïdes (Dahanayake, 1983). L'augmentation sur une forte épaisseur de la quantité de matériel allochtone (coraux), associée à l'augmentation de la taille des éléments constitutifs des dépôts, semble souligner

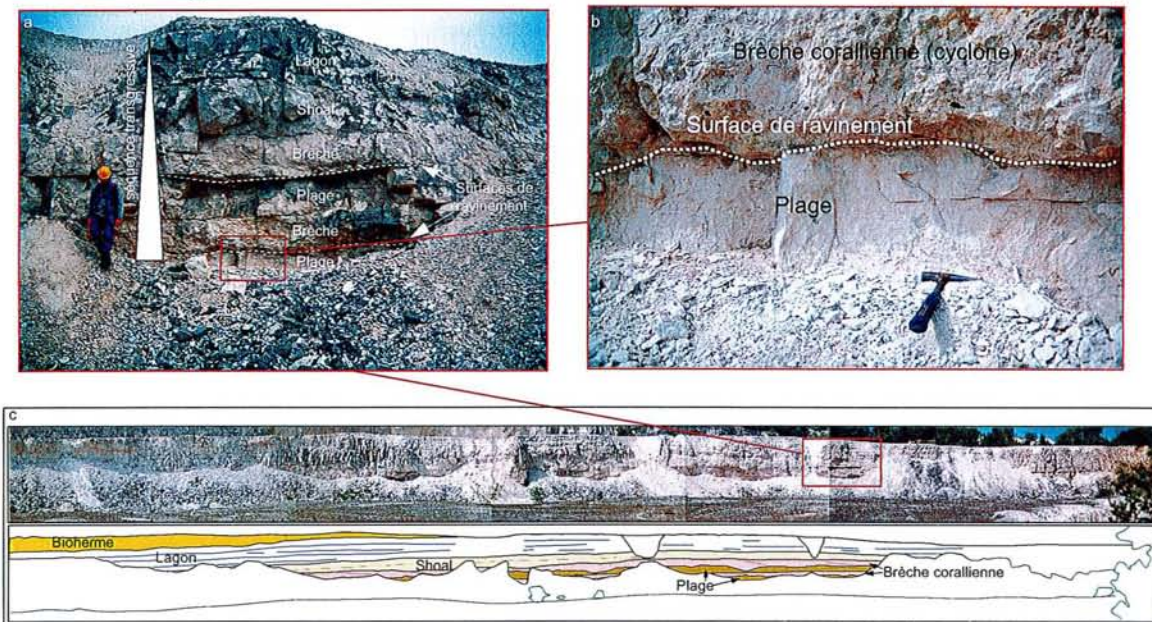


Figure 60 : Troisième front de taille de la carrière de Dompcevrin. Etant donné le pendage général en direction de l'ouest, ce front de taille correspond à l'équivalent latéral du second front situé plus à l'ouest et décrit dans la figure 59. a) séquence transgressive montrant le passage progressif depuis des environnements de plage à bermes coralliennes de cyclones vers des faciès fins lagunaires; b) brèche corallienne ravinant le sommet d'une plage; d) panorama interprétatif du troisième front de taille

la migration latérale des faciès vers un environnement plus ouvert.

Mudstone péloïdal à biohermes : Ce faciès est caractérisé par un calcaire fin renfermant presque exclusivement des péloïdes et par la présence de bioconstructions. De rares oncoïdes sont parfois présents au sein des calcaires à texture mudstone. La faune y est rare voire absente et peu diversifiée. Lorsqu'elle est présente, elle est constituée de bivalves et de gastropodes. Les bioconstructions sont constituées par des chaetétidés et des coraux branchus (*?Stylosmilia*) associés à un important encroûtement microbien (fig.59a). Les bancs de calcaires mudstones viennent parfois en *onlap* sur les biohermes dont le relief peut atteindre une élévation d'environ 1 m (fig.59c). Ce faciès représente un environnement de lagon suffisamment profond pour permettre l'installation de patches récifaux.

Mudstone à lithoclastes microbiens et oncoïdes : Le sommet de la coupe est marqué par un calcaire à texture mudstone, très pauvre en faune et riche en intraclastes roses probablement issus du remaniement de tapis microbiens. Cet ensemble renferme également des oncoïdes dont l'abondance augmente vers le sommet de la série. Ce faciès est caractéristique d'un environnement de lagon restreint, défavorable au développement de la faune benthique. Toutefois, au sommet de la carrière, l'augmentation de la quantité d'oncoïdes au détriment de la quantité d'intraclastes microbiens marque un environnement de plus en plus ouvert.

Interprétation

L'étude verticale des enchaînements de faciès permet de mettre en évidence un cycle

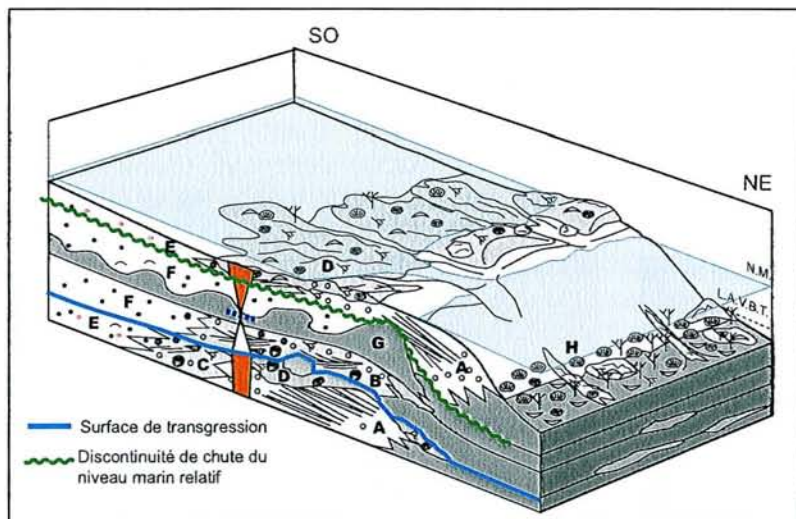


Figure 61 : Modèle de distribution de faciès associé à la bordure nord-est de la plate-forme. Les périodes d'ennoyage ont permis l'installation de bioconstructions corallothrombolithiques à Chaetetidae. Les plages et les bermes de tempêtes à mégaclastes se sont mises en place suite à des discontinuités de chute du niveau marin relatif. En avant de la plage, les coraux étaient disséminés en pavement épars sur une pente relativement douce. A = faciès oolithiques de plages à brèches coralliennes et mégaclastes; B = haut-fond oolithique à Diceras et brèche corallienne; C = haut-fond oolithique à Diceras et lobes de spillover; D = brèches coralliennes (bermes de tempêtes); E = faciès de lagon à péloïdes, intraclastes microbiens et faune pauvre; F = faciès de lagon à péloïdes et rares oncoïdes; G = biohermes; H = avant-plage à colonies coralliennes en pavements épars; N.M. = niveau marin; L.A.V.B.T. = limite inférieure d'action des vagues de beau temps (d'après Carpentier *et al.*, 2004)

transgressif-régressif, un demi-cycle régressif et un demi cycle transgressif. Ces cycles, sont perturbés par des chutes du niveau marin relatif à haute fréquence. Ces discontinuités ont permis la mise en place de plages, parfois directement au dessus des bioconstructions corallothrombolithiques (fig.59c). Les bioconstructions associées aux faciès mudstones à péloïdes marquent des périodes d'ennoyage également favorables à la préservation des brèches coralliennes et des plages (fig.A34 en annexe 2 et fig.60a).

La présence de faciès de plages indique un environnement de bordure. Leur progradation systématique en direction

du Nord-Est (fig. 59d et 59e) permet de positionner la mer ouverte dans cette même direction. Les faciès à coraux de Dompcevrin avaient tous été interprétés précédemment comme de vrais niveaux à biohermes en dépit de l'orientation parfois aléatoire des directions de croissance des coraux (Hilly et Haguenaer, 1979). Une telle interprétation faisait de Dompcevrin une exception par le caractère anormalement élevé de la position des bioconstructions dans la série régionale. En réalité, les seuls biohermes avérés à Dompcevrin se trouvent dans la moitié inférieure de la coupe.

L'étude préliminaire des faunes coralliennes suggère que les organismes présents dans les niveaux de brèche ne formaient pas de réelles bioconstructions mais vivaient en colonies isolées sur un fond meuble. La grande diversité des genres et des formes coralliennes (Martin-Garin, thèse en cours) implique un environnement de vie bien éclairé et très peu profond. Ces observations associées à la présence de plages semblent indiquer qu'il n'existait pas une réelle barrière sur la bordure nord-est de la plate-forme mais plutôt des colonies coralliennes disséminées en avant de la plage. Cette hypothèse va dans le sens d'une topographie peu accusée, sans platier récifal en avant de la plage. Ce type de morphologie d'avant plage, qui serait à l'origine de la grande quantité de coraux remaniés et exportés sur la plate-forme (Scoffin, 1993), semble d'autant plus envisageable qu'aucun système d'éperons et sillons solidement argumenté n'a jusqu'à présent été décrit dans des dépôts jurassiques. L'ensemble de ces observations permet de proposer le modèle de faciès présenté dans la figure 61.

5.8 Woimbey

coordonnées : x = entre 826,7 et 830 et y = 1145,6

Cet affleurement correspond à la tranchée TGV actuellement en creusement. La nature même de l'affleurement lui donne un caractère éphémère. Néanmoins, son emplacement entre la carrière de Dugny au nord et la carrière de Pagny-sur-Meuse au sud lui confère une importance non négligeable dans le cadre d'une reconstitution paléogéographique (notamment pour l'Oxfordien supérieur).

Le sommet des Calcaires de Dainville est relativement développé et atteint une épaisseur visible d'environ 5 m. Il est constitué par un grainstone oolithique bioclastique à mégarides tidales (fig. A35, annexe 2). La faune est composée de coraux remaniés, de pectinidés, d'échinodermes, de *Nanogyra* et de nombreuses térébratules. Ces dernières appartiennent à l'espèce *Juralina bauhini* (détermination A. Boullier) qui indiquent le sommet de la zone à *Transversarium*. La présence d'ooïdes micritiques de barres sableuses et les valves de brachiopodes majoritairement disjointes indiquent un hydrodynamisme relativement important. Les polypiers vivaient probablement soit au sein du shoal comme cela a été observé au sein de l'Oolithe de Doulaincourt (cf. § 5.14) pendant l'Oxfordien moyen, soit en avant du shoal comme cela a été imaginé pour le système de bordure de plate-forme de Dompcevrin pendant la sous-zone à Schilli (cf. § 5.7). Aucune surface remarquable n'a été observée au sommet de la formation. Toutefois, le caractère ravinant des dépôts sus-jacent est probablement à l'origine de la suppression d'une éventuelle surface d'émersion.

5.9 Pagny, le Révoi

La partie supérieure du second front de taille correspond à un calcaire wackestone/packstone péloïdal crayeux à rares coraux branchus épars (*Stylosmilia* ?) (fig. A25, annexe 2). Cet intervalle est délimité au sommet par l'installation brutale des premiers niveaux oncolithiques qui précèdent la mise en place de faciès à bird-eyes et à lamines algaires stromatolithiques d'environnement intertidal. Le contact brutal entre les deux ensembles marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif.

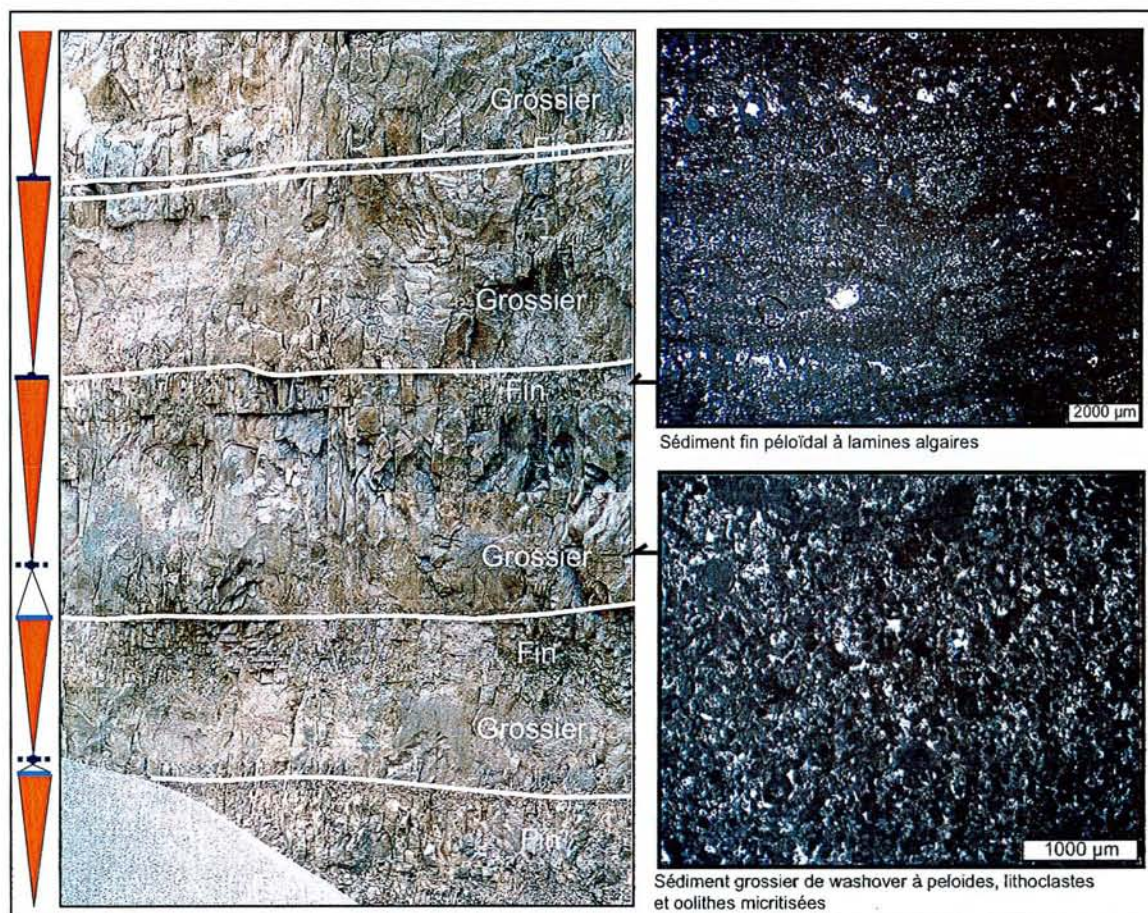


Figure 62 : séquences unitaires grandocroissantes au sein des Calcaires crayeux de Maxey dans la carrière de Pagny-sur-Meuse

Au dessus de ces faciès subémersifs, le long du 3^e front de taille, les dépôts s'organisent en paraséquences dont la base est représentée par des faciès grossiers de *washover* à péloïdes, intraclastes et oolites micritisées qui évoluent verticalement vers des faciès de lagon plus confinés à péloïdes et tapis algaires (fig.62). La faune est plus diversifiée au sein des faciès de tempêtes et comprend notamment des coraux et des *Diceras* remaniés, des lamellibranches indifférenciés et des miliolites. L'évolution verticale de ces paraséquences illustre une rétrogradation progressive des environnements de dépôt. En effet, les dépôts subtidaux de *washover* sont de plus en plus importants au sein des séquences en montant dans la série.

Le sommet du deuxième front de taille permet d'observer une inversion de cette tendance et le retour vers des environnements de plus en plus restreints à *bird's eyes*. La limite supérieure des Calcaires crayeux de Maxey coïncide avec un intervalle calcaire de 20 centimètres d'épaisseur, à surfaces de ravinement amalgamées (chenaux ?) visibles à la base du troisième front de taille (fig.63a). Cet intervalle renferme de nombreux débris ligniteux, des galets noirs, de nombreux ostracodes et des grains de quartz détritiques. Ce niveau à galets noirs, qui caractérise un environnement de dépôt supratidal, est synonyme de minimum d'accommodation.

Les Calcaires de Dainville sont constitués par l'empilement vertical de paraséquences d'épaisseur variant entre 1 et 2 m. Les plus anciennes comprennent une partie inférieure calcaire à texture wackestone renfermant des lithoclastes microbiens (gravelles roses) et de rares oncoïdes. La partie supérieure est marquée par une diminution progressive de la quantité d'allochèmes. Les premières séquences au-dessus du minimum d'accommodation sont

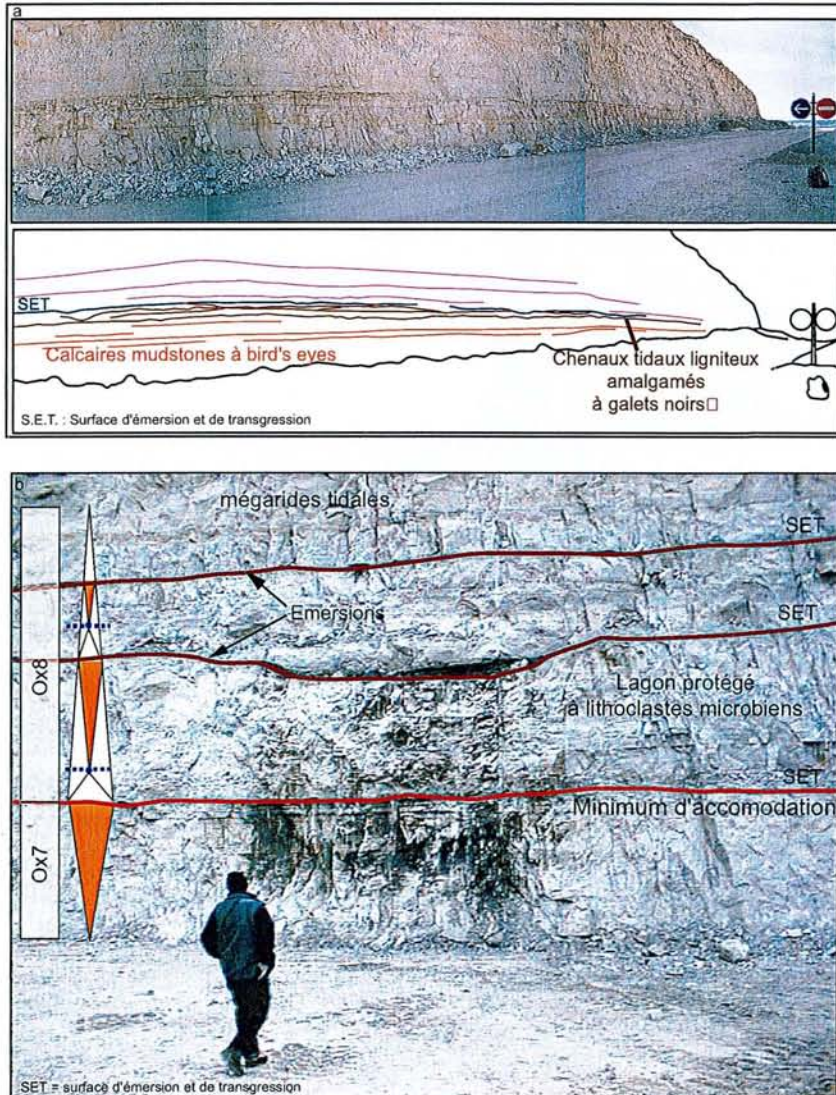


Figure 63 : Passage des Calcaires crayeux de Maxey aux Calcaires de Dainville dans la carrière de Pagny-sur-Meuse; a) Chenaux ligniteux amalgamés marquant un minimum d'accommodation à basse fréquence au niveau de la limite entre les Calcaires crayeux de Maxey et les Calcaires de Dainville; b) Au dessus du maximum régressif, les séquences de dépôt sont coiffées par des surfaces d'émergence à argiles supratidales. Toutefois, l'espace d'accommodation augmente progressivement pour aboutir à des environnements de moins en moins restreints

coiffées par des argiles supratidales (fig.63b) qui, en d'autres lieux sur la plate-forme, sont associées à des rhizolithes. L'apparition d'intercalations argileuses au sein des carbonates de plate-forme indique le début des décharges silicoclastiques. De tels environnements de dépôt ont été décrits par Enay *et al.* (1988) dans les faciès fini Oxfordien moyen du Jura. Comme pour les Calcaires crayeux de Maxey, l'évolution verticale des paraséquences souligne une migration progressive des environnements de dépôt vers des milieux plus ouverts. Ainsi, les faciès lagunaires confinés à gravelles roses de la base laissent place à des dépôts oolithiques à structures entrecroisées de mégaride tidale. Par conséquent, malgré la présence de surfaces d'émergence au sommet des premières paraséquences, la migration progressive

des environnements de dépôts et la diminution du taux d'amalgame suggèrent une reprise de l'accommodation pendant la mise en place des Calcaires de Dainville.

Malheureusement, la partie supérieure du troisième front de taille n'est pas accessible. Toutefois, cette tendance à l'augmentation de l'espace disponible semble perdurer jusqu'au sommet des calcaires de Dainville marqué par la présence de lobes de *spillover*, de faciès lagunaires à coraux remaniés et spicules de spongiaires siliceux et de mégarides tidales oolithiques sous la surface sommitale du troisième front de taille. Le plancher de la découverte situé sous les dernières mégarides des Calcaires de Dainville est perforé et présente localement une croûte ferrugineuse laminée. Malheureusement le faciès wackestone sous jacent n'a pas permis l'enregistrement de phénomènes diagénétiques émerifs.

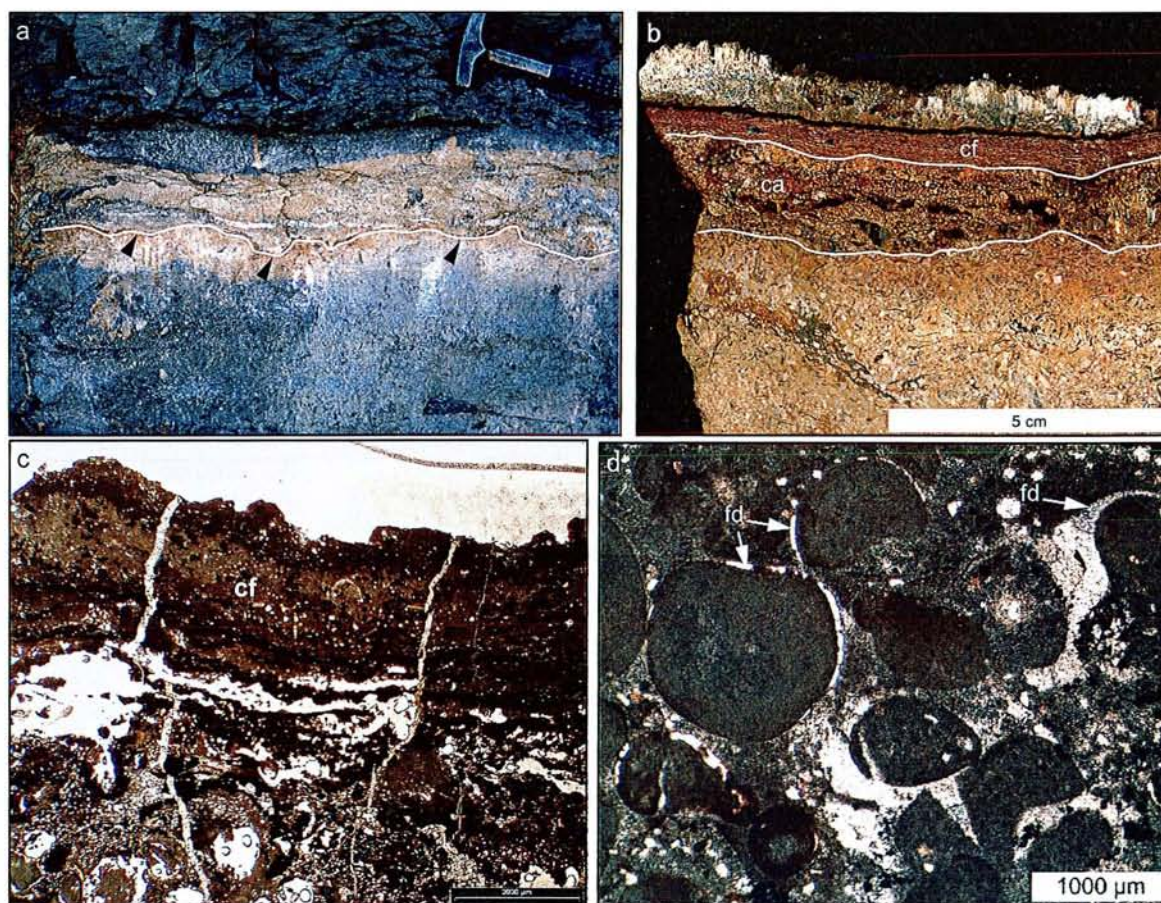


Figure 64 : Caractéristiques sédimentologiques de la surface d'émergence au sommet des Calcaires de Dainville dans la carrière de Pagny-sur-Meuse. a) surface émergitive karstifiée au sommet des Calcaires de Dainville; b) détail de la surface émergitive montrant la présence de structures vacuolaires (ca) et d'une croûte ferrugineuse laminée (cf). Le gypse fibreux est probablement secondaire; c) structures vacuolaires sous une croûte ferrugineuse laminée (cf); d) fentes de dessiccation courbes (fd) sur le pourtour des grains carbonatés

Une seconde surface au sommet des Calcaires de Dainville, sous les Marnes silteuses de Maxey, est caractérisée par la présence de structures vacuolaires et d'une croûte laminée ferrugineuse (fig.64a, b, c). Les structures vacuolaires ainsi que des fentes de dessiccation courbes sur le pourtour des grains carbonatés apparaissent au sommet des mégarides tidales (fig.64d). Cet ensemble vacuolaire est surmonté par une croûte laminée ferrugineuse qui suit la topographie formée par les dépôts sous-jacents. L'ensemble des caractéristiques qui marquent cette surface suggère des dépôts de caliche dans un environnement aride à semi-aride (James et Choquette, 1990a). Les cristaux de gypse fibreux qui sont parfois associés à cette surface (fig.64b) se retrouvent également à l'intérieur des diaclases verticales au sein des Marnes silteuses de Maxey sus-jacentes. C'est pourquoi les cristaux de gypse sont considérés comme secondaires et résultant de la circulation d'eaux surchargées en sulfates (présence importante de pyrite dans les niveaux sus-jacents) à l'interface entre les argiles et les calcaires. Cette surface marque une émergence prolongée au sommet des Calcaires de Dainville (maximum régressif).

5.10 Saint-Germain et Void

La carrière de Saint-Germain et la carrière de Void (coordonnées : x = 844 ,8 et y = 1114,5), peu éloignées de la carrière de Pagny-sur-Meuse, présentent les mêmes faciès et la même évolution verticale des faciès que cette dernière. Toutefois, la partie supérieure des Calcaires de Dainville, qui n'est pas accessible à Pagny-sur-Meuse, est observable à Saint-Germain

et à Void. Elle est constituée par des paraséquences granodécroissantes constituées à la base par des calcaires grainstones oolithiques et oncolithiques de shoal à coraux branchus et nérinées remaniés ravinant les niveaux sous-jacents et qui évoluent verticalement et progressivement vers des faciès plus fins à texture wackestone à gravelles roses et ooïdes épars d'environnement lagonaire plus restreint. Des stratifications entrecroisées sigmoïdes tidales sont localement observables au sein des faciès oolithiques.

A Saint-Germain, ces faciès passent progressivement à leur sommet à un intervalle d'un mètre de calcaires gris bioturbés à oncoïdes épars, grains de quartz, nérinées et nombreux spicules triaxones de spongiaires siliceux (fig.A26, annexe 2). Comme à Breuilles sur-Meuse ou à Brabant, ces faciès indiquent un environnement lagonaire riche en nutriments provenant d'apports silicoclastiques. Cet intervalle est coiffé d'un calcaire oolithique à texture grainstone marqué au sommet par une surface perforée. Le sommet des Calcaires de Dainville présente les mêmes caractéristiques qu'à Pagny-sur-Meuse, à savoir des mégarides tidales surmontées par un faciès vacuolaire à croûte ferruginisée de caliche. Enay et Boullier (1981) ont d'ailleurs décrit trois surfaces d'arrêt de sédimentation perforées et ferruginisées dans la carrière de Void lorsque celle-ci présentait une section facilement étudiable au sommet des Calcaires de Dainville.

Dans le secteur de Pagny-sur-Meuse, Saint-Germain et Void, le sommet des Calcaires de Dainville est caractérisé par une ouverture du milieu qui est à l'origine de la mise en place des faciès de shoal oolithique et oncolithique. Le sommet de la formation est néanmoins marqué par une confinement avec l'apparition des faciès gris lagonaire à spicules de spongiaires siliceux et foraminifères aglutinants. Cette tendance est ponctuée par plusieurs discontinuités de chute du niveau marin relatif qui ont abouti à des émergences séparées par l'installation de mégarides lors d'un réennoyage à haute fréquence.

5.11 Vaucouleurs

coordonnées : x = 845,1 et y = 1106,6

L'ancienne carrière abandonnée de Vaucouleurs permet d'observer la série oxfordienne entre le sommet des Calcaires crayeux de Maxey et l'Oolithe de Dugny (fig.65).

Le sommet des Calcaires crayeux de Maxey est représenté par un packstone crayeux à péloïdes et oncoïdes (fig.A36, annexe 2). Ils évoluent verticalement vers un calcaire fin à texture mudstone/wackestone à bird-eyes et riche en intraclastes microbiens et en miliolles. Plusieurs surfaces ravinantes amalgamées se recoupent entre elles et marquent un minimum d'accommodation. Des passées argileuses apparaissent au sein de ces faciès et leur épaisseur augmente en direction du nord de la carrière. Ces argiles de couleur brunâtre à verdâtre renferment des manchons racinaires. Par conséquent, elles se sont mises en place dans un environnement supratidal et marquent un maximum régressif.

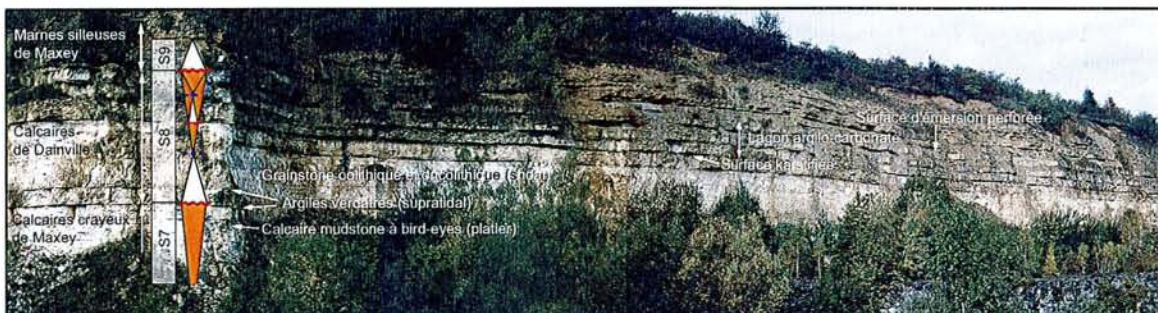


Figure 65 : Panorama de la carrière de Vaucouleurs

Un nouvel ennoyage fait suite à ce maximum régressif. Il est marqué par le retour des faciès de shoal oolithique à coraux branchus remaniés et nérinées. Progressivement, la tendance s'inverse pour aboutir à la mise en place de mégarides tidales puis de faciès péloïdaux lagonaires à agrégats. Ces derniers renferment des foraminifères agglutinants ainsi que de nombreuses milioles. Le sommet de ce dernier banc à péloïdes présente une surface irrégulière localement recouverte par une croûte ferrugineuse. Des terriers ouverts descendent depuis cette surface et sont remplis par des marnes provenant du niveau sus-jacent. Les parois des terriers ouverts sont également recouvertes par une croûte ferrugineuse qui précède le remplissage par les argiles. La présence de cette croûte ferrugineuse et l'allure irrégulière de cette surface suggère une karstification précoce. Toutefois, le faciès péloïdal microgranulaire n'a pas permis de déceler de traces diagénétiques d'émersion.

Cette surface est surmontée par des calcaires marneux lagonaires à texture mudstone/wackestone à rares ooïdes épars, foraminifères agglutinants et spicules de spongiaires siliceux. De rares débris de coraux remaniés apparaissent également au sein de ce faciès. La mise en place de ces dépôts lagonaires au dessus de la surface d'émersion marque une transgression. Les bancs sont séparés par des interbancs marneux. Cet intervalle indique une augmentation des apports silicoclastiques. Le sommet de cet intervalle est parcouru par des terriers remplis par un faciès oolithique provenant du banc sus-jacent. Celui-ci correspond à un grainstone oolithique à extraclastes. Son sommet est marqué par une surface karstifiée similaire à celle décrite ci-dessus. Un dernier niveau calcaire oolithique présentant des stratifications obliques de mégarides tidales précède les Marnes silteuses de Maxey. Ce niveau correspond vraisemblablement aux mégarides tidales qui marquent le sommet de Calcaires de Dainville à Pagny et sont coiffées par une surface d'émersion. Malheureusement ici leur sommet n'est pas observable.

5.12 Maxey-sur-Vaise

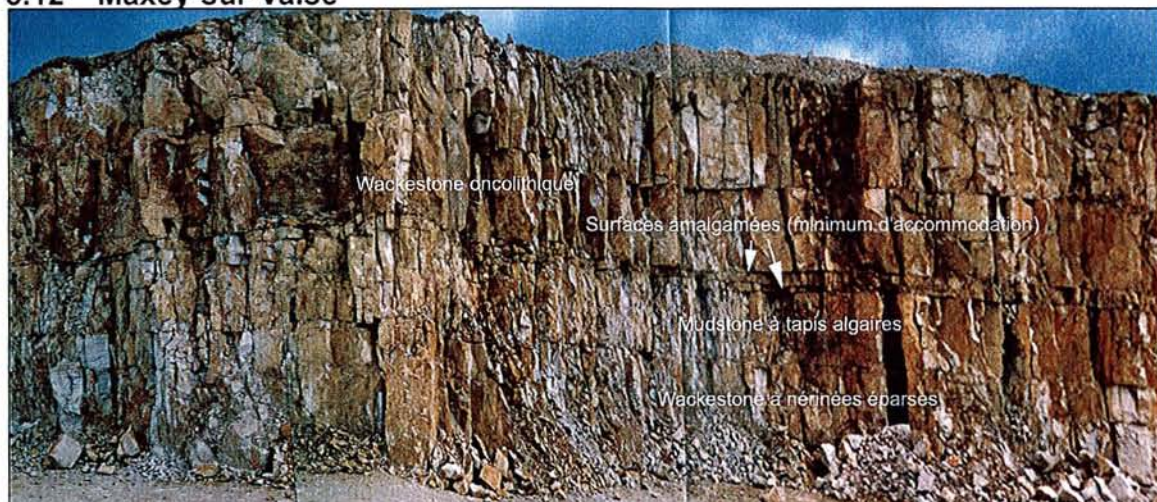


Figure 66 : Panorama du 4e front de taille de la carrière de Maxey-sur-Vaise

Le sommet des Calcaires coralliens d'Euville est délimité par l'apparition brutale de faciès stromatolithiques à bird-eyes d'environnement intertidal ou supratidal (fig.A27, annexe 2). Ce contact brutal souligne une discontinuité de chute du niveau marin relatif. L'apparition de faciès oolithiques à stratifications obliques tangentielles de mégarides tidales marque une rétrogradation des faciès suite à une transgression. La présence de feuilles de *Zamites* atteste de la proximité d'îlots émergés au sein du système de shoal. Progressivement, la tendance s'inverse après un maximum d'ennoyage difficile à localiser au sein des faciès oolithiques et s'accompagne du retour des faciès de lagon restreint à tapis algaires. Le maximum régressif

correspond à un intervalle d'environ 30 cm d'épaisseur présentant des surfaces ravinantes amalgamées qui se recoupent entre elles (fig.66).

Au dessus de ces surfaces, les intraclastes microbiens deviennent abondants et accompagnent le retour des faciès lagonaires à oncoïdes. Ces faciès constituent la base d'un nouvel ennoyage. Ces faciès sont surmontés par un intervalle d'environ 2 m d'épaisseur constitué par des calcaires argileux gris fortement bioturbés à texture mudstone. Les foraminifères agglutinants y sont communs comme les spicules de spongiaires siliceux et les ostracodes. Les bancs carbonatés sont séparés par des interbancs marneux riches en faune marine telle que des foraminifères benthiques, des échinides, des ophiurides et des ostracodes. L'interprétation de ce faciès reste délicate. Toutefois, cet intervalle se situe à la base des Calcaires de Dainville, qui en d'autres lieux, sont parcourus par des passées argileuses (cf.§ 5.9). C'est pourquoi, comme cela a été proposé pour les affleurements précédents l'apparition de ce genre de faciès riche en spicules de spongiaires siliceux et en foraminifère agglutinants semble provenir d'une augmentation brutale de la décharge de matériel terrigène dans le milieu. L'apparition à Maxey de ces faciès, qui marquent une zone de dépôt des argiles (au contraire du reste de la plate-forme où ces argiles n'ont fait que transiter) suggère une légère augmentation de la subsidence dans le secteur qui se situe au cœur de l'actuel synclinal de Savonnière.

Verticalement, le faciès redevient progressivement crayeux et s'enrichit en ooïdes, oncoïdes et coraux branchus remaniés et oncolithisés. L'arrivée progressive de ces faciès de lagon agité (shoal) souligne une légère diminution de la tranche d'eau. Après un maximum régressif situé au niveau des calcaires à texture grainstone propres et bien triés, une nouvelle augmentation de la tranche d'eau est marquée par la diminution progressive de la quantité d'ooïdes et le retour des faciès mudstone gris fortement bioturbés d'environnement plus calme. Les passées marneuses apparaissent progressivement et s'intercalent entre des bancs carbonatés gris à texture wackestone à oncoïdes épars, coraux remaniés, spicules de spongiaires siliceux et foraminifères agglutinants. Les marnes renferment une faune marine constituée d'articles d'ophiurides, de radioles d'échinides, d'ostracodes, de foraminifères benthiques (spirillines, lenticulines, foraminifères agglutinants) et de dents de sélaciens (raie). Les débris végétaux charbonneux sont néanmoins présents. Le sommet de cet ensemble ne présente pas de surface d'émersion. L'absence d'une surface d'émersion au sommet des Calcaires de Dainville à Maxey semble indiquer une augmentation de la subsidence dans ce secteur comme cela a déjà été envisagé pour la base des Calcaires de Dainville.

5.13 Le Petit Cultrut , Le Saurien, Le Marquot, Val de l'Ajoux et le Bois de Benoîtevaux

Ces 5 affleurements sont distants d'à peine 5 km et présentent la même évolution verticale des faciès (fig.A37, A28, A16, A38 et A39, annexe 2). Au Saurien et au Marquot, le sommet des Calcaires coralliens d'Euville est marqué par l'apparition brutale de faciès oolithiques et oncolithiques à texture grainstone. Le cortex des oncoïdes est souvent formé par l'encroûtement de *Bacinella*. En lame mince, des franges isopaques de calcite fibreuse d'environnement marin phréatique sont souvent corrodées et recouvertes par une frange micritique sombre. Plusieurs générations de franges corrodées peuvent se superposer. Cette caractéristique diagénétique marque l'action d'un fluide agressif météorique et souligne des émergences intermittentes de ces environnements de shoal à fleur d'eau.

La faune est composée de nombreuses nérinées et de coraux isolés en position de vie ou remaniés. Au petit-Cultrut (coordonnées : x = entre 817 et 817,9 et y = entre 1071 et 1072) un corail massif est tronqué net. Il atteste de la présence de tempêtes relativement violentes. Des coraux présentant des formes de croissances de type *skullcap* apparaissent localement. Le

contact brutal entre les faciès fins d'environnement sous la limite inférieure d'action des vagues de beau temps des Calcaires coralliens d'Euville et les faciès de shoal à fleur d'eau marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Les faciès à texture packstone/grainstone riches en pisolides, oncoïdes, ooïdes et en coraux remaniés ou en place apparaissent sur une large épaisseur (environ 30 m). Ils caractérisent l'Oolithe de Doulaincourt. Les cycles décrits précédemment plus au nord sur la plate-forme (S6 et S7) sont ici difficilement identifiables étant donné la nature du sédiment et la dynamique interne autocyclique propre aux systèmes de shoal. De plus, la nature des affleurements (talus en bordure de chemin, pierre volante, fond de ruisseau) ne permet pas d'observer de géométries sédimentaires qui pourraient permettre de définir des séquences de dépôt. Au Val de l'Ajoux ($x = 819,7$ et $y = 1072,4$), un microatoll a été découvert au sein des faciès oncolithiques. Ce dernier associé à la présence de nombreux *skullcaps* indique un environnement de shoal à fleur d'eau et à fort taux de sédimentation. Les niveaux argileux qui apparaissaient au sein des Calcaires de Dainville plus au nord sont ici absents. Ceci est probablement dû à l'éloignement des sources de matériel détritique.

Verticalement, les faciès passent rapidement à un mudstone/wackestone péloïdal à ooïdes et oncoïdes épars dans la partie supérieure des Calcaires de Dainville. Cette évolution verticale des faciès marque, comme à Dompcevrin au sein des Calcaires crayeux de Maxey (cf.§5.7), une augmentation de la tranche d'eau qui a progressivement inhibé la production d'ooïdes et d'oncoïdes.

Au dessus de ces faciès fins lagonaires apparaissent brutalement des faciès grainstones oolithiques à structures entrecroisées tidales. L'arrivée brutale de ces dépôts tidaux marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Au Val de l'Ajoux, la présence de dépôts de plage au dessus de ces dépôts de mégarides tidales indique la poursuite de cette tendance à la diminution de la tranche d'eau jusqu'au sommet de l'Oxfordien moyen. Il est à noter qu'aucune surface d'émergence n'apparaît au sommet des calcaires de l'Oxfordien moyen.

5.14 Doulaincourt

coordonnées : $x = 811,5$ et $y = 1074,3$

L'affleurement se trouve en bordure est de la route départementale 67a. Il affleure sur une dizaine de mètres d'épaisseur et montre les faciès de bordure de l'Oxfordien moyen.

Cet affleurement permet d'observer les faciès oolithiques et oncolithiques de l'Oolithe de Doulaincourt. Les dépôts s'organisent en paraséquences d'épaisseur variant entre 1 et 1,5 m (fig.A40, annexe 2). Ces séquences sont granoclassées. En effet, leur partie inférieure est constituée par un grainstone oolithique mal trié à gros oncoïdes et pisolides dont le diamètre peut atteindre 2 centimètres. La faune est généralement remaniée et comprend des lamellibranches, des nérinées, des *Diceras* et des coraux remaniés. Toutefois, quelques petits patches isolés de coraux massifs et/ou branchus ont été observés en place. Verticalement, les faciès grossiers à pisolides évoluent vers un grainstone à oolithes fines bien triées.

Le long de la D 67a, des lobes de *spillover* à stratifications obliques angulaires montrant une progradation apparente vers l'est sont observables. Ces dépôts de tempêtes sont souvent associés à des grainstones oolithiques à laminations planes ou à angle faible de plages. Par conséquent, comme envisagé précédemment, l'Oolithe de Doulaincourt s'est mise en place dans un environnement à fleur d'eau qui devait être localement émergé comme en atteste la présence de plages.

5.15 Vouécourt et Vignory

A Vouécourt, les faciès oncolithiques et pisolithiques typiques de l'Oolithe de Doulaincourt

sont remplacés par un mudstone gris d'offshore inférieur pauvre en faune. Ce sont les Calcaires hydrauliques (fig.A29, annexe 2). Progressivement, les faciès s'enrichissent en tempestites fines bioclastiques marquant le passage dans un environnement d'offshore supérieur au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes. A Vignory, (coordonnées : x = 806,2 et y = 1067,9) au niveau de la bretelle d'entrée sur la N67, un affleurement frais permet d'observer les Calcaires hydrauliques. Ces derniers sont constitués par des calcaires grisâtres plus ou moins argileux parfois sublithographiques à texture mudstone (fig.A41, annexe 2). La faune est rare et les bancs carbonatés sont séparés par des interbancs marneux. Brutalement, vers le sommet de la formation, le faciès devient plus bioclastique à texture wackestone/packstone et renferme de nombreux débris coralliens remaniés. La faune devient plus diversifiée et une ammonite indéterminable a été observée. Cette tendance marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif associée à une influence plus marquée des tempêtes et une diminution rapide de la profondeur.

A Vouécourt, après une lacune d'observation d'environ 9 m, un bioherme corallien apparaît brutalement. Son apparition brutale est interprétée comme faisant suite à une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Il passe latéralement à un packstone bioclastique riche en coraux remaniés qui attestent de la présence de tempêtes. Les coraux lamellaires dominant à la base de la bioconstruction laissent progressivement place aux formes branchues.

Ce bioherme est surmonté par un grainstone oolithique et oncolithique à intraclastes microbiens. Le contact brutal entre ces faciès de shoal et le bioherme sous-jacent marque une nouvelle discontinuité de chute du niveau marin relatif. Les faciès de shoal oolithique se développent ici sur une épaisseur d'environ 18 m. Les faciès y sont relativement constants et marquent une tendance aggradante. Le sommet de cet ensemble ne présente pas de surface d'émersion.

Les deux discontinuités de chute à la base respectivement du bioherme et des faciès oolithiques soulignent une progradation rapide des faciès de bordure de plate-forme en direction du sud-ouest.

5.16 Discussion

5.16.1 Organisation géométrique des dépôts

Les corrélations des différents cycles mis en évidence le long de chaque coupe a permis de construire le schéma de corrélation proposé en figure 67 page 209. Suite à l'envoyage qui est à l'origine de la mise en place d'un lagon profond à patchs récifaux, une diminution de l'espace disponible a permis la mise en place d'une plate-forme de type bahamienne qui était ouverte au sud mais également au nord-est dans le secteur de Dompcevrin. La séquence régressive présente globalement les mêmes caractéristiques que la séquence régressive décrite par Scoffin et Tudhope (1988) dans l'Holocène de la grande barrière récifale d'Australie à savoir l'étouffement progressif des biohermes lagonaires par la boue carbonatée puis la mise en place de sables tidaux générés sur la bordure de la plate-forme dans des environnements à fleur d'eau et qui sont exportés ensuite dans le lagon. Un cycle transgressif-régressif (S7) apparaît au sein des Calcaires crayeux de Maxey. Les Calcaires de Dainville renferment également un cycle transgressif-régressif (S8). Il est marqué par l'augmentation des décharges de matériel terrigène sur la plate-forme pendant une période de bas niveau marin relatif.

Les faciès de bordure de Dompcevrin progradant en direction du nord-est se situent à l'aplomb de la barrière récifale de St-Mihiel. Par conséquent, il semble que le système de sillon subsident articulé sur la faille de Metz existant pendant les Calcaires coralliens d'Euville a subsisté jusque pendant le dépôt des Calcaires Crayeux de Maxey. En revanche à Dugny,

les faciès correspondent à des environnements de plate-forme peu profonde en arrière d'un shoal. Il est fort probable qu'un autre système de barrière se situait donc en bordure nord du sillon au sud de Dugny. A Dompcevrin, des discontinuités de chute du niveau marin relatif à haute fréquence perturbent l'enregistrement sédimentaire à moyenne fréquence. Etant donné l'emplacement de la carrière en bordure de la faille de Metz et le fait que ces discontinuités n'apparaissent pas sur le reste de la plate-forme, des accoups tectoniques liés à une activité de cette dernière pourraient être à l'origine des discontinuités de chute.

La bordure sud de la plate-forme correspond à un système de shoal oolithique et oncolithique à fleur d'eau. Contrairement à ce qui a été avancé par Humbert (1971; 1975) la plate-forme n'était pas barrée par une réelle barrière récifale (Carpentier *et al.*, 2002) mais se trouvait délimitée par une barrière qui se rapporte le plus au type « Knoll » de Wilson (1975).

La bordure nord-est était affectée par des cyclones capables d'importer des mégaclastes sur la plate-forme. Cette caractéristique indique un environnement face au vent (Hine *et al.*, 1981; Scoffin, 1993). En revanche, la bordure sud matérialisée par la présence de l'Oolithe de Doulaincourt qui n'a pas été affectée par de tels phénomènes se situait probablement sous le vent. A Dugny, le maximum régressif à moyenne fréquence se situe au sein des Calcaires crayeux de Maxey. Cette observation implique une augmentation locale de l'accommodation pendant la mise en place du sommet des Calcaires crayeux de Maxey et la base des Calcaires de Dainville.

La Coupe de Maxey présente des variations du niveau marin à haute fréquence qui diffèrent de celles enregistrées sur le reste de la plate-forme. Si des intercalations de calcaires argileux gris n'apparaissent pas sur le reste de la plate-forme, elles sont néanmoins contemporaines des fins niveaux argileux qui apparaissent localement au sein des Calcaires de Dainville. Par conséquent, il est probable que le secteur de Maxey était légèrement plus subsident pendant le début du dépôt des Calcaires de Dainville et a pu piéger le matériel terrigène qui a transité sur le reste de la plate-forme pendant les bas niveaux marins.

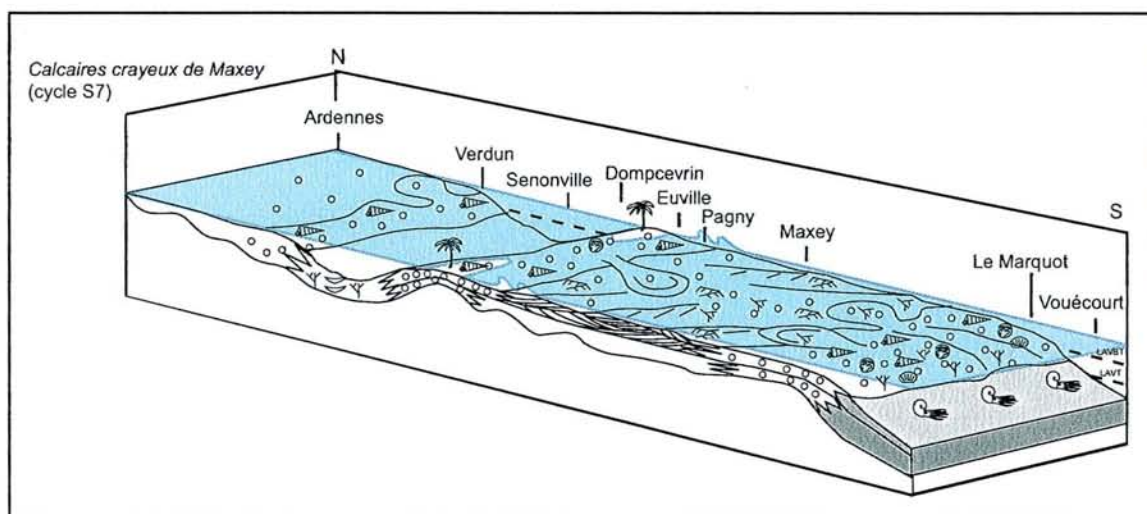


Figure 68 : Modèle de faciès pour les Calcaires crayeux de Maxey. La bordure sud et le secteur de Dompcevrin étaient le lieu d'une sédimentation oolithique dans des environnements de shoal. Ces derniers alimentaient les zones plus internes (comme Pagny-sur-Meuse) en matériel oolithique par l'intermédiaire de dépôts de washover ou de spillover. Une barrière oolithique s'est également développée en bordure nord du Sillon de Creuë au sud de Verdun

Le saut de progradation des faciès de bordure de plate-forme à Vouécourt qui correspond

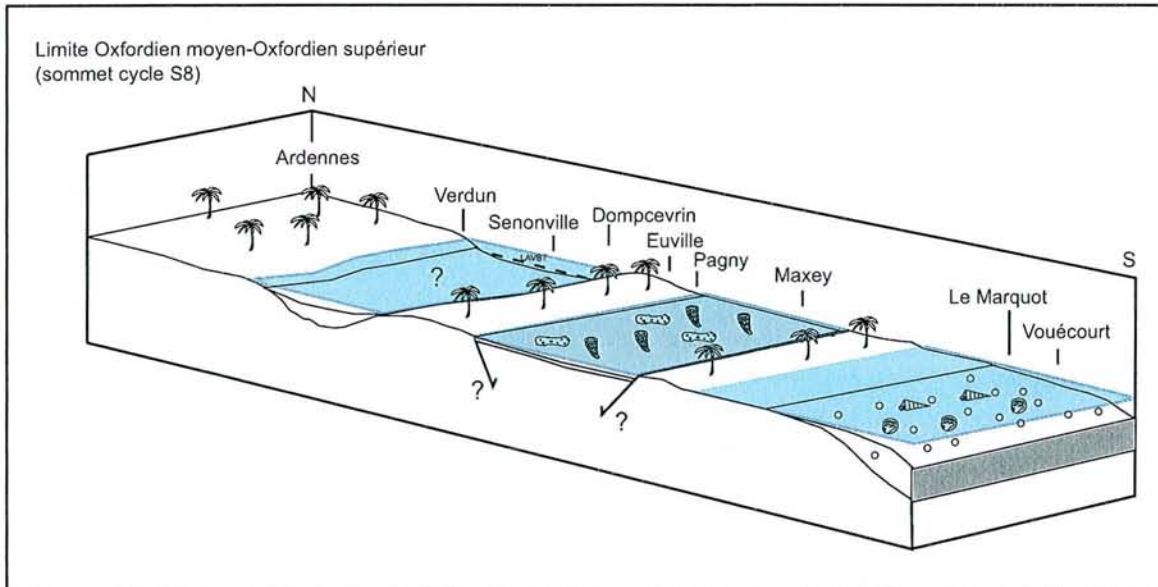


Figure 69 : Modèle de faciès à la fin de l'Oxfordien moyen. Un cortège de bordure de plate-forme apparaît dans le secteur de Vouécourt. Le secteur de Maxey plus subsident n'a pas enregistré d'émersion alors qu'une surface taraudée fini-Oxfordien moyen apparaît dans le secteur de Neufchâteau. Le Sillon de Creuë devait persister et le reste de la plate-forme était émergé

à une discontinuité de chute du niveau marin relatif, s'est produit au sommet des Calcaires de Dainville. En effet, les discontinuités de chute du niveau marin relatif à haute fréquence qui sont à l'origine des émergences au sommet de l'Oxfordien moyen sont plus vraisemblablement contemporaines d'un cortège de bordure de plate-forme à Vouécourt (fig.67 p.209). Une discontinuité de chute du niveau marin relatif à haute fréquence apparaît au sommet de l'Oxfordien moyen dans les coupes du Marquot, du Val de l'Ajoux et du Saurien. Elle est matérialisée par la mise en place brutale de mégarides tidales au dessus de dépôts lagonaires interprétés comme plus profonds que les environnements de shoal (cf.§ 5.13). L'épaisseur des faciès à mégarides diminue progressivement en direction du nord et renforçant l'hypothèse d'un cortège de bordure de plate-forme. Le même phénomène a été décrit en Suisse pour les dépôts de la fin de l'Oxfordien moyen et du début de l'Oxfordien supérieur. En effet un prisme de bordure de plate-forme se met en place à la fin de l'Oxfordien moyen et une ammonite découverte dans les faciès oolithiques les plus distaux du prisme indique la limite entre la sous-zone à Rotoides et la sous-zone à Stenocycloides (Gygi, 2003).

L'ensemble de ces corrélations a permis d'établir des modèles de faciès pour les Calcaires crayeux de Maxey (fig.68) ainsi que pour les Calcaires de Dainville (fig.69).

6 Marnes silteuses de Maxey, Oolithe de Dugny, Calcaires à polypiers de Pagny, Marnes à huîtres de Pagny, Oolithe de Saucourt, Calcaires à serpules de Gudmont, Marnes à serpules de Pagny.

6.1 Saulces-aux-Tourelles

La surface d'émersion au sommet des Calcaires de Dainville est directement surmontée

par les Marnes silteuses de Maxey qui sont matérialisées par des marnes sombres plastiques à la base et de plus en plus silteuses vers le sommet (fig.A30, annexe 2). La faune comprend des gastéropodes, des huîtres et des serpules encroûtantes. Le sommet devient plus calcaire et la formation est brutalement surmontée par un ensemble calcaire à texture wackestone à ooïdes rousses éparses au sein duquel s'intercalent des chenaux tidaux à texture grainstone et à stratifications obliques sigmoïdes. Ce dernier ensemble correspond à l'Oolithe de Dugny. Les Marnes silteuses de Maxey sont interprétées comme d'environnement modérément confiné de vasière argileuse. Le contact brutal des faciès tidaux à leur toit marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif.

6.2 Dugny

Les Marnes silteuses de Maxey surmontent les Calcaires de Dainville. Elles correspondent à des marnes sombres plastiques silteuses (fig.A22, annexe 2). Leur épaisseur diminue progressivement depuis le nord vers le sud de la carrière. De nombreux macrodébris végétaux charbonneux apparaissent à la base de la formation. Les lavages ont fourni une faune marine constituée d'huîtres du genre *Nanogyra*, d'articles d'ophiurides, d'ostracodes, de spirillines, de lenticulines, d'échinides et de dents de sélaciens. Les lavages ont également permis d'observer de nombreux débris végétaux charbonneux, de la pyrite framboïdale et des grains de glauconie. La présence de glauconie indique un faible taux de sédimentation et la pyrite framboïdale des conditions dysoxiques. Aucune structure sédimentaire n'apparaît au sein des dépôts si bien qu'il est difficile de préciser la bathymétrie du milieu de dépôt. Toutefois, il est possible de dire que ces marnes représentent un environnement calme relativement protégé. Les Marnes silteuses de Maxey marquent donc un nouvel ennoyage suite à l'émersion au sommet des Calcaires de Dainville. La faune marine bien diversifiée semble indiquer un environnement non confiné avec des conditions de salinité et de température normale. Néanmoins, les conditions au sein du sédiment devaient être dysoxiques comme l'indiquent la présence de pyrite framboïdale et l'absence d'organismes endobiontes.

Les marnes sont surmontées par un ensemble calcaire oolithique et bioclastique à stratifications entrecroisées tangentielles de mégarides tidales. Cet ensemble correspond à l'Oolithe de Dugny. Le contact franc entre la base de la formation et les Marnes silteuses de Maxey marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif.

6.3 Woimbey

Un intervalle à texture rudstone plus riche en coraux remaniés apparaît au dessus des mégarides tidales caractérisant les Calcaires de Dainville. Le contact de base franc et ravinant est interprété comme marquant une surface de transgression. Cette transgression a raviné le sommet des Calcaires de Dainville et a ainsi supprimé d'éventuelles surfaces d'émersion observées en d'autres lieux au sommet de la formation. La transgression au toit des Calcaires de Dainville est peu marquée et l'unité à polypiers remaniés, dont l'épaisseur n'excède pas 1 m, est directement surmontée par des dépôts de plages de la base de l'Oolithe de Dugny. Les Marnes silteuses de Maxey sont ici absentes (fig.A35, annexe 2) mais l'intervalle transgressif à polypiers remaniés situé sous l'Oolithe de Dugny correspond probablement à leur équivalent latéral. Le contact franc à la base de l'Oolithe de Dugny marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif.

L'Oolithe de Dugny est caractérisée par le retour des mégarides tidales oolithiques. Celles-ci illustrent une reprise de l'accommodation au dessus des faciès de plage. Les coraux remaniés y sont communs. Les brachiopodes *Septaliphoria pinguis* et *Postepithyris cincta mosensis* (détermination A. Boullier) indiquent un âge réparti entre la zone à *Bifurcatus* et la base de la zone à *Bimammatum*. Toutefois, *Postepithyris cincta mosensis* qui indique la zone

à *Bimammatum* pourrait également appartenir à la zone à *Bifurcatus*.

Ce premier ensemble oolithique est surmonté par une unité bioconstruite dont l'extension verticale n'excède pas 3 m. Les formes branchues et massives qui constituent la bioconstruction sont prises dans une matrice constituée quasi entièrement par une croûte microbienne. Le sédiment inter-récifal à texture wackestone/packstone renferme de nombreux oncoïdes à nubéculaires ainsi que des pisoïdes. L'apparition de ces faciès bioconstruits interprétés comme l'équivalent latéral des Calcaires à polypiers de Pagny marque un ennoyage.

Ces faciès bioconstruits sont brutalement recouverts par des mégarides tidales oolithiques qui correspondent à la base de l'Oolithe de Saucourt inférieure. Le contact franc au sommet des Calcaires à polypiers de Pagny marque une nouvelle discontinuité de chute du niveau marin relatif. Verticalement, le faciès devient progressivement plus riche en coraux remaniés et/ou en position de vie pouvant former de petites bioconstructions biohermales. Les oncoïdes et les oïdes sont toujours communs tout comme les débris végétaux. Cette évolution marque un léger approfondissement qui a permis l'installation éparse de patchs coralliens. Verticalement, l'apparition de faciès packstone/grainstone oolithiques et pisolithiques puis de faciès lagonaires fins crayeux pauvres en coraux et riches en débris végétaux de grande taille au sommet de l'Oolithe de Saucourt inférieure marque une légère diminution de l'espace disponible jusqu'à aboutir à un maximum régressif au sommet de l'Oolithe de Saucourt inférieure.

Les Marnes à huîtres de Pagny viennent brutalement au sommet de l'Oolithe de Saucourt inférieure. Elles renferment des niveaux de tempêtes coquillières mamelonnées de type HCS. La faune associée est composée de nombreuses serpules du sous-genre *Tetraserpula*, des entroques, des *Nanogyra*, des articles d'ophiurides, des astartes, des dents de sélaciens et des gastéropodes du genre *Natica* s.l.. Ces marnes marquent un ennoyage au sommet de l'Oolithe de Saucourt inférieure. La présence de tempestites coquillières de type HCS indique un environnement ouvert mais relativement peu profond (5 à 10 m ?).

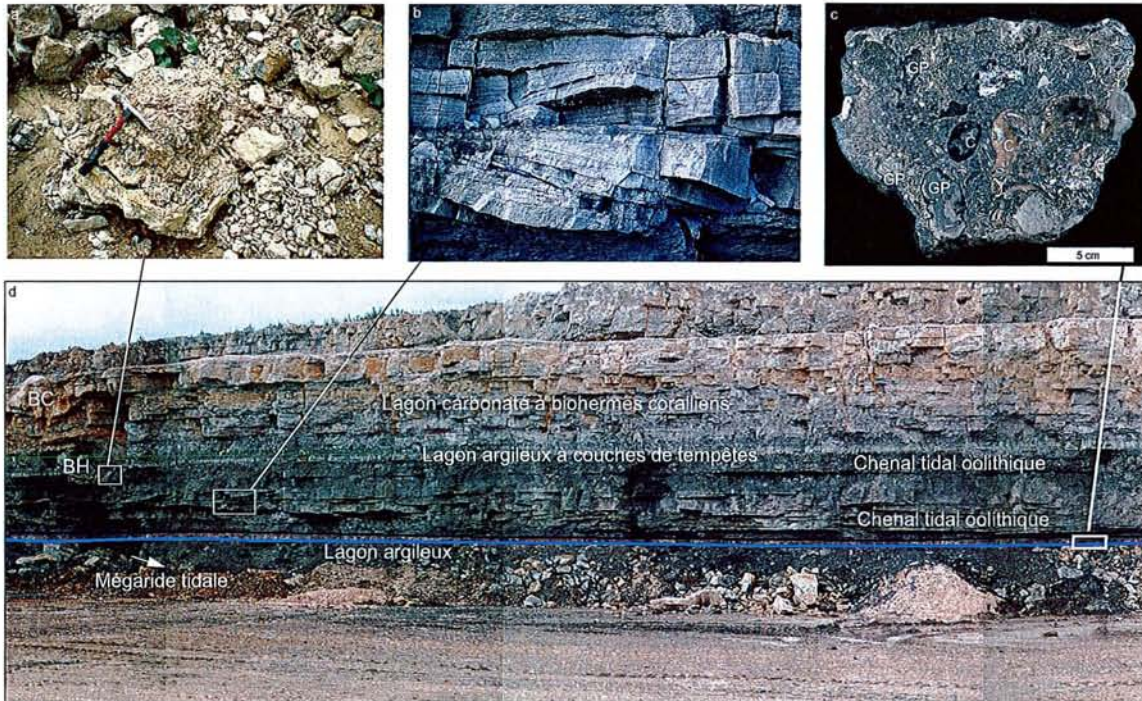
Les Marnes à huîtres de Pagny sont délimitées au sommet par un contact franc avec des calcaires à texture wackestone/packstone riches en oncoïdes à nubéculaires. Les serpules y sont abondantes et des coraux en place ou remaniés apparaissent de façon éparse au sein du sédiment. L'abondance des oncoïdes à nubéculaires bien roulés indique un environnement agité probablement au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps. Ces calcaires correspondent à l'équivalent de l'Oolithe de Saucourt supérieure et leur contact franc au sommet des Marnes à huîtres de Pagny marque une nouvelle discontinuité de chute du niveau marin relatif.

Interprétation :

La coupe de Woimbey se situe à proximité de l'affleurement de Dompcevrin qui permet d'observer des faciès de bordure de plate-forme pendant la sous-zone à Schilli. Les faciès de haute énergie observables au sein de l'Oolithe de Dugny et l'absence des Marnes silteuses de Maxey à Woimbey semblent indiquer la persistance de ce système de bordure de plate-forme pendant le début de l'Oxfordien supérieur. Ici, un réel ennoyage semble se produire lors du dépôt des Marnes à huîtres de Pagny.

6.4 Pagny-sur-Meuse, le Révoi

Les Marnes silteuses de Maxey sont ici très réduites (fig.A25, annexe 2). Elles sont très riches en grains de quartz détritique. La faune rare comprend des ostracodes, des ostreïdes, des gastéropodes, des articles d'ophiurides, des spirillines et des lenticulines (fig.A25, annexe 2). Dans la carrière voisine de Void, ces marnes ont été datées de la zone à *Bifurcatus* (Enay et Boullier, 1981). Des macrorestes végétaux sont en revanche largement représentés. Parmi



BH = bioherme à huîtres; BC = bioherme corallien

Figure 70 : Principales caractéristiques sédimentologiques du 5e front de taille de la carrière de Pagny. a) bioherme à huîtres; b) Stratifications obliques sigmoïdes au sein de l'Oolithe de Dugny; c) Banc carbonaté à galets perforés (GP) et corail remanié (C); d) panorama du front de taille

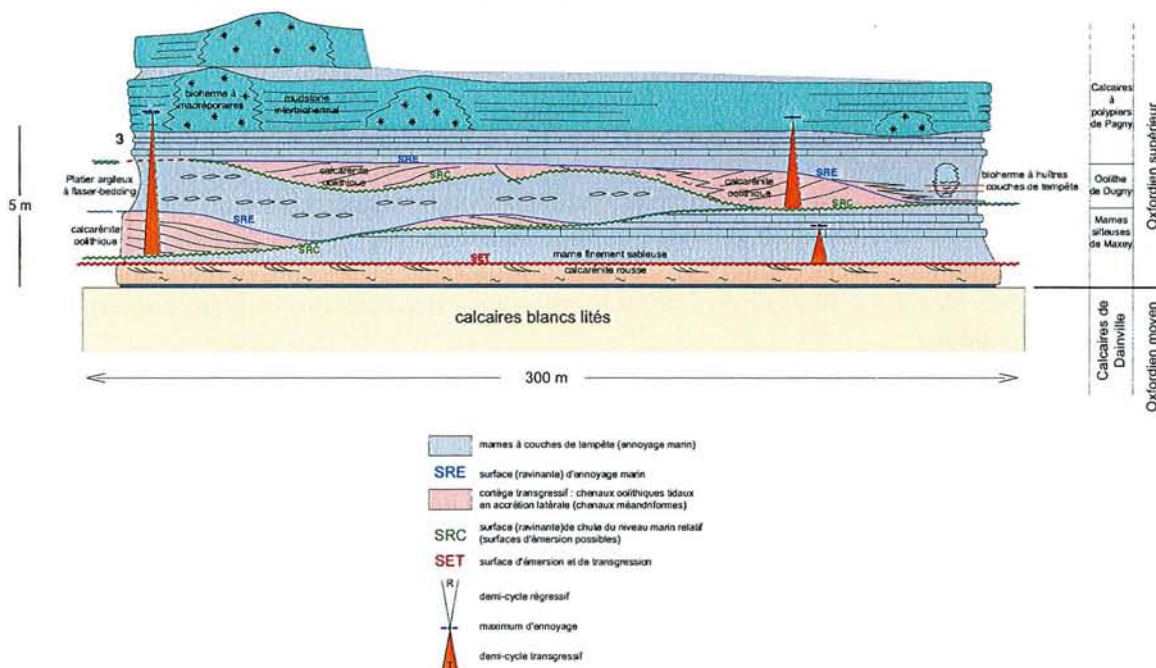


Figure 71 : Emboîtement d'une séquence dans la base de la série grise de Pagny-sur-Meuse («découverte» de la carrière, état en 1996, modifié d'après S. Ferry, données inédites)

ces derniers le genre *Brachyoxylon* a été déterminé (détermination M. Philippe). Ce genre a été largement reconnu dans le Jurassique de l'Europe de l'Ouest et d'après Garcia *et al.* (1998), sa présence dans les sédiments du Jurassique moyen et supérieur coïncide avec des périodes transgressives. Les transgressions ont piégé ces végétaux pionniers installés sur les

zones émergées lors des bas niveaux marins. Ces marnes représentent la généralisation des décharges détritiques sur la plate-forme, associée à une reprise de l'accommodation suite à l'émersion du sommet de l'Oxfordien moyen. L'absence de faune marine diversifiée, l'abondance de débris végétaux et l'abondance de quartz détritique indiquent un environnement argileux confiné probablement de baie. Un niveau calcaire à coraux remaniés indique un maximum d'ennoyage (fig.70c) immédiatement suivi par le retour d'une sédimentation argileuse.

L'Oolithe de Dugny est caractérisée par deux chenaux tidaux oolithiques qui surmontent les Marnes silteuses de Maxey (fig.70b). Ils renferment des oolithes superficielles, des péloïdes et des intraclastes à spicules de spongiaires siliceux. La faune regroupe des brachiopodes indifférenciés, des lamellibranches, des ostracodes, des articles d'ophiurides, des miliolles et des spirillines. Les deux niveaux de chenaux sont séparés par des marnes présentant des lentilles de calcaire qui forment une stratification de type *flaser-bedding* typique des environnements de platier (Collinson et Thompson, 1982) (fig.71). La base des chenaux ravine les marnes sous-jacentes. La mise en place brutale au dessus des marnes du premier chenal marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif. En revanche, le ravinement des dépôts de platier par le second chenal peut être rapporté aux phénomènes autocycliques de divagation des chenaux dans les environnements intertidaux. Il apparaît dans ce cas précis que la production de carbonates s'effectue en contexte de bas niveau marin.

Les chenaux tidaux sont ravinés par des surfaces de transgression. Celles-ci précèdent l'installation de marnes au sein desquelles se sont développés des biohermes à huîtres (fig.70a) comprenant *Praeexogyra* et *Nanogyra nana* (cf. article en annexe 4). L'encroûtement microbien est développé. Ces bioconstructions sont traversées par des couches de tempêtes. Ces bioconstructions sont traversées par des couches de tempêtes.

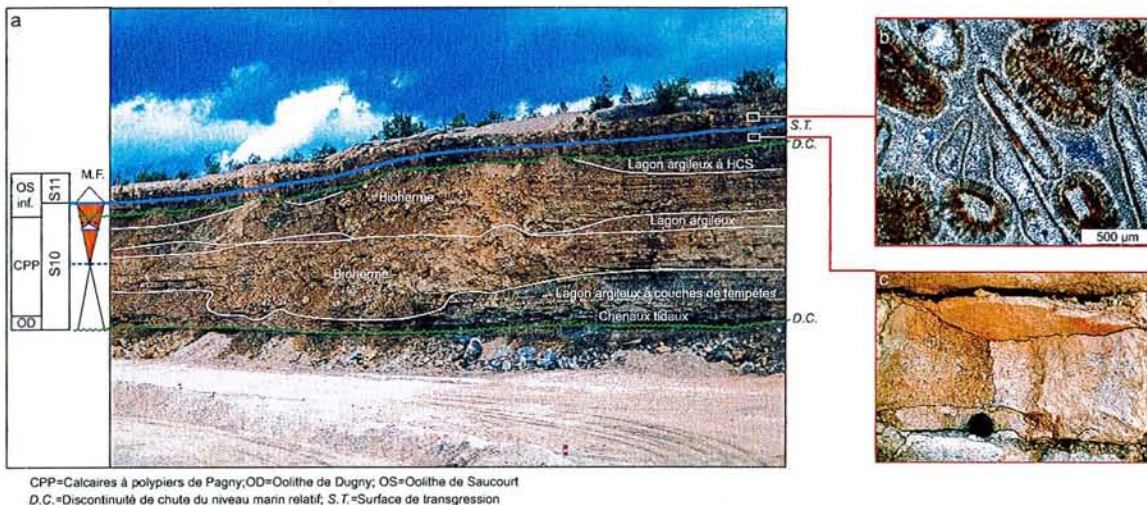


Figure 72 : Panorama des Calcaires à polyptères de Pagny et de l'Oolithe de Saucourt inférieure dans la carrière de Pagny-sur-Meuse. a) Panorama interprétatif; b) Oolithes à cortex radiaires et franges de calcite fibreuse isopaque marquant la base du nouvel ennoyage et le retour dans un environnement subtidal; c) Structures bidirectionnelles tidales au sein de l'Oolithe de Saucourt inférieure

Rapidement, la sédimentation devient plus carbonatée au-dessus des biohermes et se trouve associée à l'installation des récifs coralliens et des récifs à bivalves des Calcaires à Polyptères de Pagny (fig.72a). Cet épisode récifal est caractérisé par une faune corallienne différente et moins diverse que celle observée dans les calcaires blancs de l'Oxfordien moyen. Les formes coralliennes sont massives, lamellaires ou branchues. *Thamnasteria*, taxon eurytope, est le genre le plus abondant. L'encroûtement microbien est important et peut constituer jusqu'à 30 % du volume de la construction (cf. article en annexe 4). Les récifs coralliens sont associés à des bioconstructions à lamellibranches du genre *Eoplicatula* (détermination W.Werner et F. Fürsich). Les organismes micro-encroûtants sont dominés par *Terebella*, des nubéculaires

et des serpules. Les foraminifères *Bullopora*, les bryozoaires et les brachiopodes thécidés sont également largement représentés (cf. article en annexe 4). La faune corallienne et la faune des microencroûtants indiquent un environnement mésotrophe. La faune associée relativement diversifiée comprend des spirillines, des lenticulines, des spicules d'éponges siliceuses, des pectinidés, des ostreidés, des rhynchonelles, des gastéropodes, des sclérites d'holothurides, des ostracodes, des entroques et des dents de sélaciens. Des macro-débris végétaux et des coprolithes sont également présents. Deux ammonites découvertes à la base et au sommet du membre et correspondant respectivement aux espèces *Perisphinctes (Dichotomoceras) bifurcatoides* et *Perisphinctes (Perisphinctes) hallatus* (détermination R. Enay) indiquent la zone à *Bifurcatus* et la zone à *Bimammatum*. Par conséquent, la limite *Bifurcatus*-*Bimammatum* passe au sein des Calcaires à polypiers de Pagny.

Les bioconstructions sont traversées par des couches de tempêtes coquillières granoclassées ou non. Le sédiment a une texture mudstone (environnement calme) à grainstone (couches de tempêtes). La matrice correspond localement à un packstone péloïdal. Des cristaux de pyrite automorphes et des grains de quartz détritiques sont communs. Cette formation s'est mise en place pendant un ennoyage qui a permis le développement de récifs coralliens dans un environnement dominé par les tempêtes (offshore supérieur). Il est à noter qu'ici la sédimentation carbonatée semble avoir lieu en contexte de haut niveau marin. Le sommet des Calcaires à polypiers de Pagny devient plus grossier. Il est parcouru par un niveau à texture packstone riche en galets mudstone remaniés et perforés. Ce niveau marque une surface de transgression. Les bioconstructions sont surmontées par un intervalle argileux parcouru par des couches de tempêtes de type HCS.

L'Oolithe de Saucourt inférieure est subdivisée en deux faciès principaux. En effet, la partie inférieure correspond à un grainstone bioclastique constitué essentiellement par des coquilles d'huîtres associées à de rares gastéropodes. Des structures entrecroisées tidales sont observables au sein de ce faciès (fig.72c). La partie supérieure de la formation est constituée par un packstone oolithique à ooïdes à cortex radiaire (type 4 de Strasser) d'environnement calme (fig.72b). La faune est représentée par des ostreidés, des gastéropodes et des radioles d'échinides. Une frange de calcite fibreuse isopaque entoure les ooïdes, indiquant une diagenèse en environnement subtidal. Le remplissage ultérieur de la porosité par une microsparite a abouti à la texture packstone actuelle.

L'installation brutale de l'Oolithe de Saucourt inférieure, au-dessus des Calcaires à polypiers de Pagny, illustre une chute brutale du niveau marin relatif aboutissant à l'installation d'environnements intertidaux. Le retour d'un sédiment oolithique subtidal au dessus des calcaires bioclastiques intertidaux marque le début d'un nouvel ennoyage. Les ooïdes d'environnement calme indiquent que l'environnement était relativement confiné, probablement en arrière du vrai système de barrière qui se situait dans le secteur de Woimbey.

Les Marnes à huîtres de Pagny matérialisent la poursuite de l'approfondissement débuté au sommet de l'Oolithe de Saucourt inférieure. Le sommet de cette dernière présente des rides de houle symétriques, encroûtées et perforées (fig.73a et 73b). Cette surface correspond à une surface d'accélération d'ennoyage. Les marnes sont parcourues par des couches de tempêtes de type HCS (fig.73c) présentant la séquence idéale plus ou moins bien conservée dans la partie inférieure de la formation et évoluant vers des tempestites essentiellement coquillières vers le sommet de la formation. Cette évolution marque une diminution progressive de la tranche d'eau pendant le cortège de haut niveau marin. La faune marine y est diversifiée, comprenant des spirillines et des lenticulines, des spicules de spongiaires siliceux, des serpules isolées, des astartes, des gastéropodes, des brachiopodes, des articles d'ophiurides, des radioles d'échinides, des sclérites d'holothurides, des ostracodes et des dents de sélaciens. En lavages, les Marnes à huîtres de Pagny ont fourni des grains de glauconie ainsi que des grappes de pyrite framboïdale.

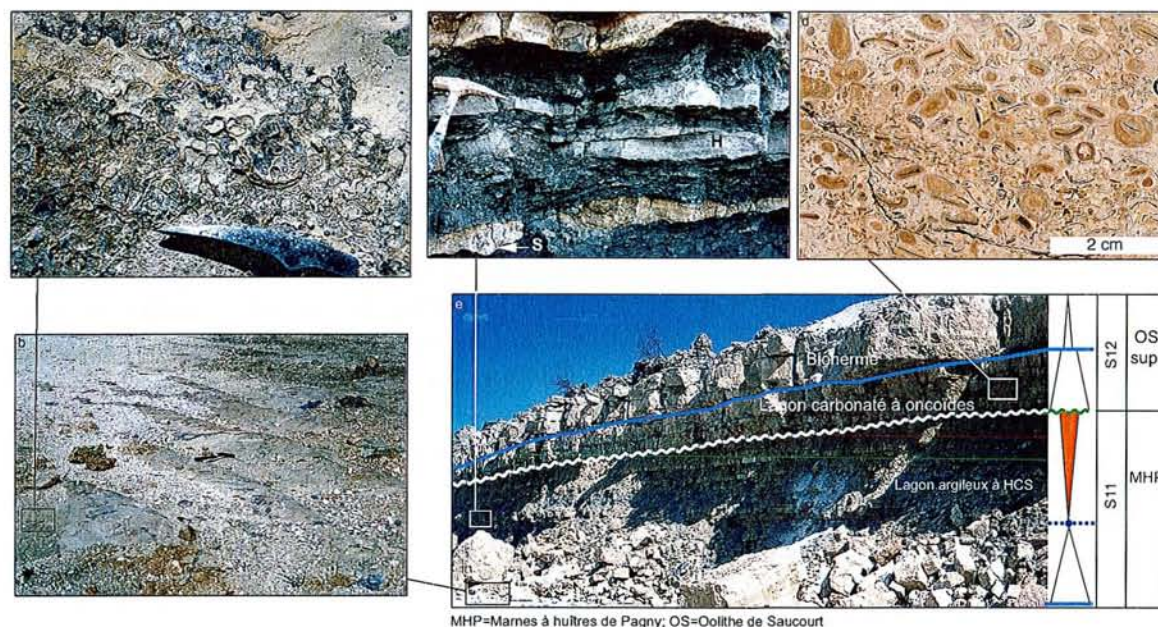


Figure 73 : Principales caractéristiques sédimentologiques des Marnes à huîtres de Pagny et de l'Oolithe de Saucourt supérieure dans la carrière de Pagny-sur-Meuse. a) surface d'ennoyage encroûtée et perforée; b) rides symétriques de houle au sommet de l'Oolithe de Saucourt inférieure; c) tempestites coquillières à base ravinante (S) et stratifications de type HCS (H); d) packstone à oncoïdes à nubéculaires constituant la base de l'Oolithe de Saucourt supérieure; e) panorama interprétatif

Tout comme l'Oolithe de Saucourt inférieure, l'Oolithe de Saucourt supérieure repose, par l'intermédiaire d'un contact franc, au-dessus des marnes sous-jacentes. Cette formation est subdivisible en deux principaux faciès. Sa partie inférieure est représentée par un packstone à oncolithes à nubéculaires, riche en faune (fig.73d). Les serpules sont relativement abondantes et accompagnées de gastéropodes, d'ostreidés et de radioles d'échinides. Un nautilus du genre *Paracenoceras* y a été récemment découvert. Des couches de tempêtes granoclassées sont observables. La partie supérieure correspond à un wackestone à bioconstructions coralliennes. La faune récifale est diverse, assez équitablement répartie, mais faite de colonies plus chétives qu'auparavant (cf. article en annexe). La faune des micro-encroûtants est proche de celle observée dans les Calcaires à polypiers de Pagny. Une ammonite de l'espèce *Orthosphinctes (Lithacosphinctes) decipiens-dewari* (détermination R. Enay) y a été découverte et indique la zone à Bimammatum.

Comme pour l'ensemble des bioconstructions de l'Oxfordien supérieur observables à Pagny, la faune microencroûtante et corallienne présente dans les récifs de l'Oolithe de Saucourt supérieure indique un environnement mésotrophe (cf. article en annexe). La faune associée comprend des rhynchonelles, des térébratules, des articles de crinoïdes du genre *Isocrinus*, des pectinidés, des pholadomyes, et des ammonites. Le contact brutal entre les Marnes à huîtres de Pagny et l'Oolithe de Saucourt supérieure marque une nouvelle discontinuité de chute du niveau marin relatif (fig.73e). Elle a permis la mise en place de dépôts de lagon carbonaté peu profond à oncoïdes. La présence de faciès bioconstruits directement au dessus des calcaires oncolithiques correspond au début d'un nouvel ennoyage (fig.73e).

Comme son nom l'indique, les Marnes à serpules de Pagny sont très riches en serpules. Ce sont des serpules coloniales (*Serpula socialis auct.*) ou solitaires du sous-genre *Tetraserpula*. Ces marnes sont parcourues par des couches de tempêtes coquillières grossières montrant des stratifications de type HCS mais également des tempestites litées à matériel plus fin présentant plusieurs, voire la totalité de la séquence idéale. Les Marnes à serpules de Pagny illustrent la poursuite de la transgression débutée dans la partie supérieure de l'Oolithe de Saucourt supérieure.

Interprétation

Le début de l'Oxfordien supérieur correspond à un réennoyage de la plate-forme. Les dépôts répartis entre la base de l'Oxfordien supérieur et l'Oolithe de Saucourt supérieure s'inscrivent dans trois cycles transgressifs-régressifs au sein desquels des discontinuités de chute du niveau marin relatif sont décelables. L'environnement est plus mésotrophe et plus turbide qu'à l'Oxfordien moyen compte tenu de la généralisation des décharges silicoclastiques sur la plate-forme. Les faciès marneux à HCS indiquent une ouverture du milieu pendant l'Oxfordien supérieur. En fonction du matériel disponible sur le fond au moment des tempêtes, les tempestites présentent soit un faciès lumachellique à exogyres, soit un matériel plus fin et gréseux au sein duquel s'observe la séquence idéale. Ce contrôle par la nature du matériel disponible permet d'expliquer l'organisation verticale quelquefois aléatoire des tempestites au sein des marnes. Toutefois, une tendance générale est parfois bien exprimée comme par exemple au sein des Marnes à huîtres de Pagny.

6.5 Saint-Germain

La carrière de Saint-Germain présente globalement la même évolution verticale des environnements de dépôt que la carrière de Pagny (fig.A26, annexe 2). Cependant, quelques différences sont à noter.

Les Marnes silteuses de Maxey sont plus épaisses et renferment un intervalle plus carbonaté à texture mudstone/wackestone parcouru par des tempestites litées silteuses de type HCS (fig.74). Cet intervalle correspond à l'équivalent latéral du niveau à polypiers remaniés et galets perforés situé au sein des Marnes silteuses de Maxey à Pagny-sur-Meuse. Ces caractéristiques semblent indiquer un approfondissement des environnements de dépôt en direction du sud.

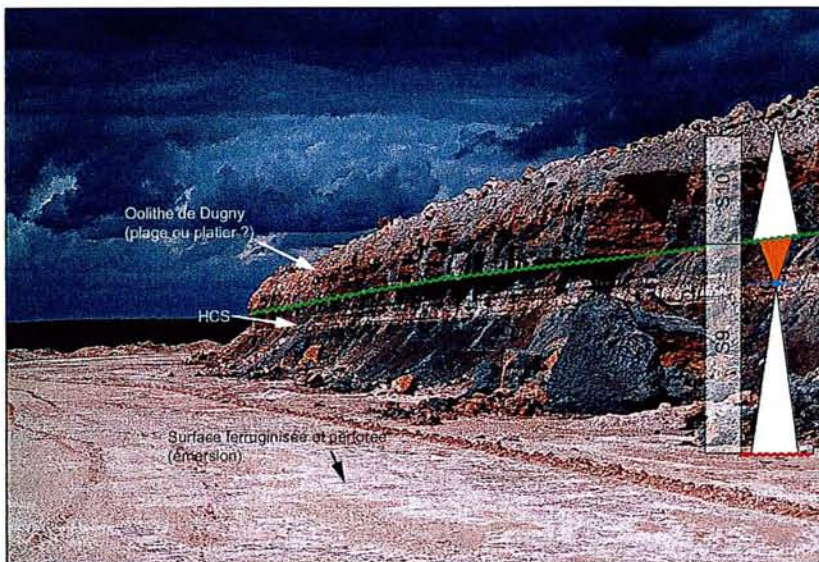


Figure 74 : Marnes silteuses de Maxey et Oolithe de Dugny dans la carrière de Saint-Germain

Les chenaux tidaux qui caractérisaient l'Oolithe de Dugny à Pagny-sur-Meuse sont ici remplacés par un calcaire silteux riche en débris végétaux charbonneux. La bioturbation est intense et représentée par des *Thalassinoides* et des terriers en « U » d'*Arenicolites* typique de l'ichnofaciès à *Skolithos* abondant dans les environnements sableux côtiers (Frey et Seilacher, 1980; Pemberton et al.,

1992). De nombreux bivalves du genre *Nucula* sont également abondants au sommet de l'ensemble. La texture packstone à grainstone du sédiment et la présence de rides de houle symétriques semblent indiquer un environnement au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps.

Les Calcaires à polypiers de Pagny sont ici représentés par une alternance de calcaires mudstone et de marnes sombres. Les bancs carbonatés sont parcourus par des tempestites

coquillières présentant des rides de houle symétriques ainsi que par des tempestites litées gréseuses lenticulaires à matériel plus fin présentant parfois une base ravinante plus grossière. Seul un bioherme corallothrombolithique dont l'extension verticale n'excède pas 2 m a été observé. Il est constitué par des formes lamellaires recouvertes par un important encroûtement microbien. Cette évolution latérale des faciès et des communautés coralliennes depuis la carrière de Pagny-sur-Meuse semble indiquer un approfondissement des environnements de dépôt.

L'Oolithe de Saucourt supérieure présente le même faciès qu'à Pagny-sur-Meuse si ce n'est la présence de coraux exclusivement remaniés. Les 3,5 premiers mètres des Marnes à serpules de Pagny sont ici recouverts par des éboulis. Les premiers faciès observables débutent par des Marnes silteuses riches en serpules du sous-genre *Tetraserpula*. Elles sont parcourues par des tempestites coquillières. Progressivement, les tempestites disparaissent et laissent place à de fins niveaux de calcaire mudstone très argileux. Cet intervalle marque un maximum d'ennoyage. Au dessus de ce dernier, les bancs carbonatés deviennent de plus en plus épais pendant le cortège de haut niveau marin.

Hormis ces quelques différences de faciès qui suggèrent toutes un approfondissement des environnements de dépôt en direction du sud depuis la carrière de Pagny, les mêmes cycles sédimentaires et les mêmes discontinuités de chute du niveau marin relatif apparaissent dans la carrière de Pagny-sur-Meuse et la carrière de Saint-Germain.

6.6 Maxey-sur-Vaise

A Maxey-sur-Vaise, les Marnes silteuses de Maxey sont relativement développées. Elles ont une extension verticale qui atteint 8 m (fig.75d). La base du membre renferme de nombreux débris végétaux charbonneux ainsi que des trigonies pyritisées. Les lavages ont fourni de nombreux ostracodes, de nombreux débris végétaux charbonneux, des coprolithes, des articles d'ophiurides, des spirillines, des lenticulines, des foraminifères agglutinants et des dents de sélaciens (fig.A27, annexe 2). Les grappes de pyrite framboïdale sont également abondantes. Par conséquent, ces marnes semblent s'être déposées dans un environnement à oxygénation et à salinité normale en bonne connexion avec les environnements marins ouverts. En outre, les conditions au sein du sédiment étaient probablement dysoxiques comme l'indique l'abondance de pyrite framboïdale.

Au sein des marnes s'intercale un ensemble carbonaté à texture mudstone. Il renferme des tempestites gréseuses litées de type HCS à base coquillière plus grossière (fig.75c). Cet intermédiaire calcaire correspond à l'équivalent latéral du niveau carbonaté à HCS observé au sein des Marnes silteuses de Maxey à Saint-Germain. Il marque une diminution de la tranche d'eau avec le passage dans un environnement au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes.

Le sommet des Marnes silteuses de Maxey est délimité par un contact brutal avec l'Oolithe de Dugny. Ce contact marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif qui a permis l'installation de calcaires oolithiques à ciments en ménisques et à lamines horizontales ou à angle faible de plage (fig.75a, 75b et 75d). Des crachées plus silteuses apparaissent et les débris végétaux y sont relativement abondants.

Cet ensemble est directement surmonté par 3 m d'une alternance marnocalcaire correspondant à l'équivalent latéral des Calcaires à polypiers de Pagny. Ici aucune bioconstruction n'a été observée. Les calcaires gris à texture mudstone sont relativement pauvres en faune. Le premier banc basal a une texture wackestone et renferme des galets oolithiques remaniés et de nombreux bioclastes remaniés tels que des radioles d'échinides, des bivalves et des coraux. Ce premier banc surmonte une surface de transgression située au

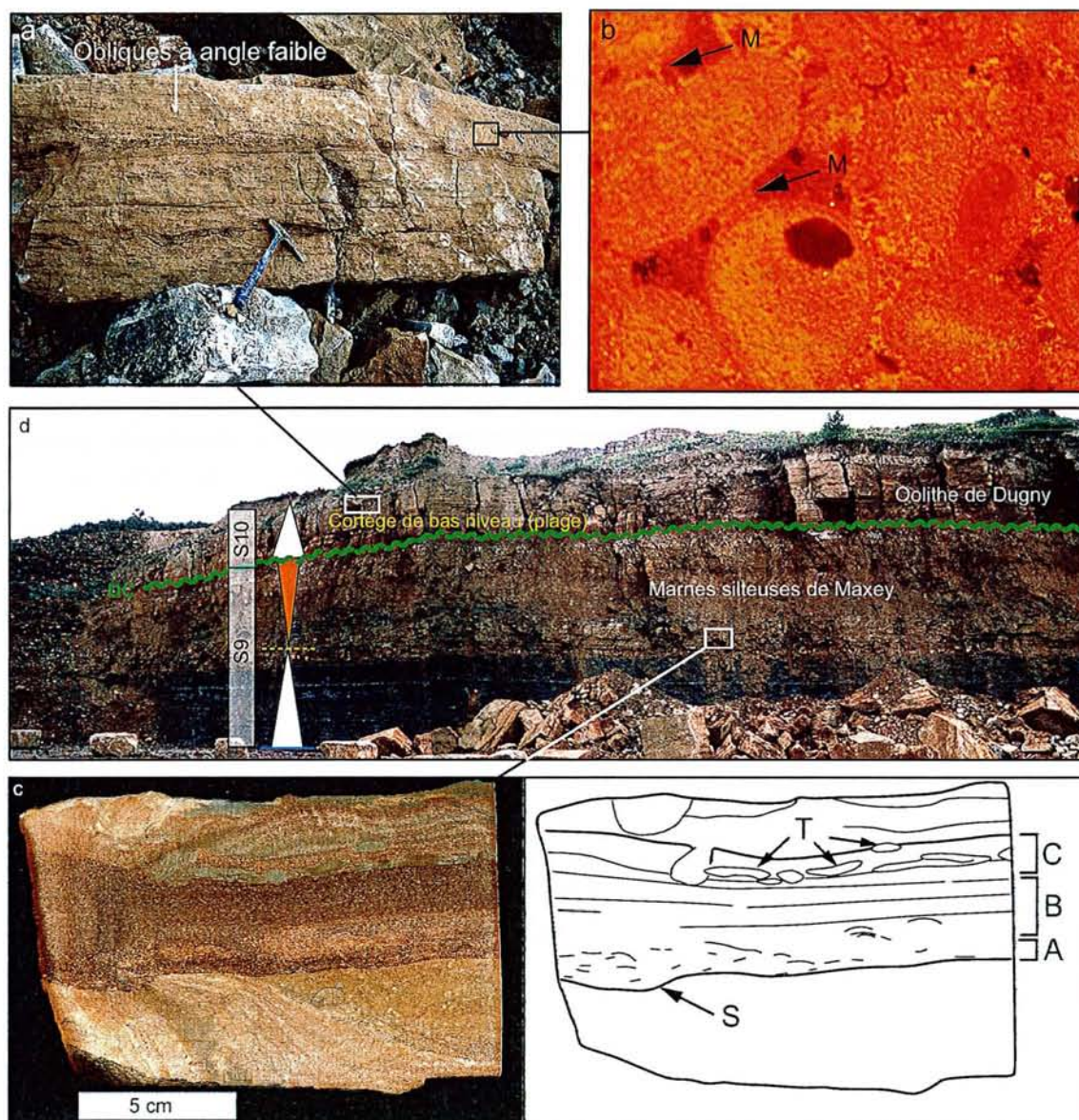


Figure 75 : Principales caractéristiques sédimentologiques des Marnes silteuses de Maxey et de l'Oolithe de Dugny dans la carrière de Maxey-sur-Vaise. a) laminations à angles faible de plage au sein de l'Oolithe de Dugny; b) ciments en ménisque (M) au sein de l'Oolithe de Dugny; c) tempestite de type HCS au sein des Marnes silteuses de Maxey. La séquence idéale est presque entièrement présente. T = Thalassinoïdes; d) Panorama du front de taille et interprétation séquentielle. DC = discontinuité de chute du niveau marin relatif.

toit de l'Oolithe de Dugny. Le dernier banc des Calcaires à polypiers de Pagny est plus épais et parcouru par des tempestites coquillières et silteuses. La faune y est plus diversifiée et comprend notamment des spicules de spongiaires siliceux. Ce changement de faciès marque une légère diminution de la profondeur avant un nouvel ennoyage qui a permis l'installation de nouveaux faciès marneux à rares HCS au dessus des Calcaires à polypiers de Pagny.

Le sommet de la carrière est marqué par l'apparition brutale d'un grainstone oolithique et bioclastique présentant des stratifications entrecroisées tidales. Cet ensemble correspond à l'Oolithe de Saucourt inférieure et son contact franc au toit des marnes sous-jacentes caractérise une nouvelle discontinuité de chute du niveau marin relatif.

A Maxey-sur-Vaise, les mêmes cycles sédimentaires que ceux mis en évidence à Saint-

Germain et à Pagny ont été identifiés. Toutefois, l'épaisseur des Marnes silteuses de Maxey est plus importante ici. Les Calcaires à polypiers de Pagny sont constitués d'une alternance marno-calcaire dépourvue de bioconstructions. Par conséquent, il semble que la tendance à l'approfondissement en direction du sud envisagée entre Saint-Germain et Pagny-sur-Meuse se poursuive jusqu'à Maxey-sur-Vaise.

6.7 Bois de Benoîtevaux et Val de l'Ajoux

Ces deux affleurements distants d'environ 1 km présentent la même évolution verticale des faciès. Elle débute par 1,5 m d'un calcaire gris argileux bioturbé à texture mudstone se débitant en plaquettes (fig.A38 et A39, annexe 2). Un niveau oolithique à texture packstone s'intercale au sein de ces dépôts. Il pourrait correspondre à l'équivalent latéral très réduit de l'Oolithe de Dugny (?). Progressivement sur 2 m, le faciès devient plus calcaire et des oïdes épars allochtones ainsi que des polypiers branchus et/ou massifs apparaissent. Ils sont le plus souvent remaniés mais toutefois certains ont été observés en place. Cette évolution verticale des faciès souligne une diminution de la tranche d'eau. Ces polypiers sont parfois associés à des Chaetetidae.

Un intervalle d'environ 80 cm de calcaires mudstones gris surmonte ce faciès à polypiers. Ces calcaires sont parcourus par des tempestites oolithiques. Verticalement, l'Oolithe de Saucourt inférieure vient en contact franc au sommet des Calcaires à polypiers de Pagny. Elle est caractérisée par un grainstone oolithique à nérinées. Le contact franc marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Au Bois de Benoîtevaux, une intercalation de calcaires mudstones gris bioturbés apparaît au sein des faciès oolithiques et oncolithiques. Ils marquent un léger ennoyage et correspondent à l'Oolithe de Saucourt intermédiaire (équivalent latéral des Marnes à huîtres de Pagny). Ces calcaires sont ravinés par une nouvelle unité oolithique qui se met en place suite à une discontinuité de chute du niveau marin relatif. C'est l'Oolithe de Saucourt supérieure.

La série comprise entre le sommet des Calcaires de Dainville et la base de l'Oolithe de Saucourt inférieure est ici très réduite. La présence de l'Oolithe de Dugny y est hypothétique. Quoi qu'il en soit, le caractère plus carbonaté des dépôts au Val de l'Ajoux et au Bois de Benoîtevaux que dans le nord de la plate-forme (où ils sont plus développés) indique une polarité proximal distal de la composante carbonatée au sein des dépôts, à savoir des faciès plus calcaires dans les environnements les moins profonds et les plus éloignés des sources de matériel terrigène qui se situent au nord (Massif ardennais).

6.8 Le Petit-Cultrut

Le Petit-Cultrut présente les mêmes faciès qu'au Val de l'Ajoux entre le sommet de l'Oxfordien moyen et la base de l'Oolithe de Saucourt supérieure. Les Calcaires à serpules de Gudmont apparaissent sporadiquement le long du chemin. La partie inférieure de la formation est représentée par un calcaire grisâtre à rares intraclastes microbiens et oïdes épars (fig.A37, annexe 2). Les bancs sont localement séparés par des interbancs argileux. Verticalement, des passées oolithiques à texture packstone/grainstone s'insèrent au sein des faciès wackestone. Ces passées ravinantes correspondent à des niveaux de tempêtes. Vers le sommet de l'affleurement, le faciès devient de plus en plus oolithique pour aboutir à des calcaires micrograinstones bien triés. La limite avec l'Oolithe de Lamothe, si elle existe ici, est délicate à établir.

Quoi qu'il en soit, les faciès argilo-calcaires de la partie inférieure des Calcaires à serpules de Gudmont marquent un ennoyage au toit de l'Oolithe de Saucourt supérieure. Progressivement, l'enrichissement en couches de tempêtes oolithiques marque une inversion

de la tendance et une diminution de la bathymétrie. La présence de matériel oolithique sur une grande épaisseur de la formation semble indiquer que le secteur du Petit-Cultrut correspondait à une zone moins profonde que le secteur de Saint-Germain caractérisé par des marnes franches ou à HCS dépourvues de matériel oolithique.

6.9 Vouécourt, Tunnel de Froncles et N67

Le premier affleurement permet d'observer la succession depuis le toit des Calcaires de Dainville jusqu'aux Calcaires à serpules de Gudmont. Les deux autres permettent d'étudier uniquement la seconde formation.

A Vouécourt, les faciès de la base de l'Oxfordien supérieur correspondent à 5 m de calcaire brun à texture wackestone/packstone riche en polypiers branchus remaniés et en oncoïdes à nubéculaires jaunâtres épars (fig.A29, annexe 2). Cette unité est interprétée comme l'équivalent latéral des Calcaires à polypiers de Pagny. L'absence de structures sédimentaires rend délicate l'interprétation paléoenvironnementale. Toutefois, l'abondance de polypiers remaniés ainsi que la présence d'oncoïdes suggèrent un environnement proche de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps. Par conséquent, le contact franc au toit des Calcaires de Dainville marque un ennoyage rapide.

Un contact franc et ravinant traduisant une discontinuité de chute du niveau marin relatif, marque le contact entre les Calcaires à polypiers de Pagny et l'Oolithe de Saucourt. Cette dernière est caractérisée par un faciès de shoal constitué d'un grainstone blanc à ooïdes, oncoïdes, psoïdes et intraclastes microbiens. Des stratifications obliques angulaires caractéristiques des lobes de *spillover* ont été localement observées. La faune est caractérisée par des nérinées, des débris coralliens remaniés, et des algues du genre *Bacinella* qui

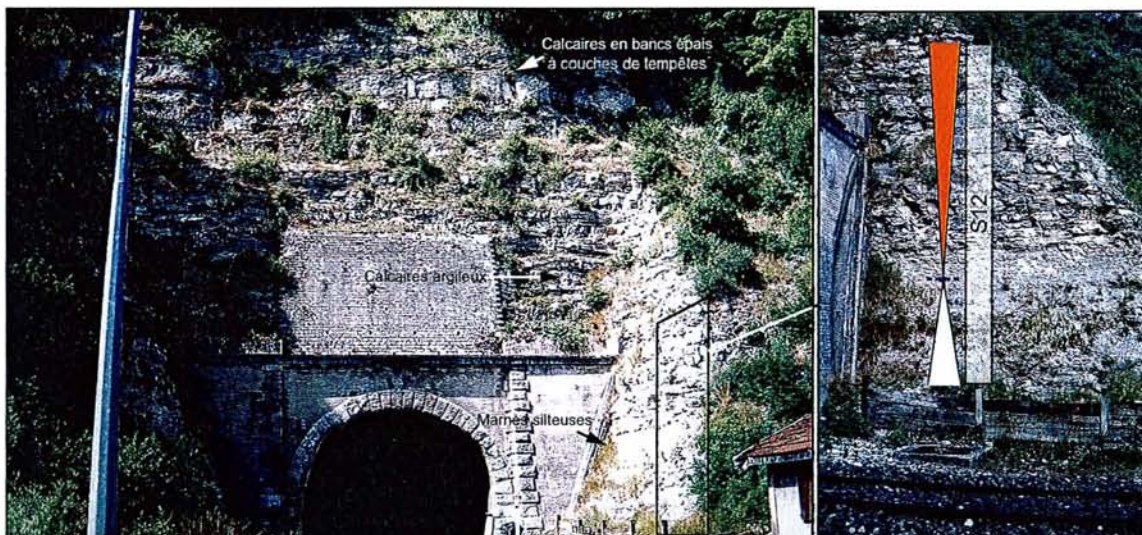


Figure 76 : Calcaires à serpules de Gudmont au niveau du tunnel de Froncles

constituent le cortex des oncoïdes. Le sommet de la formation s'enrichit progressivement en ooïdes de couleur rouille.

Au dessus d'une lacune d'observation apparaissent les Calcaires à serpules de Gudmont. Ils débutent par un wackestone/packstone gris à ooïdes et oncoïdes brunes. Progressivement, la texture devient de plus en plus fine et les grains carbonatés disparaissent pour laisser place à un mudstone gris sublithographique au sein duquel les bancs carbonatés sont séparés par des interbancs marneux. Le sommet des bancs est souvent parcouru par des terriers horizontaux du genre *Thalassinoides*. Ce faciès marque un maximum d'ennoyage. Au Tunnel

de Froncles (coordonnées : $x = 807,9$ et $y = 1072,3$), ce maximum d'ennoyage est caractérisé par un intervalle marneux d'environ 1 m d'épaisseur (fig.A42 en annexe 2 et fig.76). Au dessus, le cortège de haut niveau marin est caractérisé par un faciès plus carbonaté qui s'enrichit progressivement en niveaux de tempêtes coquilliers. La faune devient riche en bouquets de serpules coloniales, en huîtres et en rhynchonelles. Des rides symétriques de houle au sein d'un faciès mudstone ont été observées au sommet de la formation le long de la N67 à l'ouest de Gudmont (fig.A43, annexe 2). Cette interprétation séquentielle est d'ailleurs conforme à celle effectuée par Bernard (1988) non loin de là pour l'ensemble correspondant à l'équivalent latéral méridional des Calcaires à serpules de Gudmont regroupant les Calcaires de Vermenton, les Marnes de Fougilet, les Calcaires de Cravant et les Calcaires de Bazarnes.

A Vouécourt, seuls les Calcaires à polypiers de Pagny apparaissent entre les Calcaires de Dainville et l'Oolithe de Saucourt. Par conséquent, le biseutage de la série en direction du sud pressenti entre le secteur de Maxey et le Val de l'Ajoux semble se poursuivre jusque dans le secteur de Vouécourt avec une disparition des Marnes silteuses de Maxey et de l'Oolithe de Dugny. Les faciès riches en oncoïdes et en coraux remaniés indiquent un environnement plus agité et moins profond qu'au Val de l'Ajoux.

Les Calcaires à serpules de Gudmont sont plus marneux et moins riches en coïdes qu'au Val de l'Ajoux. Cette tendance à l'augmentation de l'argilosité se poursuit jusqu'au tunnel de Froncles. Par conséquent, à l'ouest du Petit-Cultrut qui constitue à cette époque un point haut, les environnements de dépôt s'approfondissent en direction de l'ouest.

6.10 Discussion

6.10.1 Organisation géométrique des dépôts

Dès le début de l'Oxfordien supérieur, l'arrivée d'une sédimentation argileuse sur la plate-forme coïncide avec un ennoyage de celle-ci. L'importance des décharges terrigènes et/ou des nutriments associés a inhibé la production carbonatée et a ainsi empêché le comblement de l'espace disponible par la sédimentation. Cette hypothèse d'un faible taux de sédimentation est confortée par la présence de glauconie au sein des marnes de l'Oxfordien supérieur.

Le secteur de Maxey, déjà plus subsident pendant le dépôt des Calcaires de Dainville, semble également plus subsident pendant la mise en place des Marnes silteuses de Maxey. Le site de Maxey se situe au cœur de l'actuel synclinal de Savonnière. Dès lors, il est envisageable que ce différentiel de subsidence pendant la zone à *Bifurcatus* soit dû à un jeu de failles situées sur la bordure nord du synclinal dans le secteur de Pagny. Par la suite, ce différentiel de s'atténue.

Les corrélations effectuées de proche en proche à travers la plate-forme permettent d'observer un épaississement des dépôts en direction du nord entre la vallée de la Marne et Pagny-sur-Meuse (fig.67 p.209). Une partie de la série vient probablement se biseauter au sommet des Calcaires de Dainville en direction du sud. Par conséquent, une surface d'émersion contemporaine au dépôt des Marnes silteuses de Maxey et de l'Oolithe de Dugny doit exister au sommet des Calcaires de Dainville à Vouécourt. Cependant, cette surface n'a pas été observée. Soit cette surface existe et n'a pas pu être observée du fait du caractère discontinu de l'affleurement, soit elle a été ravinée pendant la transgression à la base des Calcaires à polypiers de Pagny. La bordure de plate-forme qui existait dans le secteur de Saint-Mihiel pendant la zone à *Transversarium* semble perdurer jusque pendant la zone à *Bifurcatus* et le début de la zone à *Bimammatum*. En effet, dans ces environnements, les faciès marneux sont absents et n'apparaissent que lors du dépôt des Marnes à huîtres de Pagny. Les Calcaires à polypiers de Pagny sont peu développés et l'Oolithe de Dugny

présente des faciès de shoal oolithique à très haute énergie. Au nord de ce système, la subsidence était visiblement plus importante comme l'indique la présence des Marnes silteuses de Maxey. Par conséquent, hormis la persistance du système de point haut dans le secteur de Saint-Mihiel, un basculement de la plate-forme se produit en direction du nord au début de l'Oxfordien supérieur (nous verrons plus tard que cette interprétation est attestée par les données diagraphiques). Cette période est d'ailleurs marquée par une activité tectonique certaine comme l'indiquent la présence de seismites en Normandie (Dugué, 1995; Dugué *et al.*, 1998). Corbin *et al.* (2000) ont également mis en évidence une augmentation de l'activité hydrothermale et de l'expansion océanique pendant cette période. Ce basculement a engendré un système de rampe à vergence nord. Ce bassin était délimité par un système de haut fond au sud qui devait réduire les systèmes d'échanges océaniques avec la Téthys. C'est d'ailleurs dès le début de l'Oxfordien supérieur que s'effectue la différenciation des faunes d'ammonites téthysiennes et boréales (Groupe Français d'Etude du Jurassique, 1997).

Dès la mise en place des Calcaires à serpules de Gudmont et des Marnes à serpules de Pagny, la topographie de la plate-forme semble fortement atténuée. La paléogéographie devait ressembler à une grande plate-forme épicontinentale relativement peu profonde (entre 10 et 20 m ?) sans grandes variations topographiques. Le nord de la plate-forme, plus proche des sources de matériel terrigène, était cependant le siège d'une sédimentation plus argileuse. Cette configuration explique facilement l'abondance des serpules dans ces environnements où la circulation océanique devait être réduite engendrant des conditions plus mésotrophes.

6.10.2 Problème de la polarité des dépôts marneux et carbonatés

Dans ce contexte, la polarité proximale-distale des faciès marneux à couches de tempêtes et des faciès plus carbonatés est problématique. En effet, en Suisse les faciès marneux de l'Oxfordien supérieur (Membre à Natica) ont été interprétés comme d'environnement de vasière protégée peu profonde et les faciès carbonatés comme transgressifs sur ces derniers (Gygi, 1986; Gygi et Persoz, 1986; Pittet, 1996; Gygi *et al.*, 1998; Pittet et Strasser, 1998). En Lorraine, la faune marine diversifiée qui caractérise ces environnements de dépôts indique au contraire un milieu ouvert non confiné. De plus, la présence de tempestites de type HCS tantôt coquillères tantôt litées et granoclassées (séquence idéale entièrement ou partiellement exprimée) marque un environnement sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes ouvert sur le large.

Le basculement de la plate-forme en direction du nord a généré un système de bassin relativement peu profond soumis aux apports terrigènes provenant du massif ardennais. Ce bassin devait avoir un type de fonctionnement proche de celui des lacs bien qu'il soit connecté avec le milieu marin franc (comme l'indique la présence d'une faune marine diversifiée et abondante) et soumis à la marée. L'étude des systèmes sédimentaires lacustres permet d'ailleurs de mettre en évidence des similitudes avec les faciès rencontrés dans l'Oxfordien supérieur de Lorraine. En effet, dans ces environnements ont été décrits des faciès sous la limite inférieure des vagues de beau temps correspondant à des marnes franches pouvant renfermer des débris de poissons, de rares débris végétaux, des ostracodes et des coquilles de bivalves (Martel et Gibling, 1991). Ces faciès peuvent être remplacés par des calcaires fins à texture mudstone lorsque les décharges en matériel terrigène sont moins importantes (Talbot et Allen, 1996). Les dépôts mis en place au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes renferment des tempestites de type HCS (Eyles et Clark, 1986; Martel et Gibling, 1991). Eyles et Clark (1986) situent ces structures à une profondeur d'environ 20 m. Toutefois, dans les environnements lacustres, des HCS ont été décrits dans l'avant plage. Cette observation ne s'applique pas pour l'Oxfordien supérieur de Lorraine car l'action de la houle de beau temps et de la marée font disparaître les HCS au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps (Duke, 1987). Sur les bordures de ces lacs se

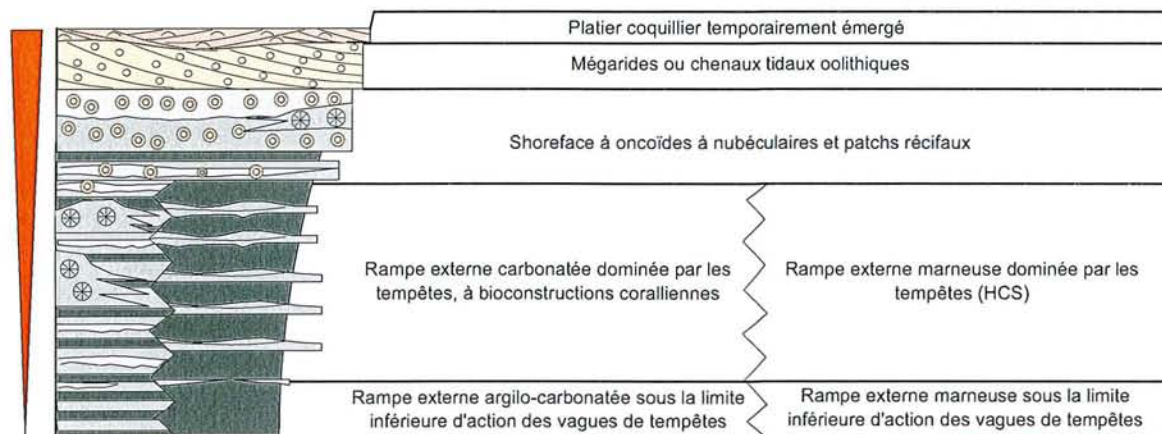


Figure 77 : Séquence régressive type pour les faciès argilo-carbonatés de l'Oxfordien supérieur

développent des systèmes oolithiques (Swirydczuck *et al.*, 1980; Platt et Wright, 1991; Talbot et Allen, 1996). Ces caractéristiques apparaissent dans l'Oxfordien supérieur de Lorraine où les faciès oolithiques et/ou oncolithiques s'intercalent au sein des dépôts marneux à HCS. Par conséquent, dans un environnement relativement confiné assimilable d'un point de vue hydrodynamique et faciologique à un lac dominé par les vagues comme celui envisagé pour les marnes de l'Oxfordien supérieur, la superposition des faciès marneux francs, des faciès marneux à couches de tempêtes et de faciès carbonatés oolithiques et/ou oncolithique marque une bathydécroissance (fig.77). Il apparaît donc que les faciès marneux sans structures de tempêtes n'indiquent pas systématiquement des environnements restreints comme l'envisageait Pittet (1996) pour l'Oxfordien de Suisse mais des environnements d'offshore inférieur sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes. Sur ce point, cette interprétation est proche de celle de Vincent (2001) qui propose des ennoyages pendant les dépôts marneux à l'Oxfordien supérieur.

