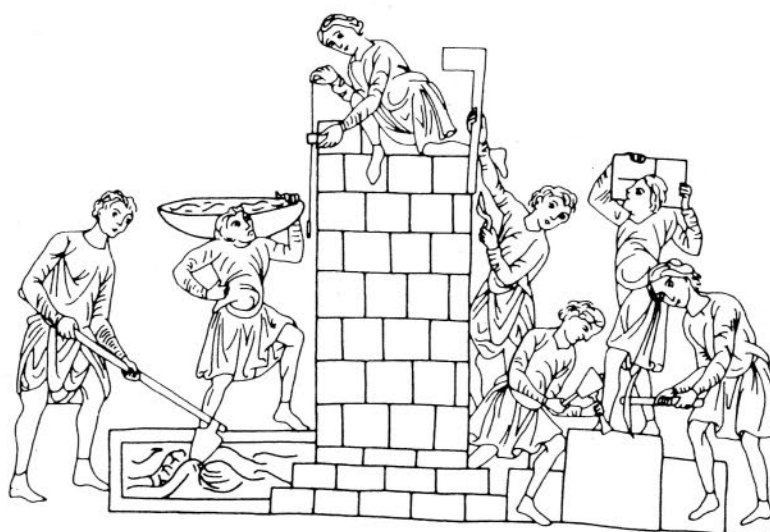


BULLETIN



D'INFORMATION

DES GÉOLOGUES
DU BASSIN DE PARIS



BULLETIN



D'INFORMATION DES GÉOLOGUES DU BASSIN DE PARIS

1992 – Volume 29 – N° 3 – Septembre

Cotisations et abonnements :

Membres ordinaires :

Cotisation	40 F	} 200 F
Abonnement	160 F	

Personnes morales :

(Organismes, laboratoires) :

Cotisation	80 F	} 400 F
Abonnement	320 F	

Abonnement par les non-membres : 320 F

Rédaction et Administration : Tours 14/15, 4, place Jussieu
75252 PARIS Cedex 05 C.C.P. Paris 7.717 41 E
Rédacteur en chef Jacqueline LORENZ
Rédacteur adjoint Renée DAMOTTE

BUREAU ET CONSEIL DE L'ASSOCIATION

Président	Pierre	JUIGNET
Vice-Présidents	Christian Jean-Claude	DUPUIS PORCHIER
Secrétaires	Christian Marie-José	MARIETTE ROULET
Trésoriers	Jean-Pierre Michel	GELY PERREAU
Conseillers	Annie Eric Pierre François Jean Michel Jacques Valérie Dominique Francis Jean Michel Roger Michel André Maurice André	BLANC BLONDIN FREYDET FRÖHLICH GAUDANT LAURAIN LAUVERJAT LECLERC LEFEBVRE LETHIERS MAUCORPS MILLET MOURDON PETZOLD POISSON RENARD SIMONIN

Comité de Lecture	C. CAVELIER D. CURRY B. DAMOTTE J. DERCOURT J. HILLY C. LARSONNEUR J.-P. LAUTRIDOU A. MULLER P. RAT F. ROBASZYNSKI J. TABORIN M. THIRY
-------------------	---

SOMMAIRE

Informations générales.....3

Journées d'études en Basse-Normandie.....7

I - ASSEMBLEE GENERALE 1993

Elle se tiendra le mercredi 3 février 1993 de 14h. à 15h. à la Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

L'ordre du jour est le suivant :

- . Compte-rendu d'activité
- . Election de 8 conseillers (la réunion du Conseil suivra immédiatement et sera consacrée à l'élection du bureau)
- . Compte-rendu financier
- . Etat des publications
- . Projets en 1993

L'Assemblée générale sera suivie, à 15h. d'une réunion scientifique ayant pour thème : Les divisions classiques définies sur le terrain ont-elles une place dans la stratigraphie séquentielle : l'exemple du Tertiaire du Bassin belge.

II - JOURNEES D'ETUDE EN 1993

Les journées d'étude de printemps, organisées par Christian DUPUIS, président, se dérouleront du 20 au 22 Mai 1993, sur le thème du Tertiaire franco-belge.

Le programme précis, ainsi que le montant de la participation seront encartés dans le n° 29-4 (Décembre 1992).

III - COMPTE-RENDU DE LA REUNION COMMUNE AVEC LA SOCIETE GEOLOGIQUE DE FRANCE SUR LA TECTONIQUE DU BASSIN PARISIEN LE 17 JUIN 1991.

Cette réunion a donné lieu à une trentaine de contributions dont 20 présentations orales. Il était souhaité que les communications soient réparties à peu près à parts égales entre le bulletin de la Société Géologique de France et notre bulletin. Malheureusement, la Société Géologique ayant modifié ses conditions éditoriales n'a retenu que quelques manuscrits. En conséquence le prochain numéro du Bulletin de l'AGBP regroupera l'essentiel des communications.

IV - EXPOSITION DE L'AGBP

L'exposition itinérante des "Roches au service de l'Homme" a été présentée dans les localités suivantes :

- . Vincennes (Janvier)
- . Les Lilas (Janvier-Février)
- . Cergy Centre Polytechnique St-Louis (Mars)
- . Maison-Laffite (Mai)
- . Cerisiers (Yonne) (Juin)

Après avoir été remise en état par le service Creasciences dépendant de l'Université P. et M. Curie, aux Eyzies (où elle sera d'ailleurs présentée au printemps) elle doit maintenant se rendre à Sannois (Octobre), Cergy (Novembre), puis Saint-Jean-Le-Blanc (Loiret) (début 93), Les Eyzies (mars 93).

V - COSSMANNIANA

COSSMANNIANA, Bulletin du Groupe d'Etude et de Recherche Macrofaune Cénozoïque (Maison pour Tous, 26 rue Gérard Philippe, 94120 Fontenay sous Bois) publie un numéro hors-série (Juin 1992) consacré à "Quelques Cônes et Pleurotomes du Lutétien du Bassin de Paris" par Philippe BREBION. C'est une étude historique et analytique portant sur 55 espèces récoltées principalement à Villiers, l'Orme, Chaussy et Montainville, complétées avec des coquilles de diverses collections. Pour chaque espèce, figurée dans trois planches hors-texte, l'auteur donne une description précise, sa place dans la classification, les variations, la répartition géographique et le niveau stratigraphique.

VI - REUNION DU CTHS SUR LES PIERRES

Le 117^e Congrès National des Sociétés Savantes se tiendra à Clermont-Ferrand du 26 au 30 octobre 1992. Un colloque, faisant suite à celui tenu à Avignon en 1990 aura pour thème "Carrières et Constructions". Une quarantaine de communications sont annoncées.

VII - OUVRAGES RECUS

BABIN Cl. (1991) - *Principes de paléontologie*
452p., Collection U, A. Colin édit.. Prix : 150 F.

Vingt ans après la parution des "Eléments de Paléontologie", Claude BABIN présente un ouvrage entièrement refondu qui tient compte des apports récents de la recherche dans les domaines de la paléontologie, de la biostratigraphie, de la biogéographie et de l'évolution. Après avoir présenté les multiples facettes de la paléontologie, l'auteur consacre la majeure partie de l'ouvrage à la paléontologie évolutive qui concerne tous les grands groupes depuis l'émergence de la vie jusqu'à celle de l'Homme. La présentation est excellente, l'illustration abondante, le texte agréable à lire et tout à fait accessible aux non spécialistes. Nul doute, comme le souhaite Cl. BABIN, que ce livre serve à la promotion de la paléontologie, dont la contribution à la plupart des grands débats situés au carrefour des Sciences de la Terre et de la Vie, démontre son actualité.

BAILLY A. (1992) - *Défricheurs d'inconnu. Peiresc, Tournefort, Adanson, Saporta.*
280p., 26 fig. Edisud, La Calade, 13090 Aix-en-Provence. Prix : 160 F.

En retraçant la vie de ces quatre savants, compatriotes de l'Auteur, à Aix-en-Provence. A. BAILLY brosse une fresque scientifique qui embrasse la vie intellectuelle, à l'échelle européenne au cours de trois siècles où la quête de la vérité fut un chemin semé d'embûches parmi lesquels le respect des Ecritures et le conservatisme des corps constitués. Le texte est agréable à lire, émaillé d'anecdotes et de citations, de remarques et de réflexions... à méditer.

BOURNERIAS M., POMEROL Ch. et TURQUIER Y. (1991) - *Méditerranée de Marseille à Banyuls.*

Guide naturaliste des côtes de France. 264p., 78 fig., 88 photos couleur. Delachaux édit.
Prix : 135 F.

Ce guide, le neuvième, marque l'achèvement de la Collection. Comme les précédents il comprend une présentation générale de la Géologie, du milieu et de la vie, suivie de la description de six itinéraires présentant l'environnement de l'étang de Berre, de la Crau et de la Camargue, ainsi que les côtes de la Nerthe, du Languedoc et du Roussillon dans toute leur diversité géologique et biologique.

BRETON G., LAUTRIDOU J.P., LEFEBVRE D. et WATTE J.P., coordonnateur (1991) -5

Quaternaire et Préhistoire des métropoles normandes.

Publication simultanée dans le Bull. de la Soc. Géol. de Normandie et des Amis du Museum du Havre, t. 78, fasc. 4, et dans le Bull. du Centre de Géomorphologie de Caen, t. 41, fasc. 6, p. 1-96.

Ces bulletins contiennent 6 communications concernant des observations faites à l'occasion de travaux urbains, dans les villes du Havre (sédiments littoraux et séquences marines pré-émiennes à holocènes, industries paléolithiques, de Rouen (nappes alluviales et terrasse du Centre-Ville) et de Vernon (tuf). Etudes sédimentologiques, palynologiques, malacologiques, géochronologiques (carbone 14, acides aminés) et géomorphologiques.

DUFF P. McL.D. et SMITH A.J., directeurs (1992) - *Geology of England and Wales.*

652p., The geological Society, London, édit. Prix : 39 livres.

Cet ouvrage auquel ont contribué 22 auteurs, s'ouvre par une excellente introduction de D.V. AGER qui retrace brièvement et très clairement l'évolution géologique de l'Angleterre et du Pays de Galles, du Précambrien à l'Actuel. Treize chapitres sont consacrés aux grandes unités du Précambrien au Quaternaire. Les géologues du Bassin Parisien seront particulièrement intéressés par ceux relatifs au Jurassique (A. HALLAM), au Crétacé (P.F. RAWSON) et au Tertiaire (D. CURRY), périodes qui impliquent des relations étroites avec notre bassin. Les derniers chapitres traitent de la géologie offshore, des roches ignées, de la géologie profonde, structurale et appliquée. De nombreuses figures et tableaux ainsi que des cartes paléogéographiques illustrent abondamment cette présentation exhaustive de la géologie d'une contrée qui a son destin lié à celui de la France et que nul de nos confrères ne doit ignorer.

LORENZ J. (1992) - *Le Dogger du Berry. Contribution à la connaissance des plates-formes carbonatées européennes du Jurassique.*

400 p., 179 fig., 12 planches h.t. en couleur. Document BRGM n° 212, Orléans. Prix : 450 F.

Ce Document du BRGM est la publication intégrale de la thèse de Jacqueline LORENZ, soutenue en 1989 et analysée dans le Bull. d'Inf. des Géol. du Bassin de Paris, vol. 26, n° 3, p. 48 à 50.

MERCIER J. et VERGELY P. (1992) - *Tectonique.*

216p., Dunod édit. Prix : 250 F.

Cet ouvrage est consacré à la géologie structurale, aspect de la tectonique (y compris microtectonique et néotectonique) qui consiste en l'analyse des structures à l'échelle locale puis régionale, à l'exclusion de la tectonique globale qui sera traitée dans un autre livre de la collection Géosciences. La première partie présente le comportement des roches vis-à-vis des contraintes. Les chapitres suivants se rapportent à la déformation des milieux rocheux continus et discontinus, à la tectonique cassante à l'échelle régionale puis à la déformation ductile des roches, aux plis et enfin aux chevauchements et aux nappes. De nombreuses figures et la référence à plusieurs exemples régionaux illustrent concrètement les phénomènes analysés.

MICHEL J.P. et FAIRBRIDGE R.W. (1992) - *Dictionnaire des Sciences de la Terre - Anglais-Français et Français-Anglais.*

2e éd., 302p., Masson édit. Prix : 250 F.

Cette seconde édition du Dictionary of Earth Sciences paru en 1980 comprend 26 000 termes pour la partie anglais-français et 16 500 termes pour la partie français-anglais. Il rassemble les termes les plus fréquents des différentes branches de la géologie (géodynamique, paléontologie, pétrographie, sédimentologie...), mais aussi des disciplines voisines (géomorphologie, géophysique, géologie des mines et du pétrole, minéralogie, pédologie, planétologie) et apparaît comme complémentaire du Dictionnaire de Géologie de A. FOUCAULT et J.F. RAOULT, dont il traduit la plupart des termes.

PHILIPPON J., JEANNETTE D. et LEFEVRE R.A., coordonateurs (1992) - *La conservation de la pierre monumentale en France.*
272p., 109 fig et photos. Presses du CNRS et Ministère de la Culture édit. Prix : 285 F.

Ce livre auquel ont participé vingt-huit spécialistes, géologues, restaurateurs, architectes, inspecteurs des Monuments historiques passe en revue les principaux types de dégradation de la pierre, leurs causes, leurs mécanismes et les techniques mises en service pour les combattre. Dans la deuxième partie de l'ouvrage ces techniques sont mises à l'épreuve d'une quinzaine de chantiers concernant les monuments les plus prestigieux de France. Ce livre très richement documenté et illustré est publié en même temps que *Terroirs et Monuments de France* (analyse ci-dessous). Ces deux ouvrages ainsi que les comptes-rendus du colloque d'Avignon organisé par le CTHS (analyse vol. 29, n° 1, Mars 1992, p. 4) sont le reflet de l'intérêt des scientifiques et du public pour la conservation de notre patrimoine architectural.

POMEROL Ch., directeur (1992) - *Terroirs et Monuments de France. Itinéraires de découverte.*
368p., 85 ph. et fig., 16 pl. h.t. en couleur, BRGM édit. Prix : 180 F.

Ce livre auquel ont collaboré trente cinq spécialistes présente 900 monuments au cours de 46 itinéraires sillonnant la France. Le cheminement, du terroir à l'édifice, suit le destin de la pierre depuis son extraction jusqu'à sa mise en oeuvre et sa vulnérabilité aux altérations. Cet ouvrage est une invitation à regarder d'un oeil neuf les monuments de notre pays, une des plus belles expressions de la géologie, et une incitation à protéger et à restaurer les édifices en péril.

POMEROL Ch. et RICOUR J., directeurs (1992) - *Terroirs et thermalisme.*
288p. Prix : 180 F.

Ce livre, préfacé par Michel BOULANGE, Président du Haut-Comité au thermalisme, a été rédigé par une équipe pluridisciplinaire de 30 spécialistes, réunissant les compétences médicales et géologiques. La première partie est consacrée à la ressource : composition, température, origine des eaux minérales, hydrogéologie, prospection, captages, protection et contrôle, affections traitées et techniques thermale. La partie essentielle de l'ouvrage se rapporte à l'environnement géologique et à l'hydrogéologie des différentes régions thermale, puis à la présentation de 150 stations sous forme de fiches analytiques illustrées (localisation et exploitation des sources, environnement géologique, origine et nature des eaux, affections traitées). Ce troisième "Terroir" réalise ainsi, pour la première fois, une synthèse géologie-hydrogéologie et thérapeutique.

Journées de Printemps en Basse-Normandie

REGARDS NOUVEAUX sur le JURASSIQUE NORMAND

M. RIOULT, O. DUGUÉ, G. FILY & P. JUIGNET

28-29-30 mai 1992

Bienvenue en Normandie à l'A.G.B.P.

Pour ses journées d'études du printemps 1992, notre Association a donc choisi de visiter la Basse-Normandie. Cette région a eu l'honneur de recevoir l'A.G.B.P. à plusieurs reprises dans le passé : septembre 1972, mai 1976, octobre 1985 ; les géologues normands eurent ainsi l'occasion de présenter les résultats d'études variées portant sur les bordures jurassiques et crétacées du Bassin de Paris, ainsi que sur le socle cadomo-hercynien du Nord-Est du Massif armoricain ou bien encore sur l'évolution récente du littoral de la Manche.

Le thème de la présente excursion est directement inspiré d'une synthèse récente sur la série jurassique qui a été révisée dans le cadre de la stratigraphie séquentielle :

Riout, M., Dugué O., Jan du Chêne, R. Ponsot, C., Fily G., Moron, J.-M. et Vail P.R. (1991). - Outcrop Sequence Stratigraphy of the Anglo-Paris Basin Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). *Bull. Centres Rech. Explor.- Prod. Elf Aquitaine*, Boussens, 15, 1, 101-194, 39 fig., 9 pl., 18 tabl. (Cet article comporte les références bibliographiques appelées ci-dessous).

Aux coupes des falaises littorales non encore visitées par l'A.G.B.P. s'ajouteront plusieurs sites à l'intérieur des terres qui illustrent les modalités de la transgression jurassique sur les paléoreliefs du socle armoricain.

La Pierre de Caen est un faciès réputé du Bathonien du Calvados qui fut largement employé pour l'édification des monuments les plus prestigieux de Normandie et d'Angleterre. Une fois de plus, les membres de l'A.G.B.P. s'engageront dans les dédales de carrières souterraines... Enfin, entre Basse et Haute-Normandie, la Seine devient plus un trait d'union qu'une frontière. Le Pont de Normandie (visite du chantier) témoignera de cette volonté d'association.

Nous remercions pour leur soutien l'Université de Caen et le Laboratoire de Géologie de Normandie occidentale, la Ville de Caen, la Caisse d'Epargne de Basse-Normandie. Les visites sur le terrain ont été facilitées par la collaboration de la Mission du Pont de Normandie et M. Heuzé, les Services techniques de Caen et M. Lenrouilly, la Société des Ciments français à Ranville et M. Rémy, la Société Cochery-Bourdin-Chaussé à Feuguerolles et M. Prévost, MLautour pour la carrière des Aucrais, M. le Maire d'Aubry pour la carrière de Bon Mesnil, M. Fenneteau pour la carrière de Tournai s/Dive, Mme Urien pour la carrière de Villedieu-lès-Bailleul. Mme Aubourg et M. Boisard ont apporté une aide précieuse pour la mise en forme de ce guide.

*Pierre Juignet,
Président de l'AGBP*

INTRODUCTION : LA NORMANDIE AU JURASSIQUE

Le Bassin anglo-parisien, étudié depuis plus de 200 ans pour la qualité de ses coupes, constitue un remarquable modèle sédimentaire souvent méconnu. Sa bordure occidentale (Maine, Normandie, Dorset, Wiltshire et Oxfordshire) à la fois proche de massifs anciens (Massifs armoricain et cornubien) et de domaines géodynamiques en extension (Océans atlantique et téthysien, Mer du Nord), a servi d'exemple pour une discussion sur le contrôle de la sédimentation en domaine de plate-forme.

Comment distinguer les effets de l'eustatisme de ceux de la subsidence à proximité de massifs anciens ?