Toutefois, une signification séquentielle de la superposition entre des faciès carbonatés et des faciès marneux n'est pas toujours légitime. Par exemple, la mise en place des faciès carbonatés des Calcaires à polypiers de Pagny n'a pas forcément une origine séquentielle. Comme l'expliquait Mount (1984), lorsque les variations de faciès entre les marnes et les carbonates dans les environnements de plate-forme sont dues à des migrations des ceintures de faciès, le contact entre les différents faciès est franc. Or à Pagny, l'installation des Calcaires à polypiers de Pagny s'effectue de façon progressive sans qu'un changement dans la nature des structures sédimentaires ne soit décelable. Il faut donc probablement y voir une origine plus climatique que séquentielle. De plus, les Calcaires à polypiers de Pagny parviennent à transgresser la bordure sud de la plate-forme et se mettent donc en place pendant une phase d'ennoyage. Par conséquent, c'est vraisemblablement une diminution des décharges de matériel silicoclastique ou une augmentation temporaire de la température qui est à l'origine de l'augmentation de la sédimentation carbonatée pendant le développement des Calcaires à polypiers de Pagny.

Ce schéma de corrélations et de l'interprétation des faciès argileux et marneux m'a permis de proposer un modèle de faciès pour les Marnes silteuses de Maxey, l'Oolithe de Dugny, les Calcaires à polypiers de Pagny et l'Oolithe de Saucourt (inférieure et supérieure) et enfin pour les Calcaires à serpules de Gudmont et les Marnes à serpules de Pagny (fig.78).

6.10.3 Origine du changement de faciès à la limite Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur.

Le Jurassique supérieur correspond à une période globalement chaude et aride

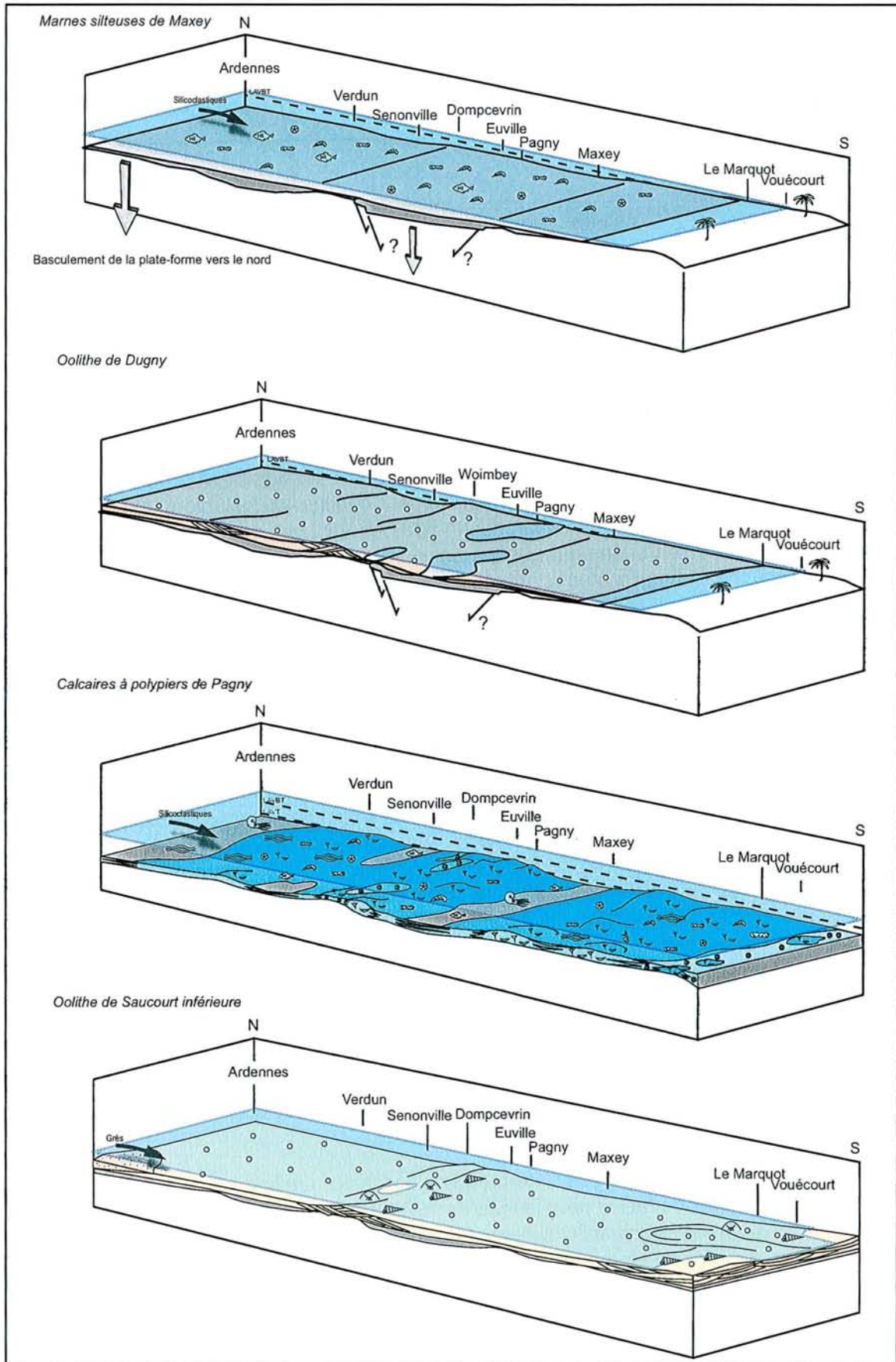


Figure 78 : Modèles de faciès pour les Marnes silteuses de Maxey, l'Oolithe de Dugny, les Calcaires à polypiers de Pagny et l'Oolithe de Saucourt inférieure

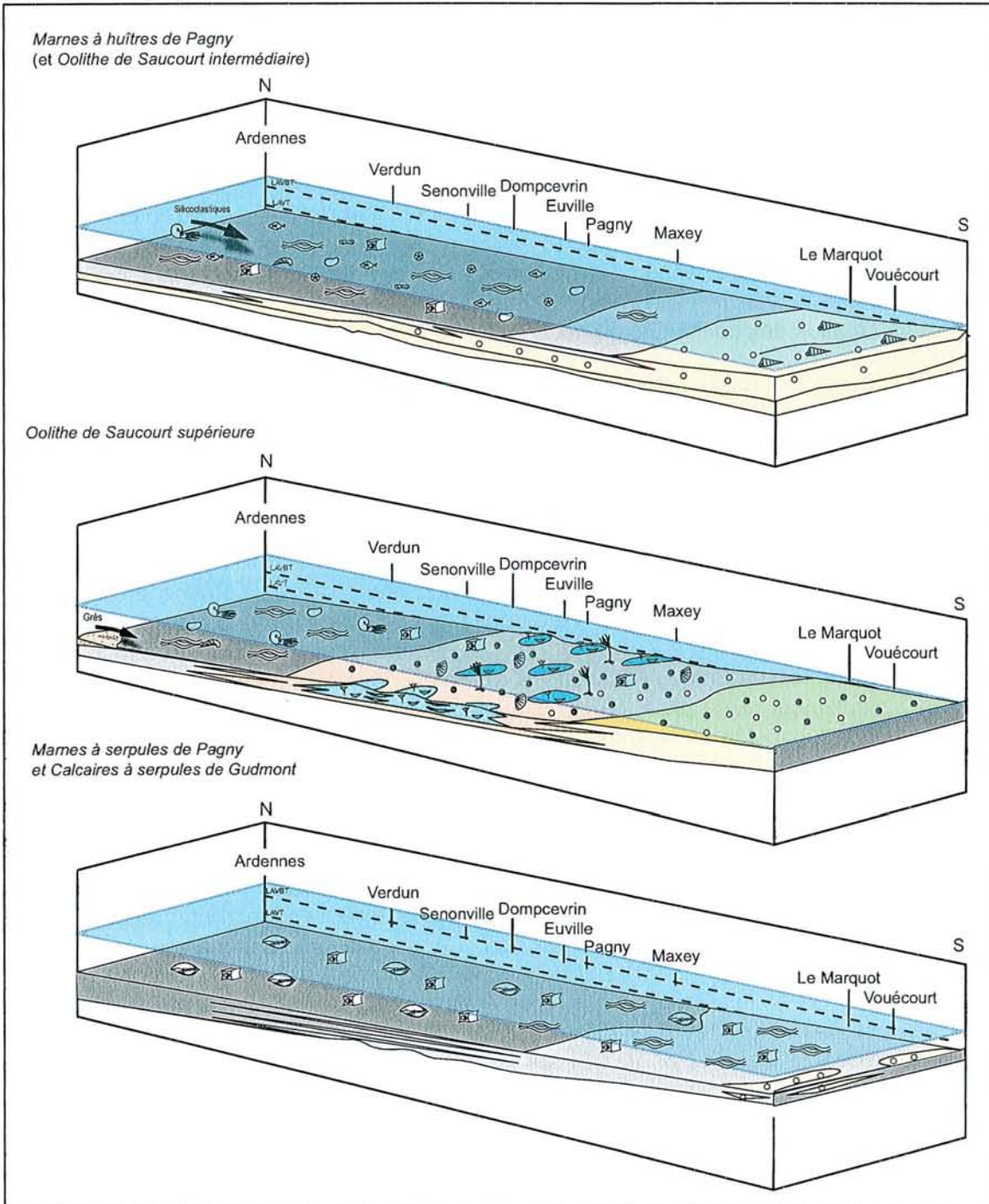


Figure 78 (suite) : Modèles de faciès pour les Marnes à huîtres de Pagny (et l'Oolithe de Saucourt intermédiaire), l'Oolithe de Saucourt supérieure et les Calcaires à serpules de Gudmont et Marnes à serpules de Pagny

(Hallam, 1982, 1984; Abbink *et al.*, 2001). Néanmoins, d'une façon générale la base de l'Oxfordien supérieur de Lorraine est marquée par un changement faunistique constitué d'un assemblage de type *foramol* (Lees, 1975) alors que les dépôts des Calcaires crayeux de Maxey et des Calcaires de Dainville sont dominés par une faune de type *chlorozoan* et/ou *chloralgal*. A Pagny-sur-Meuse, les faunes coralliennes et des microencroûtants associées à un encroûtement microbien important indiquent un environnement mésotrophe (cf. article en annexe 4) (Carpentier *et al.*, 2002). L'ensemble de ces caractéristiques coïncident avec une forte augmentation des apports terrigènes dans le milieu qui avait déjà débuté lors de

la mise en place des Calcaires de Dainville. Un changement climatique a été envisagé pour la Suisse au passage Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur (Gygi, 1986; Pittet, 1996; Pittet et Strasser, 1998). Pittet (1996) propose une saisonnalité plus importante et un climat plus humide pendant la mise en place du Membre à Natica (Oxfordien supérieur). Leinfelder *et al.* (2002) imaginent également un lessivage plus important des zones continentales à l'origine de l'augmentation des décharges terrigènes. Vincent (2001) propose un changement climatique pour cette même période en Lorraine avec un climat qui devient plus chaud et plus humide à l'origine d'un plus important lessivage des zones continentales. Effectivement, le changement drastique dans la nature des sédiments au passage Oxfordien moyen-Oxfordien inférieur ne reflète pas un important changement bathymétrique (profondeur relativement semblables entre l'Oxfordien moyen et l'Oxfordien supérieur) et résulte donc plus vraisemblablement d'une augmentation des décharges de matériel terrigène dans le milieu.

Riboulleau *et al.* (1998) signalent un réchauffement des eaux sur la plate-forme russe pendant l'ensemble de l'Oxfordien. D'autre part, Schudack (1999) voit un changement des circulations océaniques en relation avec une ouverture de l'Atlantique nord pendant le Jurassique supérieur et le début du Crétacé. Ces changements ont probablement été à l'origine de l'arrivée d'eaux froides dans le nord de la Lorraine pendant l'Oxfordien supérieur. Cette hypothèse semble confortée par la disparition des faunes coralliennes en Angleterre et leur migration en direction du sud à l'Oxfordien supérieur (Cecca *et al.*, 2001; Martin-Garin *et al.*, 2002). Il apparaît que même si le phénomène enregistré en Lorraine et en Suisse correspond à un phénomène global, il a été également influencé par une réorganisation des circulations océaniques qui a engendré un refroidissement local suite à des réarrangements structuraux liés à l'ouverture de l'Atlantique nord. En effet, au début de l'Oxfordien supérieur, suite au basculement de la plate-forme, la partie septentrionale de la Lorraine se trouvait partiellement déconnectée de la Téthys et soumise aux descentes d'eaux froides depuis le nord. Ces changements structuraux et la modification des circulations océaniques ont pu engendrer des fluctuations dans l'extension des cellules de convection atmosphériques qui sont à l'origine d'une augmentation des précipitations. En revanche, si l'augmentation de l'humidité ne fait pas de doute, l'évolution des températures reste plus délicate à appréhender. En effet, comme l'expliquaient Oyarzun *et al.* (1999) une importante activité hydrothermale est susceptible de faire augmenter le CO₂ atmosphérique et peut engendrer un réchauffement climatique. Le début de l'Oxfordien supérieur correspond à une période de forte activité hydrothermale (Corbin *et al.*, 2000). Par conséquent, la fin de l'Oxfordien moyen et le début de l'Oxfordien supérieur auraient été propice à un réchauffement climatique comme cela a été proposé par Pittet (1996) et Vincent (2001). Pourtant, les données de Cecca *et al.* (2001) et de Martin-Garin *et al.* (2002) sur la migration des faunes coralliennes plaident plutôt en faveur d'un refroidissement au passage Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur. Des confirmations palynologiques et géochimiques sont recherchées (Martin-Garin, thèse en cours). Par conséquent, il apparaît encore prématuré de proposer un modèle de variation des températures contemporain de l'augmentation des décharges terrigènes sur la plate-forme à l'Oxfordien supérieur.

7 Oolithe de Lamothe, Calcaires crayeux de Gudmont et Calcaires à Astartes

7.1 La Claire

coordonnées : x = 814 et y = 1169,9

L'affleurement de La Claire se situe environ 8 km au nord-ouest de Verdun, environ 2 km au sud-ouest du village de Marre. Il correspond à un talus récemment rafraîchi en bordure du chemin qui se situe au sud du lieu dit « La Claire ».

La base de l'affleurement se situe dans les Calcaires crayeux de Gudmont. Il débute par un mudstone blanc parcouru par des niveaux de tempêtes oolithiques et oncolithiques (fig.A44, annexe 2). Ils renferment des coraux branchus et massifs remaniés, des astartes, des ostreïdés et des brachiopodes. Progressivement, les niveaux bioclastiques disparaissent pour laisser place à un mudstone lagonaire blanc crayeux très pauvre en faune. Seules de rares astartes y ont été observées. Cette évolution des faciès et du contenu faunistique marque un confinement de l'environnement lagonaire. La faune peu abondante et surtout peu diversifiée souligne des conditions de salinité et/ou d'oxygénation anormales.

Cette tendance régressive a abouti à un maximum régressif difficile à localiser précisément. Progressivement vers le sommet, le retour des faciès de washover oolithico-oncolithiques à polypiers remaniés marque une réouverture du milieu de dépôt. Cette évolution précède un dernier banc bioclastique ravinant à ooïdes roux. Il est directement surmonté par un ensemble d'une épaisseur d'environ 18 m constitué de calcaires sublithographiques gris bioturbés et qui représente les Calcaires à Astartes. Ces derniers sont parcourus par des microHCS lités souvent lenticulaires. Les bancs calcaires sont séparés par des intervalles marneux plus ou moins développés. Les faciès les plus carbonatés sont associés aux tempestites les plus épaisses. Les dépôts s'organisent en unités génétiques bathydécroissantes (paraséquences) dont la partie basale est constituée par des marnes plus ou moins franche qui s'enrichissent verticalement en bancs carbonatés à microHCS et en bioturbations. Les Calcaires à astartes marquent donc un ennoyage au toit des Calcaires crayeux de Gudmont qui a abouti à des environnements de plate-forme sous la limite inférieure d'action des vagues de beau temps. Le maximum d'ennoyage se situe au niveau de l'intervalle le moins riche en carbonates et en tempestites à la cote 12 m.

Vers le sommet de la formation, les intercalations marneuses se raréfient. Finalement, le faciès devient essentiellement carbonaté, à tempestites de plus en plus grossières et à intraclastes mudstones parfois granoclassées présentant une partie ou la totalité de la séquence idéale. Cette évolution des faciès marque une diminution de la tranche d'eau. Cette tendance s'achève par la mise en place de faciès carbonatés lagonaires coiffés par une surface perforée. Cette surface marque un maximum régressif. Elle est surmontée par un packstone à terriers remplis par un packstone à ooïdes rousses provenant du niveau sus-jacent. Ce dernier correspond à un grainstone glauconieux bioclastique à ooïdes rousses. Un brachiopode de l'espèce *Postepithyrus dubisensis* (détermination A. Boullier) récolté dans ce niveau indique la zone à Cymodoce du Kimméridgien inférieur.

A La Claire, au dessus des Calcaires crayeux de Gudmont les Calcaires à Astartes se mettent en place en contexte transgressif. Au sommet, la tendance est bathydécroissante et aboutit à un maximum régressif sous le niveau glauconieux daté Kimmeridgien inférieur. La limite Oxfordien-Kimméridgien n'a pas pu être localisée sur cette coupe étant donné la faible résolution biostratigraphique.

7.2 Void-Eurovia et Sauvoy

La carrière de Void-Eurovia (coordonnées : x = 842,9 et y = 1112,9) située au sud du village le long de la D964 est actuellement exploitée par la société Eurovia pour la production de granulats. Elle permet d'observer les Calcaires crayeux de Gudmont et les Calcaires à Astartes (fig.A45, annexe 2). La carrière abandonnée de Sauvoy située non loin de là au sud-ouest en bordure de la D134 présente les mêmes faciès au sein des Calcaires à Astartes que ceux observables à Void.

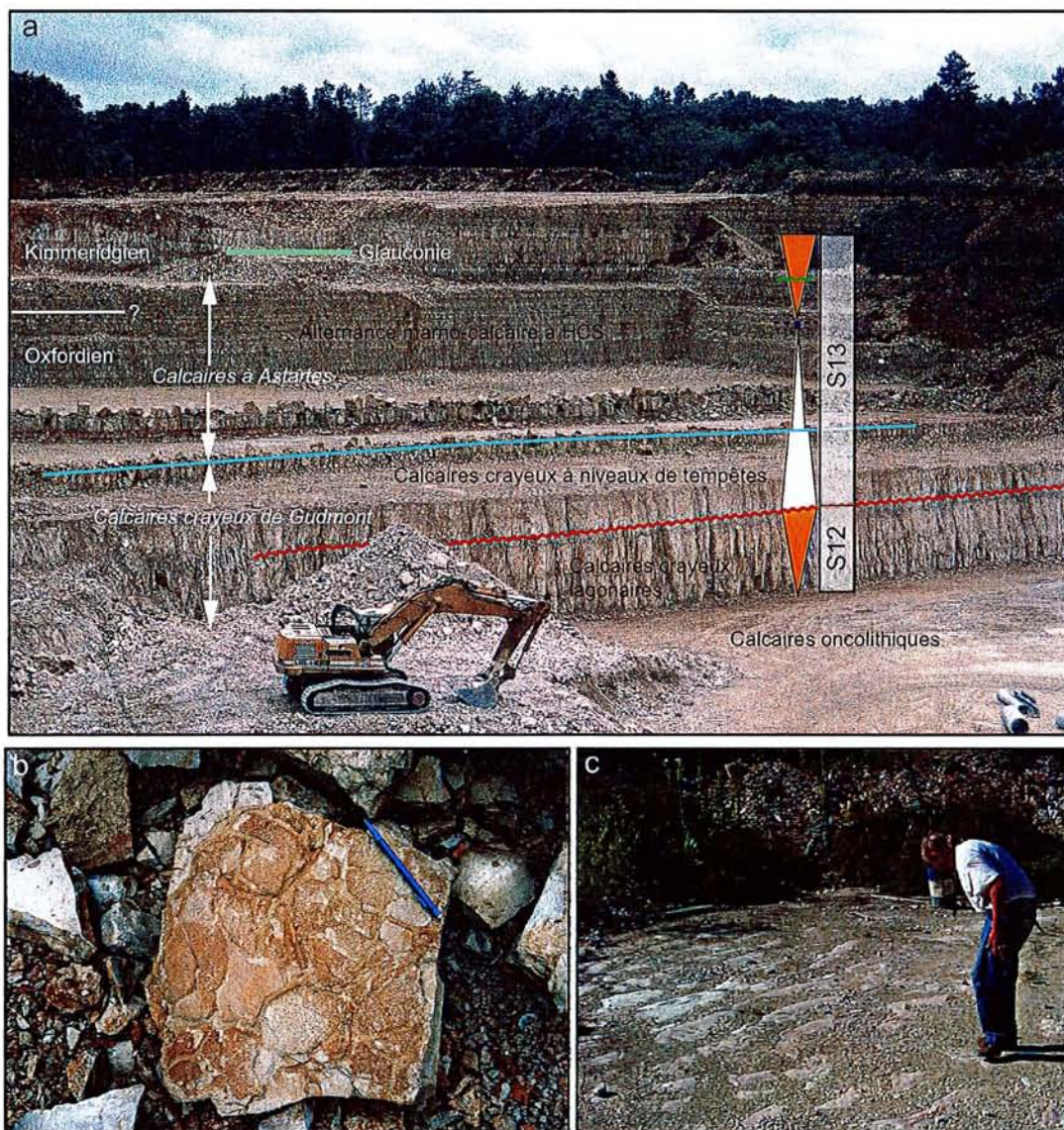


Figure 79 : a) organisation stratigraphique et séquentielle de la carrière de Void b) terriers du genre *Thalassinoïdes* en toit de banc dans les Calcaires à astartes de la carrière de Sauvoy; c) rides symétriques de houle à la base de la carrière de Sauvoy

La base de la partie observable des Calcaires crayeux de Gudmont est composée d'un calcaire wackestone/packstone à oncoïdes et oïdes épars (fig.79a). Verticalement, le faciès évolue vers des calcaires fins crayeux à texture mudstone. Les oïdes y sont rares et quelques niveaux de tempêtes coquillières et oolithiques de washover apparaissent. Finalement, cette tendance au confinement a abouti à la mise en place de calcaires fins lagonaires à texture mudstone. Ces dépôts reflètent un environnement confiné dysoxique comme l'indique l'absence de faune et de bioturbation. Un minimum d'accommodation est marqué par un ensemble de bancs fins se recoupant entre eux. Au dessus de ce minimum, la tendance est à la reprise de l'accommodation et des niveaux de tempêtes internes réapparaissent au sein des dépôts. La bioturbation devient de nouveau abondante et illustre le retour de conditions normales d'oxygénation.

Le toit des Calcaires crayeux de Gudmont coïncide avec une surface d'accélération d'envoyage. Elle est matérialisée par une surface ravinante surmontée par un rudstone à galets mudstones perforés et coraux remaniés. Dans la carrière de Sauvoy (fig.A46, annexe), le

début de l'ennoyage est illustré par la présence de trains de rides symétriques de houle situées sur le plancher de la carrière (fig.79c). Verticalement, cet ennoyage a permis l'installation de dépôts calcaires mudstones bioturbés à couches de tempêtes de type microHCS. Ces bancs carbonatés sont séparés par des intercalations marneuses. Par la suite, les intercalations marneuses s'épaississent progressivement pour aboutir à une alternance marno-calcaire à calcaires mudstones bioturbés et microHCS et à marnes et calcaires argileux. Les terriers du genre *Thalassinoides* apparaissent fréquemment au toit ou en semelle des bancs calcaires (fig.79b). Ils sont accompagnés d'une bioturbation plus diffuse au sein des calcaires gris sublithographiques qui se matérialise par des « flammèches » de couleur rosée. Comme à La Claire (cf.§ 7.1), les dépôts s'organisent en paraséquences bathydécroissantes.

Le sommet des Calcaires à Astartes est délimité par l'apparition brutale de calcaires beiges lagonaires à texture mudstone parcourus par de rares niveaux de tempête oolithiques et bioclastiques. Des rides symétriques de houle ont été observées. Ce contact brutal entre des faciès d'offshore supérieur et d'environnements plus carbonatés au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Cette diminution de l'espace disponible se poursuit par l'apparition de dépôts grossiers de tempêtes à base chenalisante et riches en articles de crinoïdes et en galets intraclastes mudstones jusqu'à la mise en place de faciès packstones oolithiques d'environnement d'arrière shoal. Les derniers niveaux oolithiques renferment des ooïdes roux et des grains de glauconie. Ce niveau glauconieux a été daté à La Claire du Kimméridgien inférieur (grâce aux brachiopodes). Par conséquent, la limite Oxfordien Kimméridgien se situe probablement au sein des Calcaires à Astartes. C'est d'ailleurs l'hypothèse avancée par Hantzpergue (1985) qui place la limite Oxfordien-Kimméridgien au niveau de plusieurs surfaces perforées observées dans la partie supérieure des Calcaires à Astartes.

L'évolution des environnements de dépôts à Void permet donc de mettre en évidence un demi cycle régressif et un cycle transgressif-régressif pendant le dépôt du sommet des Calcaires crayeux de Gudmont et des Calcaires à Astartes.

7.3 Gondrecourt-le-Château

coordonnées : x = 835,7 et y = 1094,1

La carrière de Gondrecourt-le-Château située environ 1,5 km au sud est de la ville en bordure de la D182 permet d'observer les Calcaires à Astartes. Ils laissent apparaître des faciès calcaires gris bioturbés à texture mudstone à microHCS d'environnement d'offshore supérieur (fig.A47, annexe 2). Toutefois, le faciès est plus carbonaté qu'à Void. Les intercalations marneuses sont plus fines et plus sporadiques. Cette évolution latérale des faciès depuis le nord semble indiquer un éloignement relatif des sources de matériel terrigène.

7.4 Gudmont et bordure de la N67

L'Oolithe de Lamothe affleure à la base de la tranchée routière au nord de l'aire de repos en direction de Joinville. Elle est représentée par un grainstone oolithique à stratifications entrecroisées de mégarides tidales (fig.80). Les lamines oolithiques sont plus ou moins bien triées et sont parfois séparées entre elles par des intercalations de calcaires clairs à texture mudstone qui correspondent aux drapages d'étale. La faune peu diversifiée comprend des radioles d'échinodermes, des nérinées et des débris de coraux remaniés. L'installation d'environnements sous influence tidale au-dessus des Calcaires à serpules de Gudmont matérialise la poursuite de la diminution de la tranche d'eau enregistrée dès le sommet de la formation sous-jacente.

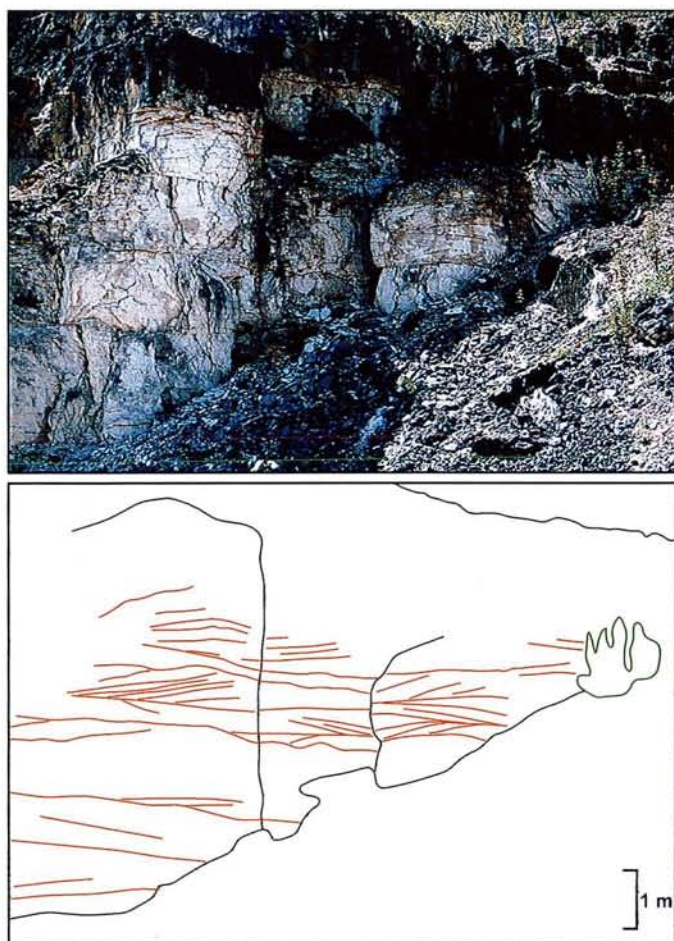


Figure 80 : Structures entrecroisées de mégarides tidales au sein de l'Oolithe de Lamothe le long de la N67, à l'ouest de Gudmont

Les Calcaires crayeux de Gudmont affleurent dans la partie inférieure de la tranchée routière. Ils débutent par des calcaires à coraux et stromatoporoïdes (fig.81). La faune corallienne est assez peu diversifiée et dominée par les genres plocoides parmi lesquels des *Cryptocoenia* octamérales, des *Stylina* rameuses et « *Heliocoenia variabilis* » auct. reconnaissable à ses gros calices. Quelques *Comoseris*, *Calamophylliopsis* (ou *Rhabdophyllia* ?) et *Thamnoseris* sont présents. La faune corallienne est accompagnée par des stromatoporoïdes dont des chaetetidés. L'encroûtement microbien est développé et la faune associée comprend des *Trichites*, des gastéropodes, des rhynchonelles et des bivalves indifférenciés. La matrice correspond à un wackestone à ooïdes et oncoïdes épars. Dans la carrière voisine cet épisode correspond au plancher où l'on peut observer des pâtés coralliens construits épars (fig.A48, annexe 2). Verticalement, les bioconstructions disparaissent au profit d'un sédiment plus grossier

à texture wackestone/packstone à ooïdes et oncoïdes. Les coraux remaniés sont communs et sont accompagnés par des rhynchonelles, des *Trichites* et des bivalves indéterminés. Malgré l'absence de structures sédimentaires, ces faciès résultant d'arrivées brutales de matériel oolithique et corallien dans un lagon carbonaté peuvent être interprétés comme des dépôts de *washover*.

Progressivement, les dépôts fins lagunaires deviennent de plus en plus importants et alternent avec des passées plus grossières de *washover*. Les faciès de lagon ont une texture mudstone à wackestone. Ils renferment des lithoclastes microbiens de couleur rose et localement des oncoïdes. La faune est rare et caractérisée par la présence de *Cladocoropsis mirabilis*. Ce dernier a été décrit en Bourgogne par Bernard (1988) dans les Calcaires de Tonnerre considérés comme faisant partie de la zone à Planula. La tendance progressive à la diminution de profondeur débutée depuis le sommet des Marnes à serpules de Gudmont a abouti à un maximum régressif à moyenne fréquence marqué par des calcaires mudstones inter à supratidaux à *bird's eyes* (fig.81). Ces calcaires sont azoïques et ont une texture mudstone.

Le long de la N67, à l'échelle de l'affleurement, les bancs plus jeunes viennent en *onlap* sur le sommet des calcaires à *bird's eyes* (fig.81). Cette géométrie illustre une transgression qui annonce les environnements plus ouverts des Calcaires à astartes. Au-dessus du maximum régressif, les dépôts ont enregistré le retour des faciès de lagon subtidal. Ces derniers sont constitués par une alternance de calcaires crayeux de lagon protégé, à texture mudstone/

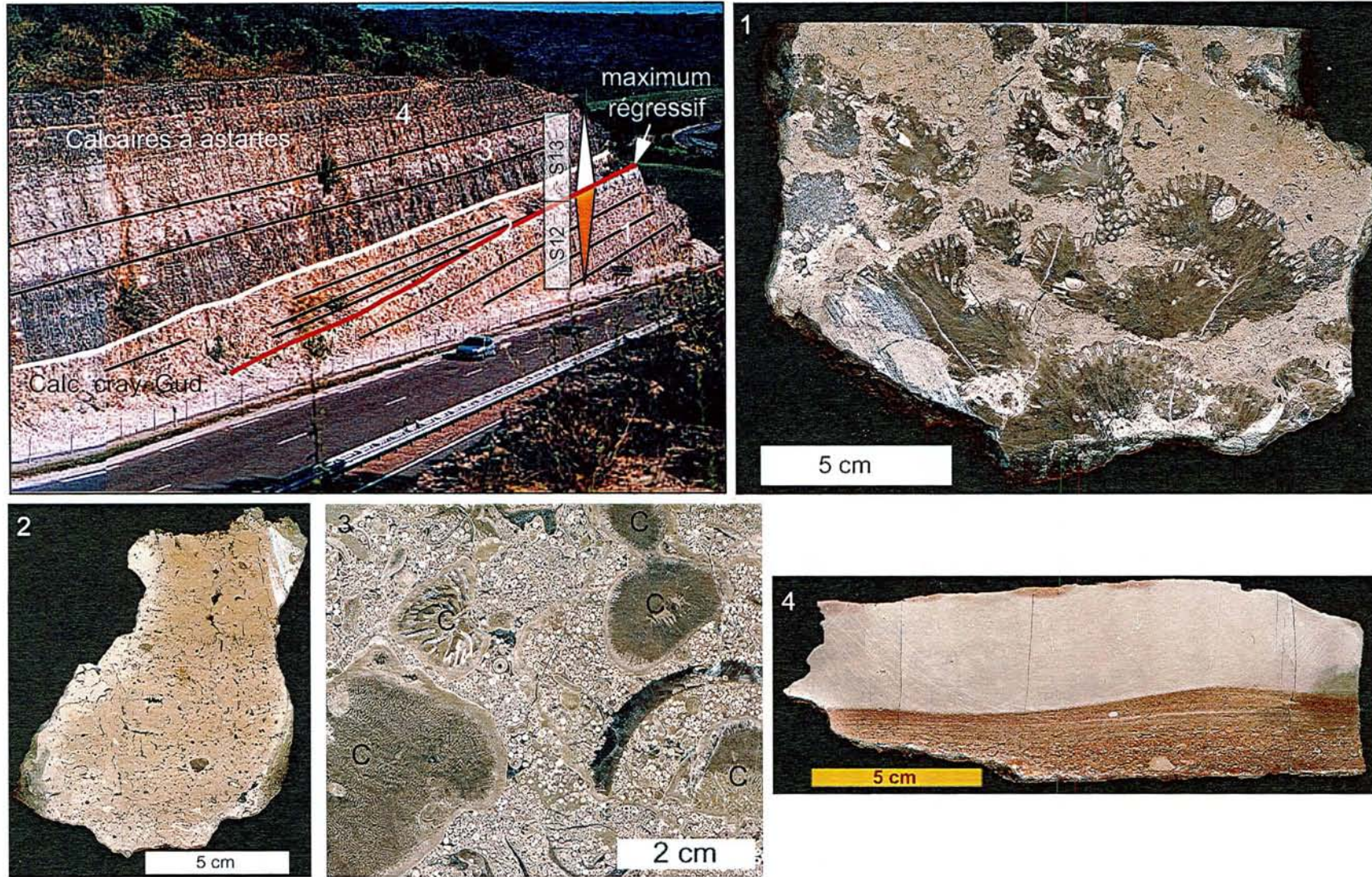


Figure 81 : Panorama interprétatif de la tranchée de la N67 à l'ouest de Gudmont. 1) styliens en position de vie à la base des Calcaires crayeux de Gudmont; 2) calcaires supratidaux à bird's eyes marquant un maximum régressif au sein des Calcaires crayeux de Gudmont; 3) dépôts oolithiques de washover à nombreux débris coralliens oncolithisés (C); 4) tempestites granoclassées à lamines de type HCS au sein des Calcaires à astartes

wackestone à oncolides et gravelles roses et de calcaires packstones de *washover* à oolides et coraux remaniés (fig.81). Les 7 derniers mètres de la formation sont marqués par l'évolution vers des faciès lagonaires de plus en plus sombres et par l'importance relative prise par les dépôts de *washover* oolithiques à nombreux coraux remaniés.

Les Calcaires à astartes sont caractérisés par la disparition rapide des dépôts de *washover* et la mise en place de calcaires sombres à couches de tempête de type HCS. Les premiers mètres de la formation présentent encore de rares couches de tempêtes oolithiques. Verticalement, les tempestites deviennent moins grossières. Elles sont granoclassées et présentent des lamines de type microHCS (fig.81). La faune est quasi inexistante et comprend des astartes et des bivalves indéterminés. Les calcaires sont par endroits fortement bioturbés et des terriers du genre *Thalassinoides* sont observables en surface de banc.

Dans la carrière de Gudmont, le sommet des Calcaires à Astartes voit le retour de tempestites plus grossières et plus épaisses. Elles renferment à leur base de nombreux intraclastes de calcaire mudstone et leur sommet est parcouru par des rides symétriques de houle de fin de tempête. Cette évolution marque une légère bathydécroissance après un maximum d'ennoyage difficile à placer. Le sommet de la coupe se situe dans les Calcaires à ptérocères datés de la zone à *Cymodoce* (Kimméridgien inférieur).

7.5 Juzennecourt

coordonnées : x = 794,2 et y = 1058,4

La carrière maintenant abandonnée se situe en bordure de la N19 au nord ouest du village. Elle débute dans les Calcaires à serpules de Gudmont qui correspondent à des mudstones sublithographiques à rares niveaux de tempêtes bioclastiques (fig.A49, annexe 2). Ils sont brutalement surmontés par l'Oolithe de Lamothe qui présente un faciès oolithico-oncolithique. Les oolides correspondent à des bahamites (type 1 de Strasser) et indiquent un environnement fortement agité de type shoal. Le contact brutal entre les deux formations marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif.

7.6 Discussion

La mise en place brutale de l'Oolithe de Lamothe au sommet des Calcaires à serpules de Gudmont marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif (fig.67 p.209). Dans le nord de la plate-forme, cette formation ou son équivalent latéral n'a pas pu être observée à l'affleurement si bien qu'il n'est pas possible de connaître l'évolution latérale des faciès dans cette direction. En direction du sud, l'Oolithe de Lamothe apparaît au sud ouest de la vallée de la Marne à Juzennecourt. Ce déplacement des faciès de shoal plus à l'ouest par rapport à l'emplacement de la bordure de plate-forme de l'Oxfordien moyen ne doit pas être considéré comme un maximum de progradation mais résulte en réalité de la topographie de la plate-forme à la fin de l'Oxfordien supérieur. En effet, le contexte dans lequel s'installe l'Oolithe de Lamothe est totalement différent du contexte de plate-forme à talus distal dans lequel s'est développée la plate-forme de l'Oxfordien moyen. Dans un contexte de plate-forme très étendue et à faible gradient topographique qui caractérise la fin des Calcaires à serpules de Gudmont, les faciès sont généralement plus uniformes sur de grandes étendues. Aucune topographie préexistante ne sert d'amorce à l'installation d'un système de bordure de plateforme à proprement parler. Par conséquent, l'effet de la houle et de la marée sont plus uniformément répartis sur l'ensemble de la plate-forme créant un étalement latéral des ceintures de faciès. C'est le cas pour l'Oolithe de Lamothe qui apparaît de façon plus ou moins continue jusqu'en Bourgogne où son équivalent latéral constitue une partie des Calcaires de Tonnerre.

La diminution progressive de la profondeur qui a débuté dès le sommet des Calcaires à serpules de Gudmont a permis l'installation d'une plate-forme carbonatée peu profonde. Il semble dès lors qu'un système de barrière commence à se mettre en place dans le sud de la plate-forme qui enregistre l'arrivée de dépôts de washover. Associée à la géométrie plane de la plate-forme, la création d'une barrière a engendré un confinement des environnements dans le nord qui sont probablement devenus dysoxiques. La reprise de la sédimentation carbonatée pendant les Calcaires crayeux de Gudmont a abouti à une émergence. En effet, dans un contexte de mer épicontinentale peu profonde caractérisant les dépôts des Calcaires à serpules de Gudmont, une baisse même minime du niveau marin relatif est susceptible de permettre le redémarrage de l'usine à carbonates. Cette augmentation de la production sédimentaire peut d'elle-même engendrer une diminution de l'espace disponible. Cette reprise de la production carbonatée a vraisemblablement été initiée par un lissage des variations du niveau marin à haute fréquence qui ont permis l'installation permanente des environnements de dépôt dans une bathymétrie faible propice à la production de carbonates. Ce lissage du signal à moyenne fréquence a sans doute été accompagné par un léger changement climatique qui a fait diminuer la quantité des apports terrigènes dans le milieu. Cette diminution des apports est bien exprimée dans les zones septentrionales proches de la source du matériel comme à La Claire où les décharges silicoclastiques ont cessé pendant l'installation des Calcaires crayeux de Gudmont. Cependant, si l'on reprend l'hypothèse du contrôle du signal haute fréquence par le climat, il apparaît que l'ensemble des causes invoquées ci-dessus sont liées et que c'est un réchauffement climatique qui est à l'origine à la fois du lissage de l'amplitude des variations du niveau marin relatif et de la reprise de l'usine à carbonates.

Suite à l'émergence, la reprise de la création d'espace disponible a été accompagnée d'un changement des faciès lagunaires (passage à des faciès moins crayeux et plus sombres) au-dessus du maximum régressif. La plate-forme n'a pu compenser la création d'espace disponible qui, en apparence, semble lente et d'une amplitude modeste. Il paraît raisonnable d'envisager une crise de la production carbonatée à l'origine de ce changement et par conséquent un changement d'ordre climatique susceptible d'avoir gêné l'installation permanente d'organismes producteurs de carbonates. Comme au passage Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur, la baisse de la production carbonatée coïncide avec une nouvelle transgression et une augmentation des apports silicoclastiques.

8 Synthèse séquentielle.

L'étude des faciès sédimentaires a permis de mettre en évidence des géométries sédimentaires dont la répartition a été contrôlée à la fois par les variations du niveau marin relatif et par des phénomènes tectoniques locaux ou de plus grande envergure. Plusieurs cycles de dépôt ont pu être mis en évidence.

Le premier cycle de dépôt S1 correspond à la zone à *Mariae*. Il présente une géométrie progradante depuis le nord vers le sud (fig.82a). Une discontinuité de chute du niveau marin relatif se situe probablement au sein de la sous-zone à *Praecordatum*. Un maximum régressif est atteint au sommet de cette sous-zone. Les dépôts du Callovien supérieur ont en partie comblé une dépression centrée sur le nord de la Lorraine. Suite à ce comblement, un système de rampe argilo-carbonatée à vergence sud s'est mis en place depuis les Ardennes. Les environnements de dépôts se situaient certainement sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes dans l'offshore inférieur.

Le second cycle de dépôt S2 correspond à la zone à *Cordatum*. Elle se met en place dans

le même contexte que le cycle S1 à savoir un système de rampe argilo-carbonatée à vergence sud (fig.82a). La transgression au toit de la séquence S1 a permis le retour de faciès marneux sur une grande partie de la Lorraine. Toutefois, dans les Ardennes, cette séquence est réduite voire inexistante puisque la zone à *Cordatium* y est hypothétique. Pendant le cortège de haut niveau marin, les faciès carbonatés font progressivement leur retour sur l'ensemble de la plate-forme. Ils apparaissent néanmoins plus au sud que les faciès carbonatés du sommet du cycle S1 (fig.82a). Après une discontinuité de chute intra-*Cordatium*, un maximum régressif est atteint au sommet du Terrain à chailles qui présente un assemblage faunistique plus proximal que celui observé au sommet de la séquence précédente. Il marque donc une tendance régressive à basse fréquence par rapport au sommet du cycle S1.

Le cycle S3 comprend la sous-zone à *Vertebrata*. La base du cortège transgressif est marquée dans le nord de la Lorraine et dans les Ardennes par la présence de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville (fig.82b). L'occurrence de cette formation est mise en relation avec des phénomènes volcaniques décrits à la limite *Cordatium*-*Plicatilis* dans le Bassin de Paris ainsi que dans le Bassin du Sud-Est. La transgression du cycle S3 a abouti au dépôt plus marneux de la partie inférieure des Marnes blanches des Eparges. Ces dernières se développent entre Senonville et les Ardennes dans la partie septentrionale et s'épaississent entre Senonville et le sud de la Lorraine dans la partie méridionale. A Senonville, la transgression est moins exprimée et se matérialise uniquement par la présence des faciès à ooïdes ferrugineux. Cette répartition des faciès sédimentaires implique le jeu synsédimentaire d'un accident situé au nord de Senonville (fig.82b). Cette phase distensive est probablement également à l'origine d'une activité tectonique synsédimentaire envisagée dans le secteur de Pagny-sur-Meuse et qui a créé un gradient topographique de part et d'autre duquel les faunes coralliennes vont se répartir pendant le cortège de haut niveau marin du cycle suivant S4 (fig.82b). Le cortège de haut niveau marin du cycle S3 est matérialisé par le retour de faciès plus carbonatés et un maximum régressif apparaît au sommet de la sous-zone à *Vertebrata*. Ce cycle est plus exprimé dans les Ardennes, du fait de la progradation des dépôts depuis le nord et de l'apparition du seuil dans le secteur de Senonville qui disparaît progressivement en direction du sud.

Le cycle S4 comprend la sous-zone à *Antecedens* et une partie de la zone à *Transversarium*. Le cortège transgressif est marqué par le retour des faciès plus argileux typiques des Marnes blanches des Eparges. Un maximum d'ennoyage est atteint pendant la sous-zone à *Antecedens*. Les dépôts marneux de la sous-zone à *Antecedens* sont réduits dans les Ardennes alors qu'ils s'épaississent dans le sud de la Lorraine. Ils parviennent toutefois à transgresser le seuil de Senonville qui enregistre le dépôt de faciès marneux à ooïdes ferrugineux. Cette migration des dépocentres en direction du sud par rapport à la séquence précédente souligne la progradation à long terme des dépôts. Une discontinuité de chute du niveau marin relatif apparaît à la base des Marnes à coraux de Foug. Comme le suggèrent Enay et Boullier (1981), les faciès coralliens des Marnes à coraux de Foug et des Calcaires à coraux de Foug se sont vraisemblablement mis en place pendant la fin de la sous-zone à *Antecedens* ou le début de la sous-zone à *Parandieri*. Le cortège de bas niveau marin coïncide avec un réchauffement climatique qui est accompagné par l'apparition dans la zone méridionale des faciès coralliens des Marnes à coraux de Foug puis des Calcaires à coraux de Foug. Ces derniers marquent le passage d'un système de rampe à un système de plate-forme carbonatée (fig.82c). (fig.82c). Une légère augmentation locale de la subsidence est envisagée pour la création d'espace disponible ayant permis l'installation des récifs de Novion-Porcien dans les Ardennes (fig.82c). Un système de point haut persiste à Senonville où des faciès oncolithiques de faible épaisseur remplacent latéralement les Calcaires à coraux de Foug. Le maximum régressif est matérialisé par une émergence entre Sorcy et Senonville et par une discontinuité de chute du niveau marin relatif au nord et au sud de ce secteur. Toutefois aucun cortège de bas niveau marin progradant n'a été mis en évidence. Il apparaît

au contraire que l'accommodation a repris juste après la discontinuité de chute (fig.82d).

L'emplacement du secteur émergé pendant cette période de bas niveau marin renforce l'idée d'un système de haut fond entre Sorcy et Senonville engendré par une activité tectonique synsédimentaire. Une activité de la faille de Metz est également envisagée à cette période pour expliquer la « non émergence » de la plate-forme au nord de Senonville (fig.82d).

Le cycle S5 comprend une partie de la zone à Transversarium. Elle débute par la transgression par les barres de déferlement de la Pierre d'Euville-Lérouville du haut-fond situé entre Sorcy et Senonville (fig.82e). Toutefois, le secteur sud de Senonville reste émergé alors qu'à Senonville, qui à la fin du cycle S4 formait un point haut, la Pierre d'Euville-Lérouville bien que réduite apparaît au dessus de l'Oncolithe de Senonville. Cet ennoyage à Senonville implique une augmentation de la subsidence dans le secteur liée avec un abaissement du secteur situé au nord de la faille de Metz (fig.82e). L'ennoyage a permis la mise en place des Calcaires coralliens de la Mésangère pendant un maximum d'ennoyage. Le sommet du cycle est marqué par l'installation brutale suite à une discontinuité de chute du niveau marin relatif de la Calcarénite d'Haudainville qui marque le retour des environnements de plage ou d'avant plage. Ce cycle est inégalement exprimé sur l'ensemble de la plate-forme. En effet, il peut être réduit à environ 5 m comme à Senonville ou alors atteindre une quinzaine de mètres comme à Haudainville. Cette différence d'épaisseur s'explique par une ennoyage rapide à Senonville qui a provoqué la condensation des séries alors que le secteur d'Haudainville a enregistré une subsidence plus continue. Néanmoins, les morphologies sédimentaires ont également influé sur l'expression de ce cycle de dépôt comme à Lérouville où les Calcaires coralliens de la Mésangère atteignent 5 m à l'aplomb des paléoreliefs formés par les barres de déferlement de la Pierre d'Euville-Lérouville et passent latéralement à un intervalle d'environ 1 m dans les dépressions entre les crêtes de barres.

Le cycle S6 débute avec l'installation des Calcaires coralliens d'Euville et des Calcaires de Creuë qui marquent un maximum d'ennoyage (fig.82f). L'apparition d'un sillon subsident entre Saint-Mihiel et Verdun dans lequel se déposent les Calcaires de Creuë atteste de l'activité synsédimentaire de la Faille de Metz (fig.82f). En bordure de ce sillon, un système de récif barrière se développe dans le secteur de Saint-Mihiel. La bordure sud de la plate-forme présente localement des crachées oolithiques qui attestent de la présence proche d'un système de shoal. Le cortège de haut niveau marin est caractérisé par l'envasement progressif des récifs par les boues lagonaires. Une discontinuité de chute du niveau marin relatif à la base des Calcaires crayeux de Maxey précède un maximum régressif situé dans la partie inférieure de ces derniers. Ce maximum régressif est marqué dans l'intérieur de la plate-forme par l'apparition de niveaux stromatolithiques à *bird-eyes*. Ce stade marque la mise en place d'une plate-forme carbonatée peu profonde sur l'ensemble de la Lorraine et des Ardennes (fig.82g)

Le cycle S7 se situe au sein des Calcaires crayeux de Maxey. Il est marqué par la rétrogradation des ceintures de faciès sur la plate-forme. En effet, les faciès oolithiques remplacent les niveaux subémersifs à tapis algaires. A Dompcevrin, le maximum d'ennoyage est marqué par l'apparition des bioconstructions corallothrombolithiques à Chaetetidae. Néanmoins, à cet endroit des discontinuités de chute du niveau marin relatif à haute fréquence, probablement liées à une activité de la faille de Metz, viennent perturber l'enregistrement du signal à moyenne fréquence. Le système de sillon au nord de Saint-Mihiel est toujours présent et est bordé au sud par un système de bordure de plate-forme à plages et brèches de cyclones. Dans le secteur de la vallée de la Marne, l'Oolithe de Doulaincourt caractérise les environnements de shoal de bordure de plate-forme. Au sein de ces faciès le cycle S6 est difficilement identifiable. Le maximum régressif peut être placé, en fonction des variations de l'accommodation à moyen terme, à la limite entre les Calcaires crayeux de Maxey et les Calcaires de Dainville.

Le cycle S8 se situe au sein des Calcaires de Dainville. Il s'inscrit dans une reprise de l'accommodation à long terme. Pendant cette période de bas niveau marin relatif à long terme les décharges silicoclastiques sont relativement importantes à la base de la formation. Les surfaces d'émergence situées au sommet de l'Oxfordien moyen correspondent à des chutes du niveau marin relatif à moyenne fréquence qui sont à l'origine de la mise en place d'un prisme de bordure de plate-forme dans le secteur de Vouécourt.

Le cycle S9 coïncide avec la mise en place des faciès marneux sur la plate-forme au début de l'Oxfordien supérieur. Il correspond à un réel ennoyage de la plate-forme et à l'apparition de faciès à HCS. Il illustre la poursuite de la tendance à l'augmentation de l'accommodation à long terme débutée pendant la mise en place des Calcaires de Dainville. Le sommet de la séquence est marqué par l'apparition brutale de l'Oolithe de Dugny. Pendant le cortège transgressif, la plate-forme est soumise à un réarrangement structural majeur. En effet, l'ensemble de la plate-forme bascule vers le nord engendrant l'absence de ce cycle à l'aplomb de l'ancienne bordure sud transformée en point haut (fig.82h). Ce basculement est accompagné de restructurations tectoniques locales tels que la création d'une zone plus subsidente au sud de Pagny-sur-Meuse qui se superpose à l'actuel synclinal de Savonnière. Une activité de failles situées dans le secteur de Pagny pourrait expliquer ce basculement du secteur sud. De plus, l'évolution progressive des épaisseurs et des faciès entre Pagny, Saint-Germain et Maxey-sur-Vaise implique la présence de plusieurs accidents jouant vraisemblablement en « marches d'escalier » (fig.82h). Le secteur de Woimbey fonctionne toujours en point haut comme l'indique l'absence des Marnes silteuses de Maxey

Le cycle S10 débute au dessus de l'Oolithe de Dugny. Il comprend la partie supérieure de la zone à Bifircatus et la base de la zone à Bimammatum. Son maximum d'ennoyage se situe au sein des Calcaires à polypiers de Pagny qui parviennent à transgresser la bordure sud de l'ancienne plate-forme. Ce dernier correspond à un maximum d'ennoyage à basse fréquence. Le cortège de haut niveau marin débute au sommet des Calcaires à polypiers de Pagny qui montrent une légère tendance à la diminution de profondeur. Le sommet du membre correspond à la discontinuité de chute du niveau marin relatif située à la base de l'Oolithe de Saucourt inférieure (fig.82i). Un maximum régressif est atteint au sein de la formation. Entre Pagny-sur-Meuse et Maxey l'augmentation des profondeurs de dépôt semble indiquer que le système en marches d'escaliers supposé lors du cycle précédent perdure pendant le cycle S9.

Le cycle S11 se situe dans la zone à Bimammatum. Le cortège transgressif débute pendant le dépôt de l'Oolithe de Saucourt inférieure. Il est marqué par la rétrogradation et le confinement des environnements de shoal oolithique à l'aplomb de la bordure de plate-forme de l'Oxfordien moyen édifiée en point haut suite au basculement de la plate-forme vers le nord (fig.82j). Un réel système de rampe à vergence nord est désormais en place. Les environnements septentrionaux plus profonds des Marnes à huîtres de Pagny sont caractérisés par des faciès marneux d'offshore supérieur à HCS. Le cycle S10 correspond à une reprise de la création d'accommodation à long terme. Le sommet de ce cycle est marqué par l'apparition brutale de l'Oolithe de Saucourt supérieure. Cette dernière est accompagnée par la mise en place de faciès oncolithiques à nubéculaires dans les zones septentrionales plus profondes alors que le haut fond méridional est caractérisé par une sédimentation oolithique et oncolithique de shoal (fig.82j). Un maximum régressif est atteint au sommet de la formation.

Le cycle S12 débute au dessus de l'Oolithe de Saucourt supérieure. Comme pour l'Oolithe de Saucourt inférieure, la transgression entraîne dans un premier temps le confinement des dépôts oncolithiques et oolithiques dans le secteur de la vallée de la Marne alors que le secteur nord est le siège d'une sédimentation marneuse à HCS (fig.82j). La poursuite de l'augmentation de l'espace disponible aboutit finalement à l'ennoyage du système de shoal dans le sud de la plate-forme et l'installation d'environnements argilo-carbonatés sous la limite

inférieure d'action des vagues de tempêtes sur l'ensemble de la Lorraine. Les topographies sédimentaires sont désormais largement estompées et la Lorraine est recouverte par une mer épicontinentale relativement peu profonde (20 m ?) et relativement confinée (fig.82j). Le maximum d'ennoyage se situe au sein des Calcaires à serpules de Gudmont et de leur équivalent latéral, les Marnes à serpules de Pagny. Le cortège de haut niveau marin est marqué par un enrichissement progressif des faciès en carbonates et par le retour des niveaux de tempêtes au sein des dépôts. Une discontinuité de chute du niveau marin relatif à la base de l'Oolithe de Lamothe ponctue cette tendance régressive (fig.82k). Elle permet la mise en place d'une nouvelle plate-forme carbonatée peu profonde. L'Oolithe de Lamothe s'étend plus au sud de la vallée de la Marne en raison de la topographie plane du sommet des Calcaires à serpules de Gudmont qui est à l'origine de l'étalement des ceintures de faciès. L'installation de cette plate-forme est accompagnée d'une diminution des décharges silicoclastiques sur la plate-forme et d'une normalisation dans l'amplitude des cycles à moyenne fréquence. Un nouveau système de barrière se met en place au sud de la vallée de la Marne. Dans ce contexte de plate-forme peu profonde, très étendue et à faible gradient topographique, la mise en place de cette barrière est à l'origine du confinement des environnements qui deviennent dysoxiques dans le nord de la plate-forme. Un maximum régressif est atteint au sommet des Calcaires crayeux de Gudmont.

Le cycle S13 correspond aux Calcaires à Astartes (*sensu* Loreau et Thierry, 1975). Ces derniers marquent un ennoyage au sommet des Calcaires crayeux de Gudmont. Le cortège transgressif débute par des dépôts de washover en arrière d'une barrière dans le secteur de la vallée de la Marne. Puis, un ennoyage rapide, non comblé par la sédimentation carbonatée, permet l'installation de faciès calcaires bioturbés à microHCS d'offshore supérieur. Dans le nord de la plate-forme, les faciès sont plus marneux mais de bathymétrie similaire (fig.82l). Le cortège de haut niveau marin est marqué par un enrichissement en carbonates et l'apparition de tempestites plus grossières qui précèdent une discontinuité de chute du niveau marin relatif à la base des Calcaires rocailloux à Ptéroceres du Kimméridgien.

En résumé 13 cycles transgressifs-régressifs et plusieurs phases de réorganisation tectonique ont été mis en évidence à l'affleurement dans l'Oxfordien (et la base du Kimméridgien ?) de Lorraine. Les phases tectoniques précèdent souvent des phases transgressives ou leur sont contemporaines, si bien que dans un contexte distensif tel que celui de l'est du Bassin de Paris à l'Oxfordien, l'augmentation locale des potentiels de subsidence a accéléré les phases d'ennoyage. Toutefois, pendant la séquence S3, l'ennoyage a été masqué à Senonville où, suite à un phénomène tectonique, est apparu un système de haut fond au début de l'ennoyage.

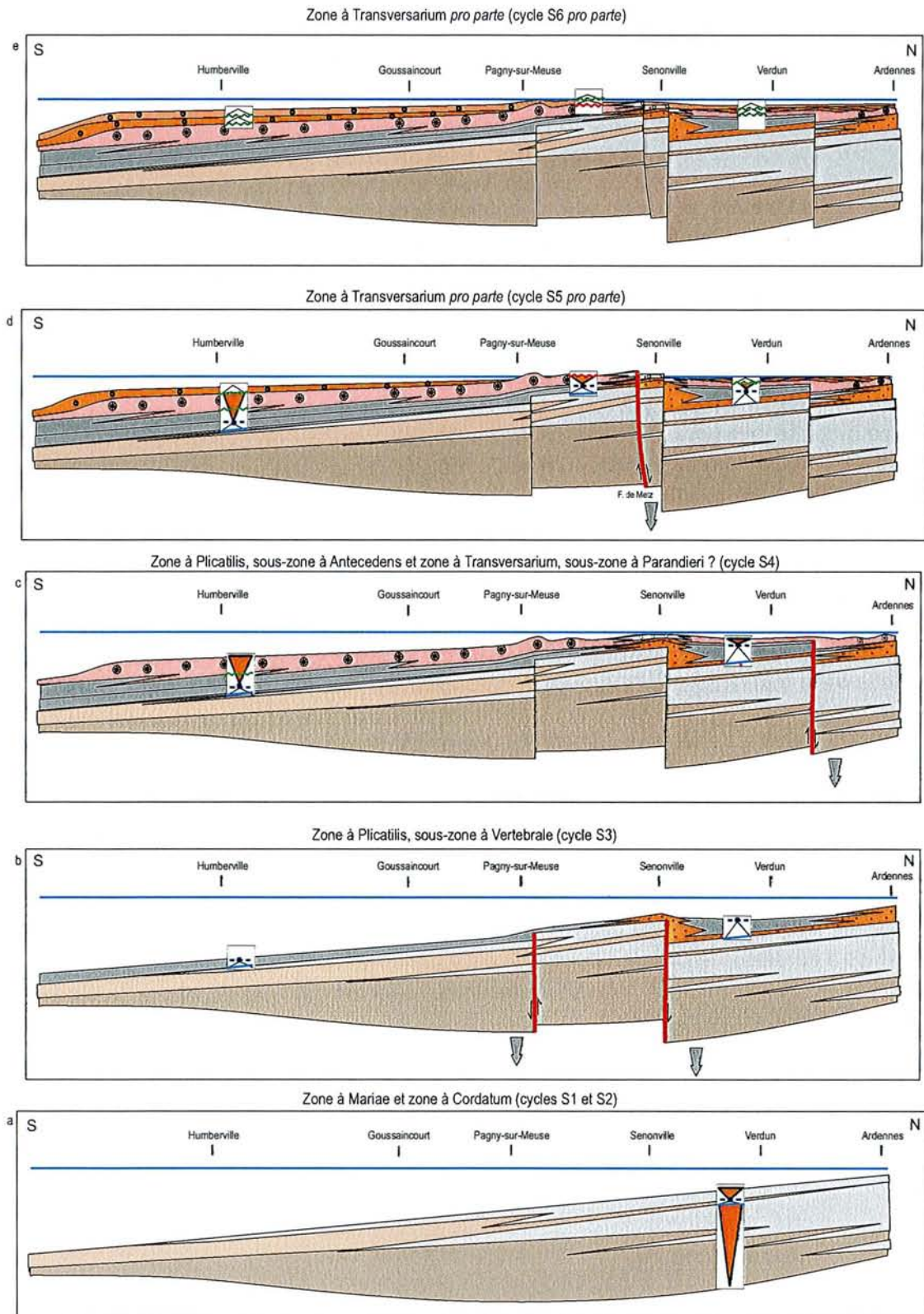


Figure 82 : Evolution tectonosédimentaire et séquentielle de l'Oxfordien de Lorraine mise en évidence à l'affleurement

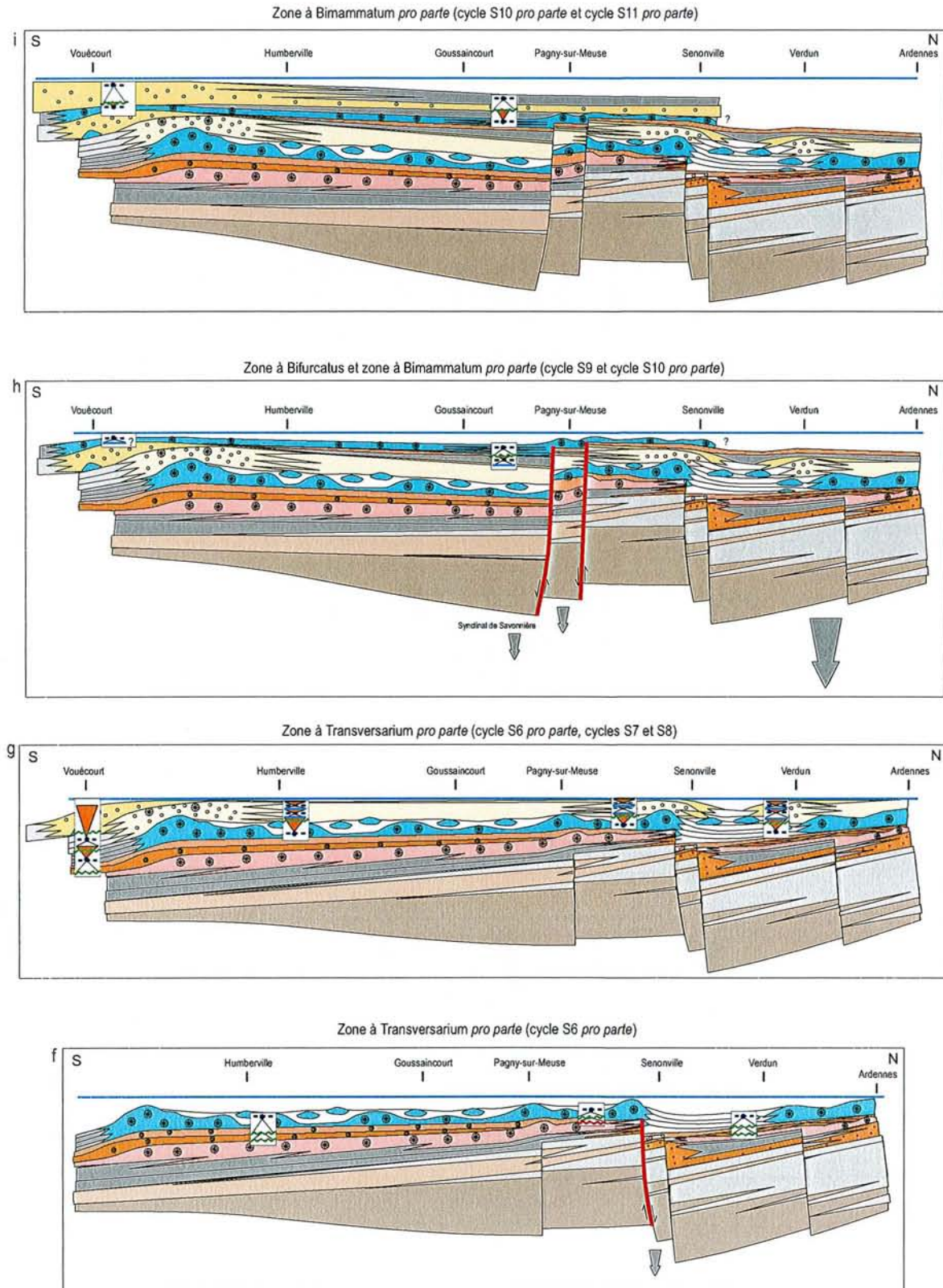


Figure 82 (suite)

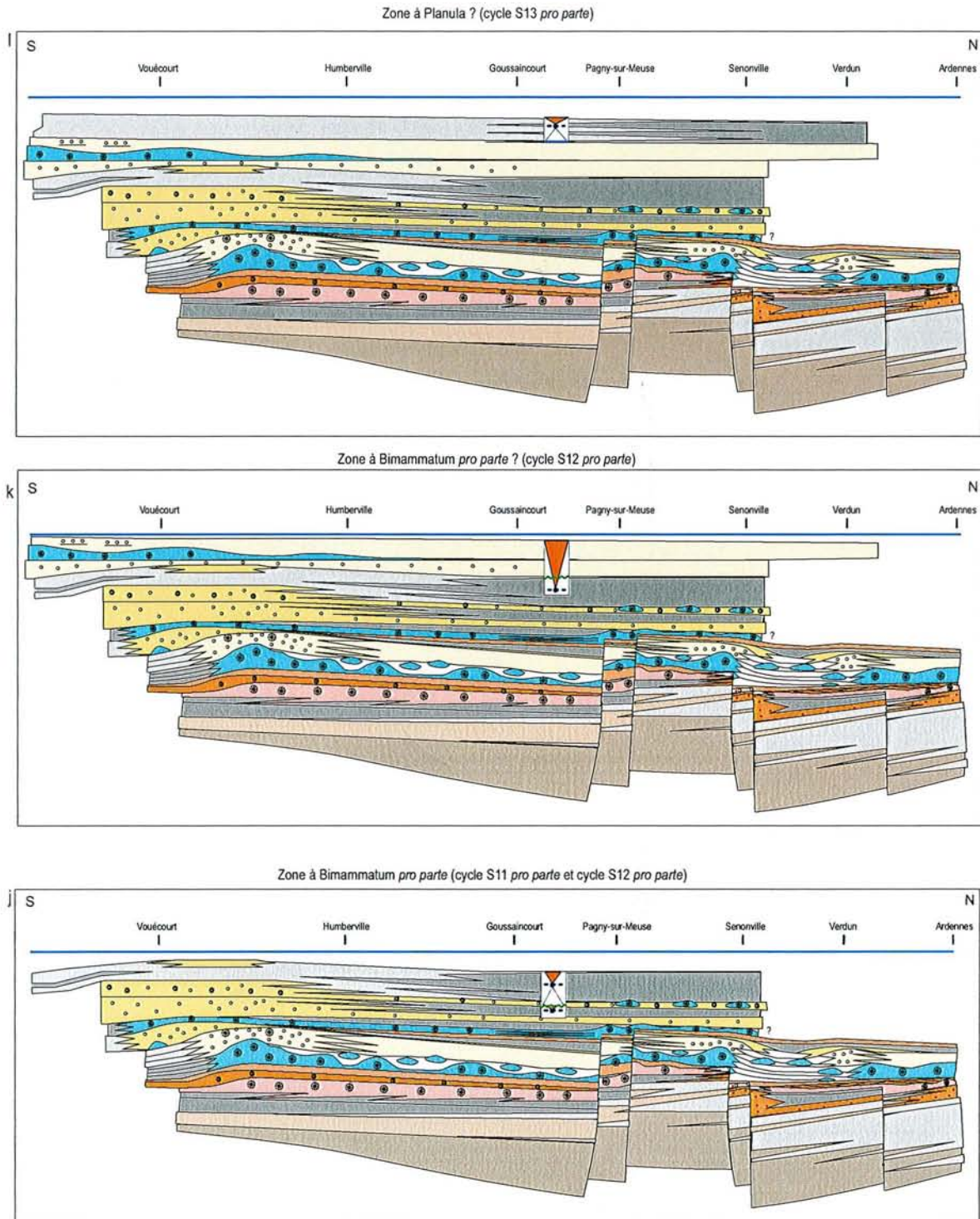
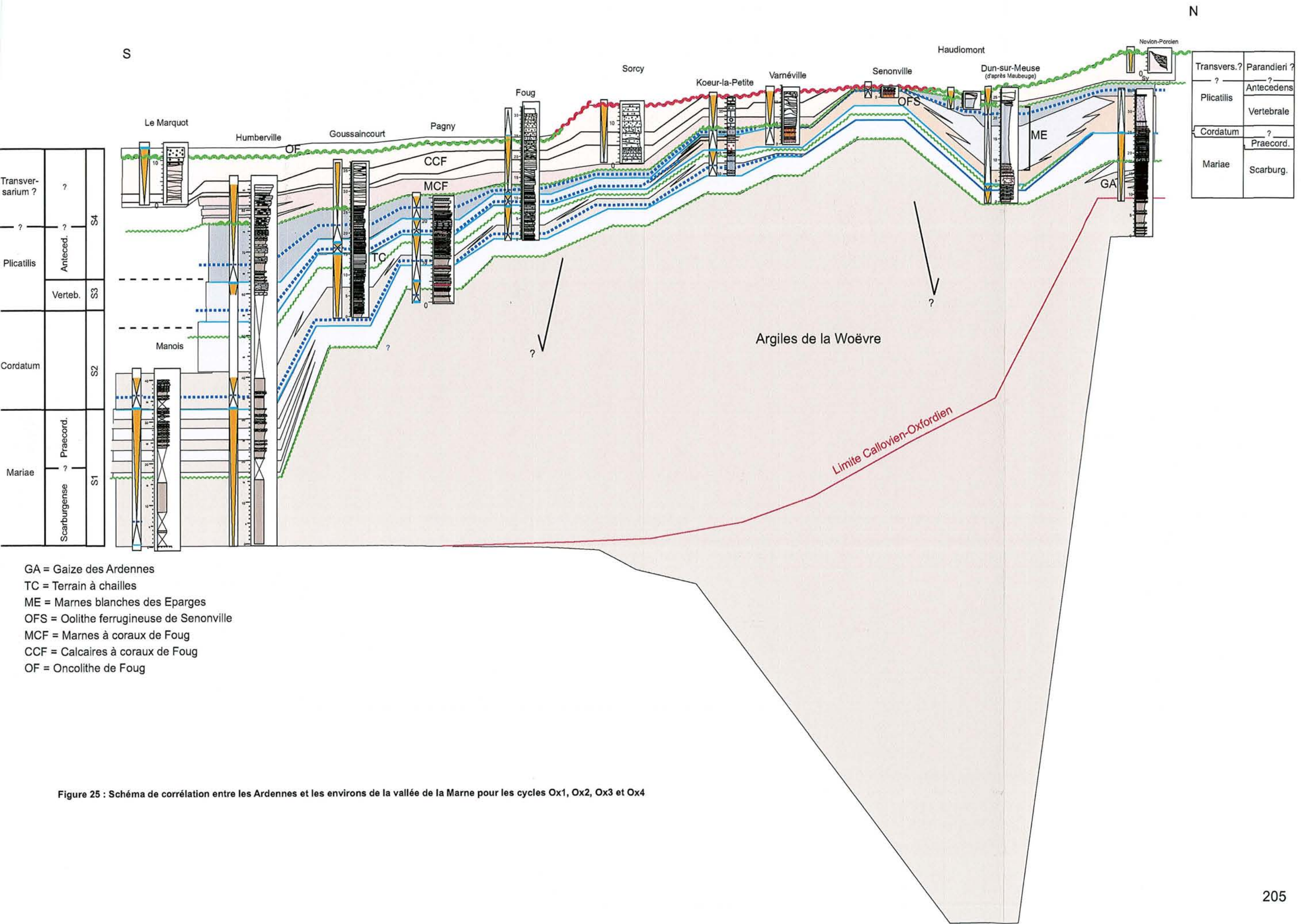


Figure 82 (suite)



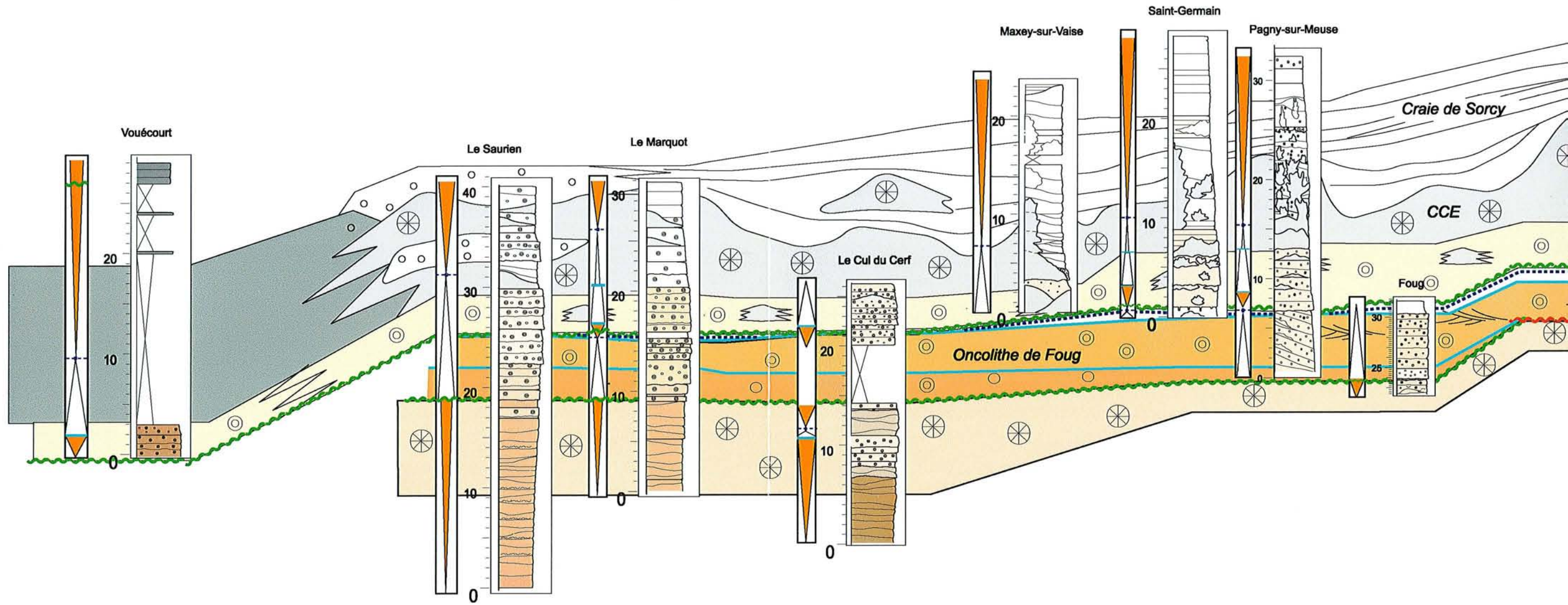
Transversarium ?	?	S4
?	Anteced.	S3
Plicatilis	Verteb.	
Cordatum		S2
Mariae	Praecord.	S1
	Scarburgense	

Transvers.?	Parandieri ?
?	Antecedens
Plicatilis	Vertebrale
Cordatum	?
Mariae	Praecord.
	Scarburg.

- GA = Gaize des Ardennes
- TC = Terrain à chailles
- ME = Marnes blanches des Eparges
- OFS = Oolithe ferrugineuse de Senonville
- MCF = Marnes à coraux de Foug
- CCF = Calcaires à coraux de Foug
- OF = Oncolithe de Foug

Figure 25 : Schéma de corrélation entre les Ardennes et les environs de la vallée de la Marne pour les cycles Ox1, Ox2, Ox3 et Ox4

S



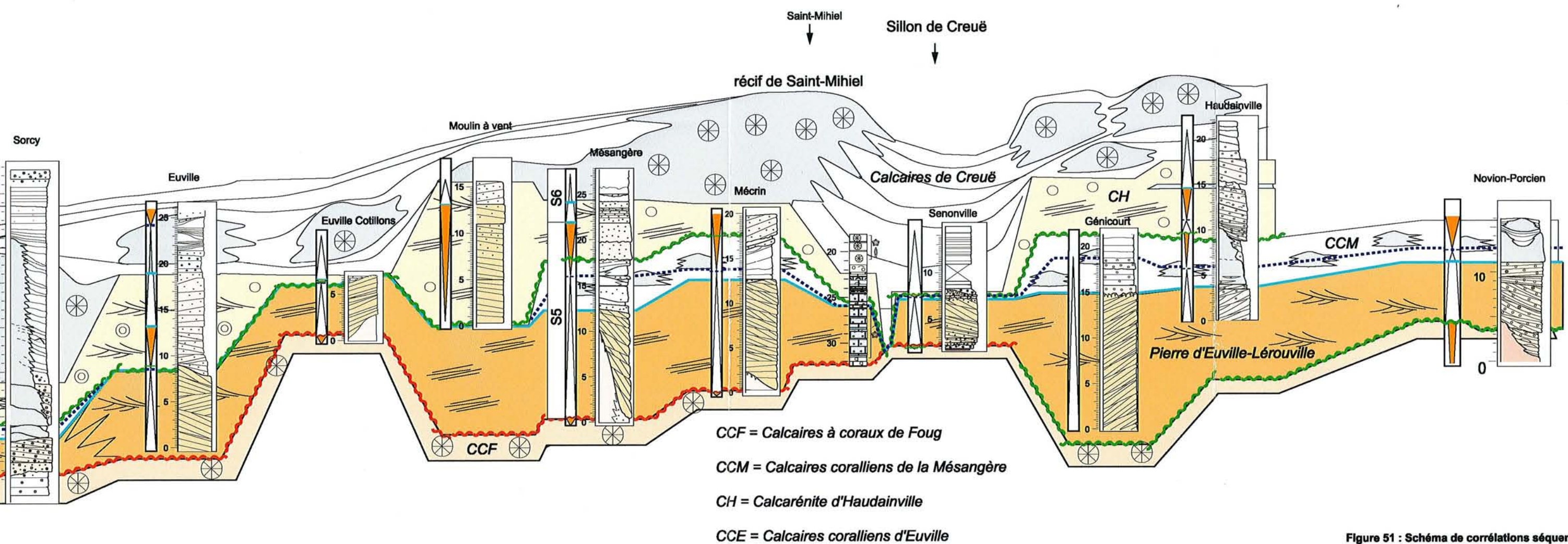


Figure 51 : Schéma de corrélations séquentielle de la Pierre d'Euville-Lérouville, de l'Oncolithe de Foug, des Calcaires coralliens de la Mésangère, de la Calcarénite d'Haudainville, des Calcaires coralliens d'Euville et des Calcaires de Creuë entre les Ardennes et la vallée de la Marne

N

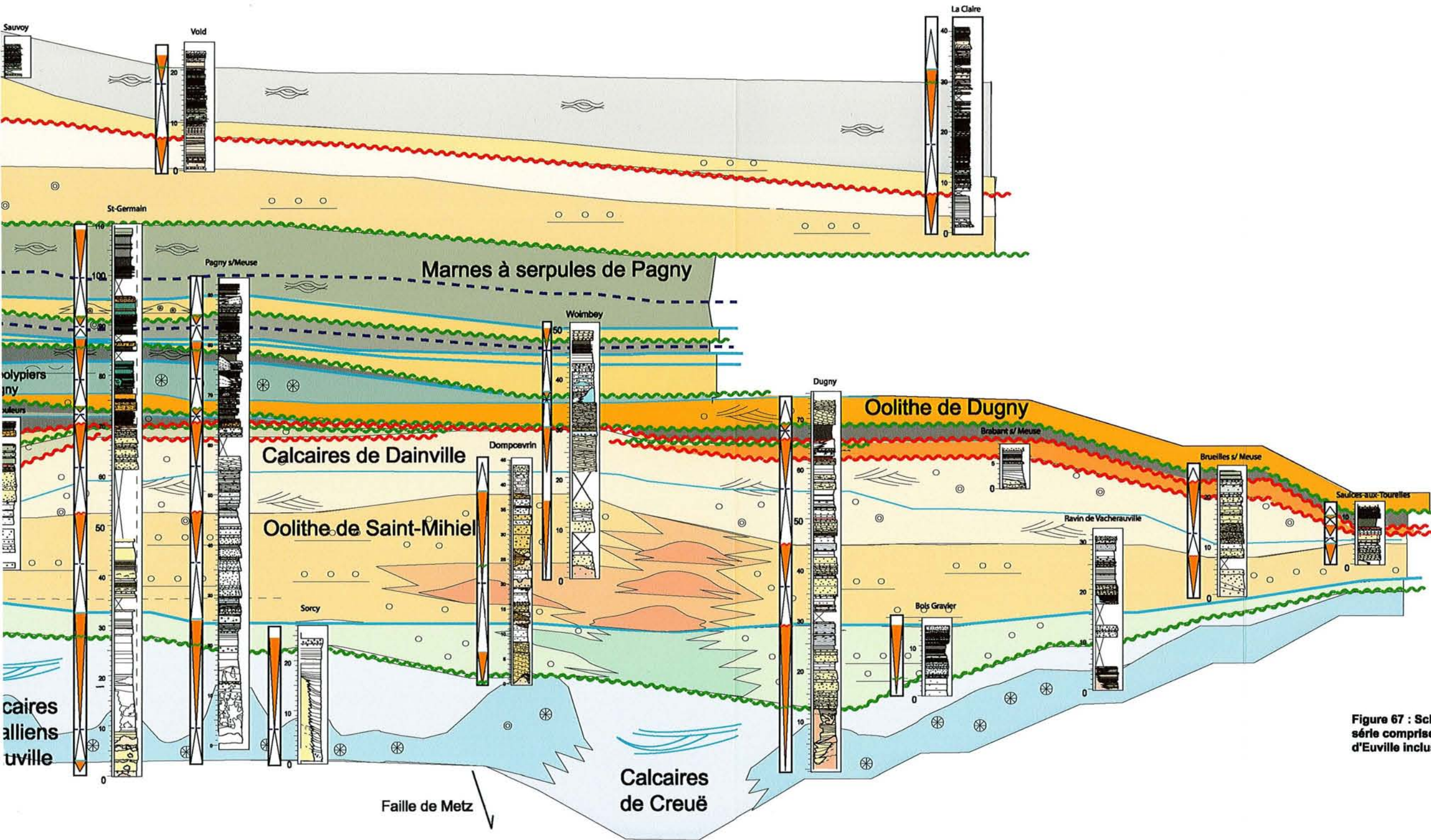


Figure 67 : Schéma de corrélations pour la série comprise entre les Calcaires coralliens d'Euville inclus et les Calcaires à astartes inclus

Chapitre V

UNIVERSITÉ DE NANCY 1
BIBLIOTHÈQUE DES SCIENCES
Rue du Jardin Botanique - BP 11
54001 VILLERS-LES-NANCY Cedex

V L'Oxfordien en subsurface

1 Introduction

L'étude de l'Oxfordien à l'affleurement m'a permis de proposer un modèle sédimentologique de terrain. J'ai pu reconstituer les géométries sédimentaires, les séquences de dépôts ainsi que les déformations synsédimentaires qui ont affecté les dépôts oxfordiens le long de la bande d'affleurement orientée plus ou moins nord sud entre les Ardennes et la vallée de la Marne. Néanmoins, cette étude ne donne qu'une vue partielle de l'histoire de la plate-forme oxfordienne dans l'est du bassin de Paris. Par conséquent, il apparaît pertinent en complément d'appréhender la géométrie des corps sédimentaires et de reconstituer la paléogéographie et l'évolution de la plate-forme sur une grande surface en direction du centre du Bassin de Paris afin de dissocier la part respective de l'eustatisme, des phénomènes tectoniques locaux et des phénomènes de plus grande ampleur.

Pour ce faire, j'ai effectué les corrélations de proche en proche de 66 profils diagraphiques issus de forages pétroliers répartis sur 5 transects situés à l'ouest de la bande d'affleurement oxfordienne. Parmi ces transects, 3 sont orientés nord-sud et 2 sont orientés est-ouest (fig.83). Un forage carotté a également été étudié. Néanmoins, préalablement aux corrélations de puits il a fallu rapporter le signal diagraphique à une colonne lithologique détaillée sur laquelle les formations décrites à l'affleurement peuvent être replacées. C'est le cas pour le forage EST 204 que nous avons pu étudier en détail. Il s'agit du forage Andra EST 204 qui traverse l'Oxfordien dans sa quasi totalité. Il a été foré sur le site d'implantation du futur laboratoire souterrain Andra qui devra se situer dans les argiles callovo-oxfordiennes. En outre, une intervention régulière sur les verses (déblais des deux puits de 6 et 5 m de diamètre en cours de creusement) dans le cadre du GDR Forpro m'a permis d'effectuer un suivi précis des faciès et des structures sédimentaires sur une importante épaisseur de la série oxfordienne.

2 Méthode

Les données diagraphiques proviennent en partie des rapports de fin de forage disponibles au laboratoire des Sciences de la Terre G2R de l'Université Henri Poincaré. Le reste des données de puits m'ont été fournies par TOTAL qui m'a gracieusement permis d'accéder aux archives des forages du Bassin de Paris.

Lorsque cela a été possible, les signaux Gamma Ray (donnant des informations sur la radioactivité naturelle des roches et par conséquent sur leur lithologie), sonic (renseignant sur la lithologie et la porosité) et neutron (renseignant sur la porosité) ont été utilisés. Pour les forages anciens, seules les données de résistivité et de polarisation spontanée étaient disponibles. Concernant ces dernières, la définition est souvent faible et ne permet pas une interprétation fine. Néanmoins, les corrélations de ces forages avec des puits proches pour lesquels le signal GR, DT ou N était disponible se sont révélées réalisables sans difficultés majeures et ont aidé à pallier ce problème.

Les descriptions lithologiques qui accompagnent la plupart du temps les données

électriques ont permis une description plus fine des faciès. Cependant, ces données n'existent pas toujours ou sont parfois succinctes (e.g. calcaires clairs sur 80 m d'épaisseur). Par conséquent, l'interprétation des faciès a, dans certains cas, été faite uniquement à partir des électrofaciès.

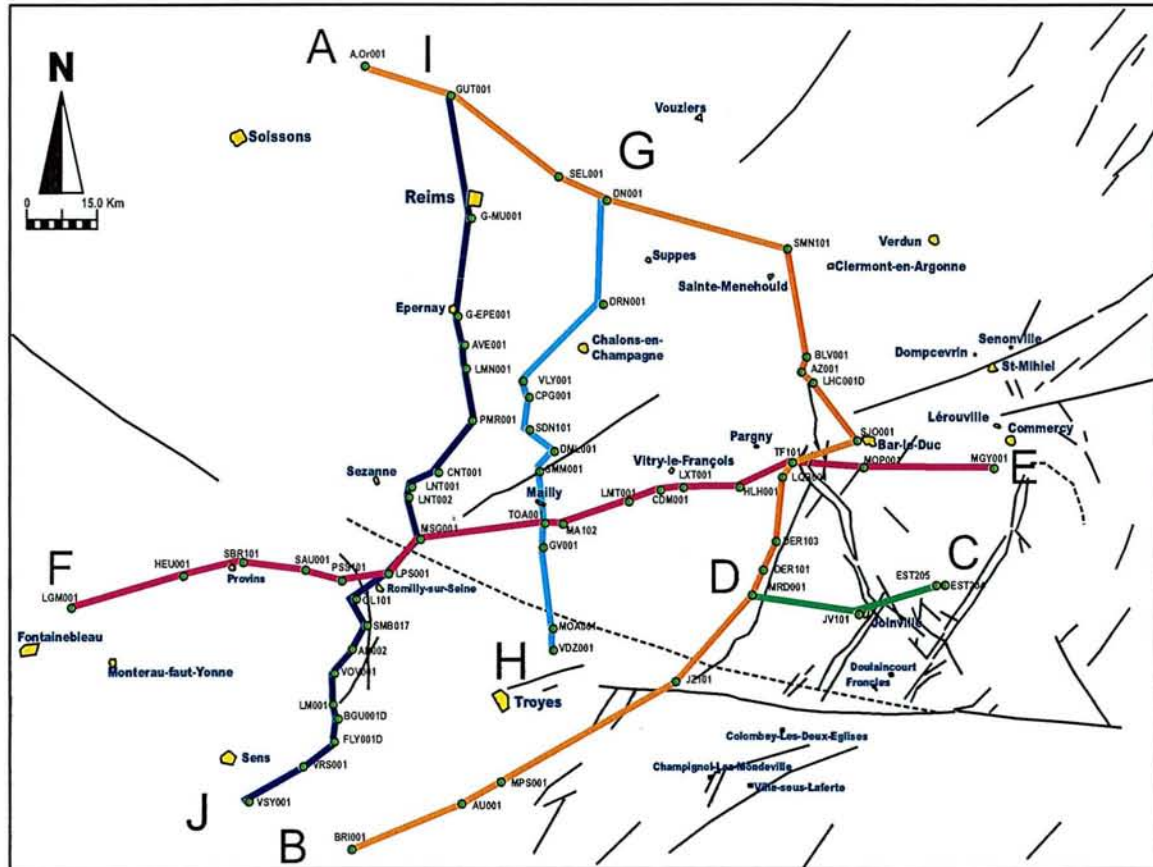


Figure 83 : Carte de localisation des transects diagraphiques étudiés

3 Forage EST 204

3.1 Colonne lithostratigraphique

La totalité des argiles callovo-oxfordiennes n'a pas pu être étudiée. La série débute dans les Marnes blanches des Eparges qui sont matérialisées par une alternance de marnes sombres et de bancs carbonatés à débit michoïde (fig.84). Les Marnes à coraux de Foug sont représentées par une alternance de calcaires argileux et de marnes à nombreux polypiers lamellaires jointifs. La limite entre cette formation et les Calcaires à coraux de Foug est délicate à placer. Verticalement, le faciès devient plus carbonaté et s'enrichit en oncoïdes au sommet. L'Oncolithe de Foug vient brutalement au sommet des Calcaires à coraux de Foug. Cette dernière formation ainsi que les Calcaires coralliens de la Mésangère et la Calcarénite d'Haudainville sont relativement développés et ont au total une extension verticale de 75 m. Il apparaît que la séquence S7 située au sein des Calcaires crayeux de Maxey est difficilement identifiable à partir du signal diagraphique. Elle est néanmoins marquée par des valeurs plus basses du sonic au niveau des faciès poreux que constitue les Calcaires crayeux de Maxey. En outre, le sommet du cycle S7 est marqué par l'apparition des faciès plus compacts (sonic

plus fort) qui caractérisent les Calcaires de Dainville et la base du cycle S8.

Au-dessus des Calcaires coralliens d'Euville, des faciès oncolithiques et oolithiques correspondent à l'équivalent latéral de la Craie de Sorcy. Ce type de faciès indique un environnement lagonaire plus externe c'est à dire proche de la bordure de plate-forme, que celui dans lequel s'est mis en place le faciès fin typique de la Craie de Sorcy. Les Calcaires crayeux de Maxey sont matérialisés par l'évolution verticale depuis des faciès lagonaire à texture mudstone/wackestone vers une alternance de faciès oolithiques fins bien triés et de faciès plus grossiers oncolithiques et bioclastiques. Cette évolution des faciès marque une ouverture des environnements de dépôt. Le sommet de la formation a une texture wackestone (lagon) et présente une surface nette qui précède la mise en place des Calcaires de Dainville. Cette surface coïncide avec le minimum d'accommodation à moyenne fréquence qui a été décrit à l'affleurement.

Les Calcaires de Dainville sont matérialisés par des petites séquences métriques à base oolithique et/ou oncolithique et à sommet plus fin packstone/wackestone. Des passées marneuses sombres soulignent parfois le sommet de ces séquences. Une descente dans le puit principal en cours de creusement (dans le cadre du GDR Forpro) a permis d'observer en place ces niveaux marneux. La surface sommitale des séquences est souvent irrégulière qui pourrait être interprétée comme paléosol (fig.85a). Elle est recouverte par des filonets argileux depuis lesquels descendent des racines dichotomisées. Les sections d'échantillons collectés sur les verses ont permis d'observer des galets noirs, de nombreux débris végétaux charbonneux ainsi que des niveaux bréchifiés en sommet de séquence (fig.85b). Des grainstones oolithiques à laminations planes ou à angle faible parcourus par des racines ont également été observés en sommet de séquence. Par conséquent, ces séquences débutent par des environnements de shoal oolithique et oncolithique et aboutissent souvent à la mise en place d'environnements subémersifs à galets noirs et végétaux aériens (mangrove ?). Vers le sommet des Calcaires de Dainville, l'épaisseur des séquences augmente et marque une augmentation de l'accommodation. La surface sommitale ne présente pas d'indices macroscopiques d'émersion. Néanmoins, des rhomboédres de dolomite brisés (détritiques) apparaissent au sein des faciès sous jacents. La présence de ces cristaux suggère une émersion au sommet des Calcaires de Dainville. La réelle surface d'émersion a probablement été ravinée lors de la transgression à la base de l'Oxfordien supérieur.

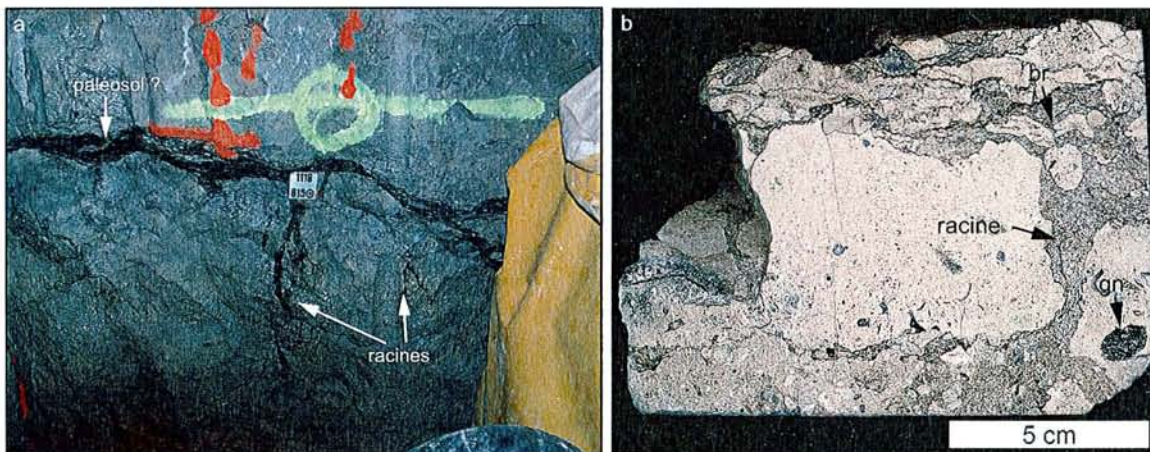


Figure 85 : Principales caractéristiques sédimentologiques des Calcaires de Dainville dans le secteur de Bure. a) structures racinaires associées à d'éventuels paléosols (photo prise dans le puit principal d'accès); b) section polie permettant d'observer l'association de structures racinaires, de galets noirs (gn) et de brèches (br) au sein des Calcaires de Dainville (échantillon récolté sur les verses)

Les échantillons récoltés sur les verses ont permis de reconstituer l'évolution verticale des faciès entre le sommet des Calcaires de Dainville et la base de l'Oolithe de Saucourt.

La série débute par environ 1m de marnes à couches de tempêtes silteuses de type HCS présentant des rides de houle de fin de tempête en toit de banc parcourues par des terriers du genre *Thalassinoides* (fig.86a). Ce premier ensemble marneux est interprété comme l'équivalent latéral de la base marneuse des Calcaires à polypiers de Pagny. Il est surmonté par un ensemble carbonaté bioconstruit riche en polypiers branchus et massifs en place. Le sommet de l'ensemble est plus oolithique marquant une légère diminution de la tranche d'eau. Cette unité carbonatée correspond au faciès bioconstruits des Calcaires à polypiers de Pagny. Verticalement, les faciès marneux à HCS font leur retour. Ils sont délimités au sommet par l'apparition de passées oolithiques à oïdes sombres. Ces faciès sont surmontés par des calcaires bioconstruits riches en polypiers branchus. Il a été possible d'observer des indices d'émersion liés à la chute du niveau marin relatif de la base de l'Oolithe de Saucourt inférieure. En effet, les derniers polypiers branchus qui précèdent l'Oolithe de Saucourt inférieure sont tronqués au sommet (fig.86b) et sont également partiellement dissouts. Les vides moldiques sont remplis par le matériel oolithique de la formation sus-jacente. La dissolution des polypiers aragonitiques est par conséquent précoce et aurait ainsi pu se produire dans un environnement subtidal. Néanmoins, la troncature du sommet des polypiers suggère un ravinement pendant une transgression à la base de l'Oolithe de Saucourt inférieure. Par conséquent, la dissolution des polypiers est interprétée comme faisant suite à une émersion et à l'action de fluides météoriques agressifs.

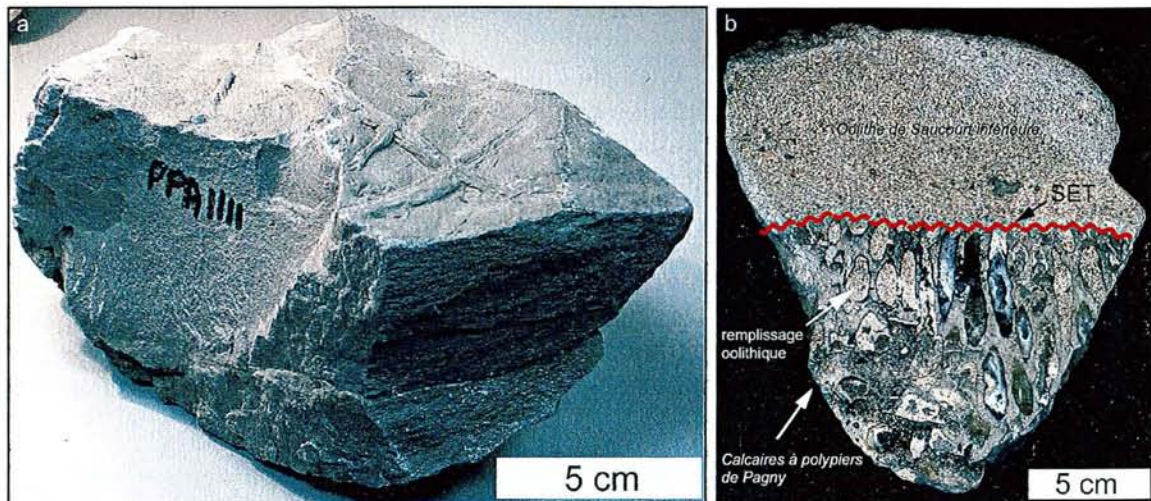


Figure 86 : a) tempestite litée à rides symétriques de houle de fin de tempête parcourues par des terriers du genre *Thalassinoides*; b) Sommet des Calcaires à polypier. Le sommet des polypiers est tronqué et ces derniers sont partiellement dissouts. Les vides moldiques sont remplis par un grainstone oolithique issu de la Oolithe de Saucourt inférieure sus-jacente. Cette surface de ravinement est interprétée comme une surface d'émersion et de transgression (SET)

Les corrélations avec la carrière de Pagny-sur-Meuse sont présentées en figure 87a. Suite à l'émersion au sommet des Calcaires de Dainville (fig.87b), le basculement de la plate-forme vers le nord a permis la mise en place des Marnes silteuses de Maxey et de l'Oolithe de Dugny dans le secteur de Pagny-sur-Meuse alors que le secteur de Bure est resté émergé (fig.87c). C'est uniquement lors de la mise en place des Calcaires à polypiers de Pagny que le haut fond situé à l'aplomb de l'ancienne bordure de plate-forme de l'Oxfordien moyen a été transgressé (fig.87d). Cette transgression a visiblement raviné la surface d'émersion à Bure, contemporaine des Marnes silteuses de Maxey et de l'Oolithe de Dugny. L'émersion au sommet des Calcaires à polypiers de Pagny à Bure est contemporaine de la mise en place d'un cortège de bas niveau marin à Pagny-sur-Meuse qui fait suite à une discontinuité de chute du niveau marin relatif (fig.87e). Le cortège de bas niveau marin correspond au faciès bioclastique à mégarides tidales qui constitue la partie inférieure de l'Oolithe de Saucourt

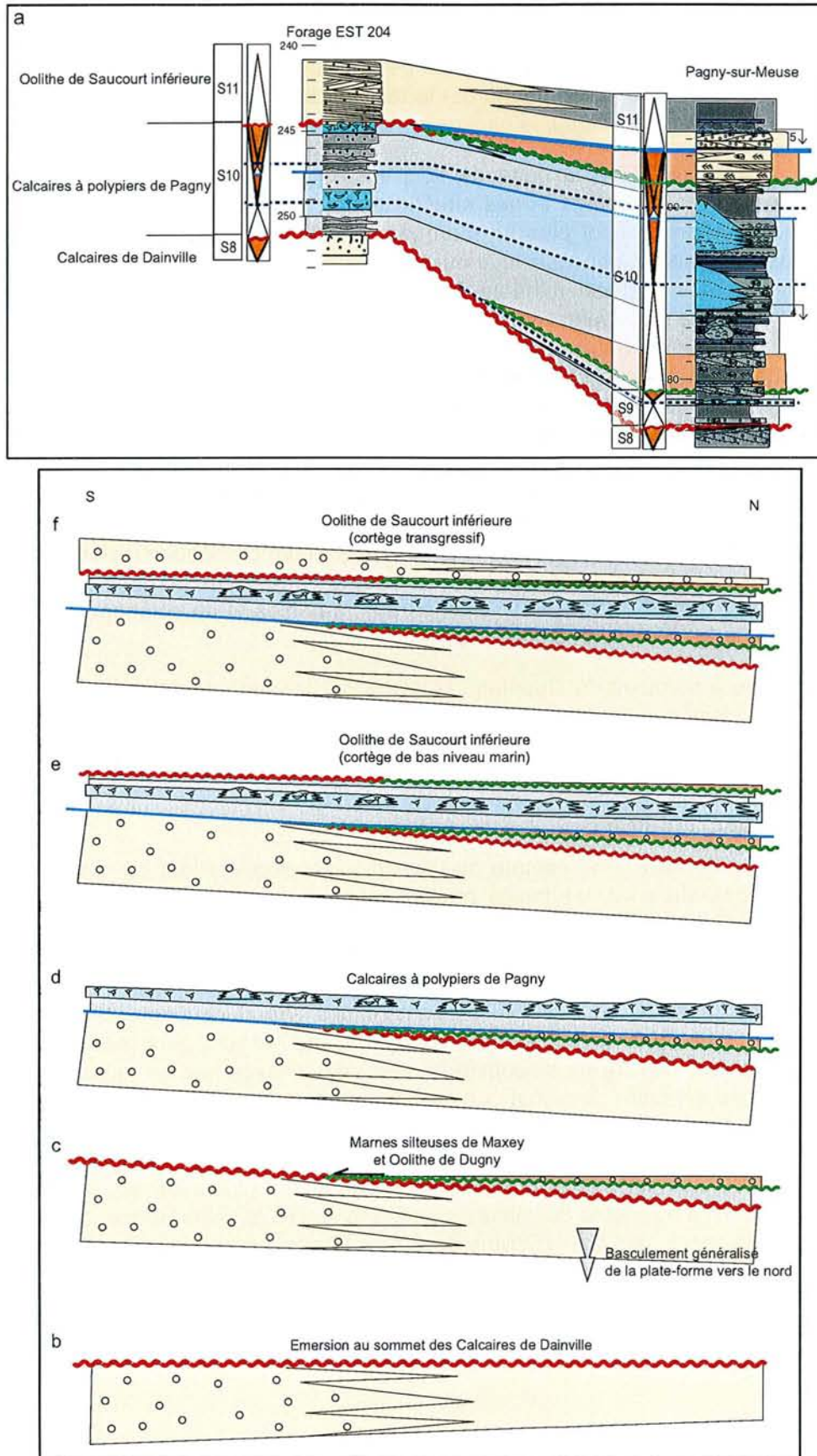


Figure 87 : a) corrélations entre le secteur de Bure et Pagny-sur-Meuse pendant la zone à Bifurcatus et la base de la zone à Bimammatum; b) évolution tectonosédimentaire entre Bure et Pagny-sur-Meuse pendant le début de l'Oxfordien supérieur

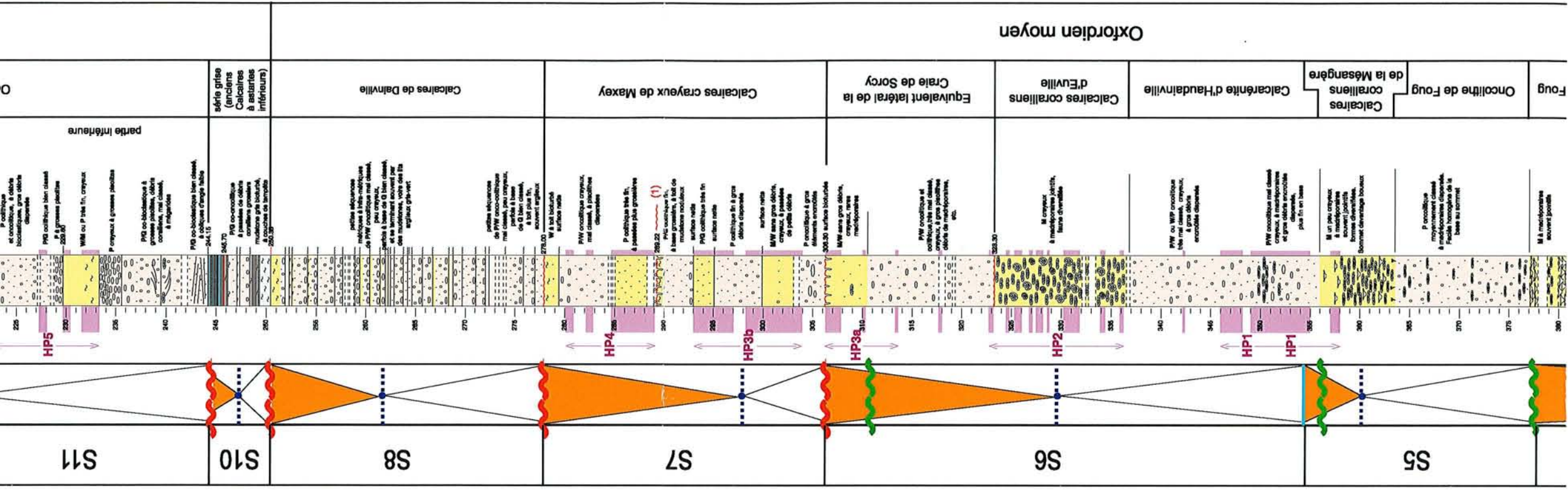
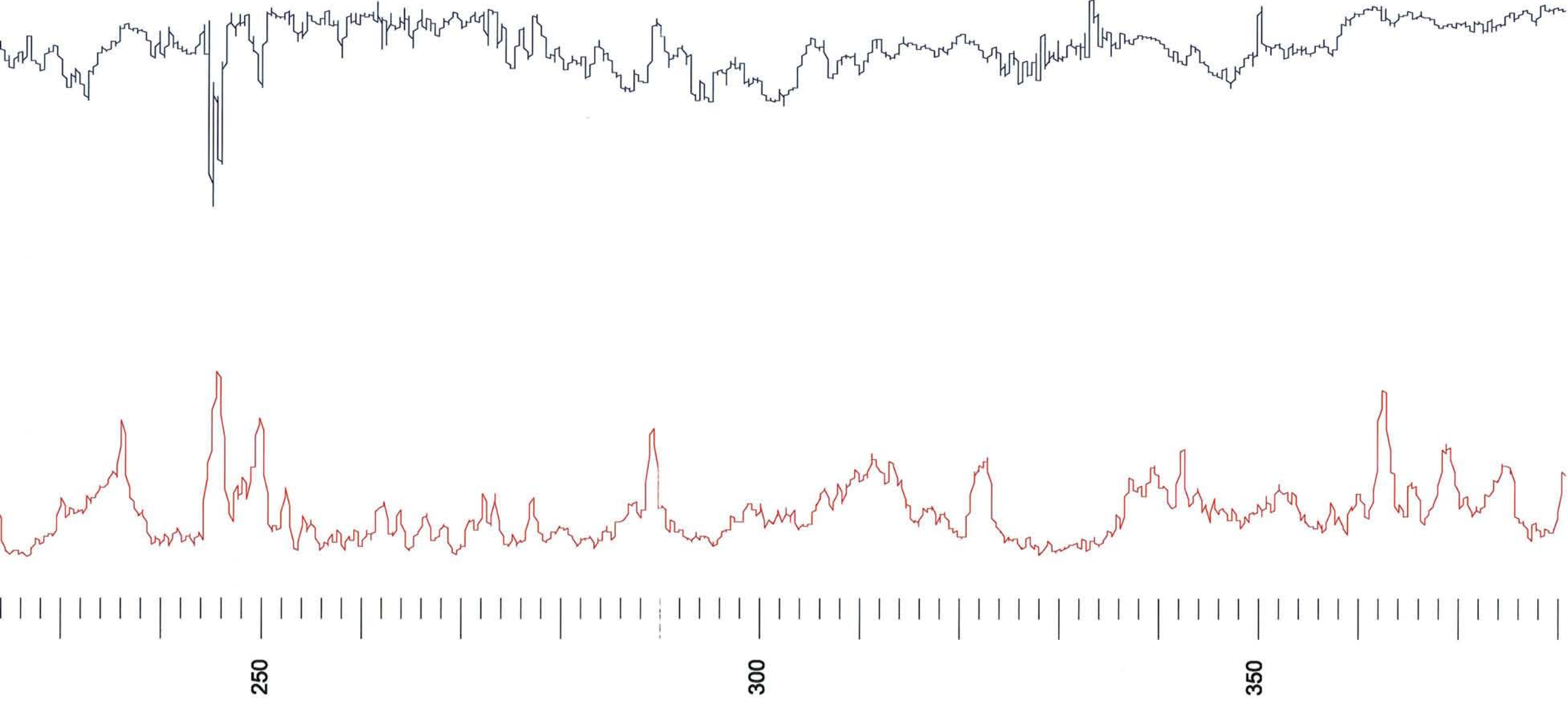
inférieure à Pagny-sur-Meuse (fig.87e). Le cortège transgressif à Pagny débute quant à lui par l'apparition des faciès oolithiques dans la partie supérieure de l'Oolithe de Saucourt inférieure. La surface de transgression a raviné le sommet des Calcaires à polypiers de Pagny à Bure et le cortège transgressif a été accompagné par la rétrogradation des faciès de shoal oolithique qui se sont confinés dans le secteur le plus proximal de la rampe à vergence nord (fig.87f).

Dans le forage EST 204, la base de l'Oolithe de Saucourt inférieure renferme des laminations horizontales de plage et des stratifications entrecroisées de mégarides tidales. Verticalement, le faciès devient plus fin marquant une augmentation de la tranche d'eau. Le sommet de l'Oolithe de Saucourt inférieure est plus oolithique et souligne une nouvelle diminution de la tranche d'eau à haute fréquence. Les faciès marneux de l'Oolithe de Saucourt intermédiaire (équivalent latéral des Marnes à huîtres de Pagny) apparaissent au-dessus de l'Oolithe de Saucourt inférieure. Des observations dans le puit principal ont permis d'en observer les faciès et le passage à l'Oolithe de Saucourt supérieure. Des marnes franches s'enrichissent progressivement en passées lenticulaires silteuses présentant des morphologies mamelonnées de type HCS. Cette tendance souligne une diminution progressive de la profondeur. Le contact franc entre ces faciès et la base de l'Oolithe de Saucourt supérieure est souligné par une surface de ravinement. La base de l'Oolithe de Saucourt supérieure correspond à un grainstone oolithique à stratifications obliques au sein desquelles apparaissent des petits festons de mégarides à remplissage mudstone. Le contact franc de base marque donc une discontinuité de chute du niveau marin relatif. Verticalement, l'Oolithe de Saucourt supérieure s'enrichit en coraux remaniés et en solénopores. Le faciès devient riche en gros oncoïdes et en pisolites.

Les Calcaires à serpules de Gudmont, l'Oolithe de Lamothe, les Calcaires crayeux de Gudmont et les Calcaires à Astartes présentent globalement les mêmes caractéristiques et les mêmes épaisseurs que ce qui a pu être observé à l'affleurement.

3.2 Signal diagraphique

Le signal diagraphique rend compte de l'évolution lithologique tout au long de la série oxfordienne (fig.84). En effet, les faciès argileux sont représentés par des valeurs fortes du GR. Ces faciès sont également caractérisés par de faibles valeurs du signal sonic. Les horizons poreux décrits le long du forage et concentrés dans les Calcaires crayeux de Maxey et dans la Calcarénite d'Haudainville sont également associés à une déplétion du signal sonic. En revanche les Calcaires de Dainville présentent une signature diagraphique différente avec des valeurs plus importantes du sonic marquant une porosité plus faible et donc des faciès plus compacts. Les faciès bioconstruits sont matérialisés par de faibles valeurs du GR et une réponse aléatoire du signal sonic en fonction de la porosité récifale rencontrée. L'Oolithe de Saucourt inférieure et dans une moindre proportion l'Oolithe de Saucourt supérieure sont caractérisées par un pattern du GR que j'appellerai en « sablier ». En effet, la partie intermédiaire plus poreuse et probablement légèrement plus argileuse de l'Oolithe de Saucourt inférieure est à l'origine de valeurs plus fortes du GR et d'une baisse des valeurs du sonic. C'est également le cas pour l'Oolithe de Saucourt supérieure qui n'est néanmoins pas marquée par une variation du sonic.



Oxfordien moyen

O

S.C.D. - U.H.P. NANCY 1
 BIBLIOTHÈQUE DES SCIENCES
 Rue du Jardin Botanique - BP 11
 54601 VILLERS-LES-NANCY Cedex

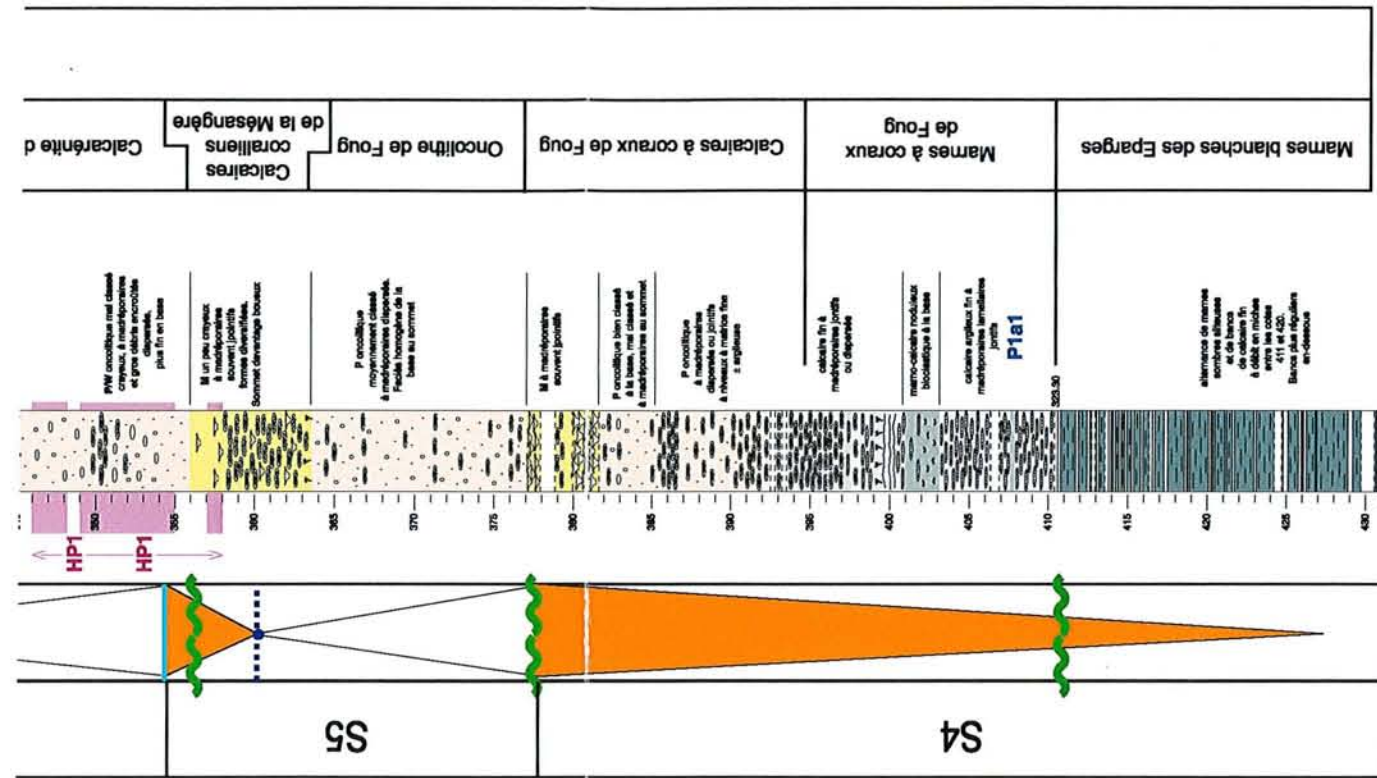
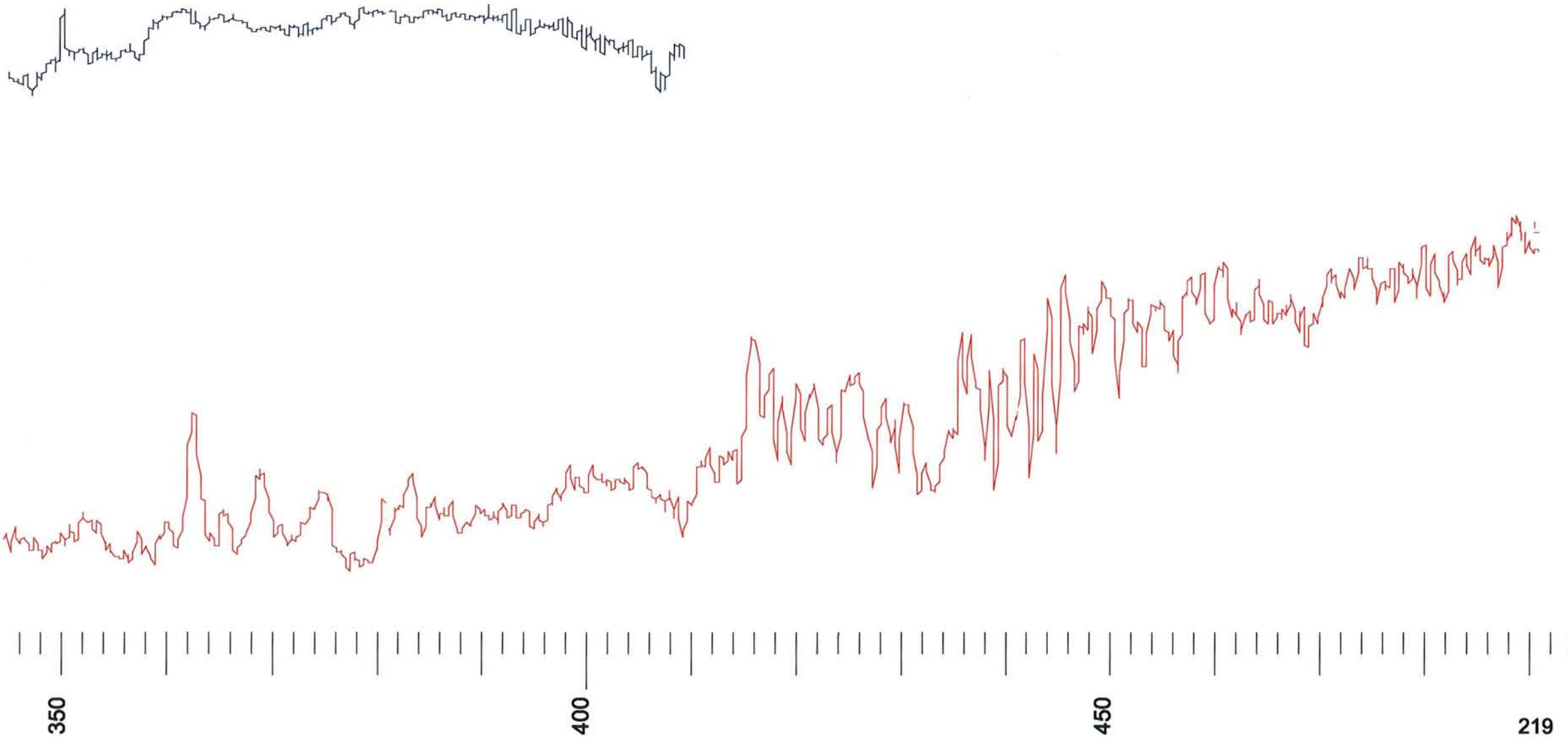


Figure 84 : Description lithologique et séquentielle du forage EST 204 et correspondance avec les signaux Gamma Ray et Sonic



4 Transects diagraphiques

4.1 Transect A-B

4.1.1 La plate-forme carbonatée

Le transect A-B orienté nord-sud est le plus proche de la bande d'affleurement (fig.83). Le cycle S1 est exprimé, comme à l'affleurement, surtout dans le nord de la Lorraine et dans les Ardennes (fig.A50, annexe 3). La tendance régressive est représentée par une dérive progressive des faciès argileux vers des faciès de plus en plus carbonatés. Cette dérive progressive caractérise une progradation des faciès carbonatés en direction du sud. Le maximum régressif est de plus en plus difficile à localiser dans les environnements plus distaux méridionaux où la dérive carbonatée est de moins en moins exprimée.

Le cycle S2 est également bien exprimée dans le nord de la Lorraine et dans les Ardennes. Comme pour le cycle précédent, le cortège de haut niveau marin est matérialisé par une dérive progressive vers des faciès de plus en plus carbonatés qui souligne une progradation des environnements de dépôt. Cette tendance est encore sensible plus au sud comparée à celle qui caractérise le sommet du cycle S1 et confirme la tendance régressive à long terme depuis le début de l'Oxfordien qui a été envisagée suite à l'étude de terrain (cf.§ IV8).

Le cycle S3 débute avec l'installation de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville qui apparaît entre Saint-Menehould et Trois Fontaines. Ce secteur devait former le prolongement du système de haut-fond décrit à l'affleurement dans le secteur de Senonville. Les Marnes blanches des Eparges sont diachrones de part et d'autre de ce système de point haut. En effet, sur le transect G-H (fig.A53, annexe 3), le sommet carbonaté du cycle S3 et les marnes qui le surmontent et qui forment la base du cycle S4 viennent s'amincir sous les Marnes et Calcaires à coraux de Foug jusqu'au puits de Dontrien. Sur le transect E-F (fig.A52, annexe 3) qui recoupe le transect précédent au niveau de Trouan, le cycle S3 vient en *onlap* sur le sommet de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville dans le secteur de Trois Fontaines 101. Par conséquent, sur le transect A-B, le cycle S3 qui apparaît directement sous les Marnes et Calcaires à coraux de Foug à Dontrien vient se biseauter sur l'Oolithe ferrugineuse de Senonville de telle sorte qu'à Trois Fontaines 101, c'est le cycle S4 qui est le mieux exprimé. Ces géométries sédimentaires suggèrent un corps sédimentaire progradant en direction du sud. Une telle organisation spatiale des dépôts a d'ailleurs été mise en évidence à l'affleurement (cf.§ IV3.15). En effet, entre Senonville et les Ardennes, la sous-zone à Vertébrale (et donc les dépôts du cycle S3) constitue la quasi totalité des Marnes blanches des Eparges alors qu'en direction du sud de la Lorraine c'est le cycle S4 appartenant en partie à la sous zone à Antecedens qui est représentée par les dépôts les plus épais. Toutefois, sur le transect A-B et contrairement à ce qui a été observé à l'affleurement, les dépôts du cycle S4 parviennent largement à transgresser le système de haut-fond apparu lors du dépôt de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville. Ceci implique une atténuation en direction de l'ouest du paléorelief formé par le seuil de Senonville.

La mise en place des Marnes à coraux de Foug et des Calcaires à coraux de Foug s'effectue de façon brutale comme le montre le changement net du signal à la base de la formation. Ce contact correspond à la discontinuité de chute du niveau marin relatif qui a été observée à l'affleurement. L'épaisseur des faciès coralliens augmente en direction du sud et la compensation de l'espace disponible par la production carbonatée a abouti au passage d'un système de rampe argilo-carbonatée à un système de plate-forme récifale carbonatée. La limite avec l'Oncolithe de Foug et la Pierre d'Euville-Lérrouville est difficile à placer. Néanmoins, une unité oolithique s'intercale au sein des faciès bioconstruits dans le forage

de Sainte-Menehould (fig.A48, annexe) et correspond à l'équivalent de la Pierre d'Euville-Lérouville et de l'Oncolithe de Foug. La bordure de plate-forme se situait à cette période entre Saint-Joseph et Trois-Fontaines.

L'ennoyage à la base du cycle S5 débute avec l'installation de la Pierre d'Euville-Lérouville et de l'Oncolithe de Foug. La présence d'un intervalle argileux sous les faciès construits dans le forage de Saint-Joseph indique que le maximum d'ennoyage du cycle S6 se situe vraisemblablement à la base de la formation. Les Calcaires coralliens d'Euville se développent sur l'ensemble de la plate-forme. L'apparition de faciès carbonatés plus compacts dans le forage de Saint-Joseph situé en bordure de plate-forme suggère la présence d'une barrière récifale. La bordure de plate-forme se situe à l'aplomb de celle des Calcaires à coraux de Foug. Elle est globalement aggradante par rapport à cette dernière. Au sud ouest de Saint-Joseph, les Calcaires coralliens d'Euville passent latéralement à des faciès argileux de bassin. Les trois puits voisins que sont Belval-en-Argonne, Auzecourt et Laheycourt laissent apparaître une épaisseur importante de faciès carbonatés poreux (sonic faible). Ces faciès correspondent probablement aux Calcaires de Creuë qui apparaissent à l'affleurement au nord de la faille de Metz.

Le cortège de haut niveau du cycle S6 est marqué par la dérive progressive des faciès vers des dépôts plus compacts dans les puits de Belval-en-Argonne, Auzecourt et Laheycourt. Dans les puits plus septentrionaux, ce cortège de haut niveau marin est difficilement différenciable des dépôts du cycle suivant S7. En bordure de plate-forme, la discontinuité de chute du niveau marin relatif à la base des Calcaires crayeux de Maxey qui marque la mise en place du système de plate-forme peu profonde est accompagnée d'un saut de progradation de la plate-forme en direction du sud. Ce saut de progradation n'avait pas été décrit du fait du manque d'affleurements entre Vouécourt et Le Saurien. Néanmoins, l'apparition de faciès plus carbonatés au sein des Calcaires hydrauliques à Vouécourt correspond probablement à ce saut de progradation comme c'est le cas dans le forage Der 103 (fig.A48, annexe). Il est à noter que ce dernier présente la même évolution verticale des faciès que la coupe de Vouécourt.

Le cycle S7 qui se situe au sein des Calcaires crayeux de Maxey dans les environnements de plate-forme est souvent difficile à identifier à partir du signal diagraphique. Néanmoins, il est délimité au sommet par l'apparition des faciès compacts des Calcaires de Dainville comme cela est observable dans le forage EST 204 (cf. § 3.2). Les environnements proches de la bordure de plate-forme (Saint-Joseph, Trois-Fontaines et Les Quatres Bras) correspondent aux faciès oolithiques et oncolithiques de l'Oolithe de Doulaincourt.

Les Calcaires de Dainville qui correspondent au cycle S8, apparaissent au-dessus des Calcaires crayeux de Maxey. Comme pour le forage EST 204, ils sont signalés par des faciès carbonatés plus compacts (sonic plus fort et/ou résistivité plus importante). Cette formation apparaît sur l'ensemble de la plate-forme. Son épaisseur est relativement constante jusque dans les Ardennes où l'extension verticale des Calcaires de Dainville est supérieure à celle des Calcaires crayeux de Maxey. Cette caractéristique marque une reprise de la création d'espace disponible pendant la mise en place des Calcaires de Dainville. Les faciès oolithiques sont alors généralisés sur toute la plate-forme pendant cette période de bas niveau marin relatif. La bordure de plate-forme est globalement aggradante. Comme à l'affleurement, des discontinuités de chute du niveau marin relatif à la fin de l'Oxfordien moyen ont permis un saut de progradation de la plate-forme en direction du sud et la mise en place d'un cortège de bordure de plate-forme dans le secteur de Der 103. Ce cortège de bordure de plate-forme marque le maximum de progradation de la plate-forme en direction du sud.

Le cycle S9 comprend les Marnes silteuses de Maxey et l'Oolithe de Dugny. Le passage Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur est marqué par un basculement vers le nord de la plate-

forme comme l'indique un *onlap* des Marnes silteuses de Maxey et de l'Oolithe de Dugny au toit des Calcaires de Dainville vers le sud. La période de bas niveau marin qui coïncide avec la mise en place de l'Oolithe de Dugny coïncide également avec l'augmentation des décharges silicoclastiques depuis le massif ardennais comme en atteste la présence de faciès gréseux dans le forage d'Orgeval.

Le cycle S10 comprend les Calcaires à polypiers de Pagny. Pendant leur mise en place, la subsidence s'accroît au nord de Belval-en-Argonne alors que le secteur sud s'avère faiblement subsident. Les Calcaires à polypiers de Pagny parviennent péniblement à transgresser le haut-fond formé par l'ancienne bordure de plate-forme où (comme dans le forage EST 204) ils sont représentés par un fin intervalle marno-calcaire. Les faciès carbonatés passent latéralement à des faciès argileux plus profonds au nord de Sainte-Menehould, là où la subsidence était la plus importante.

Après un cycle transgression-régression à haute fréquence qui a permis le retour des faciès marnés au-dessus des faciès bioconstruits, l'Oolithe de Saucourt inférieure apparaît brutalement. Sa mise en place fait suite à une discontinuité de chute du niveau marin relatif pendant le cortège de haut niveau marin du cycle S10. Cette période de bas niveau marin est accompagnée par une augmentation des décharges de matériel gréseux dans les Ardennes. Comme dans le forage EST 204, l'Oolithe de Saucourt inférieure est composée d'une partie intermédiaire plus poreuse et/ou plus marnée qui lui donne son pattern particulier en « sablier » bien exprimé entre Belval-en-Argonne et Lahey-court. Ce pattern particulier illustre un cycle transgressif-régressif à haute fréquence pendant l'installation de l'Oolithe de Saucourt inférieure, cycle qui avait d'ailleurs déjà été envisagé à l'affleurement sur la coupe de Woimbey (cf. § IV6.3). Un système de shoal oolithique se développe au sud sur le point haut situé entre Trois-Fontaines 101 et Le Der 103.

Le cortège transgressif du cycle S11 débute par l'apparition des Marnes à huîtres de Pagny dont l'épaisseur est relativement réduite sur l'ensemble de la plate-forme hormis dans les Ardennes qui continue à être une zone plus subsidente. Elles disparaissent entre l'Oolithe de Saucourt inférieure et l'Oolithe de Saucourt supérieure au niveau du point haut de Der 103. L'Oolithe de Saucourt supérieure marque une discontinuité de chute du niveau marin relatif à moyenne fréquence. Comme pour l'Oolithe de Saucourt inférieure, mais dans des proportions moindres, son apparition est accompagnée dans les Ardennes par l'augmentation des décharges de matériel gréseux.

Lors de la transgression à la base du cycle S12, l'Oolithe de Saucourt supérieure est partiellement transgressée par les Marnes à serpules de Pagny et les Calcaires à serpules de Gudmont. Ces derniers apparaissent dans le secteur des Quatre-Bras et de Der 103. En direction des Ardennes, ils passent latéralement aux Marnes à serpules de Pagny dont l'épaisseur augmente au nord de Belval-en-Argonne. Ce surépaississement suggère une poursuite de la subsidence dans ce secteur. Le sommet de la formation devient rapidement plus carbonaté et passe à des calcaires fins parfois sublithographiques pendant le cortège de haut niveau marin du cycle S12. A la fin des Marnes à serpules de Pagny, le gradient topographique entre Der 103 et les Ardennes est fortement atténué. L'Oolithe de Lamothe ainsi que les Calcaires crayeux de Gudmont viennent au-dessus des Calcaires à serpules de Gudmont et des Marnes à serpules de Pagny. Ils apparaissent sur l'ensemble de la plate-forme sans variations significative d'épaisseur et de faciès si ce n'est l'existence d'une ceinture plus oolithique en bordure de plate-forme entre Lahey-court et Les Quatre Bras pendant les Calcaires crayeux de Gudmont.

La séquence S13 débute avec les faciès argilo-carbonatés des Calcaires à Astartes.

4.1.2 Les environnements de bassin

Pendant tout l'Oxfordien inférieur et moyen, les environnements distaux ont enregistré un faible taux de sédimentation. En effet, l'intervalle de temps compris entre les Argiles de la Woëvre et les Calcaires coralliens d'Euville, c'est à dire entre la zone à *Mariae* et la partie inférieure de la zone à *Transversarium*, est représenté à Briénon par un ensemble argilo-carbonaté dont l'épaisseur n'excède pas 10 m. Cet ensemble correspond aux Marnes à spongiaires datés de la zone à *Transversarium* dans ce secteur (Loreau et Thierry, 1975; Menot, 1980b; Floquet *et al.*, 1991). Ces séries se prolongent jusqu'en Bourgogne où leur épaisseur ne dépasse pas 2 m (Mégny *et al.*, 1970; Menot, 1980b; Floquet *et al.*, 1991). Par la suite, pendant le sommet de la zone à *Transversarium*, le taux de sédimentation a légèrement augmenté (15 m de dépôt) dans le bassin en même temps que les faciès devenaient plus carbonatés. La seule source de matériel carbonaté à cette époque était la plate-forme de Lorraine, la Bourgogne étant le siège d'une sédimentation argilo-carbonatée représentant les Calcaires à chailles (Mégny *et al.*, 1970; Floquet *et al.*, 1991; Chevalier *et al.*, 2001). Par conséquent, cette augmentation du taux de sédimentation est probablement due à l'avancée rapide de la plate-forme en direction du sud et à la plus grande quantité de matériel carbonaté détritique provenant de la plate-forme proche pendant une période de baisse du niveau marin relatif. Cet ensemble carbonaté correspond à la base des Calcaires argileux et Marnes de Bouix ou Calcaires hydrauliques argoviens datés en partie du sommet de la zone à *Transversarium* (Loreau et Thierry, 1975; Menot, 1980b).

L'Oxfordien supérieur constitue la période de comblement du bassin. En effet, suite au basculement de la plate-forme vers le nord, la profondeur a diminué dans les environnements de bassin. Une majeure partie du comblement s'est effectuée pendant le développement des faciès marneux de la zone à *Bifurcatus*, la mise en place des faciès marno-calcaires équivalents latéraux de l'Oolithe de Saucourt lorraine pendant la zone à *Bimammatum* et pendant la mise en place de la plate-forme récifale de Bourgogne datée de la zone à *Bimammatum*. Par conséquent, une importante quantité de matériel carbonaté était susceptible d'être exportée. De plus, le système de haut-fond situé au niveau de Trois-Fontaines et Les Quatres Bras a partiellement empêché l'exportation des silicoclastiques provenant du massif ardennais et qui par conséquent sont restés en partie piégés dans le bassin subsident centré sur le nord de la Lorraine. Toutefois, il apparaît que pendant la période de bas niveau marin au début de la zone à *Bifurcatus* le matériel argileux a réussi à atteindre les environnements de bassin en transistant sur la plate-forme. Enfin, du fait de la profondeur moins importante suite au basculement (et entretenue par le fort taux de sédimentation) des bioconstructions récifales se sont développées localement dans les environnements de bassin. Ce sont les bioconstructions apparaissant au sein des Calcarénites subrécifales de Villedieu-Mollesmes-Noiron et des Calcaires de la Bellerée (Loreau et Thierry, 1975). Ces dernières ont probablement également joué un rôle dans la production de matériel carbonaté et dans le comblement du bassin. Le résultat est la présence d'environ 200 m de dépôts à Briénon pour la période regroupant la zone à *Bifurcatus* et une partie de la zone à *Bimammatum*. La partie inférieure de ces dépôts correspondant à l'équivalent latéral des Calcaires à polypiers de Pagny est plus marneuse. C'est le sommet des Calcaires argileux et Marnes de Bouix datés de la zone à *Bifurcatus* et de la base de la zone à *Bimammatum* (Loreau et Thierry, 1975; Menot, 1980b). La partie supérieure plus carbonatée quant à elle correspond aux Calcaires hydrauliques intermédiaires, aux Calcaires hydrauliques de Mussy et des Calcaires de Bellerée datés de la sous-zone à *Hypselum* et de la sous-zone à *Bimammatum* (Loreau et Thierry, 1975). Le comblement des environnements de bassin pendant la zone à *Bimammatum* a également été décrit en Suisse où les Marnes d'Effingen dont l'épaisseur peut atteindre 150 m ont comblé une grande partie du bassin (Gygi, 1986; Gygi *et al.*, 1998; Allenbach, 2002; Gygi, 2003).

Il apparaît clairement que la corrélation entre les environnements de plate-forme récifale de Lorraine et les environnements de bassin datés en Bourgogne est possible. Ces

corrélations impliquent, contrairement à ce qui avait pu être précédemment envisagé (Loreau, 1975), un diachronisme entre l'installation de la plate-forme récifale de Lorraine datée de la zone à *Transversarium* et la plate-forme récifale bourguignone datée quant à elle de la zone à *Bifurcatus* et de la zone à *Bimammatum* et ceci malgré une évolution verticale des environnements de dépôt relativement similaire.

4.2 Transect C-D

Le transect C-D est orienté est-ouest entre le forage EST 204 et Montier en Der (fig.82). Suite aux corrélations effectuées le long du transect A-B, des niveaux repères tels que les Calcaires à coraux de Foug, le sommet de l'Oxfordien moyen ou l'Oolithe de Saucourt ont été identifiés dans le puit de Montier en Der. Par conséquent, ce dernier a pu être corrélé au puit de Joinville qui présente globalement le même pattern diagraphique et enfin au forage EST 204 qui a fait l'objet d'une étude lithostratigraphique précise (fig.A49, annexe).

Ce transect permet d'observer le passage des environnements de plate-forme (EST 204) aux environnements plus externes de bassin. Le saut de progradation de la plate-forme à la fin de l'Oxfordien moyen apparaît le long de ce transect. Dans les environnements plus distaux (Joinville et Montier en Der), ce saut de progradation est marqué par l'apparition brutale de calcaires fins à couches de tempêtes oolithiques et/ou bioclastiques au dessus des faciès marneux de bassin. Les Calcaires à polypiers de Pagny relativement réduits dans le forage EST 204, restent relativement peu épais dans le bassin. L'Oolithe de Saucourt présente la même évolution latérale des faciès que le sommet de l'Oxfordien moyen, à savoir le passage vers l'ouest à des environnements de talus à couches de tempêtes oolithiques dans le forage de Joinville.

4.3 Transect E-F

Le transect E-F orienté est-ouest, se situe en biais (strike) par rapport à la bordure de plate-forme (fig.82). Il permet d'observer de façon progressive l'évolution latérale des faciès et environnements de dépôt durant tout l'Oxfordien (fig.A50, annexe). Les géométries sédimentaires sont globalement similaires à celles observées au sud de Belval-en-Argonne sur le transect A-B. Néanmoins, quelques variations sont à noter.

L'Oolithe ferrugineuse de Senonville apparaît entre Mélny et Trois-Fontaines. C'est sur ce haut-fond que vient en *onlap* le cycle S3. La faible épaisseur des faciès marneux du cycle S4 dans le forage de Meligny indique que ce secteur fonctionnait en point haut pendant une partie de la zone à *Plicatilis*. Ce haut-fond est transgressé uniquement lors du dépôt de la partie supérieure des marnes blanches des Eparges (cycle S4).

La bordure de plate-forme était globalement agradante pendant le cycle S5 et le cortège transgressif du cycle S6. Les Calcaires coralliens d'Éuville passent latéralement dans le bassin à des marnes à passées carbonatées. Cet ensemble marno-calcaire présente une épaisseur importante qui suppose une zone de subsidence importante à l'ouest de Montplonne. La discontinuité de chute du niveau marin relatif à la base des Calcaires crayeux de Maxey est à l'origine d'un saut de progradation de la plate-forme en direction de l'ouest. La bordure de plate-forme se situe désormais entre Trois-Fontaines et Heiltz le Hutier. Dans ce dernier forage, les faciès oolithiques de bordure de plate-forme passent latéralement à des alternances de marnes et de passées oolithiques de tempêtes. Dans le bassin comme sur le transect A-B, les faciès deviennent plus carbonatés.

Un deuxième saut de progradation a eu lieu pendant la période d'accommodation minimum à la limite entre les Calcaires crayeux de Maxey et les Calcaires de Dainville (minimum

d'accommodation à long terme au sommet du cycle S7). La bordure de plate-forme se situe alors entre Heiltz-le-Hutier et Luxemont. Enfin, un cortège de bordure de plate-forme se met en place à la fin de l'Oxfordien moyen lors des émergences dans l'intérieur de la plate-forme. Ce cortège de bordure de plate-forme atteint Luxemont (et Courdemange ?).

Comme pour le transect A-B, seuls les Calcaires à polypiers de Pagny parviennent à transgresser le point haut formé par l'ancienne bordure suite au basculement de la plate-forme. Toutefois, le maximum d'envoyage de la séquence S10 est très peu exprimé et se trouve représenté par une intercalation plus marneuse entre le sommet de l'Oxfordien moyen et l'Oolithe de Saucourt inférieure. La partie inférieure de la zone à *Bimammatum* pendant laquelle se développe l'Oolithe de Saucourt *sensu lato* correspond au comblement rapide du bassin en direction de l'ouest par des faciès à dominante carbonatée.

Suite au comblement partiel du bassin, un système de rampe carbonatée est apparu lors de la mise en place de l'Oolithe de Lamothe et des Calcaires crayeux de Gudmont.

4.4 Transect G-H

Le transect G-H est orienté nord-sud et se situe à l'ouest du transect A-B (fig.82). Il permet d'observer plusieurs faits marquants.

L'épaisseur des dépôts des séquences S1 et S2 diminue rapidement entre Dontrien et Soudron 101 si bien que plus au sud, l'épaisseur totale de ces deux séquences ne dépasse pas 10 m (fig.A51, annexe). L'Oolithe ferrugineuse de Senonville apparaît dans le forage de Dampierre Nord. Par conséquent, le système de haut fond qui existait plus à l'est lors de la formation de l'oolithe ferrugineuse semble se prolonger jusque dans le secteur de Chalon-en-Champagne. Toutefois, la continuité latérale de la partie inférieure des Marnes blanches des Eparges indique une atténuation en direction de l'ouest du paléorelief formé par le seuil de Senonville. En revanche, lors de l'installation de la partie supérieure de la formation, comme à l'affleurement, les dépôts se concentrent dans la partie sud du transect. Cette géométrie reflète une progradation généralisée des dépôts en direction du sud.

Contrairement à ce qui a été observé sur les transects précédents, pendant toute la zone à *Transversarium*, la plate-forme présente une géométrie agradante. En effet, les différents sauts de progradation qui avaient été observés plus à l'est n'apparaissent pas sur ce transect. De plus, le passage depuis les environnements de bordure de plate-forme vers les environnements de bassin est relativement rapide. En effet, la transition a lieu entre Soudron 101 et Dommartin Lettrée qui sont deux puits relativement peu éloignés. Ces géométries sédimentaires suggèrent un taux d'accommodation plus important dans ce secteur que dans le secteur situé plus à l'ouest. Ce fort taux d'accommodation aurait compensé des chutes eustatiques éventuelles du niveau marin et ainsi empêché des sauts de progradation. Toutefois, l'épaisseur des dépôts n'excède pas et peut même être inférieure à celle de ceux appartenant au transect A-B ou E-F. Cette incapacité à combler l'espace disponible pourrait provenir d'une production carbonatée moins importante que dans l'est de la plate-forme. En effet, dans plusieurs puits (Soudron, Champigneul) les rapports de fin de sondage font état de la présence de passées argileuses intercalées au sein des faciès carbonatés de l'Oxfordien moyen. Il est par conséquent probable que des arrivées locales de matériel terrigène depuis le massif ardennais aient partiellement inhibé la production carbonatée et ainsi empêché le comblement rapide de l'espace disponible.

Le basculement de la plate-forme vers le nord est également perceptible sur ce transect comme en attestent le *onlap* de l'Oolithe de Dugny en direction du sud et l'amincissement des Calcaires à polypiers de Pagny à proximité de l'ancienne bordure de plate-forme. Toutefois, l'épaisseur réduite de la formation suggère un taux d'accommodation relativement réduit

hormis dans le secteur de Dontrien dans les Ardennes qui continue à être plus subsident.

L'Oolithe de Saucourt inférieure qui présente toujours son pattern particulier en « sablier », est relativement épaisse et semble indiquer un fort taux d'accommodation dans ce secteur par rapport à ce qui a été observé plus à l'est. C'est le cas également pour l'Oolithe de Saucourt supérieure dont l'épaisseur peut atteindre localement 40 m.

Dans le bassin, comme pour les transects précédents, le comblement se produit pendant la zone à *Bifurcatus* et la zone à *Bimammatum*.

4.5 Transect I-J

Le transect I-J orienté nord-sud est situé à l'ouest du transect G-H (fig.82). Il présente dans l'ensemble les mêmes caractéristiques que le transect précédent (fig.A52, annexe).

Les dépôts des cycles S1 et S2 s'amincissent rapidement en direction du sud et viennent en *downlap* sur le toit de l'oolithe ferrugineuse callovienne. Le cycle S2 est observable plus au sud que le cycle S1 illustrant à long terme la tendance progradante des corps sédimentaires. La partie inférieure des Marnes blanches des Eparges est très épaisse dans la partie nord du transect et comme pour les transects précédents, la géométrie progradante des dépôts est marquée par l'amincissement de la partie inférieure en direction du sud au profit de la partie supérieure de la formation.

Comme pour le transect G-H, la bordure de plate-forme montre une géométrie agradante pendant la totalité de l'Oxfordien moyen. Pendant toute cette période, elle est localisée entre les puits de Pierre-Morains et Connantre. Toutefois, étant donné l'éloignement entre ces deux puits, il est possible qu'un saut de progradation existe mais ne soit malheureusement pas décelable par manque de données. Cependant, sur le transect G-H relativement proche, l'hypothèse d'une agradation de la bordure de plate-forme est contrainte par deux puits relativement proches. Par conséquent il est fort probable que la géométrie agradante envisagée pour le transect I-J soit correcte et non pas un biais dû à l'éloignement des forages. Cette caractéristique s'inscrit en outre dans une logique d'augmentation de l'accommodation en direction de l'ouest pendant l'Oxfordien moyen qui était déjà perceptible dans le transect G-H. Comme pour ce dernier, les données de fin de sondage font état de nombreuses passées argileuses au sein des faciès carbonatés qui pourraient être à l'origine d'une baisse de la production carbonatée et d'un déficit dans la capacité à combler l'espace disponible.

Le basculement de la plate-forme en direction du nord au début de l'Oxfordien supérieur est également perceptible ici avec l'*onlap* de l'Oolithe de Dugny sur le toit des Calcaires de Dainville et le pincement des Calcaires à polypiers de Pagny en direction du sud sur l'ancienne bordure de plate-forme. Dans le bassin, pendant la zone à *Bimammatum* et plus particulièrement pendant la mise en place de l'Oolithe de Saucourt inférieure en Lorraine, les dépôts présentent un surépaississement dans le puit de Bagneaux 1D. Ce phénomène est lié à une action sysédimentaire de la faille de Saint-Martin-de-Bossenay. Cette activité tectonique locale n'avait pas pu être envisagée suite à l'étude de terrain. Elle se situe à la base du cycle S11 qui correspond à un nouvel ennoyage après la discontinuité de chute du niveau marin relatif à la base de l'Oolithe de Saucourt inférieure.

L'Oolithe de Saucourt *sensu lato* est ici très développée sur la plate-forme et peut atteindre quasiment 100 m d'épaisseur. Cette épaisseur importante souligne une reprise de la création d'espace disponible sur l'ensemble de la plate-forme. Cette augmentation de l'accommodation, est vraisemblablement à mettre en relation avec le basculement de la plate-forme en direction du nord (nord-ouest).

Dans le bassin comme sur les transects précédents, le comblement a eu lieu pendant la zone à *Bifurcatus* et le début de la zone à *Bimammatum*.

4.6 Conclusions

L'étude des transects diagraphiques a permis :

- De reconnaître en subsurface et en direction du centre du bassin de Paris une grande partie des cycles de dépôt identifiés à l'affleurement. Toutefois, les cycles S5 et S7 sont parfois difficile à identifier dans les environnements de plate-forme oolithique et/ou oncolithique.
- De mettre en évidence, comme cela avait été envisagé à l'affleurement, la géométrie progradante des corps sédimentaires pendant les cycles S1, S2, S3 et S4. Toutefois, la base du cycle S3 correspond à un ennoyage plus marqué que le précédent pendant le cycle S2.
- D'observer dans les transects occidentaux l'amincissement rapide du corps progradant des séquences S1 et S2 en direction du sud.
- De suivre le prolongement vers l'ouest du système du seuil de Senonville à ooides ferrugineux au début de la séquence S3.
- De reconnaître les Calcaires de Creüe au nord de la faille de Metz le long du transect A-B.
- D'observer l'aggradation de la bordure de plate-forme pendant la mise en place des Calcaires coralliens d'Euville.
- De mettre en évidence des sauts de progradation, la mise en place d'un cortège de bordure de plate-forme à la fin de l'Oxfordien moyen ainsi que la géométrie progradante de la plate-forme à l'Oxfordien moyen sur les transects orientaux alors qu'en direction du centre du Bassin de Paris la bordure de plate-forme présente une géométrie agradante. Cette observation implique un différentiel d'accommodation entre les deux secteurs et éventuellement une diminution du taux de sédimentation dans la partie occidentale en relation avec une plus grande quantité d'apports terrigènes.
- De confirmer l'hypothèse d'un basculement généralisé de la plate-forme en direction du nord au passage Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur. Ce basculement a eu lieu pendant une phase de changements structuraux majeurs au cours de laquelle des différentiels de subsidence locaux sont apparus notamment dans les Ardennes (au nord de Belval-en-Argonne).
- De mettre en évidence une activité tectonique synsédimentaire de la faille de Saint-Martin-de-Bossenay pendant la zone à *Bimammatum*, pendant le cycle S12.
- De dater le comblement partiel du bassin de la zone à *Bifurcatus* et du début de la zone à *Bimammatum*.
- De corréler les environnements de plate-forme datés en Lorraine et les environnements de bassin datés dans le nord de la Bourgogne ainsi que de corréler les environnements récifaux de Bourgogne avec la phase de comblement du bassin durant l'Oxfordien supérieur.
- D'observer, à l'Oxfordien supérieur, une augmentation des décharges de matériel gréseux dans les Ardennes pendant les phases de bas niveau marin (Oolithe de

Saucourt inférieure et Oolithe de Saucourt supérieure).

- D'observer une augmentation de l'accommodation vers l'ouest pendant la mise en place de l'Oolithe de Saucourt *sensu lato*.
- De confirmer la mise en place d'un système de rampe carbonatée à vergence sud et à faible gradient topographique à la fin de la zone à Bimammatum.

Chapitre VI

VI Cartes d'isopaques et cartes de faciès

1 Introduction

L'ensemble des données de terrain associées aux données de subsurface ont permis d'établir des cartes d'isopaques et des cartes de faciès reflétant l'histoire tectonosédimentaire de l'Est du Bassin de Paris tout au long de l'Oxfordien. Ces cartes rendent compte de la répartition des environnements de dépôts et de la migration des dépocentres pendant des périodes clés. Les cartes d'isopaques représentent les épaisseurs de dépôt contenues entre deux surfaces qui sont considérées comme isochrones. Ces dernières correspondent à des maxima régressifs ou à des discontinuités de chute du niveau marin relatif. Les cartes de faciès donnent quant à elles une image à un instant donné de la répartition des faciès la plus caractéristique de l'intervalle de temps représenté par les cartes d'isopaques. Il a été cependant parfois nécessaire d'établir deux cartes de faciès pour un intervalle de temps donné afin de représenter au mieux l'évolution spatiotemporelle des faciès sédimentaires.

2 Interprétation des cartes

2.1 Callovien argileux

A partir des transects diagraphiques, il a été possible d'établir une carte d'isopaques (fig.88) des dépôts du Callovien argileux répartis entre la dalle nacrée et l'oolithe ferrugineuse

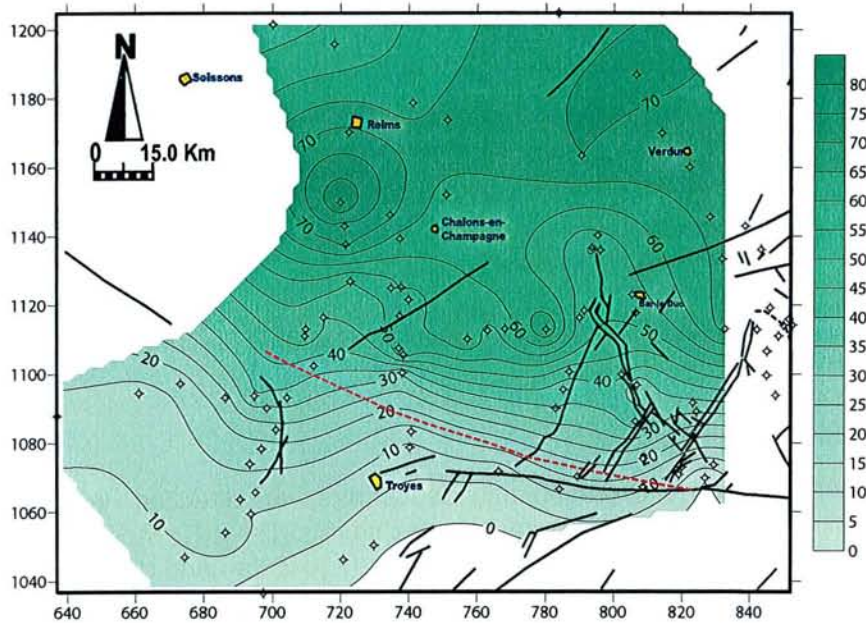


Figure 88 : Carte d'isopaques de la série callovienne des Argiles de la Woèvre

présente au sein des Argiles de la Woèvre et qui marque la limite Callovien-Oxfordien. L'épaisseur des dépôts est maximale le long d'une droite passant entre Reims, Châlons-en-Champagne et se poursuivant en direction du nord-est au nord de Verdun. L'épaisseur diminue progressivement en direction de la Bourgogne. Le rapprochement des lignes d'isopaques aux abords de la

Faille de Vittel illustre une augmentation rapide du potentiel d'accumulation au nord de cet accident. Les faciès de la Dalle nacrée qui marquent le sommet du Callovien calcaire ne laissent pas transparaître d'importantes variations bathymétriques. De plus, la série callovienne des Argiles de la Woèvre ne présente pas une signature diagraphique qui puisse laisser supposer

une tendance progradante des corps sédimentaires. L'ensemble de ces observations ne suggère pas un surépaississement des dépôts en relation avec une géométrie progradante du corps sédimentaire argileux mais au contraire un différentiel de subsidence entre les secteurs situés de part et d'autre de la Faille de Vitte. Par conséquent, une activité synsédimentaire de cette dernière peut être envisagée.

2.2 Cycle S1 (zone à Mariae)

Pendant le cycle S1 qui représente la zone à Mariae, les dépôts les plus épais sont concentrés entre Reims et Verdun (fig.90a1). L'épaisseur des dépôts diminue progressivement en direction du sud pour disparaître dans le secteur de Troyes. Cette lacune sédimentaire se poursuit d'ailleurs jusqu'en Bourgogne (Menot, 1980b; Floquet *et al.*, 1991; Collin, 2000). Suite à un maximum d'ennoyage situé au sein de la sous-zone à Scarburgense une rampe argilo-carbonatée à vergence sud et progradante dans cette même direction se met en place (fig.90a2). L'ennoyage a engendré une migration des dépocentres dans les zones les plus proximales et une condensation des séries dans les environnements de bassin.

La Bourgogne fonctionne à cette époque en point haut sur lequel se déposent les faciès à ooïdes ferrugineux d'offshore supérieur ou de shoreface (Collin, 2000). Les faciès carbonatés proximaux à silicifications présents dans les Ardennes passent latéralement dans les zones distales à des alternances marno-calcaires puis aux faciès argileux riches en ammonites pyriteuses. Le surépaississement dans le nord de la Lorraine semble par conséquent dû au comblement progressif de la dépression septentrionale apparue dès le Callovien par un corps argilo-carbonaté progradant depuis les Ardennes (fig.89). Une telle interprétation mettant en commun la création d'une dépression septentrionale et la progradation d'un corps argileux en direction du sud a d'ailleurs été proposée pour les dépôts contemporains (Renggeri Member) de Suisse par Gygi (1986; 2003).

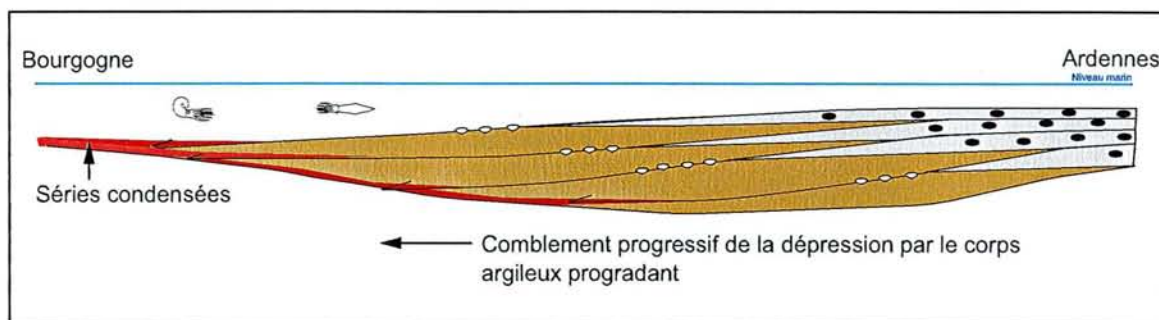


Figure 89 : Schéma explicatif de l'évolution latérale des environnements de dépôt entre les Ardennes et la Bourgogne pendant la mise en place des Argiles de la Woëvre

2.3 Cycle S2 (zone à Cordatum)

Le cycle S2 est caractérisé par une migration des dépocentres en direction du sud (fig.90b1). En effet, les épaisseurs de dépôt les plus importantes se répartissent le long d'une droite orientée NO-SE passant au nord de Reims et se prolongeant jusqu'au sud de Bar-le-Duc (fig.90b1). A la fin du cycle S2, les dépôts argileux apparaissent plus au sud que lors de la zone à Mariae si bien que la zone de non dépôt devient plus restreinte (fig.90b2). Les faciès sédimentaires sont proches de ceux observés pendant le cycle précédent. En effet, le système de rampe argilo-carbonatée à vergence sud apparue pendant la zone à Mariae persiste pendant la zone à Cordatum. Toutefois, les faciès carbonatés se généralisent et occupent une grande partie de la Lorraine (fig.90b2). La migration des dépocentres en direction du sud, la généralisation des faciès carbonatés et la restriction des zones de non dépôt dans cette même

direction attestent de la poursuite de la progradation à long terme du corps sédimentaire argilo-carbonaté débutée pendant la zone à Mariae.

2.4 Cycle S3 : Marnes blanches des Eparges *pro parte* (sous-zone à Vertébrale)

Les Marnes blanches des Eparges peuvent être subdivisées en deux cycles. Le premier comprend la sous-zone à Vertébrale. La transgression à la base de cette dernière coïncide avec un réarrangement structural sensible à l'échelle de la Lorraine et contemporain d'événements volcaniques en Mer du Nord (Pellenard *et al.*, 1999; Pellenard, 2002). En effet, l'Oolithe ferrugineuse de Senonville apparaît pendant le début de la transgression à la base de la zone à Plicatilis entre le secteur de Sy dans les Ardennes, le secteur de Chalon-en-Champagne et le secteur de Bar-le-Duc (fig.90c2). Pendant cette même période, le seuil de Senonville s'individualise. Néanmoins, la transgression à la base de ce cycle a permis la rétrogradation plus au nord des faciès argileux d'offshore par rapport au cycle S2 (fig.90c2). Lors du cortège de haut niveau marin du cycle S3, ce seuil n'a pas été recouvert par les faciès argilo-carbonatés des Marnes blanches des Eparges mais au contraire la production d'ooïdes ferrugineux y a persisté (fig.90c3). La carte des isopaques montre que les épaisseurs de dépôt sont plus importantes dans une zone située au sud de Reims et à l'ouest de Chalon-en-Champagne (fig.90c1). Ce surépaississement est dû en partie à la géométrie du corps sédimentaire argilo-carbonaté progradant depuis les Ardennes mais également à un différentiel de subsidence entre ce secteur et l'est de la Lorraine localement parcourue par des systèmes de haut fond à sédimentation réduite. Dans la partie sud du secteur d'étude, les faciès argileux de rampe externe progressent en direction de la Bourgogne par rapport aux dépôts du cycle précédent (fig.90c3). Cette avancée des faciès argileux vers le sud indique la poursuite de la progradation à long terme des environnements de dépôts débutée dans la zone à Mariae.

2.5 Marnes blanches des Eparges *pro parte* : Cycle S4 *pro parte* (sous-zone à Antecedens *pars*)

La transgression à la base de la sous-zone à Antecedens qui marque la base du cycle S4 a permis le retour d'une sédimentation argileuse sur l'ensemble de la Lorraine (fig.91a2). Le seuil de Senonville est en partie transgressé et seule une zone réduite productrice d'ooïdes ferrugineux subsiste autour de Senonville (fig.91a2).

Au nord de Reims et dans les Ardennes les dépôts sont réduits alors que les dépocentres se situent dans le centre du terrain d'étude (fig.91a1). Les dépôts argileux apparaissent sur l'ensemble du terrain d'étude et les zones de non dépôts méridionales pendant les séquences précédentes sont recouvertes par les Marnes blanches des Eparges pendant la sous-zone à Antecedens. La migration des dépocentres associée à la condensation des séries dans les Ardennes et à l'apparition d'une sédimentation argileuse dans les parties méridionales illustre une poursuite de la progradation à long terme du corps argilo-carbonaté.

2.6 Calcaires à coraux de foug, Oncolithe de Foug et Pierre d'Euville-Lérouville : cycle S4 *pro parte* et cycle S5 *pro parte* (sous-zone à Antecedens *pars* et zone à Transversarium *pars*)

Sur les transects diagraphiques, les Calcaires à coraux de Foug sont difficilement différenciables de l'Oncolithe de Foug et de la Pierre d'Euville-Lérouville. C'est pourquoi une seule carte d'isopaques a pu être dessinée regroupant l'ensemble de ces formations. Le cortège de haut niveau marin du cycle S4 est marqué par le passage du système de rampe carbonatée à un système de plate-forme corallienne. Cette évolution du système de dépôt s'est effectuée par l'intermédiaire d'un surépaississement des faciès récifaux au niveau de

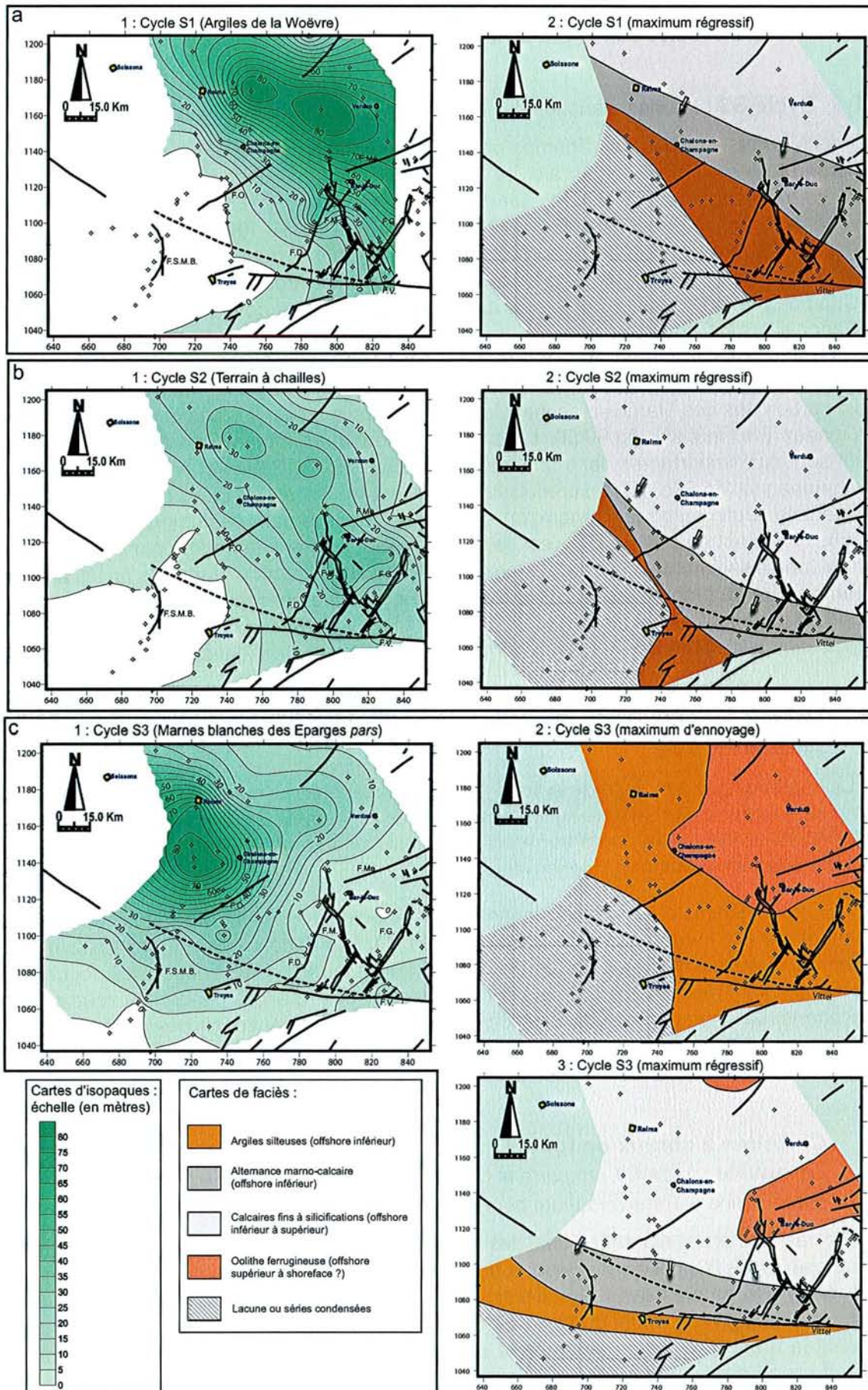


Figure 90 : Cartes d'isopaques et cartes de faciès des cycles S1, S2 et S3

ce qui est devenu la bordure de plate-forme (fig.91b1). Ce surépaississement n'est pas à mettre en relation avec une augmentation de la subsidence mais découle au contraire de la compensation du profil de rampe par une importante production carbonatée. La bordure de plate-forme était orientée nord-sud au sud de Bar-le-Duc puis s'incurvait vers l'ouest au nord du fossée de la Marne pour finalement présenter une orientation globalement est-ouest. Au sud de Bar-le-Duc, la bordure de plate-forme suivait le tracé des failles de la Marne. Par conséquent, il apparaît envisageable d'imaginer un contrôle structural de ces dernières sur l'emplacement de la bordure de plate-forme. En effet, un différentiel de subsidence de part et d'autre de ces failles pourrait être à l'origine de l'orientation nord-sud de la bordure de plate-forme au sud de Bar-le-Duc. Cette hypothèse paraît d'autant plus légitime qu'au nord des failles de la Marne, la bordure de plate-forme change drastiquement d'orientation.

La bordure de plate-forme est localement marquée par des faciès bioclastiques voire oncolithiques de plus haute énergie (fig.91b2). Le secteur situé entre Senonville et Sorcy est également marqué par des faciès de plus haute énergie associés à des bioconstructions à faune corallienne diversifiée et d'extension verticale relativement importante. Dans le secteur de Senonville les Calcaires à coraux de Foug passent latéralement à l'Oncolithe de Senonville qui marque la persistance d'un seuil (fig.91b2).

Les environnements de bassin correspondent à des alternances marno-calcaires déposées sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes. Toutefois, une bande étroite en bordure externe de la plate-forme présente des passées bioclastiques de tempêtes et caractérise un domaine intermédiaire de talus (fig.91b2).

La discontinuité de chute du niveau marin relatif à la base de l'Oncolithe de Foug qui marque le sommet du cycle S4 a abouti à la généralisation des faciès oolithico-oncolithiques sur l'ensemble de la plate-forme (fig.90b3). Elle a également provoqué l'émersion du haut-fond situé entre Senonville et Sorcy. Cette discontinuité de chute du niveau marin relatif a également engendré la mise en place d'un cortège de bas niveau marin à mégarides tidales entroquitiques entre Senonville et le nord de Verdun (fig.91b3).

2.7 Calcaires coralliens d'Euville et Calcaires de Creuë : cycle S6 *pro parte* (zone à *Transversarium pars*)

La transgression à la base du cycle S6 a permis l'installation d'une nouvelle plate-forme récifale. Cette période transgressive coïncide avec une période de réorganisation structurale. En effet, un secteur très subsident (dans lequel s'est accumulée une importante épaisseur de dépôts de bassin) apparaît à l'ouest de Bar-le-Duc (fig.92a1). Une activité synsédimentaire supposée de la Faille de Metz est à l'origine de l'apparition d'un sillon plus subsident entre Saint-Mihiel et Verdun (fig.92a2). C'est dans ce sillon de Creuë que se sont déposés les Calcaires de Creuë sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes. Il convient de relever que d'après Humbert (1971) la création de ce sillon principal serait accompagnée d'autres sillons globalement parallèles situés plus au sud dans le secteur de Mécrin. Toutefois, le manque de données dans le secteur de Saint-Mihiel n'a pas permis une représentation fine de ces sillons sur la carte d'isopaque.

La présence de ces faciès dans les puits de Belval-en-Argonne, Auzecourt et Laheyecourt indique le prolongement de ce sillon à l'ouest de la bande d'affleurement. Il paraît en conséquence légitime d'envisager le prolongement de ce dernier jusqu'à la zone fortement subsidente située dans le secteur de Luxemont (fig.92a2). La plate-forme était donc à cette époque subdivisée en plusieurs « sous-plate-formes » séparées par un (ou plusieurs ?) sillons plus subsidents. Le sillon situé au nord de la faille de Metz était bordé au sud par un récif dans le secteur de Saint-Mihiel.

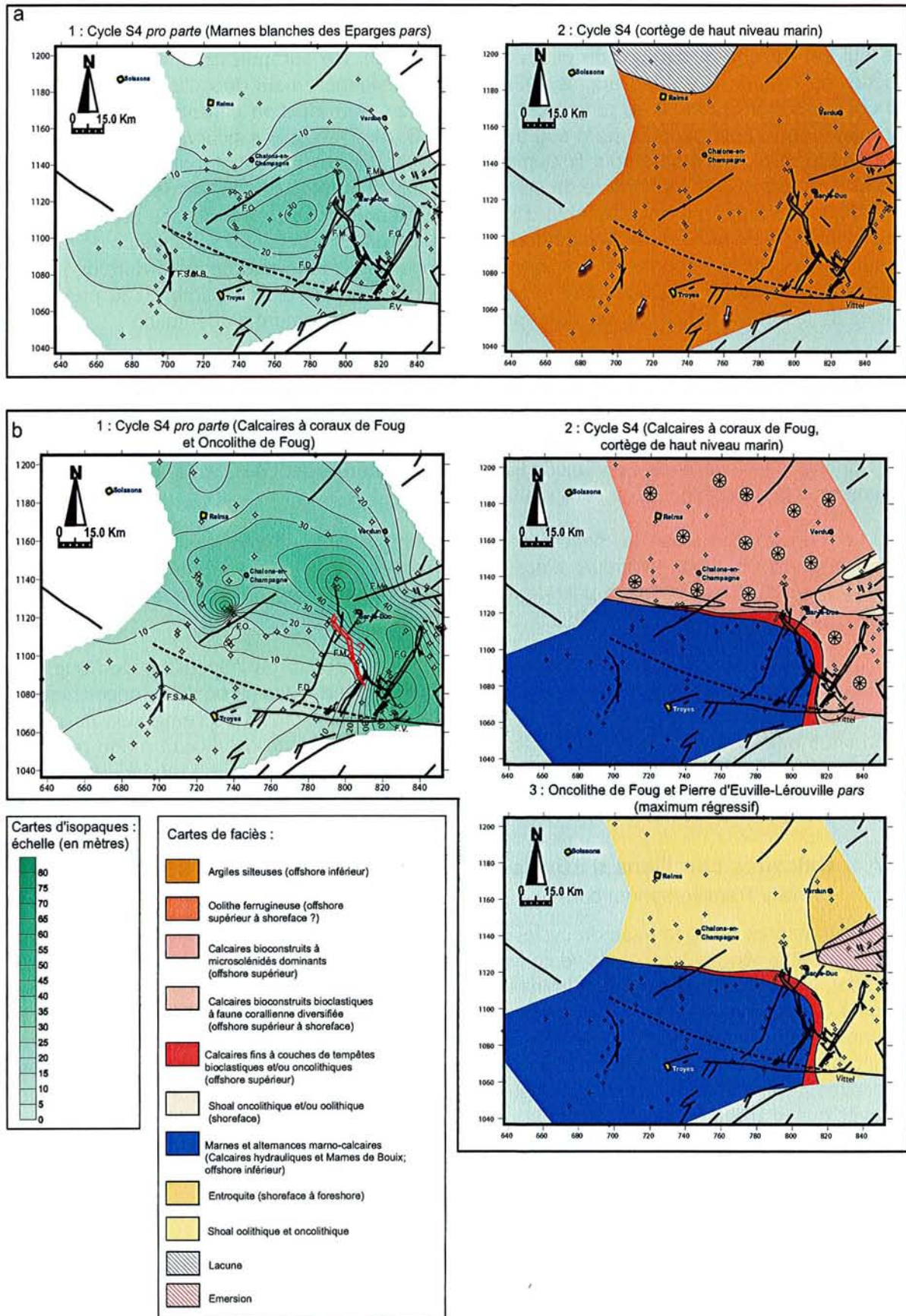


Figure 91 : Cartes d'isopaques et cartes de faciès du cycle S4

Le tracé de la bordure de plate-forme est similaire à celui existant pendant les Calcaires à coraux de Foug. Cette constance s'explique par la géométrie agradante de la bordure de plate-forme pendant l'augmentation de l'accommodation au début du cycle S6. Localement, cette bordure de plate-forme est marquée par une barrière récifale comme par exemple à Montplone et Saint-Joseph (fig.92a2).

2.8 Calcaires crayeux de Maxey : cycle S7 (zone à *Transversarium pars*)

Suite à une discontinuité de chute du niveau marin relatif à la base des Calcaires crayeux de Maxey, une plate-forme carbonatée peu profonde a remplacé les faciès coralliens des Calcaires coralliens d'Euville. Les faciès lagonaires sont apparus sur une grande partie de la Lorraine (fig.92b2). Le secteur de Luxemont et Courdemange a continué à être légèrement plus subsident (fig.92b1). La bordure de plate-forme a été marquée par un saut de progradation dans le secteur de Trois-fontaines. Le sillon de Creuë a progressivement été comblé, notamment par la progradation des faciès de bordure de plate-forme en direction du nord (fig.92b2). Une barrière oolithique s'est développée sur sa bordure nord au sud de Verdun. La présence d'un sillon annexe plus méridional dans le secteur de Mécrin comme le proposait Humbert (1971) concorde avec la présence à Pagny-sur-Meuse de dépôts de washover qui proviendraient d'environnements de shoal en bordure de ce sillon.

Comme à Pagny et à Dugny, les environnements d'arrière shoal sont localement parcourus par des crachées oolithiques de washover provenant de la bordure oolithique (fig.92b2). Les Ardennes sont également le siège d'une sédimentation oolithique alors que le nord-ouest du secteur d'étude est par intermittence soumis aux apports terrigènes provenant du Massif Londres-Brabant. Ces apports silicoclastiques pourraient être à l'origine d'une diminution localisée de la production carbonatée et par conséquent de l'absence de progradation de la bordure de plate-forme dans l'ouest du terrain d'étude. Le bassin, quant à lui, était le siège d'une sédimentation marno-calcaire.

2.9 Calcaires de Dainville : cycle S8 (zone à *Transversarium pars*)

La limite entre les Calcaires crayeux de Maxey et les Calcaires de Dainville marque un maximum régressif qui constitue la limite supérieure du cycle S7. Les Calcaires de Dainville correspondent à la généralisation des faciès oolithiques sur l'ensemble de la plate-forme (fig.92c2) pendant une reprise de l'accommodation. La bordure de plate-forme a enregistré à l'ouest de Bar-le-Duc dans le secteur de Trois Fontaines un saut de progradation suite à la discontinuité de chute du niveau marin relatif alors qu'elle a continué à agrader plus à l'ouest. Cette progradation localisée de la bordure de plate-forme est illustrée par la migration des dépo-centres en direction du sud et notamment par une importante épaisseur de dépôts au sud de Bar-le-Duc (fig.92c1).

Le sillon de Creuë et le sillon méridional, bien que relativement réduits, devaient subsister comme en atteste la présence respectivement de faciès de haute énergie à Woimbey (cf.§ IV5.8) et de lobes de spillover à Pagny-sur-Meuse. Les apports terrigènes depuis les Ardennes ont persisté dans le nord-ouest du secteur d'étude.

Dans le bassin, les dépôts sont caractérisés par des alternances marno-calcaires déposées sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes.

2.10 Sommet des Calcaires de Dainville : cycle S8 *pro parte* (zone à *Transversarium pars*)

Le sommet des Calcaires de Dainville est marqué par l'intensification des décharges

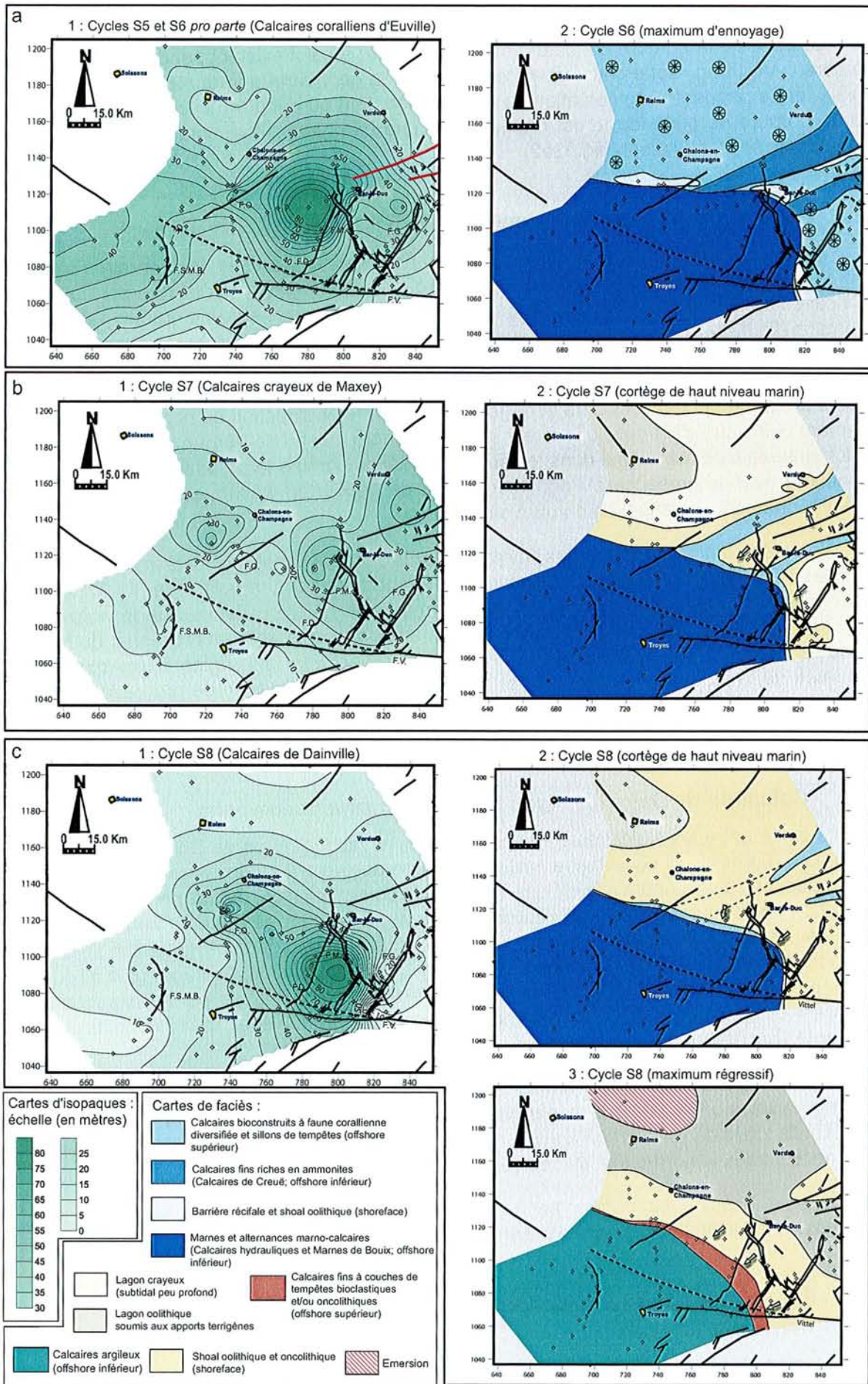


Figure 92 : Cartes d'isopaques et cartes de faciès des Cycles S5 à S8

terrigenes sur la plate-forme et par l'augmentation de l'amplitude des chutes du niveau marin relatif à haute fréquence. Cette période correspond aux prémices des événements tectoniques de grande envergure qui marquent le passage Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur. C'est d'ailleurs au sommet de la zone à *Transversarium* que Corbin *et al.* (2000) signalent le début d'une importante activité hydrothermale notamment au niveau du rift téthysien qui a perduré jusque pendant la zone à *Bifurcatus*.

L'augmentation de l'amplitude des chutes du niveau marin relatif à haute fréquence a permis une progradation rapide de la bordure de plate-forme à l'ouest des failles de la Marne jusque dans le sud du terrain d'étude (fig.92c3). Cette progradation rapide est contemporaine de l'installation d'un cortège de bordure de plate-forme. En revanche, à l'ouest de Chalon-en-Champagne, la plate-forme a continué à agrader (fig.92c3).

Au nord de Reims, la plate-forme a émergé pendant toute cette période (fig.92c3) alors que sur le reste de la plate-forme, les émergences ont alterné avec des réennoyages modérés pendant lesquels les faciès calcaires lagonaires à spicules de spongiaires et à foraminifères aglutinants se sont déposés. Néanmoins, le système de haute énergie en bordure sud du sillon de Creuë a persisté et est caractérisé par des mégarides tidales à *Woimbey*.

2.11 Marnes silteuses de Maxey, Oolithe de Dugny et Calcaires à polypiers de Pagny : cycle S9 et cycle S10 *pro parte* (zone à *Bifurcatus* et zone à *Bimammatum pars*)

La base de l'Oxfordien supérieur est marquée par le basculement de la plate-forme vers le nord et par des phénomènes tectoniques plus locaux qui s'inscrivent dans cette période de réorganisation structurale de grande envergure. En effet, les dépôts les plus épais se situent désormais de part et d'autre de l'emplacement de l'ancienne bordure de plate-forme

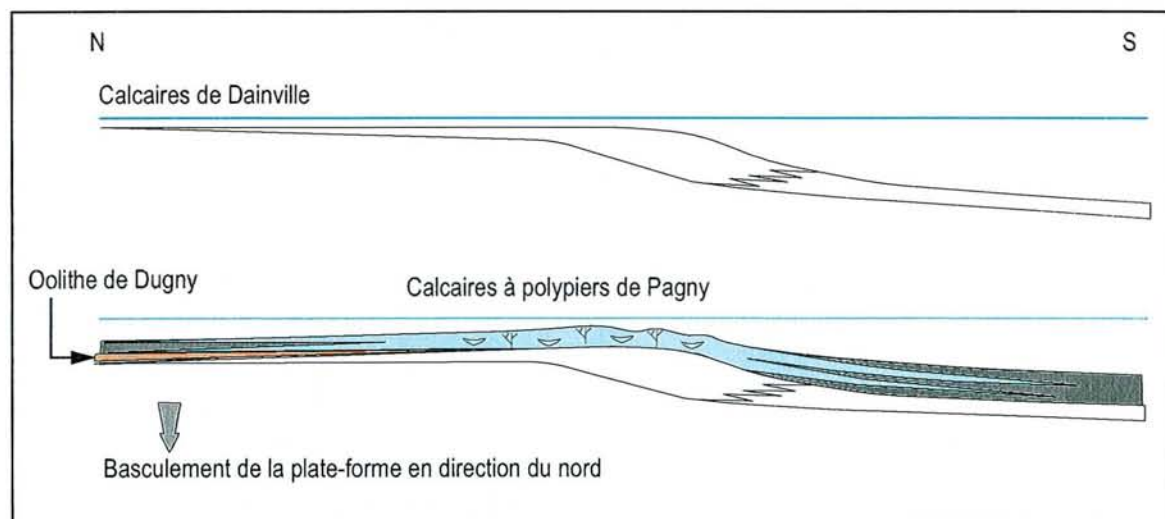


Figure 93 : Schéma de basculement de la plate-forme au passage Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur ayant permis le développement d'une rampe argilo-carbonatée à vergence nord et l'individualisation du seuil de la Marne à l'aplomb de l'ancienne bordure

de l'Oxfordien moyen (fig.94a1) qui constitue désormais un seuil (seuil de la Marne). Une rampe argilo-carbonatée à vergence nord se développe depuis ce seuil suite au basculement (fig.93). Les Marnes silteuses de Maxey et l'Oolithe de Dugny n'ont pas transgressé le seuil de la Marne. Par la suite, lors du dépôt des Calcaires à polypiers de Pagny qui constitue une période de maximum d'ennoyage, les faciès de plus haute énergie se développent sur ce point haut. Ils correspondent à des calcaires bioconstruits bioclastiques à ooïdes et oncoïdes

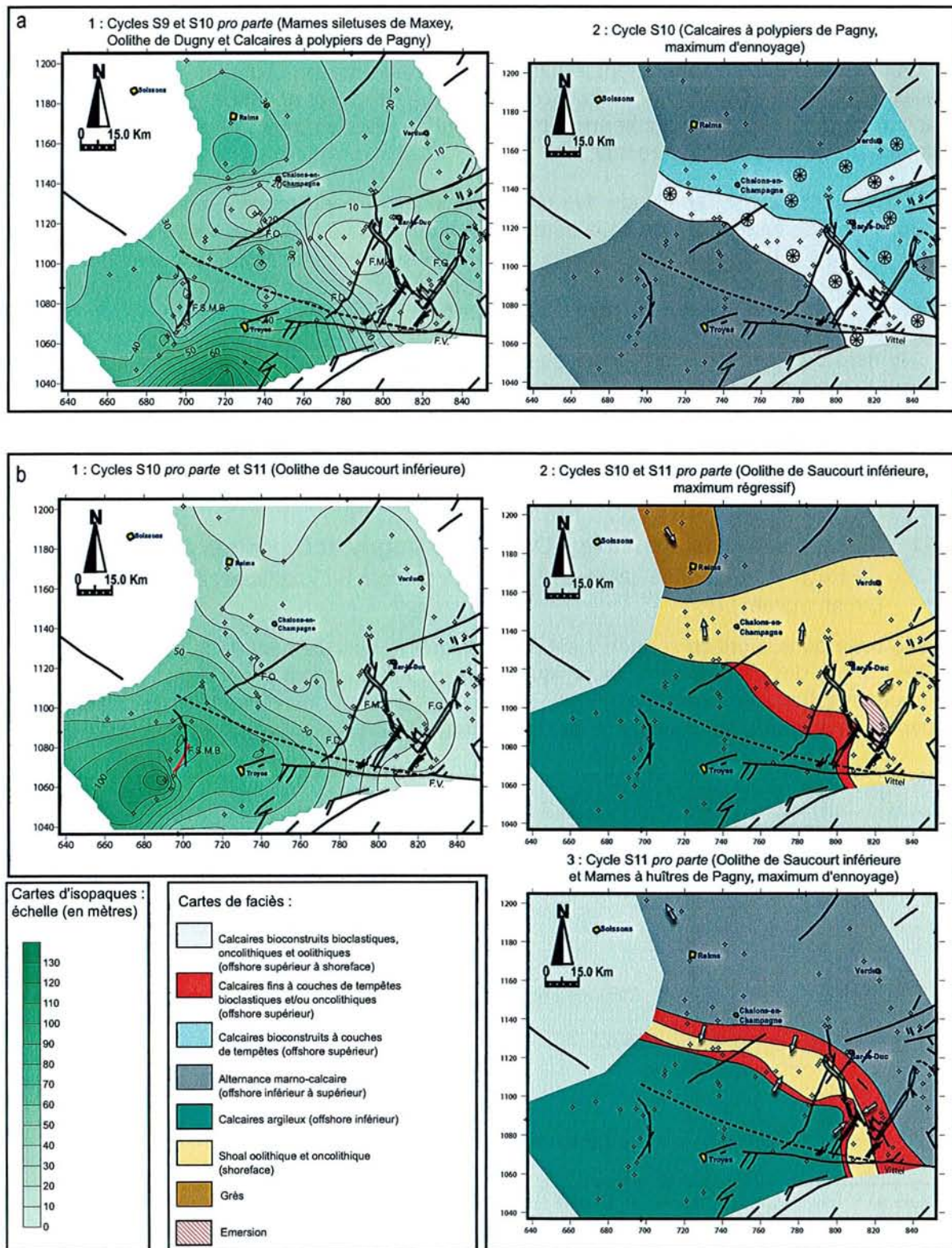


Figure 94 : Cartes d'isopaques et cartes de faciès des cycles S9, S10 et S11 *pro parte*

plus ou moins abondants. En direction du nord et du nord-est, les ooïdes et oncoïdes tendent à disparaître alors que les intercalations marneuses deviennent plus communes. Ces faciès sont associés à des couches de tempêtes de type HCS. Enfin, dans le nord de la Lorraine et dans les Ardennes, les faciès bioconstruits passent latéralement à des alternances marno-calcaires au sein desquelles peuvent apparaître des HCS.

Des différentiels de subsidence locaux sont également à l'origine de variations locales de faciès. Dans le secteur de Maxey qui se situe dans le cœur de l'actuel synclinal de Savonnière, le surépaississement des Marnes silteuses de Maxey et le faciès marno-calcaire, dépourvu de bioconstructions et de couches de tempêtes, semblent indiquer une subsidence plus importante (fig.94a2). Le secteur de Woimbey quant à lui continue à être légèrement plus superficiel comme l'indique l'épaisseur réduite des Calcaires à polypiers de Pagny qui présentent ici un faciès à ooïdes et oncoïdes. Enfin, une zone plus subsidente persiste dans le secteur de la faille de Saint-Martin-de-Bossenay.

Les environnements de bassin situés au sud du seuil de Joinville sont le siège d'une sédimentation marneuse. C'est pendant cette période que débute le comblement des environnements de bassin. Les apports silicoclastiques en provenance des Ardennes ont transité sur le seuil de la Marne pour se déposer dans les environnements de bassin .

2.12 Oolithe de Saucourt inférieure : cycle S11 *pro parte* (zone à *Bimammatum pars*)

Cette période correspond au début de l'homogénéisation de la topographie sur l'ensemble du secteur d'étude (fig.94b1). Cette homogénéisation provient du comblement du bassin par une épaisseur importante de dépôts marno-calcaires (fig.94b1). Le sud-ouest du secteur d'étude, plus subsident, a enregistré l'accumulation d'une plus importante épaisseur de sédiments (fig.94b1). C'est dans ce secteur qu'une activité synsédimentaire de la faille de Saint-Martin-de-Bossenay a été identifiée à partir des transects diagraphiques. Une zone plus subsidente s'individualise également dans le secteur des failles de la Marne et de la faille du Der. Cette zone se situe dans le prolongement de l'actuel synclinal de Savonnière.

La discontinuité de chute du niveau marin relatif à la base de l'Oolithe de Saucourt inférieure a engendré l'apparition de faciès oolithiques et/ou bioclastiques sur une grande partie de la plate-forme. Toutefois, les Ardennes sont toujours le siège d'une sédimentation marno-calcaire plus profonde. Pendant cette période de bas niveau marin, les décharges gréseuses depuis les Ardennes apparaissent dans le secteur de Reims (fig.94b2). Le secteur des failles de la Marne, plus subsident, est à l'origine de l'apparition d'un petit golfe dans le secteur de Joinville (fig.94b2). Au sud du shoal oolithique que constitue l'Oolithe de Saucourt inférieure, les faciès de bassin continuent à être représentés par des calcaires argileux.

Il convient de relever que le passage des faciès oolithiques aux faciès de bassin s'effectue progressivement sur une distance plus importante qu'à l'Oxfordien moyen. En effet, les faciès de talus à couches de tempêtes sont relativement étendus (fig.94b2). Cette différence par rapport à l'Oxfordien moyen s'explique par le basculement de la plate-forme qui a induit une diminution de la pente externe de la plate-forme. En revanche, cette ceinture de faciès est très réduite voire inexistante au sud-ouest de Chalon-en-Champagne (fig.94b2). Cette observation souligne le passage rapide des environnements de plate-forme aux environnements de bassin qui avait déjà été observé pendant l'Oxfordien moyen. L'origine de ce passage rapide réside dans la topographie préexistante à la fin de l'Oxfordien moyen. En effet, la pente importante qui caractérisait un passage rapide aux environnements de bassin pendant l'Oxfordien moyen dans ce secteur n'a pu être que légèrement atténuée lors du basculement de la plate-forme vers le nord.

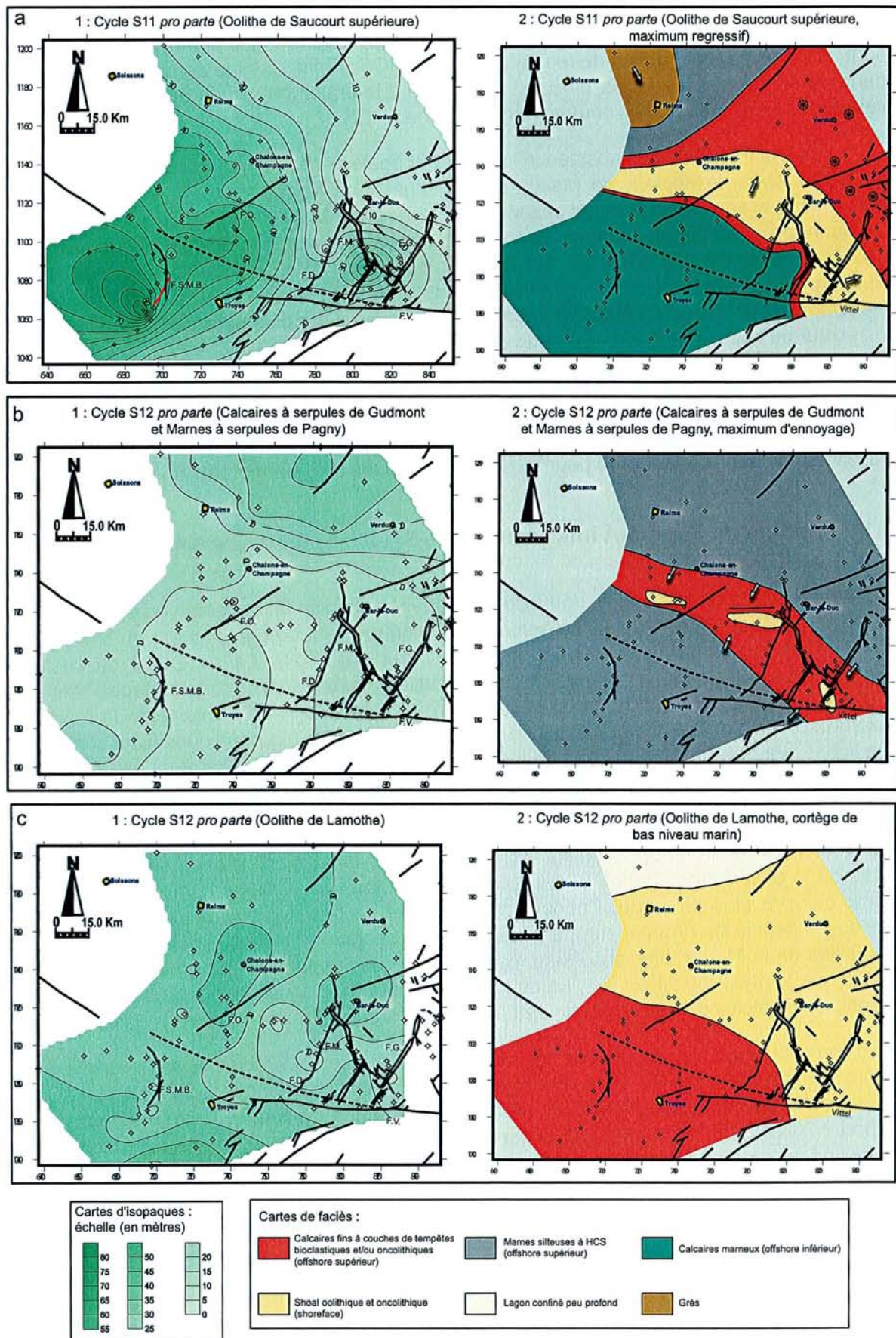


Figure 95 : Cartes d'isopaques et cartes de faciès des cycles S11 *pro parte* et S12 *pro parte*

Pendant l'ennoyage qui a lieu dans la partie supérieure de l'Oolithe de Saucourt inférieure et qui a permis la mise en place des Marnes à huîtres de Pagny en partie contemporaines de cette première, les faciès oolithiques se sont progressivement confinés aux zones les plus superficielles du seuil de la Marne (fig.94b3). Les marnes à HCS ont simultanément envahi une grande partie de la plate-forme et les décharges gréseuses dans le secteur de Reims ont disparu du fait de l'éloignement des sources (fig.94b3).

2.13 Oolithe de Saucourt supérieure : cycle S12 *pro parte* (zone à *Bimammatum pars*)

Lors du dépôt de l'Oolithe de Saucourt supérieure, les faciès oncolithiques s'étendent depuis le seuil de la Marne en direction du nord. Toutefois, la répartition de ces faciès est moins large que celles des faciès oolithiques de l'Oolithe de Saucourt inférieure (fig.95a2). En effet, la chute du niveau marin relatif à l'origine de l'élargissement de cette ceinture de faciès a été moindre que celle identifiée à la base de l'Oolithe de Saucourt inférieure.

Le secteur situé au sud-ouest de Chalon-en-Champagne plus subsident (fig.95a1) a été marqué par un élargissement modéré de la ceinture de faciès oolithico-oncolithique et un passage relativement rapide aux environnements marneux les plus profonds (fig.95a2). Cette période semble marquée par une augmentation de la subsidence dans l'ouest du secteur d'étude. La faille de Saint-Martin-de-Bossenay continue à être active et est à l'origine d'un surépaississement de la série sédimentaire dans le puits de Bagneaux. La rampe argilo-carbonatée à vergence nord présentait un passage latéral, depuis les zones les plus superficielles vers les zones septentrionales les plus profondes, entre des faciès de shoal oolithico-oncolithique, des calcaires d'offshore supérieur ou de shoreface à oncoïdes à nubéculaires et à bioconstructions coralliennes et enfin des alternances marno-calcaires déposées sous ou au dessus de la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes. Pendant cette période de bas niveau marin relatif, les décharges gréseuses (bien que plus modérée par rapport à la période de bas niveau marin relatif contemporaine de l'installation de l'Oolithe de Saucourt inférieure) ont fait leur réapparition au nord de Reims. Le bassin était quasiment comblé et était le siège d'une sédimentation carbonatée.

2.14 Calcaires à serpules de Gudmont et Marnes à serpules de Pagny : cycle S12 *pro parte* (zone à *Bimammatum pars*)

La mise en place des Calcaires à serpules de Gudmont et des Marnes à serpules de Pagny correspond à l'homogénéisation de la topographie sur l'ensemble du secteur d'étude (fig.95b1). En effet, à cette période, dans l'est du Bassin de Paris était implantée une plate-forme relativement plate et très étendue. Les faciès marneux à HCS ont ainsi envahi la quasi-totalité de la plate-forme, de même que les environnements de bassin situés au sud du seuil de la Marne (fig.95b2). Cette période correspond à une période d'ennoyage qui a permis la généralisation des faciès marneux jusque dans le bassin. Le seuil de la Marne quant à lui constitue le siège d'une sédimentation plus carbonatée à couches de tempêtes au sein de laquelle subsistent quelques zones superficielles productrices d'ocoides.

2.15 Oolithe de Lamothe : cycle S12 *pro parte* (zone à *Bimammatum pars* ou zone à *Planula* ?)

La mise en place de l'Oolithe de Lamothe fait suite à une nouvelle discontinuité de chute du niveau marin relatif. Les gradients topographiques sont désormais très atténués (fig.95c1). Les faciès oolithiques se sont généralisés sur la plate-forme (fig.95c2). La faible topographie de cette dernière est à l'origine de l'étendue importante de cette ceinture de faciès. En

arrière des faciès oolithiques, dans les Ardennes se développe un lagon carbonaté peu profond probablement dysoxique dans lequel les décharges silicoclastiques sont inexistantes (fig.95c2). En direction de la Bourgogne, les faciès oolithiques passent latéralement à des calcaires crayeux fins à couches de tempêtes oolithiques, équivalents latéraux des Calcaires de Tonnerre bourguignons.

Chapitre VII

VII Discussion

1 Introduction

Comme nous l'avons vu, l'étude de l'Oxfordien de Lorraine à l'affleurement et en subsurface a permis de reconstituer l'évolution séquentielle des dépôts dans l'est du Bassin de Paris, de reconstituer les géométries sédimentaires et de mettre en évidence des phénomènes tectoniques synsédimentaires locaux ou de plus grande envergure. Les cycles de variation du niveau marin relatif à moyenne et haute fréquence ont été hiérarchisés. Nous allons vérifier dans les paragraphes suivants si des tendances à plus basse fréquence peuvent être extraites et si un ordre peut être donné pour chaque fréquence.

Ensuite, grâce la construction d'un calendrier séquentiel des déformations tectoniques et des changements climatiques nous examinerons si un ou plusieurs mécanismes de contrôle sur l'empilement vertical des séquences de dépôt à différentes fréquences peuvent être mis en évidence.

Enfin, nous comparerons l'évolution verticale des faciès sédimentaires et le découpage séquentiel qui a été décrit en Lorraine avec les régions voisines (Suisse, Jura, Bassin du Sud Est et Normandie) et la charte eustatique (Hardenbol *et al.*, 1998). Nous regarderons si des corrélations sont possibles et si le cas échéant des phénomènes locaux ont pu contrôler l'empilement vertical des séquences.

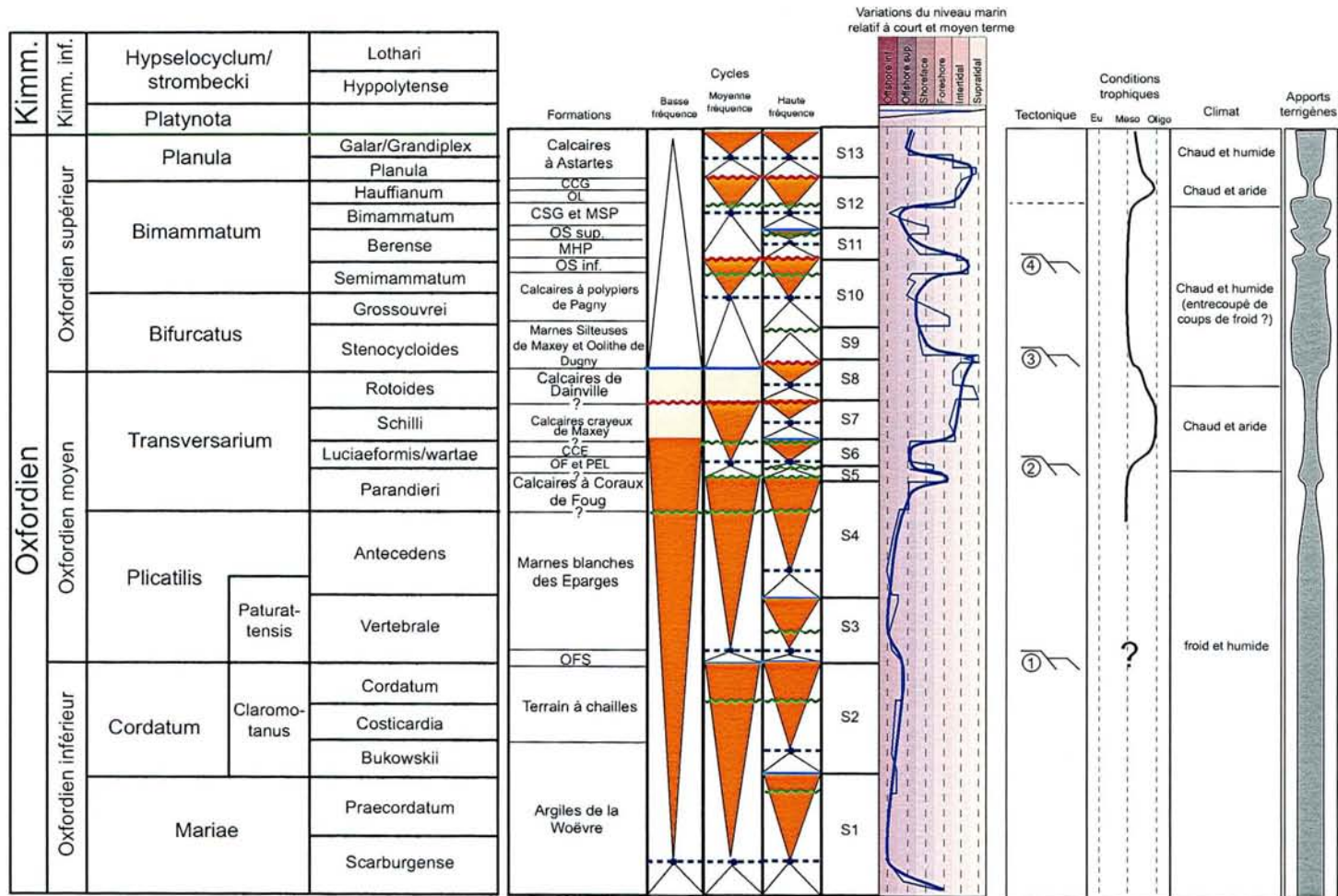
2 Hiérarchisation et ordre des cycles de dépôt

2.1 Hiérarchisation des cycles de dépôt

2.1.1 Ordre des cycles de dépôt

L'ordre des séquences de dépôt a été, à l'origine, défini à partir de la sismique. En effet, les ordres ont été établis en fonction de l'épaisseur des séquences. Par la suite, ces épaisseurs ont été rapportées à des durées qui sont censées caractériser les différents ordres (Vail *et al.*, 1991). Ces durées sont : 1^o ordre = 50 Ma ou plus; 2^o ordre = 3 à 50 Ma ; 3^o ordre = 0,5 à 3 Ma ; 4^o ordre = 0,08 à 0,5 Ma ; 5^o ordre = 0,03 à 0,08 Ma ; 6^o ordre = 0,01 à 0,03 Ma.

La problème réside dans la détermination de la durée des cycles de dépôt. En effet les durées des sous-zones d'ammonites fournies par Hardenbol *et al.* (Hardenbol *et al.*, 1998) varient entre 0,2 et 0,5 Ma pour l'Oxfordien. Néanmoins, l'incertitude sur les datations est de l'ordre de 3 Ma. Par conséquent les ages absolus fournis par ces auteurs semblent quelque peu discutables. Toutefois, ces données sont utiles pour avoir une idée même approximative de la durée d'un intervalle lithostratigraphique identifié sur le terrain. C'est pourquoi ces données seront utilisées ici uniquement pour donner un ordre de grandeur des durées entre deux niveaux datés biostratigraphiquement.



- ① Création du seuil de Senonville et activité volcanique en Mer du Nord
- ② Apparition du Sillon de Creuë et augmentation de la subsidence dans le secteur de Trois-Fontaines
- ③ Basculement de la plate-forme vers le nord, activité de la faille de Saint-Martin-de-Bossenay et forte activité hydrothermale
- ④ Activité synsédimentaire de la faille de Saint-Martin-de-Bossenay et augmentation de la subsidence vers le centre du bassin de Paris

OFS = Oolithe ferrugineuse de Senonville; OF = Oncolithe de Foug; PEL = Pierre d'Euville-Lérouvillie; CCE = Calcaires coralliens d'Euville; OS = Oolithe de Saucourt; MHP = Marnes à huîtres de Pagny; CSG = Calcaires à serpules de Gudmont; MSP = Marnes à serpules de Gudmont; OL = Oolithe de Lamothe; CCG = Calcaires crayeux de Gudmont

Figure 96 : Synthèse des cycles de dépôt à haute, moyenne et basse fréquence. Calendrier séquentiel des déformations tectoniques et des variations climatiques

2.1.2 Cycles à haute fréquence

Grace à l'étude de terrain et l'étude en subsurface nous avons pu mettre en évidence de nombreux cycles à très haute fréquence qui s'inscrivent dans 13 cycles transgressifs-régressifs entre la base de l'Oxfordien inférieur et le sommet de l'Oxfordien supérieur (dont la limite reste toutefois délicate à placer) (fig.96).

Il est possible que l'ensemble de ces cycles ne se rapportent pas tous à la même fréquence de dépôt. Pour l'Oxfordien inférieur et la base de l'Oxfordien moyen (cycles S1 à S3) les datation biostratigraphiques permettent d'envisager (grâce aux âges des limites de sous-zones fournis par de Hardenbol *et al.* (1998)) une durée pour les cycles de dépôt de l'ordre de 0,3 à 0,7 Ma. En revanche, pour la partie supérieure de l'Oxfordien moyen et l'Oxfordien supérieur, les données biostratigraphiques font défaut et par conséquent la durée des cycles de dépôt est délicate à établir. Toutefois, un raccourci serait de diviser la durée d'un intervalle connu (en se basant sur les datations certes discutables proposées dans la charte eustatique de Hardenbol *et al.* (1998)) par le nombre de cycles pour avoir une durée moyenne de chaque cycle. Cette méthode donne une durée moyenne de 0,3 à 0,4 Ma pour les cycles de dépôt de l'Oxfordien moyen et supérieur de Lorraine. Par conséquent, si l'on se base sur la durée des ordres proposés par Vail *et al.* (1991), Goldhammer *et al.* (1990) ou Mitchum *et al.* (1991) ces périodes de cycles semblent se rapporter au 4^e ordre.

2.1.3 Cycles à moyenne fréquence

Les cycles décrits à l'affleurement s'inscrivent dans des cycles transgressifs-régressifs à plus basse fréquence (fig.96). Il est évident que la hiérarchisation des cycles de dépôt renferme une part de subjectivité. Néanmoins, le découpage proposé ci-dessous est basé sur les géométries observées à l'affleurement et sur les transects diagraphiques. En effet, ici, les cycles à moyenne fréquence ont été défini à partir des phases d'ennoyages majeures accompagnées d'une rétrogradation importante des environnements de dépôt ou d'une évolution globalement aggradante des géométries. Les maxima régressifs correspondent aux maxima de baisse du niveau marin relatif qui précèdent ces ennoyages majeurs.

Au début de l'Oxfordien inférieur, l'évolution verticale des faciès montre l'évolution depuis des environnements pélagiques riches en ammonites pyriteuses de la base de la zone à *Mariae* qui marquent un maximum d'ennoyage (Guillocheau, 1991a; Jacquin *et al.*, 1998) jusqu'aux faciès carbonatés du sommet de la zone à *Cordatum* (maximum régressif au sommet du cycle S2) (fig.97). D'après les corrélations diagraphiques et de terrain, la superposition des cycles S1 et S2 permet d'observer une géométrie progradante du corps argilo-carbonaté et une tendance générale bathydécroissante. En effet dans les Ardennes, le cycle S2 n'est quasiment pas exprimé du fait de la progradation du corps sédimentaire (cf.§ IV3.15). La durée de ce cycle S1 transgressif-régressif est de l'ordre de 1,3 Ma.

Les marnes blanches des Eparges correspondent à un ennoyage partiel par rapport aux deux cycles précédents. En effet, les faciès argileux d'offshore inférieur réenvahissent les zones les plus septentrionales (Ardennes) et l'accommodation devient localement plus importante notamment en direction du centre du Bassin de Paris. Le sommet des Marnes blanches des Eparges (cycle S4) illustre une inversion de cette tendance et une progradation en direction du sud du corps argilo-carbonaté avec une condensation du cycle de dépôt dans les zones les plus septentrionales. Cette tendance s'est poursuivie jusqu'au sommet du cycle S4 et la mise en place suite à une discontinuité de chute du niveau marin relatif d'une plate-forme récifale, puis d'une émergence partielle de la plate-forme pendant le dépôt de l'*Oncolithe* de Foug (fig.97). La plate-forme a continué à prograder en direction du sud. La durée de ce cycle transgressif-régressif SIII est d'environ 1 Ma.

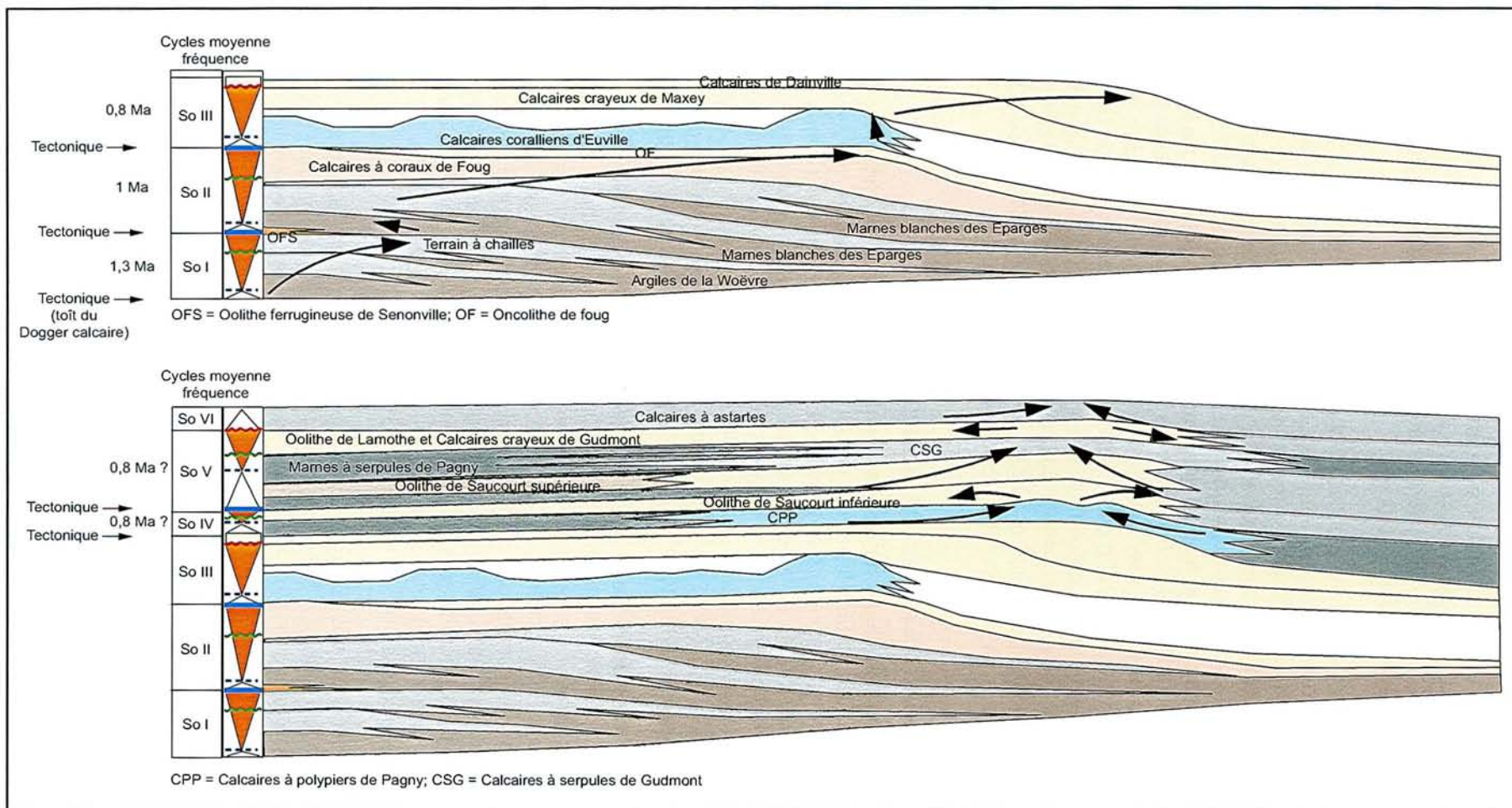


Figure 97 : Cycles à moyenne fréquence identifiés au sein de l'Oxfordien de Lorraine. La durée de ces cycles pourrait indiquer le 3e ordre sensu Vail. Les flèches indiquent les directions de progradation , rétrogradation et aggradation

Au dessus du maximum régressif qui a abouti à une émergence partielle de la plate-forme, une nouvelle transgression a permis le retour des faciès bioconstruits dans un environnement sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes. La bordure de plate-forme a agrandi pendant cette période (fig.97). Suite à un maximum d'envoyage pendant les Calcaires coralliens d'Euville, la baisse du niveau marin relatif pendant le cortège de haut niveau marin a permis l'installation d'une plate-forme carbonatée litée peu profonde qui a marqué la généralisation des environnements de shoal oolithiques et de lagon crayeux. La mise en place de cette plate-forme est accompagnée de sauts de progradation en direction du sud pendant les Calcaires à Crayeux de Maxey et les Calcaires de Dainville. Un maximum de progradation de la plate-forme est atteint à la limite Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur. Si l'on considère que le sommet des Calcaires à coraux de Foug correspond au sommet de la sous-zone à Parandieri, alors la durée de ce cycle transgressif-régressif So III est d'environ 0,8 Ma

La transgression à la base de l'Oxfordien moyen est accompagnée du basculement de la plate-forme en direction du nord. Cette transgression a abouti à un maximum d'envoyage est à la limite entre la zone à *Bifurcatus* et la zone à *Bimammatum* pendant les Calcaires à polypiers de Pagny. Ces dépôts sont parvenus à envoyer le seuil de la Marne alors que les Marnes silteuses de Maxey et l'Oolithe de Dugny sous-jacents viennent en *onlap* au sommet des Calcaires de Dainville. La mise en place de l'Oolithe de Saucourt inférieure marque une chute du niveau marin relatif. Elle fait suite à une tendance à la diminution de l'espace disponible débutée au sommet des Calcaires à polypiers de Pagny. Cette discontinuité de chute du niveau marin relatif est celle qui a l'amplitude la plus importante et qui a abouti à la mise en place des environnements les plus superficiels. En effet, elle marque le passage rapide d'environnements d'offshore supérieur à une émergence localisée (Forage EST 204) contemporaine de la mise en place plus au nord d'un cortège de bas niveau marin caractérisé par des environnements intertidaux ou de plage. Cette discontinuité correspond à une discontinuité majeure identifiée sur l'ensemble de la plate-forme. La durée de ce cycle So IV est d'environ 0,8 Ma.

Suite au maximum régressif situé au sein de l'Oolithe de Saucourt inférieure, la reprise de l'accommodation a permis le retour durable des faciès oolithiques sur le Seuil de la Marne et le retour des faciès marneux d'offshore supérieur dans les zones plus septentrionales. Un maximum d'envoyage est atteint pendant la zone à *Bimammatum* et les Calcaires à serpules de Gudmont et les Marnes à serpules de Pagny. En effet, ils se mettent en place pendant une période de forte création d'accommodation. A Saint-Germain, les Marnes à serpules de Pagny, sont épaisses et présentent des environnements sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes plus profonds que ceux des Marnes à huîtres de Pagny qui présentent des HCS. Ils parviennent à transgresser la bordure de plate-forme et à envoyer le système de shoal qui caractérise l'Oolithe de Saucourt ce qui n'a pas été le cas pendant le maximum d'envoyage des Marnes à huîtres de Pagny. Le cortège transgressif est entrecoupée d'une discontinuité de chute du niveau marin relatif à plus haute fréquence qui a permis l'installation de l'Oolithe de Saucourt supérieure marquée par l'apparition de faciès de shoreface à offshore supérieur plus distaux que ceux rencontrés dans l'Oolithe de Saucourt inférieure. Par conséquent, le cycle de dépôt S11 situé entre l'Oolithe de Saucourt inférieure et l'Oolithe de Saucourt supérieure s'inscrit dans une tendance transgressive à plus basse fréquence. Le cortège de haut niveau marin est matérialisé dans le sud de la Lorraine par le retour progressif des faciès carbonatés à couches de tempêtes au sommet des Calcaires à serpules de Gudmont. Une discontinuité de chute du niveau marin relatif à la base de l'Oolithe de Lamothe précède une émergence au sommet des Calcaires crayeux de Gudmont qui marque un maximum régressif. Ce cycle transgressif-régressif So V a une durée d'environ 0,8 Ma.

Un dernier demi-cycle transgressif (So VI) débute avec les Calcaires à Astartes.

Il apparaît donc que les 13 cycles de dépôt identifiés à l'affleurement s'inscrivent dans 5 cycles transgressifs-régressifs et un demi-cycle transgressif à plus basse fréquence. La durée

de ces cycles varie entre 0,8 et 1,3 Ma. En fonction des durées proposées par Vail et al. (1991), Goldhammer *et al.* (1990) ou Mitchum *et al.* (1991) ces cycles de dépôt pourraient se rapporter au 3^e ordre.

Une coupe type de la série oxfordienne de Lorraine ainsi qu'un récapitulatif des cycles à haute et moyenne fréquence mis en évidence au cours de cette étude sont proposés en figure 98.