La bordure occidentale (Fig. 1) présente en effet des coupes continues et fossilifères pour des intervalles stratigraphiques peu connus sur les autres bordures du Bassin parisien (limite Bathonien moyen/supérieur et limite Oxfordien inférieur/moyen).

Par ailleurs, cette bordure est limitée à l'ouest, par le Massif armoricain et à l'est, par un héli-graben subsident : le *Sillon marneux péri-armoricain*, constituant ainsi une transversale idéale bordure armoricaine/bassin. Ce domaine se situe donc à proximité de l'"offlap break" (*depositional-shoreline break*), position charnière dans le modèle séquentiel de Vail *et al.* [1977, 1988]. Si les faciès les plus distaux ne sont connus qu'en forages, dans le Sillon marneux (Villequier, Rouen, Yvetot...), les faciès subtidaux plus proximaux, affleurent par contre le long de la bordure armoricaine.

Les dépôts du Jurassique moyen-supérieur sur la bordure occidentale sont variés (Fig. 2, 3) : carbonatés (Bajocien supérieur à Bathonien supérieur, Oxfordien moyen), terrigènes (Callovien à Oxfordien inférieur), silto-sableux (Oxfordien supérieur) ou condensés ferrugineux (Bajocien, Oxfordien inférieur). Plusieurs exemples de *paraséquences*, *cortèges de dépôt*, *séquences de dépôt* et surfaces associées peuvent donc être décrits d'après leurs caractères stratonomiques, sédimentologiques ou paléogéographiques.

Au cours de l'année 1990, un travail collectif [Universités de Caen et de Houston, SNEA(P)] et pluridisciplinaire (biostratigraphie, sédimentologie, paléogéographie) a permis de proposer un découpage séquentiel en intégrant les travaux de cartographie du Laboratoire de Géologie de l'Université de Caen, ou les synthèses lithostratigraphiques, sédimentologiques et biostratigraphiques déjà publiées [Rioul, 1968, 1985; Dugué, 1989, 1991].

Certaines des séquences de dépôt mentionnées par Haq *et al.* [1987, 1988] sont ici précisées sur le plan biostratigraphique. D'autres au contraire sont nouvelles et subdivisent les séquences de dépôt du Bajocien (n°2.1), Bathonien (n°2.2 et 2.3), Callovien (n°3.2) et de l'Oxfordien (n°4.1). Dix-huit séquences de dépôt sont reconnues dans les séries du Jurassique moyen-supérieur de la bordure occidentale, complétant la courbe d'agradation côtière de Haq *et al.* pour cette région.

Le réajustement des structures cadomiennes à hercyniennes héritées des massifs anciens explique en grande partie l'originalité de cette bordure. Mais, au-delà du contrôle épirogénique limité à la proximité de la bordure, cette dernière paraît également soumise à des influences ex-

ternes impliquant d'autres bordures européennes.

Le processus majeur déclenchant les grands changements sédimentaires est donc d'origine géodynamique. Il contrôle deux moteurs secondaires, l'un *tectonique* (épirogenèse et/ou subsidence), l'autre *eustatique*. Tous deux agiront avec des périodes et des amplitudes différentes [Dugué, 1989, 1991].

- **Moteur tectonique** : les effets de la subsidence sont amplifiés à proximité des massifs anciens par la remobilisation aisée de leurs structures anciennes. La réjuvénation des anciens accidents du socle, et surtout, la réaction positive de l'*Eperon du Perche* ou négative du *Sillon marneux*, expliquent le rôle efficace de l'épirogenèse et/ou de la subsidence dans le contrôle de la sédimentation de ce type de bordure.

La subsidence différentielle de la bordure varie dans le temps et dans l'espace, modifiant épisodiquement la morphologie des fonds sous-marins. Le relief de ces fonds guide ensuite les échanges hydrodynamiques à l'intérieur du bassin, et finalement, la répartition des sédiments et des faunes. *Les changements sédimentaires apparaîtront ainsi toujours en avance sur les renouvellements de peuplements marins, plus étroitement liés aux grandes fluctuations eustatiques.*

- **Moteur eustatique** : il intéresse l'ensemble des marges passives atlantiques, mais son impact sur l'enregistrement sédimentaire apparaît tantôt gêné, tantôt favorisé selon la morphologie régionale, la nature des apports et le taux de sédimentation.

Les courbes d'agradation côtière de Haq *et al.* pour le Jurassique moyen/supérieur se retrouvent dans l'évolution séquentielle étudiée. Mais de nouvelles séquences de dépôt ont été proposées.

PRESENTATION SUCCINCTE DE LA SERIE JURASSIQUE DE LA BORDURE EST-ARMORICAINE

Au Jurassique, l'individualité paléogéographique et séquentielle de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien (Maine à Oxfordshire sur 500km) provient d'abord de l'existence de structures permanentes sensibles à la subsidence et de sa proximité de la marge passive atlantique [Rioul, 1968, 1985; Dugué, 1989, 1991].

1/ HERITAGE CADOMIEN A HERCYNIEN DE LA BORDURE EST-ARMORICAINE

a/ Structure positive de la bordure occidentale (Fig. 1)

L'*Eperon du Perche* (W-E) est un compartiment (50 km de large) à tendance positive apparu dès le Cambrien sur la bordure Est-armoricaine. Il est constitué par un faisceau convergent d'accidents limitant la Mancellia. Tout au long du Jurassique, il sépare les domaines paléogéographiques manceau et normand. Son importance s'affirmera surtout lors des changements de régime sédimentaire (Bathonien terminal, Oxfordien inférieur/moyen et Oxfordien moyen/supérieur). Barrière hydrodynamique entre eaux boréales et téthysiennes, cette structure contrôlait les tran-

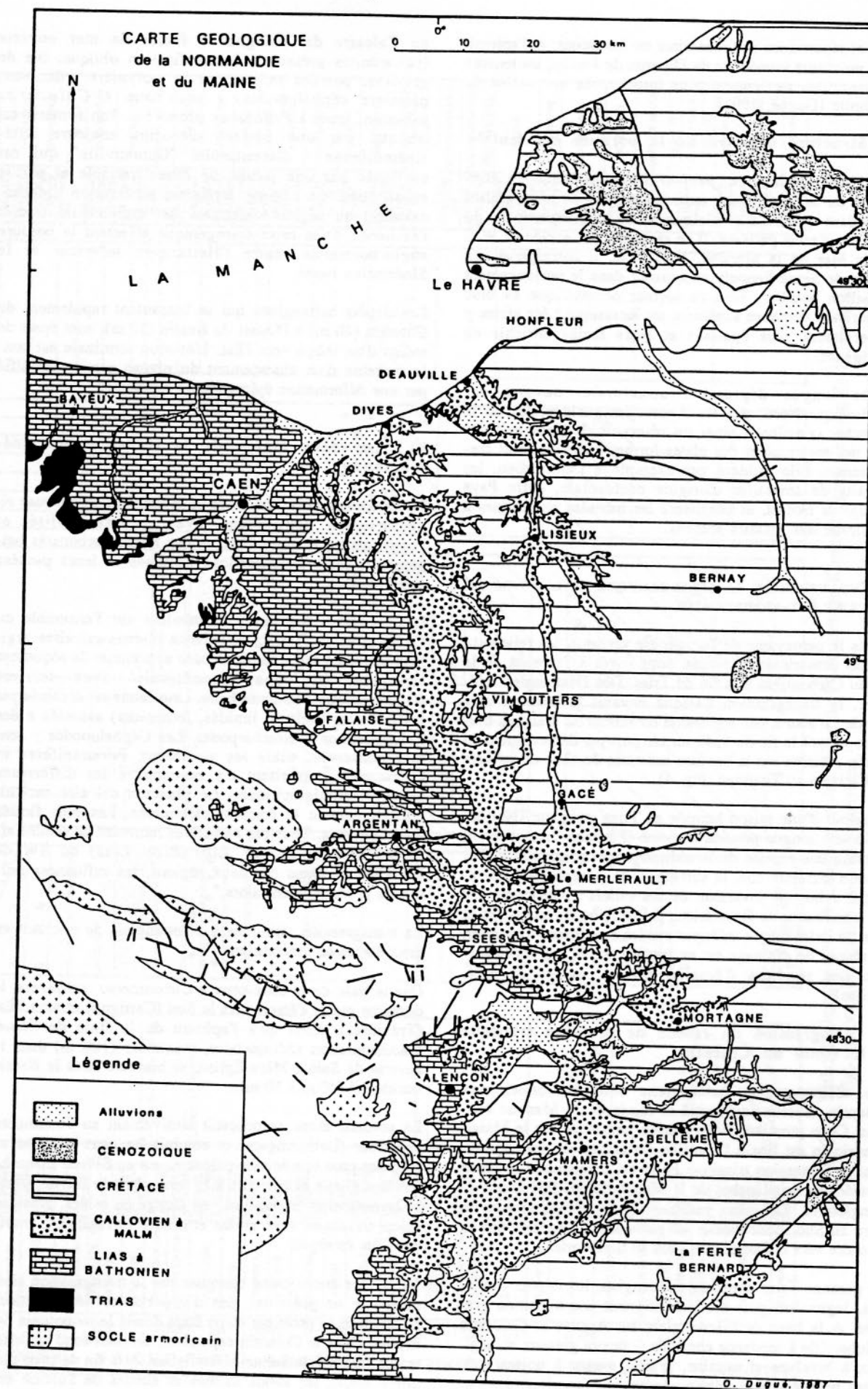


Fig.1 . - Carte géologique de la bordure Est-armoricaine du Bassin anglo-parisien.

sits et répartitions sédimentaires ou fauniques. A l'aplomb et à proximité immédiate de l'Eperon du Perche, les teneurs en smectites deviennent plus importantes que celles de kaolinite [Dugué, 1991].

b/ Structure négative de la bordure occidentale

Le *Sillon marneux péri-armoricain*, situé en contrebas de la plate-forme armoricaine, est un héli-graben subsident qui isole partiellement le bloc armoricain du reste du Bassin parisien. Il se raccorde aux accidents W-E de la Mer de la Manche. Vers l'Est, il correspond aux failles de Seine-Sennely et apparaît dans le prolongement du sillon houiller. Tout ce secteur périphérique au bloc armoricain demeure subsident au Jurassique : les séries y apparaissent plus épaisses et leurs faciès enrichis en terrigènes.

Cette longue dépression structurale, ouverte sur l'Atlantique-Nord, par les Approches occidentales de la Manche, constituait ainsi un réservoir de fines sollicités lors des reconquêtes des plates-formes armoricaine et cornubienne. Elle guidera par exemple à l'Oxfordien, les transits de smectites d'origine occidentale, entre Pays d'Auge et Dorset, et canaliser les montées eustatiques à proximité des massifs anciens.

2/ EVOLUTION DE LA SERIE LIASIQUE LE LONG DE LA BORDURE EST-ARMORICAINE

Après le paroxysme de l'orogénèse varisque, les reliefs du Massif armoricain, émergés, sont livrés à l'érosion de la fin du Carbonifère à la fin du Trias. Dès l'Hettangien inférieur, la transgression liasique envahit la bordure normande : d'abord, par ingression du réseau de drainage triasique jusqu'à la fin du Sinémurien, puis par débordement du bassin parisien sur la bordure orientale du bloc armoricain du Carixien au Toarcien (Fig. 4).

Le retour d'une saison humide au Trias supérieur (Norien) après une longue période d'aridité (Permien-Trias moyen) entraîne une reprise de la sédimentation continentale. Par érosion différentielle, la surface de la pénéplaine post-varisque subit une inversion de ses reliefs : paléocreux sur les anticlinaux de Briovérien, paléocrêtes en quartzites et grès du Paléozoïque inférieur sur les synclinaux varisques. Le réseau de drainage est en partie comblé par accumulation des produits d'érosion (galets, sables et grès, argiles).

a) L'Ingression du réseau de drainage triasique et le Golfe du Cotentin

Les affleurements hettangiens sont cantonnés aux Cotentin, Bessin occidental et fonds de la Manche centrale. Cette première lèche marine jurassique sur le Massif armoricain est liée à l'invasion du réseau de drainage reliant la dépression triasique Falaise-Carentan aux cuvettes subsidentes du plancher de la Manche et du Sud-Ouest de l'Angleterre. Les eaux marines remontent ce réseau du Nord au Sud pour former un golfe sur le Cotentin qui va s'étendre vers le Sud et vers l'Est au Sinémurien.

Au passage Trias supérieur-Hettangien, les dépôts fluviaux, lagunaires puis marins indiquent une transition graduée. A la base de l'Hettangien, les Argiles et Calcaires d'Huberville à tendance confinée (calcaire gréseux ou argileux à bivalves et oursins, argiles vertes à noires, calcaires magnésiens à débris végétaux, évaporites) passent

au Calcaire de Valognes à faciès de mer ouverte (calcarénites gréseuses, à stratification oblique, lits de graviers, passées oolithiques et polypiers coloniaux, premiers céphalopodes) : sous-zone à *Caloceras johnstoni*, zone à *Psiloceras planorbis*. Son sommet est tronqué par une surface d'érosion majeure anté-sinémurienne : discontinuité "Osmanville" qui est soulignée par une lacune de durée variable et par la substitution du régime terrigène sinémurien (marno-calcaire) au régime carbonaté hettangien. Elle traduit l'existence d'une crise épirogénique affectant la bordure anglo-normande, entre l'Hettangien inférieur et le Sinémurien basal.

Les dépôts hettangiens qui se biseautent rapidement du Cotentin (40 m) à l'Ouest du Bessin (10 m), sont épais de moins d'un mètre vers l'Est. L'érosion terminale est contemporaine d'un abaissement du niveau marin, amplifié par une déformation épirogénique régionale.

b) Les deux étapes de la transgression sinémurienne

La monotonie et la finesse de la sédimentation boueuse sinémurienne contrastent avec la variabilité et l'hétérométrie granulométrique des faciès carbonatés hettangiens, leurs stratifications obliques et leurs passées caillouteuses.

Les Calcaires à gryphées s'étendent sur l'ensemble du Cotentin et du Bessin, alternance marnes-calcaires argileux tendant à s'épaissir de la base au sommet de séquences terminées par une discontinuité avec terriers (*Diplocraterion*) ou lumachelle. Leur faune est dominée par les Bivalves (huîtres, limides, fouisseurs) associés à des Echinodermes et Brachiopodes. Les Céphalopodes y sont mal conservés, mais les nombreux Foraminifères et Ostracodes, permettent d'y reconnaître les différentes zones biostratigraphiques. Le plancton calcaire enrichit épisodiquement la fraction carbonatée. Les bois flottés sont fréquents. Tous ces caractères montrent de réelles affinités avec le *Lower Lias* (*Blue Lias*) du SW de l'Angleterre. Dans ces deux régions, les influences nordiques prédominaient alors.

La transgression, amorcée à l'Hettangien, se poursuit en deux étapes au Sinémurien.

Dès la base de la sous-zone à *Coroniceras rotiforme*, le domaine marin s'étend vers le Sud (Cartigny) et vers l'Est (Trévières), ainsi qu'à l'aplomb de la Baie de Seine. L'accumulation sédimentaire, maximale (100 m) dans la cuvette de Sainte-Mère-Eglise, se biseaute sous le Bessin occidental (40 m à 10 m).

La seconde étape se poursuit tardivement au Sinémurien supérieur (Lotharingien) et conduit les eaux marines au pied des premiers écueils paléozoïques au SW de Caen. Le faciès argileux et pyriteux à la base, dans le Bessin (Zone à *Oxynticeras oxynotum*), se charge en sables, graviers, galets triasiques avec grains et oïdes ferrugineux, autour des îlots émergés.

La surface armoricaine conquise par la transgression sinémurienne ne présentait pas d'importantes dénivellations au cours de la première étape étant donné la monotonie des dépôts. Dans le Cotentin cependant, un haut-fond se différencie au nord de Sainte-Mère-Eglise. A la fin de cette première étape, les fonds calmes et abrités de l'action des

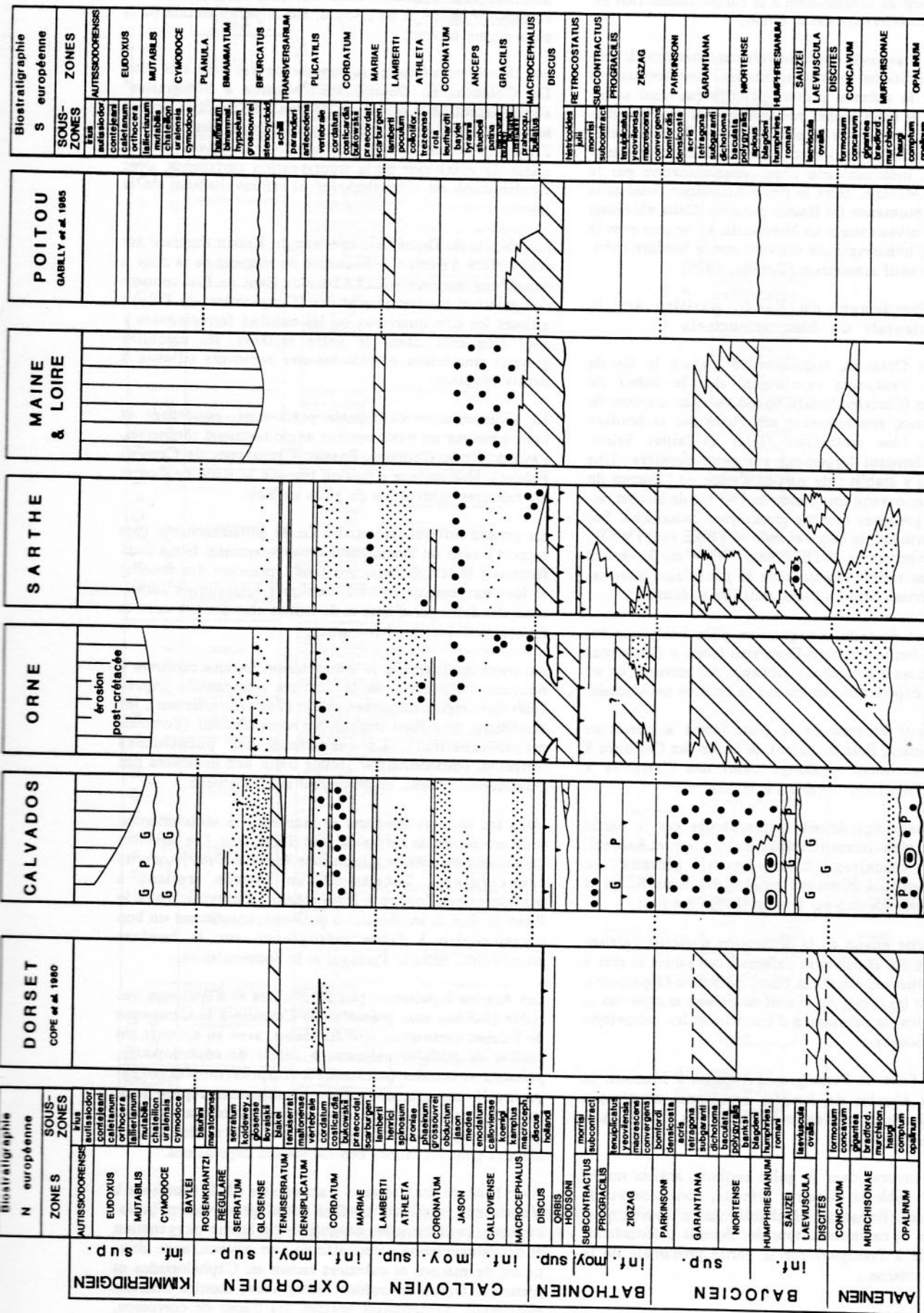


Fig.2. - Lithostratigraphie et biostratigraphie des séries de l'Aalénien au Kimméridgien, le long de la bordure Est-armoricaine du Bassin anglo-parisien.

houles, jusqu'alors ouverts aux apports du large, tendent temporairement au confinement à la fin du Sinémurien inférieur (Zone à *Microderoceras birchi*).