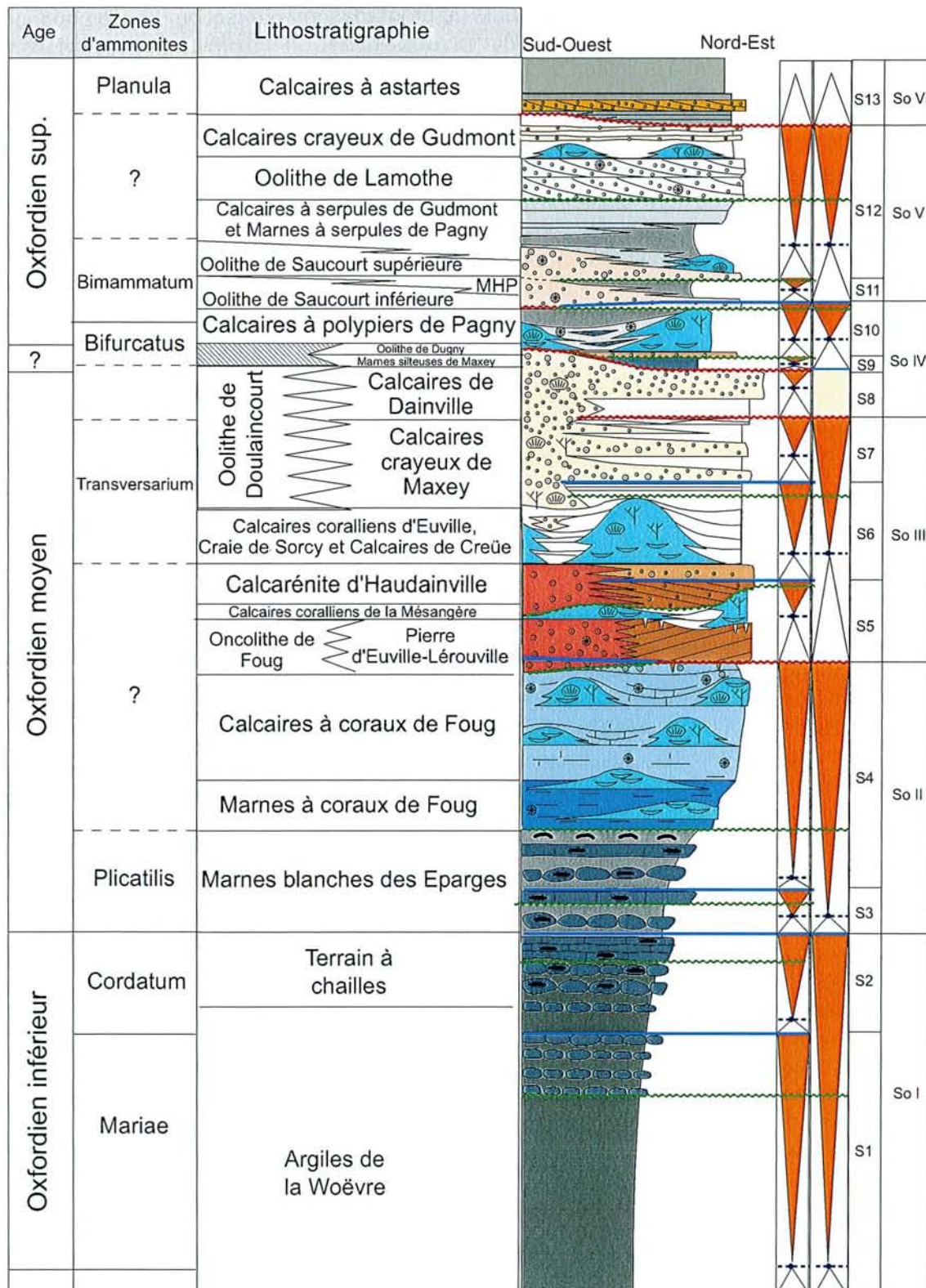


Figure 98 : Coupe type de la série sédimentaire oxfordienne accompagnée des cycles à haute et moyenne fréquence identifiés au cours de ce travail

2.1.4 Cycles à basse fréquence

Une tendance à encore plus basse fréquence peut être extraite des résultats obtenus lors de cette étude. Le maximum d'ennoyage situé au sein de la sous-zone à Scarborough est suivi d'une diminution de la tranche d'eau à long terme pendant le Terrain à chailles puis les Marnes blanches des Eparges. Cette évolution bathydécroissante des environnements de dépôt s'est poursuivie jusqu'à la mise en place d'une plate-forme carbonatée peu profonde. Cette tendance est ponctuée par une discontinuité de chute du niveau marin relatif située à la base des Marnes à coraux de Foug (fig.96). Cette discontinuité a permis le passage d'un système de rampe argilo-carbonatée à vergence sud sous la limite inférieure d'action des vagues de beau temps à un système de plate-forme carbonatée récifale qui a perduré jusqu'au sommet de l'Oxfordien moyen. Par conséquent, cette plate-forme carbonatée correspond au cortège de bas niveau marin (*sensu* Vail) à basse fréquence (Guillocheau, 1991a). Cette dernière est globalement agradante et passe par un minimum d'accommodation à la limite entre les Calcaires crayeux de Maxey et les Calcaires de Dainville de la zone à Transversarium.

Une grande période transgressive à basse fréquence débute à la base de l'Oxfordien supérieur. L'accommodation à basse fréquence augmente progressivement tout au cours de l'Oxfordien supérieur. Cette transgression s'est poursuivie jusqu'aux Marnes à exogyres du Kimméridgien.

3 Mécanismes à l'origine des cycles de dépôt

Nous avons vu dans les chapitres précédents que des phénomènes tectoniques ou climatiques ont eu lieu tout au long de l'Oxfordien. Le calendrier séquentiel des déformations et des changements climatiques est reporté figure 96.

3.1 Cycles à haute fréquence (4^e ordre)

L'origine climatique (issue des cycles orbitaux) des séquences à haute fréquence (Read *et al.*, 1986; Strasser, 1988; Koerschner et Read, 1989; Goldhammer *et al.*, 1990; Osleger, 1991; Strasser, 1991; Pittet, 1996; Strasser *et al.*, 1999) est maintenant admise par le plus grand nombre. La méthode du *stacking pattern* s'applique relativement bien pour les Calcaires crayeux de Gudmont, les Calcaires crayeux de Maxey (cycle S7) et la base des Calcaires de Dainville au sein desquels l'amplitude des cycles de fréquences différentes est hiérarchisée. D'un point de vue climatique le passage de l'Oxfordien inférieur à l'Oxfordien moyen est marqué par un réchauffement et une aridification du climat (Riboulleau *et al.*, 1998; Dromart *et al.*, 2003). Cette plate-forme carbonatée peu profonde s'est mise en place dans un environnement considéré comme oligotrophe (Olivier *et al.*, article en annexe) sous un climat subtropical chaud et aride (Gygi, 1986; Schudack, 1999; Abbink *et al.*, 2001). Les apports silicoclastiques étaient relativement réduits. Ces observations vont dans le sens des modèles proposés par Lehrmann et Goldhammer (1999) et par Rankey *et al.* (1999) qui mettent en relation une hiérarchisation des cycles sédimentaires et un climat chaud relativement stable.

En revanche, pour certaines périodes, la méthode du *stacking pattern* est difficile à appliquer du fait de l'amplification de certaines chutes du niveau marin relatif à haute fréquence. Ces périodes correspondent toujours à des périodes transgressives à moyenne fréquence. C'est le cas pour, la discontinuité de chute du niveau marin relatif à la base de la Calcarénite d'Haudainville (qui s'insère dans la transgression à moyenne fréquence qui a abouti à la mise en place des Calcaires coralliens d'Euville), à la base de l'Oolithe de Dugny (qui s'insère dans la transgression qui a abouti à la mise en place des Calcaires à polypiers de

Pagny), à la base de l'Oolithe de Saucourt supérieure (qui s'insère dans la transgression qui a abouti à la mise en place des Calcaires à serpules de Gudmont) et éventuellement à l'origine des émergences au sommet des Calcaires de Dainville.

Pour l'Oxfordien de Lorraine, l'amplification de chutes du niveau marin relatif à haute fréquence coïncide systématiquement avec un changement des conditions trophiques du milieu ainsi qu'avec un changement climatique (fig.96). L'explosion de la production biologique des crinoïdes pédonculé pendant la mise en place de la Pierre d'Euville-Lérouville et la prolifération des encroûtements microbiens et des foraminifères agglutinants au sein de l'Oncolithe de Foug semblent marquer une évolution des conditions trophiques vers de conditions plus mésotrophes. En outre, lors du dépôt de la partie supérieure des Calcaires de Dainville, pendant la zone à *Bifurcatus* et la partie inférieure de la zone à *Bimammatum*, la plate-forme était soumise à des décharges de matériel silicoclastique. La source semble se situer au nord comme l'indique la disparition des intercalations argileuses dans le sud de la plate-forme et l'épaississement des intercalations en direction du nord dans la carrière de Dugny. Le massif émergé le plus proche correspondait au Massif Brabant-Ardenne qui devait vraisemblablement constituer la source du matériel terrigène comme cela a déjà été proposé par Pittet (1996) et Gygi et Persoz (1986) pour l'Oxfordien de Suisse et par Vincent (2001) pour l'Oxfordien de Lorraine. L'augmentation de ces décharges silicoclastiques est contemporaine de la prolifération des intraclastes microbiens sur la plate-forme pendant les Calcaires de Dainville. Il est fort probable que cette prolifération provienne d'une augmentation de la quantité de nutriments liés aux apports terrigènes et qui ont engendré des conditions plus mésotrophes. L'augmentation de ces apports découle sans doute d'une augmentation du lessivage sur les terres émergées et par conséquent de conditions climatiques plus humides. Il apparaît clairement que l'augmentation de l'amplitude des cycles à haute fréquence coïncide avec l'initiation d'un changement climatique au cours duquel le climat devient plus humide. Ces observations vont dans le sens de Goldhammer *et al.* (1990) et de Rankey *et al.* (1999) selon lesquels les périodes plus froides sont propices au dérèglement de la hiérarchie des amplitudes des cycles et aboutissent à un enregistrement sédimentaire biaisé par des fortes amplitudes des cycles à haute fréquence.

Ferry (1991) puis Malartre *et al.* (1998) ont également envisagé des refroidissements climatiques soudains en contexte transgressif pouvant engendrer des chutes glacioeustatiques du niveau marin à haute fréquence pendant le Crétacé. Il paraît donc raisonnable d'envisager des « coups de froid » au début de l'Oxfordien supérieur qui auraient engendré la création d'une calotte glaciaire même réduite. Sans bien sûr parler de période glaciaire, le sommet de l'Oxfordien moyen est marqué par les prémices d'un changement climatique important qui aura lieu à la limite Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur. Cette interprétation paraît d'autant plus envisageable que l'hypothèse d'une calotte glaciaire pendant le Mésozoïque, jusque récemment écartée, est de plus en plus discutée notamment depuis les travaux de Price (1999). Dromart *et al.* (2003) proposent d'ailleurs un refroidissement à la limite Callovien-Oxfordien qui serait à l'origine de variations glacioeustatiques ayant provoqué une chute brutale du niveau marin. Néanmoins, pour Hallam (2001) même si une telle calotte glaciaire existait pendant le Jurassique, elle était trop réduite pour permettre d'importantes variations eustatiques. Il faut pourtant noter que l'amplitude des variations enregistrées dans l'Oxfordien supérieur de Lorraine n'excédait probablement pas 5 à 10 m. Par conséquent, ces amplitudes modérées n'excluent pas un mécanisme glacioeustatique avec une calotte glaciaire réduite.

Par conséquent, il paraît raisonnable d'envisager des coups de froid à l'origine de chutes brèves et de relativement grande amplitude pendant les périodes transgressives à moyenne fréquence dans l'Oxfordien de Lorraine. Nous allons voir dans le chapitre suivant que ces périodes de dérèglement climatique sont parfois contemporaines de phases tectoniques de plus ou moins grande envergure.

3.2 Cycles à moyenne fréquence (3^e ordre)

L'origine eustatique des cycles à moyenne fréquence (3^e ordre) est de plus en plus discutée (Aubry, 1991; Carter *et al.*, 1991; Miall, 1991, 1992; Carter, 1998; Miall et Miall, 2001). En Lorraine, il apparaît que les déformations tectoniques enregistrés à l'échelle locale ou régionale se situent essentiellement à la base des cycles transgressifs à moyenne fréquence pendant l'Oxfordien inférieur et moyen. En effet, la transgression du cycle So I est contemporaine d'une activité synsédimentaire de la Faille de Vittel pendant le Callovien inférieur. La transgression du cycle So II est marquée par l'apparition du seuil de Senonville. Au niveau du seuil, ce cycle n'est d'ailleurs pas enregistré. Ce réarrangement structural est à mettre en relation avec un phénomène tectonique de plus grande envergure illustré par une activité volcanique en Mer du Nord et l'apparition de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville.

La transgression à la base de la séquence So III est également contemporaine de phénomènes tectoniques distensifs à l'origine de l'apparition d'une dépression à l'ouest des failles de la Marne, du sillon de Creuë et vraisemblablement de sillons annexes.

L'ennoyage à moyenne fréquence à la base de l'Oxfordien supérieur (cycle So IV) coïncide avec un réarrangement structural majeur à savoir le basculement de la plate-forme en direction du nord et un changement climatique marqué. Ce phénomène tectonique est notamment marqué par une augmentation de l'activité hydrothermale (Corbin *et al.*, 2000).

Enfin, les cartes d'isopaques ont montré que la transgression du cycle So V, est contemporaine d'une augmentation généralisée de la subsidence en direction du centre du Bassin de Paris et d'une activité synsédimentaire de la Faille de Saint-Martin-de-Bossenay.

En revanche, la transgression à la base du cycle So VI ne semble pas être contemporaine de phénomènes tectoniques. Il est possible que des phases d'augmentation de la subsidence de grande envergure et par conséquent non caractérisés localement à l'échelle de l'Est du Bassin de Paris, soient à l'origine de ce cycle à moyenne fréquence. Néanmoins, aucun argument ne permet de confirmer une telle hypothèse. Pendant le cortège de haut niveau marin du cycle So V, la production carbonatée est redevenue importante et comblé l'espace disponible pendant une phase de forte accommodation. Cette forte production a abouti à une émergence au sommet des Calcaires crayeux de Gudmont. La transgression à la base du cycle So VI est marqué par une baisse brutale de la production carbonatée et le retour de conditions trophiques plus mésotrophes.

Il apparaît donc que, dans la majorité des cas (5 sur 6), les transgressions à moyenne fréquence coïncident avec des phénomènes tectoniques enregistrés à l'échelle régionale ou ouest européenne. Toutefois, cette corrélation n'étant pas systématique, particulièrement pour le cycle So VI, c'est l'interaction de l'eustatisme, du climat et de la tectonique qui est à invoquer comme origine de l'architecture séquentielle à moyenne fréquence des dépôts oxfordiens de Lorraine.

3.3 Cycles à basse fréquence (2^e ordre)

La plate-forme récifale du début de la zone à *Transversarium* a laissé place à une plate-forme carbonatée peu profonde à la limite de l'émergence. Le Jurassique supérieur correspond à une période de forte subsidence (Brunet, 1986; Curnelle et Dubois, 1986; Wildi *et al.*, 1989; Loup et Wildi, 1994; Guillocheau *et al.*, 2000). Toutefois, la plate-forme de l'Oxfordien moyen de Lorraine est restée peu profonde pendant toute la zone à *Transversarium*. Pendant cette période, l'importante production carbonatée a permis de combler en continu l'espace disponible créé par la subsidence. Néanmoins, la limite entre les Calcaires crayeux de Maxey et les Calcaires de Dainville correspond à un minimum d'accommodation majeur.

Ce niveau correspond en effet à un maximum régressif observé sur l'ensemble de la plate-forme et qui fait suite à une tendance continue à la diminution de la profondeur. Toutefois, il existe plusieurs surfaces qui marquent des émerSIONS prolongées au sommet des Calcaires de Dainville et qui ont également été observées sur l'ensemble de la plate-forme ainsi qu'à l'échelle de l'Europe occidentale (Gabilly *et al.*, 1985). De plus, le maximum de progradation de la plate-forme en direction du sud-ouest se situe à la fin de l'Oxfordien moyen. Ces surfaces d'émerSION caractérisent le sommet du cycle S8. Ces émerSIONS matérialisent des discontinuités de chute du niveau marin relatif à haute fréquence qui ponctuent la tendance à l'augmentation de l'accommodation (fig.99). Entre chaque émerSION les ennoyages sont modérés. Par conséquent, les discontinuités de chute du niveau marin relatif et les ennoyages qui les séparent au sommet des Calcaires de Dainville correspondent à des cycles à haute fréquence d'amplitude importante et qui perturbent le signal à plus basse fréquence qui est à l'augmentation du taux d'accommodation. Quoi qu'il en soit, la limite entre les Calcaires de Dainville et les Marnes silteuses de Maxey constitue un maximum de baisse du niveau marin relatif ainsi qu'un maximum de progradation de la plate-forme mais ne peut être considéré comme minimum d'accommodation à basse fréquence à partir de ces seuls critères. En revanche, en se basant sur les cycles d'accommodation à long terme le réel minimum d'accommodation se situe à la limite entre les Calcaires crayeux de Maxey et les Calcaires de Dainville.

L'ennoyage à la base de l'Oxfordien supérieur est accompagné par une baisse drastique de la production carbonatée, une baisse du taux de sédimentation et d'une réorganisation structurale majeure de la plate-forme. Par conséquent, la combinaison de cette dernière qui a probablement été accompagnée d'une augmentation générale de la subsidence, et de la baisse

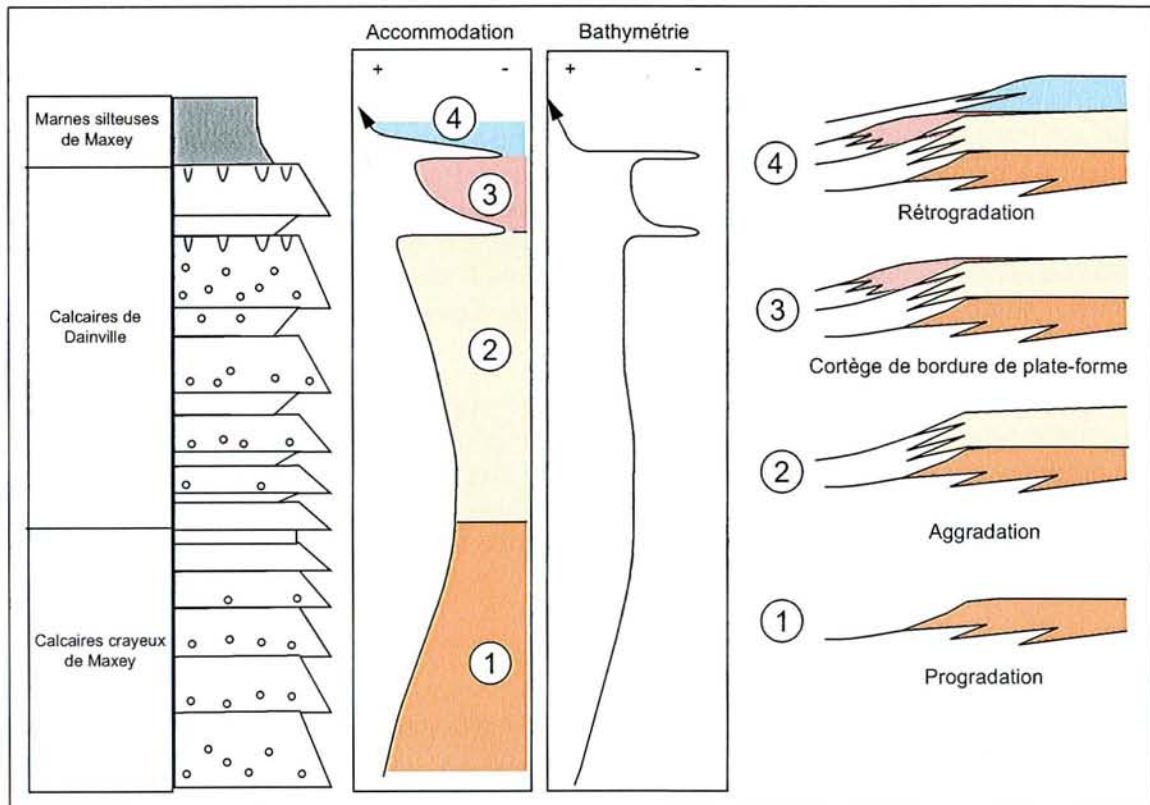


Figure 99 : Amplification des chutes du niveau marin relatif à moyenne fréquence pendant une phase de reprise de l'accommodation à basse fréquence. Pendant la phase de baisse progressive de l'accommodation la plate-forme prograde jusqu'à atteindre un minimum d'accommodation. Au dessus de ce dernier, l'accommodation augmente et si cette reprise est lente la sédimentation parvient à combler l'espace disponible et la plate-forme aggrade. Néanmoins, si pendant cette reprise à long terme l'amplitude des baisses du niveau marin relatif à haute fréquence augmente alors un prisme de bordure de plate-forme peut se mettre en place. Par conséquent, le maximum de progradation de la plate-forme ne correspond pas dans ce cas précis au minimum d'accommodation à long terme.

du taux de sédimentation a engendré une augmentation de l'espace disponible. Toutefois, sur cette baisse de la production carbonatée se surimposent des variations du niveau marin relatif à haute et moyenne fréquence dont l'origine reste délicate à établir.

Quoi qu'il en soit, le réennoyage à basse fréquence a probablement une origine tectonique (augmentation généralisée de la subsidence) combinée à une baisse drastique du taux de sédimentation.

4 Corrélations séquentielles avec les régions voisines

Nous avons vu que des facteurs tels que la tectonique et la production carbonatée semblent avoir influé sur l'évolution séquentielle des dépôts en Lorraine. Dès lors, la comparaison des cycles observés dans l'est du Bassin de Paris avec les régions voisines paraît intéressante afin de connaître l'extension latérale des limites de séquence et de discerner la part de la tectonique et de l'eustatisme. Néanmoins, un problème d'échelle biostratigraphique est apparu entre l'échelle téthysienne (Groupe Français d'Etude du Jurassique, 1997; Hardenbol *et al.*, 1998) utilisée en Lorraine et l'échelle biostratigraphique utilisée en Suisse par Gygi *et al.* (1998). En effet, ces derniers auteurs ont utilisé une échelle mixte renfermant des sous-zones téthysiennes et des sous-zones boréales (fig.100). De plus, par rapport à la zonation française, certaines sous-zones ou zones n'apparaissent pas, comme la sous-zone à Rotoides et la zone à Plicatilis. Certaines autres ont quant à elles été déplacées, comme la sous-zone à Schilli placée dans la zone à Bifurcatus. Par conséquent, les corrélations avec l'échelle biostratigraphique standard s'avèrent parfois difficiles. Malgré cela, j'ai tenté de placer sur une même échelle biostratigraphique les cycles sédimentaires décrits dans les régions voisines telles que la Normandie, la Bourgogne, la Suisse et le Bassin du Sud-Est. Ces derniers sont représentés en figure 102.

Il apparaît, d'emblée que le nombre de séquences de dépôt et l'âge des limites de séquence sont différents entre les différentes localités. Néanmoins, il convient de noter que les limites de séquences ont été fixées en fonction des modèles utilisés ce qui peut expliquer les divergences. En effet, le modèle de Vail utilisé par Rioult *et al.* (1991) et Dugué *et al.* (1998) en Normandie, par De Graciansky *et al.* (1999) dans le Bassin du Sud-Est et par Gygi *et al.* (1998) en Suisse prévoit de placer les limites de séquence au niveau des discontinuités de chute du niveau marin relatif (Vail *et al.*, 1977; Vail *et al.*, 1987; Van Wagoner *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991; Posamentier et James, 1993) alors que Guillocheau *et al.* (2002) décrivent les cycles sédimentaires en fonction de leur tendance régressive et transgressive et signalent simplement les inversions de tendance.

4.1 Jura français et Jura suisse

D'après les descriptions faciologiques faites en Suisse (Gygi, 1986; Gygi et Persoz, 1986; Pittet, 1996; Gygi *et al.*, 1998; Pittet et Strasser, 1998; Gygi, 2000, 2003) et dans le Jura français (Enay *et al.*, 1988; Contini, 1989) et compte tenu des observations faites sur place, les corrélations lithologiques entre la Lorraine et ces localités s'avèrent relativement aisées (fig.101). En revanche, si les formations sont corrélables lithologiquement, elles sont souvent apparemment diachrones. Dans la figure 101, les différentes colonnes lithostratigraphiques sont construites de façon à observer les formations corrélables lithologiquement sur une même ligne horizontale. Ainsi, on se rend facilement compte des différences de datations qui existent entre les régions et surtout entre la Suisse d'une part et le Jura français et la Lorraine d'autre part.

Echelle biostratigraphique standard d'après Hardenbol *et al.* (1998) et le Groupe français d'étude du Jurassique (1997)

Gygi *et al.* 1998

	Zonation boréale				Zonation téthysienne				Suisse			
	Zones		Sous-zones		Zones		Sous-zones		Zones	Sous-zones		
Kimm.	inf.	Cymodoce		Achilles	Hypselocyclum/ strombecki		Lothari					
				Cymodoce			Hyppolytense					
		Baylei		Rupellense	Platynota							
Oxfordien	supérieur	Pseudocordata	Rozenkrantzi	Planula		Galar/Grandiplex		Planula	Galar/Grandiplex			
			Pseudocordata			Planula			?			
			Pseudoyo			Hauffianum			Bimammatum			
		Caustinigræ	Regulare	Bimammatum		Bimammatum		Bimammatum		Hypselum		
			Caledonica			Berense		Hypselum				
			Serratum			Varicosostatus	Semimammatum		Grossouvrei			
	moyen	Transversarium/ Pumilus	Glosense	Serratum	Bifurcatus	Transversarium		Stenocycloides		Grossouvrei		
				Koldeweyense				Caustinigræ	Stenocycloides		?	
				Glosense				Ilovaiskii	Nunningtonense		Schilli	
		Plicatilis	Tenuiserratum	Densiplicatum	Blakei	Plicatilis		Parandieri		Schilli		
					Tenuiserratum			Parandieri	Parandieri		?	
					Maltonense			Antecedens	Antecedens		Parandieri	
inférieur	Cordatum	Cordatum	Cordatum		Claromontanus	Cordatum		Cordatum				
						Costicardia		Costicardia				
						Bukowskii		Bukowskii				
	Mariae	Cordatum	Mariae		Mariae		Præcordatum		Præcordatum			
							Scarburgense		Scarburgense			
							Vertebrale		Vertebrale			

Figure 100 : Echelle biostratigraphique standard et échelle utilisée pour l'Oxfordien du Jura suisse.

Lorraine			Jura (Contini, 1989; Enay <i>et al.</i> , 1988)			Suisse (Gygi <i>et al.</i> , 1998; Gygi, 2003)				
Plan.	?	Calcaires à Astartes	Plan.	?	Calcaires de Besançon	Plan.	Galar	Porrentruy Member		
Bimam.	?	Calcaires crayeux de Gudmont	Bimam.	?	Mames de Besançon	Bimam.	?	La May Member		
		Oolithe de Lamothe					Bifurc.	Bure Member		
		Calcaires à serpules de Gudmont et Mames à serpules de Pagny						Hauptmunienbank		
		Oolithe de Saucourt <i>sensu lato</i>						Hypselum		
Calcaires à polyptères de Pagny	Grossouvrei	Röschenz Member								
Bifurc.	?	Oolithe de Dugny	Bifurc.	?	Calcaires de Clerval	Bifurc.	Stenocycloides	Vorborg Member		
		Marnes siliceuses de Maxey					Schilli	St-Ursanne formation		
		Calcaires de Dainville					Parandieri	Liesberg Member		
		Calcaires crayeux de Maxey					Antecedens	Terrain à chailles		
		Calcaires coralliens d'Euville					Vertebrale	Densiplicatum		
Transvers.	?	Oncolithe de Foug et Pierre d'Euville-Lérrouville	Transversarium	?	Calcaires siliceux de Dole	Transversarium	Cordatum	Marnes à Renggeri		
		Calcaires à coraux de Foug					Cordatum			
		Marnes à coraux de Foug					Costicardia			
Plicatilis	Antecedens	Marnes blanches des Eparges	Plicatilis	Antecedens	Calcaires argileux de Bonnevaux-le-prieuré	Plicatilis	Bukowskii			
		Oolithe ferrugineuse de Senonville					Bukowskii			
Cordatum	Cordatum	Terrain à chailles	Cordatum	Cordatum	Marnes d'Arc-sous-Montenot	Cordatum	Cordatum			
		Mariae					Præcordatum	Præcordatum	Præcordatum	Præcordatum

Figure 101 : Séries lithostratigraphiques de Lorraine, du Jura français et du Jura suisse. Les différentes colonnes lithostratigraphiques sont construites de façon à observer les formations corrélables lithologiquement sur une même ligne horizontale

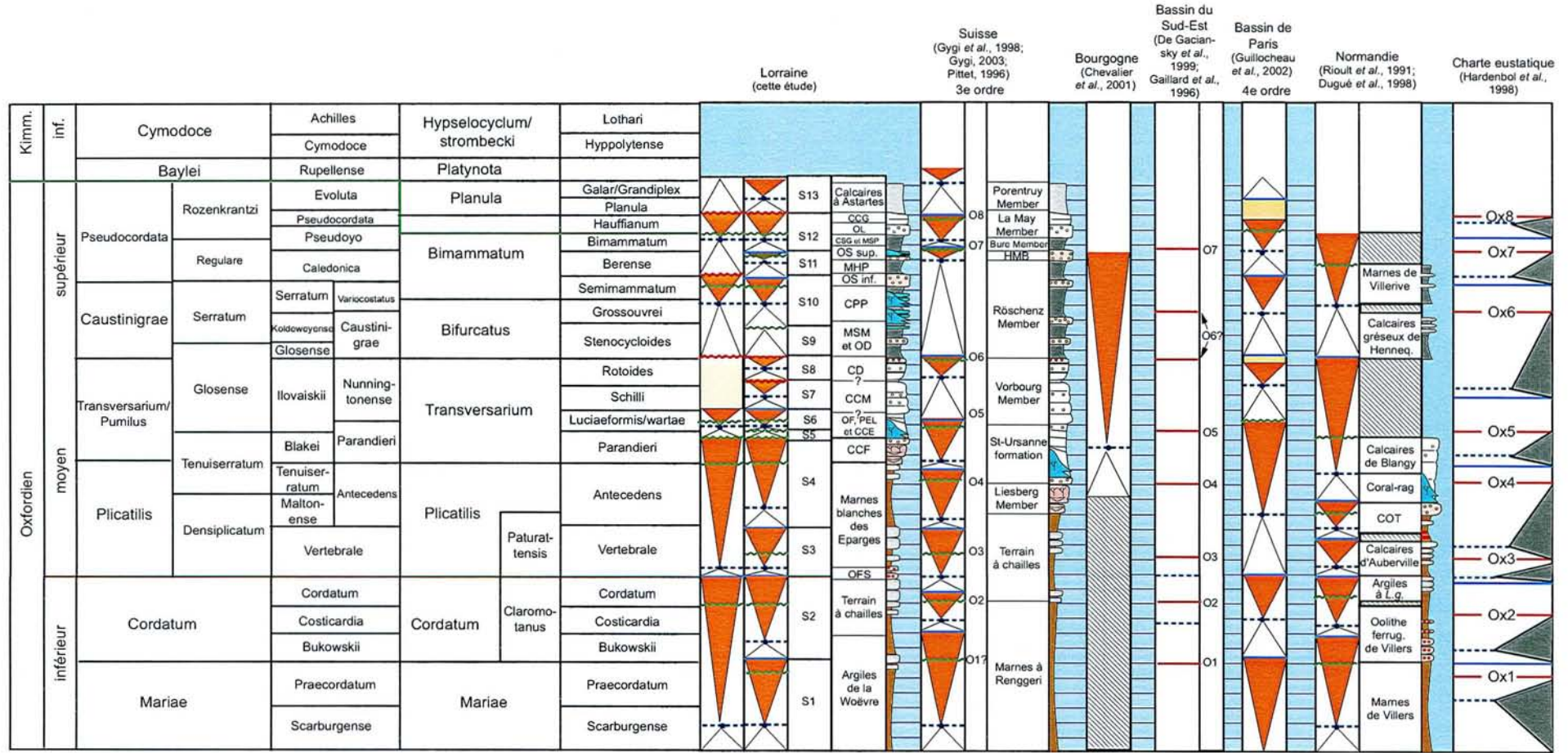


Figure 102 : Cycles de dépôt décrits en Lorraine, dans le Jura suisse, en Bourgogne, dans le Bassin du Sud-Est, dans le Bassin de Paris (sensu lato), en Normandie et dans la charte eustatique. Il est à noter que selon les auteurs les limites de séquence correspondent soit au maximum de vitesse de baisse du niveau marin relatif, soit au maximum régressif.

Le diachronisme de la base du Terrain à chailles s'explique facilement par la position paléogéographique des différentes localités et par la géométrie du corps argilo-carbonaté qui s'est développé pendant les marnes callovo-oxfordiennes et le Terrain à chailles. En effet, comme nous l'avons vu à l'affleurement, les faciès proximaux carbonatés du Terrain à chailles ont tendance à passer latéralement à des faciès plus marneux dans les environnements distaux méridionaux. Etant donné la position plus méridionale de la Franche-comté et du Jura Suisse il est normal qu'au cours de la progradation du corps argilo-carbonaté, les premiers faciès carbonatés du terrain à Chailles apparaissent plus tardivement dans ces secteurs.

En revanche, des différences de datation sont plus nombreuses pendant l'Oxfordien moyen et ne peuvent pas s'expliquer par une dynamique sédimentaire. Deux possibilités sont à envisager. Soit la mise en place d'une même succession verticale de faciès est diachrone entre les différentes localités, soit il existe des problèmes de datation entre les localités. Dans le premier cas, une tectonique synsédimentaire est inéluctable. Cependant, en Suisse, les discontinuités de chute du niveau marin relatif, les maxima régressifs et les maxima d'ennoyage de l'Oxfordien inférieur et moyen se situent au sein ou à la limite entre les mêmes faciès que ce qui a été observé en Lorraine (hormis pour les cycles S5, S6 et S7 surnuméraires en Lorraine) (fig.102). Il semble par conséquent, tout à fait fantaisiste d'imaginer la même évolution verticale des faciès et les mêmes cycles diachrones dans deux localités différentes (mais finalement peu éloignées). Ceci impliquerait en effet un contrôle tectonique qui aurait permis la reproduction à l'identique d'un empilement sédimentaire en différents points d'une même plate-forme et à deux moments différents. Par conséquent, un problème de datation est plus vraisemblablement à envisager. Cette hypothèse est confortée, notamment, par le fait que, d'après les travaux récents publiés par Gygi (2003), aucune ammonite caractéristique n'a été découverte dans le Membre de Liesberg pourtant placé dans la sous-zone à Antecedens. En revanche, dans la coupe de Bonneveaux-le-Prieuré dans le Jura Français, une ammonite indiquant la sous-zone à Parandieri a été découverte (Contini et Rollet, 1971) dans la base des faciès à microsolenidés confirmant leur appartenance à la sous-zone à Parandieri comme cela l'avaient avancé Enay et Boullier (1981) en Lorraine.

La limite de séquence O6 qui marque le maximum de progradation de la plate-forme en Suisse a longtemps été datée de la limite entre la sous-zone à Grossouvrei et la sous-zone à Hypselum (Gygi *et al.*, 1998). Pourtant, Pittet (1996) plaçait cette limite au sommet du Membre de Vorbourg (équivalent latéral des Calcaires de Dainville) partiellement daté de la sous-zone à Schilli. En outre, bien que la zone à Rotoides n'apparaisse pas dans l'échelle de Gygi *et al.* (1998), Gygi a récemment décrit une ammonite indiquant le sommet de la zone à Rotoides et la base de la zone à Stenocycloides (Gygi, 2003) au niveau de sa limite de séquence O6. Par conséquent, cette émergence pourrait se placer au sommet de la zone à Transversarium (Gygi, communication personnelle) comme cela a été suggéré en Lorraine et dans le Jura français. En Lorraine, ce maximum régressif marque le sommet du cycle S7. Il existe en effet deux cycles surnuméraires en Lorraine par rapport à la Suisse pendant l'Oxfordien moyen. Il se situent entre les Calcaires à coraux de Foug et la Calcarénite d'Haudainville et au sein des Calcaires crayeux de Maxey. Pittet (1996) a pourtant décrit un cycle de dépôt dans la partie supérieure du Membre de Vorbourg (équivalent des Calcaires crayeux de Maxey et des Calcaires de Dainville lorrains) en Suisse mais il l'attribue à un cycle à plus haute fréquence. En Lorraine, rien ne permet de le hiérarchiser par rapport aux autres cycles de dépôt. Par conséquent, le nombre différent de cycles de dépôt entre la Lorraine et la Suisse au sommet de l'Oxfordien moyen provient d'une hiérarchisation différente de ces cycles dans les différentes régions.

Concernant enfin l'Oxfordien supérieur, le nombre de cycles de dépôt est bien plus important en Lorraine qu'en Suisse. En effet, il existe 5 cycles transgressifs-régressifs en Lorraine alors que 3 cycles ont été identifiés en Suisse. D'autre part, certains cycles de dépôt sont décalés voire antagonistes entre la Lorraine et la Suisse. Cet antagonisme est simplement du à l'interprétation opposée qui est faite des faciès marneux de l'Oxfordien supérieur.

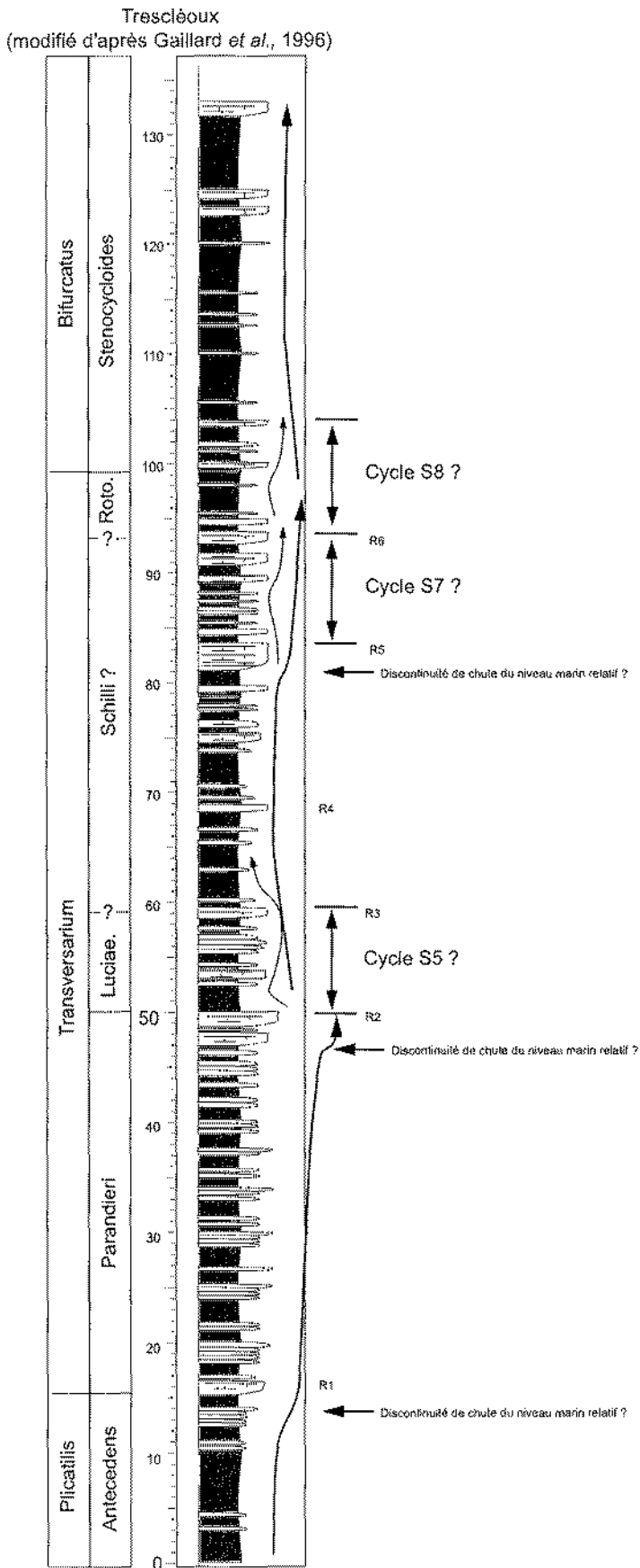


Figure 103 : Coupe de Tréscléoux dans le Bassin du Sud-Est (modifiée d'après Gaillard *et al.*, 1996)

En effet les marnes sont interprétées en Suisse comme d'environnement lagunaire confiné peu profond et les faciès carbonatés transgressifs sur ces derniers (Gygi, 1986, 1995; Pittet, 1996; Gygi *et al.*, 1998; Pittet et Strasser, 1998; Gygi, 2003) alors qu'en Lorraine les marnes à HCS indiquent un environnement d'offshore inférieur et les faciès carbonatés se sont mis en place dans des environnements variant entre l'intertidal et le shoreface. Quoiqu'il en soit, comme pour les cycles S7 et S8 lorrains, Pittet (1996) a décrit un certain nombre de cycles dans le Membre à Natica en Suisse qu'il a hiérarchisé et assimilé à de la plus haute fréquence. Par conséquent, la différence du nombre de cycles entre la Lorraine et la Suisse pendant l'Oxfordien supérieur semble provenir d'une différence de hiérarchisation des séquences de dépôt.

4.2 Bassin du Sud-Est

Le Bassin du Sud-Est présente trois premières limites de séquence synchrones avec la Suisse et la Lorraine à la limite *Mariae Cordatum*, dans la partie supérieure de la zone à *Cordatum* et dans la partie inférieure de la zone à *Plicatilis* (De Graciansky *et al.*, 1999). La limite de séquence décrite en Lorraine et en Suisse au sommet respectivement des Calcaires à coraux de Foug et du Liesberg Member apparaît également dans le Bassin du Sud-Est. Les limites de séquence O4 et O5 sont contemporaines respectivement de la discontinuité de chute

située à la base des Calcaires crayeux de Maxey en Lorraine et du Vorbourg Member en Suisse ainsi qu'au sommet des Calcaires à coraux de Foug en Lorraine et du Liesberg Member en Suisse. En revanche, d'après De Graciansky *et al.* (1999), la limite de séquences O6 se situe au sommet de la sous-zone à Grossouvrei. Cette limite de séquence correspond au maximum régressif de 2^e ordre et se place au sommet des faciès les plus carbonatés précédant un retour des faciès marneux pendant une nouvelle transgression. Pourtant, Gaillard *et al.* (1996) placent cette limite de faciès à la limite entre la zone à Transversarium et la zone à Bifurcatus. De plus, plus au nord Gaillard (1983) décrit une limite de séquence majeure au sommet de la zone à Transversarium dans le Jura méridional. Il apparaît donc qu'il existe un désaccord entre les auteurs pour dater ce maximum régressif à basse fréquence. Dans le cas où la limite O6 se situe au sommet de la zone à Grossouvrei il faut envisager un contrôle tectonique ayant engendré une évolution séquentielle différente entre la Lorraine et le Bassin du Sud-Est. En revanche, si le passage des faciès carbonatés aux marnes se situe à la limite Transversarium-Bifurcatus, le maximum de progradation de la plate-forme est synchrone de celui observable en Lorraine et une influence tectonique perturbatrice n'est pas à envisager. Cette seconde hypothèse paraît la plus vraisemblable d'autant plus que d'après les descriptions lithologiques et les datations effectuées par Gaillard *et al.* (1996) dans le bassin dauphinois, les cycles à moyenne fréquence So II et So III observés en Lorraine apparaissent dans le Bassin du Sud-Est. En effet, notamment sur la coupe de Trescléoux (fig.103) l'évolution de l'épaisseur des bancs carbonatés par rapport aux marnes permettent d'observer deux demi-cycles régressifs dont le sommet se situe respectivement au sommet de la sous-zone à Parandieri et au sommet de la zone à Transversarium.

En revanche, d'après De-Graciansky *et al.* (1999), comme pour la Suisse, un seul cycle de dépôt apparaît entre le sommet de la sous-zone à Parandieri et la limite de séquence O6 dans le Bassin du Sud-Est. Par conséquent, il existe un cycle surnuméraire au sommet de l'Oxfordien moyen en Lorraine par rapport au Bassin du Sud-Est et un problème de hiérarchisation ou un manque d'expression de ces cycles à haute fréquence dans les environnements distaux sont à envisager. Toutefois, à Trescléoux, le sommet de la zone à Transversarium est marquée par de petits cycles qui pourraient être rapportés aux cycles à haute fréquence S7 et S8 identifiés en Lorraine (fig.103). Tout comme le cycle à haute fréquence S5 qui n'a pas été représenté par Graciansky *et al.* (1999) il pourrait correspondre au petit cycle qui apparaît pendant la sous-zone à Luciaeformis (fig.103).

4.3 Bourgogne

La Bourgogne fait figure de secteur particulier pendant l'Oxfordien inférieur et moyen. En effet, cette zone n'a pas enregistré de dépôts pendant l'Oxfordien inférieur et le début de l'Oxfordien moyen (Chevalier *et al.*, 2001). Le secteur est transgressé pendant la sous-zone à Antecedens pour aboutir à un maximum d'ennoyage pendant la sous-zone à Parandieri. Par la suite, la mise en place d'une plate-forme récifale pendant le sommet de l'Oxfordien moyen, la zone à Bifurcatus et la base de la zone à Bimammatum constitue le cortège de haut niveau marin. Par conséquent, il faut envisager un contrôle tectonique majeur ayant permis un enregistrement séquentiel totalement différent entre la Bourgogne et le reste des régions voisines. Etant donné que les phénomènes tectoniques de faible longueur d'onde n'existaient pas en Bourgogne pendant cette période (Chevalier *et al.*, 2001), il faut par conséquent envisager des phénomènes tectoniques de grande ou moyenne longueur d'onde ayant influé sur les régions alentour alors que la Bourgogne est restée stable ou était affectée par une subsidence continue sans tectonique locale.

4.4 Bassin de Paris

Guillocheau *et al.*(2002) proposent pour l'ensemble du Bassin de Paris globalement les

mêmes séquences de dépôt qu'en Lorraine. Ces auteurs rapportent au 4^e ordre l'équivalent des cycles à haute fréquence observés en Lorraine comme cela a été proposé dans ce mémoire (cf.§2.1.2). Toutefois, les cycles S3, S4, S5 et S6 sont regroupés dans un seul et unique cycle. Cette interprétation provient vraisemblablement d'une hiérarchisation différente des cycles de dépôts par rapport à celle effectuée dans la présente étude. De plus, Guillocheau *et al.* (2002) placent un maximum régressif à moyenne fréquence au sommet de l'équivalent des Calcaires de Dainville. Cette interprétation diffère de celle effectuée dans ce mémoire qui considère que les surfaces d'émersion au sommet de l'Oxfordien moyen correspondent à des amplifications du signal à moyenne fréquence et que le réel minimum d'accommodation à basse fréquence se situe à la base des Calcaires de Dainville. Pour l'Oxfordien supérieur, Guillocheau *et al.* proposent deux cycles transgressifs-régressifs et un demi-cycle transgressif alors qu'en Lorraine 5 cycles ont été identifiés. Toutefois, malgré les mauvaises datations disponibles en Lorraine il apparaît que Guillocheau *et al.* (à partir de corrélations diagraphiques) situent les maxima régressifs et les maximum d'ennoyage au même niveau (d'un point de vue faciologique) que certains maximum régressifs et maxima d'ennoyages identifiés en Lorraine. Par conséquent, le nombre différent de cycles entre les travaux de Guillocheau *et al.* et le présent travail résulte probablement d'une hiérarchisation différente des cycles de dépôt ou d'un déficit de résolution de l'outil diagraphique (nous avons vu dans le chapitre V que certains cycles sont difficilement identifiables à partir de l'electrofaciès).

4.5 Normandie

En Normandie, la série sédimentaire oxfordienne présente des similitudes avec la série lorraine. En effet, l'Oolithe ferrugineuse de Villers apparaît sous les Argiles à *Lopha gregarea* (Riout *et al.*, 1991; Dugué *et al.*, 1998). Cette dernière formation présente le même faciès que les Marnes blanches des Eparges en Lorraine. L'évolution verticale des faciès entre l'Oolithe ferrugineuse de Villers et les Argiles à *Lopha gregarea* est la même que celle observable en Lorraine entre l'Oolithe ferrugineuse de Senonville et les Marnes blanches des Eparges. Cependant, l'ensemble des deux formations représente en Normandie la zone à *Cordatum* alors qu'en Lorraine, il se situe dans la zone à *Plicatilis*. Verticalement, les faciès évoluent vers des faciès carbonatés à bioconstructions coralliennes puis vers une plate-forme carbonatée peu profonde au sommet de laquelle un maximum régressif à basse fréquence est atteint. Ce maximum se situe au sommet de la sous-zone à *Blakei* équivalente de la sous-zone à *Parandieri* téthysienne. Par conséquent, en Normandie, malgré une évolution verticale des faciès mimant l'évolution verticale observée tant dans l'Est du Bassin de Paris qu'en Suisse, les faciès similaires sont décalés dans le temps. Ce diachronisme est difficilement explicable. Par conséquent, soit un problème de datation est à l'origine de ce décalage, soit une influence tectonique locale a contrôlé l'empilement vertical des séquences pendant au moins l'Oxfordien inférieur et moyen. Ce décalage dans l'évolution verticale des faciès n'existe plus à l'Oxfordien supérieur où les Calcaires gréseux d'Hennequeville sont contemporains des faciès marneux de la base de l'Oxfordien supérieur en Lorraine.

4.6 Comparaison avec la charte eustatique

Par rapport à la charte eustatique, seul le Bassin du Sud-Est présente le même découpage séquentiel. Pourtant, en Lorraine et en Suisse, les 5 premières discontinuités de chute du niveau marin relatif se corrélaient bien avec celles proposées dans la charte eustatique mis à part le décalage apparent entre la discontinuité au sommet des Calcaires à coraux de Foug et du Membre de Liesberg, lié à un manque de données biostratigraphiques. En revanche, le maximum de progradation de la plate-forme à basse fréquence n'est pas synchrone entre la charte eustatique d'une part et la Lorraine, la Suisse et le bassin du Sud-Est d'autre part. En effet, ce maximum régressif est supposé se situer du sommet de l'Oxfordien moyen en Lorraine et éventuellement en Suisse alors qu'il se apparaît au sommet de la zone à *Bifurcatus* dans

la charte eustatique et dans le Bassin du Sud-Est. Néanmoins, le sommet des Calcaires de Dainville en Lorraine n'est pas daté directement par ammonite. Par conséquent, il est possible que le sommet de la formation se situe déjà dans la base de la zone à *Bifurcatus*. En outre, les Marnes silteuses de Maxey et la base des Calcaires à polypiers de Pagny sont directement datées de la zone à *Bifurcatus* en Lorraine. Par conséquent, le sommet des faciès carbonatés en Lorraine ne peuvent en aucun cas se situer au sommet de cette même zone.

Si l'on considère comme Gaillard *et al.* (1996) que dans le Bassin du Sud-Est le maximum régressif à basse fréquence se situe au sommet de la zone à *Transversarium*, cette limite est alors synchrone dans l'Est du Bassin de Paris, dans le Jura français et suisse et dans le Bassin du Sud-Est. En revanche, Jacquin *et al.* (1998) placent ce maximum régressif au sommet de la zone à *Bifurcatus* dans l'Est du Bassin de Paris alors qu'il se situe entre le sommet de la zone à *Transversarium* et la base de la zone à *Bifurcatus* en Lorraine. Enfin en Suisse, ce maximum de progradation se situe au sommet du Membre de Vorbourg entre la sous-zone à *Rotoides* et la sous-zone à *Stenocycloides* (Pittet, 1996; Gygi, 2003). Par conséquent, le postulat selon lequel le maximum de progradation de la plate-forme se situe au sommet de la zone à *Bifurcatus* semble sujet à débat. Il convient dès lors de s'interroger pour savoir si l'erreur dans l'âge de ce maximum régressif ne serait pas dû simplement à une intention de faire coller les données de terrain au limites de séquences présentes dans la charte eustatique et établies à partir d'un secteur d'étude donné. Cette charte apparaît d'autant plus criticable qu'aucune des séquences de dépôt qu'elle propose n'apparaît en Bourgogne.

Pour l'Oxfordien supérieur, hormis pour le Bassin-du Sud-Est (?), aucun découpage séquentiel pour les différentes régions ne correspond à celui proposé dans la charte eustatique. Ceci renforce l'idée d'une valeur locale du découpage séquentiel proposé dans cette charte

En conclusion, il apparaît clair qu'un contrôle tectonique a influé sur l'architecture séquentielle des dépôts entre la Bourgogne, la Normandie d'une part et le reste de la marge nord téthysienne d'autre part (Lorraine, Suisse, Bassin du Sud-Est) pendant une partie de l'Oxfordien moyen et pendant l'Oxfordien supérieur. En outre, la Lorraine a enregistré plus de variations du niveau marin relatif à haute fréquence que les autres régions ouest européennes. Cette disharmonie peut s'expliquer par une hiérarchisation différente des cycles de dépôt entre les différentes régions. D'autre part, le découpage séquentiel proposé pour la Bourgogne renforce l'idée d'un contrôle tectonique sur l'architecture séquentielle. L'interaction entre l'ouverture de l'Atlantique nord et l'ouverture de la Téthys pourrait être à l'origine de ces déformations tectoniques synsédimentaires. Pour l'Oxfordien supérieur, les cycles de dépôt décrits en Lorraine et en Bourgogne (Chevalier *et al.*, 2001) et dans le Bassin de Paris (Guillocheau *et al.*, 2002) sont diachrones. Là aussi, un contrôle structural local sur l'empilement vertical des séquences de dépôt est à envisager.

Conclusions générales

VIII Conclusions générales

Le travail de terrain et les corrélations de proche en proche ont permis de proposer un nouveau découpage lithostratigraphique très affiné des dépôts oxfordiens de Lorraine. De nouvelles formations et des équivalences latérales de formations ou de membres ont ainsi été décrites. Des datations inédites ont également été proposées notamment pour les dépôts de l'Oxfordien moyen (Oolithe de Saint-Mihiel) et pour les dépôts de l'Oxfordien supérieur (Calcaires à polyptiers de Pagny et Oolithe de Saucourt supérieure).

Les rectifications de plusieurs anciennes erreurs, concernant notamment l'existence d'une réelle barrière récifale méridionale pendant l'Oxfordien moyen ou l'emplacement anormalement haut dans la série des bioconstructions coralliennes dans la carrière de Dompcevrin, ont pu être apportées.

Un modèle de séquence régressive type a pu être proposé pour les environnements marno-calcaires de l'Oxfordien supérieur et qui place, à l'inverse de ce qui a été proposé pour l'Oxfordien de Suisse, les faciès marneux en position distale par rapport aux faciès carbonatés oolithiques ou à oncoïdes à nubéculaires.

Les géométries sédimentaires ont été reconstituées à l'affleurement à l'échelle de la Lorraine et en subsurface à l'échelle de l'Est du Bassin de Paris. Elles ont permis de comprendre l'évolution séquentielle des dépôts et de mettre en évidence 13 cycles transgressifs-régressifs entre la base de la zone à Mariae et le sommet hypothétique de la zone à Planula.

Le cycle S1 comprend l'ensemble de la zone à Mariae. Il coïncide avec un système de rampe argilo-carbonatée à vergence sud, sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes et progradante depuis les Ardennes.

Le cycle S2 comprend la zone à Cordatum. Il renferme le sommet des Argiles de la Woëvre et le Terrain à chailles. Il correspond à la poursuite de la progradation du système de rampe carbonatée à vergence sud apparu pendant le cycle S1.

Le Cycle S3 correspond à la base de la zone à Plicatilis, sous-zone à Vertebrale. La transgression à la base de ce cycle coïncide avec des réarrangements tectoniques locaux, notamment dans le secteur de Senonville avec l'apparition du seuil du même nom. Cette phase tectonique est accompagnée de l'apparition de l'Oolithe ferrugineuse de Senonville dont l'origine est vraisemblablement un événement volcanique préalablement mis en évidence à la limite Cordatum-Plicatilis.

Le cycle S4 comprend la sous-zone à Antecedens et probablement l'ensemble de la sous-zone à Parandieri. Il renferme le sommet des Marnes blanches des Eparges, les Marnes à coraux de Foug et les Calcaires à coraux de Foug. Cet épisode correspond au passage du système de rampe argilo-carbonatée à un système de plate-forme carbonatée récifale. Le maximum régressif au sommet du cycle est marqué par une émergence partielle de la plate-forme entre Sorcy et Senonville.

Le cycle S5 comprend vraisemblablement la base de la zone à Transversarium. Il débute par la transgression de la plate-forme interne par les barres de déferlement de la Pierre d'Euville-Lérouville. Il se poursuit avec l'installation des Calcaires coralliens de la Mésangère pendant un maximum d'ennoyage et se termine avec l'apparition de la Calcarénite d'Haudainville.

Le cycle S6 se situe au sein de la zone à Transversarium. Il comprend les Calcaires

coralliens d'Euville, les Calcaires de Creuë, la Craie de Sorcy et l'extrême base des Calcaires crayeux de Maxey. Il est matérialisé par la colonisation généralisée de la plate-forme par les récifs coralliens. Le maximum d'ennoyage se situe au sein des Calcaires coralliens d'Euville. Ce cycle est contemporain de déformations tectoniques synsédimentaires notamment liées à l'activité de la faille de Metz. Un système de sillons subsidents orientés NE-SO se met en place au nord et au sud de Saint-Mihiel pendant l'ennoyage du cycle S6.

Le cycle S7 se situe au sein de la zone à Transversarium et se trouve au sein des Calcaires crayeux de Maxey. Il correspond à la mise en place d'une plate-forme carbonatée peu profonde type Bahamas. Cette plate-forme était délimitée au sud par un système de shoal oolithique (Oolithe de Doulaincourt) mais elle était également ouverte au nord sur la Mer germanique par l'intermédiaire du sillon de Creuë. En bordure sud de ce sillon s'est développé un système de bordure de plate-forme face au vent et soumise aux cyclones.

Le cycle S8 correspond au sommet de la zone à Transversarium et comprend les Calcaires de Dainville. A la fin de ce cycle de dépôt, pendant les émersions répétées sur la plate-forme, un système de bordure de plate-forme s'est mis en place dans le secteur de l'actuelle vallée de la Marne.

Le cycle S9 se situe au sein de la zone à Bifurcatus. Il comprend les Marnes silteuses de Maxey et l'Oolithe de Dugny. Il fait suite à un  v nement tectonique majeur qui a abouti au basculement généralisé de la plate-forme vers le nord accompagné de différentiels locaux de subsidence notamment dans l'axe de l'actuel synclinal de Savonnière. C'est pendant ce cycle qu'apparaît le seuil de la Marne à l'aplomb de l'ancienne bordure de plate-forme, qu'un système de rampe argilo-carbonatée à vergence nord se met en place et que les environnements de bassin commencent à se combler.

Le Cycle S10 se situe à cheval entre la zone à Bifurcatus et la zone à Bimammatum. Il comprend les Calcaires à polypiers de Pagny, qui marquent un maximum d'ennoyage, et la base de l'Oolithe de Saucourt inférieure.

Le cycle S11 se situe au sein de la zone à Bimammatum. Il comprend le sommet de l'Oolithe de Saucourt inférieure et les Marnes à huîtres de Pagny qui marquent un maximum d'ennoyage. La transgression à la base du cycle S11 est contemporaine d'une augmentation de la subsidence en direction du centre du Bassin de Paris et d'une activité de la faille de Saint-Martin-de-Bossenay. Cette période correspond à une phase de comblement rapide des environnements de bassin.

Le cycle S12 correspond probablement au sommet de la zone à Bimammatum et éventuellement à la base de la zone à Planula. Il regroupe l'Oolithe de Saucourt supérieure, les Calcaires à serpules de Gudmont, les Marnes à serpules de Pagny, l'Oolithe de Lamothe et les Calcaires crayeux de Gudmont. Un maximum d'ennoyage est atteint pendant les Calcaires à serpules de Gudmont et les Marnes à serpules de Pagny. Ce cycle marque la dernière phase de comblement de bassin et s'ensuit un gradient topographique faible sur l'ensemble de la Lorraine et en direction de la Bourgogne.

Le cycle S13 débute probablement au sein de la zone à Planula. Le cortège transgressif correspond aux Calcaires à astartes.

Grâce aux corrélations diagraphiques il a été possible de corréler les environnements de plate-forme récifale et les environnements de bassins datés en Bourgogne. Il apparaît clairement que la plate-forme récifale de Lorraine et la plate-forme récifale bourguignonne ne sont pas contemporaines.

Des variations d'ordre climatiques ont pu être envisagées. Des corrélations entre des

dérèglements climatiques et l'amplification des chutes du niveau marin relatif à haute fréquence ont pu être faites.

Des cycles à moyenne fréquence ont pu être mis en évidence. Ils ont pu être corrélés avec des événements tectoniques régionaux se situant dans 5 cas sur 6 à la base des phases transgressives à moyenne fréquence. Par conséquent un calendrier séquentiel des déformations semble exister. Néanmoins, la présence d'un cycle (So VI) non corrélée, du moins en apparence, avec un événement tectonique interdit d'invoquer la tectonique comme origine principale systématique de ces cycles à moyenne fréquence dans le cas de l'Oxfordien de Lorraine.

Une tendance à basse fréquence a pu également être observée. Elle correspond à un cycle régressif-transgressif dont le minimum d'accommodation se situe au sein de la zone à Transversarium à la limite entre les Calcaires crayeux de Maxey et les Calcaires de Dainville. Le réel ennoyage débute avec les faciès marneux de l'Oxfordien supérieur.

Des corrélations avec la Bourgogne, le Jura Suisse, le Jura français et le Bassin du Sud-Est ont pu être proposées malgré les différentes échelles biochronologiques utilisées, malgré les différences dans la hiérarchisation des séquences de dépôt selon les auteurs et enfin malgré les problèmes de datation notamment pour le Bassin du Sud-Est. Il apparaît que la Bourgogne a eu un fonctionnement totalement différent des régions qui l'entourent et un contrôle tectonique est inéluctable. En revanche, le Jura français et suisse se corrélaient lithologiquement bien avec la Lorraine et, hormis pour les faciès marneux de l'Oxfordien supérieur interprété de façon antagoniste entre la Lorraine et la Suisse, les séquences décrites en Suisse se retrouvent en Lorraine. Toutefois, il existe des cycles surnuméraires en Lorraine qui n'ont pas été observés en Suisse ou qui ont été hiérarchisés et interprétés comme de plus haute fréquence.

Perspectives

Afin de vérifier l'hypothèse de coups de froid à l'origine de l'amplification des chutes du niveau marin à haute fréquence, il serait intéressant d'effectuer des mesures géochimiques sur les isotopes de l'oxygène. Dans ce cadre il serait également instructif d'effectuer une étude palynologique afin de préciser la nature du changement climatique à l'origine de l'apparition de conditions mésotrophes pendant l'Oncolithe de Foug et à l'origine du changement sédimentologique majeur à la limite Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur. Une étude sur les minéraux argileux rentrerait également dans le cadre d'une telle étude.

En outre, l'extension du terrain d'étude serait un moyen fiable pour pouvoir discerner la part respective de chaque facteur de contrôle sur l'architecture séquentielle et afin de pouvoir caractériser si il existe un événement tectonique qui serait à l'origine du cycle à moyenne fréquence So VI.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Abbink O., Targarona J., Brinkhuis H. & Visscher H.** (2001): Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. *Global and Planetary Change*, 30, 231-256
- Aigner T.** (1982): Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). In: Einsele & Seilacher (eds.): *Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag, Berlin, 180-198
- Aigner T.** (1985): *Lecture Notes in Earth Science : Storm Depositional Systems*. Springer-Verlag, 3, 174 p.
- Allen J. R. L.** (1980): Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, 26, 281-328
- Allen P. A. & Homewood P.** (1984): Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology*, 31, 63-81
- Allenbach R. P.** (2002): The ups and downs of "Tectonic Quiescence"-recognizing differential subsidence in the epicontinental sea of the Oxfordian in the Swiss Jura Mountains. *Sedimentary Geology*, 150, 323-342
- André G.** (2003): Caractérisation des déformations méso-cénozoïques et des circulations fluides dans l'Est du Bassin de Paris. Thèse de Doctorat, Université Henri Poincaré Nancy 1, 308 p.
- André G., Carpentier C., Hibsich C., Beaudoin B. & Elion P.** (2002): Filons sédimentaires dans l'Oxfordien de l'Est du Bassin parisien : contexte sédimentaire, paléotectonique et paléocirculations. *RST 2002*, Nantes, 49-50
- Ardaens R., Blondeau A. & Renard M.** (1983): Carte géologique de la France, feuille de Raucourt-et-Flaba. notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, BRGM, Orléans
- Ardaens R., Laurin B. & Marchand D.** (1977): L'Oxfordien moyen de la région de Sy (Ardennes, France). précisions stratigraphiques, paléontologiques et paléogéographiques. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 285, 299-302
- Ashley G. M.** (1990): Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 1, 160-172
- Aubry M. P.** (1991): Sequence stratigraphy: eustasy or tectonic imprint. *Journal of Geophysical Research*, 96B, 6641-6679
- Babin C.** (1991): *Principes de paléontologie*. Armand Colin, Paris, 449 p.
- Baines G. B. K., Beveridge P. J. & Maragos J. E.** (1974): Storms and island building at Funafuti Atoll, Ellice Islands. *Proceedings of the Second International Coral Reef Symposium*, Brisbane, 2, Great Barrier Reef Committee, 485-496
- Bathurst R.** (1971): *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, Amsterdam, 620 p.
- Beauvais L.** (1964): Etude stratigraphique et paléontologique des formations à madréporaires du Jurassique supérieur du Jura et de l'Est du Bassin de Paris. *Société géologique de France, Mém 100*, 287 p.
- Beier J. A.** (1984): Diagenesis of Quaternary Bahamian beachrock: petrographic and isotopic evidence. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 5, 755-761
- Bernard P.** (1988): La plate-forme carbonatée Niverno-Icaunaise à l'Oxfordien supérieur et au Kimméridgien. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, 294 p.
- Bertling M. & Insalaco E.** (1998): Late Jurassic coral/microbial reefs from the northern Paris Basin - facies, paleoecology and paleogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 139, 139-175
- Binkley K. L., Wilkinson B. H. & Owen R. M.** (1980): Vadose beachrock cementation along a southeastern

Michigan marl lake. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 3, 953-962

Bonem R. M. (1988): Recognition of storm impact on the reef sediment record. 6th International Coral Reef Symposium, Australia, 3, 475-478

Bosence D. W. J. (1983): Description and classification of rhodoliths (rhodoids, rhodolites). In: Peryt (eds.): Coated Grains. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 217-224

Boullier A. (1976): Les térébratules de l'Oxfordien du Jura et de la bordure sud du Bassin de Paris. Thèse de Doctorat, Université de Besançon, 457 p.

Bourrouilh-Le-Jan F. G. & Talandier J. (1987): Sédimentologie et géomorphologie d'un atoll : cyclone ou tsunami à Rangiroa, Tuamotu. 1^{er} Congrès Français de Sédimentologie, Paris, Livre des résumés, 79

Bourseau J. P., Cominardi N. & Roux M. (1988): La zonation bathymétrique des crinoïdes pédonculés actuels : un modèle de référence pour les reconstitutions paléobathymétriques. *Géologie Méditerranéenne*, XV, 1, 83-89

Braga J. C., Martin J. M. & Riding R. (1995): Controls on microbial dome fabrics development along a carbonate-siliciclastic shelf-basin transect, Miocene, SE Spain. *Palaios*, 10, 347-361

Bresson G., Maiaux C., De-Mautort J. & Guillaume M. (1969): Carte géologique de la France, feuille de Verdun-sur-Meuse. notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, BRGM, Orléans

Brunet M. F. (1986): La subsidence dans les trois bassins sédimentaires français (Paris, Aquitaine, Sud-Est). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod Elf-Aquitaine*, 10, 1, 23-32

Buchbinder L. G. & Friedman G. M. (1980): Vadose, phreatic and marine diagenesis of Pleistocene-Holocene carbonates in a borehole: mediterranean coast of Israel. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 2, 395-408

Burkhalter R. M. (1995): Ooidal ironstones and ferruginous microbialites: origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura mountains). *Sedimentology*, 42, 57-74

Buvignier A. (1852): Statistique géologique, minéralogique, minéralurgique et paléontologique du département de la Meuse. J.B. Baillière, 694 p.

Carpentier C., Martin-Garin B., Olivier N., Lathuilière B., Gaillard C., Ferry S., Hantzpergue P. & Geister J. (2002): Succession des écosystèmes récifaux dans la carrière de Pagny-sur-Meuse (Lorraine) : premières considérations sur l'évolution des environnements de dépôt au passage Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur. In: Gaillard & Hantzpergue (eds.): Strati 2002 - 3e Congrès français de Stratigraphie. Docum. Lab. géol. Lyon, 156, 65

Carpentier C., Lathuilière B. & Ferry S. (2004): La plate-forme carbonatée oxfordienne de Lorraine : arguments pour une ouverture vers la Mer germanique. *Comptes Rendus Geosciences*, 336, 1, 59-66

Carpentier C., Leturcq T., Lathuilière B., Hibsich C. & Elion P. (2002): Geometry of the oxfordian carbonate platform edge in the eastern part of the Paris Basin. 6th international symposium on the Jurassic System, Palermo, Sicily, Italy, abstracts and program book, 26-27

Carter R. M. (1998): Two models : global sea-level change and sequence stratigraphic architecture. *Sedimentary Geology*, 122, 23-36

Carter R. M., Abbott S. T., Fulthorpe C. S., Haywick D. W. & Henderson R. A. (1991): Application of global sea-level and sequence stratigraphic models in Southern Hemisphere Neogene strata from New-Zealand. In: MacDonald & D.I.M. (eds.): Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol., 12, 41-65

Cecca F., Lathuilière B., Marchand D., Gardin S. & Bartolini A. (2001): Enregistrements paléobiologiques et paléocéologique de fluctuations paléoclimatiques à l'Oxfordien (Jurassique supérieur). *Paléodiversité, Crise, Paléoenvironnement*, Séance spéciale de la Société Géologique de France, Paris, 19-21

Chafetz H. S. (1986): Marine peloids : a production of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 6, 812-817

Cheel R. J. (1991): Grain fabric in hummocky cross-stratified storm beds: genetic implications. *Journal of*

Sedimentary Petrology, 61, 1, 102-110

Chevalier F., Garcia J.-P., Quesne D., Guiraud M. & Menot J.-C. (2001): Corrélations et interprétations génétiques dans les formations récifales oxfordiennes de la haute vallée de l'Yonne (sud-est du bassin de Paris, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, 1, 69-84

Chevillon C. & Clavier J. (1988): Sedimentological structure of the northern lagoon of New Caledonia. 6th International Coral Reef Symposium, Australia, 3, 425-430

Choquette P. W. & James N. P. (1990): Limestones-The burial diagenetic environment. In: McIlreath & Morrow (eds.): *Diagenesis*. Geological Association of Canada, Ottawa, Ontario, 75-112

Chow N. & James N. P. (1987): Facies-specific, calcitic and bimineralic ooids from Middle and Upper Cambrian platform carbonates, western Newfoundland, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 5, 907-921

Ciampo G. (2003): Reconstruction of Late Pleistocene-Holocene palaeobathymetries from Ostracoda on the Tyrrhenian continental shelf. *Geobios*, 36, 1, 1-11

Clari P. A., Dela-Pierre F. & Martire L. (1995): Discontinuities in carbonate successions : identification, interpretation and classification of some Italian examples. *Sedimentary Geology*, 100, 97-121

Claudel M. E., Dumont T. & Tricart P. (1997): Une preuve d'extension contemporaine de l'expansion océanique de la Téthys ligure en Briançonnais : les failles du Vallon Laugier. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 325, 273-279

Colby N. D. & Boardman M. R. (1989): Depositional evolution of a windward, high-energy lagoon, Graham's Harbor, San Salvador, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 5, 819-834

Collin P. Y. (2000): Environnements, géochimie et processus de formation de séries condensées au Callovo-Oxfordien : du Bassin de Paris à des considérations globales. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, 282 p.

Collin P. Y. & Courville P. (2000): Paléoenvironnements et biostratigraphie d'une série oxfordienne non condensée de référence (Saint-Blin-Sémilly, Haute-Marne). *Géologie de la France*, 1, 59-63

Collin P. Y., Courville P., Loreau J. P., Marchand D. & Thierry J. (1999): Séries condensées et indice de préservation d'unité biostratigraphique : exemple de l'enneolement de la plate-forme nord-bourguignonne (France) au Callovo-Oxfordien. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 328, 105-111

Collinson J. D. & Thompson D. B. (1982): *Sedimentary structures*. G. Allen & Unwin Ltd, London, 194 p.

Contini D. (1972): Le Jurassique en Franche-Comté. Extrait du fascicule des Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, 3e série, Géologie, 17,

Contini D. (1989): L'Oxfordien du Jura septentrional. Définitions des formations. Evolution paléogéographique. *Annales scientifiques de l'Université de Franche-Comté*, 4, 9, 3-16

Contini D. & Rollet A. (1971): L'Oxfordien de Bonnevaux-le-Prieuré (plateau d'Ormans, Doubs). *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon*, 3e série, Géologie, 13, 3-11

Corbin J. C., Person A., Iatzoura A., Ferré B. & Renard M. (2000): Manganese in pelagic carbonates: indication of major tectonic events during the tectonic evolution of a passive continental margin (the Jurassic European margin of the Tethys-Ligurian Sea). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 156, 123-138

Cros P. G. (1979): Genèse d'oolithes et de grapestones, plate-forme des Bahamas (Joulters Cays, Grand Banc). *Bulletin du Centre de Recherche et d'Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 3, 1, 63-139

Cross T. A. (1988): Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA. In: Wilgus, Hastings, Kendall, Posamentier, Ross & Van-Wagoner (eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Special publication SEPM, 42, Tulsa, 371-380

Curnelle R. & Dubois P. (1986): Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français ; bassin de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, 529-546

- Dagallier G., Laitinen A. I., Malartre F., Van-Campenhout I. P. A. M. & Veeken P. C. H.** (2000): Ground penetrating radar application in a shallow marine Oxfordian limestone sequence located on the eastern flank of the Paris Basin, NE France. *Sedimentary Geology*, 130, 149-165
- Dahanayake K.** (1974): Les oncolithes du Jura français : classification-formation-répartition séquentielle et milieux de dépôt. Thèse de Doctorat, Université Nancy 1, 106 p.
- Dahanayake K.** (1983): Depositional environments of some Upper Jurassic oncoids. In: Peryt (eds.): *Coated Grains*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 377-385
- Dalrymple R. W.** (1984): Morphology and intertidal structure of sand waves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, 31, 365-382
- Dalrymple R. W.** (1992): Tidal depositional systems. In: Walker & James (eds.): *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, Ottawa, Ontario, 195-218
- Dalrymple R. W., Knight R. J., Zaitlin B. A. & Middleton G. V.** (1990): Dynamics and faciès model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology*, 37, 577-612
- David J.** (1998): Adaptation morphologique, croissance et production bioclastique chez les crinoïdes pédonculés actuels et fossiles (pentacrinés et milleritocrinina). Application paléocéologique aux gisements du Jurassique supérieur des Charentes et du Nord-Est du Bassin de Paris. Thèse de Doctorat, Université de Reims Champagne-Ardennes, 551 p.
- David J. & Roux M.** (2000): Modèle actuel de production bioclastique par les crinoïdes pédonculés. Application au calcaire à entroques d'Euville (Oxfordien de la Meuse). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 330, 111-116
- Davies P. J., Bubela B. & Ferguson J.** (1978): The formation of ooids. *Sedimentology*, 25, 703-730
- De Graciansky P. C., Dardeau G., Bodeur Y., Elmi S., Fortwengler D., Jacquin T., Marchand D. & Thierry J.** (1999): Les Terres Noires du Sud-Est de la France (Jurassique moyen et supérieur) : interprétation en termes de stratigraphie séquentielle. *Bulletin du Centre de Recherche et d'Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 22, 1, 35-69
- De Graciansky P. C. & Jacquin T.** (2003): Evolution des structures et de la paléogéographie au passage Lias-Dogger dans le Bassin de Paris d'après les données de la subsurface. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174, 1, 3-17
- De Lorioi P., Royer E. & Tombeck H.** (1872): Description géologique et paléontologique des étages jurassiques supérieurs de la Haute-Marne. *Mémoire de la Société linnéenne de Normandie*, 542 p.
- Debrand-Passard S., Enay R., Menot J.-C., Rioult M., Cariou E. & Marchand D.** (1980): Jurassique supérieur. In: Mégrien (eds.): *Synthèse géologique du Bassin de Paris. Vol. I Stratigraphie et Paléogéographie*. BRGM, Mem. n°102, Orléans, 195-252
- Dechaseaux C.** (1932): L'Oxfordien supérieur de la bordure Est du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5, 353-390
- De-Gibert J. M. & Ekdale A. A.** (2002): Ichnology of a restricted epicontinental sea, Arapien Shale, Middle Jurassic, Utah, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183, 275-286
- Delance J. H. & Menot J. C.** (1968): Observations sur l'écologie des brachiopodes dans le complexe récifal de la Vallée de l'Yonne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, X, 3, 336-340
- De-Lorioi P., Royer E. & Tombeck H.** (1872): Description géologique et paléontologique des étages jurassiques supérieurs de la Haute-Marne. *Mémoire de la Société linnéenne de Normandie*, 542 p.
- Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou L. E., Kazmin V. G., Le-Pichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sborshchikov I. M., Boulín J., Sorokhtin O., Geyssant J., Lepvrier C., Biju-Duval B., Sibuet J. C., Savostin L. A., Westphal M. & Lauer J. P.** (1985): Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5, 637-652

- Dini M., Tunis G. & Venturini S.** (1998): Continental, brackish and marine carbonates from the Lower Cretaceous of Kolone-Barbariga (Istria, Croatia): stratigraphy, sedimentology and geochemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140, 245-269
- Dott R. H. & Bourgeois J.** (1982): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93, 663-680
- Dromart G., Allemand P., Garcia J.-P. & Robin C.** (1996): Variation cyclique de la production carbonatée au Jurassique le long d'un transect Bourgogne-Ardèche, Est-France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 3, 423-433
- Dromart G., Gaillard C. & Jansa L. F.** (1994): Deep-marine microbial structures in the Upper Jurassic of western Tethys. In: Bertrand-Sarfati & Monty (eds.): *Phanerozoic stromatolites II*. Kluwer Academic Publishers, 295-318
- Dromart G., Garcia J. P., Picard S., Atrops F., Lécuyer C. & Sheppard S. M. F.** (2003): Ice age at the Middle-Late Jurassic transition ? *Earth and Planetary Science Letters*, 213, 205-220
- Duc A. W. & Tye R. S.** (1987): Evolution and stratigraphy of a regressive barrier/backbarrier complex: Kiawah Island, South Carolina. *Sedimentology*, 34, 237-251
- Dugué O.** (1995): Séismites dans le Jurassique supérieur du Bassin anglo-parisien (Normandie, Oxfordien supérieur, Calcaire gréseux de Hennequeville). *Sedimentary Geology*, 99, 73-93
- Dugué O., Fily G. & Rioult M.** (1998): Le Jurassique des côtes du Calvados. Biostratigraphie, sédimentologie, paléocéologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. *Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, 85, 132 p.
- Dugué O. & Rioult M.** (1987): Renversement majeur dans la dynamique sédimentaire de la bordure occidentale du bassin anglo-parisien au Jurassique supérieur : son enregistrement dans le «Calcaire gréseux de Hennequeville» (Normandie, France). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 304, 8, 365-370
- Duke W. L.** (1985): Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, 32, 167-194
- Duke W. L.** (1987): Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms: reply. *Sedimentology*, 34, 344-359
- Dunham R. J.** (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham (eds.): *Classification of carbonate rocks*. A.A.P.G. mem. 1, Tulsa, 108-121
- Dupraz C.** (1999): Paléontologie, paléocéologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français). *Geofocus*, 2, Fribourg, 200 p.
- Durlet C.** (1996): Apport de la diagenèse des discontinuités à l'interprétation paléo-environnementale et séquentielle d'une plate-forme carbonatée : exemple des «Calcaires à entroques» du Seuil de Bourgogne (Aalénien-Bajocien). Thèse de troisième cycle, Université de Bourgogne Dijon, 444 p.
- Elf Aquitaine** (1975): Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1. Eléments d'analyse. *Elf-Aquitaine*, 1, Boussens et Pau, 173 p.
- Embry A. F. & Klovan J. E.** (1971): A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geologists*, 33, 730-781
- Enay R.** (2000): Une faune d'ammonites inédite du Kimméridgien inférieur à Molinges (Jura) et la limite Oxfordien-Kimméridgien dans le faisceau externe du Jura méridional. *Géologie de la France*, 4, 3-19
- Enay R. & Boullier A.** (1981): L'âge du complexe récifal des Côtes de Meuse entre Verdun et Commercy et la stratigraphie de l'Oxfordien dans l'est du Bassin de Paris. *Geobios*, 14, 6, 727-771
- Enay R., Cariou E., Debrand-Passard S., Menot J. C. & Rioult M.** (1980): Middle Oxfordian. In: Mangold (eds.): *Synthèse paléogéographique du Jurassique français*. Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon, hors série n°5, Lyon, 181-184

- Enay R., Contini D. & Boullier A.** (1988): Le Séquanien-type de Franche-Comté (Oxfordien supérieur) : datations et corrélations nouvelles, conséquences sur la paléogéographie et l'évolution du Jura et régions voisines. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 81, 2, 295-363
- Evans O. F.** (1940): The low and ball of the east shore of lake Michigan. *Journal of Geology*, 48, 467-511
- Eyles N. & Clark B. M.** (1986): Significance of hummocky and swaley cross-stratification in late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario basin, Canada. *Geology*, 14, 679-682
- Feldmann M. & McKenzie J. A.** (1998): Stromatolite-thrombolite associations in a modern environment, Lee Stocking Island, Bahamas. *Palaios*, 13, 201-212
- Ferry S.** (1991): Alternative au modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon : la modulation tectono-climatique des cycles orbitaux. *Geologie Alpine, mémoire hors-série*, 18, 47-99
- Floquet M., Javaux C., Menot J. C. & Purser B. H.** (1991): Sédimentation, diagénèse, et séquences de dépôt dans les séries carbonatées de plate-forme d'âge Bathonien à Oxfordien en Bourgogne. *Livret guide excursion ASF*, 175 p.
- Flügel E.** (1977): Environmental models for Upper Paleozoic benthic calcareous algal communities. In: Flügel (eds.): *Fossil algae: recent results and developments*. Springer-Verlag, Berlin, 314-343
- Flügel E.** (1982): *Microfaciès analysis of limestones*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New-York, Berlin Heidelberg New-York, 633 p.
- Folk R. L.** (1959): Practical petrographic classification of limestones. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43, 1-38
- Forbes D. L. & Boyd R.** (1987): Gravel ripples on the inner Scotian shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 1, 46-54
- Freeman T.** (1962): Quiet Water oolites from Laguna Madre, Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32, 3, 475-483
- Frey R. W. & Seilacher A.** (1980): Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia*, 13, 183-207
- Friedman G. M.** (1998): Rapidity of marine carbonate cementation - implications for carbonate diagenesis and sequence stratigraphy: perspective. *Sedimentary Geology*, 119, 1-4
- Fürsich F. T. & Oschmann W.** (1986): Storm shell beds of *Nanogyra virgula* in the upper Jurassic of France. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 172, 2, 141-161
- Gabilly J., Cariou E. & Hantzpergue P.** (1985): Les grandes discontinuités stratigraphiques au Jurassique : témoins d'événements eustatiques, biologiques et sédimentaires. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, 391-401
- Gaillard C.** (1978): Révision de l'ichnogenre *Coprulus* Richter & Richter, 1939, et description de quelques nouvelles espèces du Jurassique supérieur. *Geobios*, 11, 4, 439-455
- Gaillard C.** (1983): Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Claude-Bernard Lyon1*, 515 p.
- Gaillard C., Atrops F., Marchand D., Hanzo M., Lathuilière B., Bodeur Y., Ruget C., Nicollin J. P. & Werner W.** (1996): Description stratigraphique préliminaire des faisceaux alternants de l'Oxfordien moyen dans le bassin dauphinois (Sud-Est de la France). *Géologie de la France*, 1, 17-24
- Galloway W. E.** (1989a): Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I : Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73, 2, 125-142
- Galloway W. E.** (1989b): Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis II : Application to Northwest Gulf of Mexico Cenozoic Basin. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73, 2, 143-154

- Gammon P. R. & James N. P.** (2001): Palaeogeographical influence on Late Eocene biosiliceous sponge-rich sedimentation, southern Western Australia. *Sedimentology*, 48, 559-584
- Garcia J. P., Philippe M. & Gaumet F.** (1998): Fossil wood in Middle-Upper Jurassic marine sedimentary cycles of France: relations with climate, sea-level dynamics, and carbonate-platform environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141, 199-214
- Gawthorpe R.-L. & Gutteridge P.** (1990): Geometry and evolution of platform-margin bioclastic shoals, late Dinantian (Mississippian), Derbyshire, UK. In: Tucker, Wilson, Crevello, Sarg & Read (eds.): *Carbonate Platforms, Facies, Sequences and Evolution*. Special publication of the International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publications, 9, 39-54
- Gelster J.** (1980): Morphologie et distribution des coraux dans les récifs actuels de la Mer des Caraïbes. *Annali dell'Università di Ferrara*, 6, 15-28
- Geister J. & Lathuilière B.** (1991): Jurassic Coral Reefs of the northeastern Paris Basin (Luxembourg and Lorraine). International Symposium on Fossil Cnidaria including Archhaecocyatha and Porifera, Münster, International Symposium on Fossil Cnidaria including Archhaecocyatha and Porifera, Excursion A3 guidebook, 1-112
- Gill G. A., Santantonio M. & Lathuilière B.** (sous presse): The depth of pelagic deposits in the Tethyan Jurassic and the use of corals: an example from the Apennines. *Sedimentary Geology*,
- Ginsburg R. N. & Shinn E. A.** (1964): Distribution of the reef-building community in Florida and the Bahamas (abs.). *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 48, 527
- Goguel J.** (1967): Carte géologique de la France, feuille de Bar-Le-Duc. notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, BRGM, Orléans
- Goldhammer R. K., Dunn P. A. & Hardie L. A.** (1990): Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from the Alpine Triassic platform carbonates. *Geological Society of America Bulletin*, 102, 535-562
- Goreau T. F. & Hartman W. D.** (1963): Boring sponges as controlling factors in the formation and maintenance of coral reefs. *American association for advances in science*, 75, 25-54
- Greenwood B. & Sherman D. J.** (1986): Hummocky cross-stratification in the surf-zone: flow parameters and bedding genesis. *Sedimentology*, 33, 33-45
- Groupe Français d'Etude du Jurassique** (1997): Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distributions des vertébrés et microfossiles. in Carliou & Hantzpergue (eds.) *Bulletin du Centre de Recherche et d'Exploration-Production Elf-Aquitaine, Mémoire 17*, Pau, 440 p.
- Grover Jr. G. & Read J. F.** (1983): Paleoaquifer and deep burial related cements defined by regional cathodoluminescent patterns, Middle Ordovician carbonates, Virginia. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67, 8, 1275-1303
- Guibal C. F.** (1841): Notice sur la géologie du département de la Meurthe. 11 p.
- Guillocheau F.** (1991a): Mise en évidence de grands cycles transgression-régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 312, 1587-1593
- Guillocheau F.** (1991b): Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain): nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. *Bulletin du Centre de Recherche et d'Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 15, 2, 383-410
- Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N., Dromart G., Friedenber R., Garcia J. P., Gaulier J. M., Gaumet F., Grosdoy B., Hanot F., Le-Strat P., Mettraux M., Nalpas T., Prijac C., Rigollet C., Serrano O. & Grandjean G.** (2000): Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodynamica Acta*, 13, 189-246
- Guillocheau F., Robin C. & Dagallier G.** (2002): Livret guide d'excursion des Journées d'étude de printemps

2002, Alsace-Lorraine-Luxembourg. Association des Géologues du Bassin de Paris, 119 p.

Gygi R. A. (1986): Eustatic sea level changes of the Oxfordian (Late Jurassic) and their effect documented in sediments and fossil assemblages of an epicontinental sea. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 79, 2, 455-491

Gygi R. A. (1995): Datierung von Seichtwassersedimenten des Späten Jura in der Nordwestschweiz mit Ammoniten. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 88, 1-58

Gygi R. A. (2000): Integrated stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. *Mémoires de l'Académie Suisse des Sciences Naturelles*, 104, Basel, 152 p.

Gygi R. A. (2003): Perisphinctacean ammonites of the Late Jurassic in northern Switzerland : a versatile tool to investigate the sedimentary geology of an epicontinental sea. *Mémoires suisses de Paléontologie*, 123, 232 p.

Gygi R. A., Coe A. & Vail P. R. (1998): Sequence stratigraphy of the oxfordian and kimmeridgian stages (Late Jurassic) in northern Switzerland. In: De Graciansky, Hardenbol, Jacquin & Vail (eds.): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Special Publication, 60, 527-544

Gygi R. A. & Persoz F. (1986): Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 79, 2, 358-454

Habrant N. & Lathullière B. (2000): Jurassic corals as emersion indicators. *Lethaia*, 33, 341-344

Hallam A. (1982): The Jurassic climate. In: (eds.): *Studies in Geophysics, Climate in Earth history*. National Academy Press, Washington D.C., 159-163

Hallam A. (1984): Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 47, 195-223

Hallam A. (1988): A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and revised Exxon curve. In: Wilgus, Hastings, Kendall, Posamentier, Ross & Van-Wagoner (eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Special publication SEPM, 42, Tulsa, 261-273

Hallam A. (2001): A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167, 23-37

Halley R. B. (1977): Ooid fabric and fracture in the Great Salt Lake and the geologic record. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47, 3, 1099-1120

Halley R. B. & Harris P. M. (1979): Fresh-water cementation of a 1,000-year-old oolite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 3, 969-988

Hallock P. & Schlager W. (1986): Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaïos*, 1, 389-398

Handford C. R. (1986): Facies and bedding sequences in shelf-storm-deposited carbonates-Fayetteville shale and Pitkin limestone (Mississippian), Arkansas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 1, 123-137

Hantzpergue P. (1985): Les discontinuités sédimentaires majeures dans le Kimméridgien français : chronologie, extension et corrélations dans les bassins ouest-européens. *Geobios*, 18, 2, 179-194

Hanzo M. & Le Roux J. (1982): *Livre d'excursion en Lorraine*. Groupe Français d'Etude du Jurassique, inédit, Nancy, 43 p.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M. B., Jacquin T., De Graciansky P. C. & Vail P. R. (1998): Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of european basins. In: De Graciansky, Hardenbol, Jacquin & Vail (eds.): *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of european basins*. SEPM special publication, 60, Tulsa,

Harms J. C., Spearing D. R., Southard J. B. & Walker R. G. (1975): Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM, Short Course Notes*, Dallas, 161 p.

- Hedberg H. D.** (1976): International stratigraphic guide. Wiley-Interscience, New York, 200 p.
- Hedgpeth J. W.** (1957): Treatise on marine ecology and paleoecology. Geological Society of America, mem. 67, 1, 1296 p.
- Heinze M.** (1991): Evolution benthonischer Faunengemeinschaften im subborealen Jura des Pariser Beckens und in der äthiopischen Faunenprovinz des Beckens von Kachchh (Indien) - ein Vergleich. *Beringeria*, 4, 3-126
- Heller P. L., Komar P. D. & Pevear D. R.** (1980): Transport processes in ooid genesis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 3, 943-952
- Héritier F. & Villemin J.** (1971): Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploration pétrolière. *Bulletin du BRGM, Section I*, 2, 11-30
- Hibsch C., Lathuilière B., Carpentier C., Norl L., Lerouge G., Le-Roux J., Ott-D'estevou P., Fauvel P. J., Chemillac R., Remy V., Leturcq T., Tilliet B. & André G.** (2001): Cartographie géologique et structurale de l'environnement régional du site, Volume 1 Texte. rapport interne ANDRA, D RP 0G2R 00-003, 95 p
- Hillgärtner H.** (1998): Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). *Journal of Sedimentary Research*, 68, 6, 1093-1108
- Hillgärtner H., Dupraz C. & Hug W.** (2001): Microbially induced cementation of carbonate sands: are micritic meniscus cements good indicators of vadose diagenesis? *Sedimentology*, 48, 117-131
- Hilly J. & Haguenaer** (1979): Lorraine-Champagne. Guides géologiques régionaux. Masson, Paris, 216 p.
- Hine A. C.** (1977): Lily bank, Bahamas: history of an active oolite sand shoal. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47, 4, 1554-1581
- Hine A. C., Wilber R. J. & Neumann A. C.** (1981): Carbonate sand bodies along contrasting shallow bank margins facing open seaways in Northern Bahamas. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 261-290
- Hird K. & Tucker M. E.** (1988): Contrasting diagenesis of two Carboniferous Oolites from South Wales: a tale of climatic influence. *Sedimentology*, 35, 587-602
- Höfling R.** (1989): Substrate-induced morphotypes and intraspecific variability in Upper Cretaceous scleractinians of the eastern Alps (West Germany, Austria). *Memory of the Association of Australasian Palaeontologists*, 8, 51-60
- Homewood P.** (1996): The carbonate feedback system : interaction between stratigraphic accommodation, ecological succession and the carbonate factory. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6, 701-715
- Homewood P., Guillocheau F., Eschard R. & Cross T. A.** (1992): Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bulletin du Centre de Recherche et d'Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 16, 2, 357-381
- Hubbard D. K., Oertel G. & Nummedal D.** (1979): The role of waves and tidal currents in the development of tidal-inlet sedimentary structures and sand body geometry: examples from North Carolina, South Carolina, and Georgia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 4, 1073-1092
- Humbert L.** (1971): Recherches méthodologiques pour la restitution de l'histoire bio-sédimentaire d'un bassin; L'ensemble carbonaté oxfordien de la partie orientale du bassin de Paris. Thèse de Doctorat, Université de Nancy, 364 p.
- Humbert L.** (1975): Dynamique biosédimentaire de la formation et de l'évolution d'une plateforme carbonatée. 9e Congrès International de Sédimentologie, Nice, 225-233
- Insalaco E.** (1996): Upper Jurassic microsolenid biostromes of northern and central Europe : facies and depositional environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 121, 169-194
- Insalaco E.** (1998): The descriptive nomenclature and classification of growth fabrics in fossil scleractinian reefs. *Sedimentary Geology*, 118, 159-186

- Insalaco E.** (1999): Facies and paleoecology of Upper Jurassic (Middle Oxfordian) Coral Reefs in England. *Facies*, 40, 81-100
- Insalaco E., Hallam A. & Rosen B.** (1997): Oxfordian (Upper Jurassic) coral reefs in Western Europe: reef types and conceptual depositional model. *Sedimentology*, 44, 707-734
- Jacquin T., Dardeau G., Durlet C., De-Graciansky P.-C. & Hantzpergue P.** (1998): The North Sea cycle : an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in western Europe. In: De-Graciansky, Hardenbol, Jacquin & P.R. Vail (eds.): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Special Publication, 60, Tulsa, 445-466
- James N. P. & Choquette P. W.** (1990a): Limestones-The meteoric diagenetic environment. In: Mc Ilreath & Morrow (eds.): *Diagenesis*. Geological Association of Canada, Ottawa, Ontario, 35-73
- James N. P. & Choquette P. W.** (1990b): Limestones-The sea floor diagenetic environment. In: Mc Ilreath & Morrow (eds.): *Diagenesis*. Geological Association of Canada, Ottawa, Ontario, 13-34
- James N. P. & Kendall A. C.** (1992): Introduction to carbonate and evaporite facies models. In: Walker & James (eds.): *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, Ottawa, Ontario, 265-275
- Kahle C. F.** (1974): Ooids from Great Salt Lake, Utah, as an analogue for the genesis and diagenesis of ooids in marine limestones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 1, 30-39
- Kalkowsky E.** (1908): Oolith und Stromatolith im norddeutschen Bundsandstein. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 60, 68-125
- Kauffman E. G. & Johnson C. C.** (1988): The morphological and ecological evolution of Middle and Upper Cretaceous reef-building rudistids. *Palaios*, 3, 194-216
- Kelly J. C. & Webb J. A.** (1999): The genesis of glaucony in the Oligo-Miocene Torquay Group, southeastern Australia: petrographic and geochemical evidence. *Sedimentary Geology*, 125, 1-2, 99-114
- Kendall A. C. & Tucker M. E.** (1973): Radial fibrous calcite: a replacement after acicular carbonate. *Sedimentology*, 20, 365-389
- Kennard J. M. & James N. P.** (1986): Thrombolites and stromatolites: two distinct types of microbial structures. *Palaios*, 1, 792-503
- Kiessling W., Flügel E. & Golonka J.** (1999): Paleoreef maps: evaluation of a comprehensive database on phanerozoic reefs. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83, 10, 1552-1587
- Klappa C. F.** (1980): Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27, 613-629
- Knaust D.** (1998): Trace fossils and ichnofabrics on the Lower Muschelkalk carbonate ramp (Triassic) of Germany: tool for high resolution sequence stratigraphy. *Geologische Rundschau*, 87, 21-31
- Kobluk D. R. & Risk M. J.** (1977): Micritization and carbonate-grain binding by endolithic algae. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 61, 7, 1069-1082
- Koerschner W. F. & Read J. F.** (1989): Field and modelling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginia Appalachians. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 5, 654-687
- Kreisa R. D. & Bambach R. K.** (1982): The role of storm processes in generating shell beds in Paleozoic shelf environments. In: Einsele & Seilacher (eds.): *Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag, Berlin, 200-207
- Land L. S., Behrens E. W. & Frishman S. A.** (1979): The ooids of Baffin Bay, Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 4, 1269-1278
- Laternser R.** (2001): Oberjurassische Korallenriffe von Nordostfrankreich (Lothringen) und Südwestdeutschland. Thèse de Doctorat, Université de Stuttgart, 235 p.
- Lathuilière B., Bodeur Y., Gaillard C., Habrant N., Hanzo M., Marchand D. & Werner W.** (2003a): Coral

zonation of an oxfordian reef tract in the northern french Jura. 9th International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Graz, Autriche, Abstracts and program book, 50

Lathuilière B., Carpentier C., André G., Dagallier G., Durand M., Hanzo M., Huaut V., Harmand D., Hibsich C., Le Roux J., Malartre F., Martin-Garin B. & Nori L. (2003b): Production carbonatée dans le Jurassique de Lorraine. Livret d'excursion, Groupe Français d'Etude du Jurassique, Nancy, 115

Lathuilière B. & Gill G. A. (1995): Some new suggestions on functional morphology in pennular corals. Publications du Service géologique du Luxembourg, 29, 259-264

Lavoie D. & Bourque P. A. (1993): Marine, burial, and meteoric diagenesis of early silurian carbonate ramps, Quebec Appalachians, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 2, 233-247

Le Roux J. (1980): La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation. *Bulletin de la Société Géologique de France*, n°4, 655-662

Le Roux J. (1985): Carte géologique de la France, feuille de Toul. notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, BRGM, Orléans

Le Roux J. (1997): Structure du NE du Bassin de Paris. Journées scientifiques de l'ANDRA, Bar-le-Duc, Atlas des posters, 10-12

Le Roux J. (1999): Le contexte structural de l'Est du Bassin parisien et les relations avec la sédimentation. *Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris*, 36, 1, 7-13

Leckie D. (1988): Wave-formed, coarse-grained Ripples and their Relationship to Hummocky Cross-Stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 4, 607-622

Leckie D. A. & Krystinik L. F. (1989): Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 5, 862-870

Lees A. (1975): Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Marine Geology*, 13, 1767-1773

Lefrançois A. (1997): Etude de la variabilité sédimentaire dans le Callovo-Oxfordien de la bordure ardennaise du bassin parisien. Thèse de Doctorat, Ecole des mines de Paris, 223 p.

Lefrançois A., Marchand D., Beaudoin B., Chamiey H. & Trouiller A. (1996): Contexte géodynamique au passage Callovien-Oxfordien dans le NNE du Bassin Parisien. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 323, 229-235

Lehrmann D. J. & Goldhammer R. K. (1999): Secular variations in parasequence and facies stacking patterns of platform carbonates: a guide to application of stacking patterns analysis in strata of diverse ages and settings. In: (eds.): *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy : Application to Reservoirs, Outcrops and Models*. SEPM Special Publication, 63, 187-225

Leinfelder R. R. (1993): Upper Jurassic reef types and controlling factors: a preliminary report. *Profil*, 5, 1-45

Leinfelder R. R., Schmid D. U., Nose M. & Werner W. (2002): Jurassic reef patterns : the expression of a changing globe. In: (eds.): *Phanerozoic reef patterns*. SEPM special publication, 72, Tulsa, 465-520

Levasseur M. (1935): Contribution à l'étude des *Nerineidae* du Rauracien de Lorraine. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5, IV, 273-304

Leymerie A. (1846): Statistique géologique et minéralogique du département de l'Aube. 244 p.

Lloyd R. M., Perkins R. D. & Kerr S. D. (1987): Beach and shoreface ooid deposition on shallow interior banks, Turks and Caicos Islands, British West Indies. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 6,

Long B. & Ross N. (1989): Revue et classification des barres d'avant-côte. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod Elf-Aquitaine*, 13, 1, 175-187

Loreau J. P. (1975): Les grands traits de la sédimentation sur l'emplacement de l'actuelle bordure sud est du bassin de Paris au Jurassique supérieur. 9e Congrès International de Sédimentologie, Nice, 274-282

- Loreau J. P.** (1982): Sédiments aragonitiques et leur genèse. Mémoires du Muséum d'Histoire Naturelle, tome 47, Paris, 312 p.
- Loreau J. P. & Thierry J.** (1975): Carte géologique de la France, feuille des Riceys. notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, BRGM, Orléans
- Loup B. & Wildi W.** (1994): Subsidence analysis in the Paris Basin : a key to Northwestern European intracontinental basins? *Basin Research*, 6, 159-177
- Macintyre I. G.** (1985): Submarine cements-the peloidal question. In: Harris (eds.): *Carbonate Cements*. 109-116
- Malartre F., Ferry S. & Rubino J. L.** (1998): Interactions climat-eustatisme-tectonique. Les enseignements et perspectives du Crétacé supérieur (Cénomancien-Coniacien). *Geodinamica Acta*, 11, 6, 253-270
- Marchand D.** (1992): Ammonites et paléoprofondeur : les faits, les interprétations. *Paleovox*, 1, 51-68
- Marchand D., Ardaens R. & Laurin B.** (1979): La «gaize oxfordienne» des Ardennes : réinterprétation stratigraphique et premières données paléobiogéographiques. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 288, 1259-1262
- Marchand D., Courville P., Bonnot A., Rossi J. & Scoufflaire Q.** (2002): Very small ammonites (micromorphs) from Lower Oxfordian marls (Mariae zone). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 57, 467-478
- Marchand D. & Menot J. C.** (1980): Jurassique supérieur : Ardenne et Lorraine. Vol. I Stratigraphie et Paléogéographie. In: Mégnien (eds.): *Synthèse géologique du Bassin de Paris*. BRGM, Mem. n°101, Orléans, 204-206
- Marchand D. & Thierry J.** (1977): Précisions sur le Callovien de la Haute-Marne. *Bulletin de la société de sciences naturelles et d'archéologie de la Haute-Marne*, XX, 17, 433-439
- Marchand D. & Thierry J.** (1997): Enregistrement des variations morphologiques et de la composition des peuplements d'ammonites durant le cycle régressif/transgressif de 2e ordre Bathonien inférieur-Oxfordien inférieur en Europe occidentale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168, 2, 121-132
- Marques B., Oloriz F. & Rodriguez-Tovar F. J.** (1991): Interactions between tectonics and eustasy during the Upper Jurassic and lowermost Cretaceous. Examples from the south of Iberia. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162, 6, 1109-1124
- Martel A. T. & Gibling M. R.** (1991): Wave-dominated lacustrine facies and tectonically controlled cyclicity in the Lower Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia, Canada. In: (eds.): *Spec. Pubis. Ass. Sediment.*, 13, 223-243
- Martin-Garin B., Lathuilière B. & Geister J.** (2002): Récifs, coraux et climats oxfordiens de la Téthys. In: Gaillard & Hantzpergue (eds.): *Strati 2002 - 3e Congrès français de Stratigraphie*. Docum. Lab. géol. Lyon, 156, 154-155
- Massari F.** (1983): Oncoids and stromatolites in the Rosso Ammonitico sequences (Middle-Upper Jurassic) of the Venetian Alps, Italy. In: Peryt (eds.): *Coated Grains*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 358-366
- Maubeuge P. L.** (1962): Carte géologique de la France, feuille de St Mihiel. notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, BRGM, Orléans
- Maubeuge P. L.** (1965): Carte géologique de la France, feuille de Commercy. notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, BRGM, Orléans
- Maubeuge P. L.** (1969a): Carte géologique de la France, feuille de Vigneulles-lès-Hattonchâtel. notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, BRGM, Orléans
- Maubeuge P. L.** (1970): Carte géologique de la France, feuille de Gondrecourt-Le-Château. notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, BRGM, Orléans
- Maubeuge P. L.** (1974): Carte géologique de la France, feuille de Neufchâteau. notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, BRGM, Orléans

- Maubeuge P. L.** (1976): Carte géologique de la France, feuille de Stenay, notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, BRGM, Orléans
- Maubeuge P.-L.** (1969b): Méditations sur quelques bancs calcaires. A propos de figures sédimentaires du Jurassique (Toarcien ferrugineux et Oxfordien moyen lorrains). Extrait du Bulletin de la Société Belge de Géologie de Paléontologie et d'Hydrologie, 77, 229-243
- Mazzullo S. J.** (1979): Calcite pseudospar replacive of marine acicular aragonite, and implications for aragonite cement diagenesis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 2, 409-422
- Mégnién C.** (1980a): Tectonogenèse du Bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, 669-680
- Mégnién C., Mégnién F. & Turland M.** (1970): Le récif oxfordien de l'Yonne et son environnement sur la feuille de Vermenton (1/50 000). *Bulletin du B.R.G.M.*, 3, 83-115
- Mégnién F.** (1980b): Synthèse géologique du Bassin de Paris. Vol. III Lexique des noms de formation. BRGM, Mem. n°103, Orléans, 467 p.
- Melim L. A., Westphal H., Swart P. K., Eberli G. P. & Munnecke A.** (2002): Questioning carbonate diagenetic paradigms: evidence from the Neogene of the Bahamas. *Marine Geology*, 185, 27-53
- Menot J. C.** (1980a): Formations récifales du Jurassique supérieur de la vallée de l'Yonne. *Geobios, Mém. spécial* 4, 47-53
- Menot J. C.** (1980b): Jurassique supérieur: Bourgogne. In: Mégnién (eds.): Synthèse géologique du Bassin de Paris. Vol. I Stratigraphie et Paléogéographie. BRGM, Mem. n°101, Orléans, 206-210
- Meyers W. J.** (1974): Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley Formation (Mississippian) Sacramento Mountains, New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 2, 837-861
- Meyers W. J.** (1978): Carbonate cements: their regional distribution and interpretation in Mississippian limestones of southwestern New Mexico. *Sedimentology*, 25, 371-400
- Miall A. D.** (1991): Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlations. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61, 4, 497-505
- Miall A. D.** (1992): Exxon global cycle chart: An event for every occasion? *Geology*, 20, 787-790
- Miall A. D. & Miall C. E.** (2001): Sequence stratigraphy as a scientific enterprise: evolution and persistence of conflicting paradigms. *Earth-Science Reviews*, 54, 321-348
- Milliman J. D.** (1974): Marine carbonates. Springer-Verlag, 1, Berlin, 375 p.
- Mitchum R. M. & Van-Wagoner J. C.** (1991): High-frequency sequences and their stacking patterns : sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70, 131-160
- Moissette P., Saint-Martin J. P., André J. P. & Pestrea S.** (2002): L'association microbialite-bryozoaires dans le Messinien de Sicile et de Sardaigne. *Geodiversitas*, 24, 3, 611-623
- Montañez I. P. & Osleger D. A.** (1993): Parasequence stacking patterns, third-order accommodation events, and sequence stratigraphy of Middle to Upper Cambrian platform carbonates, Bonanza King Formation, southern Great Basin. In: Loucks & Sarg (eds.): Carbonate sequence stratigraphy - recent developments and applications. A.A.P.G. mem. 57, Tulsa, 305-326
- Mount J. F.** (1984): Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. *Geology*, 12, 432-435
- Murphy D. H. & Wilkinson B. H.** (1980): Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. *Sedimentology*, 27, 123-135
- Myrow P. M.** (1992): Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 1, 99-115

- Myrow P. M. & Southard J. B.** (1996): Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 5, 875-887
- Neumann A. C. & Macintyre I. G.** (1985): Reef response to sea level rise: keep-up, catch-up or give-up. 5th International Coral Reef Congress, Tahiti, 3, 105-110
- Noormets R., Felton E. A. & Crook K. A. W.** (2002): Sedimentology of rocky shorelines: 2 Shoreline megaclasts on the north shore of Oahu, Hawaii-origins and history. *Sedimentary Geology*, 150, 31-45
- Norris M. S. & Hallam A.** (1995): Facies variations across the Middle-Upper Jurassic boundary in Western Europe and the relationship to sea-level changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 116, 189-245
- Nummedal D.** (1991): Shallow marine storm sedimentation: the oceanographic perspective. In: Einsele, Ricken & Seilacher (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 227-248
- Nummedal D., Riley G. W. & Templet P. L.** (1993): High-resolution architecture: a chronostratigraphic model on equilibrium profile studies. In: Posamentier, Summerhayes, Haq & Hallen (eds.): *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. Blackwell Scientific Publications, 18, 55-68
- Olivier N., Hantzpergue P., Gaillard C., Pittet B., Leinfelder R. R., Schmid D. U. & Werner W.** (2003): Microbialite morphology, structure and growth: a model of the Upper Jurassic reefs of the Chay Peninsula (Western France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193, 383-404
- Oloriz F., Reolid M. & Rodriguez-Tovar F. J.** (2002): Fossil assemblages, lithofacies and interpreting depositional dynamics in the epicontinental Oxfordian of the Prebetic Zone, Betic Cordillera, southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 185, 53-75
- Oloriz F., Reolid M. & Rodriguez-Tovar F. J.** (2003): Paleogeographic and stratigraphic distribution of a mid-late Oxfordian foraminiferal assemblages in the Prebetic Zone (Betic Cordillera, Southern Spain). *Geobios*, 36, 6, 733-747
- Osleger D.** (1991): Subtidal carbonate cycles : Implications for allocyclic vs. autocyclic controls. *Geology*, 19, 917-920
- Oyarzun R., Doblas M., Lopez-Ruiz J., Cebria J. M. & Youbi N.** (1999): Tectonically-induced icehouse-greenhouse climate oscillations during the transition from the Variscan to the Alpine cycle (Carboniferous to Triassic). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170, 1, 3-11
- Pellenard P., Deconinck J. F., Huff W. D., Thierry J., Marchand D., Fortwengler D. & Trouiller A.** (2003): Characterization and correlation of Upper Jurassic (Oxfordian) bentonite deposits in the Paris Basin and the Subalpine Basin, France. *Sedimentology*, 50, 1035-1060
- Pellenard P.** (2002): Message terrigène et influences volcaniques au Callovien-Oxfordien dans les bassins de Paris et du Sud-Est de la France. Thèse de Doctorat, Lille, 350 p.
- Pellenard P., Deconinck J.-F., Marchand D., Thierry J., Fortwengler D. & Vigneron G.** (1999): Eustatic and volcanic influence during Middle Callovian to Middle Oxfordian clay sedimentation in the eastern part of the Paris Basin. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 328, 807-813
- Pemberton S. G., Mc Eachern J. A. & Frey R. W.** (1992): Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: Walker & James (eds.): *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, Ottawa, Ontario, 47-72
- Peryt T. M.** (1981): Phanerozoic oncolites - an overview. *Facies*, 4, 197-214
- Peryt T. M.** (1983): Environmental significance of foraminiferal-algal oncolites. In: Flügel (eds.): *Fossil algae: recent results and developments*. Springer-Verlag, Berlin, 61-65
- Pisera A. & Busquets P.** (2002): Eocene siliceous sponges from the Ebro Basin (Catalonia, Spain). *Geobios*, 35, 3, 321-346
- Pittet B.** (1996): Contrôles climatiques, eustatiques et tectoniques sur les systèmes mixtes carbonates-silicoclastiques de plate-forme : exemples de l'Oxfordien (Jura suisse, Normandie, Espagne). Thèse de doctorat,

Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse), 256 p.

Pittet B. & Strasser A. (1998): Long-distance correlations by sequence stratigraphy and cyclostratigraphy : examples and implications (Oxfordian from the Swiss Jura, Spain, and Normandy). *Geol Rundsch*, 86, 852-874

Platt N. H. & Wright V. P. (1991): Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. In: (eds.): *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 13, 57-74

Poirot E. (1987): Le Terrain à chailles (Oxfordien inf. et moyen) du Tolois (Lorraine). DES, Université Nancy 1, 121 p.

Pomar L. & Ward W. C. (1994): Response of a late Miocene Mediterranean reef platform to high-frequency eustasy. *Geology*, 22, 131-134

Posamentier H. W. & James D. P. (1993): An overview of sequence-stratigraphic concepts uses and abuses. In: Posamentier, Summerhayes, Haq & Hallen (eds.): *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* Blackwell Scientific Publications, 18, 3-18

Pratt B. R. & James N. P. (1992): Peritidal carbonates. In: Walker & James (eds.): *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, Ottawa, Ontario, 303-322

Price G. D. (1999): The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 48, 183-210

Purser B. H. (1980): Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. tome 1: Les éléments de la sédimentation à la diagenèse. I.F.P., 1, Paris, 366 p.