Au cours de la seconde étape, le voisinage des écueils modifie les conditions hydrodynamiques. Les formations triasiques et le substrat protéro-paléozoïque sont nettement érodés et leurs roches remaniées. Des dépôts lotharingiens sont connus sur le plancher de la Manche occidentale (S de Eddystone) avec Ammonites et microplancton calcaire, indiquant une libre communication par la trouée de la Manche, entre le Proto-Atlantique Nord et la partie anglo-normande du Bassin parisien. Cette élévation passagère du niveau marin en Normandie va de pair avec la transgression lotharingienne détectée sur la bordure méridionale du Massif armoricain [Gabilly, 1976].

c) Le débordement du Bassin parisien sur la bordure orientale du bloc armoricain

Le golfe du Cotentin, individualisé jusqu'à la fin du Sinémurien, s'estompe rapidement dès le début du Pliensbachien (Carixien basal), quand les eaux marines du Bassin parisien, apparemment endiguées par la bordure orientale du bloc armoricain (relai de failles Seine-Sennely) débordent largement sur cette dernière. Une plate-forme s'y établit : de part et d'autre de l'Eperon du Perche, la mer envahit une bande de 150 km de largeur, atteignant les premiers massifs granitiques cadomiens. Sur le versant normand, la mer s'avance de l'ENE vers l'WSW, tandis qu'elle progresse de l'ESE vers l'WNW sur le versant manceau. Les reliefs résiduels de la péninsule post-varisque deviennent caps ou baies, puis îles et écueils.

Le paroxysme de cette transgression pliënsbachienne intervient à la limite Carixien-Domérien (zone à *Oistoceras figulinum* / zone à *Amaltheus stokesi*). Au moment de ce passage, les dépôts s'ordonnent sur la bordure occidentale :

- sur la partie externe de la plate-forme armoricaine (Cotentin, Bessin, Baie de Seine), le faciès des Calcaires à bélemnites carixiens prolonge celui des Calcaires à gryphées sinémuriens, ouverts sur le bassin;
- au voisinage des écueils paléozoïques sur la partie interne de la plate-forme (Campagnes de Caen et Falaise), les faciès calcaires, bioclastiques, gréseux ou conglomératiques, comportent en plus, des lumachelles et des passées crinoïdiques sur les écueils eux-mêmes;
- dans la partie amont de la dépression triasique Falaise-Carentan, marnes et calcaires passent à des sables et grès à débris coquilliers et végétaux (Grès de Sainte-Opportune), qui dépassent les crêtes du Massif de Falaise et couvrent le Granite d'Athis, la dépression d'Ecouché et les contreforts du massif d'Ecouvès;
- autour de l'îlot de Perseigne, d'Alençon à Mamers, le Calcaire du Moulin de Jupilles représente un témoin littoral isolé dans le Bassin parisien des Calcaires à *Lithotis* mésogéens.
- en ordre inverse dans le golfe sarthois, argiles noires ligniteuses, sable et calcaires gréseux, conglomérats se retrouvent de Beaumont à Sablé, avec faciès plus bioclastiques et calcaires autour des écueils paléozoïques (de Chassillé à Précigné) sur la partie proximale de la plate-forme interne ;

- entre Précigné et Durtal, des calcaires oolithiques et bioclastiques, à stratification oblique, se déposent aux confins du Maine et de l'Anjou, sur la partie distale de la plate-forme interne.

Au Domérien inférieur, la subsidence s'amortit très vite. Du Cotentin au Bessin, les "Marnes à bélemnites" s'amincissent de 8 m à 1 m (Dorset : 95 m). Les argiles noires à nodules phosphatés gris (limite des zones à *Tragophylloceras ibex* & *Prodactylioceras davoei*) témoignent du maximum de la transgression carixienne, avec condensation de Céphalopodes et renouvellement de la faune.

Les dépôts du Domérien supérieur du Bessin reposent sur une surface d'érosion avec lacune du sommet de la zone à *Amaltheus margaritatus*. La base du Banc de Roc contient des galets et fossiles phosphatés (Conglomérat de Tilly) ; ailleurs les silts quartzeux ou les oolithes ferrugineuses y sont fréquents. Dans le golfe sarthois, les calcaires gréseux domériens renferment des accidents siliceux à débris végétaux.

La sédimentation carbonatée prédomine, condensée et homogène sur un vaste secteur anglo-normand (Somerset, Pays de Bray, Cotentin, Bessin, Campagnes de Caen et Falaise). Une surface d'érosion tronque le Banc de Roc et les calcaires équivalents du golfe sarthois.

La grande différenciation des faciès pliënsbachiens (par rapport à ceux du Sinémurien) est apparemment liée à deux facteurs : la morphologie des fonds (présence des écueils) et les changements hydrodynamiques épisodiques substituant des échanges d'eaux et de faunes chaudes aux eaux et faunes nordiques prédominantes.

Au cours du Toarcien, la transgression liasique recouvre à nouveau l'ensemble de la bordure occidentale. Après l'élévation rapide du niveau marin (Toarcien inférieur), les conditions de milieu tendent à s'homogénéiser (Toarcien moyen-supérieur). La récurrence des phénomènes d'érosion, remaniement et lacune trahit une instabilité des conditions de dépôt, en particulier sur les écueils.

Dans les secteurs normand et manceau, la sédimentation reste condensée de l'ordre de 10m d'épaisseur. Les premiers bancs sont minces et discontinus (zone à *Dactylioceras semicelatum*). Localement, un horizon argileux à brachiopodes (Couche à *Koninckella*) s'intercale entre le Banc de Roc et les Argiles à poissons, constituant un bon niveau-repère à faune mésogéenne sur la bordure armoricaine, entre le Portugal et le Somersetshire.

Les Argiles à poissons, peu fossilifères et d'épaisseur variable (0-3 m), sont présentes du Cotentin à la Campagne de Falaise, ainsi qu'au Sud du Maine, avec au sommet, un cordon de nodules calcaires à débris de céphalopodes, poissons et reptiles (sous-zone à *Harpoceratoides strangewaysi*), entourés d'argilites bitumineuses représentant les Schistes-carton toarciens. Les conditions anoxiques, qui ont temporairement régné sur les fonds marins, étaient léthales pour les faunes benthiques des dépressions.

Avec le dépôt des Calcaires à ammonites (de la sous-zone à *Harpoceras falciferum* à celle à *Pseudogrammoceras fallaciosum*), reviennent les conditions de bonne oxygénation et de sédimentation carbonatée de mer ouverte, avec alternance de marnes et calcaires riches en Céphalopodes et plancton. Grains et oïdes ferrugineux, moules internes phosphatés d'ammonites portant des traces de corrosion,

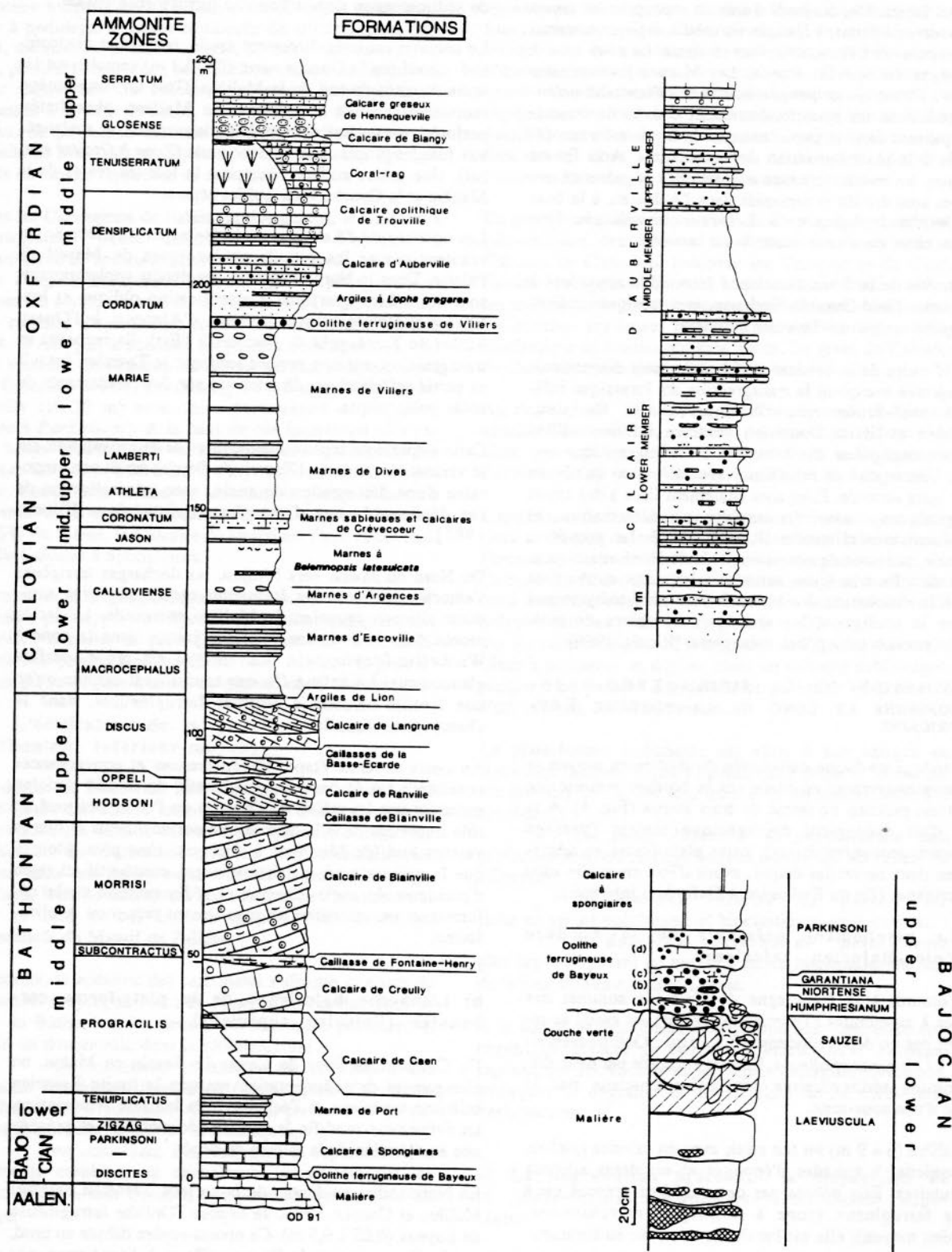


Fig.3. - La série du Jurassique moyen-supérieur dans la coupe des falaises littorales de Basse-Normandie. (d'après Rioult & Fily, 1975; Dugué, 1989).

d'encroûtement biologiques ou de remaniement, caractérisent ces faciès. Des surfaces d'érosion recourent les zones à *Hildoceras bifrons*, à *Haugia variabilis*, à *Grammoceras thoursense* et à *Hammatoceras insigne*. La sous-zone à *H. insigne* est souvent érodée. Les Marnes à ammonites (Zones à *Dumortieria pseudoradiosa* et à *Pleydellia aalenensis*) traduisent un approfondissement des fonds armoricains passant dans la partie externe de la plate-forme, favorable à la phosphatation des ammonites. A la fin du Toarcien, les moules internes d'ammonites et galets de ces couches sont érodés et remaniés dans l'Aalénien, à la base de l'Oolithe ferrugineuse à *Leioceras opalinum*. Une brusque chute du niveau marin en est la cause.

L'ensemble de la faune toarcienne rencontrée appartient à la province Nord-Ouest européenne, avec quelques indices mésogéens surtout au Toarcien inférieur.

Dans le cadre de la bordure occidentale, trois discontinuités majeures marquent la transgression du Jurassique inférieur : anté-Sinemurien inférieur, limite Carixien-Domérien et limite Domérien-Toarcien inférieur. Elles sont accompagnées d'une lacune biostratigraphique variable. Une reprise de subsidence avec élévation du niveau marin leurs succède. Elles sont également liées à des crises épirogéniques, avec fracturation ou déformation, et localement minéralisation [Riout, 1985]. La première, régionale, présente des caractères plutôt Nord-atlantiques, (rejet de rifts triasiques avortés) ; les deux autres font écho à la dislocation des plates-formes nord-téthysiennes comme le soulignent les arrivées successives de mollusques et de brachiopodes mésogéens [Riout, 1980].

3/ EVOLUTION DE LA SERIE AALENO-BAJO-BATHONIENNE LE LONG DE LA BORDURE EST-ARMORICAINE

La grande plate-forme carbonatée du Bathonien moyen se met progressivement en place sur la bordure armoricaine du Bassin parisien au terme de trois étapes (Fig. 4). A la suite d'un événement épirogénique majeur (passage Bathonien moyen/supérieur), cette plate-forme se dégradera en deux nouvelles étapes, avant d'être ensevelie sous les terrigènes (fin du Bathonien à Oxfordien inférieur).

a) Le nivellement préalable de la bordure (Aalénien-Bajocien inférieur)

Du Cotentin à la Campagne de Caen, le sommet des Marnes à ammonites (Toarcien supérieur) est érodé et recouvert par un dépôt condensé (0,5 - 1m) : Oolithe ferrugineuse à *Leioceras opalinum*. Elle est encadrée par deux discontinuités sédimentaires soulignées chacune par la lacune d'une sous-zone.

La Malière (6 à 9 m) lui fait suite, avec un calcaire grisâtre, glauconieux, à spicules d'éponges et accidents siliceux lenticulaires. Elle débute par des calcaires gréseux ou à grains ferrugineux (zone à *Ludwigia murichsonae*; Aalénien moyen); elle est localement ravinée au sommet.

Au-dessus, le calcaire de la zone à *Graphoceras concavum* (Aalénien supérieur) est plus ou moins érodé à sa partie supérieure, à l'aplomb des écueils, avec galets remaniés dans les couches sus-jacentes. Le faciès se poursuit dans le Bajocien inférieur et s'enrichit en nodules de silex, contenant divers terriers (*Chondrites*, *Zoophycos*) dans les cordons supérieurs (Zone à *Hyperlioceras discites*-Z, à *Witchellia laeviuscula*).

Cette évolution reflète un approfondissement des milieux de sédimentation depuis l'oolithe ferrugineuse basale.

Le sommet est irrégulièrement érodé, perforé et glauconitisé, nivelé par la Couche verte (0 à 0,3 m) remplissant les anfractuosités du toit de la Malière. C'est un conglomérat remaniant fossiles et galets de la Malière, phosphatés, perforés, recouverts d'un enduit glauconieux et mélangés aux fossiles propres à la Couche verte (Zone à *Otoites sauzei*). Une même surface recoupe à la fois les crêtes de la Malière et la Couche verte qui les sépare.

Les couches de l'Aalénien et du Bajocien inférieur se biseautent contre les écueils paléozoïques du Massif de Falaise. Dans le Nord du Maine, les dépôts contemporains sont des sables quartzeux à stratification oblique et lentilles conglomératiques (Arkose d'Alençon à l'Ouest, Sables de Tessé, près de Mamers à l'Est). Ils reposent en transgression, sur une surface ravinant le Toarcien jusqu'à sa partie inférieure ou directement sur des pointements du socle paléozoïque.

Cette importante reprise d'érosion et de sédimentation sur le versant manceau de l'Eperon du Perche serait contemporaine d'une déformation du socle, avec minéralisation de ces dépôts au cours d'une phase épirogénique [Riout, 1985].

Du Nord du Maine vers l'Anjou, les décharges terrigènes s'amortissent dans une formation carbonatée avec accidents siliceux rappelant la Malière normande. Le faciès monte dans le Bajocien inférieur jusque dans la zone à *Witchellia laeviuscula* dont le toit est érodé, parfois glauconieux. La zone à *Otoites sauzei* n'est connue qu'en une lentille calcaire à oolithes ferrugineuses, dans la champagne mancelle.

Au cours de cette étape, les différences et convergences constatées sur la bordure occidentale du Bassin parisien montrent que les reliefs de l'Eperon du Perche ont joué un rôle important dans la distribution des sédiments et que le versant Sud (de Mortagne à Alençon) s'est plus estompé que le versant nord, par basculement consécutif au rejet d'accidents du socle. Erosion et sédimentation après déformation ont contribué au nivellement préparant la plate-forme.

b) L'ébauche bajocienne de la plate-forme carbonatée (Bajocien supérieur)

Du Cotentin au Pays de Caux, du Bessin au Maine, un changement de sédimentation marque la limite Bajocien inférieur-supérieur. A l'échelle de la bordure armoricaine, un événement modifie le régime sédimentaire et précède une accélération de la vitesse de dépôt.

En Normandie, au-dessus de la surface d'érosion nivelant Malière et Couche Verte, se dépose l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux (0,05 à 0,5 m). Ce niveau-repère débute au nord, par le Conglomérat de Bayeux (Zone à *Stephanoceras humphriesianum*) constitué d'oncolithes limonitiques à nuclei de Malière ou de Couche Verte, et terminé par un niveau stromatolithique dans le Bessin. Il est recouvert par l'Oolithe ferrugineuse proprement dite (0,2-0,3 m en moyenne), fossilifère, dans laquelle les zones à *Strenoceras niortense* et à *Garantiana garantiana* sont condensées avec la base de la zone à *Parkinsonia parkinsoni*.

Un arrêt de sédimentation sépare l'Oolithe ferrugineuse du Calcaire à Spongiaires (Bessin : 9 à 20 m), à bancs massifs à noduleux et faune composée de silicisponges, oursins, mollusques et brachiopodes. Le toit de ce calcaire est usé, perforé et encroûté ; cette surface marque la fin des dépôts bajociens. Ce calcaire est assez homogène, du Cotentin à la Baie de Seine, et de là dans la Campagne de Caen. Sa puissance diminue du Nord au Sud et sur les écueils de May, elle ne dépasse pas 2 mètres. Les *Sponge-Beds* du Dorset rappellent ce calcaire.