Rankey E. C., Bachtel S. L. & Kaufman J. (1999): Controls on stratigraphic architecture of icehouse mixed carbonate-siliciclastic systems : a case study from the Holder Formation (Pennsylvanian, Virgillian), Sacramento mountains, New Mexico. In: (eds.): *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy : Application to Reservoirs, Outcrops and Models*. SEPM Special Publication, 63, 127-150

Rankey E. C. & Lehrmann D. J. (1996): Anatomy and origin of toplap in a mixed carbonate-clastic system, Seven Rivers Formation (Permian, Guadalupian), Guadalupe Mountains, New Mexico, USA. *Sedimentology*, 43, 807-826

Read J. F. (1985): Carbonate platform facies models. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69, 1, 1-21

Read J. F., Grotzinger J. P., Bova J. A. & Koerschner W. F. (1986): Models for generation of carbonates cycles. *Geology*, 14, 107-110

Ribouilleau A., Baudin F., Daux V., Hantzpergue P., Renard M. & Zakharov V. (1998): Evolution de la paléotempérature des eaux de la plate-forme russe au cours du Jurassique supérieur. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 326, 239-246

Riccardo R. L. A. M. & Kendall C. G. S. C. (1977): Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology*, 24, 153-210

Riding R. (1983): Cyanoliths (cyanoids): oncoids formed by calcified cyanophytes. In: Peryt (eds.): *Coated Grains*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 276-283

Riding R. (2000): Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 47 (Suppl. 1), 179-214

Riegl B. (2001): Inhibition of reef framework by frequent disturbance: example from the Arabian Gulf, South Africa, and the Cayman Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175, 79-101

Riout M., Dugué O., Jan-du-Chene R., Ponsot C., Fily G., Moron J.-M. & Vail P. R. (1991): Outcrop sequence stratigraphy of the Anglo-Paris Basin, Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod Elf-Aquitaine*, 15, 1, 101-194

Roep T. B., Dabrio C. J., Fortuin A. R. & Polo M. D. (1998): Late highstand patterns of shifting and stepping

- coastal barriers and washover-fans (late Messinian, Sorbas Basin, SE Spain). *Sedimentary Geology*, 116, 27-56
- Saïdi F., Hédi-Ben-Ismaïl M. & M'Rabet A.** (1997): Les récifs coniaciens à rudistes de Tunisie centro-occidentale : sédimentologie, cadre paléogéographique et interprétation séquentielle. *Journal of African Earth Sciences*, 24, 4, 531-548
- Saller A., Armin R., Ichram L. O. & Glenn-Sullivan C.** (1993): Sequence stratigraphy of aggrading and backstepping carbonate shelves, Oligocene, Central Kalimantan, Indonesia. In: Loucks & J.F. Sarg (eds.): *Carbonate sequence stratigraphy - recent developments and applications*. A.A.P.G. mem. 57, Tulsa, 267-290
- Saltzman M. R.** (1999): Upper Cambrian carbonate platform evolution, *Elvinia* and *Taenicephalus* zones (Pterocephalid-Ptychaspid Biome boundary), northeastern Wyoming. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 4, 926-938
- Sarg J. F.** (1988): Carbonate sequence stratigraphy. In: Wilgus, Hastings, Kendall, Posamentier, Ross & Van-Wagoner (eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Special publication SEPM, 42, Tulsa, 155-181
- Sarkar S., Banerjee S., Chakraborty S. & Bose P. K.** (2002): Shelf storm flow dynamics : insight from the Mesoproterozoic Rampur Shale, central India. *Sedimentary Geology*, 147, 89-104
- Schlager W.** (1992): Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms. American Association of Petroleum Geologists, continuing education course note series n°34, Tulsa, 71 p.
- Schlager W.** (1999): Type 3 sequence boundaries. In: (eds.): *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy : Application to Reservoirs, Outcrops and Models*. SEPM Special Publication, 63, 35-45
- Schlager W., Reijmer J. J. & Droxler A.** (1994): Highstand shedding of carbonate platforms. *Journal of Sedimentary Research*, B64, 3, 270-281
- Schlichter D.** (1991): A perforated gastrovascular cavity in *Leptoseris fragilis*. *Naturwissenschaften*, 78, 467-469
- Schmid D. U. & Leinfelder R. R.** (1996): The Jurassic *Lithocodium aggregatum-Troglotella incrustans* foraminiferal consortium. *Palaeontology*, 39, 1, 21-52
- Schudack M. E.** (1999): Ostracoda (marine/nonmarine) and palaeoclimate history in the Upper Jurassic of Central Europe and North America. *Marine Micropaleontology*, 37, 273-288
- Schwartz R. K.** (1982): Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies. *Sedimentology*, 29, 835-849
- Scoffin T. P.** (1993): The geological effects of hurricanes on coral reefs and the interpretation of storm deposits. *Coral Reefs*, 12, 203-221
- Scoffin T. P.** (1997): The controls on growth form of internal massive corals, Phuket, South Thailand. *Palaeos*, 12, 237-248
- Scoffin T. P. & Stoddart D. R.** (1978): The nature and significance of microatolls. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 284, 99-122
- Scoffin T. P. & Tudhope A. W.** (1988): Shallowing-upwards sequences in reef lagoon sediments: examples from the Holocene of the Great Barrier reef of Australia and the Silurian of Much Wenlock, Shropshire, England. 6th International Coral Reef Symposium, Australia, 3, 479-484
- Sedgwick P. E. & Davis Jr R. A.** (2003): Stratigraphy of washover deposits in Florida: implications for recognition in the stratigraphic record. *Marine Geology*, 200, 31-48
- Seilacher A. & Aigner T.** (1991): Storm Deposition at the Bed, Facies, and Basin Scale : the Geologic Perspective. In: Einsele, Ricken & Seilacher (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 249-267
- Shapiro R. S.** (2000): A comment on the systematic confusion of thrombolites. *Palaeos*, 15, 166-169
- Shinn E. A., Lidz B. H. & Holmes C. W.** (1990): High-energy carbonate-sand accumulation, the Quicksands

southwest Florida Keys. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 6, 952-967

South D. L. & Talbot M. R. (2000): The sequence stratigraphic framework of carbonate diagenesis within transgressive fan-delta deposits: Sant-Llorenç del Munt fan-delta complex, SE Ebro Basin, NE Spain. *Sedimentary Geology*, 138, 179-198

Spencer T., Tudhope A. W., French J. R., Scoffin T. P. & Utanga A. (1997): Reconstructing sea level change from coral microatolls, Tongareva (Penrhyn) Atoll, northern Cook Islands. 8th International Coral Reef Symposium, 489-494

Stchépinsky M. V. (1965): Carte géologique de la France, feuille de Doulaincourt. notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, BRGM, Orléans

Stchépinsky M. V. (1967): Carte géologique de la France, feuille de Chaumont. notice explicative de la carte géologique à 1/50 000, BRGM, Orléans

Stoddart D. R. (1974): Post-hurricane changes on the British Honduras reefs: re-survey of 1972. The second International Coral Reef Symposium, Brisbane, 2, 473-483

Strasser A. (1986): Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, 33, 711-727

Strasser A. (1988): Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). *Sedimentology*, 35, 369-383

Strasser A. (1991): Lagoonal-Peritidal Sequences in Carbonate Environments : Autocyclic and Allocyclic Processes. In: Einsele, Ricken & Seilacher (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 709-721

Strasser A., Pittet B., Hillgärtner H. & Pasquier J. B. (1999): Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems : concepts for high-resolution analysis. *Sedimentary Geology*, 128, 201-221

Sturesson U., Dronov A. & Saadre T. (1999): Lower Ordovician iron ooids and associated oolitic clays in Russia and Estonia: a clue to the origin of iron oolites? *Sedimentary Geology*, 123, 63-80

Sturesson U., Heikoop J. M. & Risk M. J. (2000): Modern and Palaeozoic iron ooids--a similar volcanic origin. *Sedimentary Geology*, 136, 137-146

Swirydczuck K., Wilkinson B. H. & Smith G. R. (1980): The Pliocene Glens Ferry Oolite II : sedimentology of oolitic lacustrine terrace deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 1237-1247

Takahashi T., Koba M. & Kan H. (1988): Relationship between reef growth and sea level on the northwest coast of Kume Island, the Ryukyus: data from drill holes on the Holocene coral reef. 6th International Coral Reef Symposium, Australia, 3, 491-496

Talbot M. R. & Allen P. A. (1996): Lakes. In: H.G. Reading (eds.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 83-124

Thierry J. (2000): Early Kimmeridgian (146-144 Ma). In: Dercourt, Gaetani, Vrielynck, Barrier, Biju-Duval, Brunet, Cadet, Crasquin & Sandulescu (eds.): *Atlas Peri-Tethys*. Commission de la Carte Géologique du Monde, Explanatory notes, Paris, 85-97

Thiry-Bastien P. (2002): Stratigraphie séquentielle des calcaires bajociens de l'Est de la France (Jura-Bassin de Paris). Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard-Lyon 1, 411 p.

Tucker M. E. & Wright V. P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science, Oxford, 466 p.

Vadet A., Pannier P. & Marignac C. (2002): Les oursins de l'Oxfordien de Foug. *Mémoires de la Société Académique du Boulonnais, Série Histoire Naturelle, Boulogne sur mer*, 22, fasc. 2, 44 p.

Vail P. R., Audemard F., Bowman S. A., Eisner P. N. & Perez-Cruz C. (1991): The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology: an Overview. In: Einsele, Ricken & Seilacher (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 617-659

- Vail P. R., Colijn J. P., Jean-du-Chêne R., Kuchly J., Mediavilla F. & Trifilieff V. (1987): La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 1301-1321
- Vail P. R., Mitchum R. M., Todd R. G., Widmer J. W., Thomson S., Sangree J. B., Bubb J. N. & Hatlelid W. G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton (eds.): *Seismic stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration*. A.A.P.G., 26, Tulsa, 49-212
- Van Wagoner J. C., Posamentier H. W., Mitchum R. M., Vail P. R., Sarg J. F., Loutit T. S. & Hardenbol J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, Hastings, Kendall, Posamentier, Ross & Van-Wagoner (eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Special publication SEPM, 42, Tulsa, 39-45
- Van-Wagoner J. C., Posamentier H. W., Mitchum R. M., Vail P. R., Sarg J. F., Loutit T. S. & Hardenbol J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Van-Wagoner (eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Special publication SEPM, 42, Tulsa, 39-45
- Vincent B. (2001): *Sédimentologie et géochimie de la diagenèse des carbonates. Application au Malm de la bordure Est du Bassin de Paris*. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, 308 p.
- Vincent B., Emmanuel L. & Loreau J. P. (2000): Chronologie et géochimie de la diagenèse à l'origine des barrières de perméabilités : exemple du Dogger et du Malm de l'Est de la France. rapport d'avancement ANDRA, D RP 0UNB 00-001, 15 p
- Walkden G. M. & Berry J. R. (1984): Syntaxial overgrowths in muddy crinoidal limestones: cathodoluminescence sheds new light on an old problem. *Sedimentology*, 31, 251-267
- Walker R. G., Duke W. L. & Leckie D. A. (1983): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequence: Discussion and reply. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 1245-1251
- Walter B. (1969): *Les bryozoaires jurassiques en France*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Claude Bernard Lyon1, 328 p.
- Weidong D., Baoguo Y. & Xiaogen W. (1997): Studies of storm deposits in China : a review. *Continental Shelf Research*, 17, 13, 1645-1658
- Werner W., Leinfelder R. R., Fürsich F. T. & Krautter M. (1994): Comparative palaeoecology of marly coralline sponge-bearing reefal associations from the Kimmeridgian (Upper Jurassic) of Portugal and Southwestern Germany. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 172, 381-397
- Whalen M. T., Day J., Eberli G. P. & Homewood P. W. (2002): Microbial carbonates as indicators of environmental change and biotic crises in carbonates systems: examples from the Late Devonian, Alberta basin, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181, 127-151
- Whitley R. C., Pyne R. S. & Wilkinson I. P. (2003): Ostracoda and palaeo-oxygen levels, with particular reference to the Upper Cretaceous of East Anglia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194, 4, 355-386
- Wildi W., Funk H., Loup B., Amato E. & Huggenberger P. (1989): Mesozoic subsidence history of the European marginal shelves of the alpine Tethys (Helvetic realm, Swiss Plateau and Jura). *Eclogae geologicae Helvetiae*, 82, 3, 817-840
- Wilkin R. T., Barnes H. L. & Brantley S. L. (1996): The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: an indicator of redox conditions. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 60, 20, 3897-3912
- Wilmsen M. (2000): Evolution and demise of a mid-Cretaceous carbonate shelf: the Altamira Limestones (Cenomanian) of northern Cantabria (Spain). *Sedimentary Geology*, 133, 195-226
- Wilson J.-L. (1975): *Carbonate facies in geologic history*. Springer-Verlag, Berlin, 471 p.
- Winland H. D. & Matthews R. K. (1974): Origin and significance of grapestone, Bahama Island. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 921-927

Wohlgemuth J. (1883): Recherches géologiques sur le Jurassique moyen de l'Est du bassin de Paris. Bulletin de la Société Scientifique de Nancy, 6,

Worden R. H., Ruffell A. H. & Cornford C. (2000): Palaeoclimate, sequence stratigraphy and diagenesis. *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70, 453-457

Wright V. P. & Burchette T. P. (1996): Shallow-water carbonate environments. In: Reading (eds.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 325-394

Yamano H., Hori K., Yamauchi M., Yamagawa O. & Ohmura A. (2001): Highest-latitude coral reef at Iki Island, Japan. *Coral Reefs*, 20, 9-12

Ziegler P. A. (1990): Pangaea Break-up: Jurassic-Early Cretaceous opening of central North Atlantic and western Tethys. In: B.V. (eds.): *Geological atlas of western and central Europe*, second and completely revised edition. Elsevier, Amsterdam, 91-122

Table des Matières

I	<u>INTRODUCTION</u>	13
1	<u>CADRE ET BUT DU TRAVAIL</u>	13
2	<u>CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</u>	15
3	<u>CADRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE</u>	15
II	<u>ÉTAT DES CONNAISSANCES ET MISE AU POINT STRATIGRAPHIQUE</u>	19
1	<u>ÉTAT DES CONNAISSANCES</u>	19
2	<u>MISE AU POINT STRATIGRAPHIQUE</u>	22
2.1	<u>ARGILES DE LA WOËVRE BUVIGNIER (1852)</u>	22
2.2	<u>TERRAIN À CHAILLES BUVIGNIER (1852)</u>	23
2.3	<u>MARNES BLANCHES DES EPARGES BUVIGNIER (1852)</u>	24
2.4	<u>FORMATIONS RÉCIFALES DE LORRAINE MÉGNIEN (1980B)</u>	24
2.5	<u>CALCAIRES ARGILEUX ET MARNES DE BOUIX LOREAU ET THIERRY (1975)</u>	32
2.6	<u>CALCAIRES À ASTARTES INFÉRIEURS MAUBEUGE (1974)</u>	33
2.7	<u>OOLITHE DE LAMOTHE DE LORIOLE ET AL. (1872)</u>	38
2.8	<u>CALCAIRES CRAYEUX DE GUDMONT</u>	38
2.9	<u>CALCAIRES À ASTARTES LEYMERIE (1846)</u>	39
III	<u>MÉTHODE</u>	43
1	<u>INTRODUCTION</u>	43
2	<u>SÉDIMENTOLOGIE DE FACIÈS</u>	44
2.1	<u>NATURE DU SÉDIMENT</u>	44
2.2	<u>GRANULOMÉTRIE ET TEXTURE</u>	45
2.3	<u>ÉLÉMENTS FIGURÉS SQUELETTIQUES</u>	46
2.4	<u>ÉLÉMENTS FIGURÉS NON SQUELETTIQUES</u>	52
2.5	<u>DIAGENÈSE</u>	56
2.6	<u>STRUCTURES SÉDIMENTAIRES</u>	60
3	<u>CONSTRUCTION D'UN CADRE SÉQUENTIEL</u>	69
3.1	<u>DÉFINITIONS</u>	70
3.2	<u>CONCLUSION</u>	76
IV	<u>L'OXFORDIEN DE LORRAINE À L'AFFLEUREMENT</u>	79
1	<u>INTRODUCTION</u>	79
2	<u>ARGILES DE LA WOËVRE, GAIZE DES ARDENNES, TERRAIN À CHAILLES ET OOLITHE FERRUGINEUSE DE SENONVILLE</u>	80
2.1	<u>NORD DE LA MEUSE ET ARDENNES</u>	83
2.2	<u>PAGNY (ANCIENNE CIMENTERIE)</u>	83
2.3	<u>GOUSSAINCOURT</u>	84
2.4	<u>FOUG</u>	85
2.5	<u>FORAGE DE KOEUR-LA-PETITE</u>	85
2.6	<u>HUMBERVILLE</u>	86
2.7	<u>MANOIS</u>	88
2.8	<u>DISCUSSION</u>	88

3	<u>OOLITHE FERRUGINEUSE DE SENONVILLE, MARNES BLANCHES DES EPARGES, MARNES À CORAUX DE FOUG, CALCAIRES À CORAUX DE FOUG ET ONCOLITHE DE SENONVILLE</u>	91
3.1	<u>PAGNY CIMENTERIE</u>	91
3.2	<u>FOUG</u>	92
3.3	<u>GOUSSAINCOURT</u>	96
3.4	<u>HUMBERVILLE</u>	96
3.5	<u>NORD DE LA MEUSE ET ARDENNES</u>	98
3.6	<u>NOVION-PORCIEN</u>	99
3.7	<u>SENONVILLE HULLIN</u>	100
3.8	<u>VARNÉVILLE</u>	101
3.9	<u>FORAGE DE KOEUR-LA-PETITE</u>	103
3.10	<u>LÉROUVILLE MÉSANGÈRE</u>	103
3.11	<u>EUVILLE, CARRIÈRE DES COTILLONS</u>	104
3.12	<u>SORCY</u>	106
3.13	<u>LE CUL DU CERF</u>	108
3.14	<u>LE MARQUOT</u>	108
3.15	<u>DISCUSSION</u>	109
4	<u>PIERRE D'EUVILLE-LÉROUVILLE, CALCAIRES CORALLIENS DE LA MÉSANGÈRE, CALCARÉNITE D'HAUDAINVILLE, CALCAIRES CORALLIENS D'EUVILLE ET CALCAIRES DE CREUË</u>	112
4.1	<u>LÉROUVILLE MÉSANGÈRE</u>	112
4.2	<u>LÉROUVILLE MOULIN À VENT</u>	115
4.3	<u>LÉROUVILLE LAC VERT ET SITE ROCAMAT</u>	117
4.4	<u>MÉCRIN</u>	119
4.5	<u>SAINT-MIHIEL</u>	121
4.6	<u>SENONVILLE ANCIENNE CARRIÈRE</u>	121
4.7	<u>SENONVILLE HULLIN</u>	122
4.8	<u>TROYON</u>	124
4.9	<u>GÉNICOURT</u>	125
4.10	<u>DIEUE-SUR-MEUSE</u>	125
4.11	<u>ECHANGEUR D'HAUDAINVILLE ET LA FALOUZE</u>	126
4.12	<u>HAUDIOMONT</u>	132
4.13	<u>DUGNY</u>	133
4.14	<u>RAVIN DE VACHERAUVILLE</u>	134
4.15	<u>NOVION-PORCIEN</u>	134
4.16	<u>EUVILLE</u>	135
4.17	<u>SORCY</u>	139
4.18	<u>PAGNY-SUR-MEUSE RÉVOI</u>	144
4.19	<u>SAINT-GERMAIN</u>	146
4.20	<u>FOUG</u>	147
4.21	<u>MAXEY-SUR-VAISE</u>	147
4.22	<u>LE CUL DU CERF</u>	148
4.23	<u>LE MARQUOT ET LE SAURIEN</u>	149
4.24	<u>VOUÉCOURT</u>	149
4.25	<u>DISCUSSION</u>	150
5	<u>CALCAIRES CRAYEUX DE MAXEY, CALCAIRES DE DAINVILLE ET OOLITHE DE DOULAINCOURT</u>	153
5.1	<u>SAULCES AUX TOURELLES</u>	153
5.2	<u>BRIEULLES-SUR-MEUSE</u>	154
5.3	<u>BRABANT</u>	156
5.4	<u>RAVIN DE VACHERAUVILLE</u>	156
5.5	<u>BOIS GRAVIER</u>	156
5.6	<u>DUGNY</u>	157
5.7	<u>DOMPCEVRIN</u>	159
5.8	<u>WOIMBEY</u>	163

5.9	<u>PAGNY, LE RÉVOI</u>	163
5.10	<u>SAINT-GERMAIN ET VOID</u>	165
5.11	<u>VAUCOULEURS</u>	167
5.12	<u>MAXEY-SUR-VAISE</u>	168
5.13	<u>LE PETIT CULTRUT, LE SAURIEN, LE MARQUOT, VAL DE L'AJOUX ET LE BOIS DE BENOÎTEVAUX</u>	169
5.14	<u>DOULAINCOURT</u>	170
5.15	<u>VOUÉCOURT ET VIGNORY</u>	170
5.16	<u>DISCUSSION</u>	171
6	<u>MARNES SILTEUSES DE MAXEY, OOLITHE DE DUGNY, CALCAIRES À POLYPIERS DE PAGNY, MARNES À HUITRES DE PAGNY, OOLITHE DE SAUCOURT, CALCAIRES À SERPULES DE GUDMONT, MARNES À SERPULES DE PAGNY</u>	173
6.1	<u>SAULCES-AUX-TOURELLES</u>	173
6.2	<u>DUGNY</u>	173
6.3	<u>WOIMBEY</u>	174
6.4	<u>PAGNY-SUR-MEUSE, LE RÉVOI</u>	175
6.5	<u>SAINT-GERMAIN</u>	179
6.6	<u>MAXEY-SUR-VAISE</u>	181
6.7	<u>BOIS DE BENOÎTEVAUX ET VAL DE L'AJOUX</u>	182
6.8	<u>LE PETIT-CULTRUT</u>	183
6.9	<u>VOUÉCOURT, TUNNEL DE FRONCLES ET N67</u>	183
6.10	<u>DISCUSSION</u>	185
7	<u>OOLITHE DE LAMOTHE, CALCAIRES CRAYEUX DE GUDMONT ET CALCAIRES À ASTARTES</u>	190
7.1	<u>LA CLAIRE</u>	190
7.2	<u>VOID-EUROVIA ET SAUVOY</u>	191
7.3	<u>GONDRECOURT-LE-CHÂTEAU</u>	193
7.4	<u>GUDMONT ET BORDURE DE LA N67</u>	193
7.5	<u>JUZENNECOURT</u>	195
7.6	<u>DISCUSSION</u>	196
8	<u>SYNTHÈSE SÉQUENTIELLE</u>	197
V	<u>L'OXFORDIEN EN SUBSURFACE</u>	213
1	<u>INTRODUCTION</u>	213
2	<u>MÉTHODE</u>	213
3	<u>FORAGE EST 204</u>	214
3.1	<u>COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE</u>	214
3.2	<u>SIGNAL DIAGRAPHIQUE</u>	218
4	<u>TRANSECTS DIAGRAPHIQUES</u>	221
4.1	<u>TRANSECT A-B</u>	221
4.2	<u>TRANSECT C-D</u>	225
4.3	<u>TRANSECT E-F</u>	225
4.4	<u>TRANSECT G-H</u>	226
4.5	<u>TRANSECT I-J</u>	227
4.6	<u>CONCLUSIONS</u>	228
VI	<u>CARTES D'ISOPAQUES ET CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES</u>	233
1	<u>INTRODUCTION</u>	233
2	<u>INTERPRÉTATION DES CARTES</u>	231
2.1	<u>CALLOVIEN ARGILEUX</u>	233
2.2	<u>CYCLE S1 (ZONE A MARIAE)</u>	234

2.3	<u>CYCLE S2 (ZONE À CORDATUM)</u>	234
2.4	<u>CYCLE S3 : MARNES BLANCHES DES EPARGES PRO PARTE (SOUS-ZONE À VERTEBRALE)</u>	235
2.5	<u>MARNES BLANCHES DES EPARGES PRO PARTE : CYCLE S4 PRO PARTE (SOUS-ZONE À ANTECEDENS PARS)</u>	235
2.6	<u>CALCAIRES À CORAUX DE FOUG, ONCOLITHE DE FOUG ET PIERRE D'EUVILLE-LÉROUVILLE : CYCLE S4 PRO PARTE ET CYCLE S5 PRO PARTE (SOUS-ZONE À ANTECEDENS PARS ET ZONE À TRANSVERSARIUM PARS)</u> ..	235
2.7	<u>CALCAIRES CORALLIENS D'EUVILLE ET CALCAIRES DE CREUÉ : CYCLE S6 PRO PARTE (ZONE À TRANSVERSARIUM PARS)</u>	237
2.8	<u>CALCAIRES CRAYEUX DE MAXEY : CYCLE S7 (ZONE À TRANSVERSARIUM PARS)</u>	239
2.9	<u>CALCAIRES DE DAINVILLE : CYCLE S8 (ZONE À TRANSVERSARIUM PARS)</u>	239
2.10	<u>SOMMET DES CALCAIRES DE DAINVILLE : CYCLE S8 PRO PARTE (ZONE À TRANSVERSARIUM PARS)</u>	239
2.11	<u>MARNES SILTEUSES DE MAXEY, OOLITHE DE DUGNY ET CALCAIRES À POLYPIERS DE PAGNY : CYCLE S9 ET CYCLE S10 PRO PARTE (ZONE À BIFURCATUS ET ZONE À BIMAMMATUM PARS)</u>	241
2.12	<u>OOLITHE DE SAUCOURT INFÉRIEURE : CYCLE S11 PRO PARTE (ZONE À BIMAMMATUM PARS)</u>	243
2.13	<u>OOLITHE DE SAUCOURT SUPÉRIEURE : CYCLE S12 PRO PARTE (ZONE À BIMAMMATUM PARS)</u>	245
2.14	<u>CALCAIRES À SERPULES DE GUDMONT ET MARNES À SERPULES DE PAGNY : CYCLE S12 PRO PARTE (ZONE À BIMAMMATUM PARS)</u>	245
2.15	<u>OOLITHE DE LAMOTHE : CYCLE S12 PRO PARTE (ZONE À BIMAMMATUM PARS OU ZONE À PLANULA ?)</u>	245
VII	<u>DISCUSSION</u>	249
1	<u>INTRODUCTION</u>	249
2	<u>HIÉRARCHISATION ET ORDRE DES CYCLES DE DÉPÔT</u>	249
2.1	<u>HIÉRARCHISATION DES CYCLES DE DÉPÔT</u>	249
3	<u>MÉCANISMES À L'ORIGINE DES CYCLES DE DÉPÔT</u>	255
3.1	<u>CYCLES À HAUTE FRÉQUENCE (4^e ORDRE)</u>	255
3.2	<u>CYCLES À MOYENNE FRÉQUENCE (3^e ORDRE)</u>	257
3.3	<u>CYCLES À BASSE FRÉQUENCE (2^e ORDRE)</u>	257
4	<u>CORRÉLATIONS SÉQUENTIELLES AVEC LES RÉGIONS VOISINES</u>	259
4.1	<u>JURA FRANÇAIS ET JURA SUISSE</u>	259
4.2	<u>BASSIN DU SUD-EST</u>	263
4.3	<u>BOURGOGNE</u>	264
4.4	<u>BASSIN DE PARIS</u>	264
4.5	<u>NORMANDIE</u>	265
4.6	<u>COMPARAISON AVEC LA CHARTE EUSTATIQUE</u>	265
VIII	<u>CONCLUSIONS GÉNÉRALES</u>	269
IX	<u>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</u>	275
	TABLE DES MATIÈRES	295
	PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	302
	Planche 1.....	302
	Planche 2.....	304

Planche 3.....	306
Planche 4.....	308
Planche 5.....	310
Planche 6.....	312
Planche 7.....	314
Planche 8.....	316
Planche 9.....	318
ANNEXE 1 - TABLEAU DU CONTENU FAUNIQUE.....	323
ANNEXE 2 - COUPES.....	345
ANNEXE 3 - TRANSECTS DIAGRAPHIQUES.....	385
ANNEXE 4 - ARTICLE.....	397

Planches photographiques

Planche 1

1 : Algue rouge du genre *Solenopora* en section longitudinale. Noter l'alternance caractéristique des bandes de croissance de couleur rosée et claire.

Ech. Pag Bh, Pagny-sur-Meuse, Calcaires coralliens d'Euville, Oxfordien moyen (section polie)

2 : Filaments cyanobactériens du genre *Bacinella* (B) associés aux foraminifères encroûtants du genre *Troglotella* (Tr).

Ech. Pag Tr, Pagny-sur-Meuse, Calcaires construits supérieurs, Oxfordien moyen (loupe binoculaire, lumière naturelle)

3 : Algue verte du genre *Cayeuxia*.

Ech. EST A-05358B, forage ANDRA EST 205, Oolithe de Saucourt supérieure, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

4 : Foraminifère agglutinant en section transversale.

Ech. Pag 32, Pagny-sur-Meuse, Calcaires à polypiers de Pagny, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

5 : Miliole en section longitudinale.

Ech. Pag 67, Pagny-sur-Meuse, Calcaires crayeux de Maxey, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière polarisée)

6 : Foraminifère encroûtant du genre *Lithocodium* (flèche).

Ech. Pag 12, Pagny-sur-Meuse, Calcaires coralliens d'Euville, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière normale)

7 : Tubes calcitiques d'annélides isolés du sous-genre *Tetraserpula* (Ts) ou encroûtants du sous-genre *Dorsoserpula* (Ds)

Ech. Stg 48, Saint-Germain, Oolithe de Saucourt supérieure, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

8 : Bryozoaire encroûtant du genre *Plagioecia*

Ech. D-05420B, forage EST 205, Calcaires à coraux de Foug, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière polarisée)

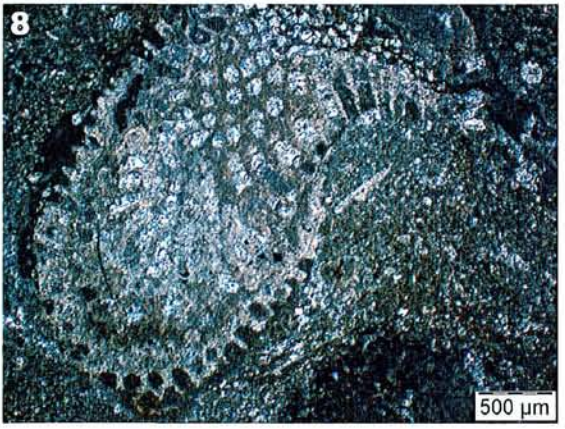
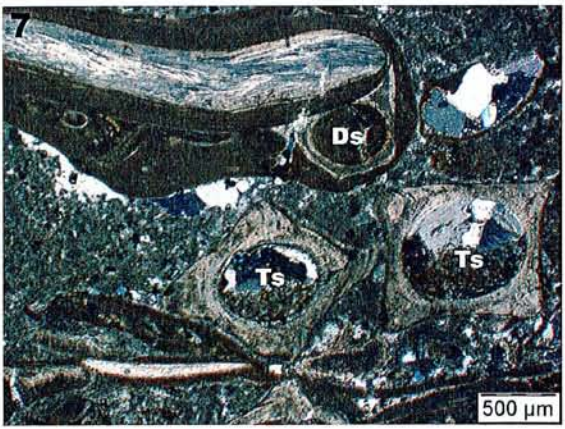
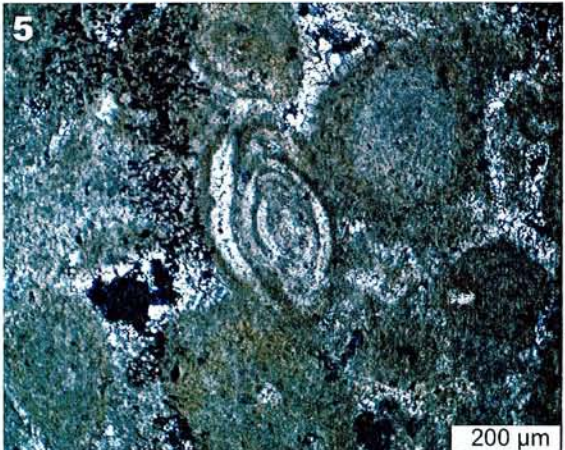
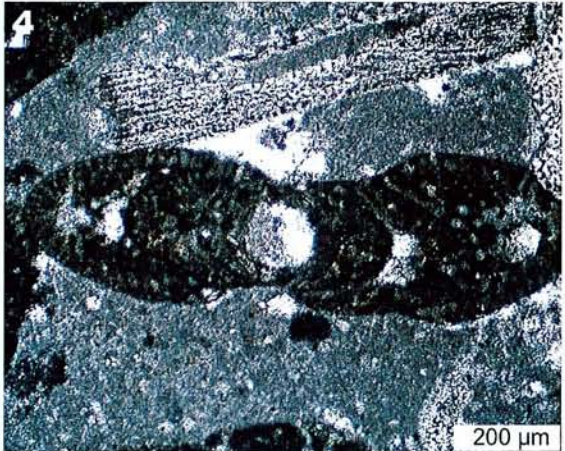
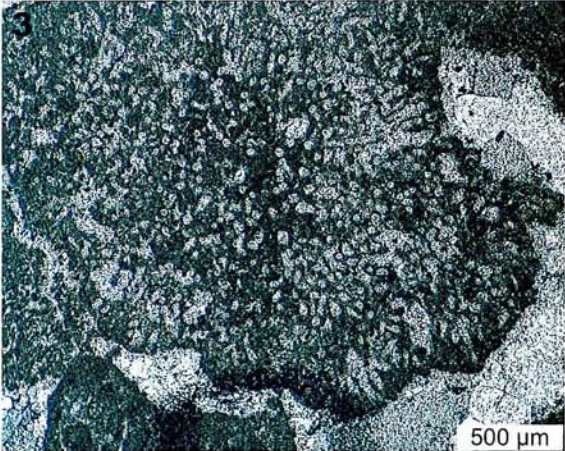
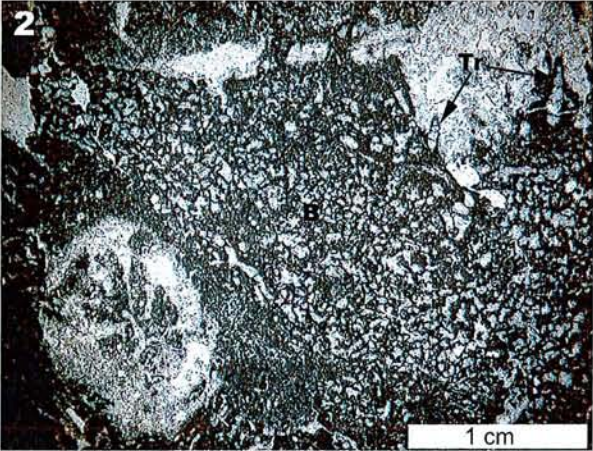
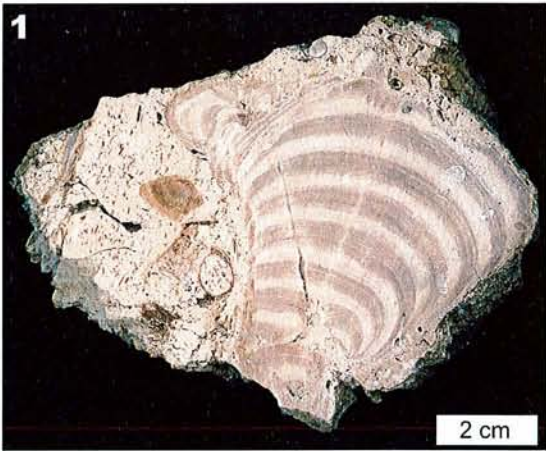


Planche 2

1 : Spicules triaxones de spongiaires siliceux

Ech. Man 41.7; Manois, Argiles de la Woëvre, Oxfordien inférieur (résidus de lavage)

2 : Spicules triaxones de spongiaires siliceux observés en lame-mince

Ech. Stg 64; Saint-Germain, Calcaires de Dainville, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière polarisée)

3 : Chaetelidés associés à un important encroûtement microbien au sein d'une bioconstruction

Ech. Dom bh; Dornpcevrin, Oolithe de Saint-Mihiel, Oxfordien moyen (section polie)

4 : Spongiaires siliceux en position de vie ou remaniés.

Ech. Seno Sp; Senonville, Calcaires coralliens de la Mésangère, Oxfordien moyen (section polie)

5 : *Comoseris* présentant des phases de croissances caractéristiques d'un microatoll. Les flèches indiquent les directions de croissance et les chiffres indiquent les stades de croissance en fonction du niveau marin relatif indiqué par les barres blanches

Ech. Vda 4; Val de l'Ajoux, Oolithe de Doulaincourt, Oxfordien moyen (section polie)

6 : Valve d'ostracode en section longitudinale observée en lame-mince

Ech. Pag 35B; Pagny-sur-Meuse, Calcaires crayeux de Maxey, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière polarisée)

7 : Sclérites d'holothurides du genre *Achistrum* sp.

Ech. Pag 60; Pagny-sur-Meuse, Calcaires à polypiers de Pagny, Oxfordien supérieur (résidus de lavage)

8 : Accumulation de macro-restes végétaux en semelle de banc

Dugny-sur-Meuse, Calcaires de Dainville, Oxfordien moyen

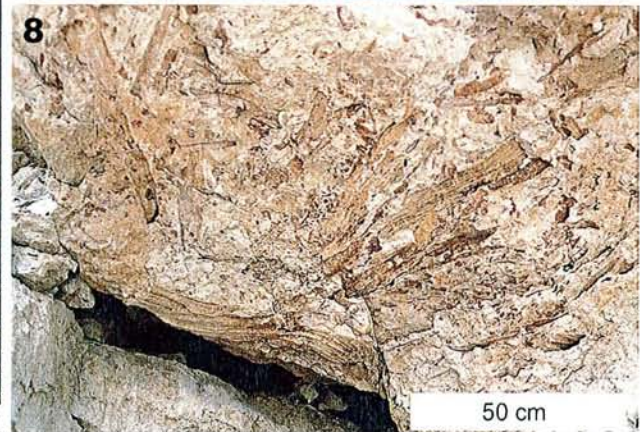
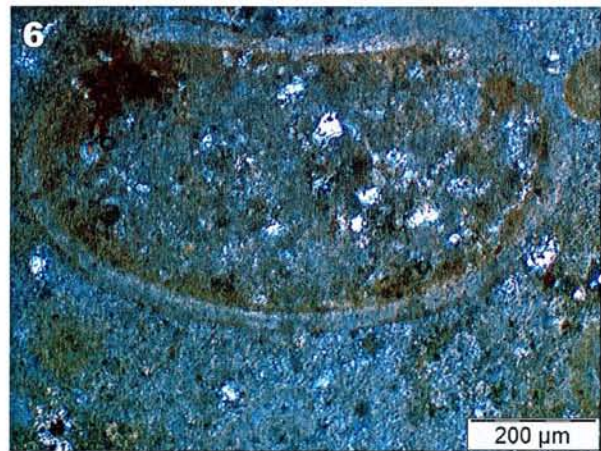
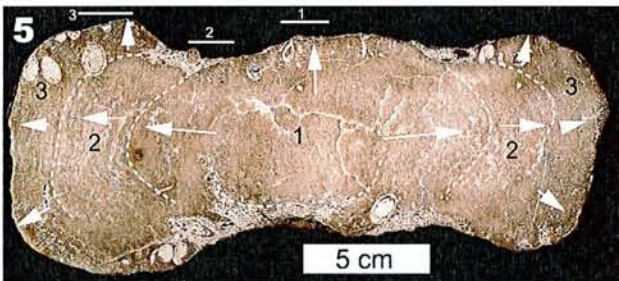
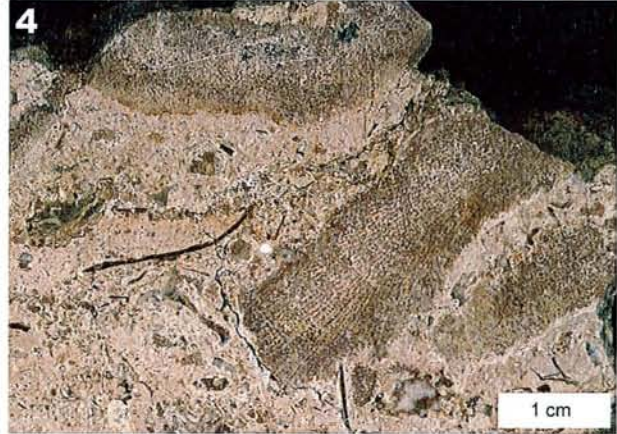
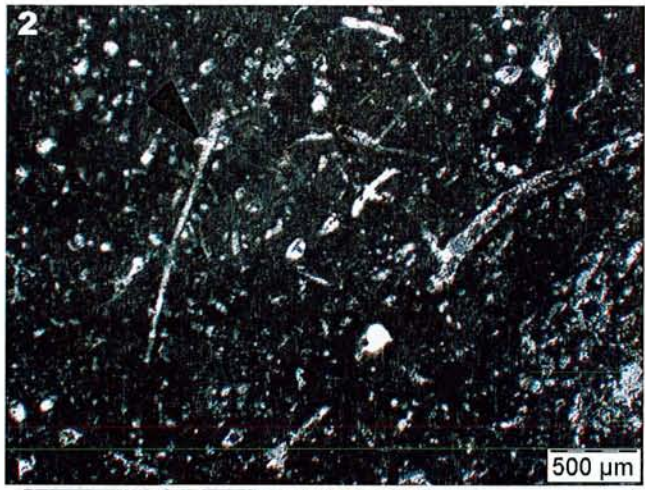


Planche 3

1 : Grainstone à peloïdes caractérisé par la nature fine et bien triée des grains. La présence d'ooïdes et d'intraclastes ainsi que l'absence totale de matrice boueuse indique un environnement agité lessivé en permanence.

Ech. Vau 21, Vaucouleurs, Calcaires de Dainville, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière naturelle)

2 : Pellets (P) d'origine fécale à forme en bâtonnets allongés caractéristique.

Ech. Pag 34, Pagny-sur-Meuse, Calcaires à polypiers de Pagny, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

3 : Pellets d'origine fécale. Noter la présence de lamines internes concentriques (flèches blanches) et de grains de quartz au sein des pellets (flèche jaune).

Ech. Pag 59, Pagny-sur-Meuse, Oolithe de Dugny, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

4 : Pellets fécaux du genre *Coprulus*. Noter les cannelures longitudinales.

Ech. Pag 60, Pagny-sur-Meuse, Calcaires à polypiers de Pagny, Oxfordien supérieur (résidus de lavage)

5 : Sédiment interne peloïdal granoclassé (activité bactérienne ?) au sein d'une bioconstruction corallienne. La flèche indique la diminution de la concentration en peloïdes vers le sommet.

Ech. Lers 8, Lérrouville carrière de la Mésangère, Calcaires construits inférieurs, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière polarisée)

6 : Ooïdes micritiques circulaires d'environnement agité. L'association de plusieurs ooïdes peut servir de nucléus et être de nouveau oolithisée formant des polyooïdes (*sensu* Flügel).

Ech. Jue 8, Juzenecourt, Oolithe de Lamothe, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

7 : Ooïdes laminés à cortex formé de l'alternance de lamines à cristaux à orientation radiaire (lamines claires) et à orientation tangentielle (lamines sombres).

Ech. Gud 9, Gudmont, Calcaires crayeux de Gudmont, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

8 : Ooïdes laminés à phases multiples de croissance (flèches).

Ech. EST L6, forage EST 204, Oolithe de Lamothe, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

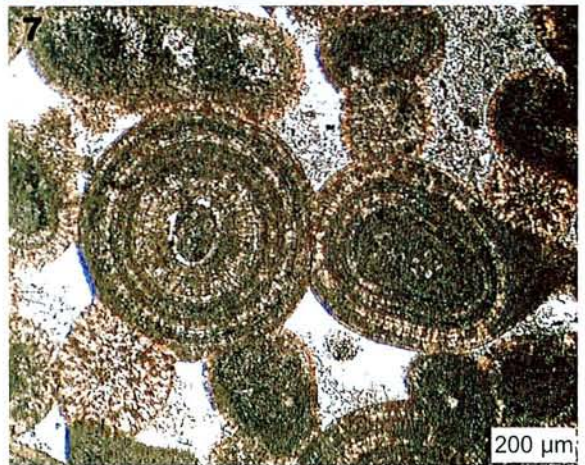
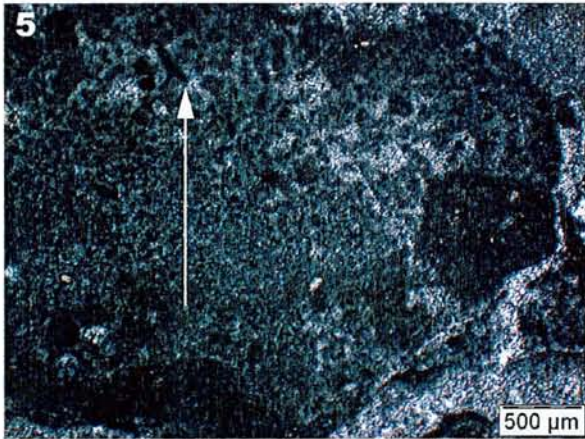
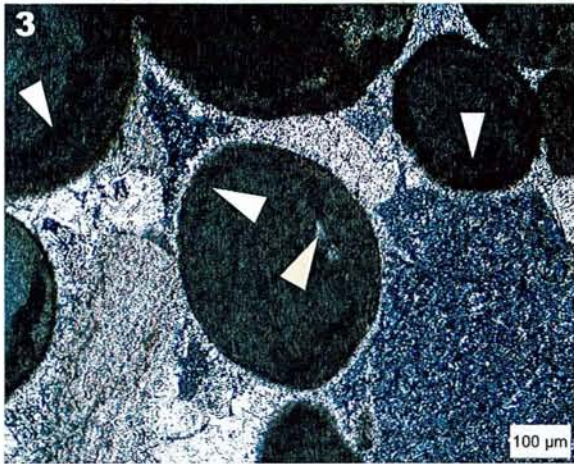
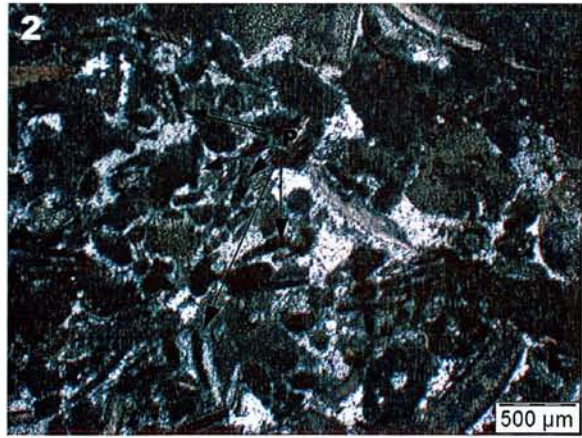
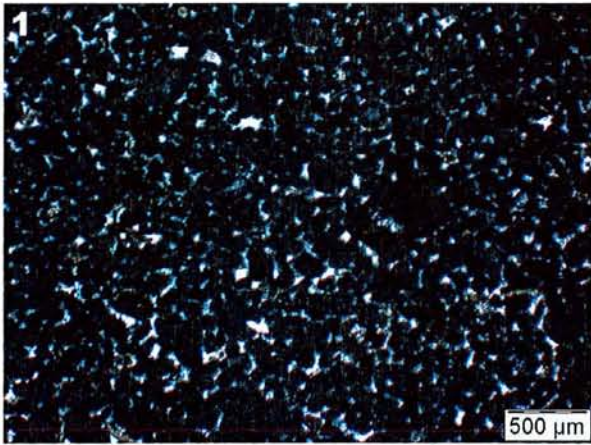


Planche 4

1 : Ooïdes à cortex radiaire. La nature radiaire des lamines corticales et la forme aléatoire du cortex indique un environnement calme très rarement agité. Noter le remplissage poral par un sédiment interne (S) postérieur à la formation d'une frange de calcite fibreuse isopaque précoce (Cf).
Ech. Pag 42, Pagny-sur-Meuse, Oolithe de Saucourt inférieure, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

2 : Ooïdes à cortex radiaire (OR) associés à des ooïdes laminés. L'environnement était relativement protégé et temporairement agité
Ech. Gud 9, Gudmont, Calcaires crayeux de Maxey, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

3 : Ooïdes micritiques dans un wackestone à spicules de spongiaires siliceux (Sp). Les ooïdes micritiques et circulaires provenant d'un environnement agité ont été remaniées et redéposées dans un environnement calme boueux à spongiaires siliceux.
Ech. Bre 9, Brioules-sur-Meuse, Calcaires de Dainville, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière naturelle)

4 : Oncoïde à nubéculaires (Nb). Le cortex est formé par une micrite dense (leiolithe *sensu* Ríding) et des foraminifères encroûtants (nubéculaires). Le contour régulier et elliptique du cortex indique une agitation importante du milieu.
Ech. Pag 51, Pagny-sur-Meuse, Oolithe de Saucourt supérieure, Oxfordien supérieur (loupe binoculaire, lumière naturelle)

5 : Oncoïde à nubéculaires à contour irrégulier. Le cortex suit la forme du nucléus et la micrite corticale est moins dense (thrombolithique) que pour la photo 5. En revanche la croissance du cortex ne semble pas asymétrique. L'agitation du milieu était probablement intermédiaire entre celles proposées pour les deux exemples précédents.
Ech. Seno M, Senonville, Oncolithe de Senonville, Oxfordien moyen (loupe binoculaire, lumière naturelle)

6 : Oncoïde à nubéculaires et à cortex dissymétrique. Plusieurs phases de croissance sont observables et sont séparées par une surface d'arrêt de croissance (flèche). Ces phases multiples de croissance asymétrique impliquent un milieu calme à rares périodes agitées permettant la rotation de l'oncoïde.
Ech. Pag 24, Pagny-sur-Meuse, Calcaires crayeux de Maxey, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière naturelle)

7 : Oncoïde à *Bacinella*. Bioclaste encroûté par une cyanobactérie du genre *Bacinella* (flèche) donnant l'aspect "filamenteux" à l'oncoïde.
Ech. Bei 4, Roches-sur-Rognon, Oolithe de Doulaincourt, Oxfordien moyen (loupe binoculaire, lumière naturelle)

8 : Détail de la photo précédente montrant la structure septale (flèche) de l'encroûtement cyanobactérien.
Ech. Bei 4, Roches-sur-Rognon, Oolithe de Doulaincourt, Oxfordien moyen (loupe binoculaire, lumière naturelle)

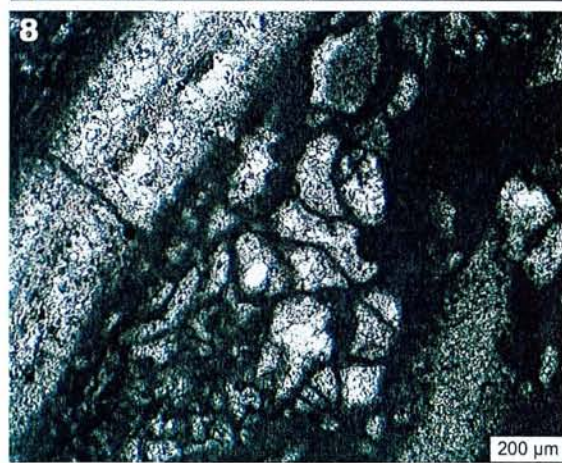
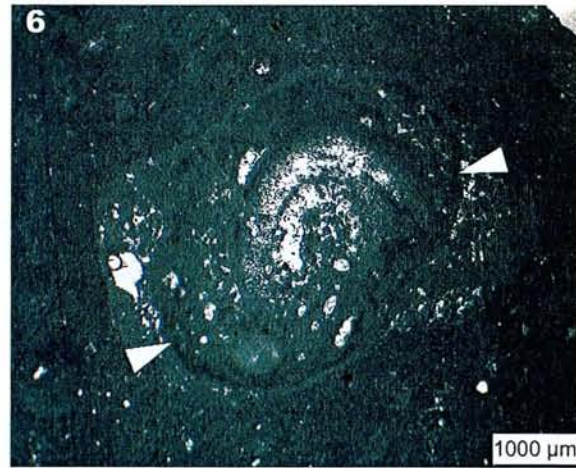
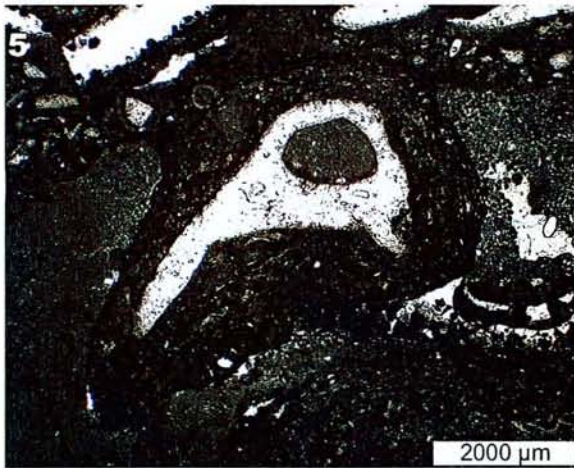
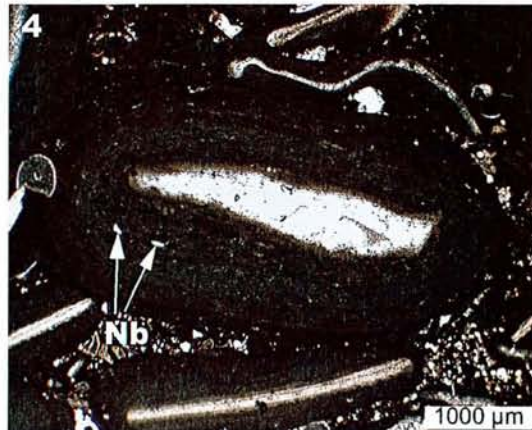
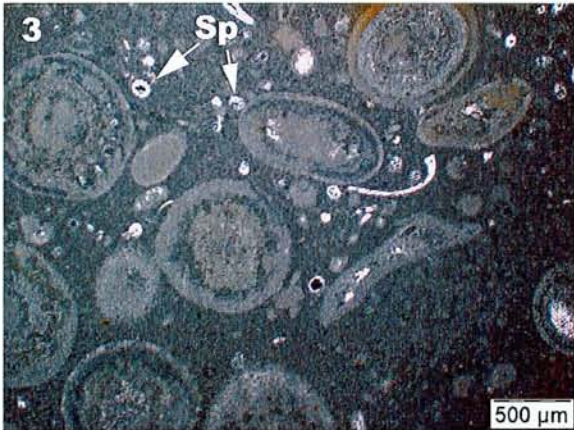
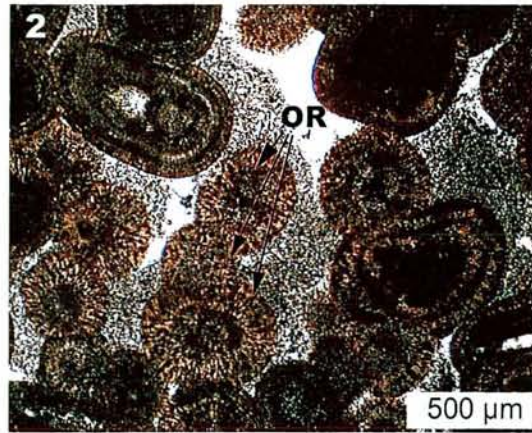
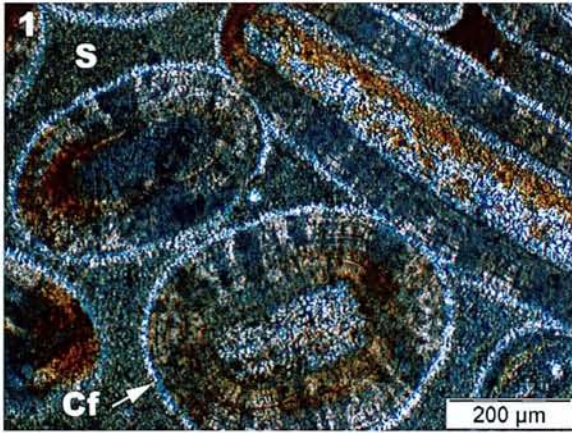


Planche 5

1 : Grainstone à agrégats et oïdes micritiques. Les oncoïdes forment les éléments constitutifs des agrégats. L'absence totale de boue interstitielle et la présence d'oncoïdes micritiques indiquent un environnement agité.

Ech. Gon 7, Gondrecourt-le-Château, Calcaires à astartes, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

2 : Intraclaste oolithique arrondi. Noter les oïdes tronqués en bordure de grain (flèches) ainsi que la forme arrondie de l'intraclaste qui indique une longue période de transport du grain sur le fond avant son immobilisation.

Ech. Pag 2, Pagny-sur-Meuse, Oolithe de Dugny, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

3 : Intraclaste micritique anguleux. Noter les serpules tronquées en bordure de grain (flèche) et la forme anguleuse de l'intraclaste indiquant un courte période de transport du grain avant son immobilisation.

Dans le cas présent cet intraclaste se situe au sein d'une couche de tempête.

Ech. Pag 32, Pagny-sur-Meuse, Calcaires à polyliers de Pagny, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

4 : Coquille de bivalve micritisée observée en lumière naturelle.

Ech. Bra 2, Brabant-sur-Meuse, Calcaires de Dainville, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière naturelle)

5 : Même coquille de bivalve micritisée que sur la photo précédente observée en cathodoluminescence. Les microperforations à l'origine de la micritisation sont visibles sur le pourtour de la coquille.

Ech. Bra 2, Brabant-sur-Meuse, Calcaires de Dainville, Oxfordien moyen (microscope optique, cathodoluminescence)

6 : Ciment précoce fibreux isopaque turbide d'origine phréatique marine.

Ech. Wpt, Le Petit-Cultrut, Oolithe de Doulaincourt, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière naturelle)

7 : Ciment précoce isopaque formé de calcite radiaxiale d'origine phréatique marine.

La porosité intergranulaire a été comblée par une calcite mosaïque d'enfouissement

Ech. Lers 8, Lérrouville Mésangère, Calcarénite d'Haudainville, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière polarisée)

8 : Ciment précoce isopaque formé de calcite radiaxiale d'origine phréatique marine (Cr) observé en cathodoluminescence. Noter la forme évasée des cristaux en direction du pore maintenant comblé par une calcite d'enfouissement (Ce).

Ech. Wpt, Le Petit-Cultrut, Oolithe de Doulaincourt, Oxfordien moyen (microscope optique, cathodoluminescence)

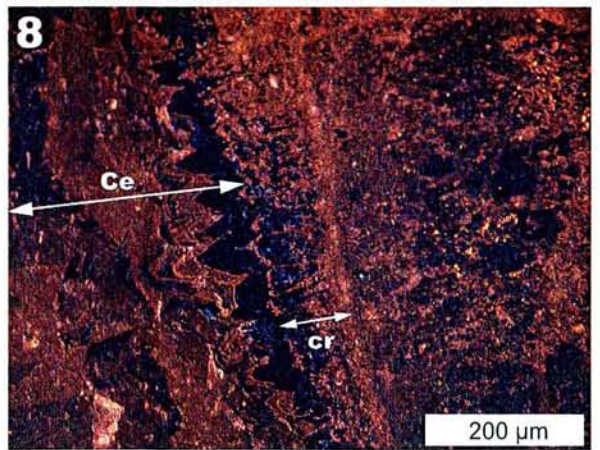
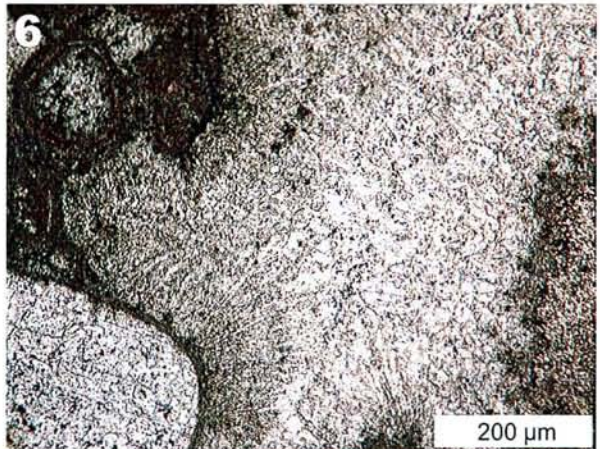
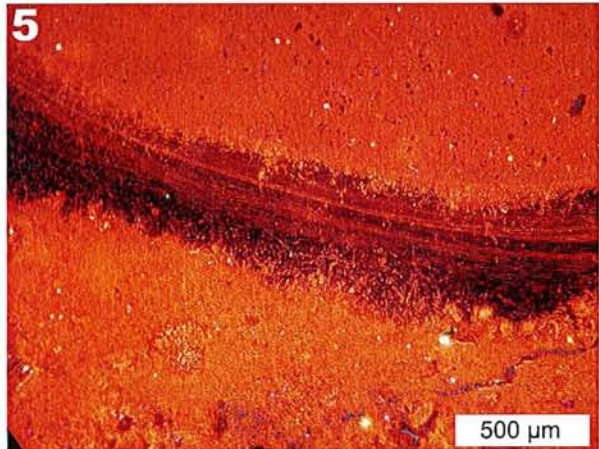
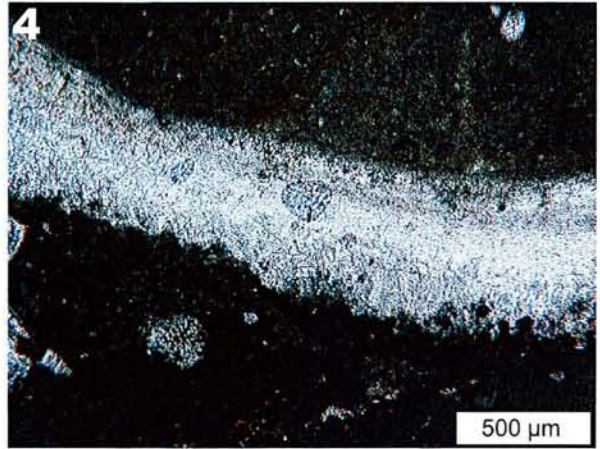
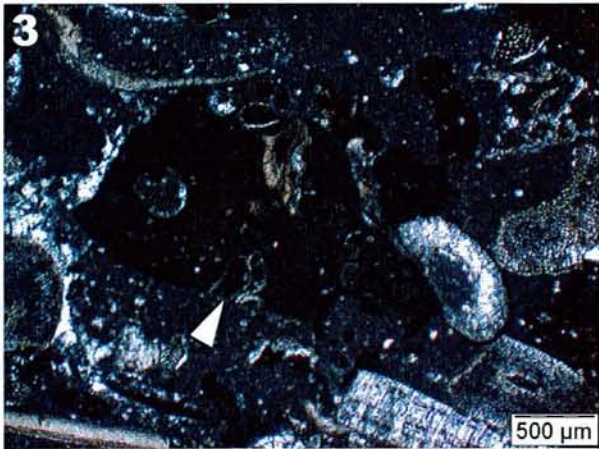
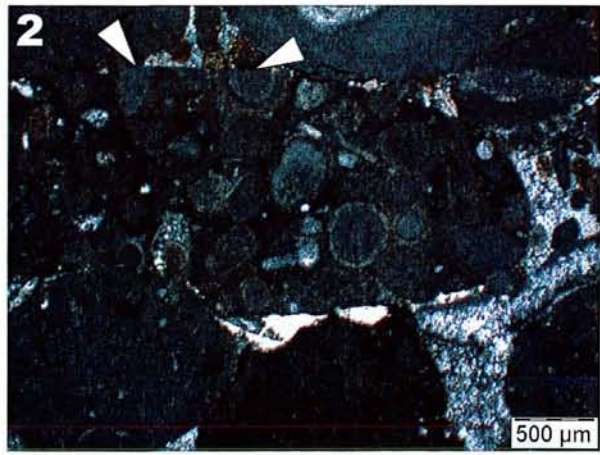
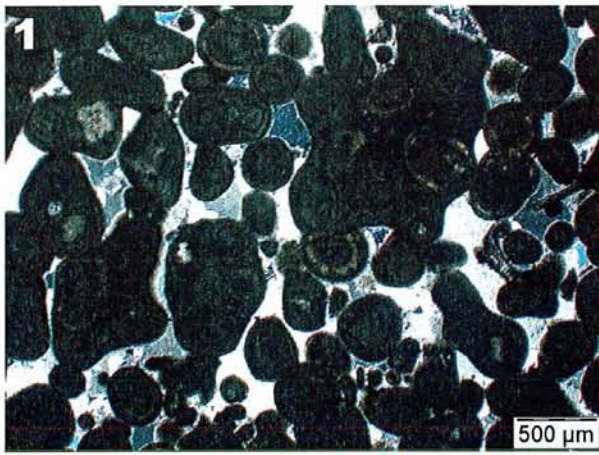


Planche 6

1 : Ciment en ménisque constitué de calcite drusique.

Ech. Jue 9, Juzennecourt, Oolithe de Lamothe, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

2 : Ciment en ménisque constitué de calcite drusique et d'une micrite d'origine bactérienne probable.

Ech. Jue 9, Juzennecourt, Oolithe de Lamothe, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

3 : Grainstone oolithique et péloïdal en apparence dépourvu de ciment précoce

Ech. Max 46, Maxey-sur-Vaise, Oolithe de Dugny, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière naturelle)

4 : Même photo que la précédente observée en cathodoluminescence. Des ciments en ménisques (M) apparaissent entre les grains

Ech. Max 46, Maxey-sur-Vaise, Oolithe de Dugny, Oxfordien supérieur (microscope optique, cathodoluminescence)

5 : Ciments de calcite syntaxiale (CS) ayant poussé dans la continuité du réseau cristallin des entroques (E). Noter l'extinction synchrone des entroques et du ciment auquel elles ont servi "d'amorce"

Ech. Lers 5, Lérrouville Mésangère, Pierre d'Euville-Lérrouville, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière polarisée)

6 : Ciment stalactitique anisopaque de type *beach rock* apparaissant sur la face inférieure des grains carbonatés

Ech. Cot 3, Euville Cotillons, Pierre d'Euville-Lérrouville, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière polarisée)

7 : Ciment micritique (CM) isopaque à disposition centripète.

Ech. Pag 42, Pagny-sur-Meuse, Oolithe de Saucourt inférieure, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

8 : Ciment micritique (CM) isopaque à disposition centripète renfermant des cristaux de calcite probablement issus du démantèlement d'un ciment précoce qui a également fourni les cristaux contenus dans les silts vadose (SV).

Ech. Cot 3, Euville Cotillons, Pierre d'Euville-Lérrouville, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière polarisée)

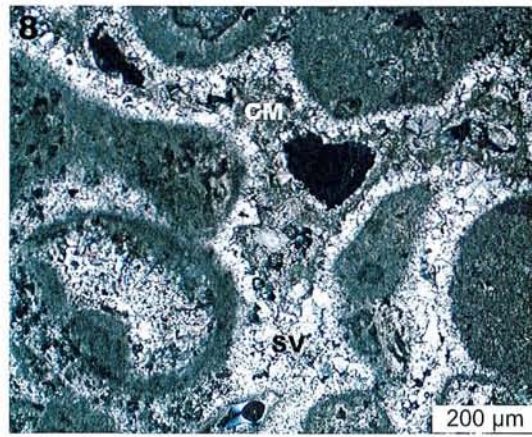
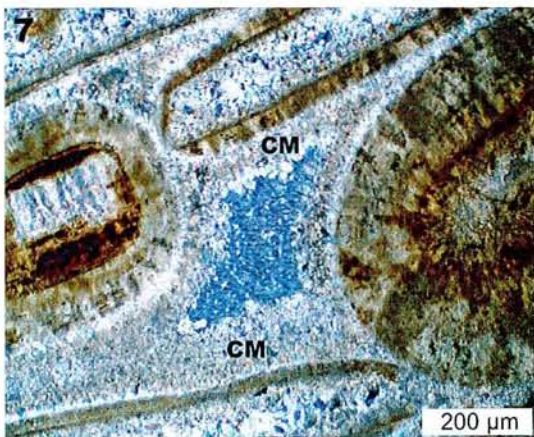
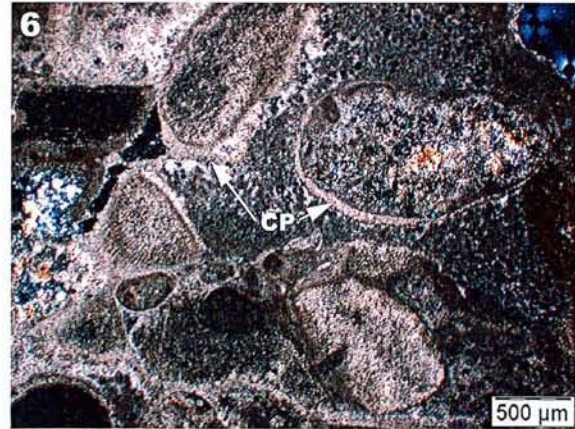
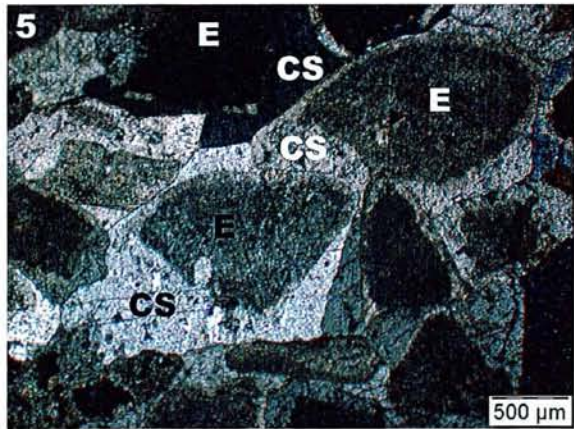
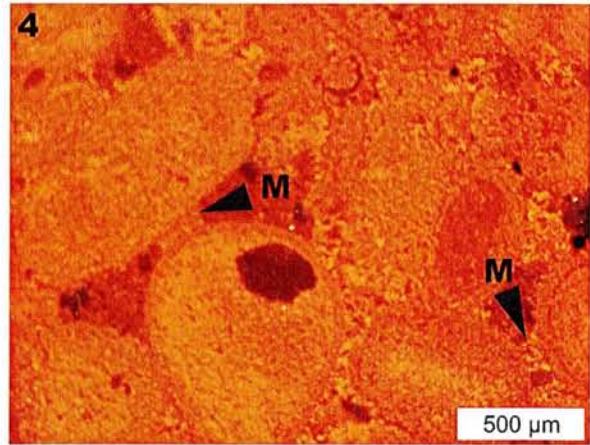
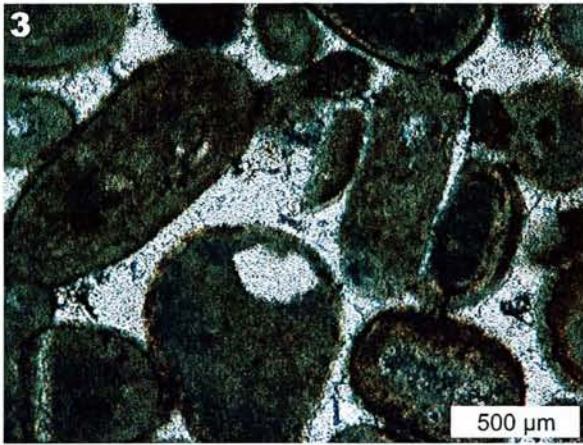
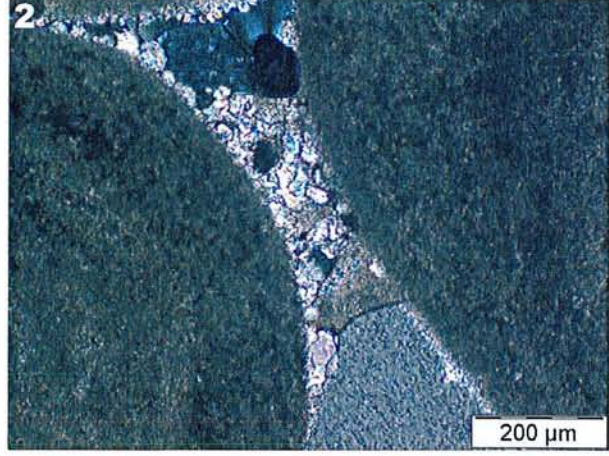
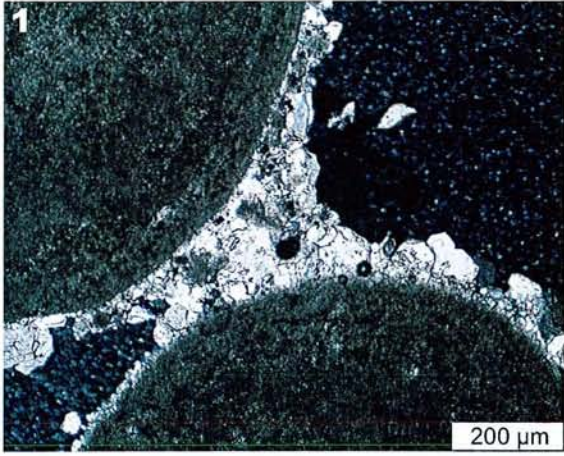


Planche 7

1 : Coquilles calcitiques foliées d'ostreïdès partiellement ou entièrement dissoutes (D).

Ech. Pag 40, Pagny-sur-Meuse, Oolithe de Saucourt inférieure, Oxfordien supérieur (microscope optique, lumière polarisée)

2 : Golfes de dissolution sur le pourtour d'une coquille d'ostreïdé observés en cathodoluminescence

Ech. Pag 40, Pagny-sur-Meuse, Oolithe de Saucourt inférieure, Oxfordien supérieur (microscope optique, cathodoluminescence)

3 : Franges précoces de calcite fibreuse micritisées et partiellement dissoutes (flèches) leur conférant une allure finale anisopaque

Ech. Wpt, Le Petit-Cultrut, Oolithe de Doulaincourt, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière naturelle)

4 : Superposition d'un ciment précoce fibreux (Cf) et d'une calcite d'enfouissement constituée de gros cristaux prismatiques non luminescents (Cp) et de cristaux de calcite mosaïque zonés légèrement luminescents (Cm) remplissant le centre du pore. Noter les petites auréoles de dissolution de couleur orangée (flèches) au sein du ciment précoce de calcite fibreuse.

Ech. Wpt, Le Petit-Cultrut, Oolithe de Doulaincourt, Oxfordien moyen (microscope optique, cathodoluminescence)

5, 6 : Ciment précoce de calcite fibreuse multiphasé. Les différentes phases de croissance sont séparées par une frange sombre à contour irrégulier. Les franges sombres en lumière normale apparaissent plus luminescentes et soulignent des fronts de dissolution (Fd1 et Fd2). De petites vacuoles de dissolution (flèches noires) apparaissent également au sein des ciments précoces. Le centre du pore est comblé par une calcite d'enfouissement (Ce).

Ech. Wpt, Le Petit-Cultrut, Oolithe de Doulaincourt, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière naturelle)

7 : Cristaux de calcite mosaïque zonés en cathodoluminescence remplissant le centre d'un pore

Ech. Stg 80, Saint-Germain, Calcaires de Dainville, Oxfordien moyen (microscope optique, cathodoluminescence)

8 : Phénomène de dissolution tégogénétique observé en cathodoluminescence montrant la dissolution "récente" de cristaux de calcite mosaïque

Ech. Seno 2, Senonville carrière en activité, Oncoillithe de Senonville, Oxfordien moyen (microscope optique, cathodoluminescence)

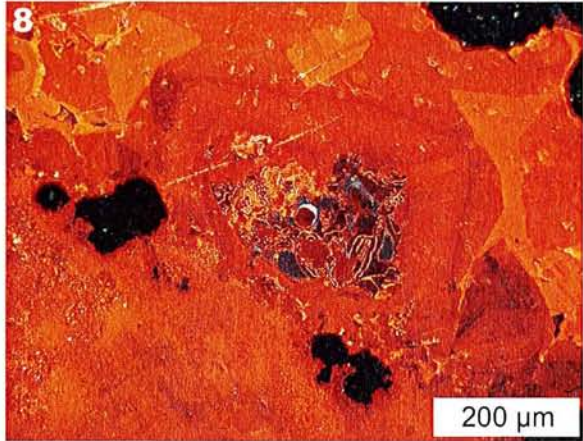
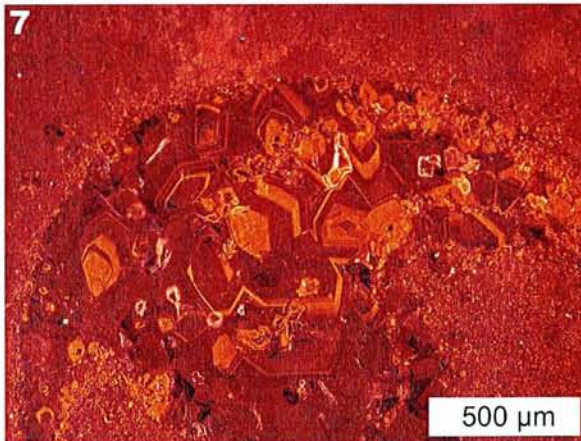
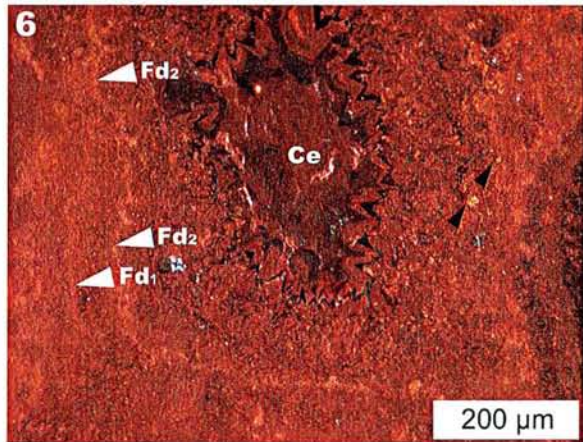
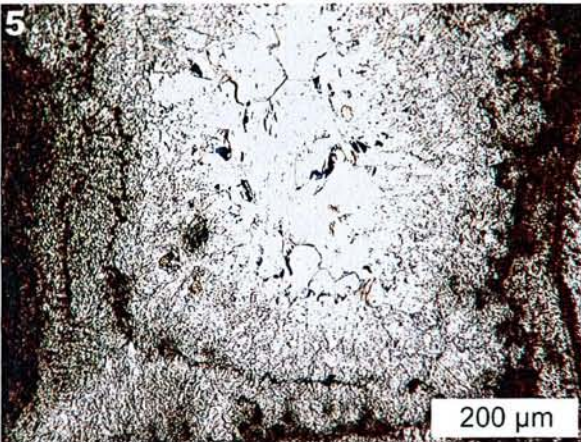
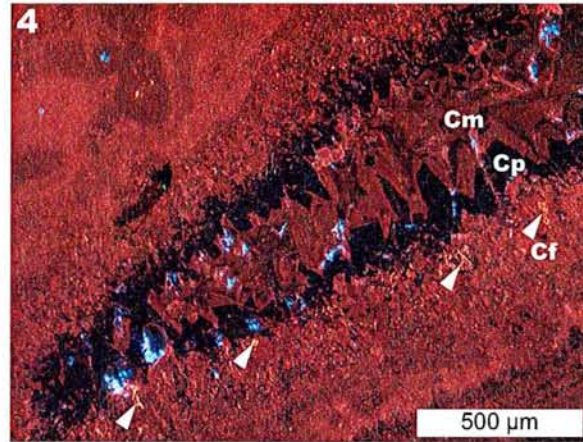
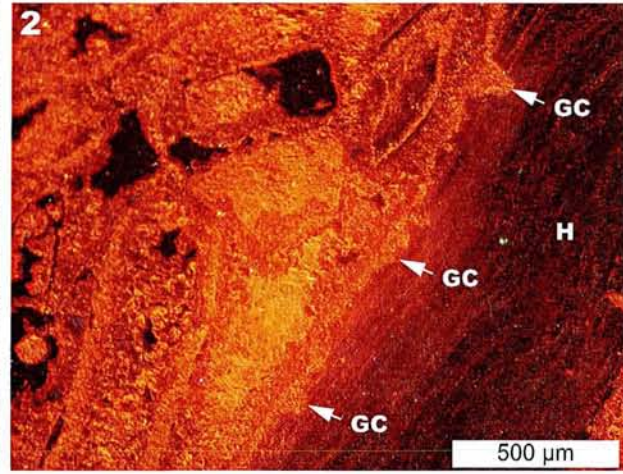
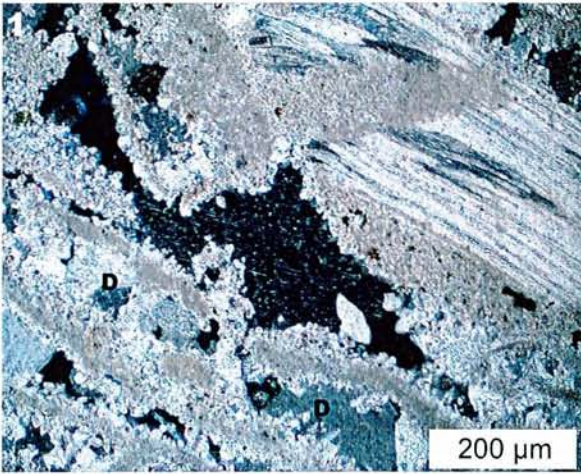


Planche 8

1 : Dome stromatolithique (flèches) d'extension verticale réduite.
Dugny-sur-Meuse, Calcaires de Dainville, Oxfordien moyen.

2 : Tapis algaires à empilement plan donnant un aspect laminé à la roche (laminite) .
Dugny-sur-Meuse, Calcaires crayeux de Maxey, Oxfordien moyen.

3 : Structure mésoscopique thrombolithique formant un bourellet croissant vers le bas. Plusieurs phases de croissance sont observables (pointillés).
Ech. Max Th, Maxey-sur-Vaise, Calcaires crayeux de Maxey, Oxfordien moyen (loupe binoculaire, lumière polarisée).

4 : Terriers du genre *Thalassinoïdes* en semelle de banc
Saint-Germain, Oolithe de Dugny, Oxfordien supérieur.

5 : Vide racinaire remplis par une calcite limpide. Noter que la structure racinaire recoupe le cortex des oncoïdes
Ech. Seno M, Senonville, Oncolithe de Senonville, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière polarisée)

6 : Silts vadoses (SV) remplissant de façon géotrope des vacuoles de type *bird-eyes* (BE).
Ech. Pag 10, Pagny-sur-Meuse, Calcaires crayeux de Maxey, Oxfordien moyen (microscope optique, lumière polarisée)

7 : Vue en section de tapis algaires (Ta) parcourus par des fentes de dessiccation (Fd) remplies par un matériel oolithique provenant des dépôts sus-jacents.
Ech. Pag 28, Pagny-sur-Meuse, Calcaires crayeux de Maxey, Oxfordien moyen (section polie colorée au bleu de méthylène)

8 : Toit de banc parcouru par des fentes de dessiccation polygonales
Ech. Dug dessic, Dugny-sur-Meuse, Calcaires crayeux de Maxey, Oxfordien moyen

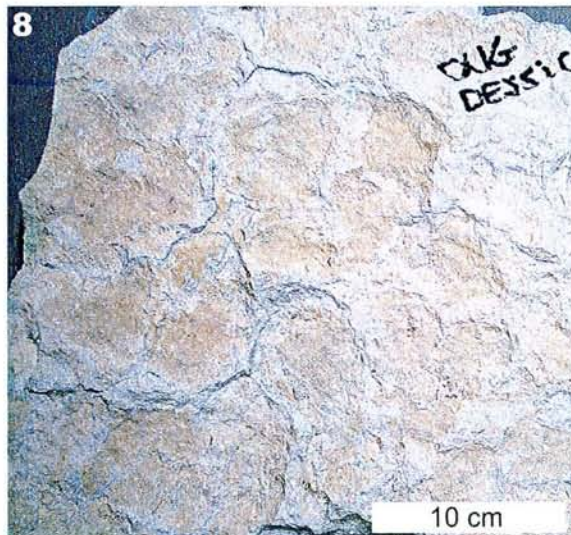
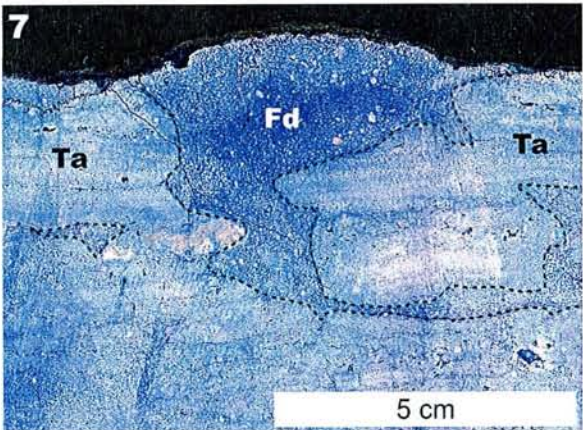
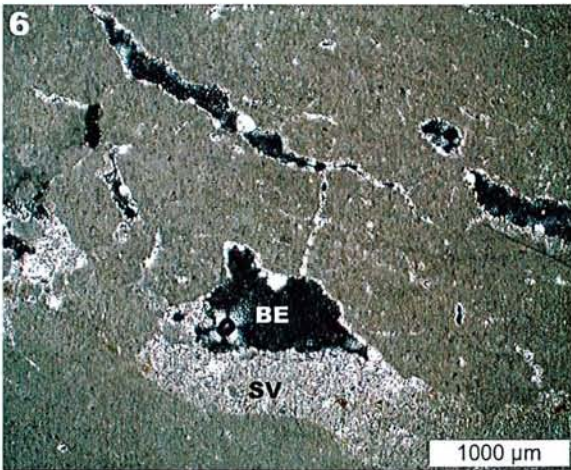
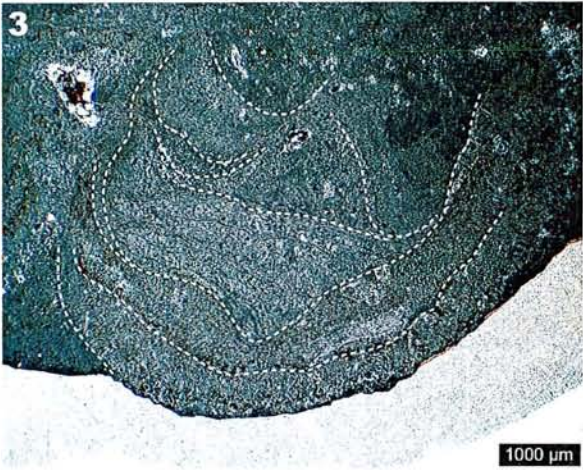


Planche 9

1 : Stratifications entrecroisées de mégarides tidales. Le sens du courant dominant (flèche) est indiqué par le sens de progradation le plus exprimé.
Bordure de la N67 à proximité de Gudmont, Oolithe de Lamothe, Oxfordien supérieur.

2 : Drapage d'étales représenté par un calcaire mudstone (flèche) au sein des faciès oolithiques de shoal.
Bordure de la N67 à proximité de Gudmont, Oolithe de Lamothe, Oxfordien supérieur.

3 : Stratifications entrecroisées angulaires de mégarides tidales.
Dugny-sur-Meuse, Calcaires de Dainville, Oxfordien moyen.

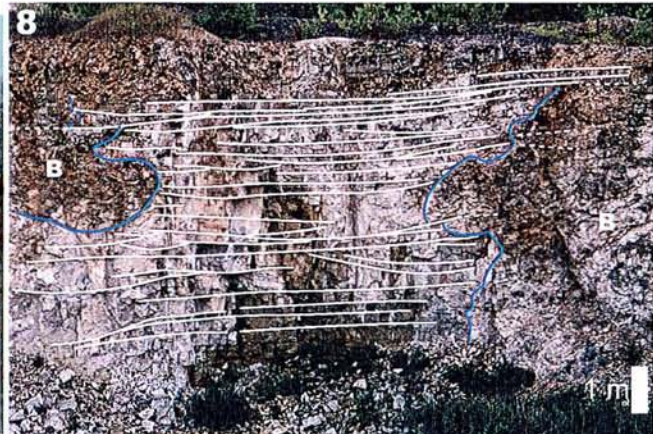
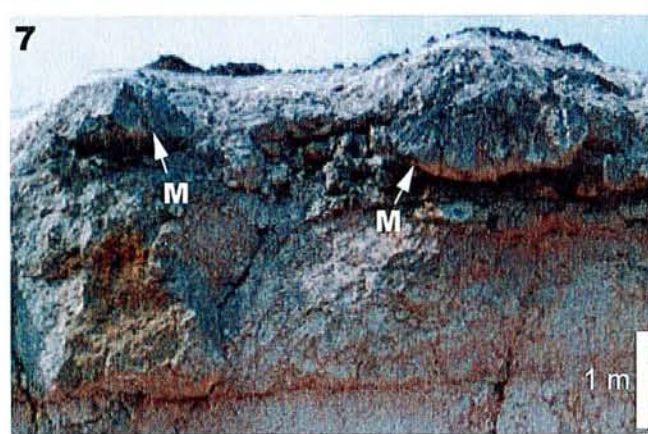
4 : Lamines horizontales ou à angle faible de plage au sein d'un grainstone oolithique
Dompcevrin, Oolithe de Saint-Mihiel, Oxfordien moyen.

5 : Rides symétriques de houle de beau temps
Pagny-sur-Meuse, Oolithe de Saucourt inférieure, Oxfordien supérieur.

6 : Stratifications obliques angulaires au sein d'un lobe de spillover
Doulaincourt, Oolithe de Doulaincourt, Oxfordien moyen.

7 : Mégaclastes coralliens (M) remaniés depuis l'avant-plage et déposés au sein de dépôts de cyclones sur la plage
Dompcevrin, Oolithe de Saint-Mihiel, Oxfordien moyen.

8 : Sédiment interbiohermal parcouru par des sillons de tempête peu profonds et d'extension latérale plurimétrique.
Dugny-sur-Meuse, Calcaires de Creuë, Oxfordien moyen.



Annexe 1 - Tableau du contenu faunique

		Cartes											
		Doulaucourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont	
Oxfordien													
Argilles de la Woëvre	Serpulides:												
	<i>Serpula vertebralis</i>		#										
	Lamellibranches:												
	Trigonies		#										
	<i>Gryphaea dilatata</i>		#										
	<i>Nucula oppeli</i>		#									#	
	<i>Arca</i> (sens large)		#										
	<i>Liogryphaea dilatata</i>	#										#	
	<i>Exogyra nana</i>											#	
	<i>Aequipecten inaequi-</i> <i>costatus</i>	#											
	<i>Ae. Fibrosus</i>	#											
	Brachiopodes:												
	<i>Terebratula rollieri</i>												#
	<i>T. dorsoplicata</i>												#
	Cephalopodes:												
	<i>Peltoceras athleta</i>				#								
	<i>Kamptokephalites</i> sp.		#										
	<i>Macrocephalites</i> sp.		#										
	<i>Macrocephalites</i> cf. <i>macrocephalus</i> (Schlo- theim) macroconque		#										
	<i>macrocephalus</i>												
	<i>K. herveyi</i> (Sowerby) macroconque <i>pilleti</i>		#										
	<i>Macrocephalites</i> <i>macrocephalus</i> (Schlo- theim) microconque		#										
	<i>doilus</i>												
<i>Rhemannia</i> sp.		#											

	Doulaincourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont
Argiles de la Woëvre	<i>Indosphinctes (Elatmites) cf. graciosus (Siemiradzi)</i>		#								
	<i>Macrocephalites compressus</i> (Quenstedt) forme macroconque <i>compressus</i> et forme microconque <i>gracilis</i>		#								
	<i>Proplanulites cf. teysseiri</i> (Torngquist)		#								
	<i>Reineckeia (Reineckeia) sp.</i>		#								
	<i>Quenstedtoceras mariae</i>		#								
	Hecticoceratidés		#								#
	Perisphinctidés		#								#
	Opellidés		#								
	<i>Hastites</i>		#								
	<i>Nautilus granulosus</i>										#
	<i>Hecticoceras chatillonense</i>										#
	<i>H. bonarellii</i>										#
	<i>H. rauracum</i>										#
	<i>Taramelliceras episcopale</i>										#
	<i>T. richei</i>										#
	<i>Creniceras renggeri</i>										#
	<i>Perisphinctes bernensis</i>										#
	<i>Peltoceras eugenii</i>										#
	<i>Euaspidoceras babeanum</i>										#
	<i>Hibolites hastatus</i>	#									#

	Doulaincourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont
Terrain à Chailles	<i>H. pressulus</i>	#									#
	Lamellibranches:										
	<i>Pholadomya exaltata</i>		#	#							
	<i>Aequipecten fibrosus</i>		#								#
	<i>Liogryphaea dilatata</i>				#				#		#
	<i>Gryphaea dilatata</i>		#								
	<i>G. bullata</i> (selon H. Douvillé) ou <i>G. colossea</i> (selon P.-L. Maubeuge).		#								
	Brachiopodes:										
	Brachiopodes indifférenciés			#							
	<i>Terebratula galiennesi</i>	#	#								
	<i>Zeilleria bucculenta</i>	#									
	<i>Rhynchonella pinguis</i>										#
	<i>Rhynchonella inconstans</i>		#								
	Cephalopodes:										
	<i>Cardioceras cordatum</i>		#	#	#		#				
	<i>Arisphinctes plicatilis</i>			#			#				
	Peltoceratidés			#							
	<i>Hibolites pressulus</i>										#
	<i>Properisphinctes cf. mairei</i>		#								
	<i>P. bernensis</i>		#								
	<i>Goliathiceras</i>		#								
	<i>Cardioceras costicordatum</i>		#								
	<i>Peltoceras arduennense</i>		#								
	<i>Euaspidoceras loricatum</i>		#								

		Doulaucourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont
Terrain à Chailles	Echinodermes											
	<i>Mellericrinus horridus</i>		#									
	<i>M. echinatus</i>		#									
	<i>Dysaster bicordatus</i>		#									
	<i>Echinobrissus micraulus</i>		#									
	<i>Mellericrinus</i>			#								
	Dolte à Plicatilis	Lamellibranches										
<i>Myoconcha rathieri</i>						#						
<i>Spondylopecten subspinosus</i>						#						
<i>Plicatula weymouthiana</i>						#						
<i>Ctenostreon proboscideum</i>						#						
<i>Pholadomya protei</i>						#						
<i>Gryphaea dilatata</i>						#						
<i>Alectryonia gregarea</i>						#						
Brachiopodes												
<i>Dictyothyris kurri</i>						#						
<i>Terebratula stutzi</i>						#						
<i>T. farcinata</i>						#						
Gasteropodes												
<i>Pleurotomaria cincta</i>						#						
Cephalopodes												
<i>Peltoceratoides constantii</i>						#						
<i>Cardioceras cawtonense</i>						#						
<i>Scoticardioceras excavatum</i>						#						
<i>S. delicatulum</i>						#						
<i>Euaspidoceras douvillei</i>						#						

		Doulaincourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont
Colite à Plicatilis	<i>Euaspidoceras depereti</i>					#						
	<i>Oppelia bruckneri</i>					#						
	<i>Taramelliceras minax</i>					#						
	<i>Arisphinctes aff. cotovui</i>					#						
	<i>A. aff. Plicatilis</i>					#						
	<i>Binatisphinctes aff. mosquensis</i>					#						
	<i>Mirosphinctes mirus</i>					#						
	<i>Kranaosphinctes sp.</i>					#						
	<i>Campylites delemontanus</i>					#						
	<i>Paracenoceras sp.</i>					#						
	<i>Pseudaganides aganiticus</i>					#						
	<i>Belemnites hastatus</i>					#						
	Ouest de la vallée de la Seine											
	Cephalopodes											
	<i>Tornquistes cf. tornquisti</i>					#						
	<i>Dichotomoceras sp.</i>					#						
	<i>Dichotomosphinctes wartae</i>					#						
	<i>Larcheria schilli</i>					#						
	<i>Ochetoceras canaliculatum</i>					#						
	<i>Trimarginites arolicus</i>					#						
	<i>Kranaosphinctes sp.</i>					#						
	Est de la vallée de la Seine											
Cephalopodes												
<i>Scarburgiceras sp.</i>					#							

		Doulaucourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont
Dolite à Plicatills	<i>Cardioceras aff. cordatum</i>					#						
	<i>Peltoceras sp.</i>					#						
	<i>Euaspidoceras cf. douvillei</i>					#						
	Brachiopodes :											
	<i>Rhynchonella spathica</i>					#						
Zone inférieure à polypters	Polypiers :											
	Polypiers indifférenciés		#		#							#
	Lamellibranches :											
	Lamellibranches indifférenciés		#									
	<i>Nucula electra</i>											#
	<i>Trigonia chatillonensis</i>											#
	<i>T. papillata</i>											#
	<i>Pleuromya varians</i>	#										#
	<i>Pholadomya lineata</i>	#										#
	<i>Ph. paucicosta</i>	#										#
	<i>Ph. canaliculata</i>	#										#
	<i>Pinna lanceolata</i>											#
	<i>Gervilleia linearis</i>	#										#
	<i>Chlamys northeimensis</i>	#										
	<i>Chlamys subarticulata</i>	#										
	<i>Gervilleia roederi</i>	#										
	<i>Aequipecten fibrosus</i>	#										
	<i>Lima (Plagiostoma) laeviuscula</i>	#										
	<i>Lima halleyana</i>	#										
	<i>Pholadomya hemicardia</i>	#										
	<i>Ph. pelagica</i>	#										
	<i>Liogryphaea dilatata</i>	#										
<i>Thracia incerta</i>	#											

		Doulaincourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont	
Zone inférieure à polyptiers	<i>Mioconcha lata</i>	#											
	<i>Avicula gessneri</i>	#											
	Brachiopodes												
	Brachiopodes indifférenciés		#										
	<i>Terebratula rollieri</i>	#										#	
	<i>T. dorsoplicata</i>											#	
	<i>T. andelotensis</i>											#	
	<i>T. insignis</i>											#	
	<i>T. cotteau</i>											#	
	<i>T. bauhini</i>											#	
	<i>Zeilleria delmontana</i>	#										#	
	<i>Acanthothyris</i> <i>spinulosa</i>											#	
	<i>Hemithyris senticosa</i>											#	
	Cephalopodes												
	<i>Perisphinctes plicatilis</i>	#											#
	<i>P. variocostatus</i>	#											#
	<i>Aspidoceras oegir</i>	#											#
	<i>Asp. Meriani</i>												#
	<i>Ochetoceras</i> <i>canaliculatum</i>					#							
	Echinodermes												
Entroques					#								
<i>Glypticus</i> <i>hieroglyphicus</i>		#											
<i>Cidaris florigemma</i>		#											
<i>Hemicidaris crenularis</i>		#										#	
<i>Disaster granulosus</i>												#	
Calcaires coralliens indifférenciés	Polyptiers												
	Polyptiers indifférenciés			#			#			#			
	Lamellibranches												
<i>Chlamys</i>			#										

	Doulaincourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubecourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont
Calcaires coralliens indifférenciés	<i>Diceras</i>		#						#		
	Huîtres		#								
	Brachiopodes										
	Brachiopodes indifférenciés		#								
	Gasteropodes										
	Nérinées		#						#		
	Cephalopodes										
	<i>Gregoryceras</i>		#								
	<i>Gregoryceras transversarium</i>						#				
	<i>Arisphinctes plicatilis</i>			#			#				
	<i>Ochetoceras canaliculatum</i>						#				
	Echinodermes										
	<i>Echinodermes indifférenciés</i>			#							
	<i>Cidaris florigemma</i>			#			#				
	<i>Glypticus hieroglyphicus</i>						#				
	Entroques									#	
	Marnes à spongiaires	Lamellibranches									
<i>Ctenostreon proboscideum</i>						#					
<i>Gryphaea dilatata</i>						#					
<i>Pholadomya</i> sp.						#					
Brachiopodes											
<i>Terebratula rollieri</i>						#					
<i>Terebratula bissufarcinata</i>						#					
<i>Dichtyothis kurri</i>						#					
Cephalopodes											
<i>Ochetoceras canaliculatum</i>						#					

		Doulaincourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont
Marnes à spongiaires	<i>Dichotomosphinctes wartae</i>					#						
	<i>Larcheria schilli</i>					#						
	<i>Liosphinctes sp.</i>					#						
	<i>Sowerbyceras tortisulcatum</i>					#						
Calcaire oncolithique intermédiaire	Lamellibranches											
	Lamellibranches indifférenciés		#									
	Gasteropodes											
	Gasteropodes indifférenciés		#									
	Echinodermes											
	Echinodermes indifférenciés		#									
Zone supérieure à polyptères	Spongiaires											
	Spongiaires indifférenciés										#	
	Polypiers											
	Polypiers indifférenciés	#	#		#						#	#
	Lamellibranches											
	<i>Pterocardium corallinum</i>	#										#
	<i>Ostrea multiformis</i>											#
	<i>Exogyra nana</i>											#
	<i>Diceras (sens large)</i>				#							#
	<i>Diceras eximium</i>	#										
	<i>D. moreaui</i>	#										
	<i>D. arietinum</i>	#										
	<i>D. kobyi</i>	#										
	<i>Chlamys subarticulata</i>	#										
<i>Entolium demissum</i>	#											

	Doulaincourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont	
Zone supérieure à polypiers	<i>Ostrea moreau</i>	#										
	<i>Pinna lanceolata</i>	#										
	<i>Lopha pulligera</i>	#										
	<i>Lima (Ctenostreon) proboscidea</i>	#										
	<i>L. halleyana</i>	#										
	<i>Trichites saussurei</i>	#										
	<i>Mioconcha lata</i>	#										
	Gasteropodes											
	<i>Nérinées (sens large)</i>				#							#
	<i>Nérinea desvoidyi</i>	#										
	<i>N. mosae</i>	#										
	<i>N. speciosa</i>	#										
	Cephalopodes											
	Rares ammonites				#							
	Echinodermes											
	<i>Paracidaris florigemma</i>										#	
	Marnes de Boux	Foraminifères										
<i>Ammobaculites sp.</i>						#						
<i>Lenticulina sp.</i>						#						
Lituolidés						#						
Lamellibranches												
<i>Protocardia banneinna</i>						#						
<i>Gervillia sp.</i>						#						
<i>Pholadomya hemicardia</i>						#						
Echinodermes												
Débris d'enchrines indifférenciés						#						
Cephalopodes												
<i>Ochetoceras canaliculatum</i>					#							
<i>Orthosphinctes sp.</i>					#							

		Doulaincourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont
Calcaires à Astartes inférieurs	<i>Rhynchonella pinguis</i>	#										
	<i>Rh. pectunculoïdes</i>	#										
	<i>Rh. malronensis</i>	#										
	Gasteropodes											
	<i>Nerinea desvoidyi</i>	#										
	<i>N. roemeri</i>	#										
	<i>Natica millepora</i>	#										
	<i>Bourquetia striata</i>											
Echinodermes												
<i>Apiocrinus roissyi</i>	#											
Calcaires hydrauliques intermédiaires	Serpules indifférenciés					#						
	Foraminifères											
	<i>Epistomina</i>					#						
	<i>Lenticulina</i>					#						
	<i>Guttulina</i>					#						
	<i>Ammobaculites</i>					#						
	Lituolidés					#						
	Lamellibranches											
	<i>Aequipecten sp.</i>					#						
	<i>Trigones (s.l.)</i>					#						
	<i>Gryphaea dilatata</i>					#						
	<i>Nanogyra nana</i>					#						
	<i>Myoconcha rathieriana</i>					#						
	<i>Gervillela aviculoides</i>					#						
	<i>Goniomya sulcata</i>					#						
	<i>Pleuromya uniformis</i>					#						
	<i>Pholadomya protei</i>					#						
	<i>Ph. hemicardia</i>					#						
	Céphalopodes											
	<i>Nautilus giganteus</i>						#					
<i>Taramelliceras</i> (<i>Proscaphites</i>) <i>anar</i>						#						
<i>Taramelliceras cf.</i> <i>pichleri</i>						#						

		Doulaincourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont
Calcaires hydrauliques intermédiaires	<i>Ochetoceras sp.</i>					#						
	<i>Epipeltoceras semimammatum</i>					#						
	<i>Decipia</i> (sens large)					#						
	Serpulidés											
Calcaires subrécifales de Villélieu-Moësmes-Noiron	<i>Serpula (Cycloserpula) socialis</i>					#						
	Bryozoaires											
	Bryozoaires indifférenciés					#						
	Polypiers											
	Polypiers indifférenciés					#						
	Lamellibranches											
	<i>Chlamys (Radulopecten) inaequistriatus</i>					#						
	<i>Lima (Ctenoides) sp.</i>					#						
	<i>Trichites saussurei</i>					#						
	<i>Nanogyra nana</i>					#						
	Brachiopodes											
	<i>Terebratula alata</i>					#						
	Gasteropodes											
	Gasteropodes indifférenciés					#						
	Céphalopodes											
	<i>Orthospnicles sp.</i>					#						
	<i>Decipia</i>											
Calcaires argileux et Marnes hydrauliques de Mussy	Thallophytes											
	<i>Goniolina geometrica</i>					#						
	Foraminifères											
	Lituolidés					#						
	Textularidés					#						
Lamellibranches												
<i>Trigonia sp.</i>					#							

	Doulaincourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont
Calcaires argileux et Marnes hydrauliques de Mussy	<i>Pholadomya protei</i>				#						
	<i>Ph. Hemicardia</i>				#						
	<i>Pleuromya uniformis</i>				#						
	<i>Ceratomya</i> (alias <i>Ceromya</i>) <i>excentrica</i>				#						
	<i>Plectomya</i> (alias <i>Mactromya</i>) <i>subrugosa</i>				#						
	<i>Protocardia sp.</i>				#						
	<i>Gervillela aviculoides</i>				#						
	<i>Pteroperma gr.</i> <i>modiolaris</i> (alias <i>Avicula gesneri</i>)				#						
	<i>Stegoconcha</i> (alias <i>Pinna</i>) <i>granulata</i>				#						
	<i>Inoperna plicata</i>				#						
	<i>Modiolus imbricatus</i>				#						
	Brachropodes										
	<i>Terebratula cf. engeli</i>					#					
	Rhynchonelles					#					
	Zeilleridés					#					
	Céphalopodes										
	<i>Belemnites cf. royeri</i>					#					
	<i>Decipia latecosta</i>					#					
	<i>Decipia sp.</i>					#					
	<i>Orthosphinctes aff.</i> <i>tiziani</i>					#					
Serpulidés											
<i>Serpula (Cycloserpula)</i> <i>socialis</i>					#						
Bryozoaires											
Bryozoaires indifférenciés					#						
Calcarénites du Vannage et de Cunflin											

	Doulaincourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont
Calcarénites du Vannage et de Cunflin	Polypiers										
	Polypiers indifférenciés				#						
	Foraminifères										
	Textularidés				#						
	Lituolidés				#						
	<i>Epistomina</i> sp.				#						
	Lamellibranches										
	<i>Arcomytilus</i> <i>subpectinatus</i>				#						
	<i>Inoperna plicata</i>				#						
	Trigonies				#						
	<i>Nanogyra nana</i>				#						
	<i>Catinula sorliensis</i>				#						
	<i>Pteroperna</i> gr. <i>modiolaris</i> (alias <i>Avicula gesneri</i>)				#						
	<i>Lima</i> (<i>Plagiostoma</i>) cf. <i>mutabilis</i>				#						
	<i>Trichites saussurei</i>				#						
	<i>Ceratomyopsis striata</i>				#						
	<i>Pleuromya</i> sp.				#						
	<i>Pholadomya protei</i>				#						
	<i>Ph. hemicardia</i>				#						
	Brachiopodes										
	<i>Zeilleria</i> cf. <i>douvillei</i>				#						
	<i>Septaliphonia</i> <i>arduennensis</i>				#						
	<i>Rhynchonella ordinaria</i>				#						
	<i>Terebratula subsella</i> auct. (non Leymerie)				#						
	Echinodermes										
	<i>Apiocrinus</i> sp.				#						
	<i>Cidaris</i> sp.				#						

	Doulaucourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont
Calcaires de la Bellerée	Thallophytes										
	<i>Cayeuxia</i> sp.				#						
	Serpulidés										
	<i>Serpula (Cycloserpula)</i> <i>socialis</i>				#						
	Bryozoaires										
	Bryozoaires indifférenciés					#					
	Polypiers										
	Polypiers indifférenciés					#					
	Foraminifères										
	Textularidés					#					
	<i>Alveosepta jaccardi</i>					#					
	<i>Ophthalmidium</i> sp.					#					
	<i>Nautiloculina oolithica</i>					#					
	<i>Conicospirillina</i> cf. <i>basiliensis</i>					#					
	Lamellibranches										
	<i>Modiolus imbricatus</i>					#					
	<i>Trigonia</i> gr. <i>reticulata</i>					#					
	<i>Lopha solitaria</i> (= <i>gregarea</i>)					#					
	<i>Nanogyra nana</i>					#					
	<i>Pteroperna</i> gr. <i>modiolaris</i> (alias <i>Avicula gesneri</i>)					#					
	<i>Gervillela aviculoides</i>					#					
	Grands Pinnidés					#					
	<i>Trichites saussurei</i>					#					
	<i>Quenstedtia</i> cf. <i>laevigata</i>					#					
	<i>Cucullea</i> sp.					#					
	<i>Lithophaga</i> sp.					#					
	<i>Pholadomya protei</i>					#					

		Doulaincourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont
Calcaires de la Bellerée	<i>Ph. equalis</i>					#						
	Brachiopodes:											
	<i>Septaliphoria arduennensis</i>					#						
	Echinodermes:											
	<i>Pentacrinus sp.</i>					#						
Calcaires de Tonnerre	Radioles de <i>Cidaris</i>					#						
	Algues:											
	<i>Thaumatoporella cf. parvovesiculifera</i> (alias <i>Lithoporella</i>)					#						
	Polypiers:											
	Polypiers indifférenciés					#						
	Foraminifères:											
	<i>Conicospirillina basiliensis</i>					#						
	<i>Ammobaculites sp.</i>					#						
	Textularidés					#						
	Lamellibranches:											
	<i>Trigonia (Frenguelliella) sauvagei</i>					#						
	<i>Nanogyra nana</i>					#						
	<i>Lopha gregarea (=solitaria)</i>					#						
	<i>Trichites saussurei</i>					#						
	<i>Lucina sp.</i>					#						
	<i>Ceratomyopsis striata</i>					#						
	<i>Pholadomya protei</i>					#						
	<i>Thracia cf. incerta</i>					#						
	Brachiopodes:											
	<i>Terebratula sp.</i>					#						
<i>Septaliphoria arduennensis</i>					#							

		Doulaincourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont
Calcaires d'Osellement	<i>Zeilleria egena</i>					#						
	Echinodermes											
	radioles de <i>Cidaris</i> sp.					#						
	Lamellibranches											
	<i>Trigonia</i> (<i>Frenquelliella</i>) <i>sauvagei</i>					#						
	<i>Nanogyra nana</i>					#						
	<i>Lopha gregarea</i> (= <i>solitaria</i>)					#						
	<i>Pteroperna</i> gr. <i>modiolaris</i> (alias <i>Avicula gesneri</i>)					#						
	Brachiopodes											
	Brachiopodes indifférenciés					#						
Dolithe de Lamothe	Polypiers											
	Polypiers indifférenciés	#			#			#		#		#
	Lamellibranches											
	<i>Diceras</i> (sens large)						#	#				
	<i>Cardium</i> (sens large)						#					
	<i>Ostrea</i> (sens large)										#	
	<i>Astartes</i> (sens large)										#	
	<i>Diceras suprajurensis</i>	#										
	<i>Chlamys tombecki</i>	#										
	<i>Lopha pulligera</i>	#										
	<i>Astarte</i> <i>submultistriata</i>	#										
	<i>isocardia striata</i>	#										
	<i>Trigonia curmontensis</i>	#										
	Brachiopodes											
	<i>Rhynchonella pinquis</i>	#										
	Gasteropodes											
Nérinées (sens large)							#	#				#

		Doulaincourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont
Boilthe de Lamothe	<i>Nérinea sequana</i>	#										
	<i>N. gradata</i>	#										
	<i>N. curmontensis</i>	#										
	<i>N. desvoidoyi</i>	#										
	Echinodermes :											
<i>Paracidaris florigemma</i>										#		
Calcaires à Astartes supérieurs	Foraminifères :											
	<i>Epistomina</i> sp.					#						
	<i>Lenticulina</i> sp.					#						
	<i>Alveosepta</i> (alias <i>Pseudocyclammina</i>) <i>jaccardi</i>					#						
	<i>Everticyclammina virguliana</i>					#						
	Lamellibranches :											
	<i>Astartes</i> (sens large)			#	#		#			#	#	
	<i>Exogyra</i>				#							
	<i>Ostrea</i>										#	
	<i>Astarte supracorallina</i>	#										
	<i>Astarte sequana</i>							#				
	<i>Nanogyra nana</i>					#						
	<i>Trichites</i>					#						
	Brachiopodes :											
	<i>Rhynchonella pinguis</i>	#										
	<i>Terebratula subselia</i>	#										
	<i>Zeilleria humeralis</i>	#										
	Brachiopodes indifférenciés							#				
	Gasteropodes :											
	Nérinées (sens large)						#					
<i>Harpagodes</i> (alias <i>Pteroceras</i>)						#						

	Doulaincourt	Toul	Neufchâteau	St-Mihiel	Les Riceys	Gondrecourt	Wassy	Vaubécourt	Commercy	Bar-le-Duc	Chaumont
Calcaires à Astartes supérieurs	Echinodermes										
	<i>Paracidaris florigemma</i>									#	
	Echinodermes indifférenciés				#						

Annexe 2 - Coupes

Sy

(interprété d'après Marchand et al., 1979 et Ardaens et al., 1977)

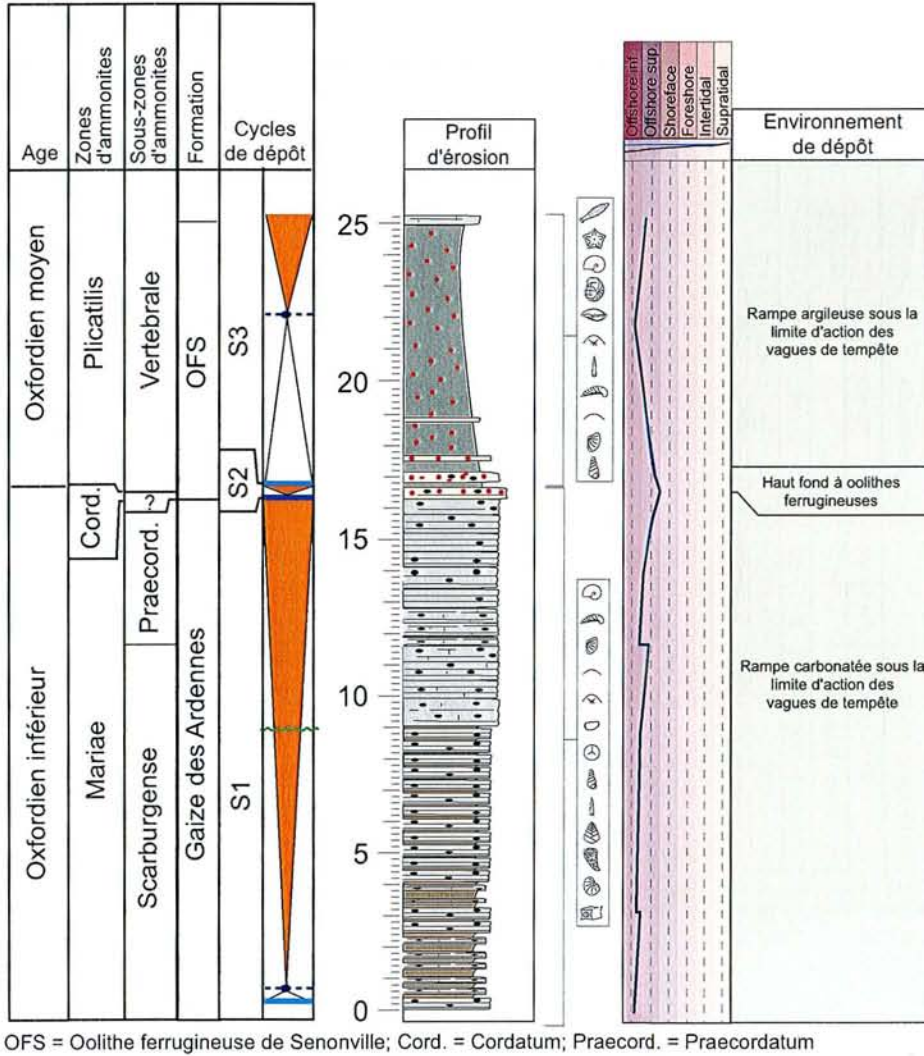


Figure A1

Pagny ancienne cimenterie
(interprété d'après, Enay et Boullier, 1981 et Poirot, 1987)

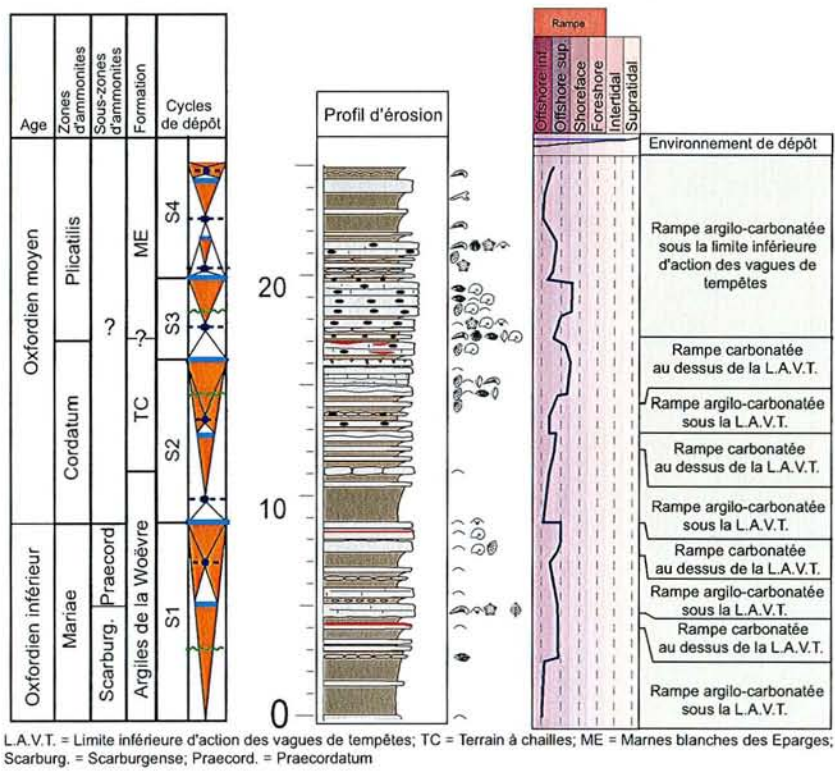
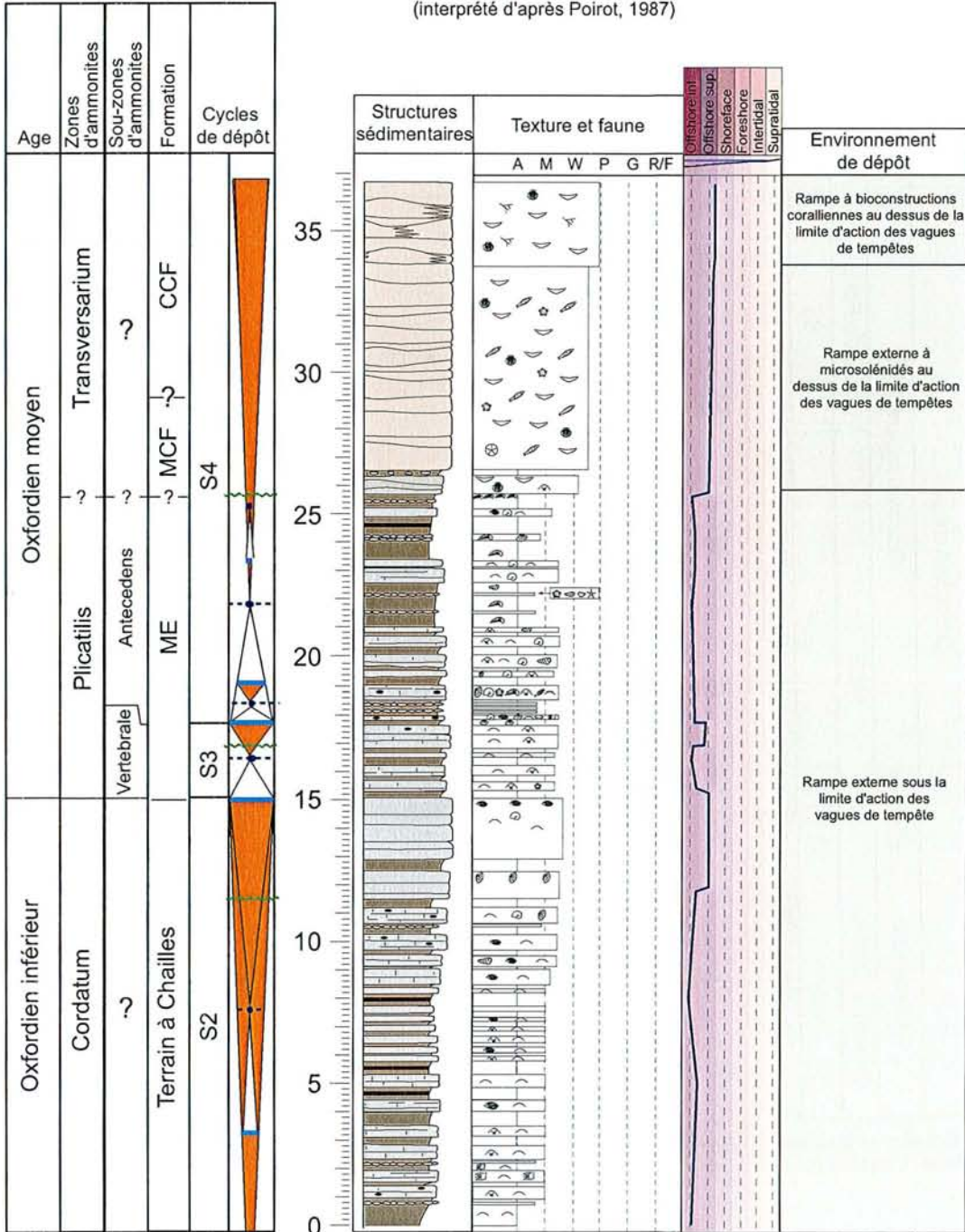


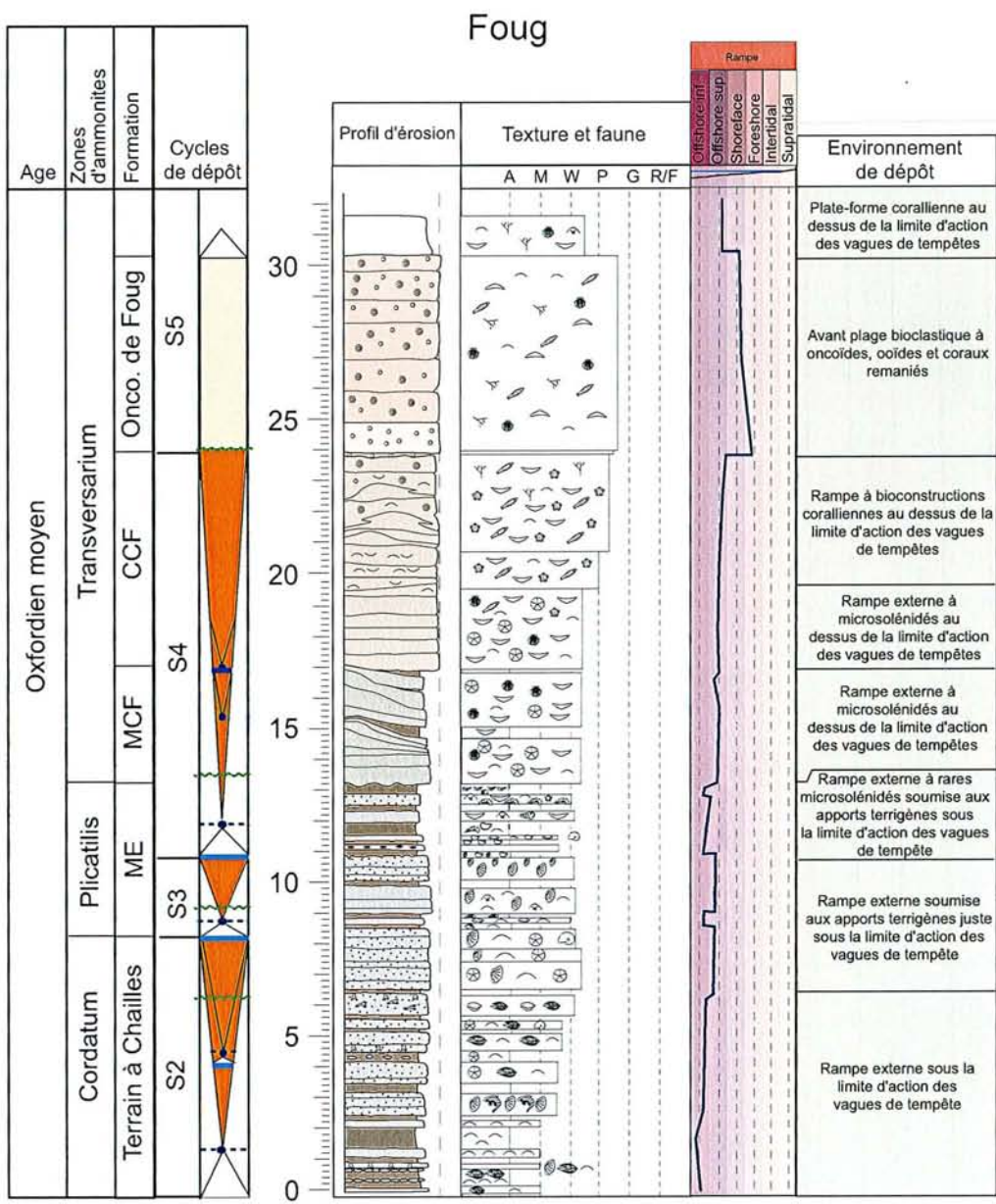
Figure A2

Goussaincourt (interprété d'après Poirot, 1987)



ME = Marnes Blanches des Eparges; CCF = Calcaires à coraux de Foug
MCF = Marnes à coraux de Foug

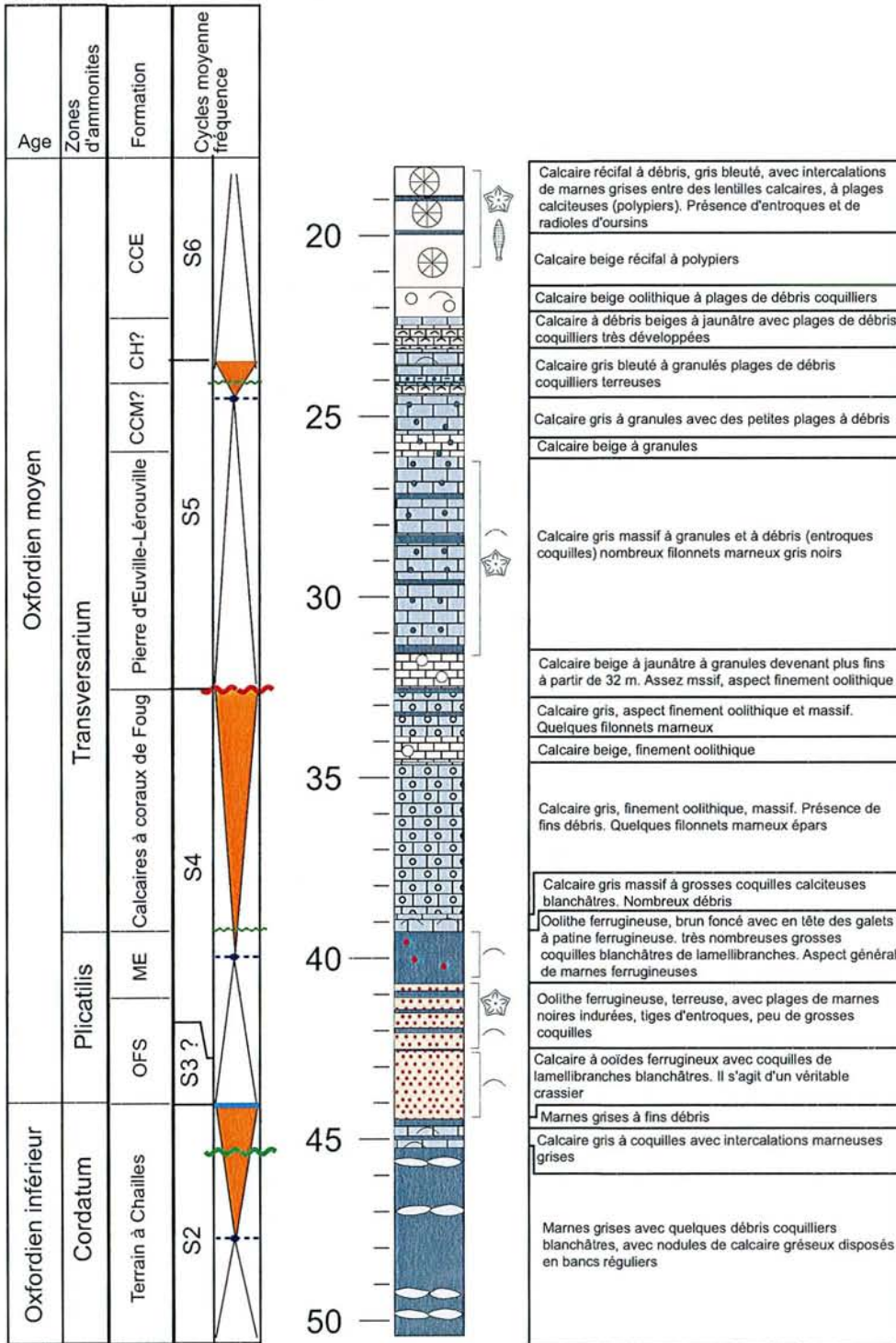
Figure A3



ME = Marnes Blanches des Eparges; MCF = Marnes à coraux de Foug; CCF = Calcaires à coraux de Foug; Trans. = Transversarium

Figure A4

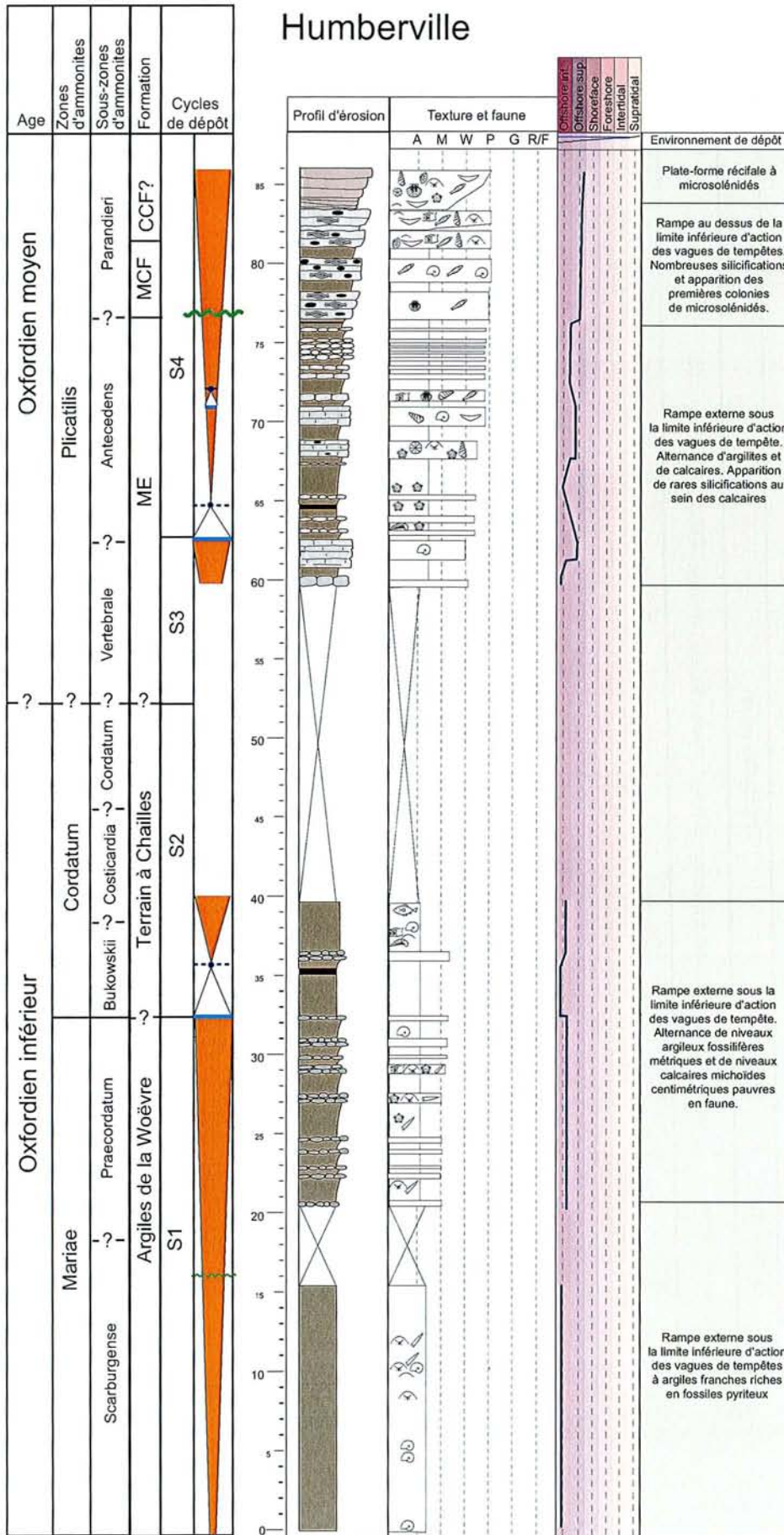
Forage de Koeur la Petite



OFS = Oolithe ferrugineuse de Senonville; ME = Marnes blanches des Eparges;
 CCM = Calcaires coralliens de la Mésangère; CH = Calcarénite d'Haudainville;
 CCE = Calcaires coralliens d'Euville

Figure A5

Humberville



ME = Marnes blanches des Eparges; MCF = Marnes à coraux de Foug; CCF = Calcaires à coraux de Foug

Figure A6

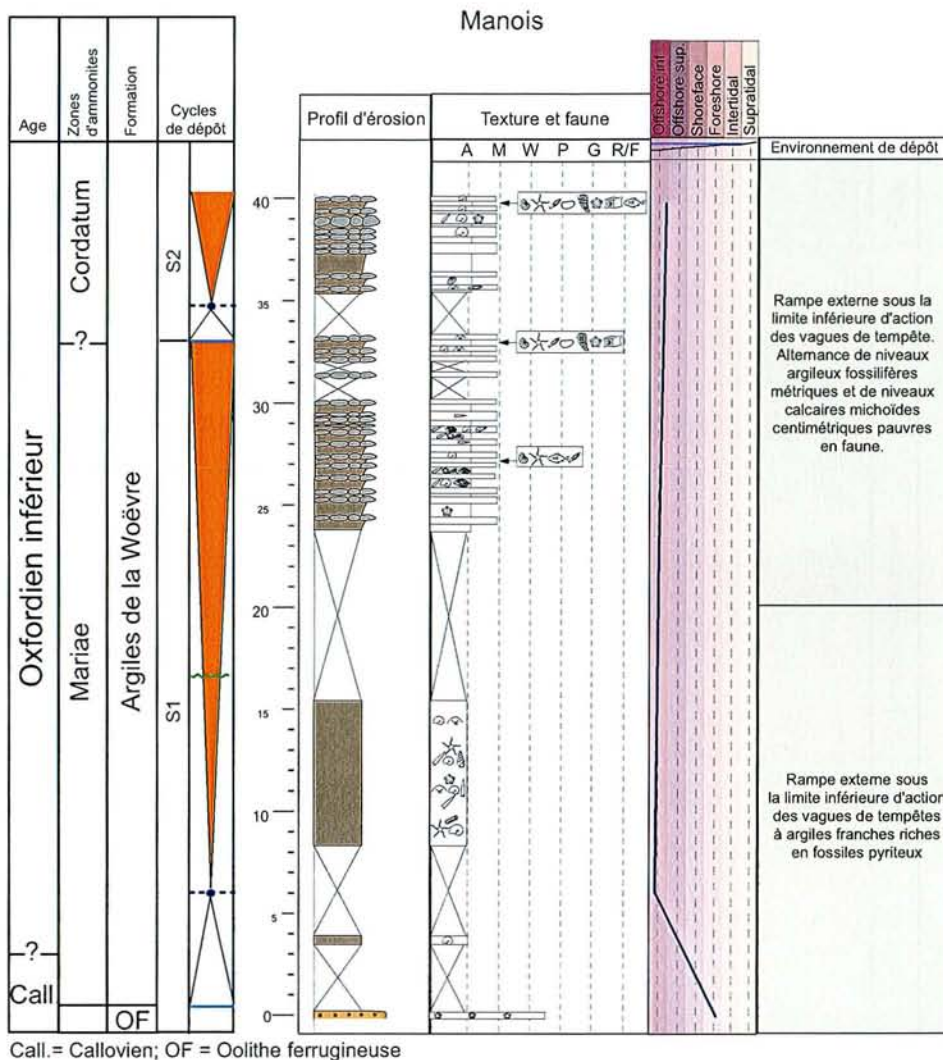


Figure A8

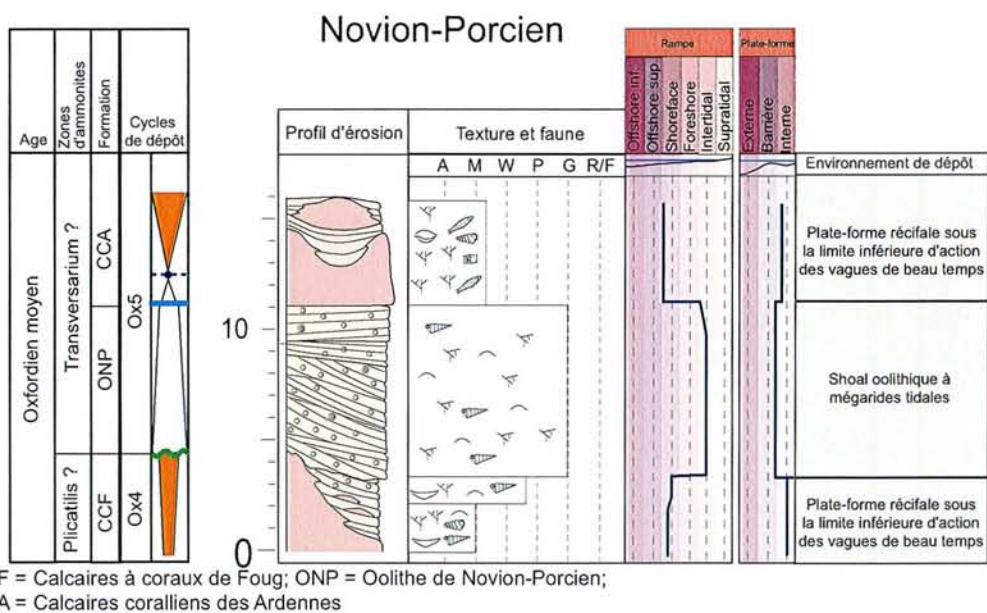
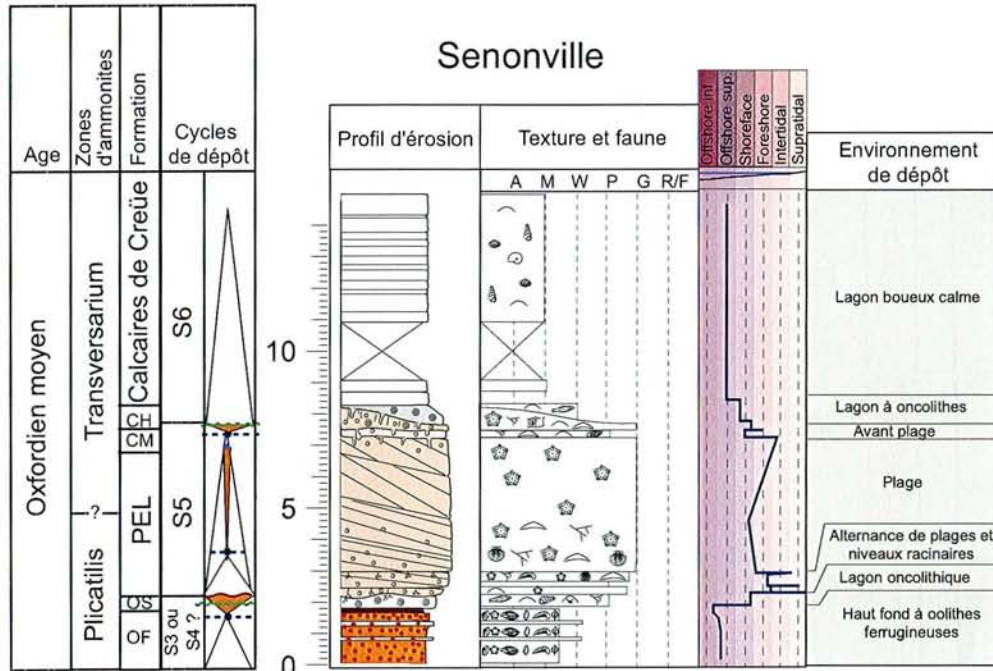
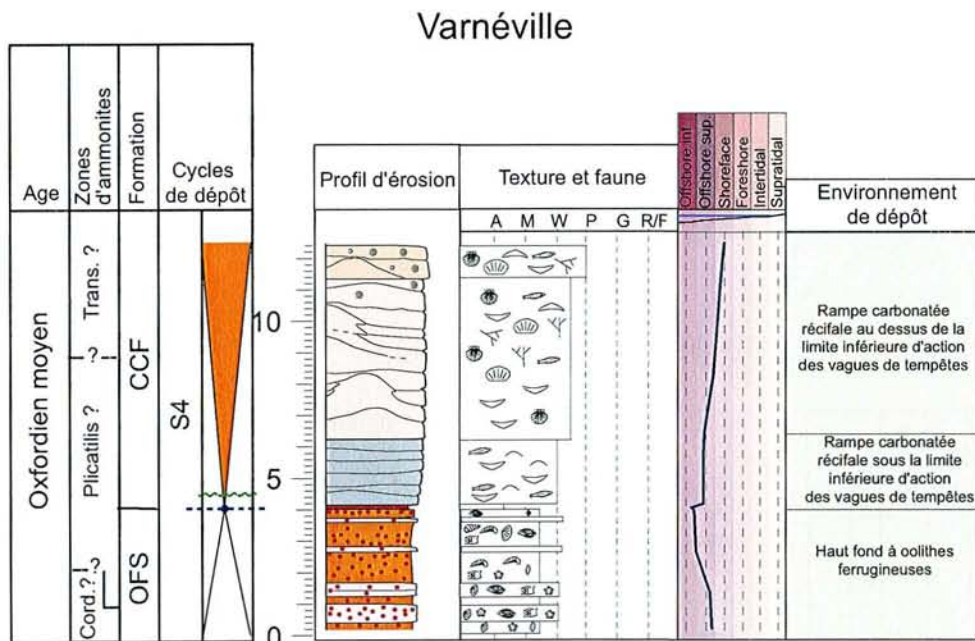


Figure A9



OF=Oolithe ferrugineuse de Senonville; OS=Oncolithe de Senonville; PEL=Pierre d'Euville-Lérrouville
 CM=Calcaires coralliens de la Mésangère; CH=Calcarénite d'Haudainville

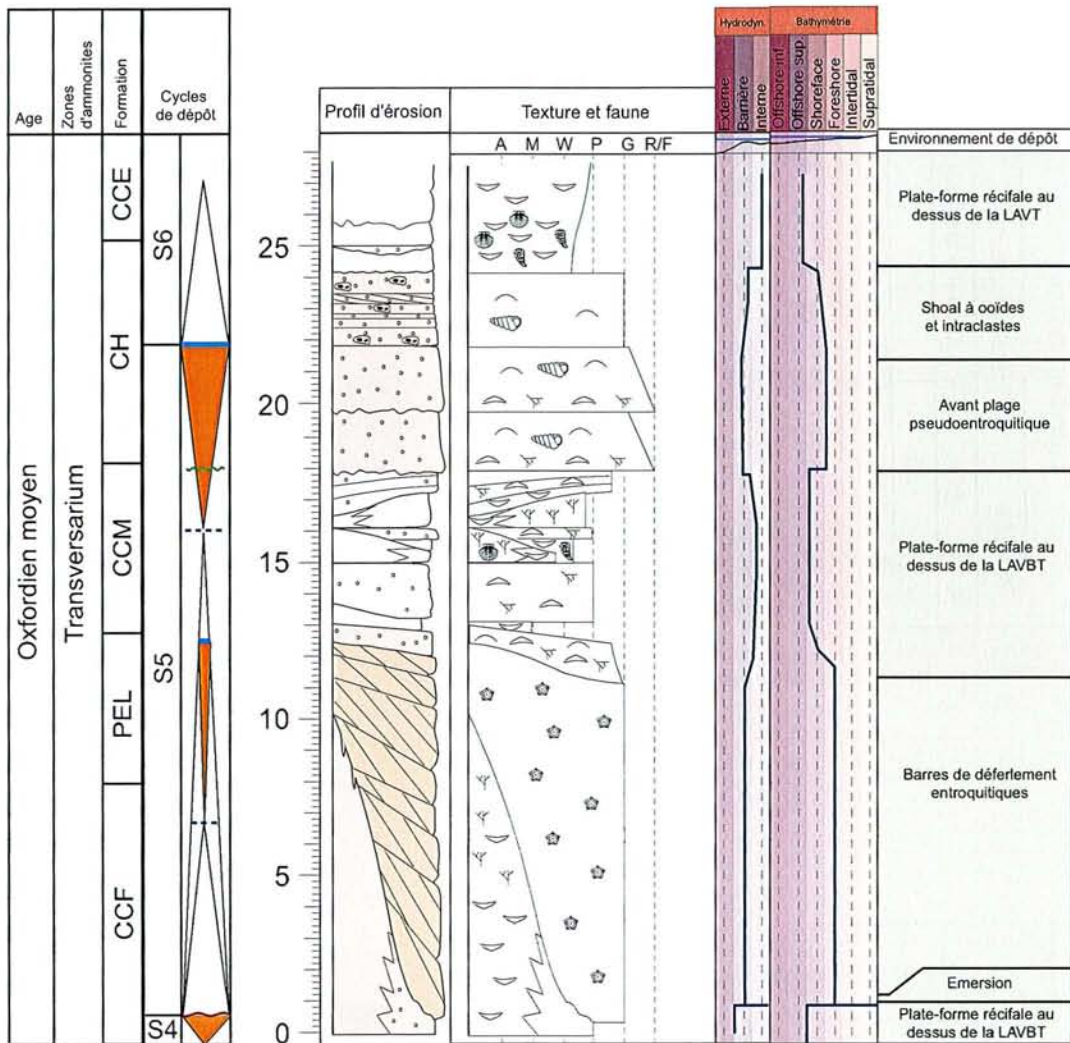
Figure A10



OFS = Oolithe ferrugineuse de Senonville; CCF = Calcaires à coraux de Foug; Cord. = Cordatum;
 Trans. = Transversarium

Figure A11

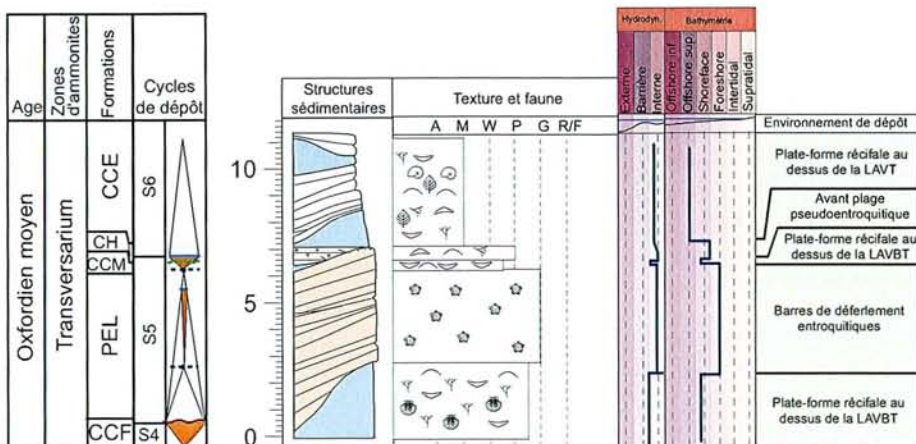
Lérouville, carrière de la Mésangère



CCF = Calcaires à coraux de Foug; PEL = Pierre d'Euville-Lérouville; CCM = Calcaires coralliens de la Mésangère; CH = Calcarénite d'Haudainville; CCE = Calcaires coralliens d'Euville; LAVBT = limite inférieure d'action des vagues de beau temps; LAVT = limite inférieure d'action des vagues de tempêtes

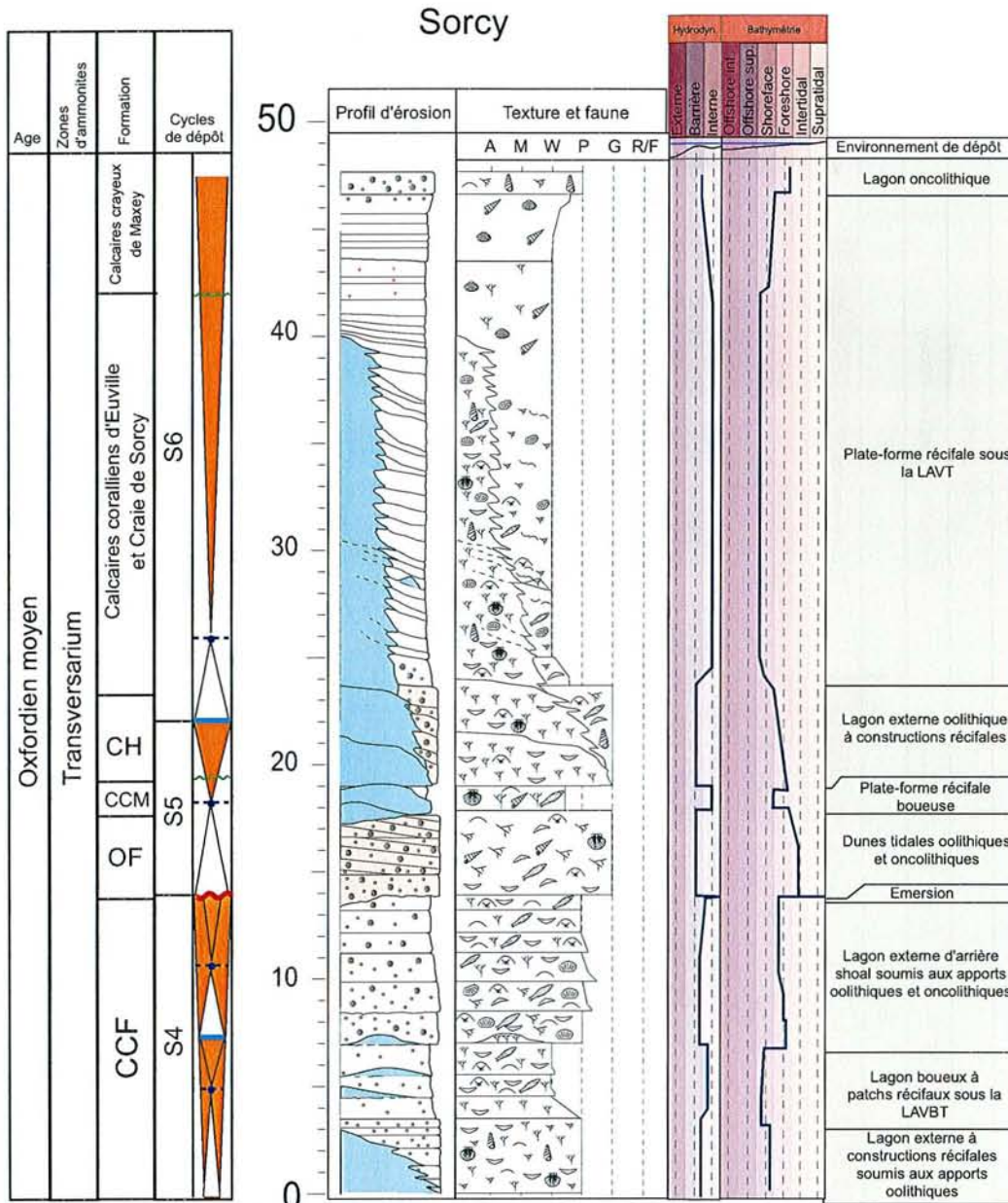
Figure A12

Euville, carrière des Cotillons



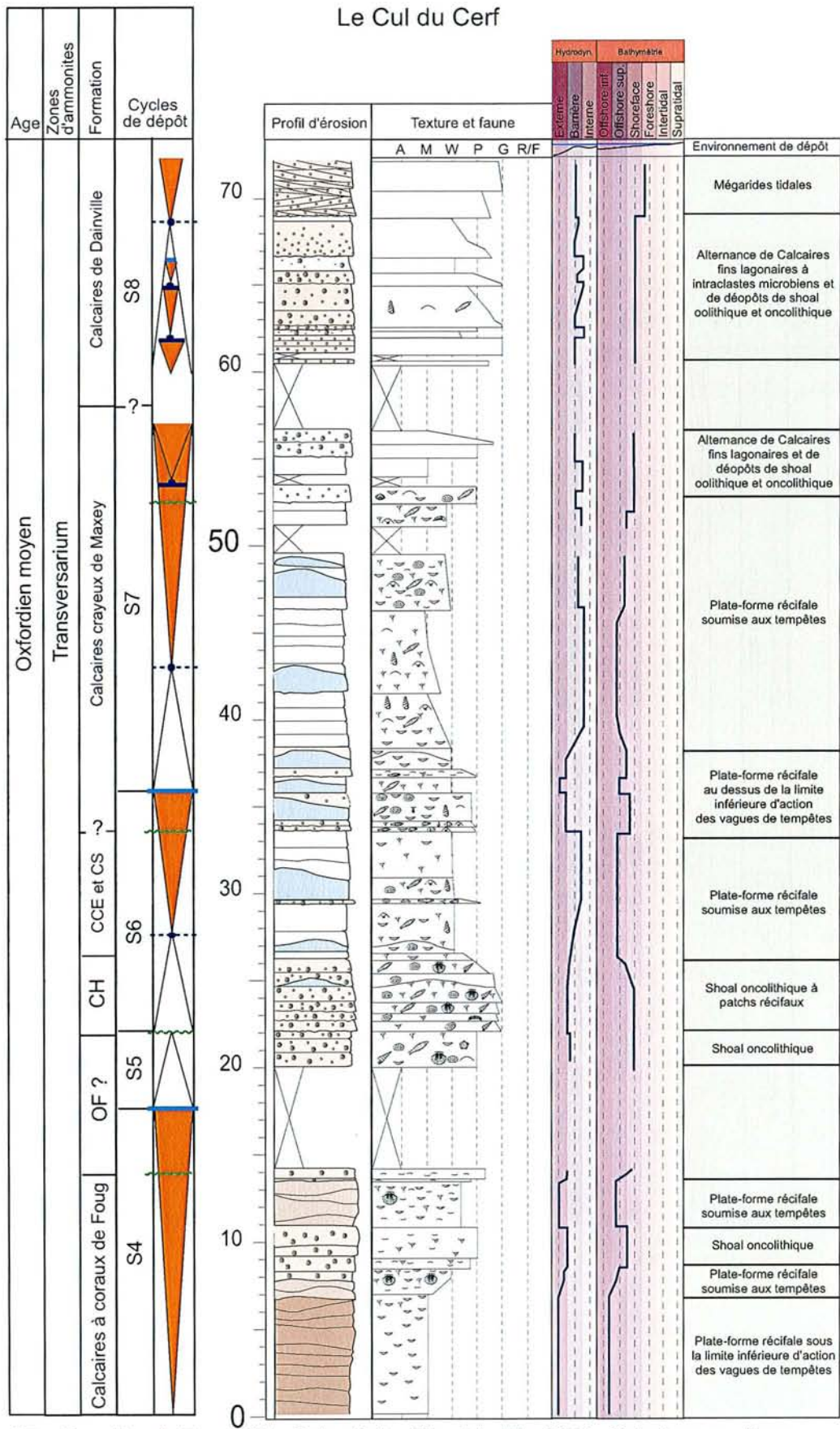
CCF = Calcaires à coraux de Foug; PEL = Pierre d'Euville-Lérouville; CCM = Calcaires coralliens de la Mésangère; CH = Calcarénite d'Haudainville; CCE = Calcaires coralliens d'Euville; LAVT = Limite inférieure d'action des vagues de beau temps; LAVBT = Limite inférieure d'action des vagues de tempêtes

Figure A13



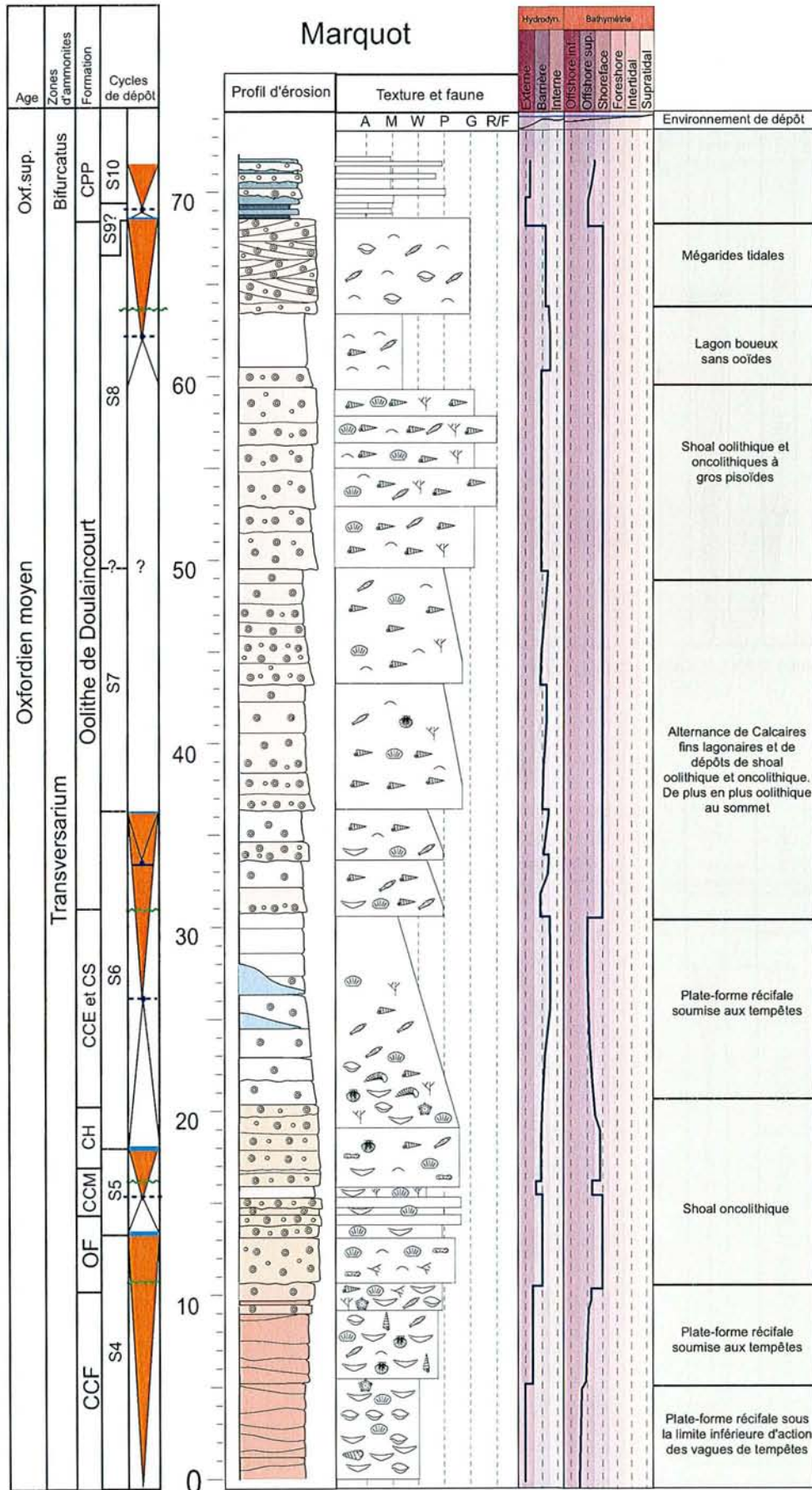
CCF = Calcaires à coraux de Foug; OF = Oncolithe de Foug; CCM = Calcaires coralliens de la Mésangère;
 CH = Calcarénite d'Haudainville

Figure A14



OF = Oncolithe de Foug; CH = Calcarénite d'Haudainville; CCE = Calcaires coralliens d'Euville; CS = Craie de Sorcy

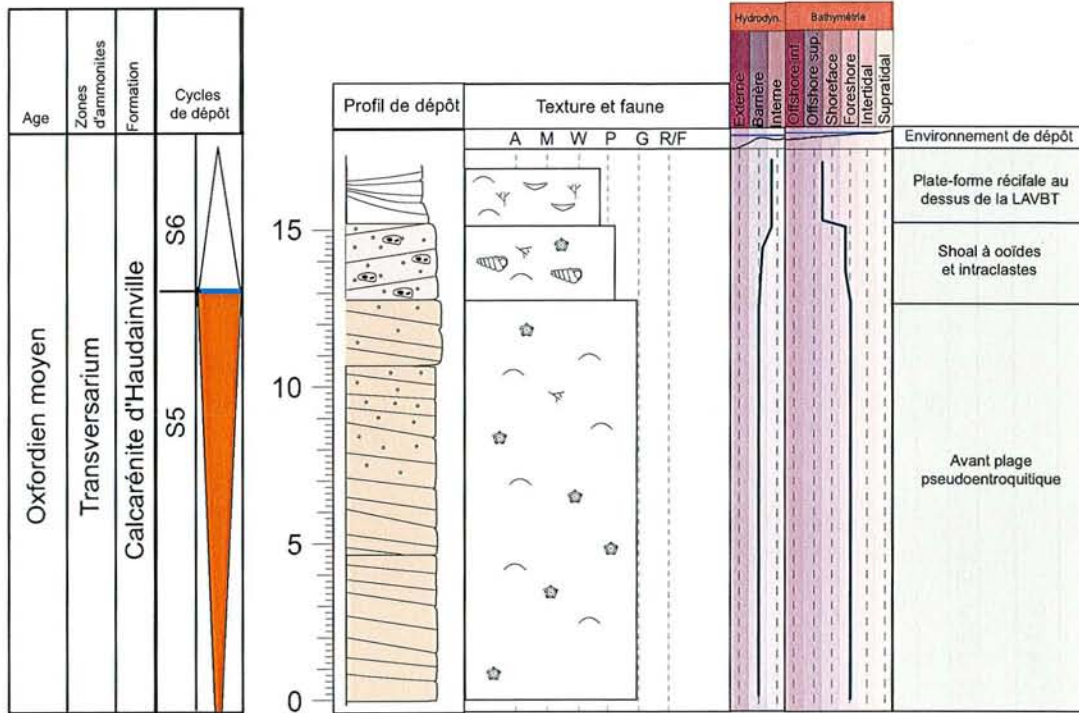
Figure A15



CCF = Calcaires à coraux de Foug; OF = Oncolithe de Senonville, CCM = Calcaires coralliens de la Mésangère; CH = Calcarénite d'Haudainville; CCE = Calcaires coralliens d'Euville; CS = Craie de Sorcy; CPP = Calcaires à polypiers de Pagny

Figure A16

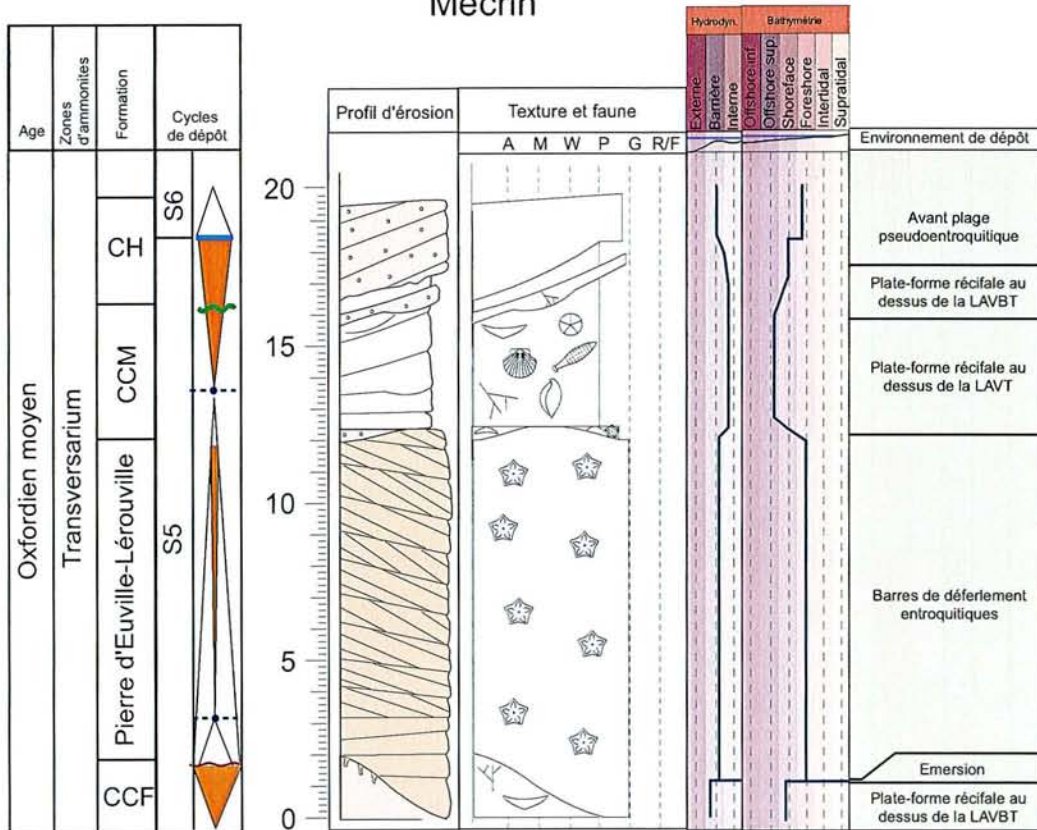
Lérouville, carrière du Moulin à vent



LAVBT = limite inférieure d'action des vagues de beau temps

Figure A17

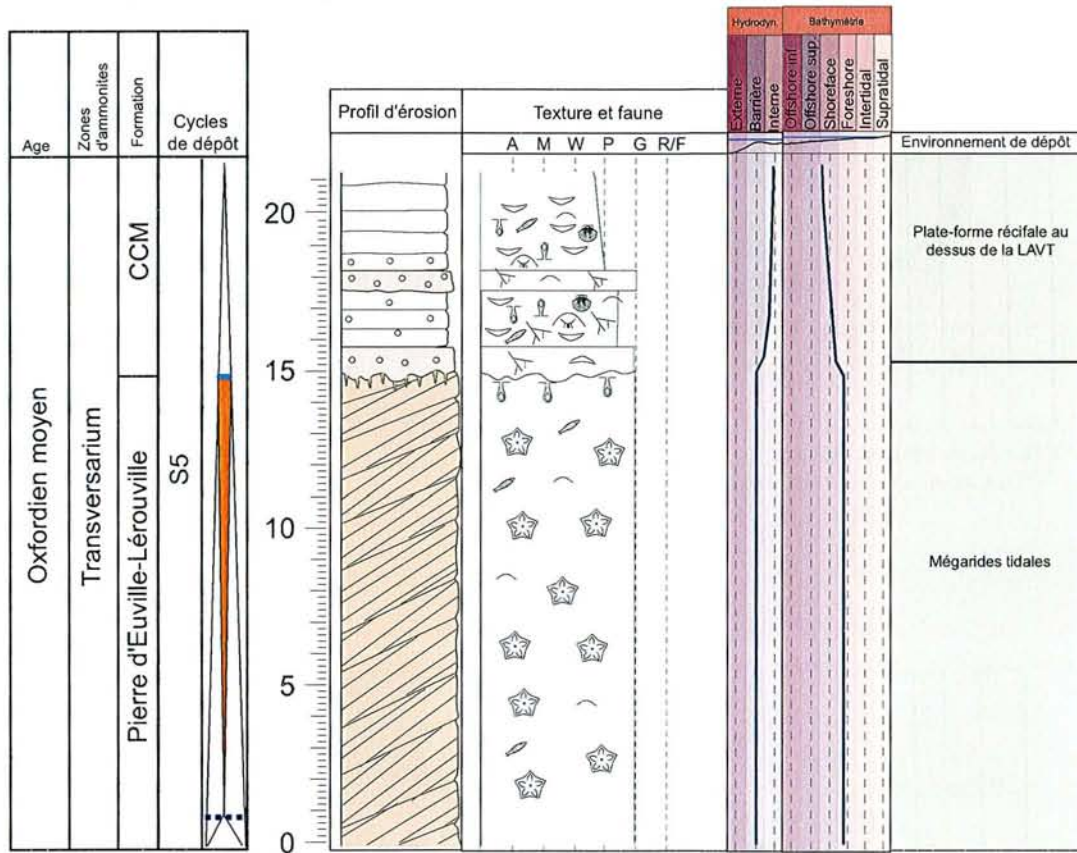
Mécrin



CCF = Calcaires à coraux de Foug; CCM = Calcaires coralliens de la Mésangère; CH = Calcarénite d'Haudainville; LAVBT = limite inférieure d'action des vagues de beau temps; LAVT, limite inférieure d'action des vagues de tempêtes

Figure A18

Génicourt



CCM = Calcaires crayeux de la Mésangère; LAVT = limite inférieure d'action des vagues de tempêtes

Figure A19

Echangeur d'Haudainville

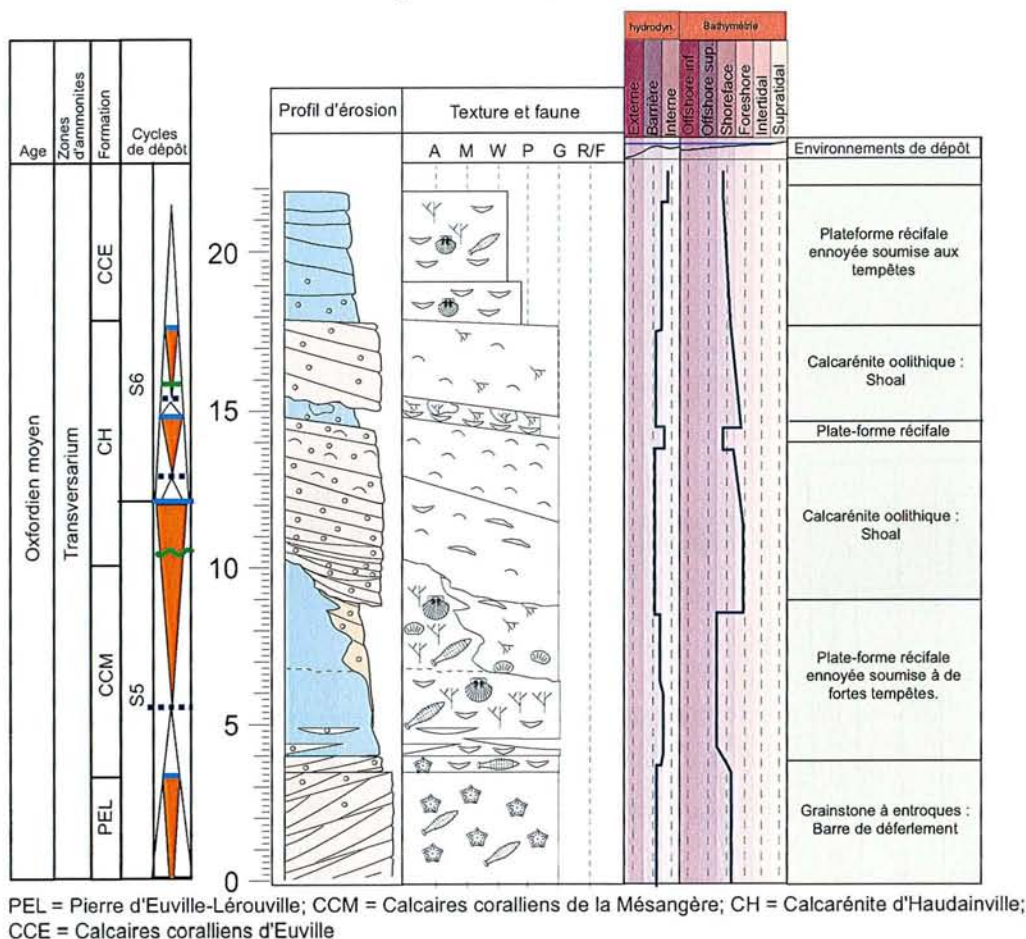


Figure A20

Haudiomont

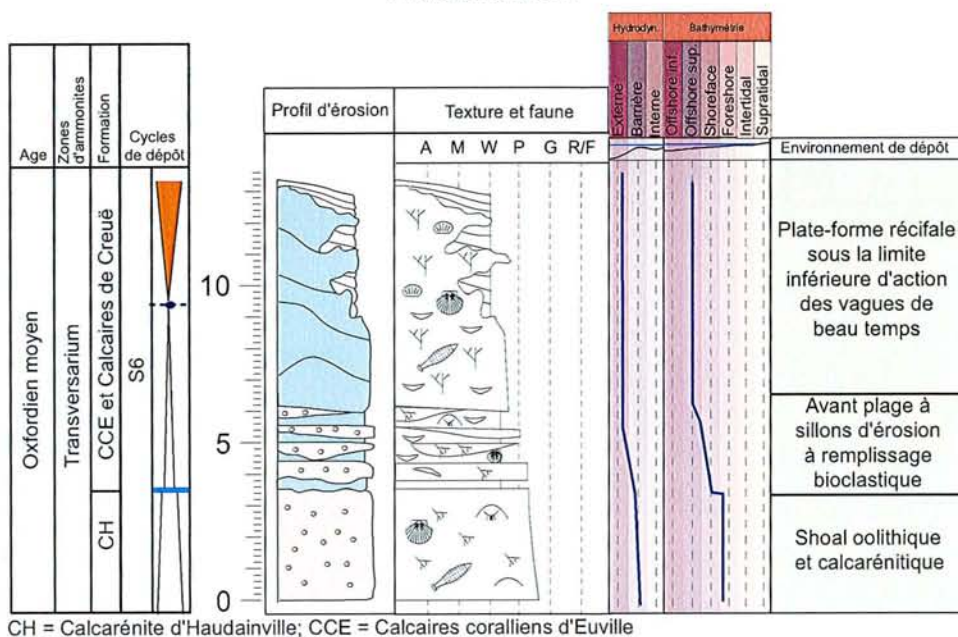
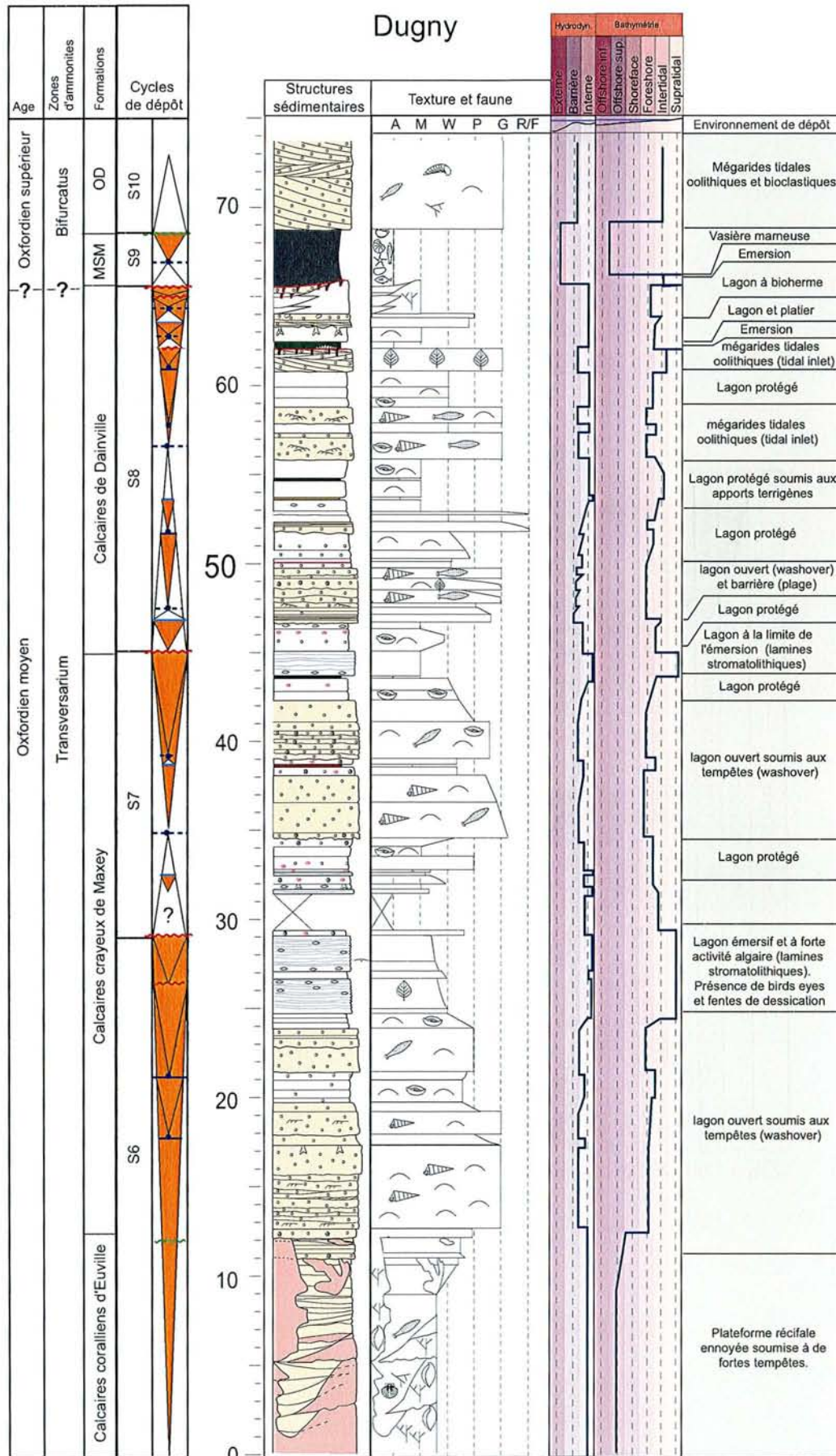


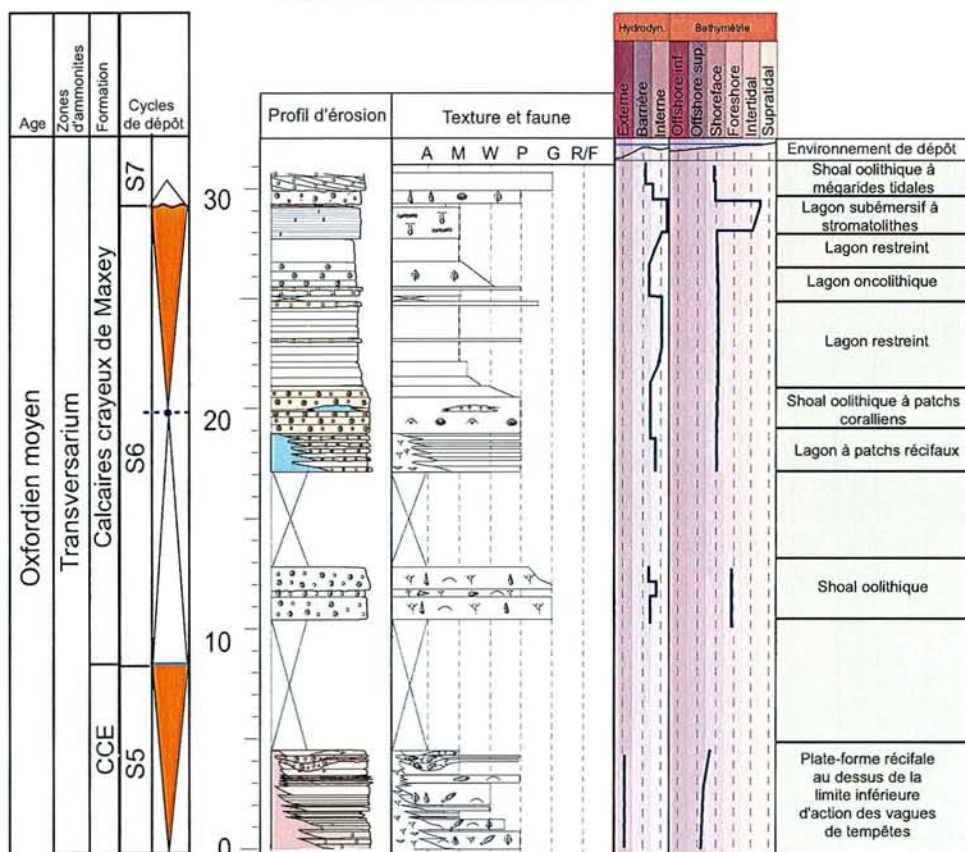
Figure A21



MSM = Marnes silteuses de Maxey; OD = Oolithe de Dugny

Figure A22

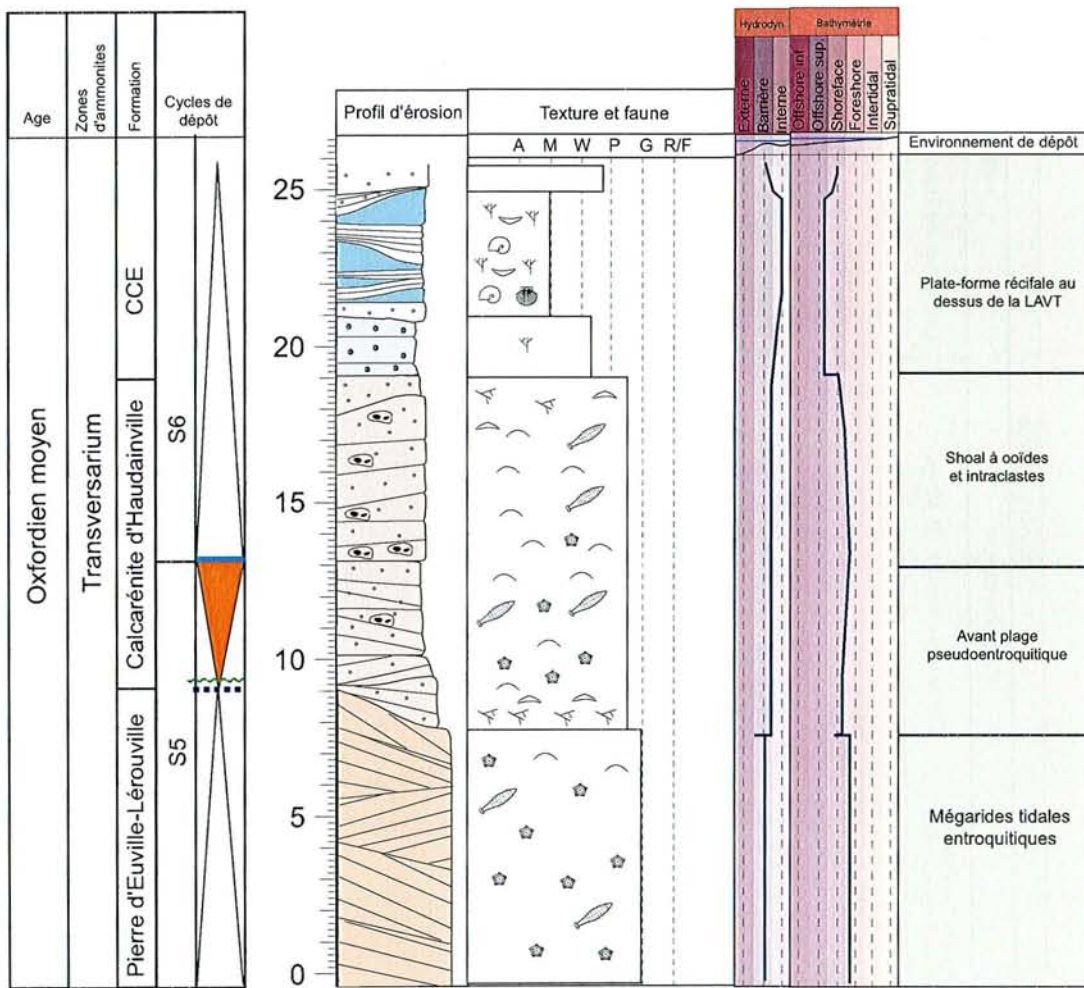
Ravin de Vacherauville



CCE = Calcaires coralliens d'Euville

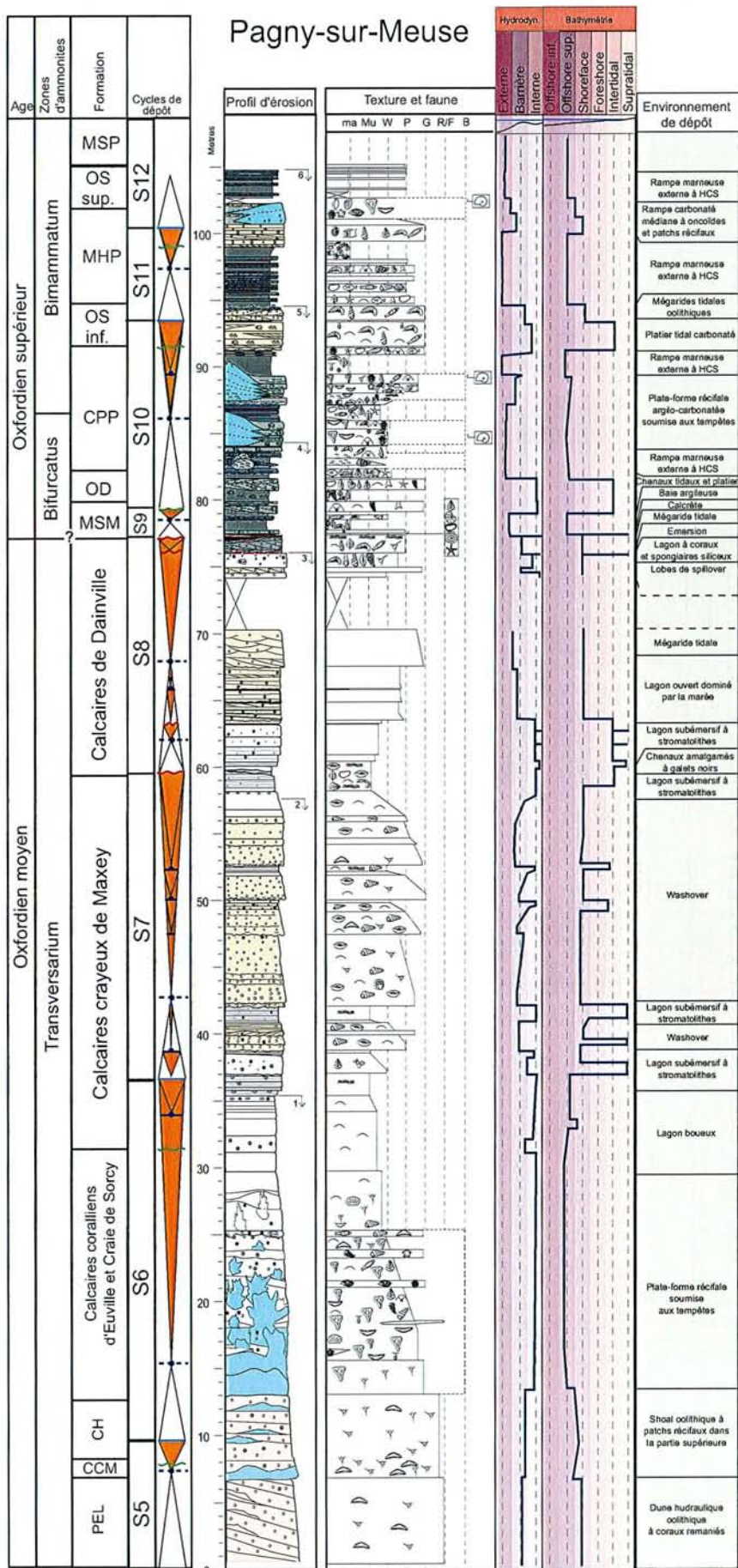
Figure A23

Euville, carrière en activité



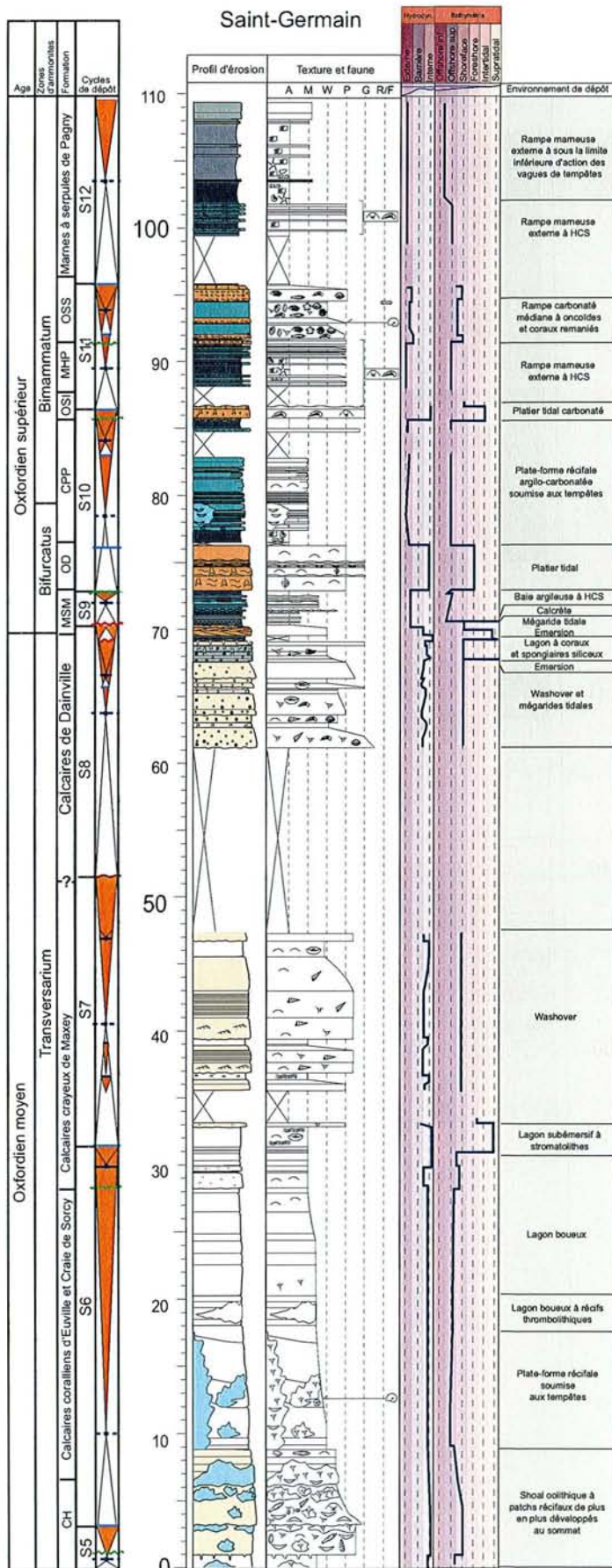
CCE = Calcaires coralliens d'Euville; LAVT = Limite inférieure d'action des vagues de tempêtes

Figure A24



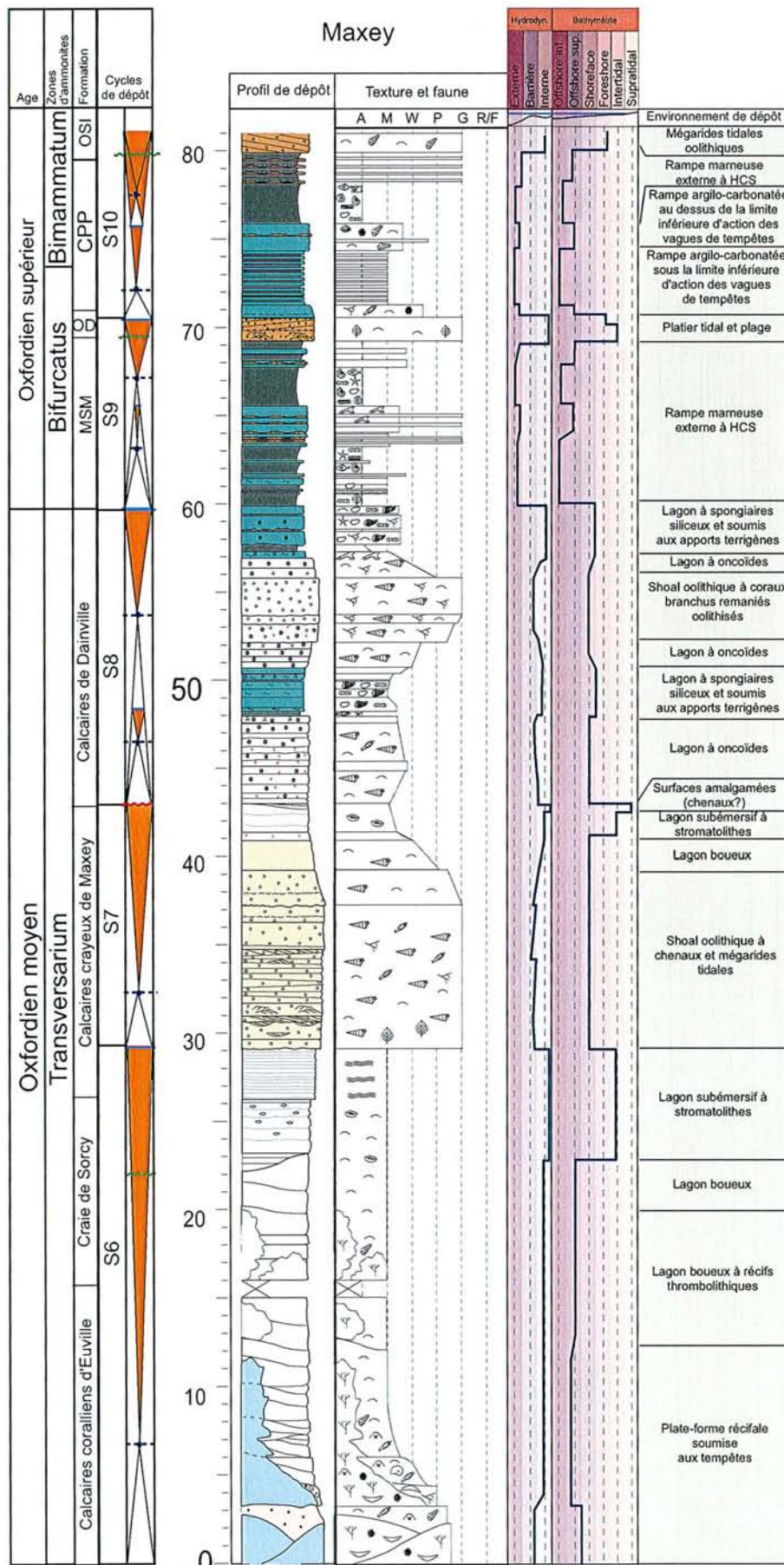
MSM=Marnes silteuses de Maxey; OD=Oolithe de Dugny; CPP=Calcaires à polypiers de Pagny; OS=Oolithe de Saucourt; MHP=Marnes à huîtres de Pagny; MSP=Marnes à serpules de Pagny

Figure A25



CH = Calcarénite d'Haudainville; MSM = Marnes silteuses de Maxey; OD = Oolithe de Dugny;
 CPP = Calcaires à polypiers de Pagny; MHP = Marnes à huîtres de Pagny; OSI = oolithe de Saucourt inférieure;
 OSS = Oolithe de Saucourt supérieure

Figure A26



MSM = Marnes silteuses de Maxey; OD = Oolithe de Dugny; CPP = Calcaires à polypiers de Pagny; OSI = Oolithe de Saucourt inférieure

Figure A27

Le Saurien

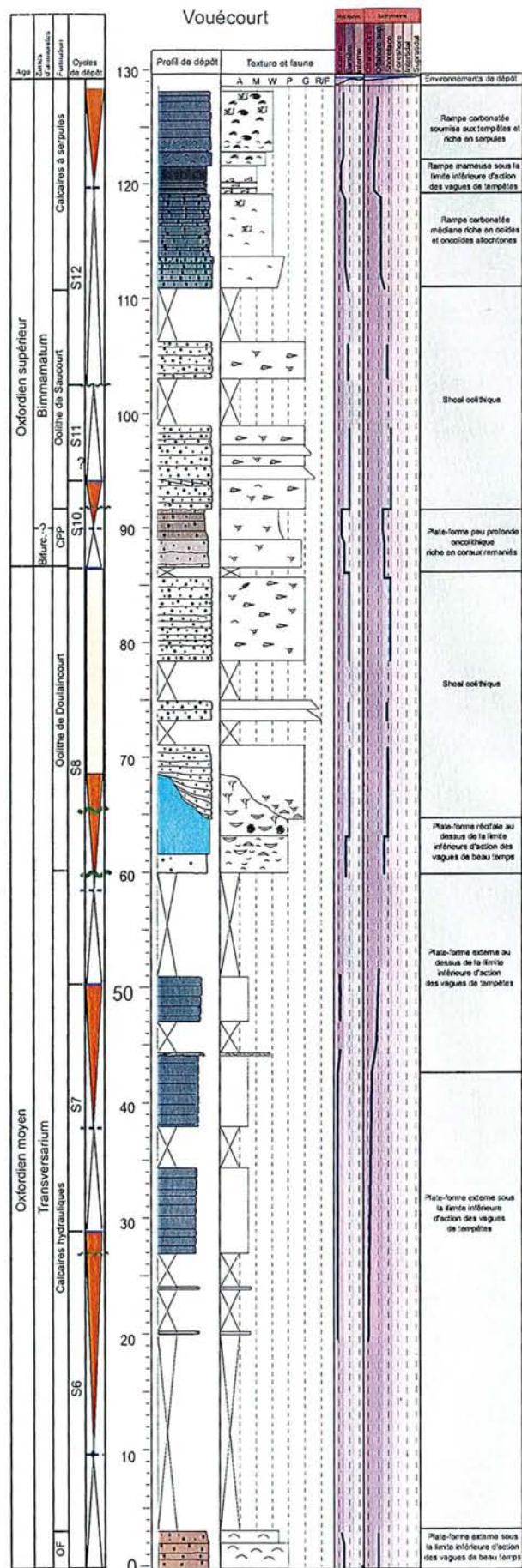
The figure is a detailed geological cross-section of the Saurien stage. It is organized into several vertical columns from left to right:

- Stratigraphic Column:** Shows units such as Oxf. sup., Bifurcatus, CPP, S9, S8, Oolithe de Doulaincourt, S7, CCE et CS, S5 et S6?, OF, CH, S4, and CCF. Below these are 'Zones d'ammonites' and 'Cycles de dépôt'.
- Profil d'érosion:** A series of lines representing erosion profiles at different stratigraphic levels, showing how the surface has been modified over time.
- Texture et faune:** A series of boxes labeled A, M, W, P, G, R/F, each containing a representative fossil texture (e.g., oolites, corals, shells).
- Hydrodynamisme:** A vertical bar on the right side of the texture boxes, divided into 'Hydrodynamisme externe' and 'Hydrodynamisme interne', with sub-labels like 'Offshore sup.', 'Shoalface', 'Plate-forme récifale', 'Mégaride', and 'Spiraloidal'.
- Environnement de dépôt:** A series of boxes on the far right describing the depositional environment for each stratigraphic unit, including 'Mégarides tidales', 'Lagon boueux', 'Shoal oolithique et oncolithiques à pisoïdes', 'Plate-forme récifale soumise aux tempêtes et shoal oolithique', 'Shoal oncolithique', 'Plate-forme récifale soumise aux tempêtes', and 'Plate-forme récifale sous la limite inférieure d'action des vagues de tempêtes'.

The vertical axis on the left is marked with heights from 0 to 80 meters.

CCF = Calcaires à coraux de Fouç; OF = Oncolithe de Senonville, CCM = Calcaires coralliens de la Mésangère; CH = Calcarénite d'Haudainville; CCE = Calcaires coralliens d'Euville; CS = Craie de Sorcy; CPP = Calcaires à polypiers de Pagny

Figure A28



OF = Oncolithe de Foug; CPP = Calcaires à polypiers de Pagny

Figure A29

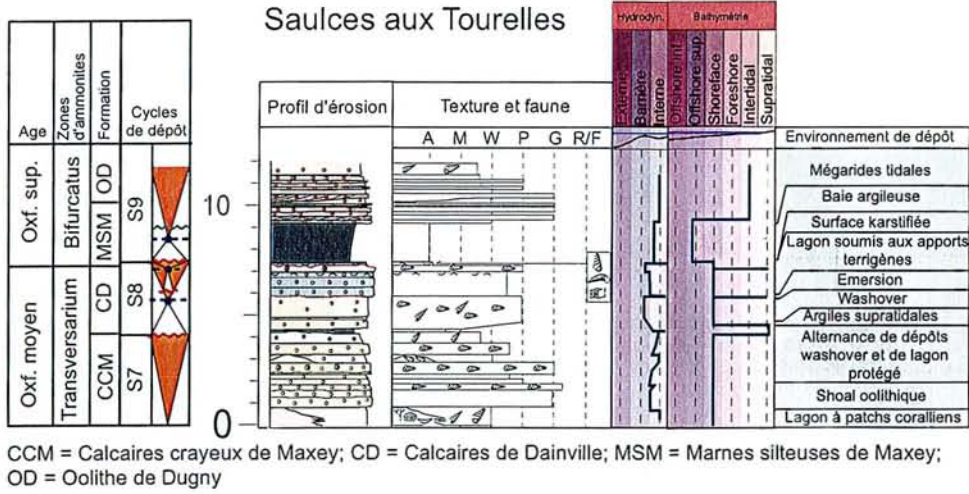


Figure A30

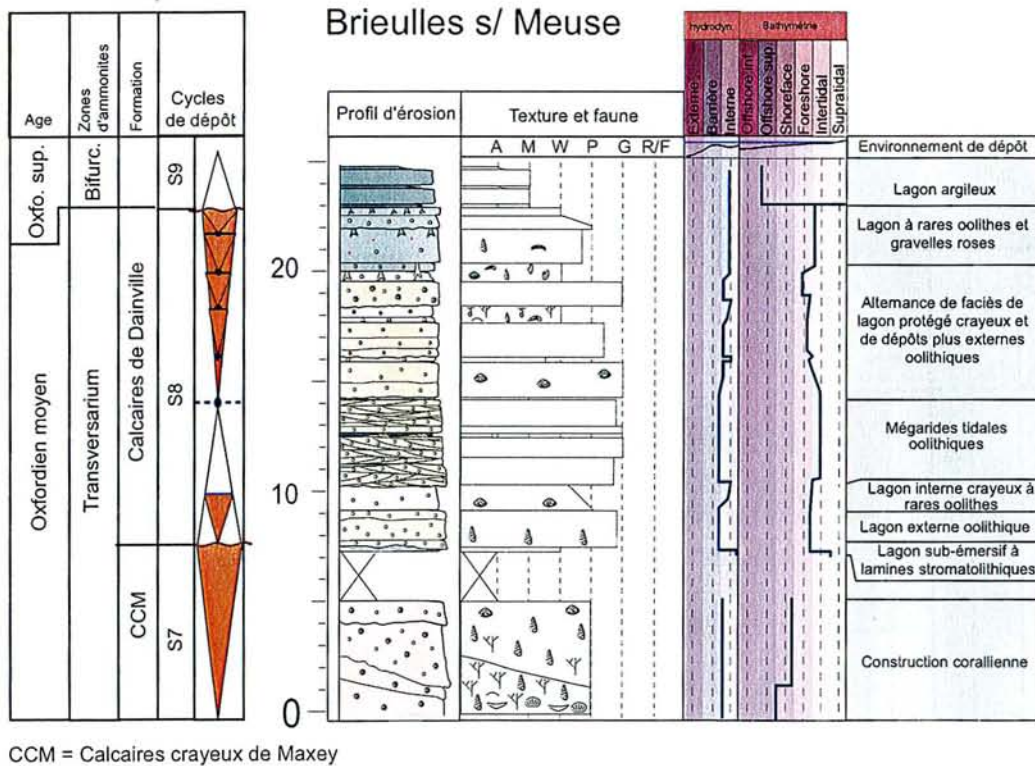


Figure A31

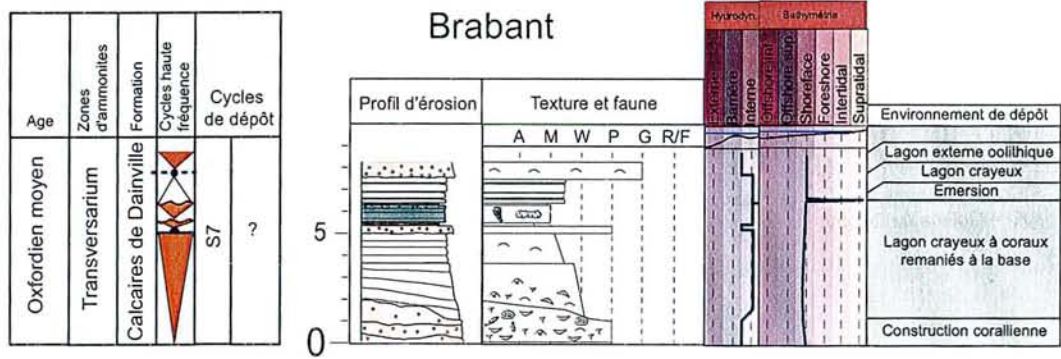
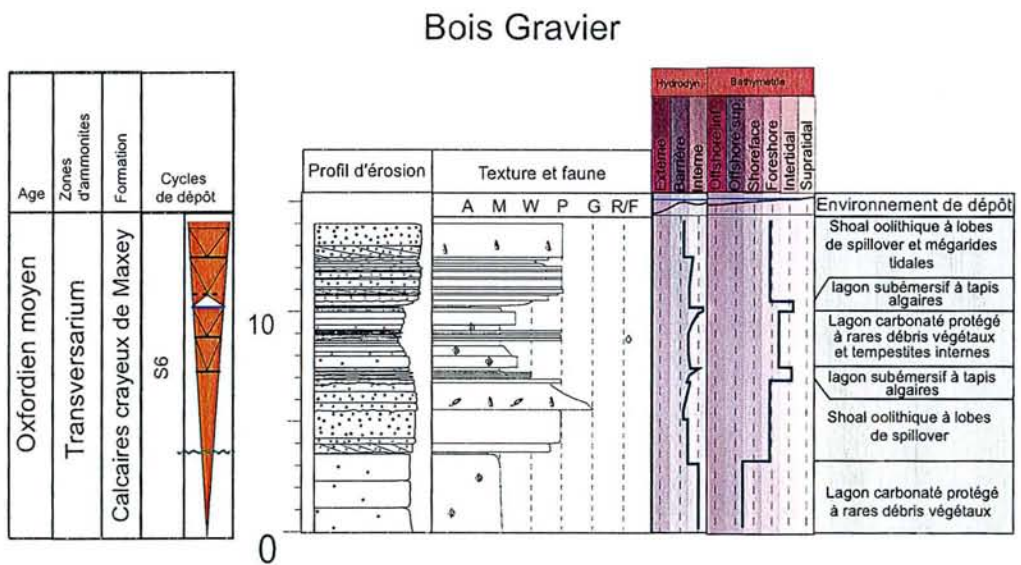


Figure A32



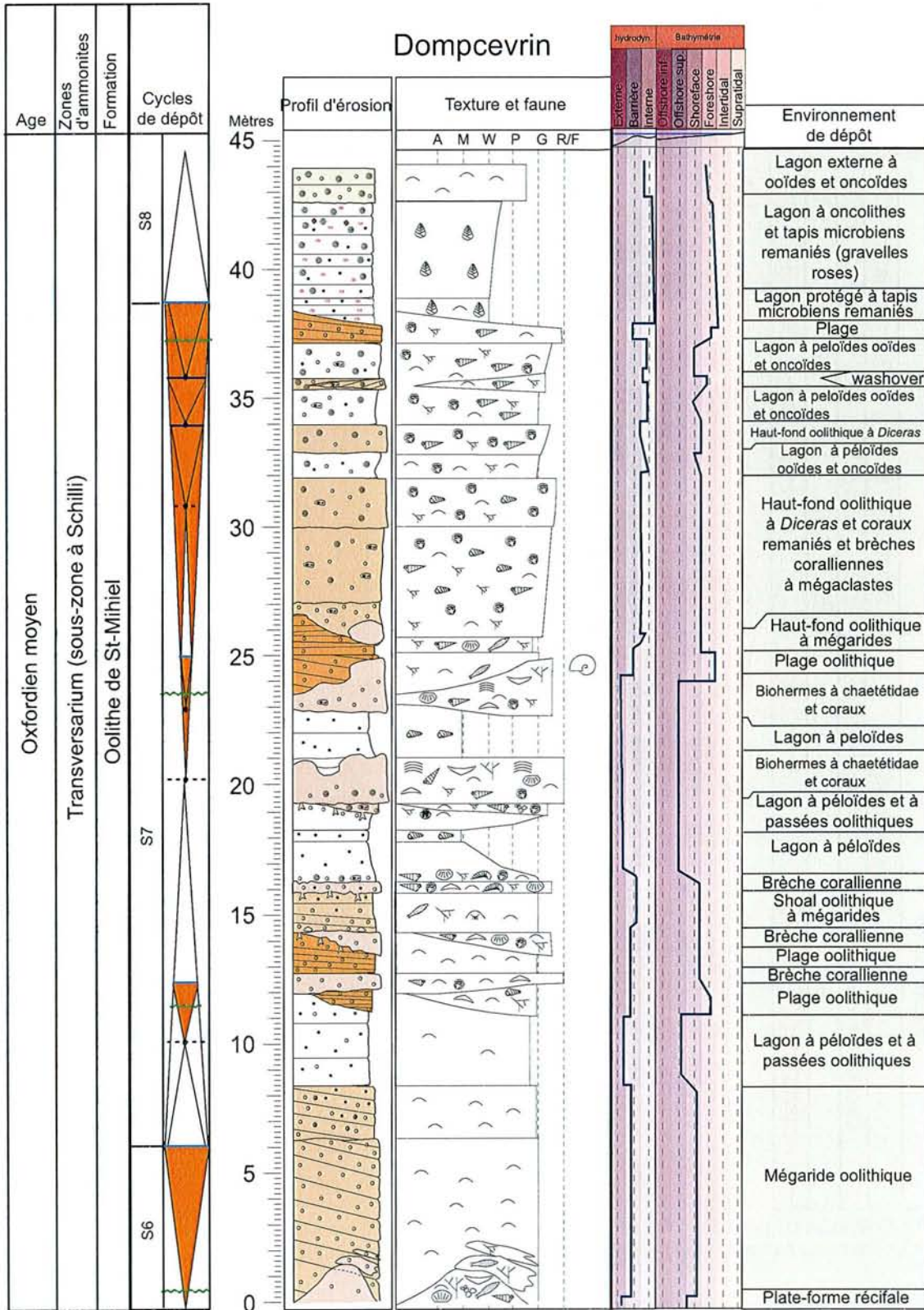
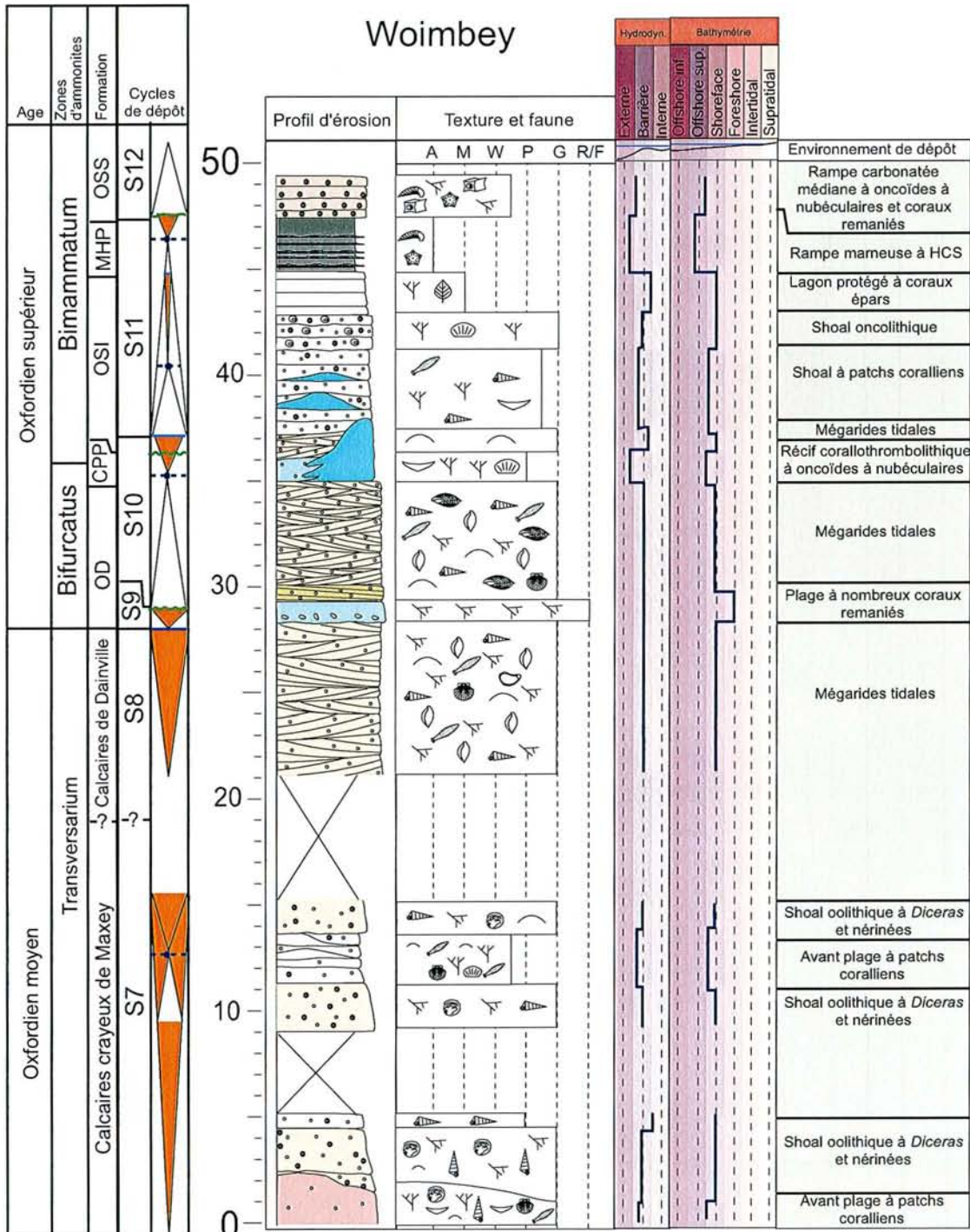
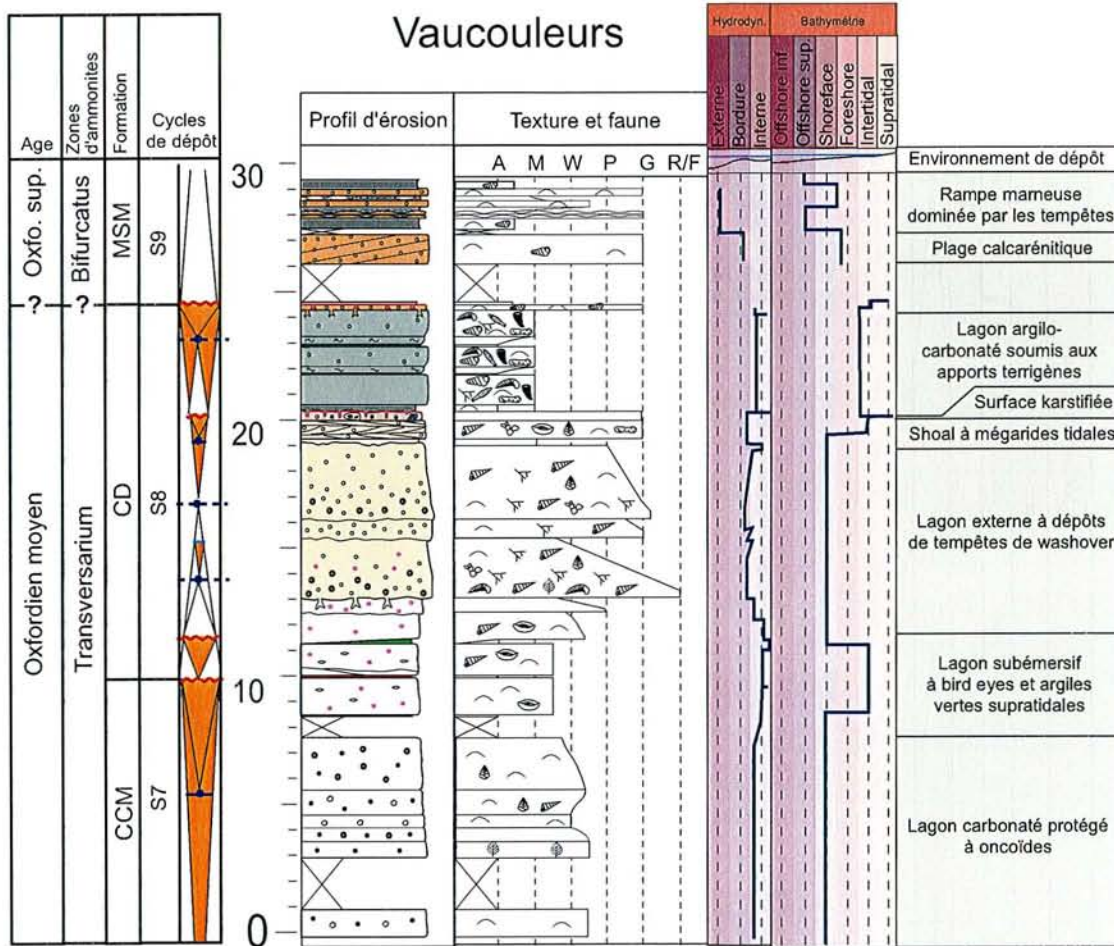


Figure A34



OD = Oolithe de Dugny; CPP = Calcaires à polypiers de Pagny; OSI = oolithe de Saucourt inférieure, MHP = Marnes à huîtres de Pagny; OSS = Oolithe de Saucourt supérieure

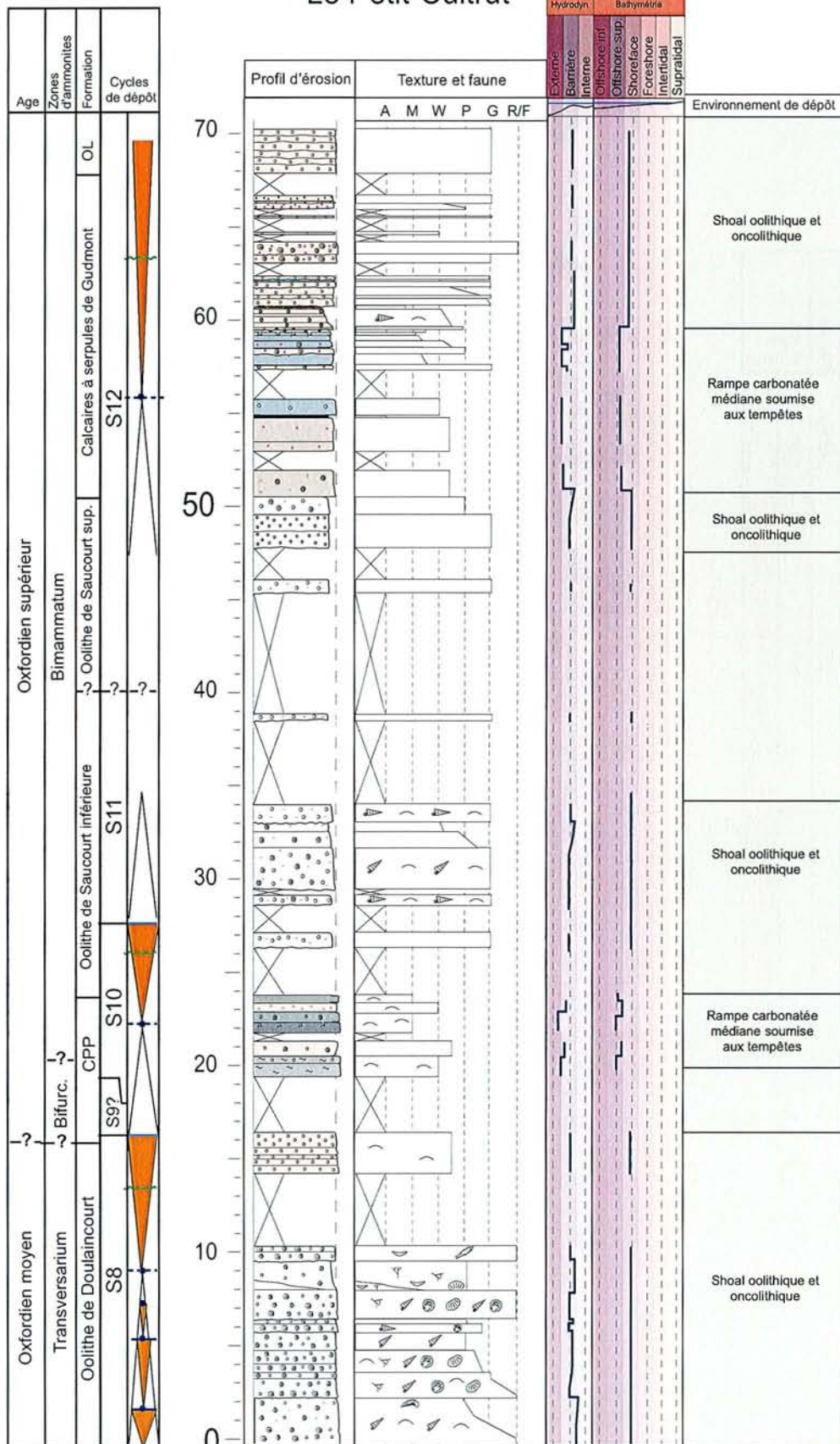
Figure A35



CCM = Calcaires crayeux de Maxey; CD = Calcaires de Dainville; MSM = Marnes silteuses de Maxey

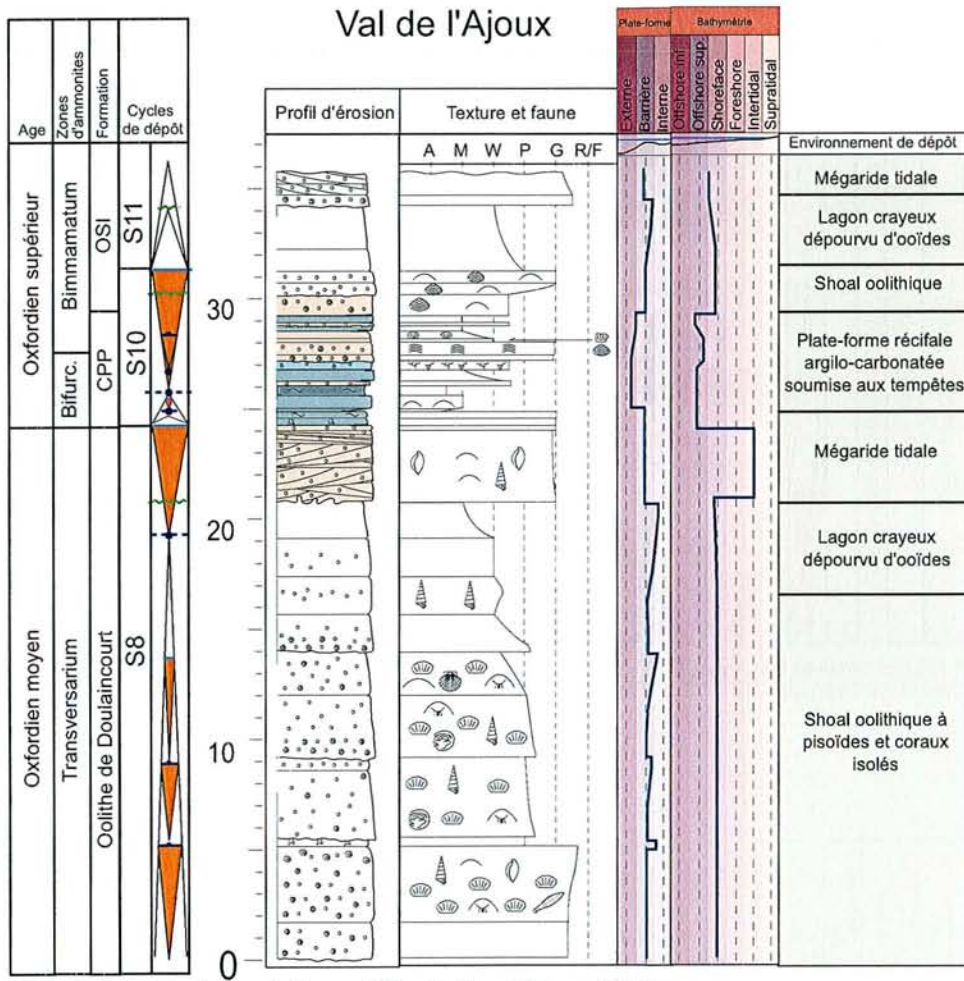
Figure A36

Le Petit-Cultrut



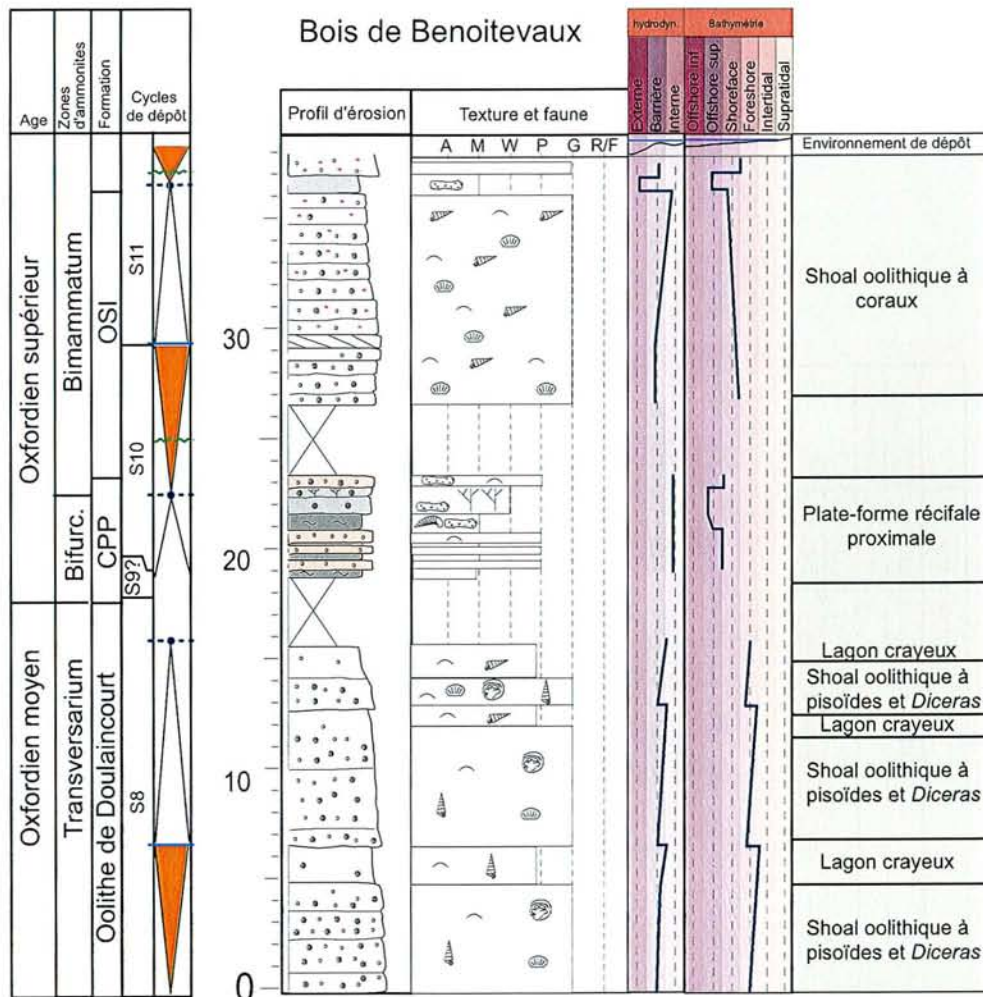
CPP = Calcaires à polyypiers de Pagny; OL = Oolithe de Lamothe