Dans les Campagnes de Falaise et d'Argentan, le Calcaire à Spongiaires passe latéralement au Calcaire à *Acanthothiris spinosa* (zone à *P. parkinsoni*), avec passées conglomératiques à la base (galets phosphatés et roches du socle; zones à *S. niortense* et à *G. garantiana*). Ces couches disparaissent contre les écueils au Sud et à l'Est. D'Alençon à Mamers (et jusqu'à Mortagne), le versant manceau de l'Eperon du Perche est recouvert alors par des Calcaires oolithiques (Damigni : 2-5 m et Villaines-la-Carelle : 10-30 m) avec rares Mollusques et Polypiers (Zone à *Parkinsoni*). A la base de ces formations, des petits bancs bioclastiques et lenticulaires, contiennent les indices des zones inférieure et moyenne du Bajocien supérieur. Localement même, se rencontrent quelques fossiles remaniés de la zone à *S. humphriesianum* (près Mamers). Au SW du Maine, le Calcaire de Durtal est l'équivalent latéral du Calcaire à Spongiaires.

L'extension paléogéographique de ces calcaires et leur distribution par rapport à l'Eperon du Perche, indiquent une première ébauche de plate-forme carbonatée, avec sédimentation peu profonde (limite des houles) à prairies d'éponges analogues à celles du plateau des Bahamas.

c) L'édification de la plate-forme carbonatée (Bathonien inférieur-moyen)

Les dépôts du Bathonien inférieur/moyen constituant cette plate-forme carbonatée armoricaine sont mieux connus en Normandie que dans le Maine. Leur épaisseur atteint 50 à 65 mètres. Le Bathonien inférieur est essentiellement connu dans une frange septentrionale (Bessin, Campagne de Caen, Baie de Seine), car ses couches se biseautent très vite au Sud et ces indices disparaissent avant les paléoreliefs du Massif de Falaise.

Par contre, la zonation des carbonates s'affirme au cours du Bathonien moyen, au Nord de l'Eperon du Perche. Tout au long du Bathonien, les écueils paléozoïques persistent et jouent un double rôle dans la sédimentation :

- en fournissant un substrat dur et stable à une épifaune benthique diversifiée (Mollusques, Crinoïdes, Brachiopodes, Bryozoaires, Polypiers), productrice de volumes importants de sables bioclastiques;
- en contrôlant indirectement la répartition des sédiments meubles, en chenalisant ou en déviant les courants par à leur position sub-parallèle ou normale au rivage.

Du Bessin à l'Estuaire de la Seine, les premiers dépôts bathoniens condensés reposent sur la surface d'érosion finibajocienne : ce sont les trois Couches de passage dans le Bessin (correspondant chacune à une sous-zone de la Zone à *Zigzagiceras zigzag*).

Au-dessus, le taux de sédimentation croît dans les Marnes de Port-en-Bessin (35 m), formation terrigène épaisse correspondant au débordement temporaire des fines du bassin sur le nord du bloc armoricain.

Dans les falaises du Bessin, les Marnes de Port sont couronnées par les Calcaires de Saint-Pierre du Mont, sables bioclastiques progradants, évoluant en stratification oblique vers des conditions de bathymétrie décroissante et d'énergie hydrodynamique croissante. Des cordons et bancs de silex caractérisent les parties moyenne et supérieure des calcaires. Plusieurs minces intercalations fossilifères, plus argileuses, sont visibles dans cette formation, sous les Caillasses de Longues (Zones à *Tulites subcontractus* et à *Morrisiceras morrisi*).

En quelques kilomètres, au SSE du Bessin, l'alternance argilo-calcaire des Marnes de Port-en-Bessin passe au Calcaire de Caen, qui recouvre les Campagnes de Caen, Falaise et Argentan. Un seul banc condensé basal contient les indices de la première zone du Bathonien. Au-dessus, les couches argileuses passent à un calcaire à grain fin, bioclastique et boueux, en gros bancs. Le grain du Calcaire de Caen augmente progressivement vers le haut.

Au-dessus, le Calcaire de Creully ou Reviers, à stratification oblique, contient des nodules et bancs de silex. Son toit est perforé et surmonté par la Caillasse de Fontaine-Henry (équivalent des Caillasses de Longues).

L'apparition de calcaires oolithiques et bioclastiques grossiers au-dessus de cette caillasse, confirme la tendance à l'émersion de cette série carbonatée de plate-forme. Le Calcaire de Blainville (Zone à *M. morrisi*) et ses équivalents latéraux, contient localement des accumulations de polypiers ou des petits récifs (*patch-reefs*).

Sur les versants normand et manceau de l'Eperon du Perche (Sées à Mamers), se dépose alors un calcaire sublithographique avec passées ligniteuses et paléosols (Calcaire de Valframbert), érodé au sommet.

La plate-forme carbonatée est alors à son apogée au Bathonien moyen. Entre l'Eperon du Perche et le bassin, sur une largeur de 200 km, trois aires de sédimentation se succèdent :

- une zone littorale à pré-littorale peu profonde, avec un calcaire boueux ceinturant les reliefs de l'Eperon;
- un domaine interne de plate-forme riche en sables oolithiques et bioclastiques avec coraux;
- un domaine externe de plate-forme plus argileux passant au bassin à faciès marneux dominant, de la Baie de Seine au Sud-Dorset.

A la limite du Bathonien moyen/supérieur, une crise épirogénique affecte la bordure armoricaine : l'érosion reprend sur les écueils et les terres émergées riveraines, amorçant la dégradation de la plate-forme carbonatée bathonienne.

d) La dégradation précédant la disparition de la plate-forme carbonatée (Bathonien supérieur)

Jusqu'à la fin du Bathonien moyen, la sédimentation reste plus importante sur le versant normand que sur le versant manceau. La crise épirogénique affecte plus particulièrement les reliefs de l'Eperon du Perche (Est de Sées). Le jeu d'accidents varisques favorise un léger basculement au Sud du bloc armoricain (ou des compartiments qui le composent) contribuant au nivellement temporaire qui permet l'érosion des affleurements sur le versant normand et une sédimentation condensée sur le versant manceau.

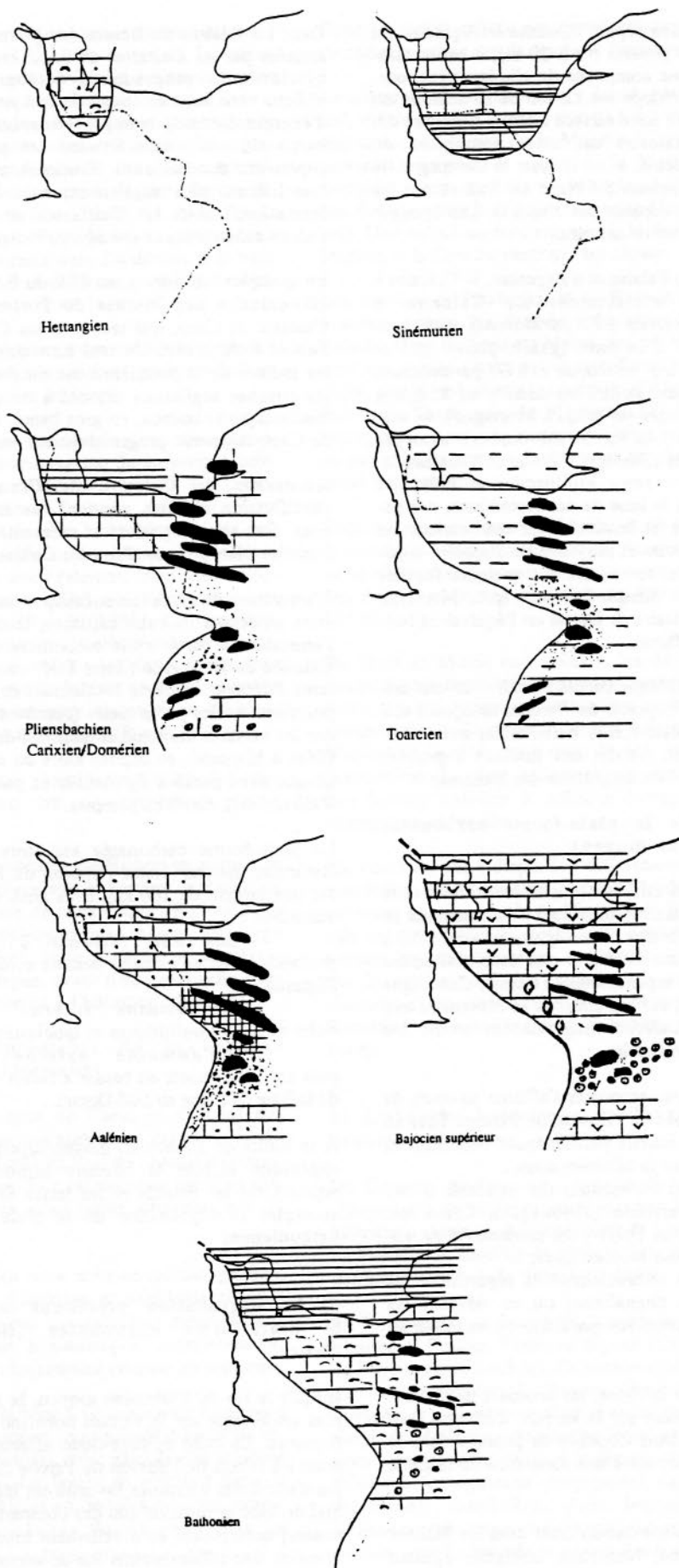


Fig. 4. - Paléogéographie de l'Hettangien au Bathonien

La nouvelle morphologie des fonds induit une modification des conditions hydrodynamiques. Les courants marins qui portaient jusqu'alors les sédiments vers le NNE, vont progressivement amorcer une rotation vers le Sud. Les milieux de dépôt et de vie sur la plate-forme bathonienne vont se dégrader en deux étapes principales.

Après le paroxysme de la crise épirogénique (fin du Bathonien moyen) et l'élaboration d'une discontinuité régionale au sommet du Calcaire de Blainville, la Caillasse de Blainville, marno-calcaire fossilifère (Zone à *Procerites hodsoni*) jalonne une première avancée éphémère du domaine de plate-forme externe jusqu'aux contreforts septentrionaux de l'Eperon du Perche.

Cependant, les conditions de plate-forme interne s'imposent très vite. Tandis qu'au Sud de la Normandie (Sées, Argentan), il y a érosion ou lacune, au Nord (Falaise, Caen) s'accumulent des calcaires bioclastiques, crinoïdiques et faiblement oolithiques, à stratification oblique, avec indices de remaniement et de resédimentation (Calcaire de Ranville, de Fel...). Blocs, galets et graviers de quartzites ordoviciens (Grès armoricain) arrachés aux écueils paléozoïques sont étalés à leur voisinage, de Sées à l'Est de Falaise et au Nord du Maine. La kaolinite réapparaît dès la base, alors que regressent nettement les smectites qui dominaient au Bathonien moyen. Plusieurs discontinuités recoupent avant d'interrompre le dépôt de ces calcaires, dont les stratifications obliques indiquent une inflexion vers l'Est de la résultante des courants marins.

Dans les dépressions de la surface durcie terminant le Calcaire de Ranville, se dépose au N de Caen, la Caillasse à céphalopodes (Zone à *Prohectioceras retrocostatum*), lenticulaire. Elle est tronquée à son sommet, au même niveau que les mégarides du Calcaire de Ranville sous-jacent.

Dans le Maine, le Calcaire de Mamers (calcaire bioclastique à oolithes et pellétoïdes, riche en débris végétaux) à stratification oblique, confirme le recouvrement marin des reliefs armoricains voisins. Au-dessus la Caillasse des Baronnières, marneuse et fossilifère représenterait dans le Saosnois un équivalent latéral du Calcaire à *Montlivaltia sarthacensis*, condensé, à oolithes ferrugineuses et faunes de la zone à *P. retrocostatum*, à la fin de la première étape.

Un nouvel arrêt de sédimentation, d'extension régionale, précède une seconde incursion du domaine externe, recouvrant plus largement la plate-forme armoricaine.

Les Caillasses de la Basse-Ecarde (N de Caen), riches en brachiopodes, comportent à leur base un niveau à *Goniorhynchia boueti*, rhynchonelle caractéristique connue du SW de l'Angleterre aux environs d'Alençon, et plus haut un niveau à *Digonella digona*, Zeillerie commune du Gloucestershire à Mamers.

Le nivellement de la plate-forme s'est accusé après la première étape et favorise maintenant l'extension de ces peuplements (démontrant le rôle de barrière écologique de l'Eperon du Perche). Les témoins fossilifères des régions de Mamers et d'Alençon sont discontinus. De larges aires de lacunes caractérisent les régions de Sées et d'Argentan. Ces dépôts coquilliers, bioturbés, avec petits récifs d'éponges, ne tardent pas à faire place à des sables bioclastiques à Bryozoaires, Mollusques, Brachiopodes, Echinodermes, ... (Calcaire de Langrune, d'Argentan..., sous-zone à *Clydoniceras hollandi*) qui envahissent uniformément tout le versant normand, sans toutefois atteindre le secteur de Mamers. Les stratifications obliques

montrent alors que la résultante des courants marins est orientée au Sud.

Une surface de ravinement marque la fin de la plate-forme carbonatée bathonienne. Très irrégulière, perforée, encroûtée d'huîtres, avec pyrite ou limonite, elle témoigne d'une érosion intense (dénivellations localement métriques). Les terrigènes du Bathonien terminal (sous-zone à *Clydoniceras discus*) la recouvre.

4/ EVOLUTION DE LA SERIE CALLOVO-OXFORDIENNE LE LONG DE LA BORDURE EST-ARMORICAINE

Quatre épisodes sédimentaires (Fig. 5 et 6) caractérisent la série du Callovo-Oxfordien (140-150m) [Dugué & Rioult, 1989]. Ils témoignent d'abord du comblement rapide avec nivellement de la bordure armoricaine (Episode terrigène, Bathonien terminal à Oxfordien inférieur), de la mise en place d'une plate-forme carbonatée (Episode de transition terrigènes/carbonates, limite Oxfordien inférieur/moyen), de son développement rapide (Episode carbonaté, Oxfordien moyen) et enfin de son l'asphyxie (Episode de transition carbonates/terrigenes, début de l'Oxfordien supérieur).

a/ Envasement et comblement de la bordure armoricaine (Bathonien terminal à Oxfordien inférieur)

La *Surface de Lion*, discontinuité d'extension provinciale, met fin au régime carbonaté bathonien [Rioult & Fily, 1975]. Les dépôts terrigènes qui la recouvrent (Marnes de la Vallée d'Auge, Marnes des Vaches Noires, 100 m) caractérisent une vasière à brachiopodes puis à huîtres, proche des terres émergées (abondance des vertébrés terrestres, bois, spores) mais qui s'ouvre progressivement aux conditions marines (abondance accrue des Céphalopodes, des coccolithes et des dinoflagellés). Ces dépôts sont périodiquement enrichis en décharges silteuses quartzzeuses (Callovien inférieur et moyen) ou d'oolithes ferrugineuses (Callovien moyen, Oxfordien inférieur) marquant autant d'étapes dans le comblement saccadé de cette bordure.

b/ Mise en place du régime carbonaté (limite Oxfordien inférieur à moyen)

Dès la fin de l'Oxfordien inférieur (zone à *Cordatum*), une importante crise épirogénique, reconnue du Maine à l'Oxfordshire, interrompt l'épisode terrigène sous-jacent. La reprise de l'érosion des massifs anciens alimente alors la bordure en sables quartzzeux, lithoclastes et produits ferrugineux, marquant l'un des pics majeurs dans l'évolution de la phase détritique grossière callovo-oxfordienne.

Ce nouveau régime sédimentaire est à la fois caractérisé par des changements hydrodynamiques (faciès de plus haute énergie, plus détritiques et plus proches de la ligne côtière), sédimentaires (lithoclastes paléozoïques, sables quartzzeux, pellétoïdes ferrugineux, diversification des cortèges argileux) et fauniques (retour des faunes méso-géennes). Cette nouvelle paléogéographie préfigure celle de la plate-forme carbonatée oxfordienne.

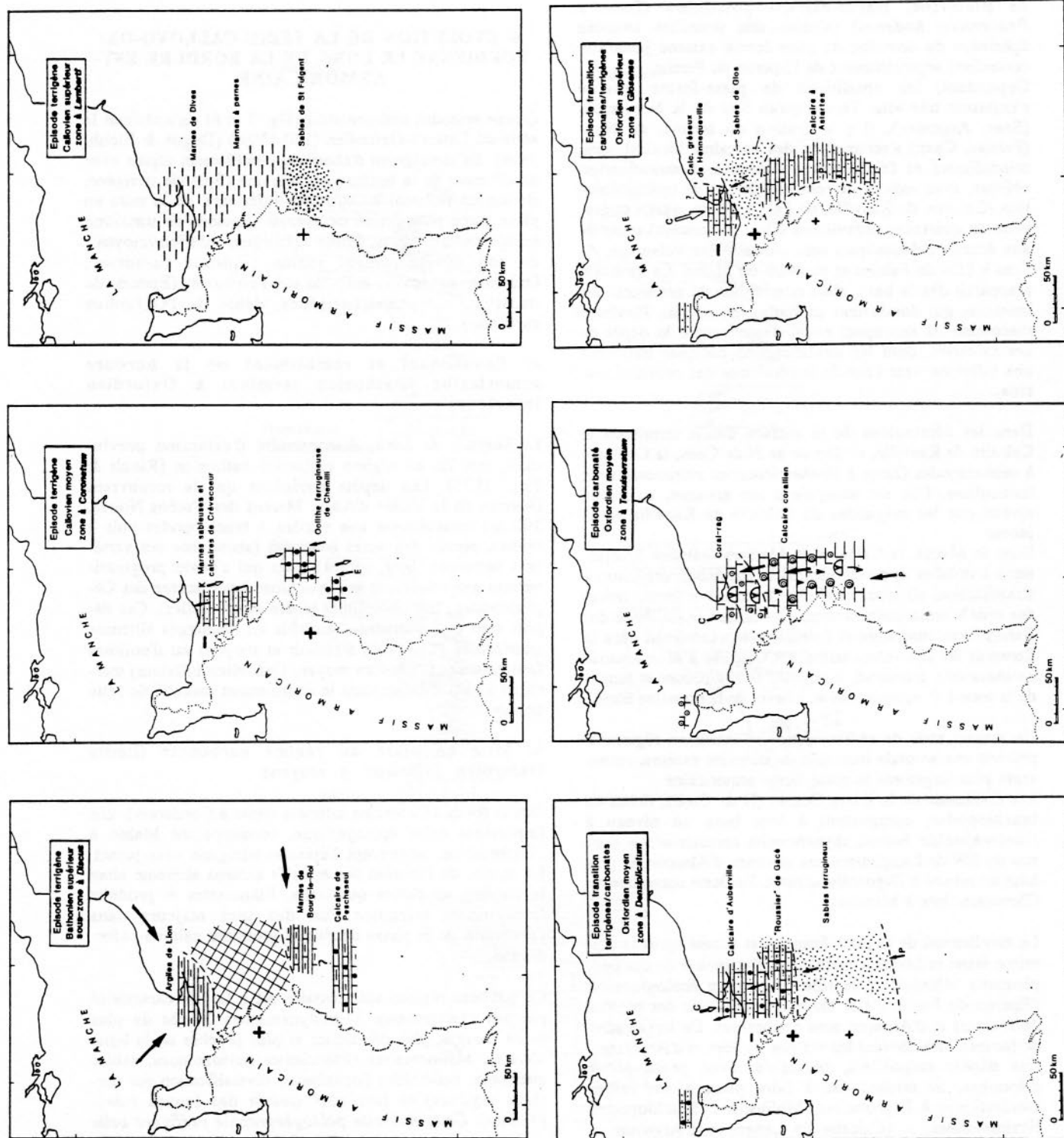


FIG 5 - Evolution paléogéographique de la bordure Est armoricaine au Callovien-Oxfordien (Muniz 1980)

La sédimentation terrigène qui prévalait depuis le Bathonien terminal ou le Callovien selon les secteurs de la bordure, est ainsi progressivement remplacée par les premiers indices du futur régime carbonaté.

c/ Développement d'une plate-forme carbonatée (Oxfordien moyen)

L'épisode carbonaté (Oxfordien moyen) n'apparaît que lorsque les apports détritiques grossiers ont cessé et que l'instabilité de la bordure s'est amortie. Trois étapes jalonnent son développement :

1/ *plate-forme oolithique* (Calcaire oolithique de Trouville, Lisieux, Mortagne et Bellême,...), avec édification d'un haut-fond oolithique (Sud-Pays d'Auge) séparant un domaine interne méridional (Maine) d'un domaine plus externe (Nord-Pays d'Auge). Une zonation symétrique existe à la même époque, le long de la bordure anglaise ;

2/ *développement localisé de petits récifs* (coral-patches, Coral rag) sur les reliefs oolithiques et parallèlement au rivage armoricain ;

3/ *recouvrement par des boues de décantation* (Calcaire de Blangy, Calcaire à *Diceras*) et asphyxie des coraux constructeurs.

Cette plate-forme oxfordienne tend vers le confinement et l'émersion (stromatolithes, démantèlement des constructions, appauvrissement de la faune benthique...). Elle est démantelée par une surface d'érosion d'extension pluriprovinciale (*Surface de Blangy*) et associée au Nord (du Pays d'Auge au Dorset) à une importante lacune biostratigraphique.

d/ Destruction et recouvrement de la plate-forme carbonatée (début de l'Oxfordien supérieur)

Dès le début de l'Oxfordien supérieur, la reprise soudaine de la subsidence et de l'érosion des terres émergées stoppe le développement de la plate-forme carbonatée oxfordienne.

L'ancienne zonation de la plate-forme carbonatée se trouve morcelée. Elle est envahie au Nord (du Dorset au Pays d'Auge), par une vasière subtidale à éponges siliceuses (*Rhaxella*), au centre (Sud-Pays d'Auge), par l'édification du delta des Sables de Glos qui prograde vers le centre du Bassin parisien, et au Sud (du Pays d'Ouche au Maine), par la mise en place d'une mosaïque de petites vasières littorales à astartes.

Dans le Nord-Pays d'Auge, l'instabilité des fonds est en outre attestée par la découverte de déformations synsédimentaires métriques d'origine sismique [Dugué & Rioult, 1987; Dugué, 1989].

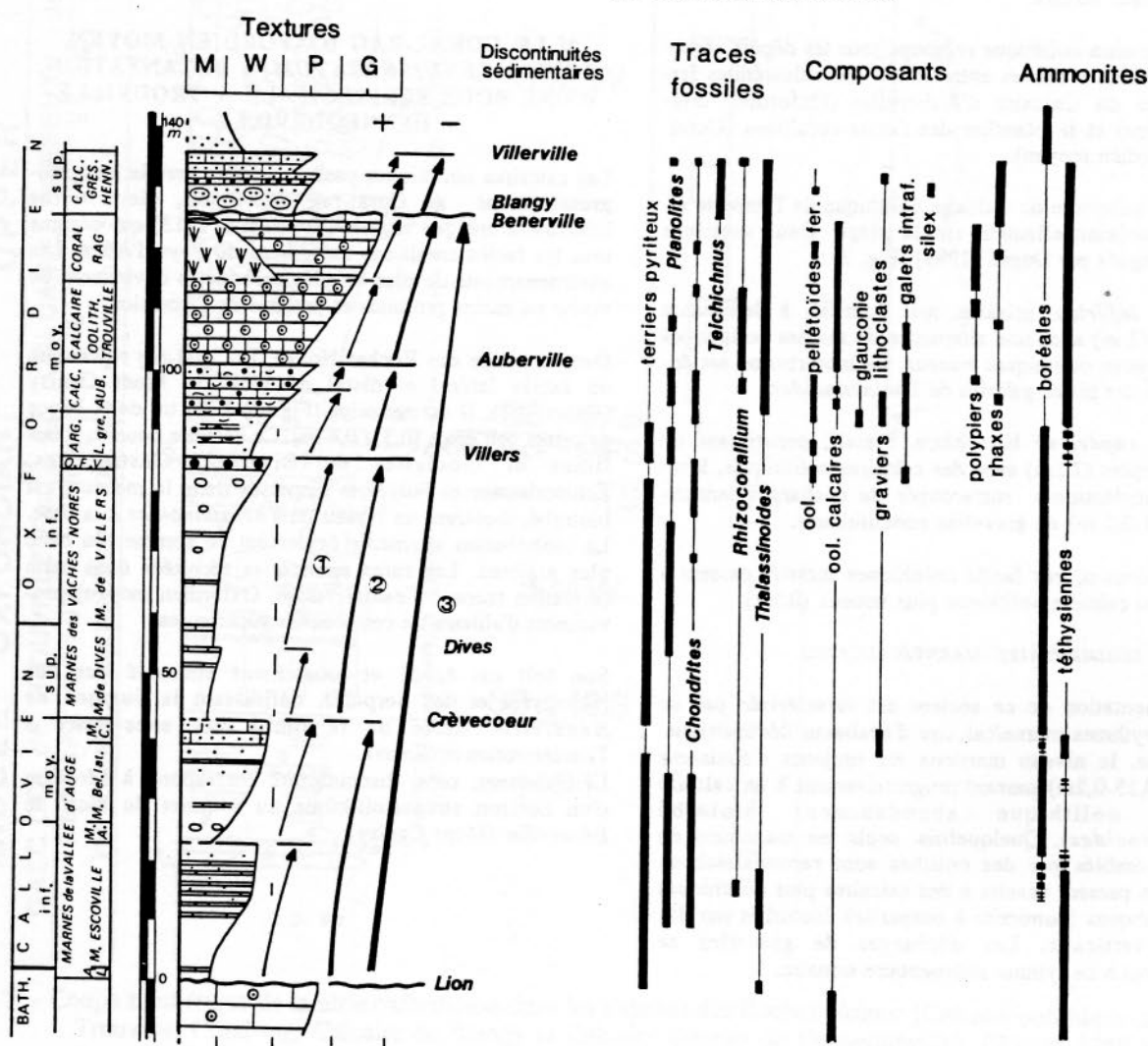


Fig.6. - La série callovo-oxfordienne du Nord-Pays d'Auge (Dugué, 1989).

ARRET N° 1.1: LA PLATE-FORME CARBONATEE OXFORDIENNE DANS LA COUPE DES ROCHES-NOIRES (FALAISES DE TROUVILLE-HENNEQUEVILLE) : CALCAIRE OOLITHIQUE DE TROUVILLE, CORAL RAG, CALCAIRE DE BLANGY (OXFORDIEN MOYEN)

La coupe étudiée dans les Falaises des Roches-Noires, entre Trouville et le sémaphore de Hennequeville [Dugué, 1989], remplace partiellement la coupe des séries carbonatées oxfordiennes de Trouville publiée par Hébert [1860].

1/ LE CALCAIRE OOLITHIQUE DE TROUVILLE (6-20m, OXFORDIEN MOYEN)

Sur une transversale SW-NE reliant Villers à Trouville-Hennequeville (5 km), des variations latérales d'épaisseur, de faciès et de cortèges argileux permettent de distinguer un *domaine subtidal protégé* au SW (autour de Villers) soumis à des remaniements fréquents, d'un *domaine plus ouvert* sur le large (Trouville-Hennequeville). Ces deux secteurs sont séparés par un *haut-fond oolithique* plus subsident (20m) localisé au droit du Mont Canisy (Bénerville). Vers l'Est et à l'approche du Sillon marneux péri-armoricain, l'épaisseur des séries oolithiques est comparable, mais les faciès deviennent plus boueux et quelquefois plus bioclastiques que dans les affleurements côtiers.

Cette formation oolithique regroupe tous les dépôts carbonatés oolithiques situés entre le toit des calcarénites ferrugineuses du Calcaire d'Auberville (Oxfordien inférieur/moyen) et le plancher des faciès coralliens (Coral-rag; Oxfordien moyen).

La limite inférieure du Calcaire oolithique de Trouville affleure exceptionnellement sur la plage. Deux membres sont distingués par Dugué [1989] (Fig. 7) :

Membre inférieur grisâtre, mal stratifié, à dominante terrigène (2 m) avec une alternance de marnes oolithiques et de calcaires oolithiques boueux. La bioturbation est dominée par des pistes-galeries de *Thalassinoides*.

Membre supérieur blanchâtre, massif, constituant un horizon-repère (2,5m) avec des calcaires oolithiques, localement bioclastiques, entrecoupés de décharges lenticulaires (0,1-0,2 m) de gravelles oncolithiques.

Vers le sommet, ces faciès oolithiques massifs passent à un horizon calcaire oolithique plus boueux (0,5m).

RYTHME SEDIMENTAIRE MARNE/CALCAIRE

La sédimentation de ce secteur est caractérisée par au moins 5 rythmes marne/calcaire d'épaisseur décimétrique. A la base, le niveau marneux est toujours d'épaisseur réduite (0,15-0,2m) passant progressivement à un calcaire boueux oolithique abondamment bioturbé (*Thalassinoides*). Quelquefois, seuls les manchons de terriers comblés par des oolithes sont reconnaissables. Ces faciès passent ensuite à des calcaires plus oolithiques et bioclastiques (oomicrite à oosparite), bioturbés par des terriers verticaux. Les décharges de gravelles se surimposent à ce rythme sédimentaire ternaire.

Chaque rythme est interprété comme enregistrant un ralentissement de la sédimentation, tandis que l'énergie sur les fonds augmentait (apparition de terriers obliques à verticaux, apports fréquents de bioclastes et d'oolithes, décharges lenticulaires de gravelles...).

MICROFACIES

Le microfaciès-type est une oomicrite à texture de packstone. Les oolithes calcaires sont souvent hétérométriques, mais rarement compactées (oolithes plus micritisées à Villers qu'à Trouville). Les bioclastes sont surtout des Bivalves, Echinodermes et Gastropodes. Le stock détritique quartzéux est faible à Trouville (4 % de quartz, feldspaths, micas blancs ou minéraux lourds), mais pouvant constituer à la base un faciès gréseux.

Plus particulièrement, le banc calcaire gréseux basal est une oosparite à texture de packstone, où la plupart des allochèmes sont entourés d'un ciment palissadique précoce et irrégulier attestant d'un *arrêt de sédimentation dans un environnement intertidal*.

2/ LE CORAL-RAG (OXFORDIEN MOYEN, ZONE A *TENUISERRATUM*) : DECANTATION D'UNE BOUE PERIRECIFALE A TROUVILLE-HENNEQUEVILLE

Les calcaires oolithiques passent ensuite vers le haut progressivement au Coral-rag (0,3-0,6m), vieux terme lithostratigraphique anglais [Townsend, 1813] qui désigne tous les faciès coralliens oxfordiens du Pays d'Auge. Les environnements de plus en plus carbonatés deviennent de moins en moins profonds et proches de l'émersion.

Dans la coupe des Roches-Noires, le Coral-rag représente un faciès latéral et distal du récif du Mont Canisy (Bénerville). Il est restreint (Fig. 7) à un ou deux bancs calcaires peu épais (0,3 à 0,6 m). Ce calcaire boueux, à oolithes et bioclastes de Bivalves, Gastropodes, Echinodermes et Polypiers dispersés dans la matrice, est bioturbé, montrant un réseau de *Thalassinoides* à la base. La bioturbation augmente également au sommet du banc plus argileux. Les rares ammonites récoltées dans cette formation (zone à *Tenuiserratum*, Oxfordien moyen) proviennent d'ailleurs de ces couches supérieures.

Son toit est érodé et localement encroûté par des Nanogyres et des Serpules, définissant la *Surface de Bénerville* datée de la limite des sous-zones à *Tenuiserratum* et *Blakei*.

Latéralement, cette discontinuité correspond à l'érosion d'un horizon stromatolithique au sommet du récif de Bénerville (Mont Canisy).

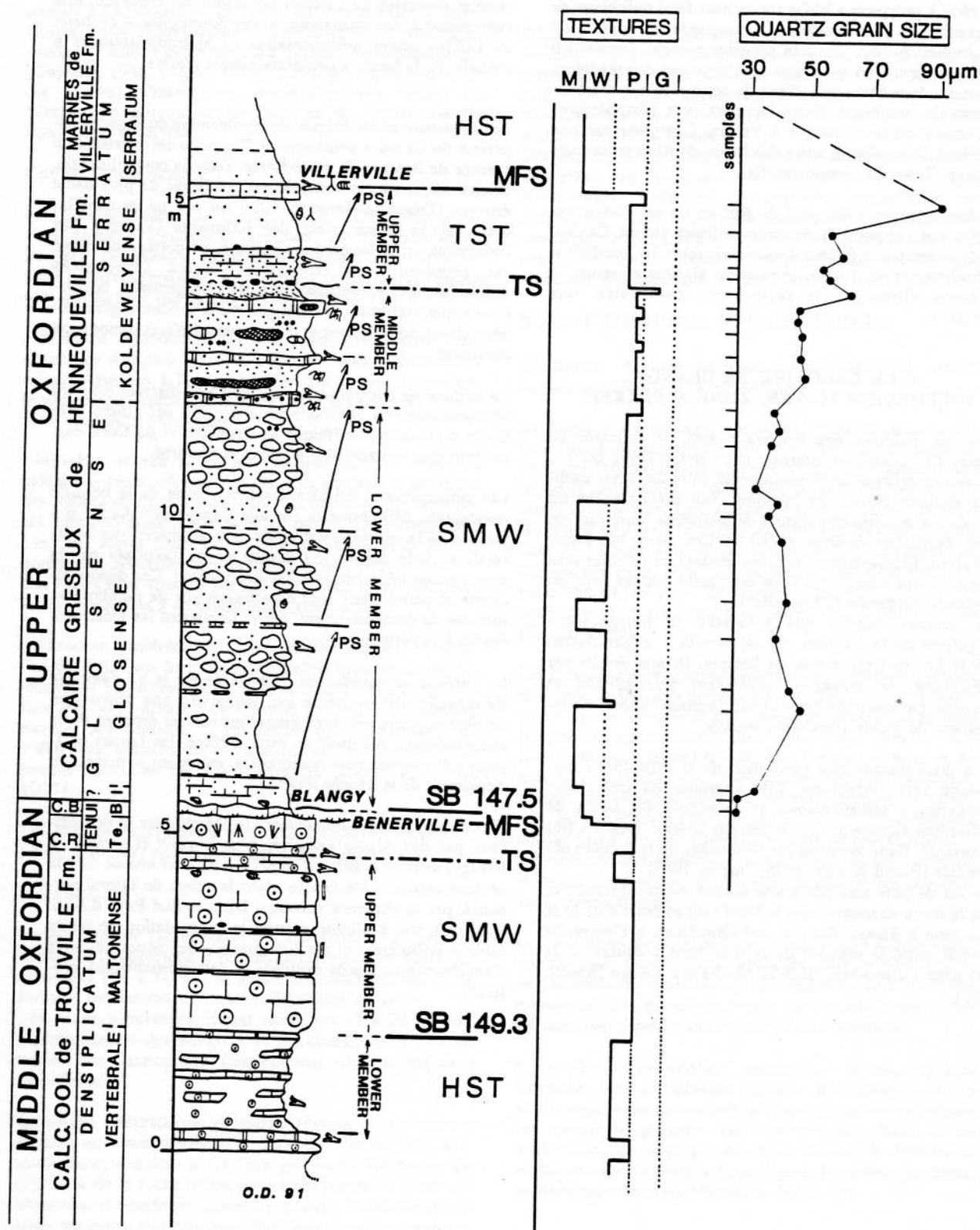


Fig. 7 - Coupe synthétique de la série oxfordienne dans les Falaises des Roches-Noires (Calcaire oolithique de Trouville, Coral-rag, Calcaire de Blangy et Calcaire gréseux de Hennequeville). (Riout, 1980 b; Dugué, 1989).
Statigraphie séquentielle des séries carbonatées de l'Oxfordien moyen à supérieur.
(Riout *et al.*, 1991).

PALEOGEOGRAPHIE

Durant le régime carbonaté oolithique, une zonation paléogéographique W-E était déjà esquissée entre les affleurements de Villers et de Trouville-Hennequeville.

Un récif à polypiers s'édifie sur le haut-fond oolithique de Bénerville : la subsidence importante au début de l'Oxfordien moyen diminue progressivement, permettant la colonisation d'un haut-fond oolithique par des madréporaires. La destruction périodique de ce récif alimente latéralement de nombreux faciès bioclastiques périphériques (accumulation biodétritique à Villers, Complexe calcaire de Vieux-Deauville...), voire des faciès de décantation vers le large (Trouville-Hennequeville).

Le développement du récif de Bénerville est finalement stoppé par l'apparition de stromatolithes (Mont Canisy) ou de solénopores (Vieux-Deauville), selon les conditions hydrodynamiques. Les encroûtements algaires marquent la tendance ultime de la plate-forme carbonatée vers l'émersion.

3/ LE CALCAIRE DE BLANGY (OXFORDIEN MOYEN, ZONE A BLAKEI)

Dans les Falaises des Roches-Noires, le Calcaire de Blangy (0,1-0,3m) est intercalé entre le Coral-rag (*s.t.*) et le Calcaire gréseux de Hennequeville, avec un faciès sublitographique blanchâtre typique. Son microfaciès est un calcaire micritique à texture de mudstone, contenant un stock détritique quartzueux faible. Les rares bioclastes (Bivalves, Echinodermes et Gastropodes) ou oolithes sont abondamment micritisés. Tous ces faciès boueux sont intensément bioturbés (*Chondrites*).

Ces minces dépôts qui nivellent la morphologie irrégulière de la *Surface de Bénerville*, s'épaississent vers le Sud (> 1 m), autour de Lisieux. Ils sont érodés par la *Surface de Blangy*, localement ferruginisée et encroûtée par des Nanogyres et des Serpules, surmontée localement de galets intraformationnels.

Cette discontinuité clôt l'évolution de la plate-forme carbonatée vers l'émersion. Elle annonce les importants changements sédimentaires et fauniques du début de l'Oxfordien supérieur. Son extension latérale apparaît très importante, étant reconnue sur l'ensemble de la bordure occidentale [Riout & Fily, 1975; Dugué, 1989].

Elle est de plus associée à une lacune biostratigraphique, dont la durée augmente vers le Nord : du sommet seul de la sous-zone à *Blakei* dans le sud (Bellême), à l'intervalle compris entre le sommet de la sous-zone à *Blakei* et la sous-zone à *Ilovaiskii*, dans le Nord-Pays d'Auge [Riout, 1980].