Figure A37



CPP = Calcaires à polyptères de Pagny; OSI = Oolithe de Saucourt inférieure

Figure A38



MSM = Marnes silteuses de Maxey; CPP = Calcaires à polypiers de Pagny; OSI = oolithe de Saucourt

Figure A39

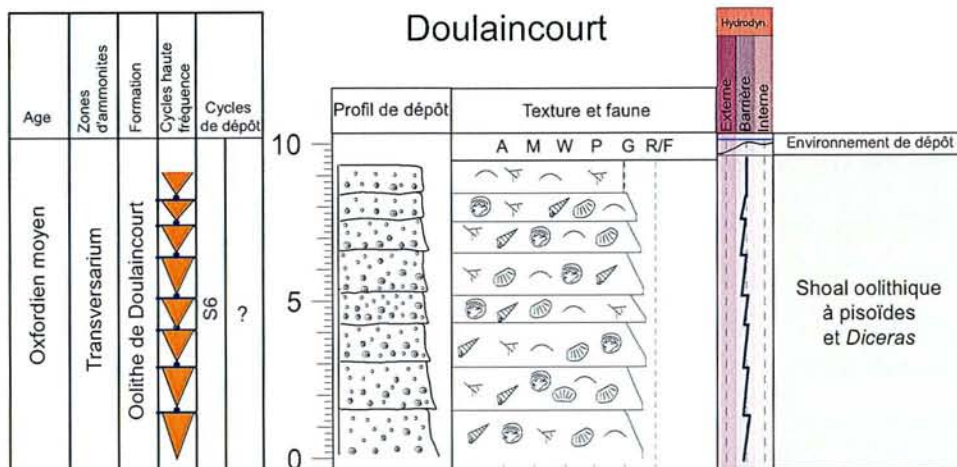


Figure A40

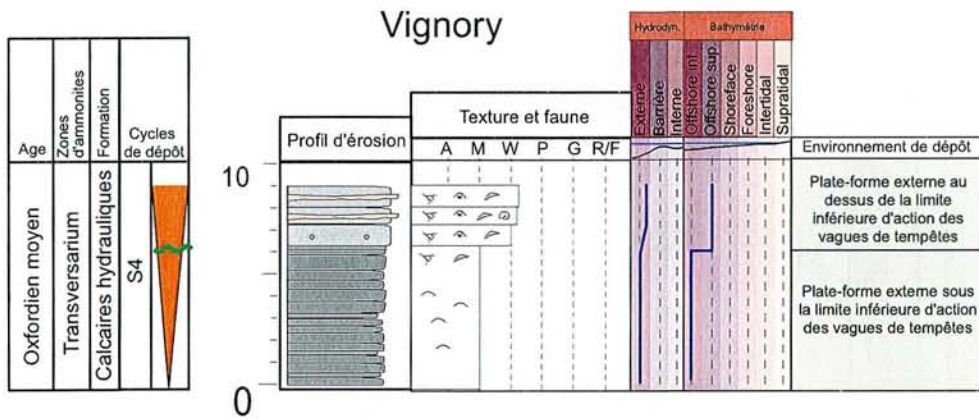


Figure : A41

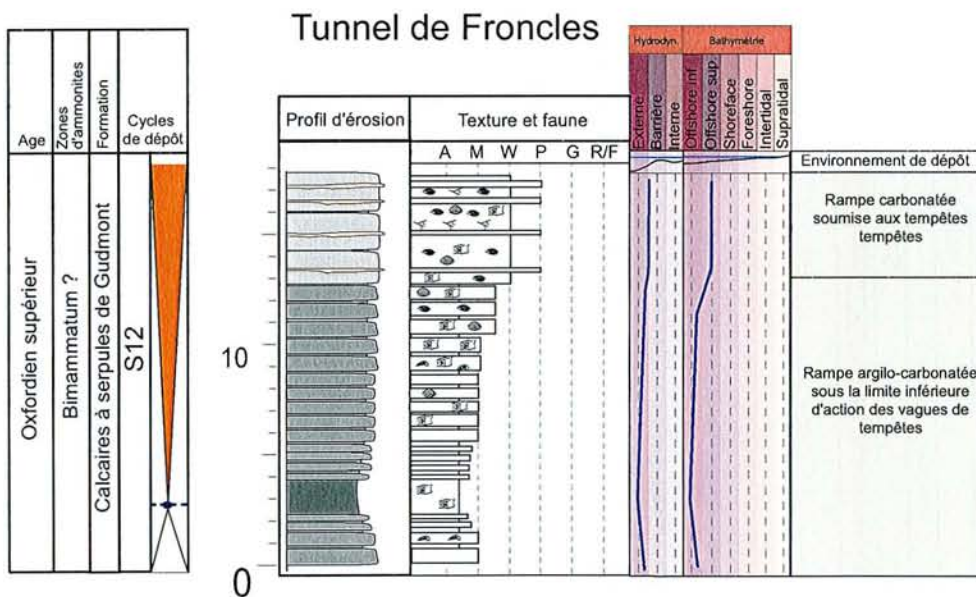


Figure A42

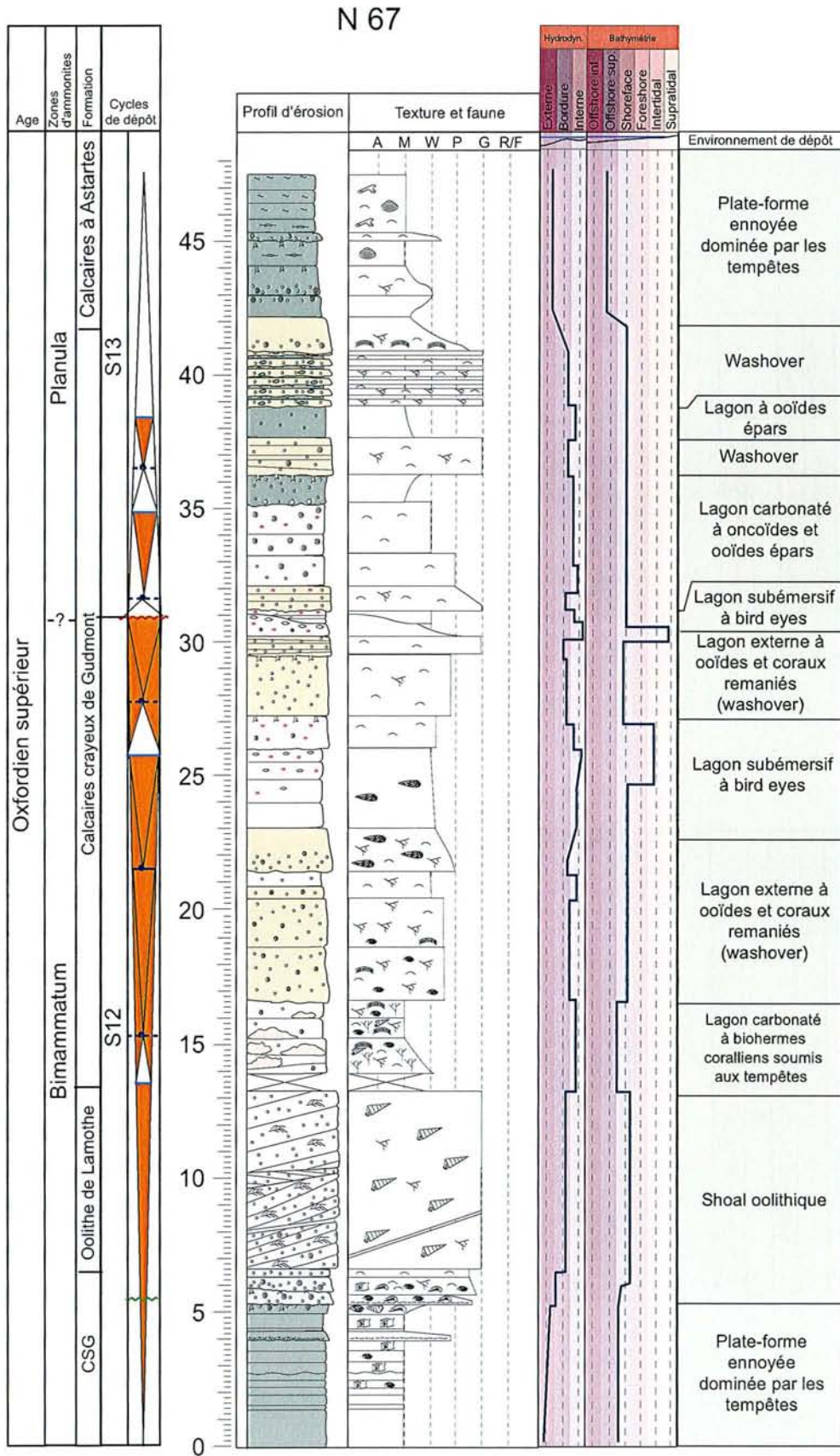
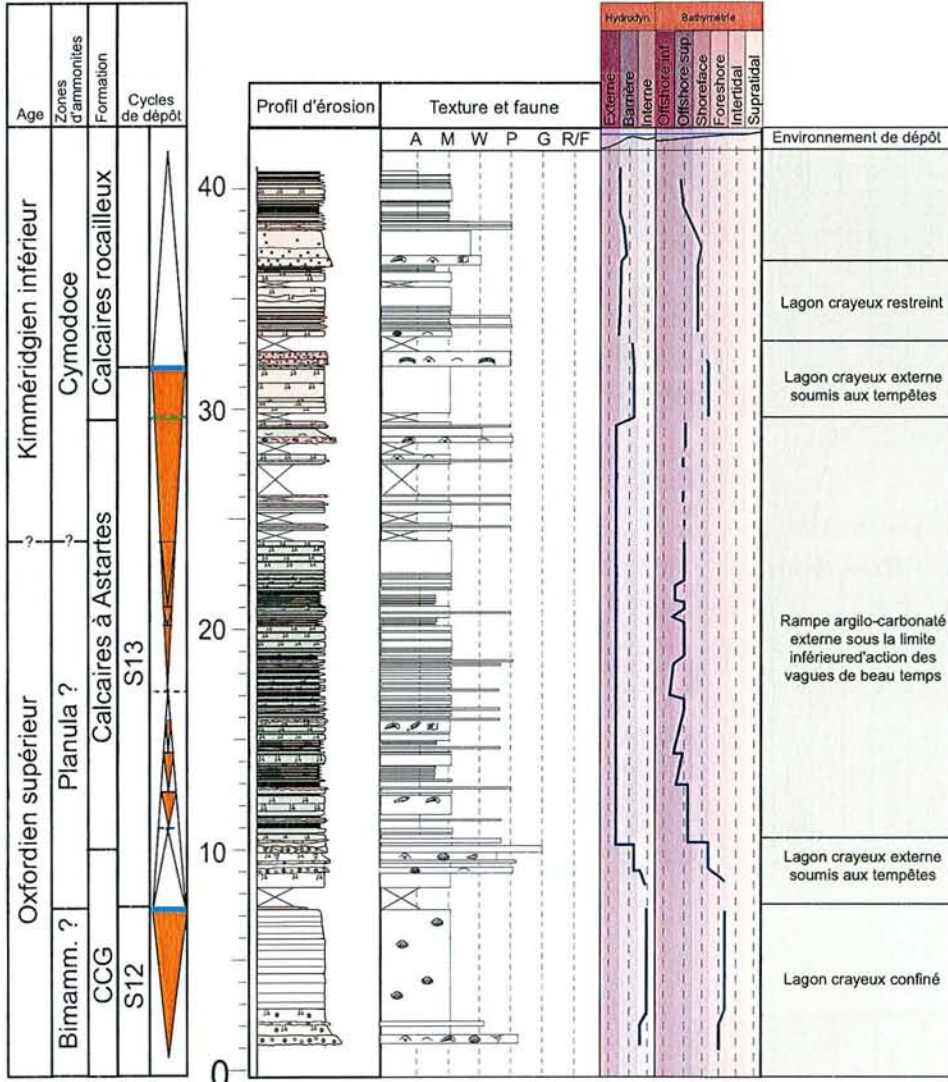


Figure A43

La Claire



CCG = Calcaires crayeux de Gudmont

Figure A44

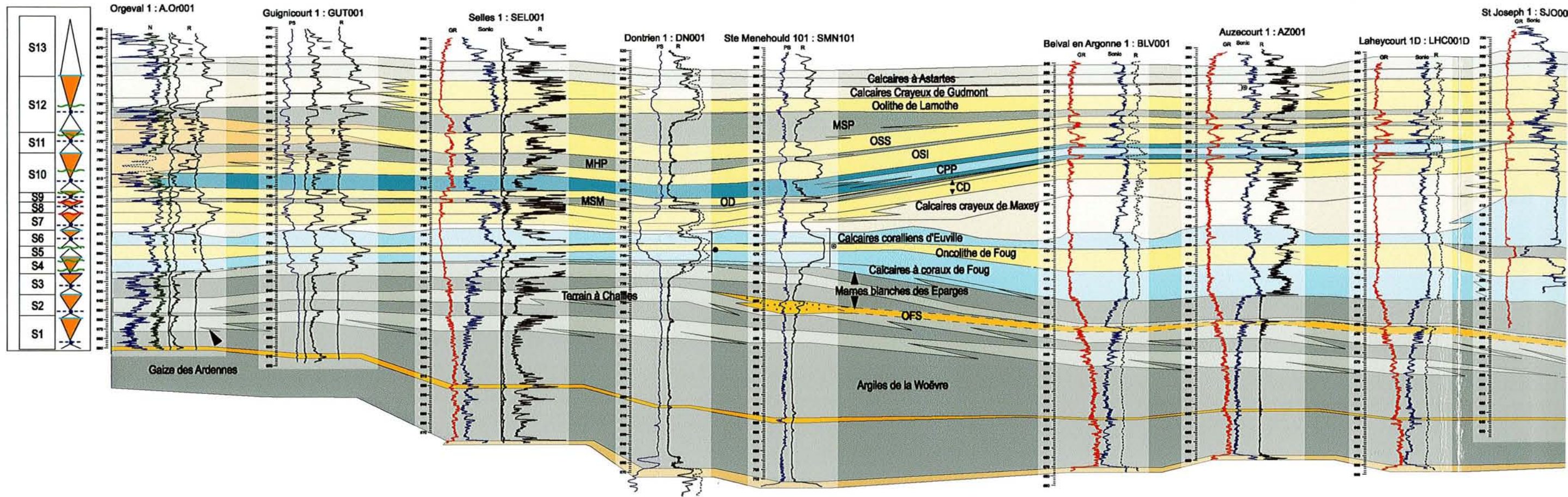
Annexe 3 - Transects diagraphiques

Annexe 4 - Article

(accepté à Facies)

INSTITUT NATIONAL DE RECHERCHES SCIENTIFIQUES
BIBLIOTHÈQUE DES SCIENCES
Rue du Jardin Botanique - BP 11
54601 VILLERS-LES-NANCY Cédex

A

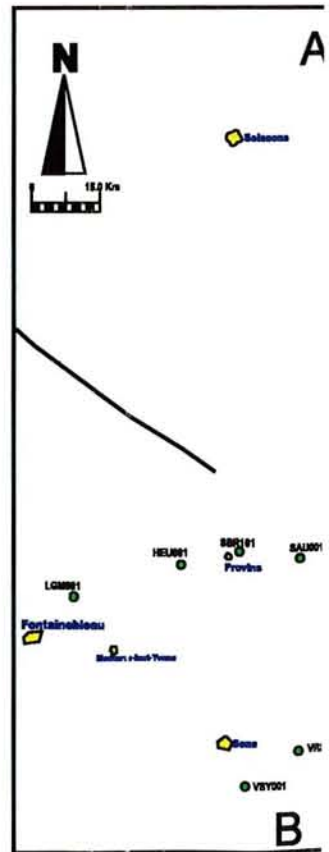


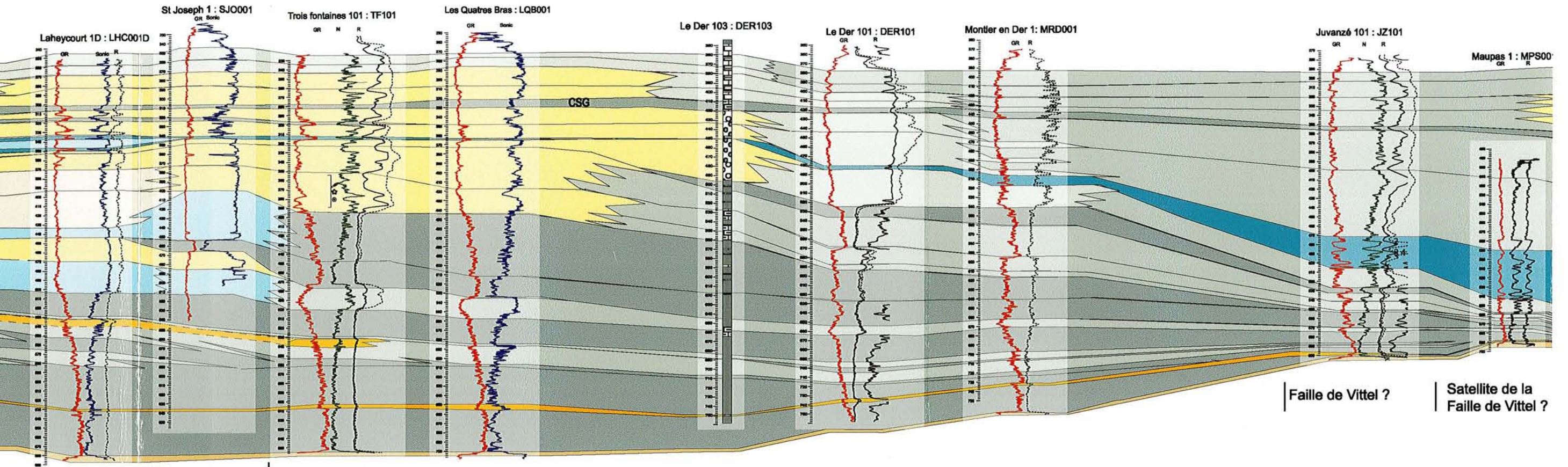
- Discontinuité de chute du niveau marin relatif
- Surface d'émersion et de transgression
- Surface de transgression

- Maximum d'envoyage
- Cortège de haut niveau marin
- Cortège transgressif

- | | | | |
|--|--|--|---|
| | Argiles | | Calcaires oolithiques et/ou oncolithiques |
| | Calcaires argileux | | Calcaires fins lagunaires |
| | Calcaires argileux à couches de tempêtes | | Oolithe ferrugineuse |
| | Calcaires construits | | Grès |

- OFS = Oolithe ferrugineuse de Senonville
- CD = Calcaires de Dainville
- MSM = Marnes silteuses de Maxey
- OD = Oolithe de Dugny
- CPP = Calcaires à polypiers de Pagny
- OSI = Oolithe de Saucourt inférieure
- MHP = Marnes à huîtres de Pagny
- OSS = Oolithe de Saucourt supérieure
- MSP = Marnes à serpules de Pagny
- CSG = Calcaires à serpules de Gudmont

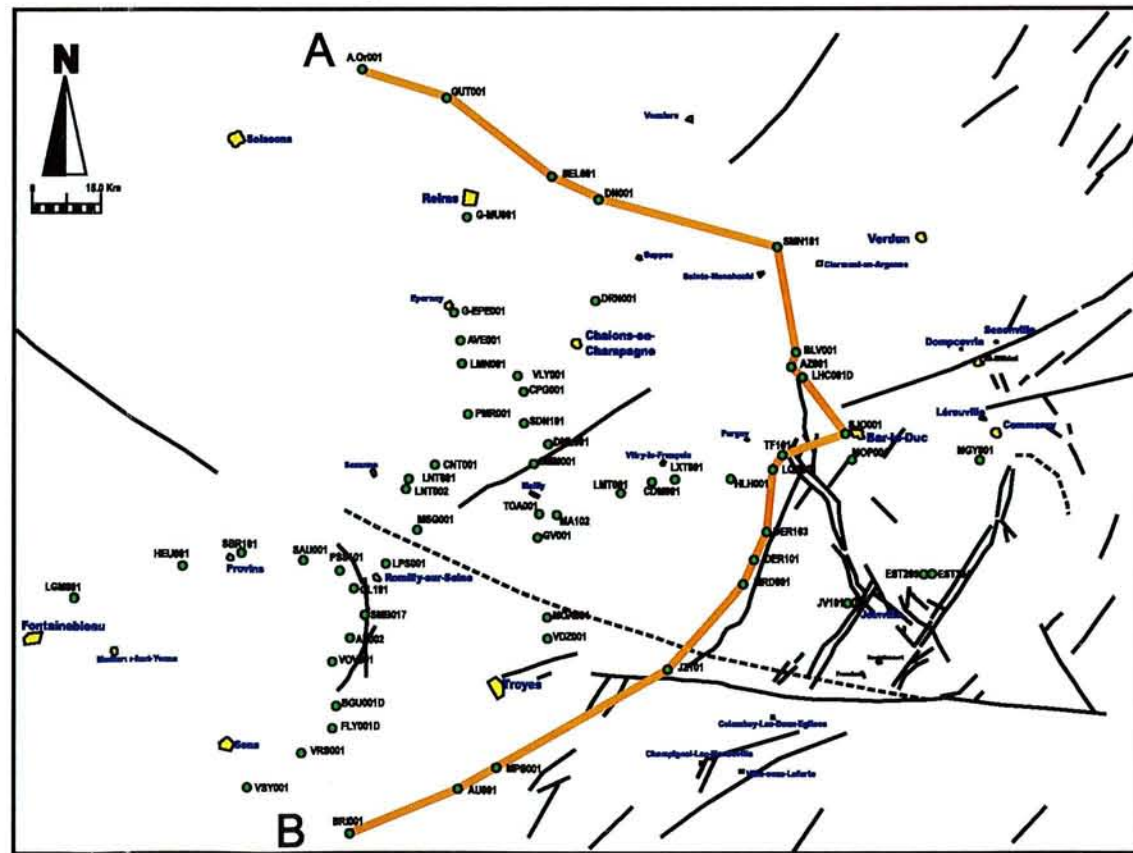




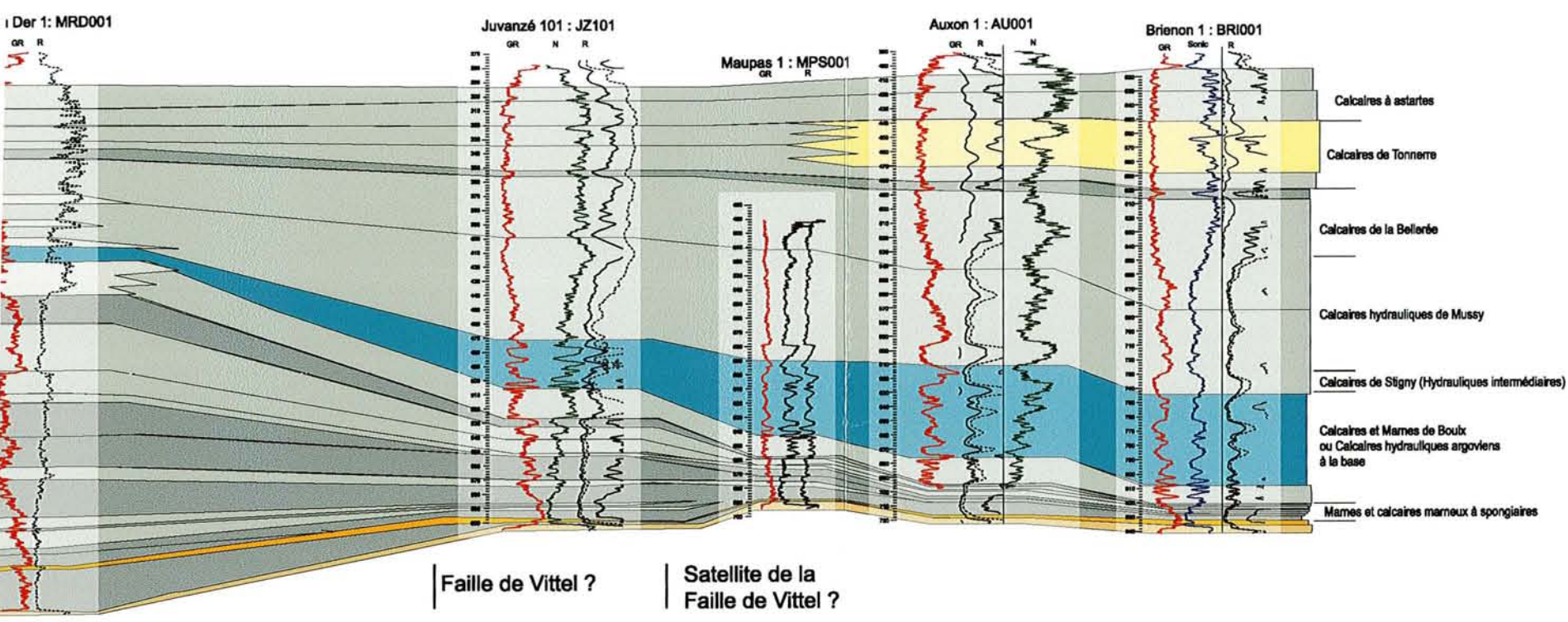
Faïlle de Vitte ?

Satellite de la Faïlle de Vitte ?

Faïlles de la Marne



B



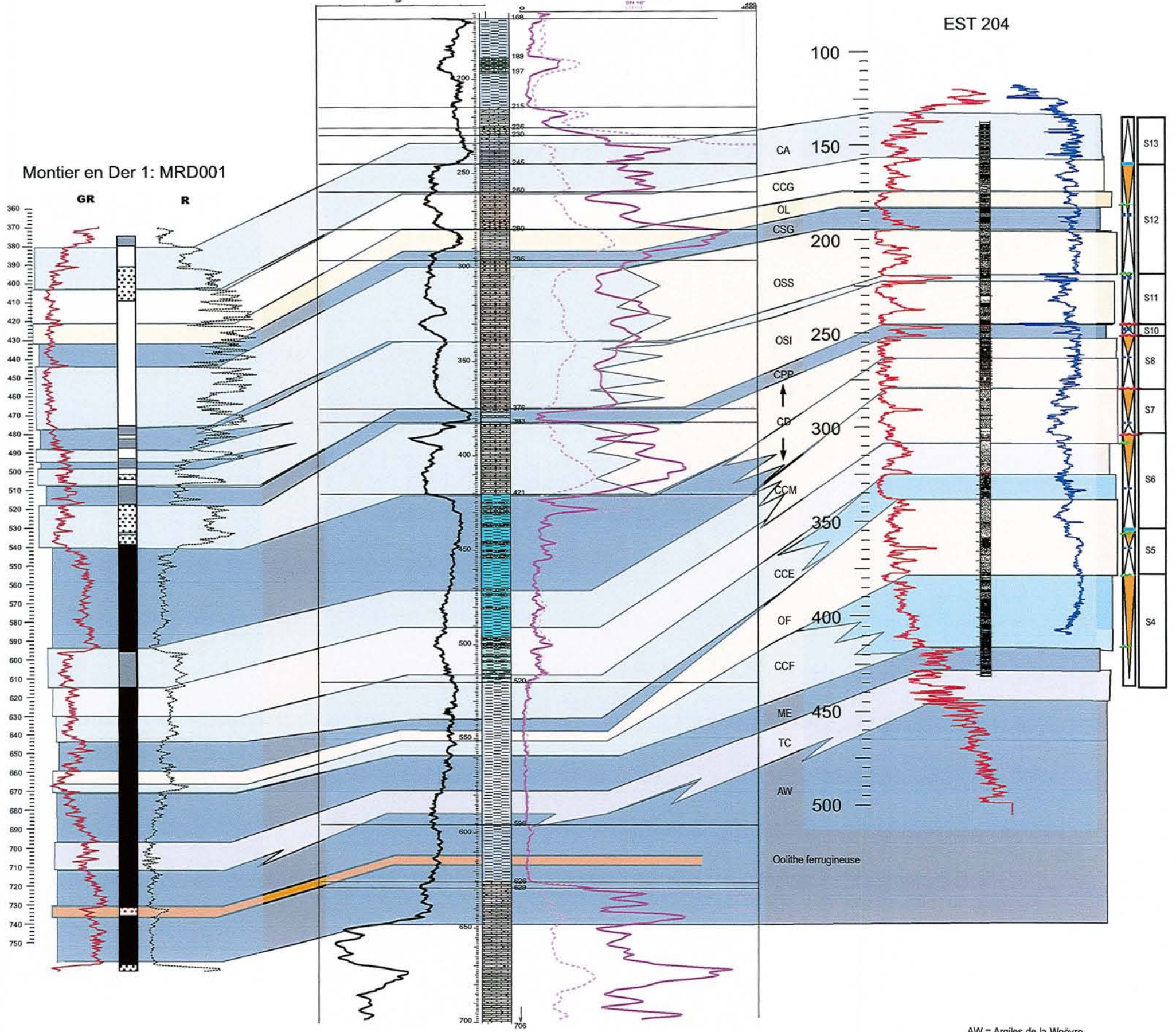
S.C.D. - U.H.P. NANCY 1
BIBLIOTHÈQUE DES SCIENCES
Rue du Jardin Botanique - BP 11
54601 VILLERS-LES-NANCY Cedex

Figure A50 : Transect AB

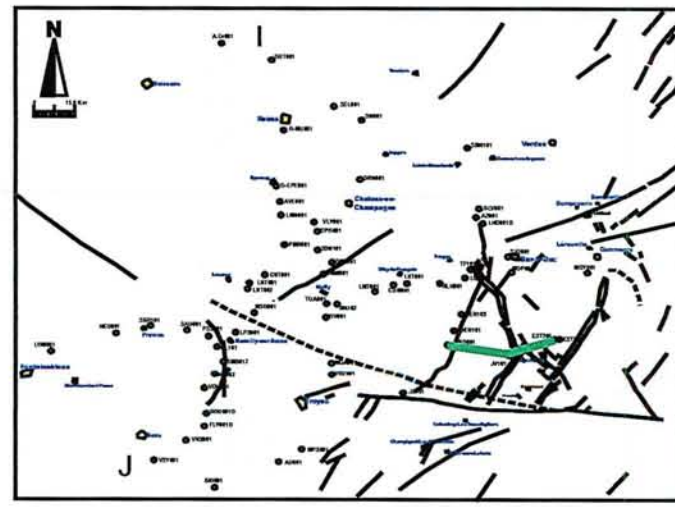
D

Joinville 101

C



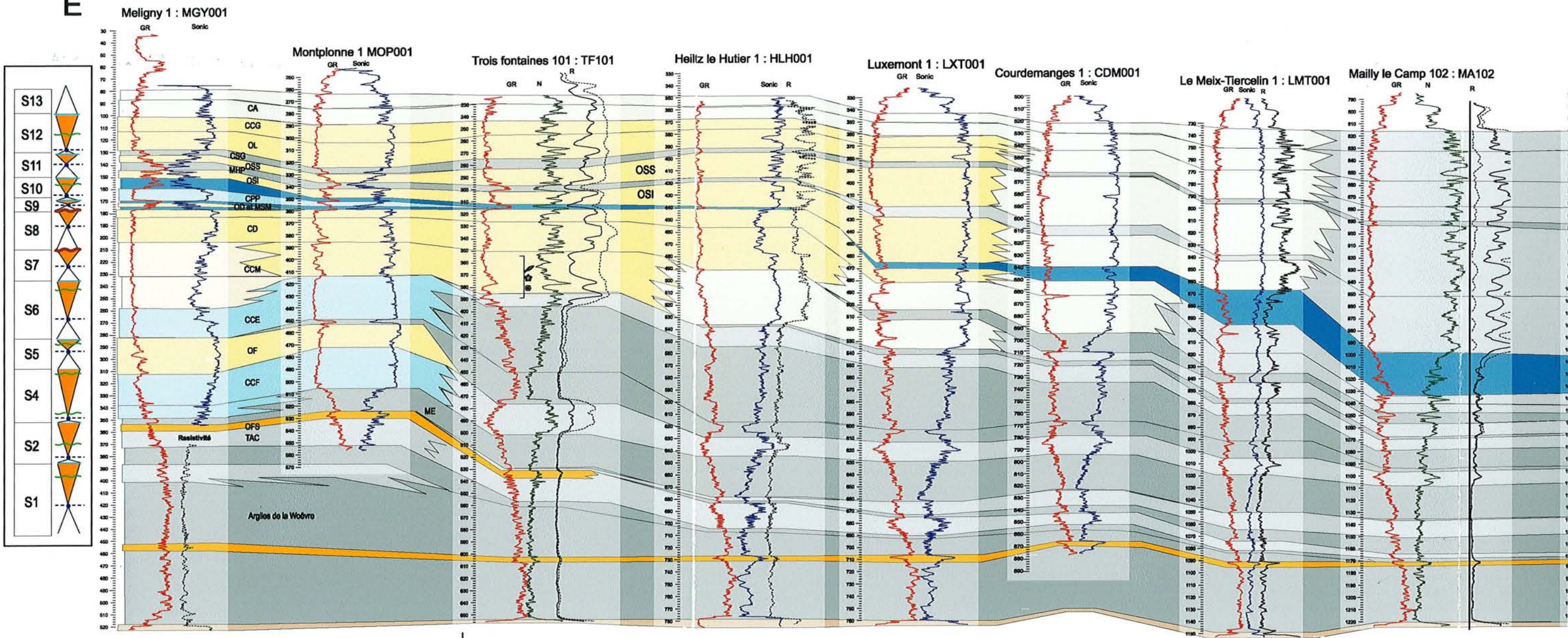
- AW = Argiles de la Woëvre
- TC = Terrain à chailles
- OFS = Oolithe ferrugineuse de Senonville
- ME = Marnes blanches des Eparges
- CCF = Calcaires à coraux de Foug
- OF = Oncolithe de Foug
- CCE = Calcaires coralliens d'Euville
- CCM = Calcaires crayeux de Maxey
- CD = Calcaires de Dainville
- CPP = Calcaires à polypiers de Pagny
- OSI = Oolithe de Saucourt inférieure
- MHP = Marnes à huîtres de Pagny
- OSS = Oolithe de Saucourt supérieure
- MSP = Marnes à serpules de Pagny
- CSG = Calcaires à serpules de Gudmont
- OL = Oolithe de Lamothe
- CCG = Calcaires crayeux de Gudmont
- CA = Calcaires à astartes



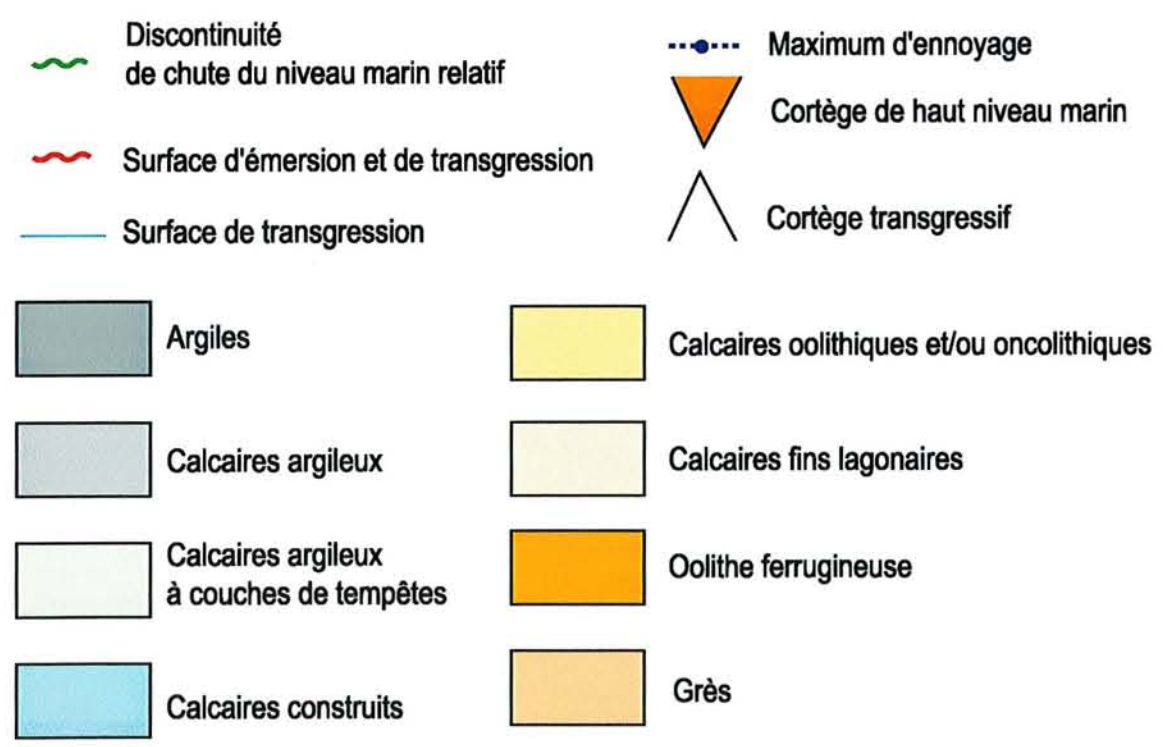
- Discontinuité de chute du niveau marin relatif
- Surface d'émergence et de transgression
- Surface de transgression
- Argiles
- Calcaires argileux
- Calcaires argileux à couches de tempêtes
- Calcaires construits
- Maximum d'ennoyage
- Cortège de haut niveau marin
- Cortège transgressif
- Calcaires oolithiques et/ou oncolithiques
- Calcaires fins lagonaires
- Oolithe ferrugineuse
- Grès

Figure A51 : Transect CD

E

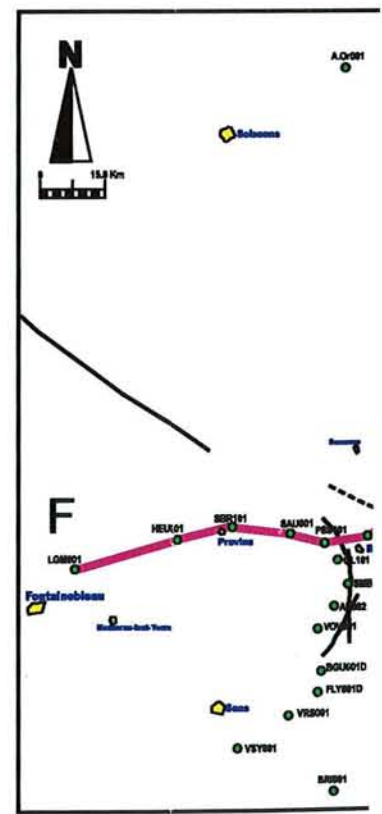


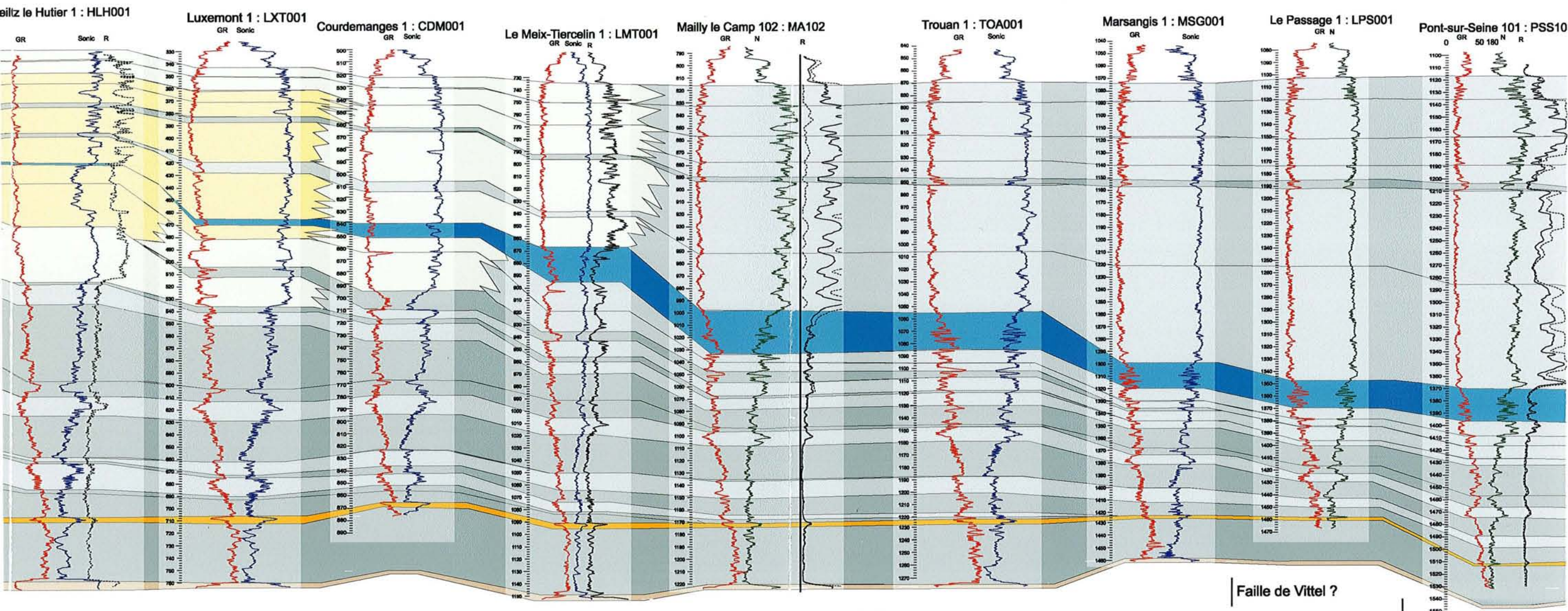
Failles de la Marne



TC = Terrain à chailles
 OFS = Oolithe ferrugineuse de Senonville
 ME = Marnes blanches des Eparges
 CCF = Calcaires à coraux de Foug
 OF = Oncolithe de Foug
 CCE = Calcaires coralliens d'Euville
 CCM = Calcaires crayeux de Maxey
 CD = Calcaires de Dainville
 MSM = Marnes silteuses de Maxey
 OD = Oolithe de Dugny
 CPP = Calcaires à polypiers de Pagny
 OSI = Oolithe de Saucourt inférieure
 MHP = Marnes à huîtres de Pagny

OSS = Oolithe de Saucourt supérieure
 MSP = Marnes à serpules de Pagny
 CSG = Calcaires à serpules de Gudmont
 OL = Oolithe de Lamothe
 CCG = Calcaires crayeux de Gudmont
 CA = Calcaires à astartes



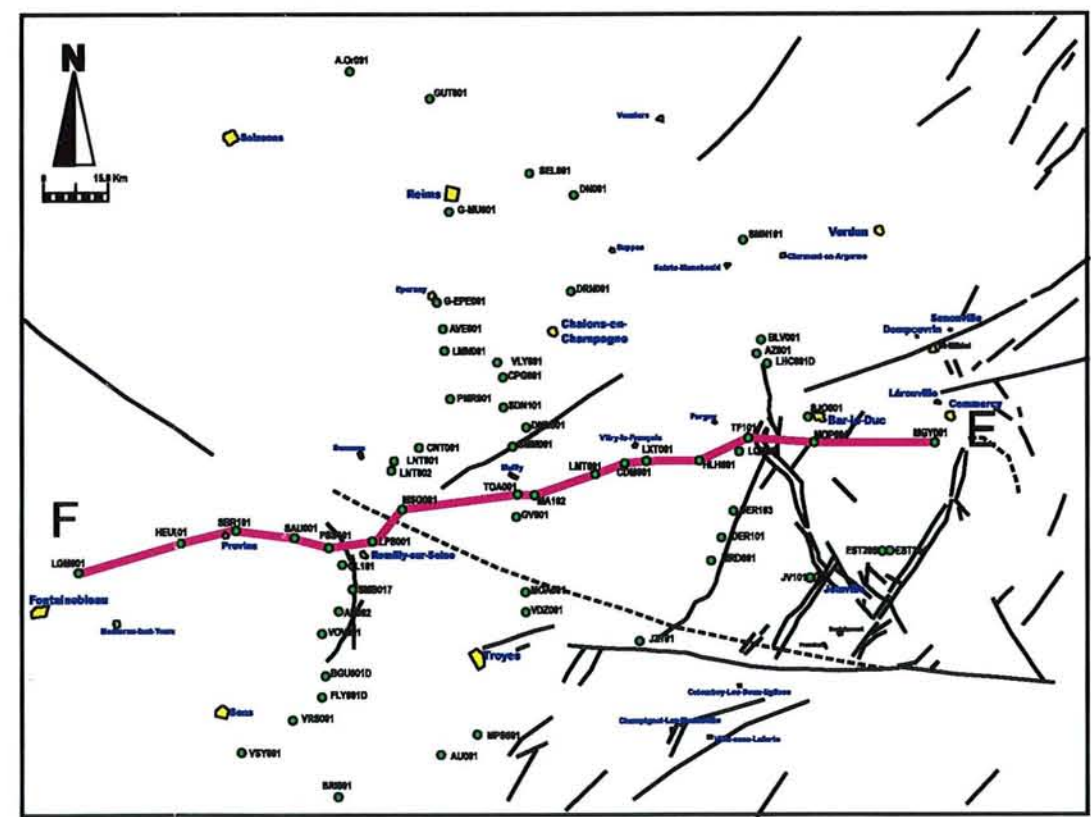


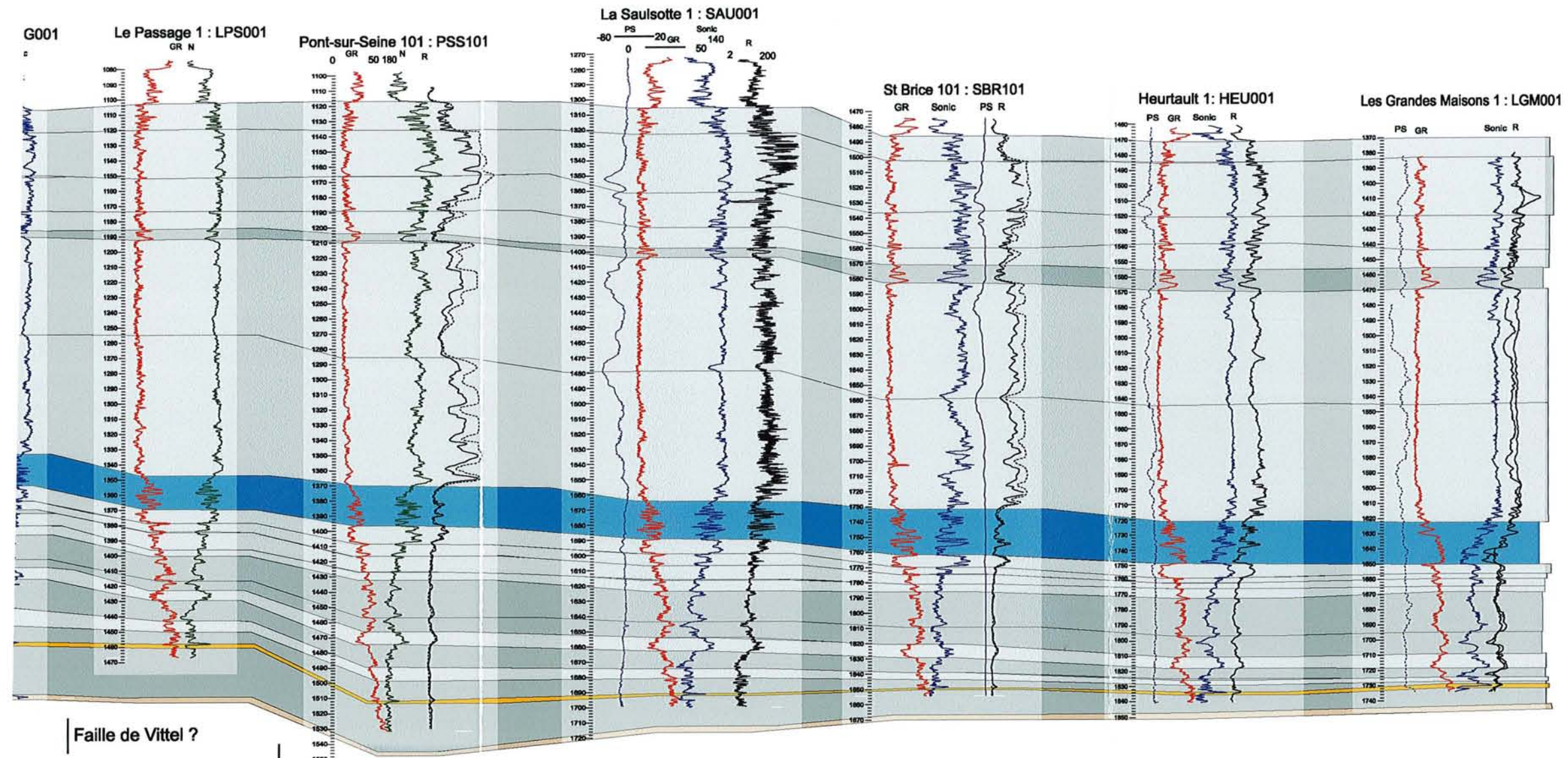
Faïlle de Vittel ?

Faïlle de Saint-Martin-de

- Grain à chailles
- Oolithe ferrugineuse de Senonville
- Marnes blanches des Eparges
- Calcaires à coraux de Foug
- Oolithe de Foug
- Calcaires coralliens d'Euville
- Calcaires crayeux de Maxey
- Calcaires de Dainville
- Marnes silteuses de Maxey
- Oolithe de Dugny
- Calcaires à polypiers de Pagny
- Oolithe de Saucourt inférieure
- Marnes à huîtres de Pagny

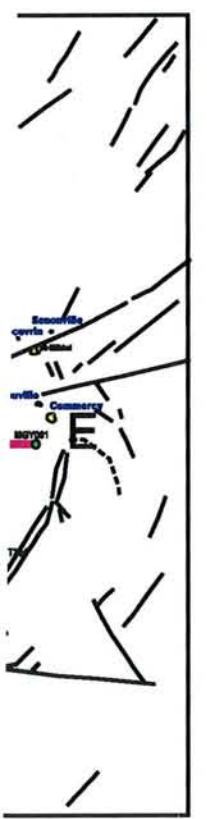
- OSS = Oolithe de Saucourt supérieure
- MSP = Marnes à serpules de Pagny
- CSG = Calcaires à serpules de Gudmont
- OL = Oolithe de Lamothe
- CCG = Calcaires crayeux de Gudmont
- CA = Calcaires à astartes





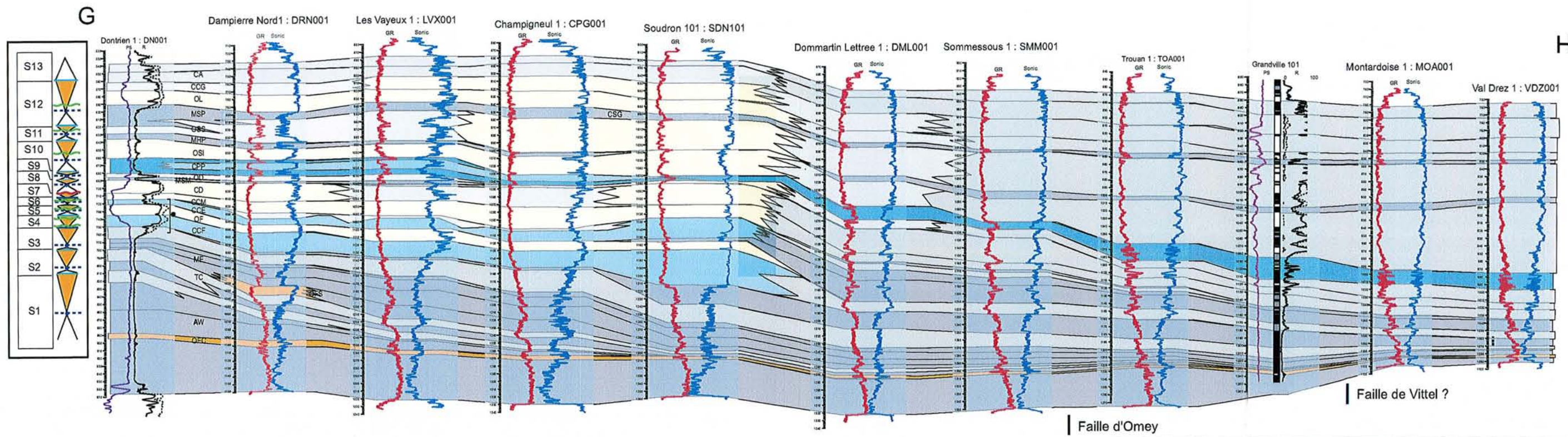
Faille de Vittel ?

Faille de Saint-Martin-de-Bossenay 1



S.C.D. - U.H.P. NANCY 1
 BIBLIOTHÈQUE DES SCIENCES
 Rue du Jardin Botanique - BP 11
 54601 VILLERS-LES-NANCY Cédex

Figure A52 : Transect EF



- Discontinuité de chute du niveau marin relatif
- Surface d'émersion et de transgression
- Surface de transgression
- Argiles
- Calcaires argileux
- Calcaires argileux à couches de tempêtes
- Calcaires construits
- Maximum d'envoyage
- Cortège de haut niveau marin
- Cortège transgressif
- Calcaires oolithiques et/ou oncolithiques
- Calcaires fins lagunaires
- Oolithe ferrugineuse
- Grès
- AW = Argiles de la Woëvre
- OFC = oolithe ferrugineuse calloviennne
- TC = Terrain à chailles
- OFS = Oolithe ferrugineuse de Senonville
- ME = Marnes blanches des Eparges
- CCF = Calcaires à coraux de Foug
- OF = Oncolithe de Foug
- CCE = Calcaires coralliens d'Euville
- CCM = Calcaires crayeux de Maxey
- CD = Calcaires de Dainville
- MSM = Marnes silteuses de Maxey
- OD = Oolithe de Dugny
- CPP = Calcaires à polypiers de Pagny
- OSI = Oolithe de Saucourt inférieure
- MHP = Marnes à huîtres de Pagny
- OSS = Oolithe de Saucourt supérieure
- MSP = Marnes à serpules de Pagny
- CSG = Calcaires à serpules de Gudmont
- OL = Oolithe de Lamothe
- CCG = Calcaires crayeux de Gudmont
- CA = Calcaires à astartes

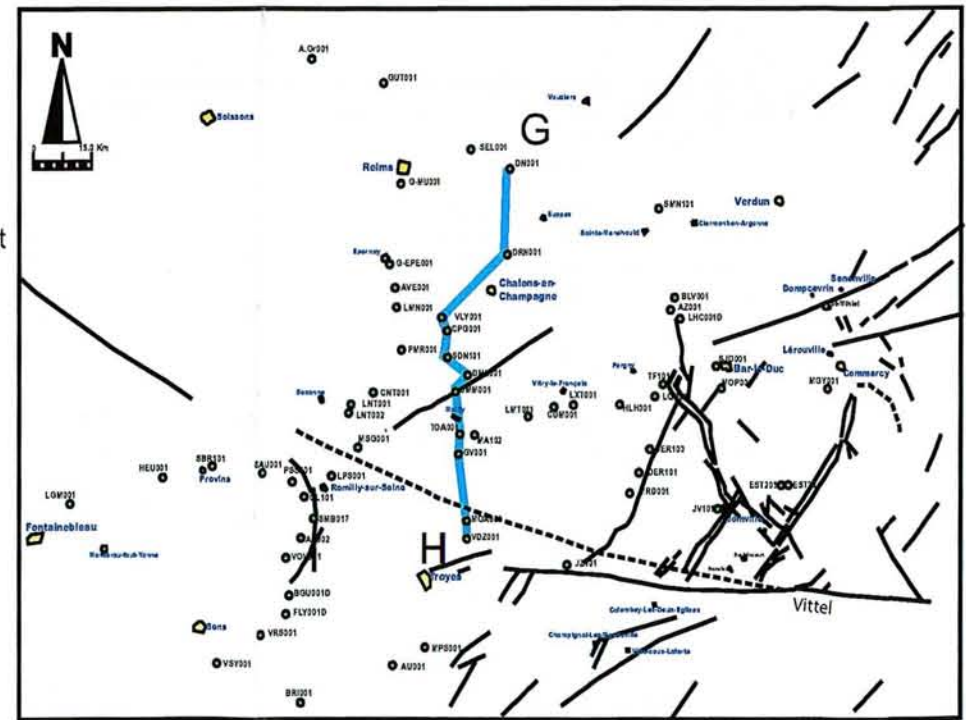
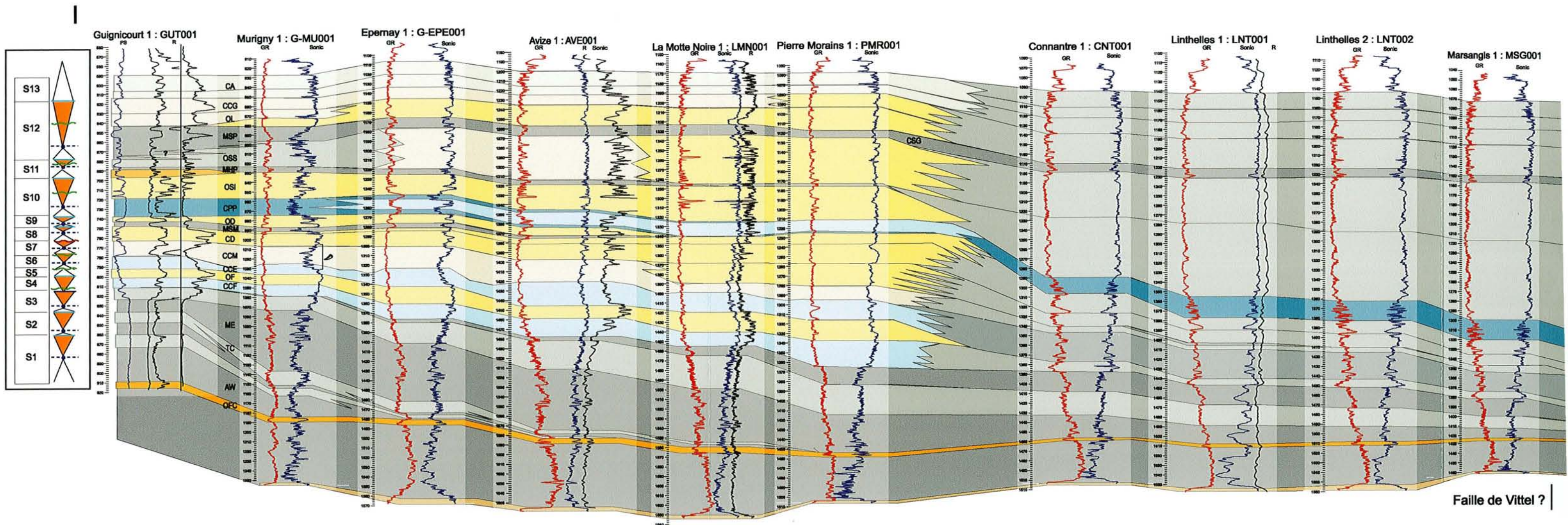


Figure A53 : Transect GH



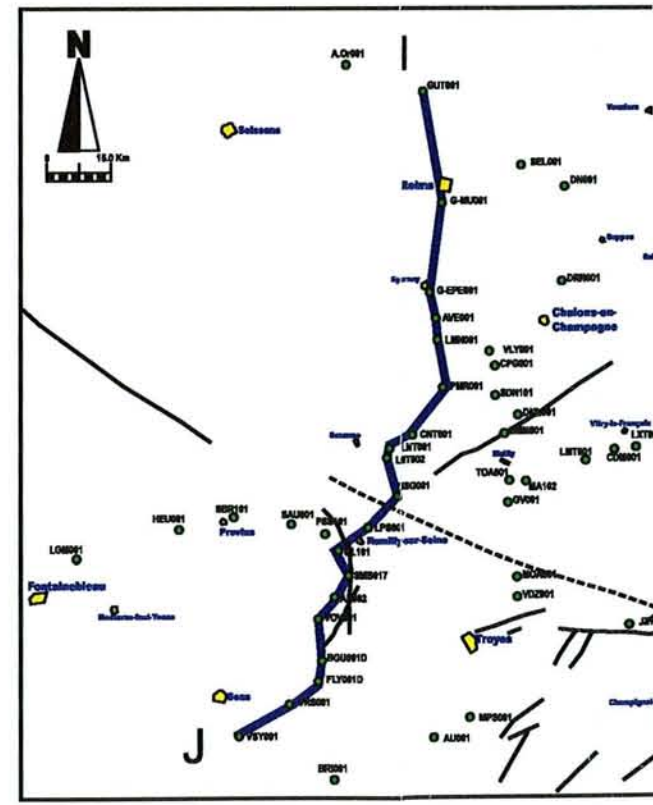
- Discontinuité de chute du niveau marin relatif
- Surface d'émersion et de transgression
- Surface de transgression

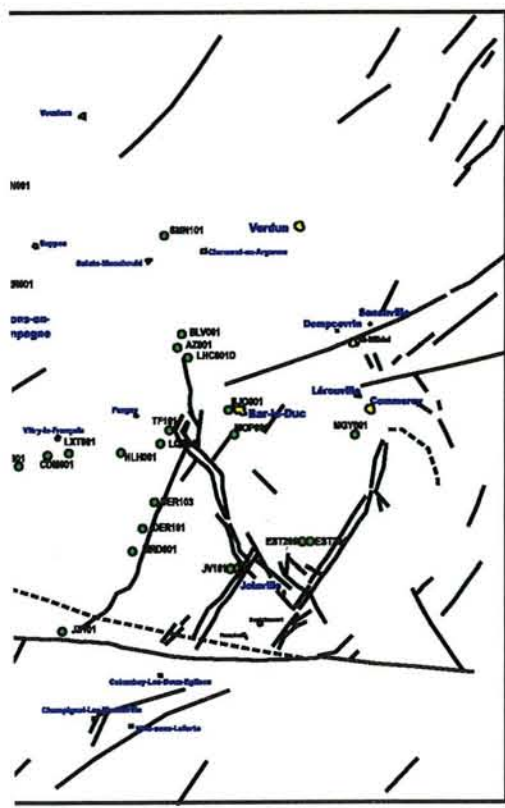
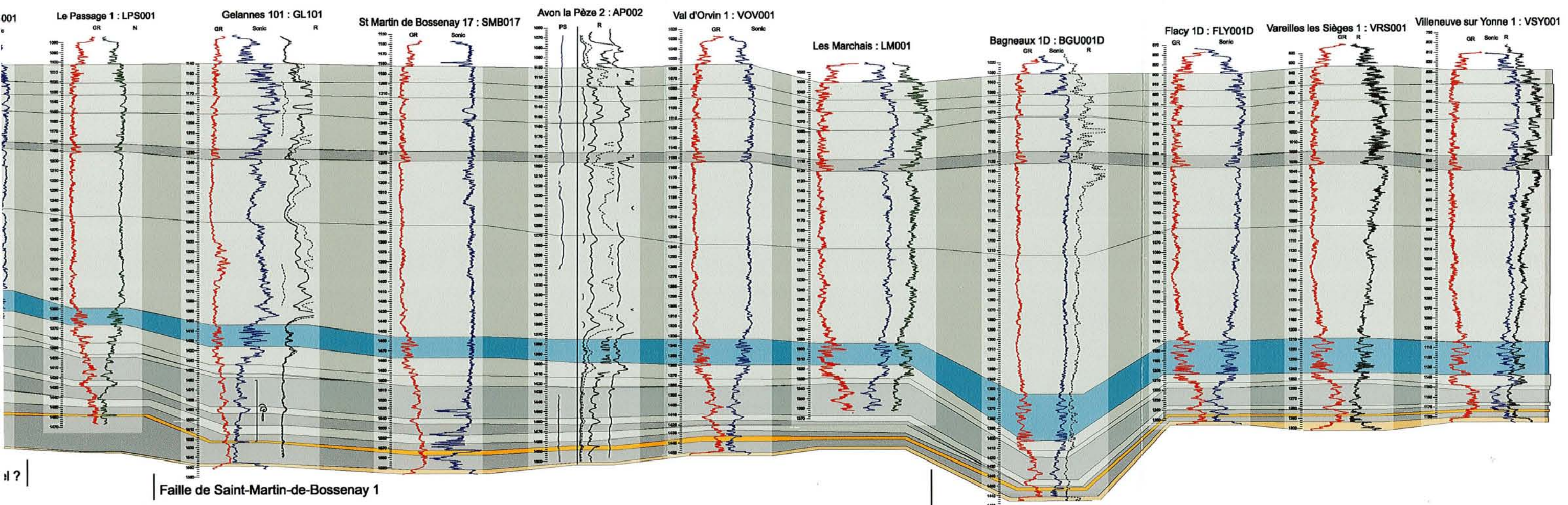
- Maximum d'ennoyage
- Cortège de haut niveau marin
- Cortège transgressif

- | | |
|--|---|
| Argiles | Calcaires oolithiques et/ou oncolithiques |
| Calcaires argileux | Calcaires fins lagonaires |
| Calcaires argileux à couches de tempêtes | Oolithe ferrugineuse |
| Calcaires construits | Grès |

- AW = Argiles de la Woèvre
- OFC = oolithe ferrugineuse callovienne
- TC = Terrain à chailles
- OFS = Oolithe ferrugineuse de Senonville
- ME = Marnes blanches des Eparges
- CCF = Calcaires à coraux de Foug
- OF = Oncolithe de Foug
- CCE = Calcaires coralliens d'Euville
- CCM = Calcaires crayeux de Maxey
- CD = Calcaires de Dainville
- MSM = Marnes silteuses de Maxey
- OD = Oolithe de Dugny
- CPP = Calcaires à polypiers de Pagny

- OSI = Oolithe de Saucourt inférieure
- MHP = Marnes à huîtres de Pagny
- OSS = Oolithe de Saucourt supérieure
- MSP = Marnes à serpules de Pagny
- CSG = Calcaires à serpules de Gudmont
- OL = Oolithe de Lamothe
- CCG = Calcaires crayeux de Gudmont
- CA = Calcaires à astartes





BIBLIOTHÈQUE DES SCIENCES
Rue du Jardin Botanique - BP 11
54601 VILLERS-LES-NANCY Cédex

Figure A54 : Transect IJ

Coral-microbialite reefs in pure carbonate *versus* mixed carbonate-siliciclastic depositional environments: the example of the Pagny-sur-Meuse section (Upper Jurassic, Northeastern France)

Nicolas **Olivier**^{1*}, Lyon, Cédric **Carpentier**², Nancy, Bertrand **Martin-Garin**^{2,3}, Bern, Bernard **Lathuilière**², Nancy, Christian **Gaillard**¹, Serge **Ferry**¹, Pierre **Hantzpergue**¹, Lyon and Jörn **Geister**³, Bern

KEYWORDS: REEF – CORAL – MICROBIALITE – TROPHIC CONDITION – ACCUMULATION RATE – SHALLOW PLATFORM (CARBONATED/SILICICLASTIC) - OXFORDIAN – NORTHEASTERN FRANCE

Content

1. Introduction

2. Geological framework

3. Methods

4. Sedimentary context

4.1. Facies types and depositional environments

4.2. Facies succession and depositional sequences

4.3. Carbonate versus mixed carbonate/siliciclastic depositional environments

5. Reefs

5.1. General reef description

5.1.1. *Coral-microbialite reefs*

5.1.2. *Oyster reefs and framebuilding bivalves*

5.2. Main reef components

5.2.1. *Corals*

5.2.2. *Microbialites*

5.2.3. *Micro-encrusters*

6. Discussion

6.1. Distribution and significance of reef-builders

6.1.1. Coral associations and depositional environments

6.1.2. Microbialites and associated micro-encrusters

6.2. Reef development and controlling factors

6.2.1. Reef growth phases

6.2.2. Reef growth: an autogenic or allogenic growth process?

6.2.3. Climatic control

7. Conclusion

References

Address:

¹ Université Claude Bernard Lyon 1, UFR des Sciences de la Terre, UMR 5125 PEPS, 2 rue Raphaël Dubois, 69622 Villeurbanne, France - Nicolas.Olivier@univ-lyon1.fr - Christian.Gaillard@univ-lyon1.fr - Pierre.Hantzpergue@univ-lyon1.fr

² Université Henri Poincaré, UMR G2R 7566, Géologie et Gestion des Ressources Minérales et Energétiques, BP 239, 54506 Vandoeuvre Cedex, France - cedric.carpentier@2r.uhp-nancy.fr - bernard.lathuiliere@g2r.u-nancy.fr -

³ Universitaet Bern, Institut fuer Geologie, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern, Switzerland - geister@geo.unibe.ch - bertrand.martin-garin@geo.unibe.ch

Summary

Middle to Upper Oxfordian reefs of a shallow marine carbonate platform located in northeastern France show important facies changes in conjunction with terrigenous contents. Five successive reef-building events were observed in the Pagny-sur-Meuse section. Their palaeoecological and sedimentological analyses allow reconstruction of the depositional environment of the different reef types. The Pagny section shows a pure carbonate environment in the lower part and a mixed carbonate-siliciclastic environment in the upper part. Coral-microbialite reefs developed both in pure carbonate limestones and in mixed carbonate-siliciclastic deposits rich in siliceous components. Small oyster reefs occurred in marly intervals. Phototrophic coral associations (*Aplosmilia* and

stylinids) dominated in pure carbonate environments, whereas a mixed phototrophic/heterotrophic coral fauna occurred in more siliciclastic settings. Microbialites occur in pure carbonate facies but are more abundant in mixed carbonate-siliciclastic settings. They only show a reduced development in the oyster reefs. Microbialitic crusts are formed by two main layers, (i) a thin, millimetric basal layer mainly of dense micrite frequently associated with heterotrophic encrusters (nubeculariids, calcareous sponges, bryozoans, and oysters) and (ii) a centimetric layer consisting of clotted to peloidal micrite. This second layer shows either an assemblage of micro-encrusters similar to the first layer or an assemblage of more sciaphilic organisms (*Terebella* and *Bullopore*). Both in pure carbonate and mixed carbonate-siliciclastic settings, reefs seem to have lived through periods favourable for intense coral growth which was contemporaneous with the first microbialitic layer, and periods more favourable for large microbialitic development (i.e. second microbialitic layer). The first microbialitic crust and associated micro-encrusters probably developed within the reef body and thus appear to be controlled by autogenic factors. The second generation of microbialites tended to develop over the entire reef surface and was probably mainly controlled by allogenic factors. Variations in terrigenous input and nutrient content, rather related to climatic conditions than to water depth and accumulation rate, were major factors controlling development of reefs and their taxonomic composition.

1 INTRODUCTION

In the Late Jurassic, the conditions along the northern margin of the Tethys were favourable for intense reef development (Kiessling et al., 1999; Leinfelder et al., 2002). Among the different reef types recognized in the Upper Jurassic (Leinfelder, 1993; Leinfelder et al., 1994), coral-microbialite reefs are abundantly represented in the Oxfordian (Helm and Schülke, 1998; Bertling and Insalaco, 1998; Dupraz, 1999; Dupraz and Strasser, 1999, 2002). Some palaeoecological studies have been carried out on coral-microbialite reefs and some palaeoenvironmental models have been

proposed on the development of coral and microbialitic crusts (Insalaco et al., 1997; Helm and Schülke, 1998; Bertling and Insalaco, 1998; Dupraz and Strasser, 1999, 2002).

In northeastern France, Middle to Upper Jurassic deposits are rich in coral reefs (Geister and Lathuilière, 1991; Lathuilière et al., 2003). The section of Pagny-sur-Meuse exhibits a succession of well-exposed and diverse bioconstructions. In addition, it shows a vertical transition from pure carbonate depositional environments in the Middle Oxfordian to a mixed carbonate-siliciclastic regime in the Upper Oxfordian. According to the depositional setting, bioconstructions reveal a diverse coral composition and a more or less significant development of microbialites. Sedimentological studies made in the Swiss Jura and other regions of the northern shelf margin of the Tethys have equally shown that a probably important climatic change occurred during the Middle to Upper Oxfordian transition (Gygi, 1986; Gygi and Persoz, 1986; Pittet, 1996; Pittet and Strasser, 1998, Cecca et al., 2001, Martin-Garin et al., 2002). Despite the excellent quality of the outcrop, only a few studies were made previously on the Pagny-sur-Meuse section, and palaeoecological and sedimentological analyses have only been incompletely carried out (Geister and Lathuilière, 1991; Latemser, 2000; Vincent, 2001; Carpentier et al., 2002a; Lathuilière et al., 2003).

The aim of this paper is to present a palaeoecological study of the different reef systems jointly with a detailed sedimentological analysis of non-constructive lateral deposits, as well as to provide information on the internal reef growth patterns. In addition, we relate the vertical distribution of reef communities and the response of coral-microbialite reef growth to the increase of terrestrial run-off that occurred during the Middle to Upper Oxfordian transition.

2 GEOLOGICAL FRAMEWORK

Upper Jurassic deposits of the eastern margin of the Paris Basin are accessible in an arc-shaped exposure belt delimited in the north by the Brabant-Ardenne Massif, in the east by the Vosges Massif and in the south by the northern foothills of the Massif Central (Fig. 1A). During Middle to Upper Oxfordian time, the wider study area was located at the northwestern margin of the Tethys Ocean, between latitudes 20°N and 30°N (Fig. 1C; Dercourt et al., 1985; Ziegler, 1990). A merely moderate subsidence rate coupled with high carbonate productivity resulted in a shallowing-upward trend already recognizable in deposits since Lower Oxfordian time. This trend was recorded all over the Paris Basin (Jacquin et al., 1998; Guillocheau et al., 2000). It allowed the development of the shallow carbonate platform of Lorraine in the area between the Ardennes and the Marne Valley (Humbert, 1971; Marchand and Menot, 1980; Geister and Lathuilière, 1991; Collin and Courville, 2000).

This platform shows a strongly variable facies from pure carbonate to mixed carbonate-siliciclastic deposits. The important siliciclastic input is usually attributed to the erosion of the Brabant-Ardenne Massif, which is located about 100 km to the N (Ziegler, 1990; Cecca et al., 1993). The Lorraine Platform is limited near the Marne Valley by a shoal area (Carpentier et al., 2002b), previously interpreted as a reef barrier (Humbert, 1971; Debrand Passard, 1980; Marchand and Menot, 1980). From here, there are lateral transitions into the sponge-bearing deeper shelf deposits of the Jura Mountains and into the marl-limestone deposits with sporadic pseudobioherms found in the Dauphinois Basin (Gaillard, 1983; Enay et al., 1988; Gaillard et al., 1992).

Outcrops of the Oxfordian reef formations of the eastern Paris Basin are characterized by two successive reef complexes ("Zone inférieure à Polypiers"

and “Zone supérieure à Polypiers”, Geister and Lathuilière, 1991; Fig. 2). The two reef complexes were also named “zone construite inférieure” and “zone construite supérieure” by Humbert (1971), “Complexe récifal inférieur” and “Complexe récifal supérieur” by Hilly and Haguénauer (1979), and “Episode récifal inférieur” and “Episode récifal supérieur” by Marchand and Menot (1980). Both reef formations are of Middle Oxfordian age. The lower reef formation developed during the upper part of Plicatilis Zone and the lower part of Transversarium Zone. The upper reef formation extends further into the Transversarium Zone (Enay and Boullier, 1981). The overlying deposits (“Argiles à Huîtres”, Marchand and Menot, 1980) are dated as Upper Oxfordian (Bifurcatus to Bimammatum Zones, see Enay and Boullier, 1981).

At Pagny-sur-Meuse (located about 33 km W of Nancy) the transition between the Middle and Upper Oxfordian beds is accessible in a huge quarry exploited by the Novacarb Company (Fig. 1B). Due to continuous quarrying, a fresh accessible outcrop face is maintained, which is suitable for detailed study. Three quarry faces perpendicular to each other are oriented N-S, E-W, and S-N. Each of them is well exposed laterally over approximately 100 m. The total thickness of the series is around 95 m with the most complete section in the southern face of the quarry. In the two remaining faces, the top of the section is not exposed or already eroded.

The rocks at the base of the Pagny section formed during a first major reef-building event. They are overlain by thick, white chalky limestones corresponding to the middle and the upper part of the upper reef complex (Fig. 2; Geister and Lathuilière, 1991). These rocks are excavated for the chemical industry because of their high calcium carbonate content (up to 98.8% of CaCO₃). The upper part of the section shows a succession of marls and bioclastic limestones, which contain minor isolated bioherms (Maubeuge, 1968). The new discovery of the ammonites *Perisphinctes*

(Dichotomoceras) bifurcatoides and *Perisphinctes (Perisphinctes) hallatus* (det. R. Enay) allows us to place the limit between the Bifurcatus and the Bimammatum Zones somewhere in the 69 to 74 m interval of the section (Figs. 3 and 4).

3 METHODS

Reef morphology, framework composition and transition into lateral sediments were studied in the field. The stepwise quarrying allowed sedimentological sampling bed-by-bed. For safety reasons below the high quarry faces only freshly quarried blocks have been analysed. Relative (surface) proportions of framebuilders were obtained by laying a 1cm grid on random reef surfaces and point-counting at the intersections. This last method was less convenient in some parts of the reefs due to irregular quarry surfaces. Thus, a line transect method had also to be used. The combination of both methods permitted to estimate the general proportion of reef components (Dodge et al., 1982; Bernecker et al., 1999). Numerous polished slabs and 160 thin sections were used to study the facies, microfacies and microbialite microfabrics. The relative abundance of micro-encrusters associated with microbialites was assessed on a scale ranging from 0 to 4 (0 = not observed; 1 = rare; 2 = present; 3 = common; 4 = abundant). The reef fabric and the relationships between the elements of the framework were studied on 60 large, oriented and polished slabs. In addition, 209 coral samples were randomly collected in selected bioconstructions of the successive reef-building events. Transversal and longitudinal coral sections in polished slabs as well as thin sections were used to identify scleractinian genera.

4 SEDIMENTARY CONTEXT

4.1 Facies types and depositional environments

The 95 m high quarry section can be subdivided into a lower segment of pure

carbonate facies accessible in the three lower stepped quarry faces and an upper segment of mixed carbonate-siliciclastic deposits represented by bioclastic limestones rich in siliceous material and by marls (Fig. 4). The latter corresponds to the four main quarry walls in the upper part of the quarry. Eleven facies types were recognized and their classification is given in Table 1. Facies types are macro- and microscopically defined by their texture, their composition (main and secondary components) and by their sedimentary features. Each facies type is interpreted in terms of a particular sedimentological setting within a wider depositional context at the scale of a carbonate platform (e.g. proximal/distal positions, open/restricted environments, and low/high energy). The respective position of facies types in the section is shown in Fig. 4. Facies types 1 to 8 correspond to non-framework deposits and facies types 9 to 11 correspond to boundstones.

Five successive reef-building events (RE1 to RE5) are depicted separately (section 5). They include oyster reefs (facies 10; RE2) and coral-microbialite bioherms (facies 11; RE1, RE3 to RE5). Locally, *Bacinella* bafflestones (i.e. facies 9) are observed laterally to RE1 reefs. In general, the carbonates were deposited in environments ranging from shallow reef platform (probably about 10 m deep) to supratidal flat. Marly levels correspond to environments ranging from a shallow bay setting (and sub-emersive tidal flat) to a storm-dominated open lagoon. Remains of vegetation (e.g. *Brachyoxylon*, det. M. Philippe) in the argillaceous environments suggest that land was not far or that mangrove-type biotopes were present (Garcia et al., 1998). On the other hand, comparison with tempestite sequences described by Aigner (1985) suggests that depositional environments may have been 7 to 15 m deep, which is above fair-weather wave base.

4.2 Facies succession and depositional sequences

The segment of the Pagny-sur-Meuse section consisting of pure carbonate (including RE1 reefs) suggests deposition during a low-frequency regressive trend in its lower part (Fig. 4). In its upper part, despite an increase in siliciclastics, a general low-frequency transgressive phase permitted colonial corals settlement and the development of reefs corresponding to reef building events RE2, RE3, RE4, and RE5.

The lowermost part of the pure carbonate section shows the transition from a coral-microbialite reef (RE1) to a muddy lagoon with algal mats. This indicates a shallowing-up trend that led to more protected and nearly supratidal environmental conditions. More open facies units point to higher energy conditions (washover deposits), which were due to a transgressive pulse resulting in a general backstepping of the depositional environments on the platform. This transgressive period consists of shallowing-up elementary units corresponding to parasequences (Mitchum and van Wagoner, 1991). The maximum flooding is characterised by the thickest parasequence with the most distal facies. Subsequent elementary units show more proximal facies with thinnest washover deposits illustrating the decrease of the available space. This regressive trend led to growth of intertidal algal mats and formation of amalgamated tidal channels rich in wooden debris. This suggests a regressive maximum at the base of the third quarry face. New washover deposits and subtidal megaripples indicate another phase of retrogradation. Two emersion surfaces with supratidal algal mats reveal a new regressive maximum towards the end of the pure carbonate deposition. The emergence did not result from gradual shallowing-up due to deposition, but rather corresponds to discontinuities, which formed as a result of relative sea level fall. The discontinuities mark a sequence boundary interval (*sensu* Vail et al., 1977), which

precedes a phase of abundant terrigenous input.

The mixed carbonate-siliciclastic segment of the section corresponds to a new phase of inundation accompanied by the deposition of marls exhibiting plurimetric tidal channels and oyster reefs (RE2). These beds are followed by a more open facies with bioclastic limestones and coeval coral-microbialite reefs (RE3). A maximum flooding event probably occurred during the development of RE3 and RE4 reefs, just before the beginning of a rapid regression marked by shallow marls and intertidal oyster shell deposits (exposed at the top of the fifth quarry face). The sequence boundary is indicated by a bored synsedimentary hardground encrusted by oysters. After this regression more open facies and higher energy conditions are indicated by the deposition of marls with storm deposits and by oncoidal limestone with coral-microbialite reefs (RE5).

The 60 meters of deposits observed in the three lower quarry faces deposited only during the Transversarium zone. This implies an important accommodation and accumulation rate. On the other hand, the Bifurcatus zone is reduced to ten meters of deposits. That is to say that the thickness of deposits doesn't reflect equally the time during the Middle Oxfordian and the Upper Oxfordian. Consequently, the cycles described in the Transversarium zone correspond to high frequency sequences. They are part of a medium frequency regressive tendency. This interpretation agrees with the sequential interpretation proposed by Gigy *et al.* (1998) for the nearby Oxfordian of Switzerland.

4.3 Carbonate versus mixed carbonate-siliciclastic depositional environments

Sedimentary facies and fossil assemblages both point to very shallow water during all the reef-building events and non-reef intervals. Some influence of the open ocean is suggested by very rare finds of ammonites. The water depth probably did not

exceed tens of metres or even a few metres (Fig. 4). Major sea level fluctuations were observed in the lower half of the section but did not affect carbonate sedimentation in this extensive and flat epicontinental platform. However, such changes can be directly responsible for the opening or closing of a shallow lagoon (Dupraz, 1999; Dupraz and Strasser, 1999, 2002). This is probably the case for the Upper Oxfordian deposits of northeastern France, where a shallow-water area formed a hydrodynamic barrier near the Marne valley, which separated a large lagoonal realm in Lorraine from the open sea (Humbert, 1971; Marchand and Menot, 1980; Carpentier et al., 2002b). An opening towards the North East is also probable as it is documented for the Middle Oxfordian (Carpentier et al., in press). Thus, slight depth variations may explain recurrent facies changes between the marl deposits of facies 6 and the bioclastic carbonates of facies 2, 3, and 8. In these mixed carbonate-siliciclastic settings, temporary gaps of the lagoon towards the open sea allowed a higher carbonate production by considerable seaward export of terrigenous particles, permitting the deposition of more pure bioclastic limestones. On the contrary, during periods of closure, clay input and nutrient levels increased lowered carbonate production, resulting in marl deposits (Ehrlich, 1996; Dupraz and Strasser, 2002).

Nevertheless, such a sea-level fluctuation cannot be the only cause for the drastic facies change observed ranging from pure carbonates to mixed carbonate-siliciclastic deposits. The remarkable rise of terrigenous input from the hinterland during the Middle to Upper Oxfordian transition was not only triggered by eustasy and/or tectonics but also driven by the increase in terrestrial runoff, which led to variations of the trophic level in these shallow platform environments. Previous large-scale investigations in the shallow lagoon of the Swiss Jura Mountains and other Oxfordian shallow carbonate settings of the northern Tethys shelf revealed that the main cause

was probably the shift from a dry to a more humid climate (Gygi, 1986; Pittet, 1996; Pittet et al., 1995; Pittet and Strasser, 1998; Dupraz, 1999, Cecca et al., 2001, Martin-Garin et al., 2002).

5 REEFS

Reefs are well developed and show great variations in size, shape and composition (Pl. 1/1, 1/3-6). These bioconstructions grew up during five reef-building events, which have been analysed all along the Pagny section. The reefs can be subdivided in two main types: coral-microbialite reefs and oyster reefs. Coral-microbialite reefs are observed both in the limestone-dominated section and in the mixed carbonate-siliciclastic depositional environments, whereas small oyster reefs are confined to marl deposits (Fig. 4).

5.1 General reef description

5.1.1 Coral-microbialite reefs

The first reef-building event (RE1 in pure carbonate settings) is represented by reefs of large dimensions (Dagallier et al., 2000) extending across almost the entire width of the section. Laterally, the reefs are in contact with the white limestones of facies 1. Without their base, which is not exposed, the reefs are up to 15 m high and at least 100 m wide having an overall convex upper surface (Pl. 1/1). The most abundant metazoans in RE1 reefs are corals (about 61% of the reef volume) dominated by phaceloid genera (*Aplosmilia* and *Stylosmilia*) and massive *Stylina* (Fig. 5; Pls. 1/2 and 2). An up to 5 cm thick crust of microbialites (16%) is frequently observed on this primary framework (Pl. 3/1). Other common skeletal components include bivalves (*bavekelliids*, pteriids, and pectinids), gastropods, brachiopods, echinids, and the red alga *Solenopora*. Bivalves contribute to about 12% of the reef volume. Volume of intra-

reef sediments amounts to an estimated 11%. These coral-microbialite reefs show numerous surfaces of growth interruption due to necrosis. Generally, large colonies of *Aplosmilla* are truncated. The truncation plane served as a substratum for new coral settlement and growth (Pl. 1/2).

In mixed carbonate-siliciclastic depositional environments coral-microbialite reefs are common and formed during three successive reef-building events (RE3, RE4, and RE5; Fig. 4). These metric to decametric buildups have a lenticular shape and show surfaces of reef growth interruptions, which are laterally correlated with contemporaneous non-reef limestones. Reefs of RE3 and RE4 occur laterally to facies 2 (Pl. 1/3). RE3 reefs are characterized by both small metric patch reefs and decametric bioherms, which are ovoid to lenticular in shape (Pl. 1/4,6). Coral diversity is lower here than in RE1 reefs, but microbialites appear to be more abundant (approximately 20 to 30% of the reef volume). The associated fauna consists of numerous oysters, cemented bivalves, brachiopods, and gastropods. RE4 reefs correspond to the plurimetric coral-microbialite bioherms that developed either directly on top of a pre-existing relief created by RE3 reefs (Pl. 1/6) or occur laterally. Main reef components are corals (35%), locally with decimetric to metric accretions of cemented bivalves (33% of *?Eoplicatula*). Microbialites are moderately developed (16%). Centimetric to decimetric oyster crusts (8%) are observed at the underside of some phaceloid colonies. Other faunal components (e.g. echinids and brachiopods) represent 2% and sediments 5% of the reef volume. Laterally to the facies 3, a few metric coral-microbialite patch reefs characterize reef-building event RE5. Microbialites dominate these bioconstructions (56%). Other components are corals (19%) and associated organisms (e.g. oysters and other bivalves, sponges, and echinids; 20%), while intra-reef sediments represent also here only 5% of the total reef volume.

5.1.2 Oyster reefs and frame-building bivalves

RE2 reefs are small oyster bioconstructions intercalated in marly environments of facies 6, just above the tidal channels of facies 7 (Fig. 4; Pl. 1/3,5). These patch reefs are about 1 to 2 m in horizontal diameter with a height not exceeding 1.5 m. Their generally ovoid shape results from the agglomeration of pluridecimeteric mammillated accretionary units forming a framework, which is mainly composed of both small and large oysters (Pl. 4/4). The large specimens frequently reach a length of 8-9 cm and possibly belong to the genus *Praeexogyra*. This genus contributes to about 3% of the reef framework. *Praeexogyra* is generally observed in a vertical position with upward direction of the umbo and served as a support for the small *Nanogyra nana* SOWERBY. The latter oysters form the bulk of the reef structure (48%). They enlarge the pre-existing framework growing one on top of the other in upward, sideward and downward directions. Commonly, new large oysters settle on the existing framework, creating some additional relief. Only their cemented left valves generally represent both oysters. But in some cases small *Nanogyra* occur with both valves preserved. A similar *Praeexogyra*-*Nanogyra* association was previously described from deposits of brackish bays and lagoons in the Upper Kimmeridgian/lowermost Tithonian of Portugal (Fürsich, 1981). Encrusters on the oysters are relatively abundant and include numerous bryozoans and serpulids. They frequently coat the internal surface of the cemented left valves of *Nanogyra*. About 5.5% of the reef rock is formed by these encrusters together with a thin millimetric crust of microbialites (Pl. 5/4-5). Bivalve borings (*Gastrochaenolites*) and voids made by micro-bioeroders amount to 12% of the reef volume. The remaining volume (37.5%) corresponds to sediments (mudstones to packstones).

In coral-microbialite reefs, corals are the main framebuilders and cemented

bivalves generally represent the framework of oyster reefs. Oysters are scarce in RE1 reefs, whereas they may locally be important in reefs of the RE3, RE4, and RE5 types. They correspond to up to 9% of the surface in RE4 and RE5 reefs. Some RE4 reefs are particular in showing numerous cemented bivalves and thus may be called mixed coral-bivalve-microbialite reefs. Framebuilding bivalves probably belong to the genus *Eoplicatula* (det. F. Fürsich and W. Werner), but determination remains difficult, because the shells cannot be easily extracted from the substrate. These bivalves are generally observed with both valves connected. They formed isolated, decimetric to metric patches between the coral framework (Pl. 4/9) corresponding to up to 33% of the reef volume in RE4 reefs. They were observed at the base and/or at the top of the bioherms.

5.2 Main reef components

5.2.1 Corals

Corals are abundant and diverse along the section. They flourished mainly during the 5 successive reef-building events. Only a few massive colonies of *Stylinia* were observed outside the reefs in facies 1. In the marly deposits of facies 6, corals are missing. A total of 20 genera of corals were identified in the quarry. Growth forms are phaceloid, ramose, lamellar, dome-shaped, and irregularly massive.

The RE1 reefs in the part of the section consisting of pure carbonates reveal a relative diverse coral fauna consisting of 15 genera (Fig. 5). In the lower part of the outcrop observed, the reef is formed mainly by massive colonies, such as *Isastrea*, *Microsolena*, and *Thamnasteria*. Above these massive corals, phaceloid colonies progressively dominate the reef core with metric *Aplosmilia* and *Stylosmilia* (Pl. 2/10-12). Large and sturdy *Aplosmilia* are abundant and form 5 to 10 m high and extensive

thickets in the central part of the bioconstruction (Geister and Lathuilière, 1991). Delicate *Stylosmilia* represent the most common phaceloid corals, which surround the large stacks of *Aplosmilia*. Large branching *Calamophyllloopsis* and small colonies of *Cladophyllia*, *Dermosmilia* and *Thecosmilia* only occur scarcely. The plocoid *Stylina* is the most common massive coral. Some isolated colonies observed laterally to the reef core, can reach very large dimensions (up to 1.3 m in horizontal diameter; Geister and Lathuilière, 1991). A sclerochronological measurement made on a large *Stylina* colony revealed an annual growth rate of 6 to 7 mm.yr⁻¹. Other dome-shaped taxa include *Comoseris*, *Isastrea*, and *Cryptocoenia* (Pl. 2/5). Lamellar forms are also present with the genera *Microsolena*, *Thamnasteria*, *Fungiastraea*, *Actinaraea*, and *Isastrea*, whereas *Microsolena* and *Thamnasteria* are mainly represented by encrusting forms. Ramose corals present are a few branching colonies of *Dendraraea* and *Cryptocoenia*.

In the mixed carbonate-siliciclastic section, the coral diversity of RE3 reefs is reduced to 11 genera (Fig. 5). Furthermore, the occurrence of these taxa seems to be correlated with the size of the bioconstructions. Small metric patch reefs are of very low diversity with only 3 genera present (Fig. 6). In these small bioherms, massive colonies are most common with *Thamnasteria* and a few colonies of montlivaltiids, which seem to have ceased growth at an early phase of their astogeny (Pl. 2/1). These corals include various morphogenera of colonial forms such as *Complexastrea* (and ?*Lathophyllia* mg., Pl. 2/9; see Lathuilière, 1996a) but also rare solitary *Montlivaltia* and budding *Montlivaltia* are present. The latter are similar to those observed by Lathuilière (1996a,b) in Middle Jurassic beds. By contrast, branching colonies are not observed in these metric bioherms. On the other side of the quarry, a much larger bioherm is more diverse with 9 genera. Massive colonies always dominate the coral fauna. The most

common taxa encountered are the genera *Microsolena* and *Isastrea*. *Thamnasteria* is still present having secondary importance compared to other massive forms (i.e. *Cryptocoenia* and *Stylina*). *Stylosmilia*, *Cladophyllia*, and *Calamophylliopsis* represent phaceloid taxa, but these are not very abundant.

RE4 reefs with 16 genera identified so far have a higher diversity than RE3 reefs and are thus comparable to RE1 reefs. *Stylina* is the most common taxon here (Fig. 5). Sclerochronological measurement of a specimen of *Stylina* revealed an annual growth rate ranging from 9.12 to 11.11 mm.yr⁻¹. Other massive corals include *Microsolena*, *Latiastrea*, *Cryptocoenia*, *Amphiastrea*, *Comoseris*, *Fungiastraea*, *Actinaraea*, and *Meandraraea*. Phaceloid *Stylosmilia*, *Cladophyllia*, and *Calamophylliopsis* are always sporadically found (Pls. 2/2 and 6).

The small patch reefs of RE5 are of low diversity with only six genera found. Phaceloid forms of *Thecosmilia* and *Calamophylliopsis* are most common (Pl. 2/3) and associated with a few *Stylosmilia* colonies. *Microsolena* is also well represented, whereas other massive taxa such as *Stylina* and *Actinaraea* are only of secondary importance.

5.2.2 Microbialites

Microbialites are present both in the carbonate-dominated and in the mixed carbonate- siliciclastic part of the section. The microbialitic crusts show a clotted mesostructure characteristic of thrombolites (Aitken, 1967; Kennard and James, 1986; Shapiro, 2000), locally with a leiolithic appearance (Braga et al., 1995). Microscopically, they can show three main types of microfabrics (Leinfelder et al., 1993; Riding, 2000): dense, clotted, and peloidal micrites (Fig. 7). Microbialites are moderately to

abundantly developed and form a 3 to 8 cm thick crust on corals and other skeletons, which constitute the primary framework (Pls. 3 and 4).

In RE1 reefs, microbialites are moderately well developed and represent about 16% of the reef body. A thin layer of thrombolites (up to 5 cm thick) generally encrusts colonies of branching and massive corals. At the mesoscopic scale, these crusts show a light colour similar to sediment coloration, making distinction difficult (Pl. 4/1-3). Thrombolites appear to be able to develop on various skeletal components (e.g. corals, brachiopods, and bivalves) encountered in the reef body. However, they are not homogeneously distributed in the reef framework. Some high-standing phaceloid colonies such as *Aplosmilia* and *Stylosmilia* show a crust on their underside, whereas a crust is lacking on their upper surface (Pl. 3/1). Lamellar colonies (e.g. *Thamnasteria*) and other encrusting fauna (e.g. brachiopods) can also be devoid of microbial crusts. Microbialites show morphologies that are similar to those observed in other Oxfordian or Kimmeridgian reefs (Leinfelder et al., 1993; Bertling and Insalaco, 1998; Olivier et al., 2003). Mammilated microbialite morphologies are frequently observed on phaceloid corals. In section, this type of microbialite reveals a relative homogeneous and continuous structure formed by thrombolitic columns, which indicate various growth directions. Lateral to vertical growth is characteristic of mammilated microbialites on bioherm flanks, whereas downward to sideward growth formed mammilated microbialites on bioherm undersides (Pl. 4/1; Olivier et al., 2003). Microbialites on undersides can show a typical knobby outer surface (Pl. 3/3). Each knob is about 0.5 to 2 cm across and corresponds to the ends of many thrombolitic columns. The microbialites on the flanks show a knobby outer surface in their lower part and a columnar outer surface in their upper part (Pl. 3/2). In some small centimetric to decimetric cavities, thrombolites developed atypical globular to dendroid growth forms

(Pl. 3/4). Thrombolites can also form 1 to 3 cm thick and relatively flat crusts on the upper surface of lamellar corals, but they are lacking on the lower coral surface. At the microscopic scale, thrombolites form a typical crust of two layers, as observed in Oxfordian coral-thrombolite reefs elsewhere (Dupraz and Strasser, 1999, 2002). A thin inner layer consists of dense micrite, more or less laminated and directly encrusted onto the coral surface (Pl. 5/1). This crust is laterally not continuous and generally shows a flat to wavy upper surface. The second layer is generally formed by peloidal, locally clotted micrite resulting in pluricentimetric columns of thrombolites (Pl. 5/2).

In the marly level of facies 4, microbialites form only a low proportion (< 4% of the volume) of the oyster patch reefs. At the macroscopic scale, microbialitic crusts are generally very thin (few millimetres) and of light-brownish colour. They are directly encrusting oyster shells, bryozoans, and serpulids. At the microscopic scale two different kinds of microbial micrite can be recognized:

(1) A very thin and dark layer of dense micrite, which does not exceed 0.5 mm in thickness and shows a planar upper surface (Pl. 5/5). Lamination is rare here. This layer is generally best developed on the inner side of cemented left oyster valves, but is also present on the free right valves.

(2) A layer formed by dense to clotted micrite showing an irregular to domal upper surface with a lamination more or less well developed (Pl. 5/4). This layer either directly encrusted its supports (e.g. oyster valves, serpulids, and bryozoans), or it is found in continuation of the dense micrite previously described. It is not observed on the lower surface of various reef supports and generally shows an upward growth direction. This crust can reach up to 3 mm in thickness.

In mixed carbonate-siliciclastic deposits of facies 5 and 6, microbialites are

largely represented in both RE3 reefs (with about 25-35%) and RE4 reefs (with 16% of the reef body volume). They are most abundant in RE5 reefs (55%). At the macroscopic scale, they show a colour darker than the sediment and usually form microbialites on flanks and undersides of bioherms (Pls. 3/5 and 4/7). The relief of mammilated microbialites can reach 25 cm in diameter. Microbialites developed on various supports such as branching, dome-shaped and lamellar corals, or on other skeletal components like framebuilding bivalves. They generally show a classic internal structure with an outer layer made by thrombolitic columns (up to 5 cm long) and an inner layer composed of more massive thrombolites (up to 3 cm thick). Such an internal organisation of microbialites was previously described from Holocene and Kimmeridgian coral-thrombolitic reefs (Montaggioni and Camoin, 1993; Camoin and Montaggioni, 1994; Camoin et al., 1999; Olivier et al., 2003). However, some mammilated microbialites commonly show several generations of thrombolite growth (Pl. 4/6-8). Each growth phase is formed by a succession of a typical thrombolitic crust, 1 to 5 cm thick with a thin but dense outer thrombolitic layer. This latter is thinner (0.5 to 1 cm thick) and was heavily bored. Oysters of which only the cemented left valve is preserved encrust it. Another microbialite structure on the upper surface of lamellar corals is a 1-2 cm thick dome-shaped crust with a leiolitic fabric. Few specimens of the lamellar corals have a microbialitic crust on both their lower and upper surfaces. The upper surface shows centimetric columns of thrombolite with upward growth, whereas the lower surface shows a thin (about 1cm thick) and dense crust with downward growth. Although decimetric intra-reef cavities were not found in the outcrops themselves, some quarry blocks revealed centimetric (up to 5 cm long) thrombolitic columns with upward growth. Such an internal structure is very similar to that observed in pseudostalactitic microbialites in cavities of some Oxfordian and Kimmeridgian coral-

microbialite reefs (Bertling and Insalaco, 1998; Olivier et al., 2003). At the microscopic scale, two successive micritic crusts form microbialites with two distinct fabrics:

(1) A thin, millimetric layer of dense micrite, generally not continuous, with a flat to irregular upper surface (Pl. 5/8). Numerous nubeculariids that settled directly on the corals can be associated with this crust.

(2) A second layer corresponding to two main types of micrite: peloidal micrite and clotted micrite.

Peloidal micrite mainly occurs when microbialites are mesoscopically of columnar shape (Pl. 5/6). In that case, micro-encrusters are rare and lamination is not frequent. Clotted micrite (sometimes clotted to dense) occurs in mesoscopic microbialites with a more massive texture. These show several growth phases of microbialites and domal to small columnar structures (Pl. 5/7). In that case they can appear densely laminated and are frequently overgrown by various and numerous micro-encrusters (mainly oysters, bryozoans, and serpulids).

5.2.3 Micro-encrusters

Micro-encrusters are commonly associated with the microbialites. Their composition is quite similar to micro-encrusters encountered in Upper Jurassic coral-microbialite reefs elsewhere (Leinfelder et al., 1993; Schmid, 1996; Dupraz and Strasser, 1999, 2002). In a pure carbonate setting, the encrusting organisms of RE1 reefs are characterized by locally abundant *Bacinella irregularis* RADOICIC and some *Lithocodium aggregatum* ELLIOT (Pls. 5/1 and 3). However, *Terebella lapilloides* MÜNSTER remains the most abundant micro-encruster (Fig. 8). Some nubeculariids, rare Tubiphytes, and *Bullopore* are also observed. Calcareous sponges and serpulids occur sporadically. In the mixed carbonate-siliciclastic environments, the composition of

micro-encrusters remains relatively constant throughout all the coral-microbialitic reef-building events under discussion. *Terebella*, nubeculariids and serpulids are the three most abundant micro-encrusters (Fig. 8; Pl. 5/7). The foraminifer *Bullopora*, bryozoans and thecideid brachiopods are also largely represented. Small calcareous sponges are always present and siliceous spicules are scarcely observed. In RE2 reefs bryozoans (*Plagioecia*) and serpulids (*Tetraserpula* and *Cycloserpula*) abundantly encrust oysters (Pl. 5/5). Nubeculariids were rarely observed (Pl. 5/4).

The different micro-encrusters show a preferential distribution related to other reef components. Generally, nubeculariids and *Tubiphytes* are associated with the first inner micritic crusts. *Terebella* and *Bullopora* rather encrust clotted to peloidal micritic columns. Bryozoans and calcareous sponges are observed encrusting both the coral surface and the first dense micritic crust. Thecideid brachiopods are also found on the microbialite surfaces of RE3, RE4, and RE5 reefs. Serpulids and small oysters seem to settle on all types of support (i.e. corals and microbialites). *Bacinella* and *Lithocodium* are always observed forming encrustations directly on the coral surfaces of RE1 reefs.

6 DISCUSSION

6.1 Distribution and significance of reef-builders

6.1.1 Coral associations and depositional environments

With 20 genera identified, the coral fauna of Pagny-sur-Meuse is rather diverse and similar to that observed in the Middle Oxfordian coral-microbialite reefs of the Swiss Jura (Dupraz, 1999; Dupraz and Strasser, 1999, 2002), and of the eastern Paris Basin (Beauvais, 1964; Bertling and Insalaco, 1998). The coral fauna is considerably higher diverse than that of the Middle Oxfordian of England (Insalaco, 1996, 1999; Insalaco

et al., 1997). It is suggested that this distribution pattern is of climatic origin and related to a paleo-latitude thermal gradient (Cecca et al., 2001, Martin-Garin et al., 2002). In the depositional environments observed at Pagny-sur-Meuse, both the various colony shapes (lamellar, branching, and dome-shaped) and the diversity of colonial structures (phaceloid, cerioid, thamnasterioid, and plocoid) do not seem to be affected by the transition from pure carbonate to mixed carbonate-siliciclastic environments. However, this abrupt change in the depositional environment had a direct influence on the taxonomic composition of the coral associations themselves (Fig. 5).

In pure carbonate settings, RE1 reefs are relatively diverse with 15 genera and are dominated by an association of very large *Aplosmilia* and stylinids (*sensu* Gill, 1977). The low equitability and the qualitative assessment of the coral cover suggest that this assemblage does not represent an optimal environment in spite of the diverse coral fauna present (Dupraz and Strasser, 2002). The association is probably controlled by moderate environmental stress. Diversity and analysis of shape and size of colonies suggest that light and temperature are not limiting factors. A considerable input of sediments could explain the high proportion of branching and plocoid forms such as *Aplosmilia*, *Stylosmilia*, and *Stylina*. It is generally accepted that in Recent and Jurassic coral reefs high sediment accumulation generally favours the development of branching forms, (e.g. Roy and Smith, 1971; Roniewicz and Roniewicz, 1971; Hubbard and Pocock, 1972; Hubbard 1973; Zlatarski and Martinez Estalella, 1982; Geister and Lathuilière, 1991; Rice and Hunter, 1992; Leinfelder, 1994; Nose, 1995; Nose and Leinfelder, 1997; Lathuilière, 2000a,b), especially when corals are devoid of microbialitic crusts (Nose and Leinfelder, 1997). However, numerous well-developed microbialites encrust the underside of some parts of the reef bodies. This clearly indicates a relatively long period from the upgrowth of a coral to its burial by sediments.

Thus, microbialitic growth indicates that accumulation rate varied through time. Even though phaceloid corals are well adapted to burial by sedimentation due to their high relief, they do not develop a positive relief on the sea floor in response to sediment accumulation stress. Regional considerations as well as comparison of fauna with other settings suggest that RE1 reefs are representative of a lagoonal environment (Geister and Lathuilière, 1991; Vincent, 2001). In this depositional setting, periods of high sedimentation rate could lead to a temporary rise in turbidity due to hydrodynamic events. Violent storms or hurricanes capable of severe breakage of coral colonies sometimes interrupted a regime of moderate wave energy. Reiterations of growth after storm events were observed. The very low portion of pennular filter-feeding corals coincides with a high portion of *Aplosmilia* and stylinids. This suggests that the RE1 association characterises oligotrophic conditions (Fig. 9).

In the mixed carbonate-siliciclastic settings of RE3 reefs, increase of terrigenous input is correlated with a decrease in diversity from 15 to 11 genera. Stylinids are less well represented, whereas *Thamnasteria* and *Microsolena* dominate. *Thamnasteria* is known for its very large ecospace (Bertling, 1993, 1995) and has been signalled for its pioneering capability to recolonize habitats after storms (Lathuilière, 2000b). *Microsolena* and pennular corals in general are known as suspension-feeders (Lathuilière and Gill, 1995). The ecological niche of these corals is either the outer slope of reefs (Geister and Lathuilière, 1991; Insalaco, 1996) or the lagoon (Dupraz, 1999; Dupraz and Strasser, 2002). In both cases, environmental settings deviate from the optimal oligotrophic situation of the reef crest. Decrease of the number of stylinid genera in RE3 reefs is probably due to environmental deterioration as a result of terrestrial run-off and to the higher fertility found in waters enriched in nutrients (Fig. 9). However, due to the limited number of samples taken, definite statements are

difficult on the true diversity of stylinids in RE3 reefs in comparison to the RE4 reefs, both of which developed laterally to facies 2. At least, the qualitative evaluation in the field clearly shows that the giant colonies of *Stylina* observed in RE1 reefs are absent in RE3, RE4, and RE5 reefs. The lateral variability in coral composition between the different bioherms of RE3 is notable. Small metric bioconstructions appear drastically reduced in diversity with only three genera present (*Thamnasteria*, *Complexastrea*, and *Montlivaltia*), whereas larger bioherms show a definitely higher diversity with 9 genera recognised (Fig. 6). Such variation in the composition of bioconstructions of different size was already observed in the Recent reefs (Geister, 1983).

In RE4 reefs, some assemblages are well-balanced between stylinids (*Stylina* and *Stylosmilia*), microsolenids (*Microsolena*, *Comoseris* or *Meandraraea*) and diverse massive forms (such as *Isastrea*, *Cryptocoenia*, and *Amphiastrea*). Breakdown of *Calamophylliopsis* and tumbling of *Stylina* is frequent. The relatively higher diversity of RE4 reefs (16 genera) indicates a balanced heterotrophic/phototrophic mode of nutrition (Dupraz and Strasser, 2002). Both the coral associations of RE3 and RE4 reefs and the lateral deposits of facies 2 reflect a shallow depositional environment of moderate energy, which was under the influence of recurrent terrigenous input and frequent storm events.

The framework of the last reef-building event (RE5) is of low diversity with only 6 genera present. The great abundance of *Calamophylliopsis* and *Thecosmilia* might be due to a higher energy environment as previously suggested by the analysis of facies 3. The genus *Calamophylliopsis* is considered to be well adapted to conditions of heavy sedimentation (Leinfelder et al., 1996) and seems also capable to cope with agitated water (Olivier et al., 2003). *Microsolena* is also well represented and points

to a higher fertility than that expected in RE4 reefs. This may be due to an increase in eutrophication linked to terrigenous input. Thus, RE5 reefs appear to have lived in nutrient-rich waters (meso- to eutrophic conditions) of a shallow high-energy lagoon (Fig. 9).

6.1.2 Microbialites and associated micro-encrusters

Microbialites are well known from Upper Jurassic coral reefs (see Leinfelder and Schmid, 2000). Microbialites can play both reef-building and binding roles (Leinfelder et al. 1996; Olivier et al., 2003). In RE2 reefs, microbialites are very thin and cover indifferently all components of the oyster reefs (e.g. oysters, serpulids, and bryozoans), being essentially binding agents. Such a microbial crust was probably strengthening the oyster framework in an environment frequently disturbed by storm events or tidal currents. In coral-microbialite reefs, the dense micritic crust covering simultaneously several framework components is not observed due to the generally high dimension and relief of the support. But it is generally encrusting a single coral branch or a shell. Thus, binding by dense micrite was probably negligible. On the other side, pluri-centimetric peloidal columns emphasize the predominant constructional role played by microbialites in these Upper Oxfordian coral reefs.

It is generally accepted that sedimentation rate and water energy are the two main factors controlling the mesoscopic growth form of microbialites (Braga et al., 1995; Schmid, 1996). Parcell (2002) also emphasizes the role played by the rate of sea-level change that directly affects the sedimentation rate. This must be very low for microbial development (Sun and Wright, 1989; Dromart, 1992; Leinfelder et al., 1993). Sedimentological analysis of the Pagny section revealed that sea-level variations probably did not exceed a few meters and thus cannot be considered to be a major control of microbialite growth. Water energy can change between the

different reef-building events (Figs. 4 and 9; see also facies 1, 2, and 3), but does not influence the microbialitic crusts. Probably, microbialites are mainly controlled by the trophic conditions that prevailed during the reef growth, by their position within the reef structure (i.e. light dependence; Olivier et al., 2003) and by the sedimentation rate (Reitner, 1993; Leinfelder et al., 1993; Schmid, 1996; Parcell, 2002).

At Pagny-sur-Meuse, microbialites are moderately well developed in RE1 reefs (i.e. laterally to the pure carbonate sediments of facies 1) and are most abundant in mixed carbonate-siliciclastic settings (i.e. RE3, RE4, and RE5 reefs laterally to facies 2 and 3). They are scarcely developed in the oyster reefs that formed in argillaceous environments (facies 6; Fig. 9). These observations suggest that microbialites preferred carbonate environments with a low to moderate siliciclastic content as compared to pure carbonate conditions, and that periods of heavy argillaceous sedimentation were probably not favourable for full microbial development (Dupraz, 1999; Dupraz and Strasser, 1999, 2002).

Internal structures and fabrics, as well as outer surfaces of microbialites show similarities and differences between a pure carbonate setting and mixed carbonate-siliciclastic environments. At the microscopic scale, the transition from a first millimetric layer of dense micrite to a second centimetric layer of clotted to peloidal micrite probably reflects periods of environmental change, which in these two depositional settings favoured microbial development and carbonate precipitation (Fig. 10). Generally, the first dense micritic layer grew directly on corals and/or oysters that formed the primary framework, as well as on the first generation of micro-encrusters (i.e. *Lithocodium* and *Bacinella*; stages 1, 1' and 2, Fig. 10). These latter are thought to be photophilic microorganisms (Leinfelder et al., 1993; Schmid, 1996). Even if this microbial crust is not continuous, it developed both on the upper and lower surfaces of its support. In

addition, it is generally overgrown by bryozoans, nubeculariids, calcareous sponges, and oysters. Such a dense micrite layer probably formed just below living coral colonies in somewhat less illuminated environments (Dupraz and Strasser, 1999, 2002). This layer is thought to be confined to areas of low sedimentation rate similar to those observed in modern reefs of Lizard Island (Reitner, 1993). Dense micrite is most abundant in RE2 reefs and is frequently associated with the bryozoan *Plagioecia*. This frequent overgrowth reaction between microbial mats and bryozoans indicates a possible antagonism and/or relationship of commensalism similar to that recently found in modern environments (Scholz and Krumbein, 1996; Scholz et al., 2000), and that supposedly has occurred in the Messinian (Moissette et al., 2002). Commensalism relationships can also be observed between numerous nubeculariids growing on dense micrite and on *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI. The latter is interpreted as a nubeculariid with a coating of microbial origin (Schmid, 1995).

The second micritic layer of microbialites shows two types of texture (stage 3, Fig. 10). The first texture corresponds to the peloidal type (peloidal and/or clotted micrite) that formed mesoscopic columnar microbialites. This microfabric, mainly peloidal, forms almost all the microbial deposits in pure carbonate settings (RE1 reefs) and is also locally observed in microbialites of RE3, RE4, and RE5 reefs. Columns of peloidal micrite can show diffuse lamination and are encrusted by a low-diversity community of microorganisms (i.e. *Terebella* and *Bullopore*). This encrusting fauna is generally interpreted as consisting of sciaphilic organisms and organisms adapted to low-oxygen conditions (Fürsich and Werner, 1991; Schmid, 1996). These encrusters probably developed in cryptic environments located between the microbialitic columns. Mesoscopically, this peloidal to clotted micrite may form microbialitic crusts with a massive, thrombolitic inner layer and a columnar outer layer. This change in the

microbialitic meso-structure could be related to the disruptive influence of particles of allochthonous mud on biofilms, in response to an increase of the sedimentation rate (Reitner, 1993). The second texture observed in the second microscopic layer of microbialites is of the clotted type, which shows a general dome-shape or the shape of small columns. It is mainly observed in reefs of RE3, RE4, and RE5 and only rarely found in RE1 and RE2 reefs. It has a relatively dense lamination and is frequently overgrown by abundant nubeculariids, bryozoans, calcareous sponges, and oysters. Mesoscopically, this micritic crust shows several interruptions of growth associated with strong bioerosion and encrustation. All these observations suggest a higher growth rate and more continuous growth for the peloidal type of micrite than for the dense and clotted types.

In Upper Jurassic coral reefs, microbialites developed highly diverse morphologies (Olivier et al., 2003). The presence of mammilated microbialites at the undersides of bioherms and flanks clearly shows the existence of a sideward and a downward growth direction of thrombolites. Such microbialite structures are observed both in pure carbonate settings and mixed carbonate-siliciclastic environments. Thus, there was sufficient space between the sea floor and the undersides of coral colonies for the development of crusts 5 to 8 cm thick. These observations suggest a definitely low accumulation rate during periods of microbialite growth. Thrombolitic columns with upward growth are present both in pure carbonate settings and in mixed carbonate-siliciclastic environments. They also formed the upper part of mammilated microbialites of the bioherm flanks or of pseudostalactitic microbialites. Olivier et al. (2003) have demonstrated that the different microbialite morphostructures tend to show an upward growth direction, suggesting probable positive phototropism of the microbial structures in coral-microbialite reefs. Chafetz and Buczynski (1992) noted that lithification takes

place several millimetres below the water/biofilm interface, where heterotrophic bacteria degrade organic matter. Considering a complex composition of microbial mats, including cyanobacteria, bacteria, and extrapolymeric substances (EPS) (van Gemerden, 1993; Stolz, 2000), even though fast growing photoautotrophic cyanobacteria are not responsible for carbonate precipitation, they probably controlled the direction of microbialite growth. On the other hand, light-control of microbialite growth is indicated by some lamellar corals with thrombolitic columns only on their upper surface, whereas thicker and massive microbialitic crust is observed at their underside. Though available space was certainly limited, lower illumination levels between the coral underside and the sea floor could be responsible for reduced microbial development, which resulted in the formation of only a thin crust of massive microbialite.

6.2 Reef development and controlling factors

6.2.1 Reef growth phases

During coral-microbialite reef formation, large biogenic skeletons (e.g. corals and bivalves) were the primary frame-builders (Scoffin and Garret, 1974), which furnished the substratum for the diverse encrusting sequences forming the secondary framework (Bosence, 1984). The primary frame-builders and the first encrusting organisms generally are photophilic forms. As the bioconstruction developed and with beginning overgrowth many of the secondary and shade-loving frame encrusters were restricted to cavities within the reef (Brenchley and Harper, 1998). Nevertheless, this purely autogenic evolution of the reef structure can be largely complicated by the interference of allogenic factors such as terrestrial run-off (e.g. Hallock et al., 1988; Dupraz and Strasser, 2002). Encrusting sequences have been used in several Upper Jurassic coral-microbialite reefs to reconstruct the variation in time of several

environmental parameters such as illumination, trophic conditions and oxygenation (Helm and Schülke, 1998; Dupraz, 1999; Dupraz and Strasser, 1999, 2002). In the bioherms of the different reef-building events studied in the Pagny section, the following general succession of reef communities or reef growth phases have been found (Fig. 10):

(1) Installation and growth of the macrofauna consisting mainly of corals and cemented bivalves that form the primary framework (stage 1). This primary framework is eventually covered by a first generation of encrusters including *Bacinella irregularis*, *Lithocodium aggregatum*, and *Solenopora jurassica* BROWN (stage 1').

(2) A second encrusting layer made by a millimetric crust of dense micrite associated with numerous nubeculariids, *Tubiphytes*, some bryozoans, and a few calcareous sponges (stage 2).

(3) A centimetric thrombolitic crust either peloidal or dense to clotted with *Terebella lapilloides* (stage 3).

6.2.2 Reef growth: an autogenic or allogenic growth process?

The reef communities of each reef-building event described show significant adaptations both in their composition and in the succession of their encrusting organisms. In a pure carbonate setting (RE1), the primary framework (i.e. coral assemblage) and the first generation of encrusters (*Bacinella*, *Lithocodium*, and *Solenopora*) are interpreted as indicators of nutrient-poor and well-illuminated waters. In mixed carbonate-siliciclastic environments, the lack of the first photophilic generation of encrusters and the mixotrophic coral assemblages suggest more turbid waters and a higher nutrient level. Considering the primary frame-builders and the first generation

of encrusters, abiotic factors such as light and terrestrial run-off seem to have directly controlled the composition of framebuilders. Thus, allogenic factors are dominant during reef growth stages 1 and 1' (Fig. 10).

Reef growth stages 2 and 3 are essentially similar both in pure carbonate settings and in mixed carbonate-siliciclastic environments. Nubeculariids, bryozoans, and calcareous sponges, associated with a thin crust of dense micrite (i.e. reef growth stage 2; Fig. 10) could encrust dead coral surfaces in slightly less illuminated zones within the reefs (Dupraz, 1999; Dupraz and Strasser, 1999, 2002). Reef growth stage 3 showing a large amount of clotted to peloidal micrite could be explained by the prevalence of nutrient-rich and oxygen-depleted interstitial waters within the reef framework (Sansone et al., 1988; Tribble et al., 1990; Haberstroh and Sansone, 1999), favouring microbialite formation (Sprachta et al., 2001). Due to a new generation of coral overgrowth, intra reef environments became less illuminated and thus favourable for the installation of sciaphilic organisms such as *Terebella* and *Bullopora*. As a consequence, the reef growth stages 2 and 3 observed in all of the coral-microbialite reef-building events (RE1, RE3, RE4, and RE5), could be interpreted as being purely autogenic. However, a purely autogenic control in the formation of extensive microbialites, several centimetres thick observed on the flanks of the coral-microbialite reefs (i.e. reef growth stage 3; Fig. 10) is not sufficient. Such external microbialitic development implies a shift to environmental conditions favourable for a microbially mediated carbonate precipitation, both within the reef and in its surroundings. Thus, the large microbialitic development observed during reef growth phase 3 was due to external factors, which probably predominated over possible autogenic factors (i.e. light and oxygen decrease and nutrient-rich waters within the reef), in controlling the physico-chemical conditions prevailing within and around the bioconstructions (Fig.

10).

In pure carbonate and mixed carbonate-siliciclastic settings, coral-microbialite reefs developed either during periods favourable for coral growth or during periods more propitious for a microbialitic development. If purely autogenic processes are sufficient to explain part of reef growth (i.e. reef growth stage 2), allogenic factors are directly responsible for phases of intense microbial growth and abundant CaCO_3 precipitation. This is the case both within the reef body and at its periphery, and thus detrimental to coral growth (Reitner, 1993; Camoin et al., 1999).

6.2.3 Climatic control

Sea-level variations show a low-frequency regressive trend in pure carbonate environments and a transgressive trend in mixed carbonate-siliciclastic settings (Fig. 4). However, sedimentary features indicate that bathymetric changes were relatively small (a few meters) during development of the different coral-microbialite reefs. Thus, bathymetry cannot be the only factor responsible for the differences in reef composition during different reef-building events and for the successive growth phases observed in the reefs. Main changes in coral assemblages, in primary and secondary encrusters are presumably controlled by variations in the nutrient level, which was in tune with climatic conditions (Fig. 9).

Dry climate probably coincided with pure carbonate deposits (Gygi, 1986; Gygi and Persoz, 1986; Pittet, 1996; Pittet and Strasser, 1998; Vincent, 2001) leading to growth of photophilic and oligotrophic organisms (*Aplosmilia*-stylinids and *Lithocodium-Bacinella*). Under such oligotrophic conditions, coral assemblages tended to develop over a large area and formed pluridecametric bioconstructions. These extensive reefs

thrived under conditions of generally moderate water energy, interrupted by brief events of very high energy.

The presence of large truncation planes in RE1 reefs suggests that such catastrophic storm or hurricane events occurred in fact. In Recent reefs, these disturbances resulted in extensive surfaces of dead corals (Woodley et al., 1981; Hughes, 1994). After such events, a high concentration of nutrients present in pore waters could be released during resuspension of organic matter buried in lagoon sediments (Sarazin et al., 1988; Gagan et al., 1990; Russ and McCook, 1999). The richness in organic matter combined with coral mortality favoured rapid benthic blooms of algae, since algae grow and colonise much faster than corals (McCook, 2001). The reef system of Jamaica at Discovery Bay shows a recent example of such an algal bloom that occurred after a major hurricane disturbance (Hughes, 1993, 1994). Algal predominance and the failure of coral communities to recover persisted over more than 20 years, probably enhanced by overfishing and anthropogenic eutrophication (Lapointe, 1997; McCook, 1999). However, after algal cover reached a critical point, algae could prevent or limit coral recovery and settling by coral larvae. This would explain an algal predominance of several years (McCook et al., 2001; McCook, 2001). Furthermore, some cyanobacteria have the ability to produce chemical defences, which may deter herbivores, facilitating cyanobacterial blooms in coral reef habitats (Nagle and Paul, 1998). Other examples of modern algal blooms are reported from the Buck and Virgin Islands reefs, where algal blooms were observed after Hurricane Hugo in 1989 (Rogers, 1993).

Microbialite formation induced by temporal pulses of nutrient release has already been mentioned for Quaternary coral-thrombolite reefs (Camoin et al., 1999; Sprachta

et al., 2001). Considering a very low thrombolitic growth rate of 1 mm/y (Thompson et al., 1990; Schmid et al., 2001; Leinfelder, 2001), a 50-year period would be sufficient for the formation of a 5 cm thick microbialitic crust as observed locally in a RE1 reef. Assuming a probable fast growth of microbial mats, it is quite possible that such a crust required only a few years to develop. Progressively, eutrophication vanished and conditions of normal, oligotrophic marine water progressively returned. This allowed settlement of new coral larvae and enhanced carbonate production (Hallock and Schlager, 1986). As a result of higher accumulation rates knobby, low- or non-encrusted outer surfaces of thrombolites, which had developed during the nutrient-rich periods in RE1 reefs, were rapidly covered. Thus, oligotrophic conditions that prevailed during the RE1 reef-building event resulted in an important reef expansion, only interrupted by brief periods favourable for cyanobacterial blooms and rapid microbialite deposition.

During a more humid climate the increase of terrigenous input led to a mixed carbonate-siliciclastic regime, as observed in the upper part of the section (Figs. 4 and 9). Under these mixed depositional conditions, minor sea-level fluctuations would induce changes in the trophic conditions, which in turn could affect reef ecosystems by closing or opening shallow lagoons (Pittet, 1996; Pittet and Strasser, 1998; Dupraz, 1999). Periods of closure of the lagoon and high terrigenous input resulted in argillaceous deposits with only small oyster reefs (RE2). On the other hand, coral-microbialite reefs (RE3, RE4, and RE5) that developed laterally to bioclastic and/or oncolitic limestones (facies 2 and 3) are characterized by a reduced or moderate siliciclastic input and moderate to high water energy (Figs. 9 and 11). In such environments, minor changes in terrigenous input and/or trophic conditions enhanced either mixotrophic or heterotrophic coral assemblages, or formation of microbialites (Dupraz and Strasser, 1999, 2002). The bioconstructions appear relatively small in size, probably because of

the high participation of microbialites that did not have the same capability as corals to enlarge the bioconstructions. Periods of reduced terrestrial run-off and waters of low turbidity are indicated by the prevalence of more balanced heterotrophic/phototrophic corals and bivalves (Fig. 9).

Contemporaneously, only a thin microbialitic crust associated with heterotrophic organisms (nubeculariids and bryozoans), and calcareous sponges lived just below the reef surface. In these shallow lagoons, periods of higher sediment run-off led to increased trophic levels (and alkalinity?) of waters, enhancing the formations of extensive microbialites (Neuweiler et al., 1996; Camoin et al., 1999; Sprachta et al., 2001). Under these conditions, the coral framework was finally covered by microbialites (Dupraz, 1999). Periods of high terrigenous input increased the turbidity in the water column and resulted in a high sedimentation rate that could directly affect the benthos. However, turbidity does not necessarily result in high accumulation rates (Woolfe and Larcombe, 1998; Larcombe et al., 2001). It allows a large development of microbialites such as those observed in RE5 reefs. On the other hand, too turbid waters tend to diminish light intensity with the possible disruption of growth of light-dependent microbialites. Thus, successive periods with illumination levels too low for cyanobacterial development probably controlled the formation of microbialites with several interruptions of the growth phase. On the other hand, this reduced development of biofilms and microbial mats allowed an important oyster settlement and an intense activity of reef boring organisms, enhanced by a higher nutrient level (Hallock, 1988). Thin (up to 1 cm thick) massive microbialitic layers that underline microbial growth interruptions can be compared with the basal crusts described by Schmid (1996) and with the crusts covering hardgrounds as observed by Reitner et al. (2000). Compared with pure carbonate settings, coral-microbialite reefs occurring

in these mixed carbonate-siliciclastic environments are notable for a reduced reef growth, which is detrimental to a more intense and longer microbialitic development. In some cases, shifts towards major terrigenous input and/or increased trophic conditions led to interruption of growth of the bioconstruction.

7 CONCLUSION

The Pagny-sur-Meuse section provides an excellent example of how reef ecosystems react in response to an environmental shift from a pure carbonate to mixed carbonate-siliciclastic sedimentation. Five successive reef-building events document the changes in the coral fauna, as well as the development of microbialites and associated micro-encrusters that occurred in these different palaeoenvironments.

(1) Slight sea-level oscillations could explain recurrent facies changes between marl deposits and bioclastic carbonate facies in mixed carbonate-siliciclastic settings. However, these variations in water depth cannot be responsible for the drastic facies change that occurred between the depositional environments of pure carbonates in the lower part of the section and the mixed carbonate-siliciclastic sediments in the upper part. Sedimentological changes were probably triggered by terrestrial run-off in response to a rise in humidity due to climate change as was previously recognized by studies of shallow lagoon deposits in the Swiss Jura and other Oxfordian shallow marine carbonate rocks along the northern margin of the Tethys.

(2) The sizes of the coral-microbialite reefs and of frame-building coral colonies appear negatively correlated with the influx of siliciclastics. Pure carbonate sedimentation appears favourable for extensive reef development, whereas mixed carbonate-siliciclastic settings favour the formation of small patch reefs. Only small metric oyster reefs are observed in marly deposits, which are devoid of corals.

(3) A high diversity coral fauna, consisting mainly of phaceloid forms such as *Aplosmilia* and *Stylosmilia* predominated during pure carbonate sedimentation under oligotrophic conditions. Terrigenous input and increase of the nutrient level prevailing in reefs of mixed carbonate-siliciclastic settings are accompanied by a balanced heterotrophic/phototrophic to heterotrophically dominated nutritional mode of the coral fauna. The diversity and abundance of the stylinids decrease, whereas the mixotrophic massive, lamellar and encrusting forms of moderate size (e.g. *Microsolena*) dominated the coral assemblages. When wave energy levels increased temporarily or locally in nutrient-rich settings, diversity became considerably reduced and the sturdiest corals such as *Calamophylliopsis* and *Thecosmilia*, associated with *Microsolena* predominate the coral fauna. A large amount of cemented bivalves also indicates mesotrophic conditions. In too muddy environments rich in siliciclastics, oysters and various encrusters (serpulids and bryozoans) exclusively formed the bioconstructions and corals were absent. Thus, the different coral assemblages observed at the Pagny-sur-Meuse section appear mainly to have been controlled by variations in the trophic conditions.

(4) Microbialites are most abundant in mixed carbonate-siliciclastic settings, but they are astonishingly well developed also in pure carbonate settings. But they are rare in argillaceous environments. Both in mixed carbonate-siliciclastic and pure carbonate environments the secondary framework shows two main microbialitic crusts. The first crust corresponds to a thin and dense micrite associated with heterotrophic encrusters such as nubeculariids, bryozoans, and calcareous sponges. We believe that this crust was formed during almost the same environmental conditions as coral growth, probably in slightly less illuminated zones on dead coral skeletons just below the reef surface. It thus appears to be autogenically controlled. The last and pluri-centimetric

stage of microbialitic growth is documented by peloidal or clotted micrite, which seems to have been controlled by allogenic factors. Peloidal micrite is generally observed in thrombolitic columns, whereas dense and clotted micrites are abundantly overgrown by diverse encrusters, suggesting a more continuous and faster growth for peloidal micrite.

(5) Periods of extensive microbialite development are interpreted as diachronic with periods favourable for coral growth and seem to have been directly triggered by regional abiotic factors, which led to an increase in nutrients (and alkalinity?). Two different scenarios may explain extensive microbialite development: (i) an increase of terrigenous input in mixed carbonate-siliciclastic environments and/or (ii) catastrophic storm events that redistribute sediments and nutrients in the reef environment of pure carbonate settings.

(6) Different microbialite morpho-structures in coral-microbialite reefs show a direction of microbialitic growth that tends to become vertical, suggesting probable positive phototropism of the microbial structures. Growth interruptions of microbialites probably resulted from both too nutrient-rich and too turbid waters, which allowed an abundant encrusting fauna to install and an intense bioerosion.

References

Aigner, T. (1985): Storm depositional systems. - *In*: Friedman, G.M., Neugebauer, H.J. and Seilacher, A. (eds.): *Lecture Notes in Earth Science* **3**. - 174 pp., Berlin (Springer-Verlag)

Altken, J.D. (1967): Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. - *J. sediment. Petrol.* **37**, 1163-1178, Tulsa

Beauvais, L. (1964): Etude stratigraphique et paléontologique des formations à madréporaires du Jurassique supérieur du Jura et de l'Est du Bassin de Paris. – *Mém. Soc. géol. France, Num. spéc.* **43**, 1-287, Paris

Bernecker, M., Weidlich, O. and Flügel, E. (1999): Response of Triassic reef coral communities to sea-level fluctuations, storms and sedimentation: evidence from a spectacular outcrop (Adnet, Austria). – *Facies* **40**, 229-280, Erlangen

Bertling, M. (1993): Ecology and distribution of the Late Jurassic scleractinian *Thamnasteria concinna* (Goldfuss) in Europe. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **105**, 311-335, Amsterdam

Bertling, M. (1995): Autecological case study of late Jurassic *Thamnasteria* (Scleractinia) species with small corallites. - *In*: Lathuilière, B. and Geister, J. (eds.): *Coral Reefs in the Past, Present and Future*. - Pub. Serv. geol. Luxemb. **29**, 111-117, Luxembourg

Bertling, M. and Insalaco, E. (1998): Late Jurassic coral/microbial reefs from the northern Paris Basin: facies, palaeoecology and palaeobiogeography. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **139**, 139-175, Amsterdam

Bosence, D.W.J. (1984): Construction and preservation of two modern coralline algal reefs, St. Croix, Caribbean. – *Palaeontology* **27**, 549-574, London

Braga, J.C., Martin, J.M. and Riding, R. (1995): Controls on microbial dome fabric development along a carbonate-siliciclastic shelf-basin transect, Miocene, SE Spain. - *Palaios* 10, 347-361, Tulsa

Brenchley, P.J. and Harper, A.T. (1998): *Palaeoecology: ecosystems, environments and evolution*. – 402 pp., London (Chapman and Hall)

Camoin, G.F., Gautret, P., Montaggioni, L.F. and Gabioch, G. (1999): Nature and environmental significance of microbialites in Quaternary reefs: the Tahiti paradox. - *Sediment. Geol.* 126, 271-304, Amsterdam

Camoin, G.F. and Montaggioni, L.F. (1994): High energy coralgall-stromatolite frameworks from Holocene reefs (Tahiti, French Polynesia). - *Sedimentology* 41, 655-676, Tulsa

Carpentier, C., Martin-Garin, B., Olivier, N., Lathuilière, B., Gaillard, C., Ferry, S., Hantzpergue, P. and Geister, J. (2002a): Succession des écosystèmes récifaux dans la carrière de Pagny-sur-Meuse (Lorraine): premières considérations sur l'évolution des environnements de dépôt au passage Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur. - *Docum. Lab. Géol. Lyon* 156, p. 65, Lyon

Carpentier, C., Leturcq, T., Lathuilière, B., Hibsich, C. and Elion, P. (2002b): Geometry of the Oxfordien carbonate platform edge in the eastern part of the Paris Basin. – Abstract, 6th int. Symposium on the Jurassic System, Sicily, 26-27, Palermo

Carpentier, C., Lathuilière, B., Ferry, S. (sous presse): The Oxfordian carbonate platform of Lorraine: evidences for an opening toward the Germanic Sea. *Compte Rendu Geoscience*, Paris

Cecca, F., Azema, J., Fourcade, E., Baudin, F., Guiraud, R. and de Wever, P. (1993): Early Kimmeridgian palaeoenvironments (146 to 144 Ma). – *In*: Dercourt, J., Ricou, L.E. and Vrielynck, B. (eds.): *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*. - BEICIP-FRANKLAB, Ruel-Malmaison

Cecca, F., Lathuilière, B., Marchand, D., Gardin, S. and Bartolini, A. (2001): Enregistrements paléobiologique et paléocologique de fluctuations paléoclimatiques à l'Oxfordien (Jurassique

supérieur). - «Paléobiodiversité, Crise, Paléoenvironnement», Séance spéc. Soc. géol. France, 19-21, Paris

Chafetz, H.S. and Buczynski, C. (1992): Bacterially induced lithification of microbial mats. – *Palaios* **7**, 277-293, Tulsa

Collin, P.Y. and Courville, P. (2000): Paléoenvironnements et biostratigraphie d'une série oxfordienne non condensée de référence (Saint-Blin-Sémilly, Haute-Marne). - *Géol. France* **1**, 59-63, Paris

Dagallier, G., Laitinen, A.I. and Malartre, F. (2000): Ground penetrating radar application in a shallow marine Oxfordian limestone sequence located on the eastern flank of the Paris Bassin, NE France. - *Sediment. Geol.* **130**, 149-165, Amsterdam

Debrand-Passard, S., Enay, R., Rioult, M., Cariou, E., Marchand, D. and Menot, J.C. (1980): Jurassique supérieur. – *In*: Mégnien, C. and Mégnien, F. (eds.): Synthèse géologique du Bassin de Paris. Stratigraphie et paléogéographie. - *Mém. B.R.G.M.* **101**, 466 pp., Orléans

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., LePichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sborshchikov, I.M., Boulin, J., Sorokhtin, O., Geysant, J., Lepvrier, C., Biju-Duval, B., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Westphal, M. and Lauer, J.P. (1985): Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. – *Bull. Soc. géol. France* **5**, 637-652, Paris

Dodge, R.E., Logan, A. and Antonius, A. (1982): Quantitative reef assessment studies in Bermuda: A comparison of methods and preliminary results. – *Bull. marine Sci.* **32**, 745-760, Miami

Dromart, G. (1992): Jurassic deep-water microbial biostromes as flooding markers in carbonate sequence stratigraphy. - *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **91**, 219-228, Amsterdam

Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – *In*: Ham,

W.E. (ed.): Classification of Carbonate Rocks. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem 1., 108-121, Tulsa

Dupraz, C. (1999): Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien moyen-supérieur (Jura suisse et français). - Thèse Univ. Fribourg, Geofocus 2, 200 pp., Fribourg

Dupraz, C. and Strasser, A. (1999): Microbialites and microencrusters in shallow coral bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). - Facies 40, 101-130, Erlangen

Dupraz, C. and Strasser, A. (2002): Nutritional modes in coral microbialite reefs (Jurassic, Oxfordian, Switzerland). Evolution of trophic structure as a response to environmental change. - Palaios 17, 449-471, Tulsa

Enay, R., Contini, D. and Boullier, A. (1988): Le Séquanien-type de Franche-Comté (Oxfordien supérieur: datations et corrélations nouvelles, conséquences sur la paléogéographie et l'évolution du Jura et régions voisines. – Eclogae geol. Helv. 81, 295-363, Basel

Enay, R. and Boullier, A. (1981): L'âge du complexe récifal des Côtes de Meuse entre Verdun et Commercy et la stratigraphie de l'Oxfordien dans l'Est du Bassin de Paris. – Geobios 14, 727-771, Lyon

Ehrlich, H.L. (1996): Geomicrobiology, 3rd ed. – 393 pp., New York (Marcel Dekker)

Fürsich, F.T. (1981): Salinity-controlled benthic associations from the Upper Jurassic of Portugal. – Lethaia 14, 203-223, Oslo

Fürsich, F.T. and Werner, W. (1991): Palaeoecology of coralline sponge-coral meadows from the Upper Jurassic of Portugal. – Paläont. Z. 65, 35-69, Stuttgart

Gagan, M.K., Chivas, A.R. and Herczeg, A.L. (1990): Shelf-wide erosion, deposition and suspended sediment transport during Cyclone Winfried, central Great Barrier Reef, Australia. – J. sediment. Petrol. 60, 456-470, Tulsa

Gaillard, C. (1983): Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura Méridional. - Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon **90**, 1-515, Lyon

Gaillard, C., Rio, M., Rolin, Y. and Roux, M. (1992): Fossil chemosynthetic communities related to vents or seeps in sedimentary basins: the pseudobioherms of southeastern France compared to other world examples. - *Palaios* **7**, 451-465, Tulsa

Garcia, J.P., Philippe, M. and Gaumet, F. (1998): Fossil wood in Middle-Upper Jurassic marine sedimentary cycles of France: relations with climate, sea-level dynamics, and carbonate-platform environments. - *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **141**, 199-214, Amsterdam

Geister, J. (1983): Holozäne westindische Korallenriffe: Geomorphologie, Ökologie und Fazies. - *Facies* **9**, 173-284, Erlangen

Geister, J. and Lathuilière, B. (1991): Jurassic coral reefs of the northeastern Paris Basin (Luxembourg and Lorraine). - VI. int. Symp. Fossil Cnidaria including Archaeocyatha and Porifera.- Excursion-Guidebook, 112 pp., Münster

Gill (1977): Essai de regroupement des Stylines (Hexacoralliaires) d'après la morphologie des bords internes de leur septes. - *In* : 2^e Symp. int. sur les Coraux et les Récifs coralliens fossiles. - Mém. B.R.G.M. **89**, 283-295, Orléans

Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenber, R., Garcia, J. P., Gaulier, J. M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le-Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O. and Grandjean, G. (2000): Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. - *Geodynamica Acta* **13**, 189-246, Paris

Gygi, R.A. (1986): Eustatic sea-level changes of the Oxfordian (Late Jurassic) and their effect documented in sediments and fossil assemblages of an epicontinental sea. - *Eclogae geol. Helv.* **79**, 455-491, Basel

Gygi, R.A. and Persoz, F. (1986): Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. – *Eclogae geol. Helv.* **79**, 385-454, Basel

Gygi, R.A., Coe, A.L., Vail, P.R. (1998): Sequence stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian stages (Late Jurassic) in northern Switzerland. – In: De Graciansky, Hardenbol, Jacquin & Vail (eds.): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Special Publication **60**, 527-544, Tulsa

Haberstroh, P.R. and Sanson, F.J. (1999): Reef framework diagenesis across wave-flushed oxic-suboxic-anoxic transition zones. – *Coral Reefs* **18**, 229-240, Berlin

Hallock, P. (1988): The role of nutrient availability in bioerosion: consequences to carbonate build-ups. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **63**, 275-291, Amsterdam

Hallock, P., Hine, A.C., Vargo, G.A., Elrod, J. and Jaap, W.C. (1988): Platforms of the Nicaraguan Rise: examples of the sensitivity of carbonate sedimentation to excess trophic resources. – *Geology* **16**, 1104-1107, Boulder

Hallock, P. and Schlager, W. (1986): Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaaios* **1**, 389-398, Tulsa

Helm, C. and Schülke, I. (1998): A coral/microbialite patch-reef from the Late Jurassic (*Florigemma*-Bank, Oxfordian) of NW Germany (Süntel Mountains). - *Facies* **39**, 75-104, Erlangen

Hilly, J. and Haguenaer, B. (1979): Lorraine – Champagne (216 pp.), – In: Pomerol, C. (ed.): *Guides Géologiques Régionaux*, Paris (Masson)

Hubbard, J. A. E. B. (1973): Sediment-shifting experiments: a guide to functional behavior in colonial corals. – In: Boardman, R.S., Cheetham, A.H. and Oliver, W.A. Jr. (eds.): *Animal Colonies*. Development

and Function through Time. Dowden, Hutchinson and Ross, Inc, 31-42, Stroudsburg

Hubbard, J. A. E. B. and Pocock, Y. P. (1972): Sediment rejection by recent scleractinian corals: a key to palaeo-environmental reconstruction. - *Geol. Rundsch.* **61**, 598-626, Stuttgart

Humbert, L. (1971): Recherche méthodologique pour la restitution de l'histoire biosédimentaire d'un bassin: l'ensemble carbonaté oxfordien moyen de la partie orientale du Bassin de Paris. - Thèse Univ. Nancy, 200 pp., Nancy

Hughes, T. (1993): Coral reef degradation: a long-term study of human and natural impacts. (pp. 208-213) – *In*: Ginsburg, R.N. (ed.): *Global Aspects of Coral Reefs*, Miami

Hughes, T. (1994): Catastrophies, phases shifts, and large-scale degradation of a Caribbean coral reef. – *Science* **265**, 1547-1551, Washington

Insalaco, E. (1996): Upper Jurassic microsolenid biostromes of northern and central Europe: facies and depositional environment. – *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **121**, 169-194, Amsterdam

Insalaco, E. (1999): Facies and palaeoecology of Upper Jurassic (Middle Oxfordian) coral reefs in England. - *Facies* **40**, 81-100, Erlangen

Insalaco, E., Hallam, A. and Rosen, B. (1997): Oxfordian (Upper Jurassic) coral reefs in Western Europe: Reef types and conceptual depositional model. - *Sedimentology* **44**, 707-734, Oxford

Jacquin, T., Dardeau, G., Durllet, C., de Graciansky, P.C. and Hantzpergue, P., (1998): The North Sea cycle: an overview of Lower Jurassic 2nd order transgressive/regressive facies cycles in Western Europe. - *In*: de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T. and Vail, P.R. (eds.): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM spec. Publ.

60, 445-479, Tulsa

Kennard, J.M. and James, N.P. (1986): Thrombolites and stromatolites: two distinct types of microbial structures. - *Palaios* 1, 492-503, Tulsa

Kiessling, W., Flügel, E. and Golonka, J. (1999): Paleoreef maps: evaluation of a comprehensive database on phanerozoic reefs. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 83, 1552-1587, Tulsa

Lapointe, B.E. (1997): Nutrient thresholds for bottom-up control of macroalgal blooms on coral reefs in Jamaica and southeast Florida. - *Limnol. Oceanogr.* 42, 1119-1131, Waco

Larcombe, P., Costen, A. and Woolfe, K.J. (2001): The hydrodynamic and sedimentary setting of nearshore coral reefs, central Great Barrier Reef shelf, Australia: Paluma Shoals, a case study. - *Sedimentology* 48, 811-835, Oxford

Latenser, R. (2000): Oberjurassische Korallenriffe von Nordostfrankreich (Lothringen) und Südwestdeutschanld. - 251 pp., unpubl. PhD Thesis, Univ. Stuttgart

Lathuilière, B. (1996a): Itinéraires astogéniques chez des coraux simples et coloniaux montivaltidés du Bajocien de France. - *Geobios* 29, 577-603, Lyon

Lathuilière, B. (1996b): Is morphology a good way to understand the evolution of corals? - *Paleontological Soc. Papers* 1, 81-105, Pittsburgh

Lathuilière, B. (2000a): Coraux constructeurs du Bajocien inférieur de France. 1ère partie. - *Geobios* 33, 51-72, Lyon

Lathuilière, B. (2000b): Coraux constructeurs du Bajocien inférieur de France. 2ème partie. - *Geobios* 33, 153-181, Lyon

Lathuilière, B., Carpentier, C., André, G., Dagallier, G., Durand, M., Hanzo, M., Huault, V., Harmand, D., Hirsch, C., Le Roux, J., Malartre, F., Martin-Garin, B. and Nori, L. (2003): Production carbonatée dans le

Jurassique de Lorraine. Excursion guide book GFEJ, unpublished 115 pp., Nancy

Lathuilière, B. and Gill, G.A. (1995): Some new suggestions on functional morphology in pennular corals. – Publ. Serv. géol. Luxemb. 29, 259-264, Luxembourg

Leinfelder, R.R. (1993): Upper Jurassic reef types and controlling factors – a preliminary report. - Profil 5, 1-45, Stuttgart

Leinfelder, R.R. (1994): Karbonatplattformen und Korallenriffe innerhalb siliziklastischer Sedimentationsbereiche (Oberjura, Lusitanisches Becken, Portugal). – Profil 6, 1-207, Stuttgart

Leinfelder, R.R. (2001): Jurassic reef ecosystems. – *In*: Stanley, G.D., Jr (ed.): The History and Sedimentology of Ancient Reef Systems, 251-309, New York (Kluwer/Plenum)

Leinfelder, R.R., Nose, M., Schmid, D.U. and Werner, W. (1993): Microbial crusts of the Late Jurassic: Composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. - Facies 29, 195-230, Erlangen

Leinfelder, R.R., Krautter, M., Laternser, R., Nose, M., Schmid, D.U., Schweigert, G., Werner, W., Keupp, H., Brugger, H., Herrmann, R., Rehfeld-Kiefer, U., Schroeder, J.H., Reinhold, C., Koch, R., Zeiss, A., Schweizer, V., Christmann, H., Menges, G. and Luterbacher, H. (1994): The origin of Jurassic reefs: current research developments and results. - Facies 31, 1-56, Erlangen

Leinfelder, R.R., Werner, W., Nose, M., Schmid, D.U., Krautter, M., Laternser, R., Takacs M., and Hartmann, D. (1996): Paleoecology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbolite reefs from the Late Jurassic. - *In*: Reitner, J., Neuweiler, F., and Gunkel, F. (eds.): Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. - I. Reef Evolution. Res. Reports. - Göttinger Arb. Geol. Paläont. Sb2, 227-248, Göttingen

Leinfelder, R.R., Schmid, D.U., Nose, M. and Werner, W. (2002): Jurassic reef patterns - the expression of a changing globe. - *In*: Kiessling, W., Fluegel, E. and Golonka, J. (eds.): Phanerozoic

Reef Patterns. - SEPM spec. Publ. 72, 465-520, Tulsa

Leinfelder, R.R. and Schmid, D.U. (2000): Mesozoic reefal thrombolites and other microbolites (pp. 289-294). – *In*: Riding, R. E. and Awramik, S.A. (eds.): *Microbial Sediments*, Berlin (Springer-Verlag)

Marchand, D. and Menot, J.C. (1980): Jurassique supérieur: Ardenne et Lorraine. – *In*: Mégnien, C. (ed.): *Synthèse Géologique du Bassin de Paris*. - Mém. BRGM 101, 204-206, Orléans

Martin-Garin, B., Lathuilière, B. and Geister J. (2002): Récifs, coraux et climats oxfordiens de la Tethys. - *Docum. Lab. Géol. Lyon* 156, 154-155, Lyon

Maubeuge, P.-L. (1968): Méditations sur quelques bancs calcaires. A propos de figures sédimentaires du Jurassique (Toarcien ferrugineux et Oxfordien moyen lorrains). – *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol.* 77, 229-243, Bruxelles

McCook, L.J. (1999): Macroalgae, nutrients and phase shifts on coral reefs: Scientific issues and management consequences for the Great Barrier Reef. – *Coral Reefs* 18, 357-367, Berlin

McCook, L.J. (2001): Competition between corals and algal turfs along a gradient of terrestrial influence in the nearshore central Great Barrier Reef. – *Coral Reefs* 19, 419-425, Berlin

McCook, L.J., Jompa, J. and Diaz-Pulido, G. (2001): Competition between corals and algae on coral reefs: a review of evidence and mechanisms. – *Coral Reefs* 19, 400-417, Berlin

Mitchum, R.M. and van Wagoner, J.C. (1991): High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. – *Sediment. Geol.* 70, 131-160, Amsterdam

Moissette, P., Saint-Martin, J.P., André, J.P. and Pestrea, S. (2002): L'association microbialite-bryozoaires dans le Messinien de Sicile et de Sardaigne. – *Geodiversitas* 24, 611-623, Paris

Montaggioni, L.F. and Camoin, G.F. (1993): Stromatolites associated with coralgal communities in

Holocene high-energy reefs. - *Geology* 21, 149-152, Boulder

Nagle, D.G. and Paul, V.J. (1998): Chemical defense of a marine cyanobacterial bloom. - *J. exp. marine Biol. Ecol.* 225, 29-38, Amsterdam

Neuweiler, F., Reitner, J. and Arp, G. (1996): Controlling factors and environmental significance of organomicrite production and buildup development. - *In: Reitner, J., Neuweiler, F. and Gunkel, F. (eds.): Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation. - I. Reef Evolution. - Res. Reports. Göttinger Arb. Geol. Paläont. Sb2*, 185-192, Göttingen

Nose, M. (1995): Vergleichende Faziesanalyse und Palökologie korallenreicher Verflachungsabfolgen des iberischen Oberjura. - *Profil* 8, 1-273, Stuttgart

Nose, M. and Leinfelder, R.R. (1997): Upper Jurassic coral communities within siliciclastic settings (Lusitanian Basin, Portugal): implications for symbiotic and nutrient strategies. - *Proc. 8th int. Coral Reef Symp.* 2, 1755-1760, Balboa (Panama)

Olivier, N., Hantzpergue, P., Gaillard, C., Pittet, B., Leinfelder, R., Schmid, D.U. and Werner, W. (2003): Microbialite morphology, structure and growth: a model of the Upper Jurassic reefs of the Chay Peninsula (western France). - *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 193, 383-404, Amsterdam

Parcell, W.C. (2002): Sequence stratigraphic controls on the development of microbial fabrics and growth forms - implications for reservoir quality distribution in the Upper Jurassic (Oxfordian) Smackover Formation, Eastern Gulf Coast, USA. - *Carbonates and Evaporites* 17, 166-181, New York

Pittet, B. (1996): Contrôles climatiques, eustatiques et tectoniques sur des systèmes mixtes carbonates-siliciclastiques de plate-forme: exemple de l'Oxfordien (Jura Suisse, Normandie, Espagne). - 258 pp., unpubl. PhD thesis, Univ. Fribourg

Pittet, B., Strasser, A. and Dupraz, C. (1995): Palaeoecology, palaeoclimatology and

cyclostratigraphy of shallow-water carbonate-siliciclastic transitions in the Oxfordian of the Swiss Jura.

– 16th IAS reg. Meet., Field-Trip Guide-Book, 225-254, Aix-les-Bains

Pittet, B. and Strasser, A. (1998): Long-distance correlations by sequence stratigraphy and cyclostratigraphy: examples and implications (Oxfordian from the Swiss Jura, Spain, and Normandy).

– Geol. Rundsch. **86**, 852-874, Stuttgart

Reitner, J. (1993): Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia): formation and concepts. - *Facies* 29, 3-40, Erlangen

Reitner, J., Thiel, V., Zankl, H., Michaelis, W., Wörheide, G. and Gautret, P. (2000): Organic and biochemical patterns in cryptic microbialites. - *In*: Riding, R. E. and Awramik, S.A. (eds.): *Microbial Sediments*, (pp. 149-160), Berlin (Springer-Verlag)

Rice, S.A. and Hunter, C.L. (1992): Effects of suspended sediment and burial on scleractinian corals from west central Florida patch reefs. - *Bull. marine Sci.* 51, 429-442, Miami

Riding, R.E. (2000): Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. - *Sedimentology*, 47, 179-214, Oxford

Rogers, C. S. (1993): Hurricanes and anchors: preliminary results from the National Park Service Regional Reef Assessment Program. (pp. 214-219), – *In*: Ginsburg, R.N. (ed.): *Global Aspects of Coral Reefs*, Miami

Roniewicz, E. and Roniewicz, P. (1971): Upper Jurassic coral assemblages of the Central Polish Uplands. – *Acta geol. polon.* 21/3, 399-422, Warsaw

Roy, K. J. and Smith, S. V. (1971): Sedimentation and coral reef development in turbid water: Fanning Lagoon. - *Pacific Science* 25, 234-248, Honolulu

Russ, G.R. and McCook, L.J. (1999): Potential effects of a cyclone on benthic algal production and yield to grazers on coral reefs across the Central Great Barrier Reef. – J. exp. marine Biol. Ecol. 235, 237-254, Amsterdam

Sanson, F.J., Andrews, C., Buddemeier, R. and Tribble, G. (1988): Well point sampling of reef interstitial water. – Coral Reefs 7, 19-22, Berlin

Sarazin, G., Charpy-Roubau, C. and Charpy, L. (1988): Early diagenesis of organic matter in the sediments of the central basin of Tikehau lagoon-reef (Tuamotu Archipelago - French Polynesia). – Proceedings of the 6th International Coral Reef Symposium 3, 373-378, Australia

Schmid, D.U. (1995): „*Tubiphytes*“ *morronei* – eine fakultativ inkrustierende Foraminifere mit endosymbiotischen Algen. – Profil 8, 305-317, Stuttgart

Schmid, D.U. (1996): Marine Mikrolithe und Mikroinkrustierer aus dem Oberjura. - Profil 9, 101-251, Stuttgart

Schmid, D.U., Leinfelder, R.R. and Nose, M. (2001): Growth dynamics and ecology of Upper Jurassic mounds, with comparisons to Mid-Palaeozoic mounds. - In: Haywick, D.W. and Kopaska-Merkel, D.C. (eds.): Carbonate Mounds: Sedimentation, Organismal Response, and Diagenesis. - Sediment. Geol. 145, 343-376, Amsterdam

Scholz, J., Sterflinger, K., Junge, C. and Hillmer, G. (2000): A preliminary report on bryostromatolites. – Proceedings of the 11th int. Bryozoology Assoc. Conf., 376-384, Panama City

Scholz, J. and Krumbein, W. E. (1996): Microbial mats and biofilms associated with bryozoans. - In Gordon, D. P., Smith, A. M. and Grant-Mackie, J. A. (Hrsg.): Bryozoans in space and time. National Institute of Water and Atmospheric Research, 283-298, Wellington.

Scoffin, T.P. and Garrett, P. (1974): Processes in the formation and preservation of internal structure

in Bermuda patch reefs. - Proc. 2nd int. Symp. Coral Reefs **2**, 429-448, Brisbane

Shapiro, R.S. (2000): A comment on the systematic confusion of thrombolites. - *Palaios* **15**, 166-169, Tulsa

Sprachta, S., Camoin, G., Golubic, S. and Le Campion, Th. (2001): Microbialites in a modern lagoonal environment: nature and distribution, Tikehau Atoll (French Polynesia). - *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **175**, 103-124, Amsterdam

Stolz, J.F. (2000): Structure of microbial mats and biofilms. (pp. 1-8), – *In*: Riding, R. and Awramik, S.M. (eds.): *Microbial Sediments*, Berlin (Springer-Verlag)

Sun, S.Q. and Wright, V.P. (1989): Peloidal fabrics in Upper Jurassic reefal limestones, Weald Basin, southern England. - *Sediment. Geol.* **65**, 165-181, Amsterdam

Thierry, J. (2000): Early Kimmeridgian (146-144 Ma) (pp. 85-97). - *In*: Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M. F., Cadet, J. P., Crasquin, S. and Sandulescu, M. (eds.): *Atlas Peri-Tethys*, Paris

Thompson, J.B., Ferris, F.G. and Smith, D.A. (1990): Geomicrobiology and sedimentology of the mixolimnion and chemocline in Fayetteville Green Lake, New York. – *Palaios* **5**, 52-75, Tulsa

Tribble, G.W., Sansone, F.J. and Smith, S.V. (1990): Stoichiometric modeling of carbon diagenesis within a coral reef framework. – *Geochim. cosmochim. Acta* **54**, 2439-2449, New York

Vail, P.R., Mitchum, R.M., Todd, R.G., Widmer, J.W., Thomson, S., Sangree, J.B., Bubb, J.N. and Hattelid, W.G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. – *In*: Payton, C.E. (ed.): *Seismic Stratigraphy Application to Hydrocarbon Exploration*. - AAPG Mem. **26**, 49-212, Tulsa

van Gemerden, H. (1993): Microbial mats: a joint venture. – *Marine Geol.* **113**, 3-25, Amsterdam

Vincent, B. (2001): *Sédimentologie et géochimie de la diagenèse des carbonates. Application au*

Malm de la bordure Est du Bassin de Paris. – 300 p., Thèse Andra, Collection Les Rapports, Univ. de Bourgogne, Dijon

Woodley, J.D. et al., (1981): Hurricane Allen's impact on Jamaican coral reefs. – *Science* **214**, 749-755, Washington, D.C.

Woolfe, K.J. and Larcombe, P. (1998): Terrigenous sediment accumulation as a regional control on the distribution of reef carbonates. – *In*: Camoin, G.F. and Davies, P.J. (eds.): *Reefs and Carbonate Platforms in the Pacific and Indian Oceans* (pp. 295-310). - Spec. Publ. int. Ass. Sedimentol., **25**, Oxford

Ziegler, P.A. (1990): Pangaea break-up: Jurassic-Early Cretaceous opening of central Atlantic and western Tethys (pp. 91-122). – *In*: B.V., S.I.P.M. (eds.): *Geological Atlas of Western and Central Europe*. - Amsterdam (Second and completely revised edition)

Zlatarski, V.N. and Martínez Estalella, N. (1982): Les scleractiniaires de Cuba avec des données sur les organismes associés.– Edit. Acad. bulg. Sciences, 471 pp. , Sofia

Figure captions

Fig. 1. (A) and (B) Location maps of the quarry section studied at Pagny-sur-Meuse. (C) Paleogeographical reconstruction of the northern margin of the Ligurian Tethys during Callovo-Oxfordian time based on Dercourt et al. (1985), Ziegler (1990) and Thierry (2000).

Fig. 2. Stratigraphic framework of the Oxfordian in Lorraine based on Humbert (1971), Marchand and Menot (1980), and Enay and Boullier (1981). Note the uncertainty in the position of the boundaries of the Middle-Upper Oxfordian and Bimammatum-Planula Zones in the Pagny-sur-Meuse section.

Fig. 3. Legend to Fig. 4.

Fig. 4. Description and depositional sequences of the Pagny-sur-Meuse section. For location see Fig. 1. Facies description in Table 1. For legend see Fig. 3.

Fig. 5. Distribution of the coral genera in the different coral-microbialite reef-building events studied at Pagny-sur-Meuse (RE1, RE3, RE4, and RE5). *N* = number of specimens. Some schemata of corals are adapted from Dupraz (1999).

Fig. 6. Lateral variation of coral assemblages observed in two RE3 reefs of different size: a decametric reef (A) and a metric reef (B).

Fig. 7. Photomicrographs of the three main micritic fabrics observed in coral-microbialite reefs of Pagny-sur-Meuse. (A) Dense micrite encrusting an oyster shell (upper left corner). This type of micrite can also show an important lamination with numerous nubeculariids. (B) Clotted micrite. (C) Peloidal micrite.

Fig. 8. Distribution of principal micro-encrusters associated with microbialites in the successive reef-building events of the Pagny-sur-Meuse section. 0 = not observed; 1 = rare; 2 = present; 3 = common; 4 = abundant. Ca-sponge, calcareous sponge; Si-sponge, siliceous sponge.

Fig. 9. Stratigraphic changes in depositional settings (bathymetry and energy), main coral groups (phototrophic to dominantly heterotrophic) and microbialite abundance in the reef events of Pagny-sur-Meuse (Middle to Upper Oxfordian, northeastern France). Reef development and composition are mainly explained by the combined impact of trophic conditions (climate) and terrestrial run-off. See text for more explanations.

Fig. 10. Scenarios of encrustation (i.e. microbialites and micro-encrusters) related to main factors of control (autogenic *versus* allogenic) in pure carbonate and mixed carbonate-siliciclastic depositional settings. Note that microbial crust formation can be both autogenically and allogenicly controlled. See text for more explanations.

Plate captions

Plate 1 Morphology of coral-microbialite reefs and oyster reefs (Middle to Upper Oxfordian, Pagny-sur-Meuse).

Fig. 1 Panoramic view showing the outcrop aspect of a reef formed during the first reef-building event (RE1). This coral-thrombolite reef is more than 200 m wide and about 12 m high with a convex upper surface. The working face is 20 m high.

Fig. 2. Close-up view of RE1 reef, with a framework of very large colonies of *Aplosmilia* (and *Stylosmilia*). Note the conspicuous erosional surface (arrow), which truncates the corals in life position.

Fig. 3. View of reefs corresponding to the reef-building events RE2 and RE3. The RE2 reefs are small, metric oyster reefs, whereas RE3 reefs are coral-microbialite bioconstructions.

Fig. 4. Close-up view of RE2 reef, showing a knobby outer surface (arrow). Each knob is about 20 to 30 cm in diameter.

Fig. 5. Small, metric coral-microbialite patch reef of RE3.

Fig. 6. The RE3 reef-building event is also characterized by decametric coral-microbialite reefs. Directly above the topographic high created by a larger bioconstruction of RE3 type, several plurimetric to decametric RE4 reefs became established.

Plate 2 Corals of the Middle-Upper Oxfordian from the Pagny-sur-Meuse section.

Fig. 1. Cerioid *Complexastrea* mg. from the western bioherm. Third reef-building event (RE3). Thin section, transversal view, x 0.6.

Fig. 2. Massive *Amphiastrea* from the fourth reef-building event (RE4). Thin section, transversal view, x 12.5.

Fig. 3. Dendroid *Thecosmilia* mg. from the western bioherm. - Fifth reef-building event (RE5). Thin section, transversal view, x 0.6.

Fig. 4. Thamnasterioid *Fungiastraea* from the base of the quarry. First reef-building event (RE1). Thin section, transversal view, x 0.6.

Fig. 5. Massive meandroid *Comoseris* from the first reef-building event (RE1). Thin section, transversal view, x 0.6.

Fig. 6. *Latiastrea* from the fourth reef-building event (RE4). Thin section, transversal view, x 1.25.

Fig. 7. Thamnasterioid *Thamnasteria* from the eastern bioherm. Third reef-building event (RE3). Thin section, transversal view, x 1.25.

Fig. 8. Strongly bioeroded massive cerioid *Isastrea* from the eastern bioherm. Third reef-building event (RE3). Polished slab, transversal view, x 1.25.

Fig. 9. ?*Latiphyllia* mg. from the western bioherm. Third reef-building event (RE3). Thin section, transversal view, x 1.

Fig. 10. Phaceloid *Calamophylliopsis* from the first reef-building event (RE1). Thin section, transversal view, x 5.

Fig. 11. Phaceloid *Stylosmilia* from the first reef-building event (RE1). Thin section, transversal view, x 5.

Fig. 12. Phaceloid *Aplosmilia* from the first reef-building event (RE1). Thin section, transversal view, x 5.

Plate 3 Close-up views taken in the field depicting microbialitic crusts which have formed during the reef-building events recognized at Pagny-sur-Meuse (Upper-Middle Oxfordian).

Fig. 1. Large colony of *Stylosmilia* encrusted by a 2 to 4 cm thick microbialitic crust. First reef-building event (RE1). Microbialites are only present on the left underside of the coral and are missing on its top. Black arrows point to the limit between allomicrite and microbialites. c: coral; m: microbialite; a: allomicrite. Pencil at the bottom left of the photo is 5 cm long.

Fig. 2. Close-up view of a 5 cm thick microbialitic crust (black arrow; m: microbialite), which covers a colony of *Aplosmilia* (c). Microbialitic growth shows a radial direction. Note the allomicrite infilling (a) of a small centimetric cavity between two mammilated thrombolitic crusts. Within the cavity, the outer surface of microbialites shows small (up to 1 cm) microbialitic columns. First reef-building event (RE1).

Fig. 3. Knobb outer surface of a mammilated microbialitic crust from the underside of a bioconstruction. Each knob is 1 to 3 cm in diameter and corresponds to the end of a microbialitic column. First reef-building event (RE1).

Fig. 4. Dendroid structure of microbialites, showing an upward growth direction. First reef-building event (RE1).

Fig. 5. Decimetric mammilated microbialites from the underside of bioherm. Third reef-building event (RE3).

Plate 4 Internal structure of microbialite, bivalve and oyster reef elements (Middle to Upper Oxfordian, Pagny-sur-Meuse).

Fig. 1. Internal structure of a mammilated microbialite from the underside of a bioherm. Phaceloid colony of *Stylosmilia* (c). Note the thrombolitic texture (m) and the downward growth direction (black arrows). First reef-building event (RE1), polished slab.

Fig. 2. Mammilated microbialite from a bioherm flank. The thrombolitic columns (m) on a colony of *Aplosmilia* show a sideward to upward growth direction (black arrows). First reef-building event (RE1), polished slab.

Fig. 3. Mammilated microbialite of bioherm flank. A 5 cm thick thrombolite (m) encrusts a colony of *Aplosmilia* (c). Note that the not encrusted upper part of the colony is covered by sediment (a). First reef-building event (RE1), polished slab.

Fig. 4. Internal structure of a centimetric knob from an oyster reef. Note the two types of oysters: *?Praeexogyra* (white arrow) and *Nanogyra nana* (black arrow). Second reef-building event (RE2), polished slab.

Fig. 5. Mammilated microbialite of bioherm flank. Pluricentimetric microbialites made by thrombolitic columns (black arrow) encrust a massive colony of *Latiastrea*. Third reef-building event (RE3). Polished slab.

Fig. 6. Mammilated microbialite from underside of bioherm, showing four thrombolitic growth phases (1 to 4). Phases 1 and 3 correspond to major microbialitic growth phases and show a thrombolitic texture, whereas phases 2 and 4 show a more massive texture and a reduced thickness. Note that the direction of thrombolitic growth tends to become vertical (black arrow). Third reef-building event (RE3), polished slab.

Fig. 7. Internal structure of a mammilated microbialite from the underside of a bioherm, showing four thrombolitic growth phases (1 to 4). The growth direction is both downward and sideward from a nucleus made by oysters (o) that encrust a coral which is not preserved. The termination of each of the major thrombolitic growth phases (phases 1 and 3) is marked by a more massive and thinner crust (phases 2 and 4). This thin thrombolitic crust is largely overgrown by oysters (white arrow) and heavily bored (black arrow). First reef-building event

(RE1), polished slab.

Fig. 8. Mammilated microbialite from the flank of bioherm showing 4 microbialitic growth phases. The encrustation started from a coral not visible in this section. Similar to plate 4/7, each major thrombolitic growth phase is marked by a thin thrombolitic layer with darker colour, encrusted by numerous oysters and intensively bioeroded. Third reef-building event (RE3). Polished slab.

Fig. 9. Framework made by the bivalve ?*Eoplicatula*. Fourth reef-building event (RE4), polished slab.

Plate 5 Microstructure and micro-encrusters (Middle to Upper Oxfordian coral-microbialite and oyster reefs, Pagny-sur-Meuse).

Fig. 1. Longitudinal section of *Stylosmilia* with alternating auriculae showing a millimetric crust of dense micrite (a) with a few nubeculariids. This first microbial layer also encrusts *Bacinella irregularis* (b) and is overgrown by a second, centimetric microbial crust made of peloidal micrite (c). First reef-building event (RE1), thin section.

Fig. 2. Columnar thrombolite consisting of peloidal micrite (a). *Terebella* (white arrow) generally encrusts the microbialitic columns. Remaining space between the columns is filled by a micritic or bioclastic matrix (b). First reef-building event (RE1). Thin section.

Fig. 3. Transversal section of two branches of the phaceloid ? *Stylosmilia*, perforated by the foraminifer *Troglotella incrustans* (white arrow). The encruster *Bacinella irregularis* fills all the space between the branches. First reef-building event (RE1), thin section.

Fig. 4. Domes of dense to clotted micrite with numerous nubeculariids. The crust mainly

developed on the upper surface of a bored oyster shell. Second reef-building event (RE2), thin section.

Fig. 5. Dense micrite (white arrow) encrusting oysters and serpulids. A bryozoan (*Plagioecia*, black arrow) became established directly on this microbial layer. Second reef-building event (RE2), thin section.

Fig. 6. Columns of clotted to micro-peloidal micrite. Third reef-building event (RE3), thin section.

Fig. 7. Encrustation showing several successive phases of dense to clotted micrite overgrown by numerous bryozoans (black arrow) and serpulids. Note *Bullopورا* (white arrow). Bioclastic matrix (a) filled the space between small columns of dense to clotted micrite (b). The growth direction of the crust is both sideward and upward. Mammilated microbialite from the flank of a bioherm. Third reef-building event (RE3). Thin section.

Fig. 8. Typical microbialitic crust formed in two layers. Dense micrite (a) with numerous nubeculariids overgrowing coral, oyster, and serpulids. Fourth reef-building event (RE4). Thin section.

Table caption

Table 1 Classification and environmental interpretation of the facies. See Figure 4 for their stratigraphic position in the Pagny-sur-Meuse section.

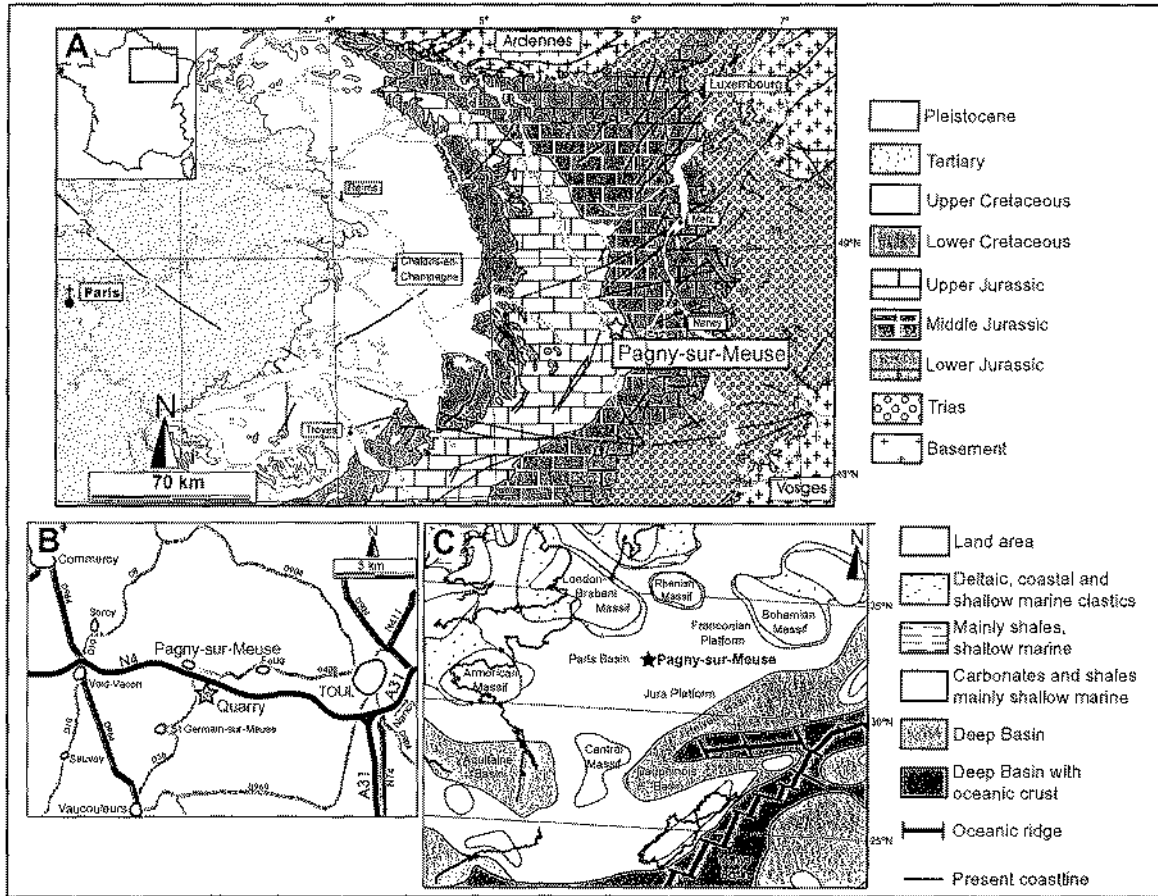


Figure 1

Age	Ammonite zones	Lithostratigraphy
Upper Oxfordian	Planula	Calcaires à astéries supérieures
	?	Oolithe de Lamothe
	Bimammatum	Saucourt oolite
	Bifurcatus	Calcaires à astéries inférieurs
Middle Oxfordian	?	Argiles à huîtres
	Transversarium	Zona supérieure à polyptères
	?	Pierre d'Euville-Lerouville
	Piccolitis	Zona inférieure à polyptères
		Terrain à chailles

Study section

Figure 2

Legend:			
△	Transgression	—	Erosional surface
▽	Regression	≡	Herringbone
—	Transgression surface	◀▶	Birds eyes
—◆	Maximum flooding	~~~~~	Fibrous gypsum
—▲	Transgression surface and maximum flooding merged	◆	Pyrite crystal
▭	Relative sea level fall discontinuity underlying a lowstand system tract	●●	Mudd pebbles
~	Subaerial exposure and transgression surface	⊞	Intraclast
↘	Top of the quarry terraces	⊞	Extraclast
RE:	Reef-building events	*	Pink gravel
ma:	Marl	⊙	Oncoid
Mu:	Mudstone	○	Ooid
W:	Wackestone	⊞	Gastrochaenolites
P:	Packstone	⊞	Burrow
G:	Grainstone	~	Bioturbation
F:	Floatstone	⊞	Coprolite
R:	Rudstone	—	Aigal mats
B:	Boundstone	—	Shelly bed
		⊞	Serpulid
		⊞	Algae
		⊞	Wood remain
		⊞	Undetermined benthic foraminifera
		⊞	Textulariina
		⊞	Lenticulina
		⊞	Spirulina
		⊞	Mikolidae
		⊞	Sponge spicules
		⊞	Bioherm
		⊞	Branching coral
		⊞	Reworked branching coral
		⊞	Lamellar coral
		⊞	Reworked lamellar coral
		⊞	Dome shaped coral
		⊞	Undetermined bivalve
		⊞	Oyster
		⊞	Pectinid
		⊞	Astarte
		⊞	Pholadomya
		⊞	Undetermined gastropod
		⊞	Ammonite
		⊞ ^{A1}	<i>Perisphinctes</i> <i>Dichotomoceras bifurcatoides</i>
		⊞ ^{A2}	<i>Perisphinctes (Perisphinctes)</i> <i>hallatus</i>
		⊞ ^{A3}	<i>Orthosphinctes (Lithacosphinctes)</i> <i>decipiens-dewari</i>
		⊞	Nautilid
		⊞	Undetermined brachiopod
		⊞	Rhynchonellidae
		⊞	Terebratulidae
		⊞	Ostracod
		⊞	Holothurid sclerite
		⊞	Ophiurid ossicle
		⊞	Crinoid ossicle
		⊞	Echinoid test
		⊞	Echinoid spine
		⊞	Fish skeletal remain

Figure 3

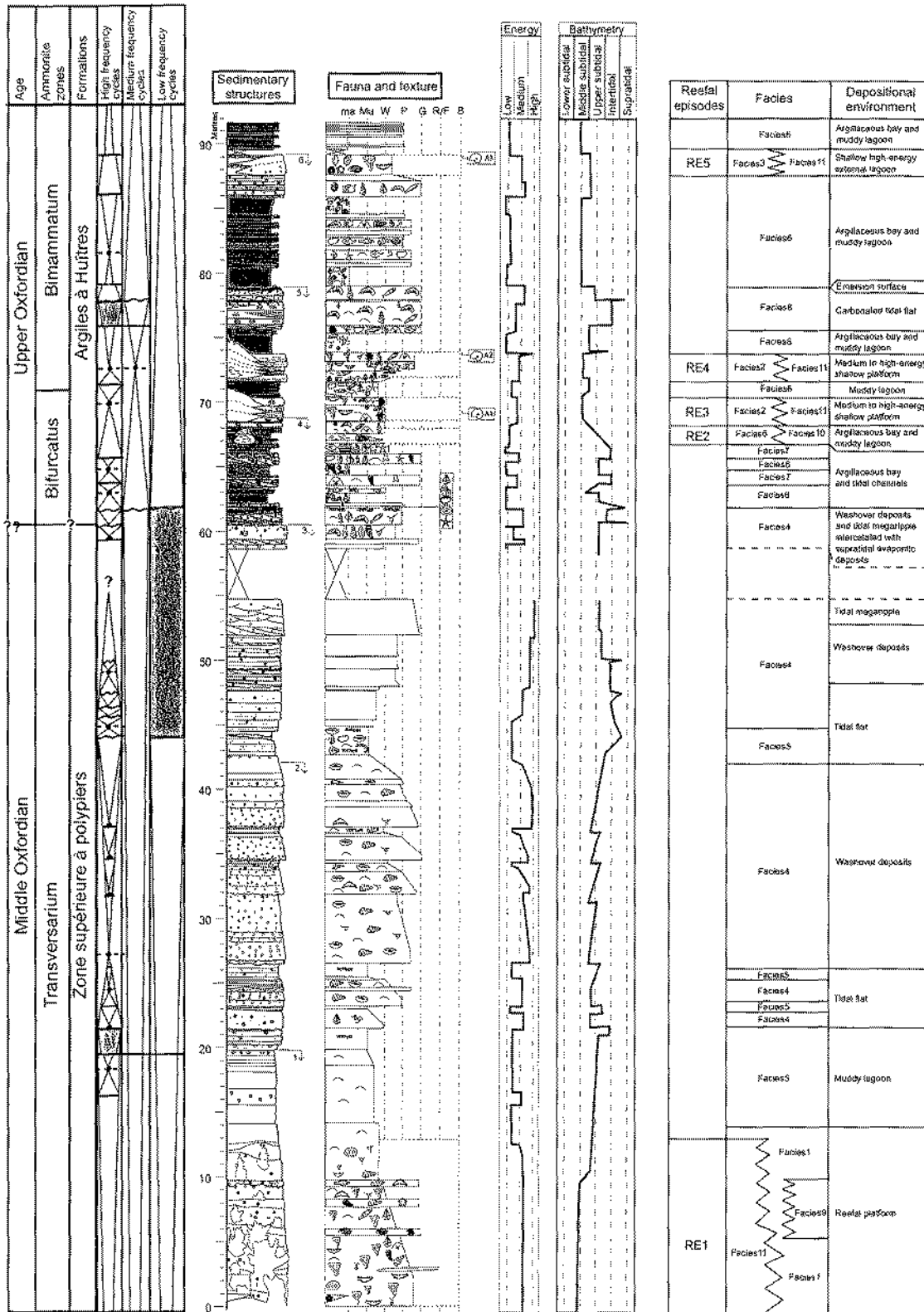


Figure 4

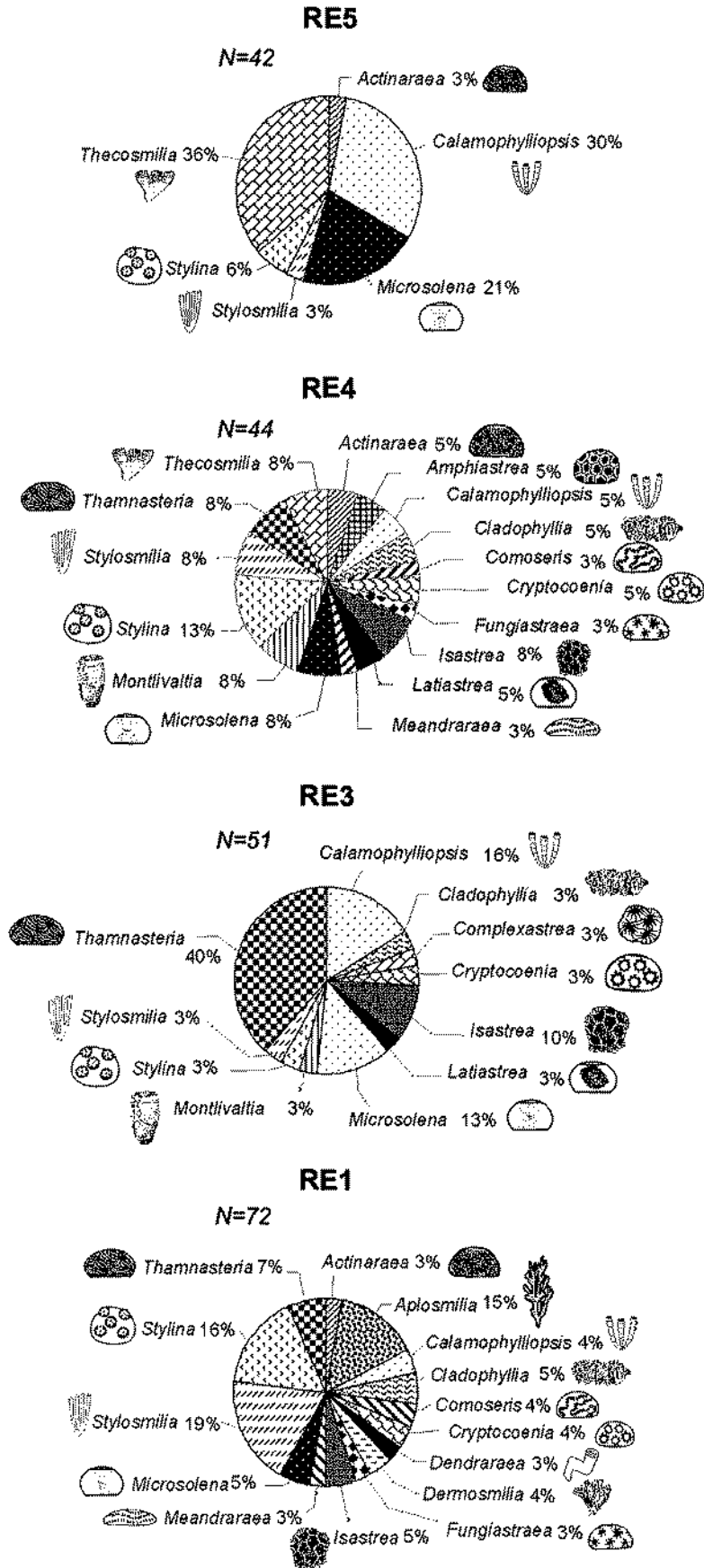


Figure 5

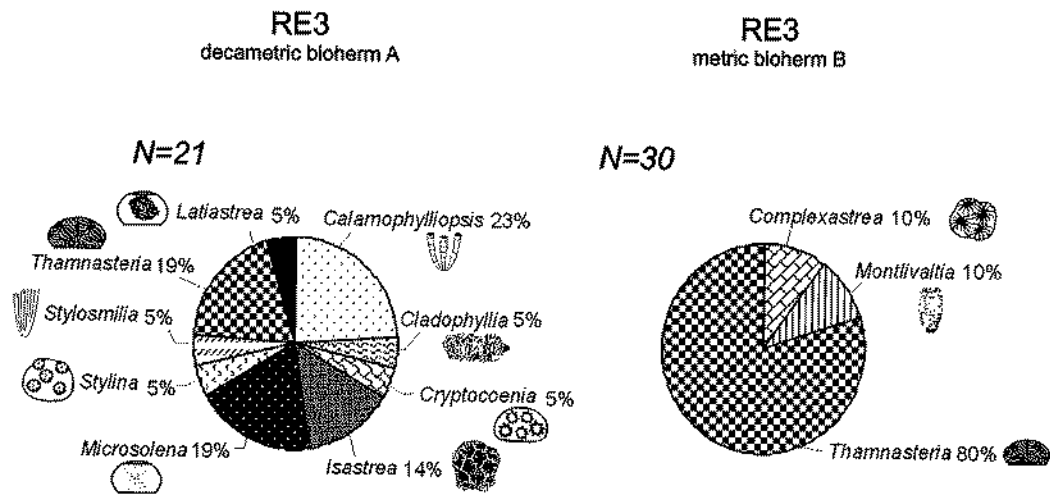


Figure 6

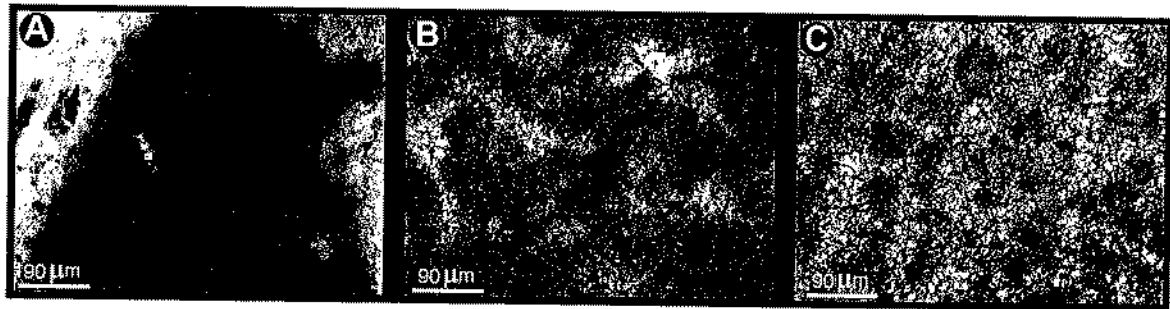


Figure 7

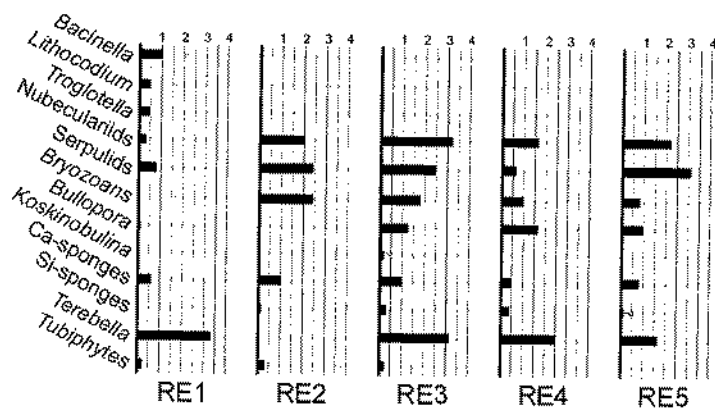


Figure 8

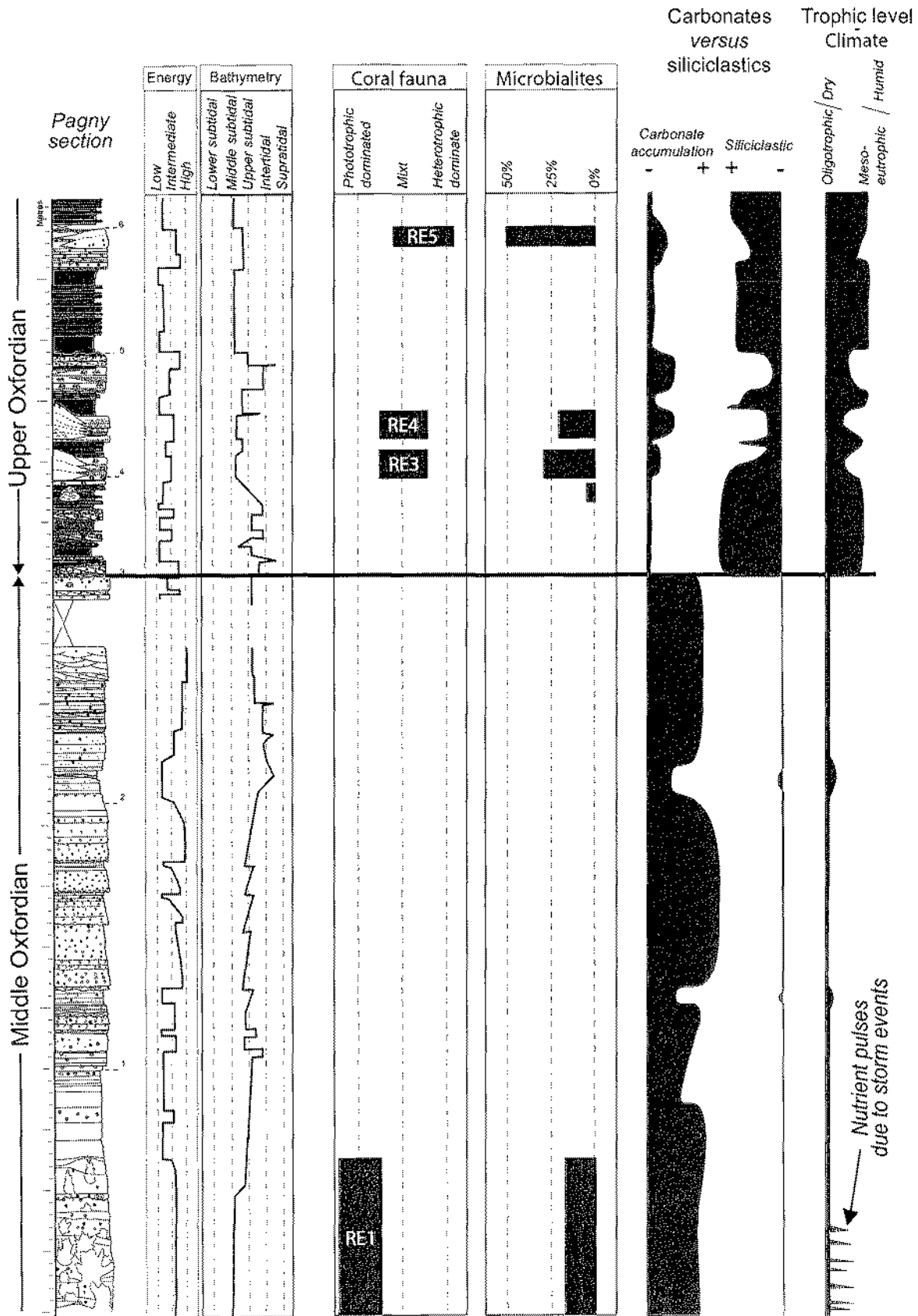


Figure 9

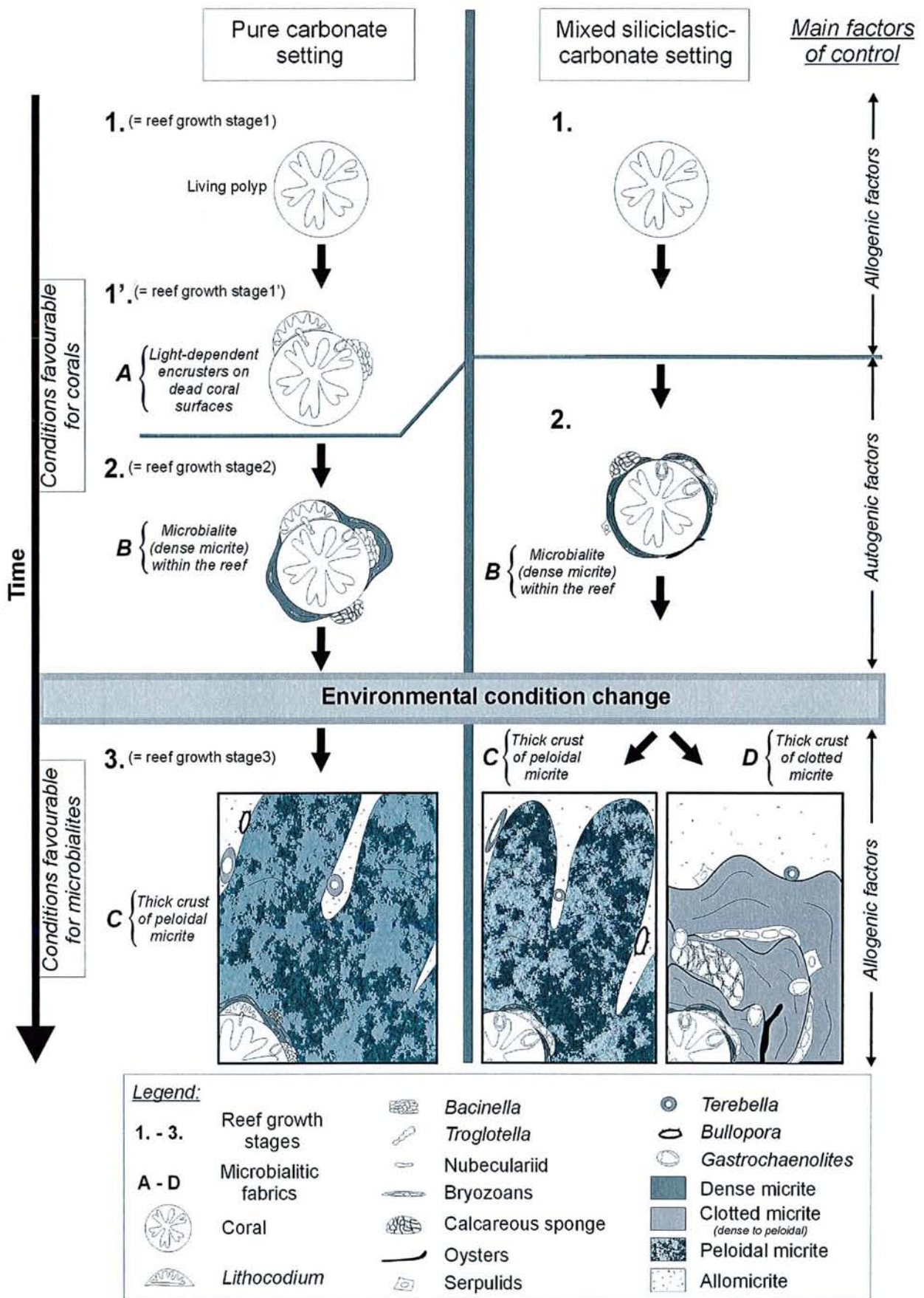


Figure 10

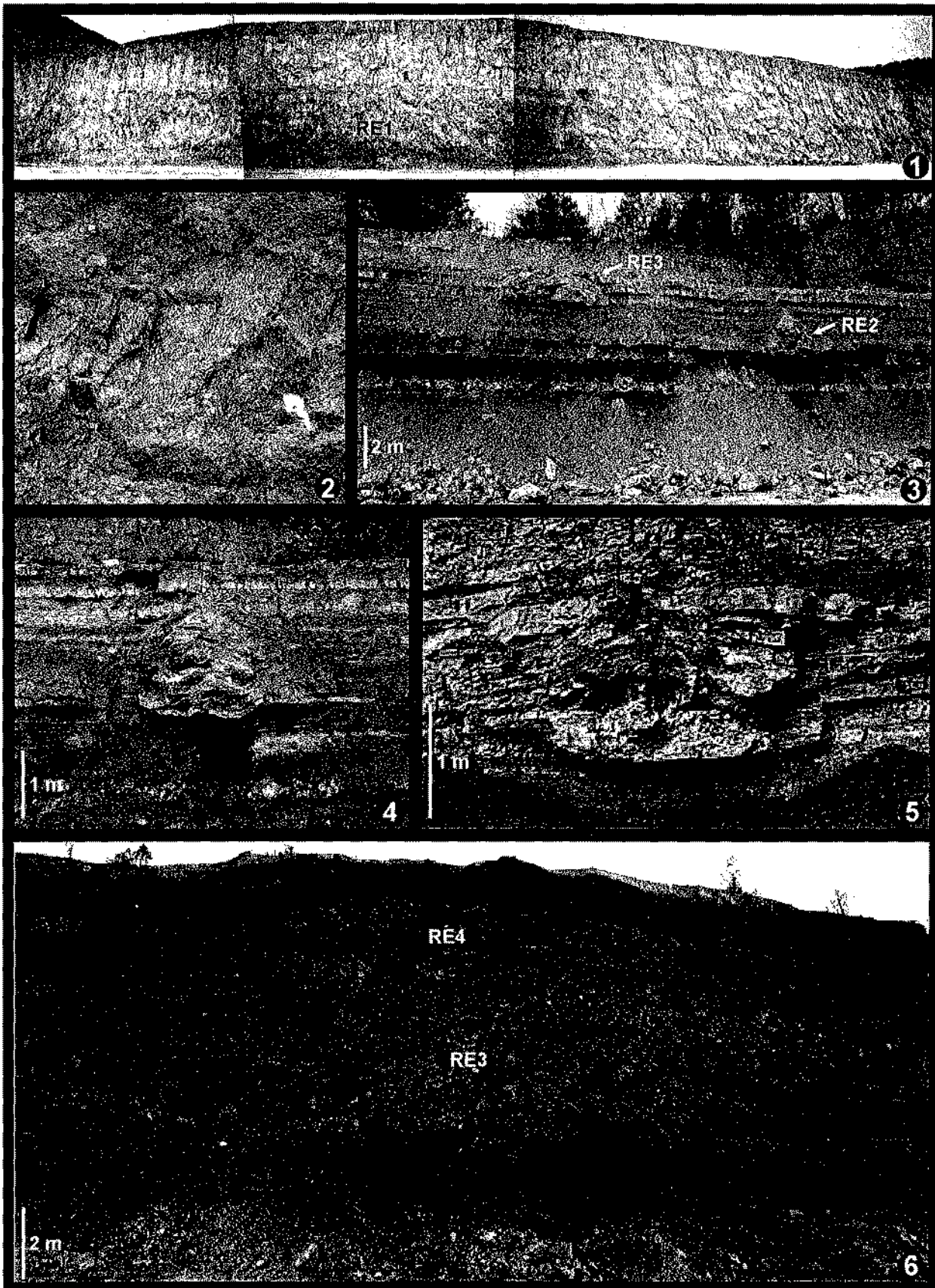


Plate 1

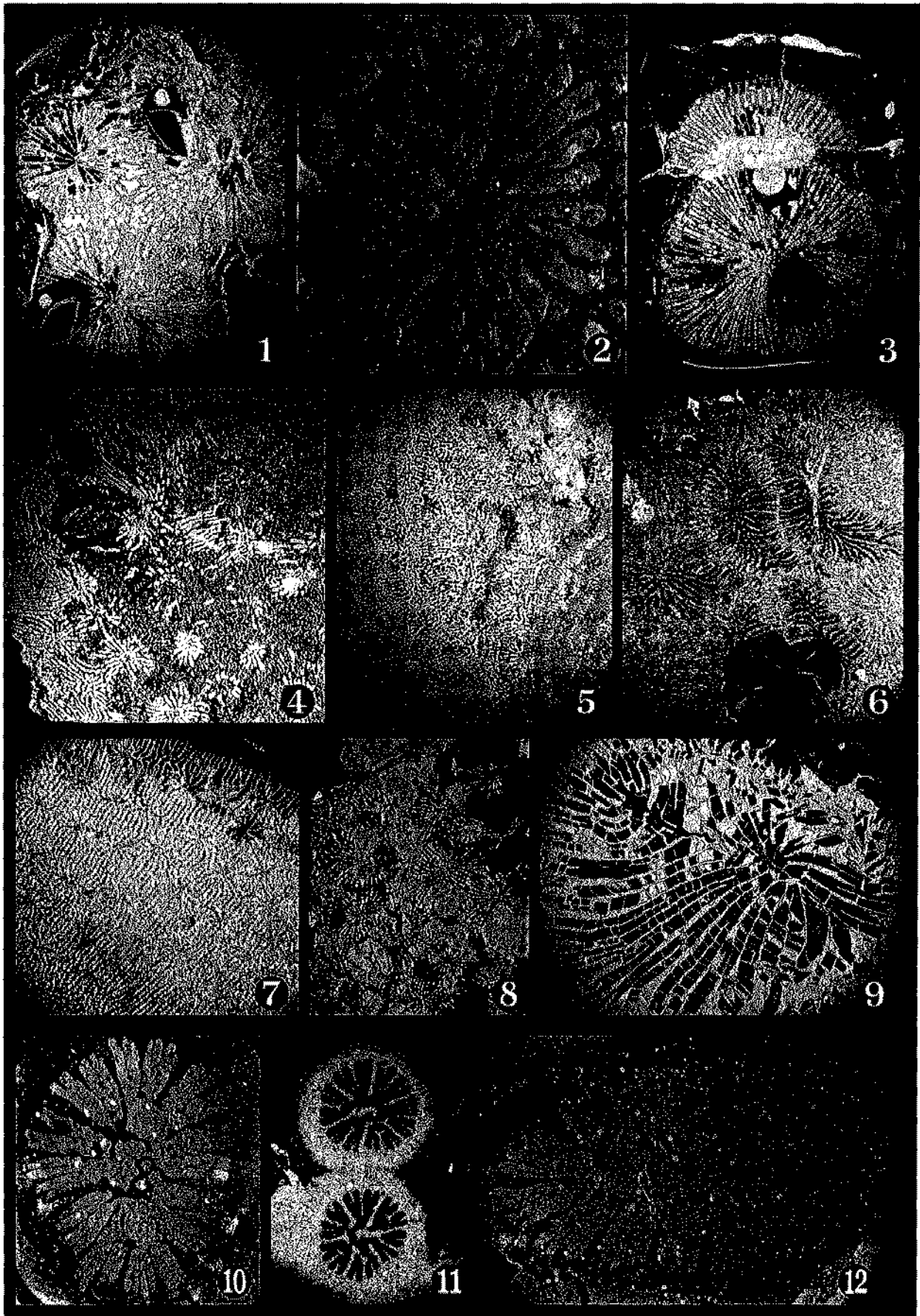


Plate 2

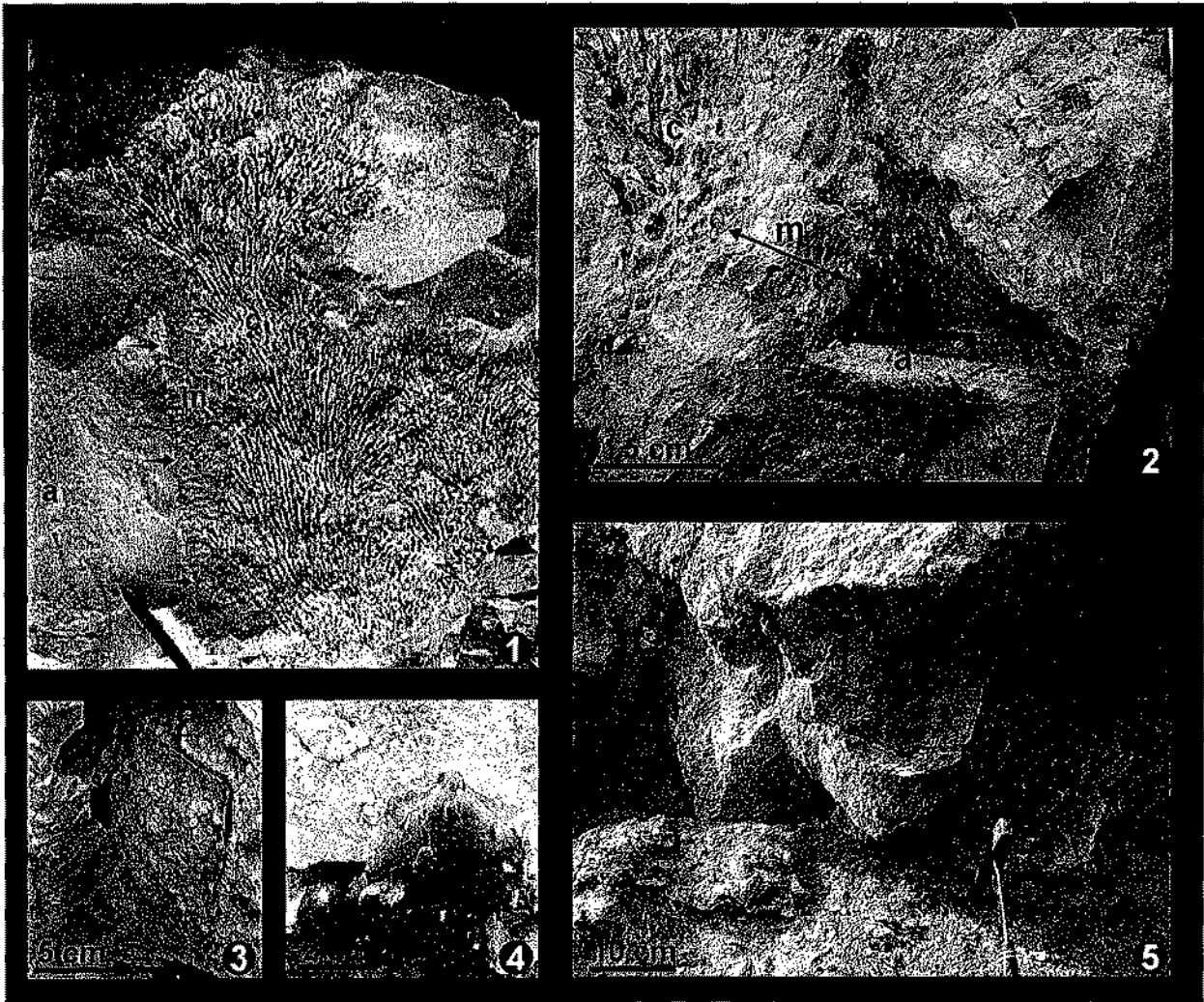


Plate 3

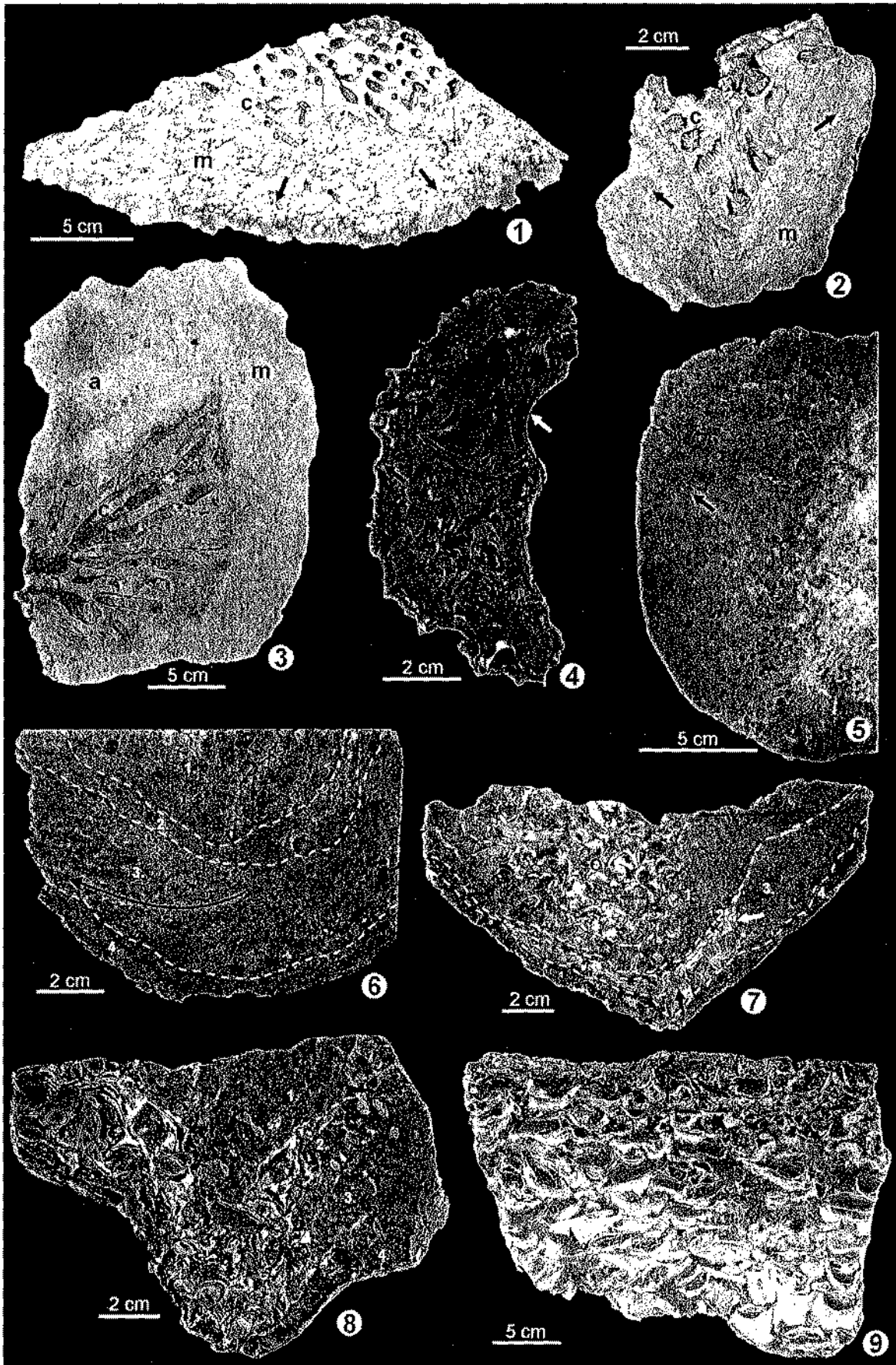


Plate 4

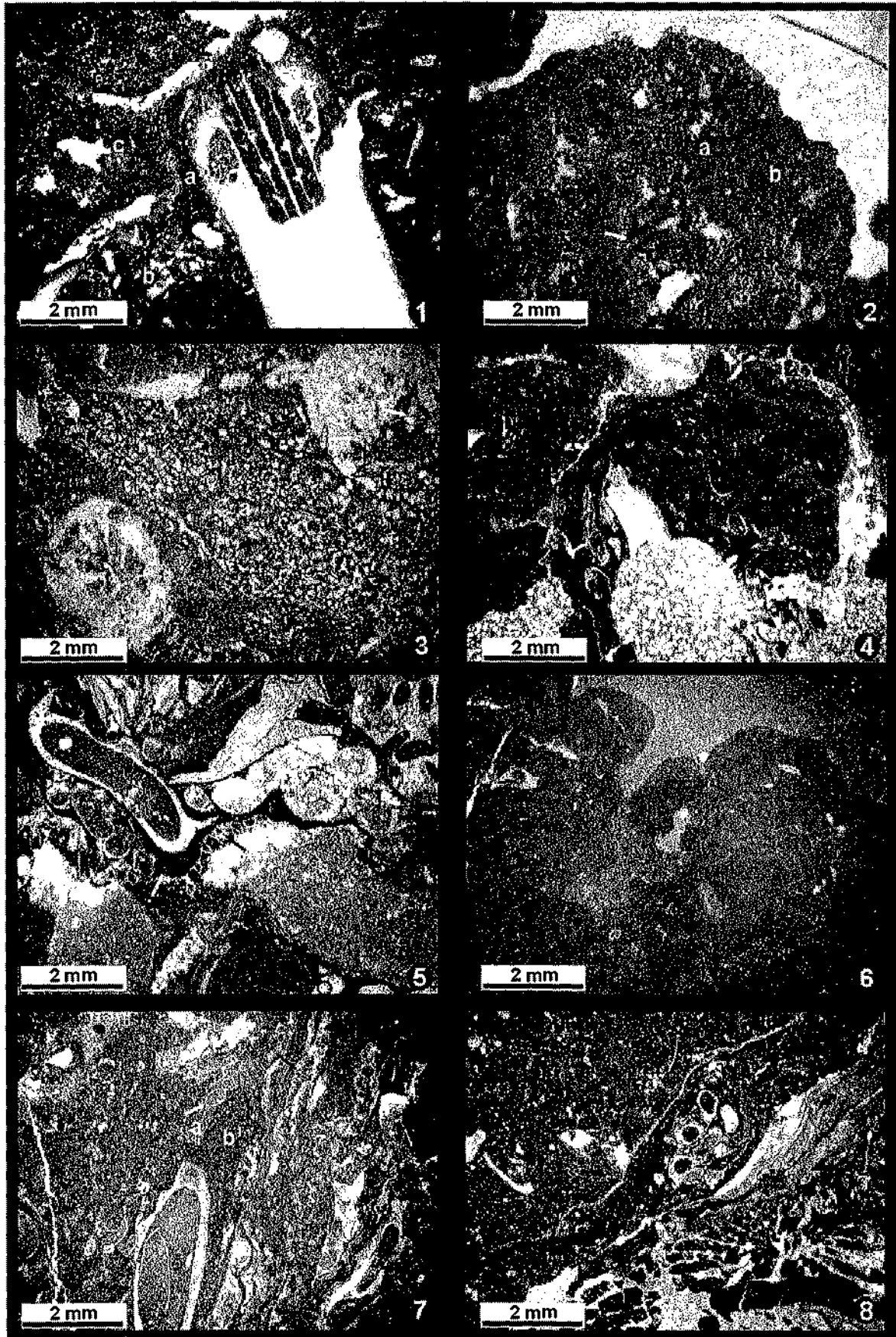


Plate 5

Facies	Description	Texture (Dunnam (1982))	Main elements	Other elements	Sedimentary features	Depositional environment	General environmental interpretation
1	Pure carbonate limestones	M->G	Peloids (< 0,2 mm), <i>Paracidaris</i> , gastropods	<i>Solenopora</i> , calcareous sponges, rhynchonellids, fragments of <i>Bacinella irregularis</i> , <i>Pentacrinus</i> , bioclasts of branching and massive corals (e.g. <i>Stylosmilia</i>)	Ravinement surfaces, crinoidal tempestites	Open lagoon / inter-reefal environment	moderate-energy carbonate platform (with episodic high-energy events)
2	Bioclastic limestone	W->G	Oysters, echinoderms, agglutinant foraminifera	Gastropods, ostracods, pectinids, serpulids, crinoids ossicles, calcareous algae, bryozoans, ammonites, mudstone extraclasts, pyrite crystals, peloids, brachiopods	Fining upward shelly layers	storm dominated	
3	Oncolitic and bioclastic limestone	M->P	Nubecular oncoids	Sea urchin spines, oysters, brachiopods, crinoidal elements, <i>Pholadomya</i> , nautilids (<i>Paracnoceras</i>), gastropods, ostracods, pectinids, serpulids, bryozoans, ammonites, mudstone extraclasts	Graded layers with an horizontal lamination (tempestites)	shallow, external lagoon	
4	Oolitic, oncolitic limestone	P->G	Ooids and oncoids	Reworked algal mats, nerineids gastropods, miliolids, textularids, bivalves, sparse and isolated corals colonies (e.g. <i>Stylina</i>)	Fining upward beds with planar lamination, cross-bedded stratifications, angular oblique stratification	Back-reef shoal, washover and spillover lobes deposits	High-energy open lagoon
5	Algal mats and birds eyes	M->W	Algal mats	Bivalves, miliolids, ligneous remains, black pebbles and ostracods.	Birds eyes, tepee structures, amalgamated tidal channels	Tidal flat	Very shallow subtidal to upper intertidal lagoon
6	Mart dominated with calcareous beds	P->G	Oyster, brachiopods, echinoderms	Quartz grains (10%), framboidal pyrite, glauconite, <i>Spirillina</i> , <i>Lenticulina</i> , coarse agglutinating foraminifera, <i>Coprulus</i> , serpulids, gastropods, fish teeth, ostracods, <i>Astarte</i> , bryozoans, holothurid sclerites, ophiurid ossicles, siliceous sponges spicules, crinoid ossicles, wood remains (<i>Brachyoxylon</i>)	Coarse shelly tempestites, graded tempestites (ideal tempestite sequence of Aigner), wave ripples	Argillaceous bay and muddy lagoon (tidal flat + mangroves?)	low-energy carbonate platform (with episodic high-energy events) open lagoon
7	Oolitic, extraclasts limestone	G	Ooids and extraclasts containing sponges spicules	Agglutinating foraminifera, quartz grains, broken bivalves, <i>Lenticulina</i> , siliceous sponge spicules, miliolids, ophiurid ossicles	Tidal channels with discontinuous clay drapes	Subtidal to intertidal shallow lagoon	Carbonate high-energy (tide dominated) shallow, proximal platform
8	Oyster shell limestone	G	Oyster shells	Brachiopods, echinoderms, gastropods	Low angle stratifications, herringbone stratifications, encrusted and bored subaerial surface	Beach to submersive carbonate tidal flat	
9	<i>Bacinella irregularis</i> bafflestones	B (bafflestone)	<i>Bacinella irregularis</i>	Peloidal leiolite and aliomirite	Alveolar growth form	Algal-cyanobacterial meadow	Reefal environment facies1 facies4 facies1, 2, and 3
10	Oyster reefs	B (framestone)	Cemented oysters (<i>Nanogyra nana</i> , <i>Praexogyra</i>)	Bryozoans, serpulids, microbialites, tubeculariids		Oyster reefs	
11	Coral-thrombolite reefs	B (framestone)	Coral, microbialites	Bivalves, micro-encrusters, brachiopods		Coral reefs	

Table 1

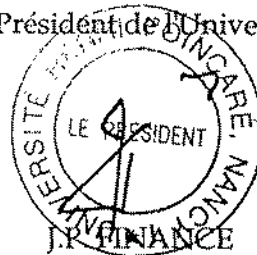
Monsieur CARPENTIER Cédric

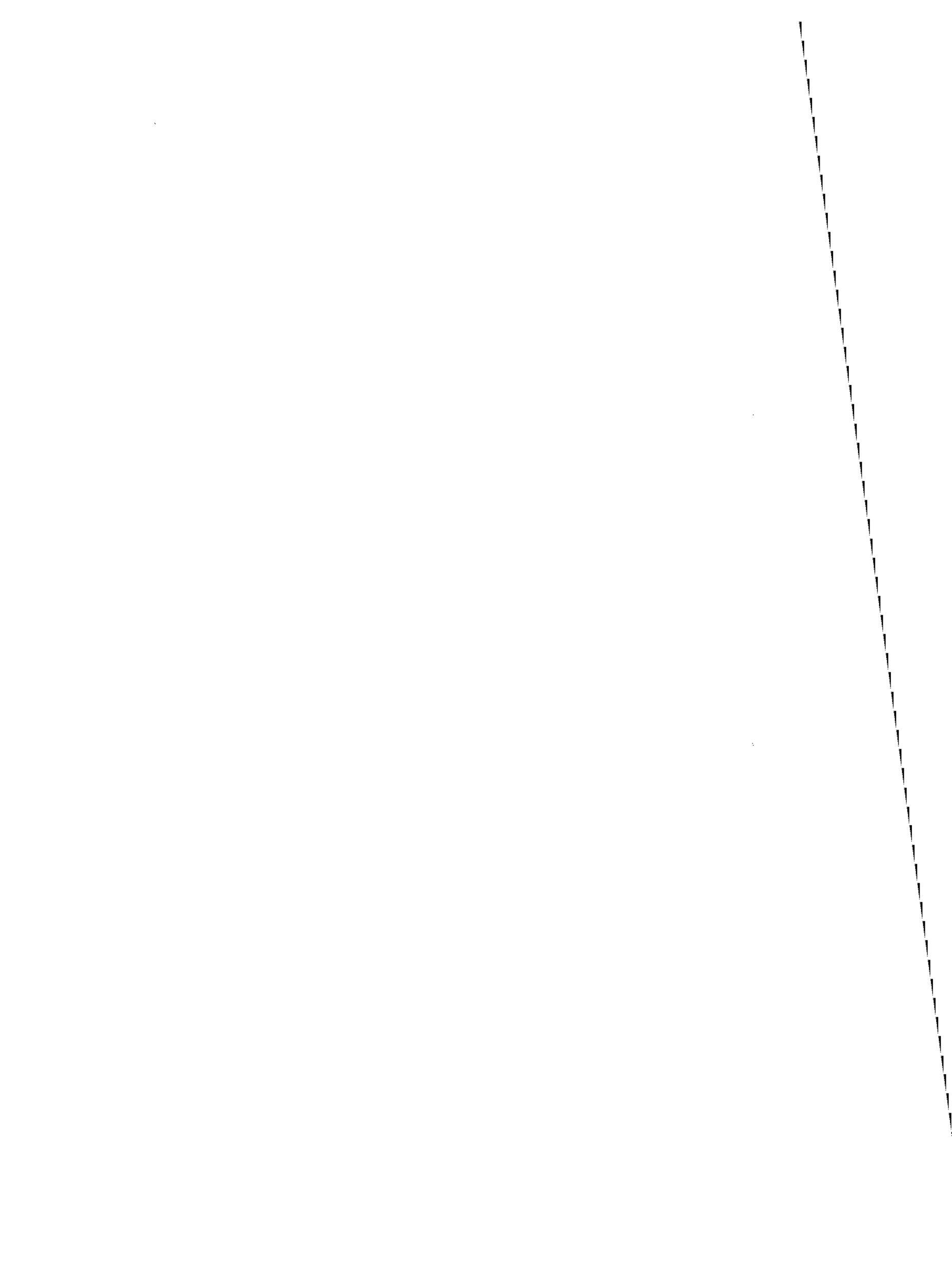
DOCTORAT de l'UNIVERSITE HENRI POINCARÉ, NANCY 1
en GEOSCIENCES

VU, APPROUVÉ ET PERMIS D'IMPRIMER N° 239

Nancy, le 24 Mai 2004

Le Président de l'Université





Géométries et environnements de dépôt de l'Oxfordien de Lorraine.

Résumé : La variété des faciès et des environnements de dépôt de l'Oxfordien de Lorraine est à l'origine d'un nouveau découpage lithostratigraphique proposé dans ce mémoire. L'étude de l'Oxfordien de Lorraine à partir des données d'affleurement et des données de subsurface en termes de sédimentologie de faciès et de stratigraphie séquentielle a permis de décrire 13 cycles de dépôt transgressifs-régressifs.

Les systèmes de dépôt ont évolué depuis une rampe argilo-carbonatée à vergence sud jusqu'à une rampe à argilo-carbonatée à vergence nord en passant par une plate-forme carbonatée récifale et/ou oolithique.

Des amplifications des chutes du niveau marin relatif à haute fréquence s'observent en contexte transgressif et sont contemporaines de changements climatiques.

Les 13 cycles de dépôt oxfordiens s'inscrivent dans 6 cycles transgressifs régressifs à moyenne fréquence pour lesquels les ennoyages sont contemporains d'évènements tectoniques dans 5 cas sur 6. Ces 6 derniers cycles s'inscrivent dans un cycle régressif-transgressif à basse fréquence dont le minimum d'accommodation se situe dans la partie supérieure de l'Oxfordien moyen.

MOTS-CLES : Oxfordien, sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle, paléogéographie, plate-forme carbonatée, Lorraine, Bassin de Paris, France

Geometries and depositional environments of the Oxfordian from Lorraine (France)

Summary: The diversity of facies and depositional environments of the Oxfordian of Lorraine allowed to propose a new lithostratigraphic framework. The survey of field and subsurface data using facies sedimentology and sequential stratigraphy allowed to describe 13 transgressive-regressive depositional cycles between the Mariae zone and the Planula zone.

The depositional systems evolved from a marl-limestone ramp deepening southward, to a reefal and/or oolitic carbonate platform and finally to a marl-limestone ramp deepening northward. Amplifications of high frequency relative sea level falls appear in transgressive context and coincide with climatic changes.

Thirteen oxfordian depositional cycles are inserted in 6 medium frequency transgressive-regressive cycles and floodings are contemporaneous with tectonic events. Those 6 cycles are inserted in a low frequency regressive transgressive cycle and accommodation minimum appear in the upper part of the Middle Oxfordian.

KEYWORDS : Oxfordian, facies sedimentology, sequential stratigraphy, palaeogeography, carbonate platform, Lorraine, Paris Basin, France