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

Séquence n° 4.2 (de la zone à *Densiplicatum* à la zone à *Tenuiserratum* : SB. 149,3--> SB. 147,5)

La *base de séquence* (SB. 149,3) sépare les membres inférieur et supérieur du Calcaire oolithique de Trouville. Elle correspond à des changements stratonomiques à l'échelle de l'affleurement, sédimentaires et hydrodynamiques à l'échelle de la bordure occidentale toute entière.

Les séquences décimétriques de comblement du membre supérieur du Calcaire oolithique de Trouville caractérisent un *cortège de bordure de plate-forme*. Dans la coupe littorale, chaque séquence est terminée par un faciès de plus haute énergie (Trouville-Hennequeville) ou par un démantèlement rapide et sur place des sédiments (Villers). Sur l'ensemble de la bordure occidentale, ce cortège de dépôt est représenté par d'épaisses séries carbonatées oolithiques qui enregistrent peu de changements, tant latéraux que verticaux. Il témoigne d'une tendance généralisée vers un comblement et d'un potentiel d'accommodation croissant.

La *surface de transgression* apparaît très discrète dans les affleurements du littoral normand. Elle est située à la limite du Calcaire oolithique de Trouville et du Coral-rag, au droit d'un horizon plus argileux et bioturbé.

Les constructions récifales, isolées le long de la bordure occidentale, définissent un *cortège transgressif*. Au fur et à mesure de la montée relative du niveau marin, des petits récifs se sont édifiés, en grande partie favorisés par la structuration de la bordure Est-armoricaine. Ces dépôts récifaux et périrécifaux sont caractérisés par de nombreuses surfaces de démantèlement, qui redistribuent les matériaux érodés à la périphérie.

La *surface d'inondation maximale* est la *Surface de Bénerville*, discontinuité qui enregistre une succession de phases d'érosion, avec encroûtements et reprises de la sédimentation. Au droit de cette surface, les faunes pélagiques deviennent plus nombreuses, marquant le maximum d'épaisseur de la tranche d'eau.

Finalement, le recouvrement des faciès récifaux et périrécifaux par des dépôts calcaires plus boueux (Calcaire de Blangy) marque le début d'un *prisme de haut niveau* dont la presque totalité a été érodée dans la coupe du littoral normand, par la séquence suivante. Dans le Sud-Pays d'Auge (Lisieux), son évolution montre la progradation de faciès sableux oolithiques et pisolithiques sur des boues calcaires d'environnements plus protégés et relativement plus profonds.

ARRET N° 1.2 : LA CRISE DU DEBUT DE L'OXFORDIEN SUPERIEUR DANS LES FALAISES DE TROUVILLE-HENNEQUEVILLE (CALCAIRE GRESEUX DE HENNEQUEVILLE, ZONES A GLOSENSE ET SERRATUM).

La Formation du Calcaire gréseux de Hennequeville n'est connue à l'affleurement que dans les Falaises des Roches-Noires, entre Trouville-Hennequeville et Villerville, et en sondage, dans l'avant-port du Havre (Seine-Maritime) [Guyader, 1968; Dugué, 1989]. Ces dépôts gréséo-carbonatés à silex s'intercalent entre l'épisode récifal de l'Oxfordien moyen et les Marnes de Villerville de l'Oxfordien supérieur.

COUPE LITHOLOGIQUE

Le Calcaire gréseux de Hennequeville (Oxfordien supérieur; zones à *Glosense* et *Serratum*; 10 m) repose sur la *Surface de Blangy*, associée ici à une importante lacune biostratigraphique. Trois unités lithostratigraphiques sont distinguées par Dugué [1989] (Fig. 7) :

- **Membre inférieur** (6 m), peu fossilifère, formé d'une alternance d'argiles silteuses à *Teichichnus* et de nodules calcaréo-gréseux à *Thalassinoides*. Sur le platier rocheux, le sommet de chaque alternance évoque des ébauches de surfaces durcies et bioturbées.

- **Membre moyen** (2 m) individualisé en trois bancs de calcaire gréseux, séparés par des silts argileux et montrant des indices de remaniements par des tempêtes. Le banc basal, calcaréo-gréseux est riche en pellétoïdes ferruginisés. Les deux autres bancs (X) et (Y), plus épais et de texture homogène, possèdent des surfaces-limites irrégulières. Ces bancs sont affectés par des déformations synsédimentaires et associés à de volumineux silex noirs.

- **Membre supérieur** (1,5 m), argilo-calcaire, caractérisé par l'absence de toute silicification massive ou de déformation synsédimentaire. Il débute au-dessus d'une surface d'érosion nivelant le sommet irrégulier du membre moyen. Au sommet, il est limité par la *Surface de Villerville*, ébauche de surface durcie, bioturbée et localement encroûtée par des Nanogyres [Dugué & Rioult, 1987].

Les Marnes de Villerville (Oxfordien supérieur, sous-zone à *Variocostatus*) recouvrent cette surface-repère.

MICROFACIES

Le *microfaciès* représentatif est une biomicrite gréseuse bioturbée (wackestone à packstone), à spicules d'éponges siliceuses (10 à 60 %) du genre *Rhaxella* Hinde, 1890, formant localement une spongolithe désilicifiée. Les autres bioclastes, moins nombreux (3 à 20 %) sont essentiellement des Bivalves et Echinodermes et plus rarement des Gastropodes, fréquemment silicifiés par de la calcédoine.

La phase détritique grossière (éléments de taille > 40 µm) qui était négligeable à l'Oxfordien moyen, augmente fortement dans le Calcaire gréseux de Hennequeville (15-20 % de la roche totale, avec rares minéraux lourds armoricains et nombreux grains de quartz). Parallèlement, la taille moyenne des éléments détritiques croît progressivement vers le haut.

MILIEU DE DEPOT

Situé sur les contreforts septentrionaux du delta des Sables de Glos (Fig. 1), le milieu de dépôt du Calcaire gréseux de Hennequeville était subtidal dans la zone photique (présence d'algues vertes, Dasycladacées), abrité et protégé des influences du large (rareté des macrofaunes pélagiques) [Dugué & Rioult, 1987].

Des décharges silteuses provenant du delta de Glos, sont apportées en permanence, en même temps que d'importants volumes de matières organiques en suspension. Les fouisseurs superficiels (macrofaune benthique, traces fossiles) y vivent en grand nombre sur ces fonds sableux meubles où pullulaient des éponges siliceuses. Toutefois, le benthos est oligospécifique.

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

Séquence 4.3 (de la zone à *Glosense* à la zone à *Regulare* : SB.147,5--> SB.146,5)

La *Surface de Blangy*, associée à une importante lacune biostratigraphique dans la coupe des Falaises de Trouville-Hennequeville, correspond à un changement brutal de la sédimentation avec forte érosion des dépôts calcaires sous-jacents. Le Calcaire de Blangy, faciès périrécifal proche de l'émersion, est recouvert par les dépôts subtidiaux du Calcaire gréseux de Hennequeville. La *Surface de Blangy* enregistre donc une baisse relative du niveau marin et définit une *base de séquence* datée au moins de la sous-zone à *Blakei*, dans la coupe des Roches-Noires [Rioult, 1980].

Les cinq séquences granocroissantes des membres inférieur et moyen du Calcaire gréseux de Hennequeville définissent un *cortège de bordure de plate-forme*. Chaque paraséquence (séquence granodécroissante de type argile silteuse/calcaire gréseux) traduit une diminution relative de tranche d'eau dans cette vasière subtidale. Plus particulièrement, les paraséquences du membre inférieur se terminent par des ébauches de surface durcie qui correspondent à chaque fois à une petite montée relative du niveau marin. Au terme de ce comblement, la tranche d'eau est minimale; le milieu de dépôt se trouve alors soumis à des déformations synsédimentaires.

Le membre supérieur marque au contraire une augmentation relative de la tranche d'eau. Plusieurs surfaces d'érosion ou de remaniement scandent la sédimentation, au cours d'une montée relative du niveau marin. Le *cortège transgressif* est donc défini par la totalité du membre supérieur.

La *surface d'inondation maximale* correspond à la *Surface de Villerville* (limite des sous-zones à *Koldeweyense* et *Serratum*), surface bioturbée qui sépare les calcaires gréseux sous-jacents des Marnes de Villerville. Le *cortège de haut-niveau*, à dominante argileuse avec décharges épisodiques de sables quartzux, se développe dans les Marnes de Villerville.

SEISMITES DE L'OXFORDIEN SUPERIEUR : LES DEFORMATIONS SYNSEDIMENTAIRES DU MEMBRE MOYEN DU CALCAIRE GRESEUX DE HENNEQUEVILLE

Seul le membre moyen (1,5 m) du Calcaire gréseux de Hennequeville présente des déformations synsédimentaires d'échelles décimétrique à métrique. Elles peuvent s'étudier en coupe verticale, dans les falaises littorales, ou à l'horizontal, dans la baie de Villerville [Dugué & Rioult, 1987; Dugué, 1989].

De telles structures sont inhabituelles dans la série jurassique normande et anglaise. A l'Oxfordien supérieur, elles ne sont pour l'instant décrites que dans cette coupe, étant absentes dans les séries contemporaines du Havre (sondages) ou d'Angleterre (Sud-Dorset) [Dugué, 1989]. Par contre, dans les Sables de Glos, des structures décimétriques en "boules et coussins" ont été décrites dans des coupes aujourd'hui disparues [Rioult & Fily, 1975].

VARIETES MORPHOLOGIQUES (Fig. 8)

Selon des critères de morphologie et de taille, deux grandes catégories sont distinguées par Dugué [1989]:

- structures décimétriques à métriques "souples" regroupant une grande variété de motifs élémentaires selon l'intensité de la déformation, avec des figures d'évagination, d'invagination, de boudinage ou de dislocation des bancs...

- structures métriques à plurimétriques en "blague à tabac", poches oblongues à structure concentrique et souvent associées à des silex. Selon les rapports géométriques entre interbanc silteux et banc calcaire gréseux : soit le banc calcaire est discontinu, l'interbanc se moule alors autour d'une armature centrale formant une synforme à flancs redressés; soit le banc calcaire est continu, en se gauchissant, des cuvettes allongées à circulaires apparaissent et sont comblées par l'interbanc silteux.

REPARTITION DES DEFORMATIONS

Figures en "blague à tabac" ou de déformation souple alternent le long des falaises de Hennequeville (Fig. 8). Les "blagues à tabac" se localisent selon 5 secteurs étroits (<250 m), tandis que les figures de déformation souple se retrouvent sur le reste des affleurements. Mais, aucun gradient d'intensité de la déformation n'a pu être mis en évidence.

NATURE ORIGINELLE DES MATERIAUX

Ces figures nécessitent un matériau ductile, cohérent mais encore plastique. Le banc et l'interbanc, gorgés d'eau et boeux, ont toutefois une réponse thixotropique-différente. Si la fraction détritique grossière est comparable dans ces deux niveaux, par contre les spicules d'éponge (globules réniformes bien calibrés de 180 µm) apparaissent plus concentrés dans les interbancs que dans les bancs.

HYPOTHESE POUR UNE ORIGINE SISMIQUE DES DEFORMATIONS SYNSEDIMENTAIRES

Expérimentalement, des chocs successifs à proximité de sédiments saturés en eau finissent par rompre la cohésion d'une boue thixotropique silico-clastique [Kuenen, 1958] ou carbonatée [Weaver & Jeffcoat, 1978] et par aboutir à la formation de petits pseudo-nodules.

Dans les environnements actuels, sismiquement actifs et sous faible tranche d'eau, des secousses sismiques provoquent des fissures, des expulsions d'eau, des émissions de matériaux sableux et finalement des déformations dans des sédiments fins gorgés d'eau [Fuller 1912 ; Morton & Campbell 1973 ; Sims 1973 à 1978].

MODALITES POSSIBLES DE LA DEFORMATION SYNSEDIMENTAIRE D'ORIGINE SISMIQUE

En retenant une hypothèse sismique, une chronologie des événements s'impose (Fig. 9) :

- *Ségrégation de la phase liquide et liquéfaction des sédiments* : les sédiments du banc et de l'interbanc, tous deux ductiles, répondront différemment à une même déformation. Les premières secousses accélèrent la ségrégation de la phase liquide au cours des premiers stades de la diagenèse. L'eau expulsée des futurs bancs carbonatés est piégée dans les interbancs silteux qui sont liquéfiés.

- *Ondulation de la surface des bancs* : des figures d'expulsion ou d'ondulation apparaissent à la suite de la liquéfaction de l'interbanc.

- *Etirement* du banc qui se morcèle ; par compensation, d'autres portions du banc se plissent, se gauchissent ou se boudinent.

- *Expulsion de matériaux liquéfiés*, au droit des fissures ou entre les bancs disloqués, avec formation de "blagues à tabac".

Un tel mécanisme serait polyphasé et se reproduirait tout au long du dépôt du membre moyen, concernant toujours une faible tranche de sédiment.

SEISMITES JURASSIQUES EN NORMANDIE ?

L'hypothèse de secousses sismiques apparaît compatible avec le contexte structural et sédimentaire de la bordure occidentale. Ces séismes se situeraient à proximité des accidents majeurs de l'actuelle Mer de la Manche et de son prolongement oriental dans le Bassin Parisien. Le début de l'Oxfordien supérieur correspond également aux prémices d'une importante crise épirogénique qui se généralise à l'ensemble de la bordure occidentale.

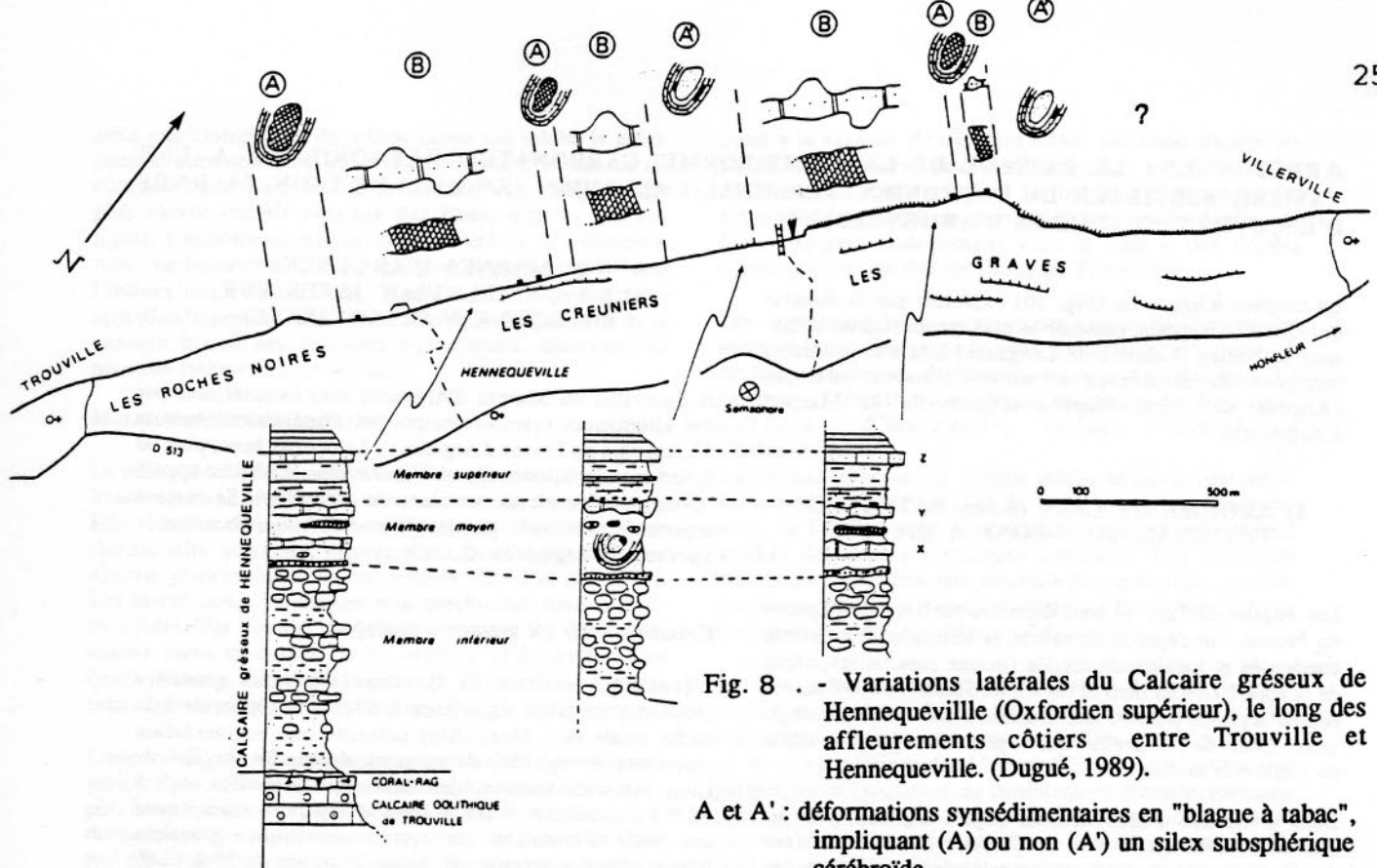


Fig. 8 - Variations latérales du Calcaire gréseux de Hennequeville (Oxfordien supérieur), le long des affleurements côtiers entre Trouville et Hennequeville. (Dugué, 1989).

A et A' : déformations synsédimentaires en "blague à tabac", impliquant (A) ou non (A') un silex subsphérique cérébroïde.

B : banc calcaire déformé et table de silex cérébroïde.

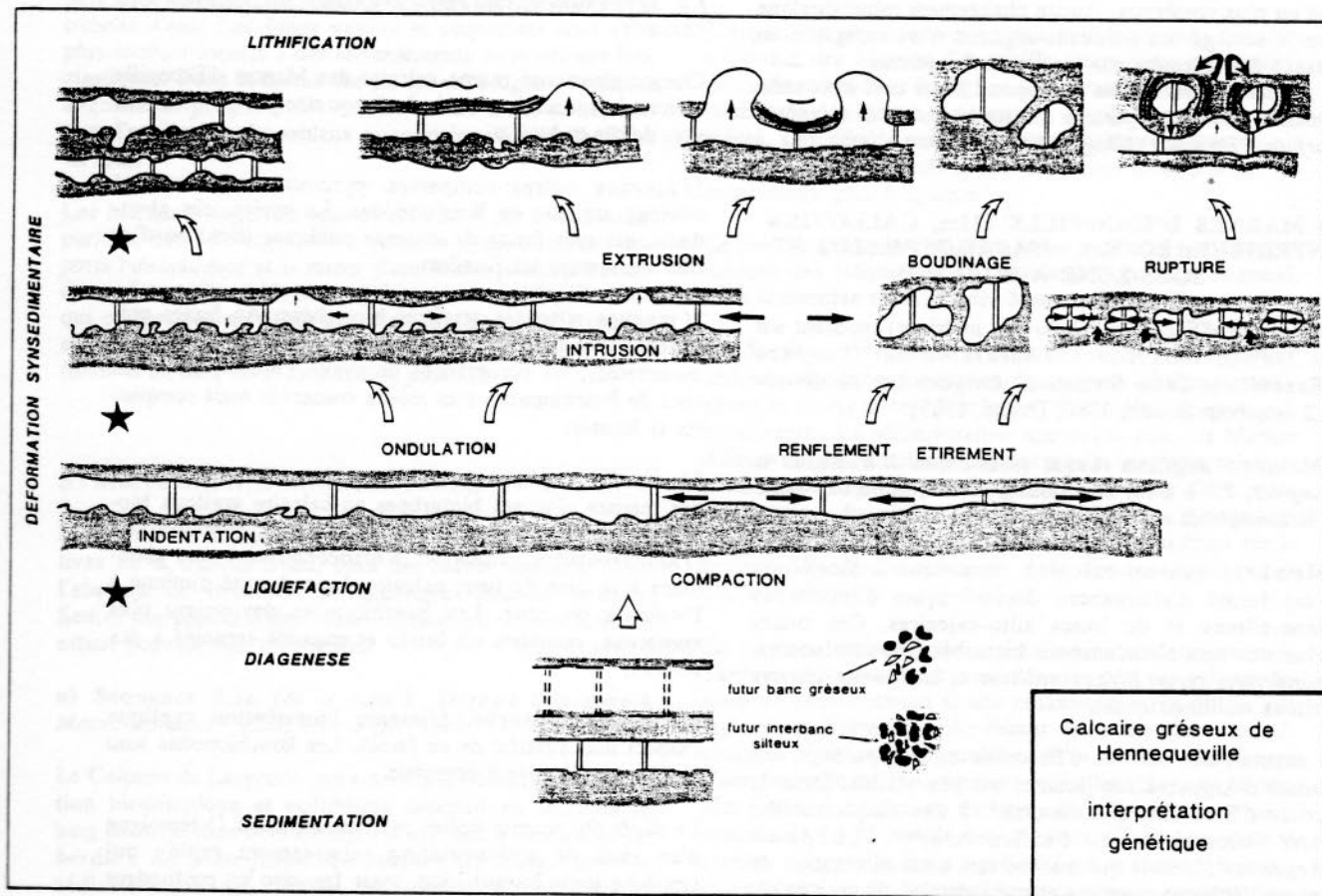


Fig. 9 - Origine sismique possible des déformations synsédimentaires du membre moyen du Calcaire gréseux de Hennequeville (Oxfordien supérieur). Modalités et chronologie de la déformation. (Dugué, 1989).

ARRET N° 1.3 : LE PASSAGE DE LA PLATE-FORME CARBONATEE BATHONIENNE A UNE VASIERE SUBTIDALE DU BATHONIEN TERMINAL-CALLOVIEN (ARGILES DE LION, MARNES D'ESCOVILLE ET MARNES D'ARGENCES)

La carrière d'Escoville (Fig. 10) exploitée par la Société des Ciments français, présente le passage du régime carbonaté bathonien (Calcaire de Langrune) à la sédimentation terrigène du Bathonien terminal-Callovien inférieur (Argiles de Lion, Marnes d'Escoville et Marnes d'Argences).

1) ARGILES DE LION (3-5m, BATHONIEN TERMINAL, SOUS-ZONE A *DISCUS*)

Les Argiles de Lion se sont déposées au Nord de l'Eperon du Perche. Sur l'éperon lui-même, la sédimentation devient condensée et localement érodée (lacune biostratigraphique de la zone à *Discus* dans la région de Sées). Vers le Sud, les dépôts argileux passent latéralement à une oolithe ferrugineuse (Banc de Pescheseul) qui se poursuivra jusqu'au début du Callovien inférieur.

Dans la carrière d'Escoville, ces dépôts argileux, puis argilo-carbonatés recouvrent la *Surface de Lion*, surface durcie et encroûtée tronquant les calcarénites sous-jacentes (Calcaire de Langrune).

Le taux de subsidence augmente. Les premiers dépôts terrigènes de la fin du Bathonien sont faiblement silteux (<5 %) mais possèdent des indices de faunes pélagiques de plus en plus nombreux. Aucun changement minéralogique dans le cortège des minéraux argileux n'est enregistré au passage des calcaires aux marnes bathoniennes.

Le sommet de ces dépôts correspond à une bref arrêt sédimentaire, caractérisé par une surface bioturbée et encroûtée (*Surface d'Escoville*) [Dugué, 1989].

2) MARNES D'ESCOVILLE (21m, CALLOVIEN INFÉRIEUR; ZONE A *MACROCEPHALUS* ET SOUS-ZONE A *KOENIGI*)

Les Marnes d'Escoville (Callovien inférieur) reposent sur une surface bioturbée à *Thalassinoides* (*Surface d'Escoville*). Cette formation terrigène est subdivisée en 2 membres [Riout, 1980; Dugué, 1989]:

- Membre argileux basal (sous-zones à *Bullatus* et *Kamptus*; 7,5 à 8 m) bleu-noir, pyriteux, bioturbé, riche en Brachiopodes et en débris de bois,

- Membre marno-calcaire (sous-zone à *Koenigi*; 13 m) formé d'alternances décimétriques d'interbancs marno-silteux et de bancs silto-calcaires. Ces bancs carbonatés sont abondamment bioturbés (*Thalassinoides*, *Chondrites*, rares *Rhizocorallium* et nombreux terriers pyriteux millimétriques).

Le sommet des Marnes d'Escoville et leur passage aux Marnes d'Argences sus-jacentes est peu visible. Dans la carrière d'Escoville, il correspond à une simple surface plane bioturbée à l'affleurement (*Surface d'Argences 1*), mais qui marque une nette diminution de la phase détritique grossière et une réduction du taux de sédimentation.

3) MARNES D'ARGENCES (2,5-3m, CALLOVIEN INFÉRIEUR, SOUS-ZONE A *CALLOVIENSE*)

A Escoville, les Marnes d'Argences sont caractérisées par des alternances marno-calcaires qui disparaissent vers le SE (carrière du Fresno d'Argences). Le dernier banc, plus ou moins nodulaire, correspond à un horizon marqueur appelé "Grugeon" (biomicrite à texture de mudstone). Sa surface supérieure, bioturbée par des *Rhizocorallium*, constitue la *Surface d'Argences 2*.

EVOLUTION DE LA PHASE DETRITIQUE

L'évolution verticale de la phase détritique grossière (éléments de taille supérieure à 40 µm et rapportés à la roche totale non décalcifiée) présente une augmentation croissante et régulière de ce stock depuis les Argiles de Lion jusqu'au sommet des Marnes d'Escoville (4,5 à 38 %). Au contraire, les Marnes d'Argences enregistrent une nette diminution des apports détritiques grossiers (diminution des apports détritiques grossiers de 38 à 13 % à Escoville). Parallèlement, le cortège de minéraux argileux demeure inchangé (illite : 5/10 ; kaolinite : 4/10 et interstratifiés à base de chlorite : 1/10).

LE ALTERNANCES MARNO-CALCAIRES DU MEMBRE SUPERIEUR

Chaque alternance marno-calcaire des Marnes d'Escoville montre la succession verticale de quatre faciès distincts, avec de bas en haut :

- 1/ marnes noires compactes, pyriteuses avec moules internes argileux de Brachiopodes. La pyrite, très abondante, est sous forme de cristaux cubiques (mm) ou d'un film recouvrant les fossiles;

- 2/ marnes silteuses grisâtres bioturbées. Au faciès précédent, la bioturbation devient prépondérante (texture mouchetée); les occurrences de pyrite s'estompent et les tests de Brachiopodes sont mieux conservés mais compactés et écrasés;

- 3/ calcaire argileux bioclastique, bioturbé. Le passage des marnes silteuses bioturbées au calcaire argileux bioclastique est graduel. Les terriers horizontaux (*Thalassinoides*, *Planolites*, *Rhizocorallium*) sont abondants à la base du banc calcaire. Leur densité diminue à l'intérieur du banc. Les Brachiopodes deviennent plus nombreux, complets ou brisés et souvent associés à des huîtres;

- 4/ calcaire bioturbé. L'intense bioturbation explique l'aspect mal stratifié de ce faciès. Les Brachiopodes sont nombreux et souvent complets.

Le dépôt des marnes noires pyriteuses (*faciès 1*) témoigne d'un taux de sédimentation relativement rapide qui empêche toute bioturbation, mais favorise en profondeur un début de confinement des vases. Le taux de sédimentation diminue alors progressivement (*faciès 2*) rendant pos-

sible une bioturbation de milieu calme qui inhibe la précipitation intra-sédimentaire de pyrite. Lorsque le taux de sédimentation devient modéré et l'énergie hydrodynamique plus élevée (relatif vannage des fines, apports bioclastiques, ichnocénoses mieux individualisées), la sédimentation carbonatée devient prépondérante, permettant l'induration des fonds (*faciès 3*). Un brusque approfondissement des fonds explique le *faciès 4* et le passage brutal des calcaires aux marnes, amorçant un nouveau rythme marno-calcaire.

MILIEUX DE SEDIMENTATION

Le milieu de dépôt des Marnes d'Escoville est une vasière à Brachiopodes, proche des terres émergées armoricaines. Elle recevait d'importantes décharges continentales (bois flottés, silts quartzeux armoricains), mais également des apports planctoniques de coccolithes (Rood *et al.*, 1971). Les macrofaunes benthiques sont nombreuses mais peu diversifiées. Par contre, les faunes d'ammonites demeurent encore rares au-dessus de la *Surface d'Escoville*. Ces fonds vaseux, abondamment bioturbés étaient relativement protégés et subissaient peu de remaniements.

L'apparition des alternances marno-calcaires (membre supérieur) annonce un changement dans les conditions de dépôt. La subsidence importante dans le membre inférieur redevient modérée et saccadée. Le taux de sédimentation fluctue également comme l'indiquent les variations dans les communautés de traces-fossiles ou les changements diagénétiques.

Ces faciès périodiquement enrichis en carbonates (d'origine bioclastique) attestent d'une diminution de la tranche d'eau. Les fonds vaseux et coquilliers sont alors plus souvent soumis à des remaniements de matériaux bioclastiques. Dans le même temps, les décharges détritiques augmentent progressivement, provenant d'une redistribution d'anciens stocks sableux armoricains déposés du Trias au Lias.

Les Marnes d'Argences sont caractérisées par la quasi-disparition des décharges détritiques, la diminution des apports bioclastiques et le retour d'une faune pélagique abondante. Les traits paléogéographiques sont voisins de ceux qui ont présidé au dépôt des Marnes d'Escoville : vasière subtidale, si ce n'est un relatif approfondissement des fonds et un taux de sédimentation plus faible.

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

Il est souvent difficile de distinguer les fluctuations effectives de la tranche d'eau, dans des faciès marneux et en l'absence de structures sédimentaires dûment établies. Seules des phases d'approfondissement ou de comblement relatif peuvent être distinguées.

a) Séquence 3.1a (de la zone à *Discus* à la zone à *Macrocephalus* : SB.158,5 --> SB. 156).

Le Calcaire de Langrune (sous-zone à *Hollandi*), accumulation biodétritique et oolithique déposée en lentilles le long de la bordure occidentale, est assimilé à un *cortège de bordure de plate-forme*. La *Surface de Lion*, arrêt de sédimentation qui sépare les carbonates bathoniens (Calcaire de Langrune) des dépôts argileux ou argilo-carbonatés du Bathonien terminal (Argiles de Lion) corres-

pond à la *surface de transgression*, reconnue depuis les fonds de la Manche jusqu'à Alençon. Les premiers dépôts argileux qui transgressent la bordure E-armoricaine appartiennent donc à un *cortège transgressif* (Argiles de Lion) passant latéralement vers le Sud à des dépôts contemporains condensés (Banc de Pescheseul).

Les derniers dépôts, au sommet des Argiles de Lion renferment la faune pélagique la plus nombreuse, alors que les décharges silteuses demeurent encore négligeables. La *surface d'inondation maximale* est placée au droit de la *Surface d'Escoville*, surface bioturbée à *Thalassinoides*.

La montée relative du niveau marin observée durant la sous-zone à *Discus* (Argiles de Lion) aboutit au recouvrement de l'arrière-pays armoricain où étaient initialement stockés des dépôts détritiques quartzeux. Ces terrigènes armoricains vont être une nouvelle fois remaniés, puis redistribués dans la vasière subtidale du Nord-Pays d'Auge (membre inférieur des Marnes d'Escoville).

Au-dessus de la *Surface d'Escoville*, le taux de sédimentation augmente, les décharges détritiques ainsi que les marqueurs continentaux (spores, pollen, bois) croissent. Le membre inférieur des Marnes d'Escoville constitue une paraséquence (séquence de comblement granodécroissante dans le cas présent). La progradation de ces dépôts, avec l'arrivée de plus en plus importante des silts quartzeux définit un *cortège de haut-niveau* daté de la zone à *Macrocephalus*.

b) Séquence 3.2a (de la zone à *Macrocephalus* à la zone à *Jason*) (SB.156--> SB. 154,5)

L'apparition des alternances marno-calcaires du membre supérieur des Marnes d'Escoville (sous-zone à *Koenigi*) poursuit et accentue le régime sédimentaire précédent. Les décharges détritiques apparaissent de plus en plus importantes. Ces dépôts enregistrent une baisse relative du niveau marin et les fonds sous-marins sont soumis à des remaniements plus fréquents.

Le *cortège de bordure de plate-forme* est défini par deux paraséquences (séquences de comblement granocroissantes), dans le membre supérieur des Marnes d'Escoville.

La *Surface d'Argences 1* marque une nouvelle rupture sédimentaire avec diminution des apports détritiques terrigènes et changements fauniques (indices pélagiques prépondérants). La sédimentation marno-calcaire des Marnes d'Escoville est remplacée par des dépôts marneux relativement condensés (Marnes d'Argences) au cours d'une montée relative du niveau marin. Les Marnes d'Argences correspondent à un *cortège transgressif*, peu épais sur la bordure E. armoricaine et daté de la sous-zone à *Calloviense*.

La *surface d'inondation maximale* coïncide avec la *Surface d'Argences 2* caractérisée par un ralentissement de sédimentation et une concentration de faunes pélagiques en Normandie. Au-dessus de cette surface, les décharges détritiques augmentent de nouveau, témoignant d'une nouvelle progradation des faciès terrigènes de la bordure Est-armoricaine, en direction du Sillon marneux périarmoricain. Le *prisme de haut niveau* n'affleure pas dans la carrière d'Escoville. Il est représenté sur la bordure E armoricaine (carrière du Fresne d'Argences) par la presque totalité des Marnes à *Belemnopsis latesulcata* (Zone à *Jason*).

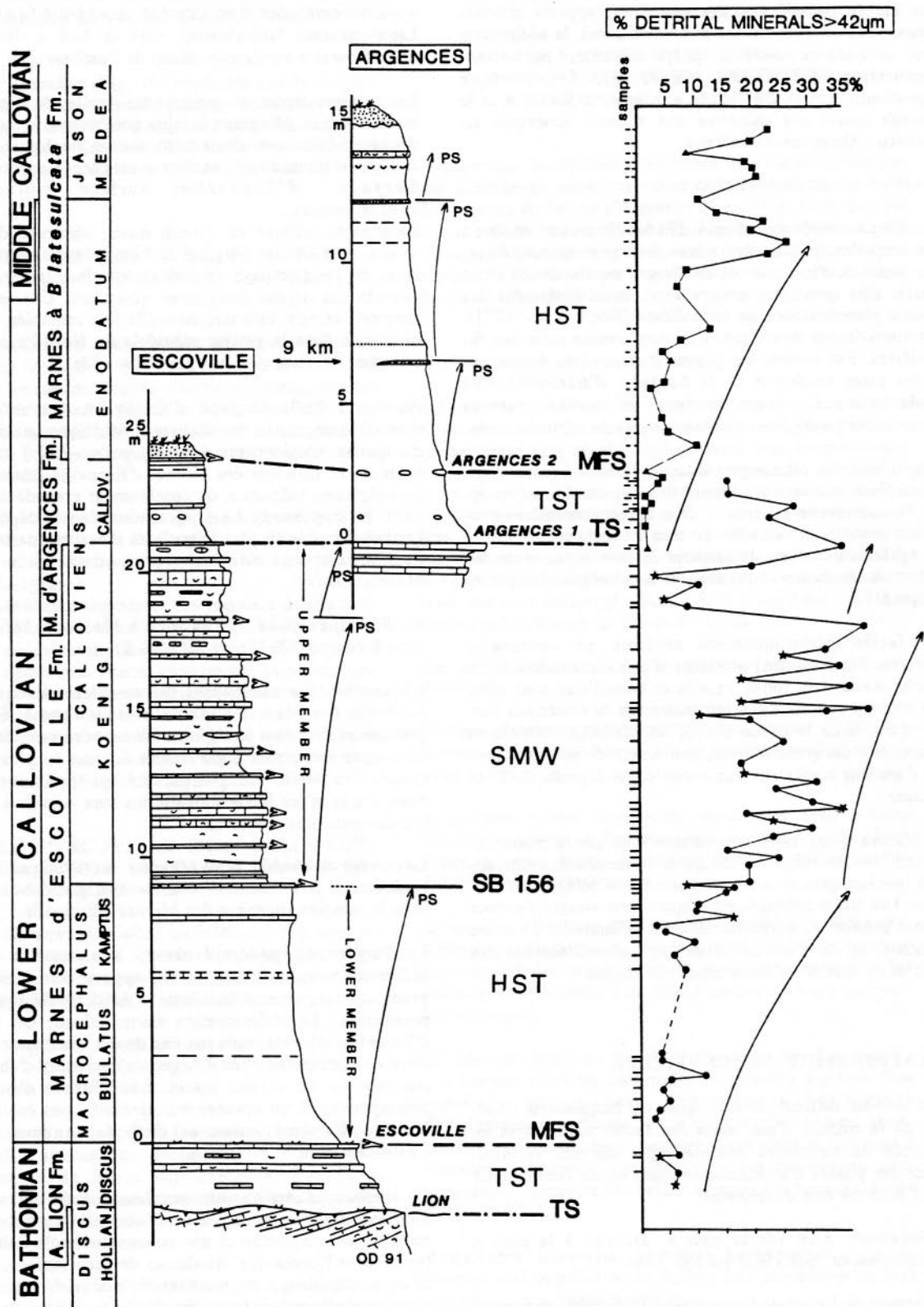


Fig. 10 - Coupes synthétiques des Argiles de Lion (Bathonien terminal), Marnes d'Escoville (Callovien inférieur), Marnes d'Argences (Callovien inférieur) et des Marnes à *Belemnopsis latesulcata* (Callovien moyen) dans les carrières d'Escoville et du Fresne d'Argences. (Riout, 1980 b; Dugué, 1989).

Statigraphie séquentielle des séries terrigènes du Bathonien terminal au Callovien moyen (Riout *et al.*, 1991).

ARRET N° 2.1 : CARRIERES SOUTERRAINES DE LA MALADRERIE : LA PIERRE DE CAEN

ARRET N° 2.2 : LONGUES-SUR-MER, FALAISE ORIENTALE

1/ LITHOSTRATIGRAPHIE (FIG. 11)

La falaise, constituée de formations bathoniennes surmontées de sables crétacés, montre la succession suivante:

a) Les Marnes de Port-en-Bessin (sur 5 m). Seul leur sommet affleure, avec des calcaires argileux et marnes en lits décimétriques. La structure initiale du dépôt est masquée par une forte bioturbation (*Thalassinoides*, *Imbriculus waltonensis*). Cette formation se termine par la *Surface du Cap de la Percée*.

b) Les Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont [Fily, 1980]:

Le Membre inférieur (7-8 m) est caractérisé par des calcaires marneux noduleux. La stratification originelle est effacée par les bioturbations (*Thalassinoides*, *Rhizocorallium*). L'apport en bioclastes demeure intermittent car la faune fouisseuse parvient à détruire les mégarides. Ce membre se termine par la *Surface du Hoc*, simple arrêt de sédimentation.

Le Membre moyen (2 m) présente des calcaires bioclastiques à stratifications obliques, correspondant à des dépôts de mégarides métriques à plurimétriques. De rares ichnites (*Arenicolites*) indiquent des conditions hydrodynamiques plus constantes et plus fortes.

Le Membre supérieur est constitué par des calcaires bioclastiques à stratifications obliques organisés en "vagues de sable". Celles-ci résultent d'une construction par superposition de mégarides plurimétriques [Fily, 1989]. Une surface durcie et perforée apparaît au tiers inférieur, *Surface de Tracy 1*; vers le tiers supérieur une surface d'omission est suivie d'un léger apport d'argiles et d'une modification de l'architecture des stratifications. Ce membre s'achève par la *Surface de Tracy 2*, durcie et perforée d'échelle régionale, à ciment isopaque infratidal.

c) Les Caillasses de Longues et de Marigny (6-10 m; Guillaume, 1927). Elles sont formées de bancs calcaires bioturbés, alternant avec des passées calcaréo-marneuses noduleuses. La faune contient des brachiopodes ("*Terebratula*" cf. *circumdata*, "*Rhynchonella*" *moutieri*), des bivalves fouisseurs, des bryozoaires, des spongiaires et de rares ammonites.

d) Le Grès du Planet: c'est un dépôt sablo-argileux continental qui est l'équivalent des sables aptiens de l'Estuaire de la Seine [Juignet, 1974].

2/ BIOSTRATIGRAPHIE

Le sommet des Marnes de Port-en-Bessin et les Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont contiennent de rares ammonites (*Procerites*), des rhynchonelles (*Rhynchonelloidea turmalloida*), l'ensemble est daté du Bathonien moyen (zone à *Progracilis*). Les Caillasses de Longues livrent des ammonites (*Tulites subcontractus*, *Bullatimorphites bullatimorphus*, *Morrisiceras morrisi*), qui les placent dans la sous-zone à *Subcontractus* et le début de celle à *Morrisi*.

3/ SEDIMENTOLOGIE

Dans les Marnes de Port-en-Bessin, de rares quartz silteux et quelques bioclastes d'origine benthique ont été introduits, lors de tempêtes, à partir de la plate-forme armoricaine située au S et à l'W. Les mégarides infratidales présentent des feuillets dont la plus grande pente indique un dépôt par des courants de jusant de secteur N 320 à N 20. Le cortège de minéraux argileux ne varie pas: les smectites bien cristallisées prédominent, alors que l'illite est accessoire.

4/ ENVIRONNEMENTS

Les Marnes de Port-en-Bessin représentent les dépôts de la vasière péri-armoricaine, milieu de sédimentation situé au-dessous de la ligne d'action des houles ordinaires et permettant la décantation de smectites, d'illites, de coccolithes et de tests de bivalves épipélagiques.

Les Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont attestent d'une diminution de la tranche d'eau qui, à partir de la surface du Cap de la Percée, se trouve dans le champ d'action des courants. Dans le Bessin, leur épaisseur augmente d'E en W: de 12 m à Tracy-sur-Mer à plus de 45 m à Saint-Pierre-du-Mont. Vers l'E, les Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont passent au Calcaire de Creully à stratifications obliques. Les Caillasses de Longues marquent un retour à des conditions de bassin. Elles sont corrélées vers l'E à la Caillasse de Fontaine-Henry, mais ce type de sédimentation reste inconnu au S de Caen.

5/ STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

Le sommet des Marnes de Port-en-Bessin est interprété comme un *prisme de haut niveau*, caractérisé par une augmentation de l'épaisseur des lits calcaires.

La limite de séquence (S.B. 161,8) est matérialisée par la *Surface du Cap de la Percée* qui souligne le changement de sédimentation entre les Marnes de Port-en-Bessin et les Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont. Elle correspond à une *surface de progradation*, séparant le *prisme de haut niveau* du *prisme de bordure de plate-forme*, représenté par les Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont. Les deux membres moyen et supérieur se signalent par des paraséquences avec une tendance à l'augmentation du grain et de la taille des corps sédimentaires vers le haut, marquée par le passage des mégarides aux vagues de sable. Cet enchaînement vertical correspond à une diminution de la tranche d'eau et à une accélération de l'énergie hydrodynamique.

La *Surface de Tracy 1* serait une *surface de transgression*; à Longues, elle est suivie d'un début de changement morphologique des vagues de sable, pour passer à des stratifications obliques moins pentées, souvent interrompues par des surfaces d'érosion ou de bioturbation. Ces modifications sédimentologiques s'inscrivent dans le cadre de paraséquences aggradantes, voire légèrement rétrogradantes, du fait d'une augmentation de la tranche d'eau. Les variations latérales et verticales dans l'agencement des corps sédimentaires entre l'E et l'W du Bessin traduisent des taux d'accumulation sédimentaire et de subsidence dif-

férents entre ces parties de la plate-forme (espacées de 25 km). L'ensemble de ces faits transcrit le changement graduel du niveau marin, permettant le développement d'un *intervalle transgressif*.

La *surface d'inondation maximale* est atteinte avec la *Surface de Tracy 2*, qui traduit une croissance brutale de profondeur et une transgression rapide sur la plate-forme, enregistrées entre le dépôt des Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont et des Caillasses de Longues. Cette tendance est confirmée par la fréquence relative des ammonites à la base de la caillasse. Dans sa partie proximale, le *prisme de haut niveau* comprend deux paraséquences liées à la diminution de profondeur, limitées par des surfaces d'érosion locales.

Ce cortège de dépôt est caractérisé par une décroissance sensible du taux de sédimentation (4 à 7 m d'épaisseur pour

une zone et une sous-zone); par rapport aux calcaires sous-jacents, leur faciès est plus marneux et plus fossilifère. La paraséquence supérieure contient des concentrations d'éponges qui, localement (Revières), peuvent s'organiser en petits récifs précédant des coral patches à *Isastrea*.

Dans le Bessin, l'érosion post-jurassique tronque les Caillasses, mais à l'E (entre Bayeux et Caen), leurs équivalents latéraux sont limités par la *Surface des Campagnettes* (S.B. 160,8) et recouverts par le Calcaire de Blainville qui constitue pour partie un autre *prisme de bordure de plate-forme*. L'ensemble des cortèges de dépôt comprenant les Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont et les Caillasses de Longues et Marigny (ou leurs équivalents latéraux) constitue une nouvelle séquence de 3^e ordre (2.3 b) dans la courbe d'agradation côtière [Rioullet et al., 1991].

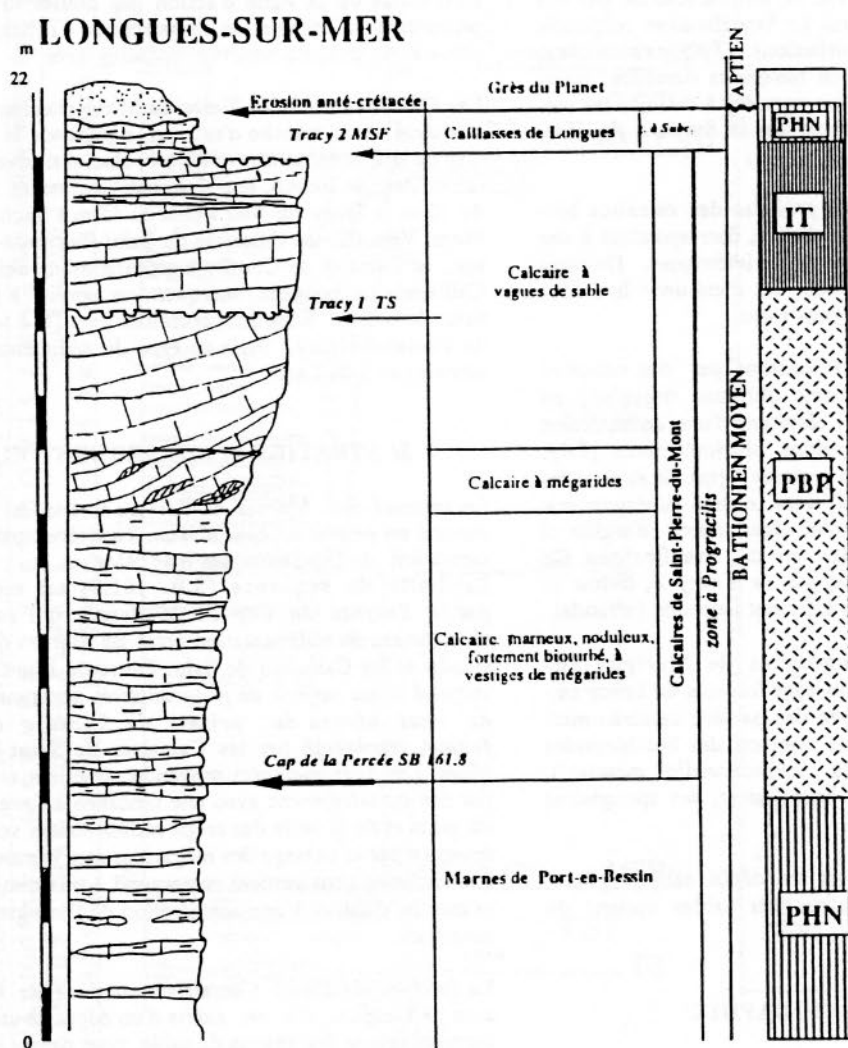


Fig. 11 Coupe et stratigraphie séquentielle de la falaise orientale de Longues-sur-Mer, (Bathonien moyen)

ARRET N° 2.3 : PORT-EN-BESSIN, FALAISE ORIENTALE

Cette coupe montre le contact entre le stratotype du Bajocien et la base du parastratotype du Bathonien [de Caumont, 1824; d'Orbigny, 1852; E. Eudes-Deslongchamps, 1865].

1/ LITHOSTRATIGRAPHIE (FIG. 12)

Trois formations se succèdent dans la falaise :

a) **Calcaires à Spongiaires** (Bajocien supérieur). Cette formation, visible sur l'ensemble de l'estran, se présente sous l'aspect d'un calcaire blanc à grumeaux pyriteux au sommet, oxydés en limonite.

b) **Marnes de Port-en-Bessin** (Bathonien inférieur et moyen, 38 m). Cette formation est divisée en trois membres.

Le **Membre inférieur** (12 m) compose la partie vive de la falaise. Il commence par trois petits bancs (a, b, c) de calcaire argileux, "les Couches de passage" [Guillaume, 1927], qui reposent sur le Calcaire à Spongiaires dont le sommet est érodé, encroûté par des serpules et des bryozoaires (*Surface de Port-en-Bessin 1*).

Cette surface, connue en forage jusque dans la région du Havre, disparaît au S de Caen. Ces niveaux renferment des ammonites, des brachiopodes (*Sphaeroidothyris sphaeroidalis*) et des grains de glauconie dispersés. Le sommet du banc (c) présente une surface irrégulière, bioturbée par des *Zoophycos*, perforée et portant des moules d'ammonites phosphatées (*Surface de Port-en-Bessin 2*).

Au-dessus, démarre la sédimentation marneuse avec une alternance de marnes décimétriques et de calcaires argileux. Le rapport calcaire/argile croît vers le sommet des paraséquences. La faune comprend des bivalves épipélagiques (*Bositra buchi*), une épifaune de brachiopodes ("*Rh. smithi*"), une endofaune de bivalves (*Pholadomya*) et des terriers (*Chondrites*). Des fragments de troncs d'arbre, des os de crocodiliens marins, des fossiles écrasés sont visibles sur 2-3 m à la base, puis se raréfient. Ce membre se termine par un double banc repère de calcaire argileux fortement bioturbé (limité à sa base par la *Surface d'Arromanches 1* et à son toit par la *Surface d'Arromanches 2*).

Le **Membre moyen** (20-23 m) constitue dans le profil de la falaise un talus herbeux incliné à environ 45°. Il est caractérisé par une augmentation très sensible des marnes (d'épaisseur métrique) par rapport aux bancs calcaires décimétriques espacés. La faune est rare (quelques brachiopodes et mollusques écrasés), l'endofaune disparaît, la microfauve benthique (foraminifères, ostracodes) devient naine; la microflore planctonique (coccolithophoridés, dinoflagellés, schizosphærellidés) reste abondante.

Le **Membre supérieur** (6-10 m) forme la base de l'arrière falaise verticale. Il est marqué par un épaississement vers le haut des bancs calcaires et une réapparition des *Thalassinoides*. Son sommet est tronqué par une surface d'érosion, la *Surface du Cap de la Percée*.

c) **Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont** (Bathonien moyen, 12 m). Le sommet de l'arrière-falaise comporte d'abord des calcaires bioclastiques à *Thalassinoides* et *Rhizocorallium* avec intercalations marneuses. Ils sont

surmontés par des calcaires à stratifications obliques, d'origine infratidale.

2/ BIOSTRATIGRAPHIE

La faune d'ammonites des trois Couches de passage est caractéristique des 3 premières sous-zones du Bathonien : banc a avec *Gonolkites convergens*, banc b avec *Zigzagoceras zigzag* et *Morphoceras macrescens* et banc c avec *Oxycerites yeovilensis*. Le Membre inférieur des Marnes renferme *O. yeovilensis* divers *Procerites* et *Æcotrautes* permettant de le placer dans la zone à *Tenuiplicatus*. Les marnes du Membre moyen montrent dès leur base *Gracilisphinctes progradilis*, espèce-guide de la première zone du Bathonien moyen.

3/ SEDIMENTOLOGIE

Les Couches de passage montrent des microfaciès dominés par des biomicrites argileuses, bioturbées à spicules de spongiaires désilicifiés; leur teneur en carbonates varie entre 52 et 84 %. Pour le **Membre inférieur** marneux, ce taux oscille entre 30 et 78 %, sa valeur minimale se situant à la base de la seconde paraséquence; dans le Membre moyen, le pourcentage fluctue entre 39 et 80, alors que le Membre supérieur montre un enrichissement net (de 70 à 99 %). Dans les Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont, ce taux s'échelonne entre 30 et 80 %.

La teneur en silts quartzeux reste inférieure à 5 % de la roche totale, sauf dans le membre supérieur où des passées silteuses atteignent 11 %. Ces taux vont jusqu'à 15 % dans le Membre inférieur où certains quartz ont un diamètre de 150 µm.

Les cortèges de minéraux argileux sont caractérisés jusqu'à la *Surface d'Arromanches 2* par les smectites dominantes, mal cristallisées, des illites ouvertes, de la kaolinite et des interstratifiés (à l'état de traces). Au début du Bathonien moyen intervient une modification radicale : les smectites prédominent (9/10) et sont bien cristallisées, l'illite restant accessoire (1/10), la kaolinite et les interstratifiés disparaissent.

4/ ENVIRONNEMENTS

Après l'érosion du sommet du Calcaire à spongiaires, traduite par la *Surface de Port-en-Bessin 1*, le milieu, les modalités et le taux de sédimentation changent radicalement. Le calcaire marneux des Couches de passage traduit un approfondissement brusque; dans le S du Dorset, les *Zigzag Beds* montrent la même tendance synchrone, mais cette évolution reste limitée : au S de Caen la disparition des Couches de passage est manifeste, alors que dans le forage du Havre, ces niveaux ont été identifiés. Le sommet de la couche c, avec ses *Zoophycos* et ses moules phosphatés, représente un nouvel approfondissement.

L'arrivée de la sédimentation des Marnes de Port-en-Bessin, accompagnée d'une accélération de la vitesse de dépôt, traduit une extension géographique du bassin. Le même phénomène se produit simultanément dans le Dorset

avec le dépôt du Fuller's Earth, marquant un débordement manifeste du Sillon marneux.

Le taux de sédimentation s'accroît avec le Membre moyen, alors que les apports de terrigènes armoricains se tarissent et que, sur le fond, les conditions deviennent défavorables au benthos. Dans le Membre supérieur, si la vitesse de sédimentation reste élevée, l'arrivée de particules terrigènes et bioclastiques marque un retour à des apports armoricains plus prononcés [Fily, 1989]. Les conditions de plate-forme vont progressivement s'établir, par diminution de la tranche d'eau. Vers le SE, les Marnes de Port-en-Bessin passent au Calcaire de Caen; dans la région du Havre, les faciès marneux montent jusque dans le Bathonien supérieur.

5/ STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

Les Couches de passage sont interprétées en continuité avec le cortège de dépôt du sommet du Calcaire à spongiaires; l'ensemble forme un *intervalle transgressif*, caractérisé par un déplacement des paraséquences vers les terres armoricaines. La *Surface de Port-en-Bessin 1* tronque le Calcaire à spongiaires, cette surface de ravinement mineure accompagne la tendance transgressive. Les 3 couches de passage représentent trois paraséquences déposées pendant une montée relative du niveau de mer, alors que les apports sédimentaires s'atténuent de manière drastique et le taux de sédimentation est très ralenti. Il pourrait s'agir d'un intervalle condensé (*condensed section* de Loutit et al., 1988) dans un bassin intracontinental.

La *Surface de Port-en-Bessin 2* correspond à la *surface d'inondation maximale* (163,5). Avec une diminution de profondeur vers le haut, (Membre inférieur des Marnes de Port-en-Bessin), la première paraséquence est considérée comme l'expression sédimentaire d'un court et mince *prisme de haut niveau*, caractérisé par une augmentation des terrigènes, des dépôts plus grossiers et une tendance à la stratodécroissance vers le haut.

Dans les falaises du Bessin, la limite supérieure du *prisme de haut niveau* est plus subtile à saisir que dans les forages pétroliers du Sillon marneux. Concrètement, elle peut être repérée au sommet du premier banc de calcaire argileux le plus épais du membre inférieur des Marnes de Port-en-Bessin, et qui marque la limite entre les séquences de dépôt 2.2 et 2.3 [Riout et al., 1991].

Cette limite correspond à une nouvelle *limite de séquence* (S. B. 163) dans la courbe d'agradation côtière.

La partie supérieure du Membre inférieur des Marnes de Port-en-Bessin offre deux paraséquences plurimétriques. Chaque paraséquence montre un empilement vertical de bancs s'épaississant et un accroissement du grain moyen vers le haut: ce qui reflète une paraséquence de progradation dans un *prisme de bordure de plate-forme*. Ceci est exprimé également par les apports continentaux (bois).

Au sommet du membre inférieur, le double banc est interprété comme un cortège de dépôt appartenant à un *intervalle transgressif* particulièrement mince où le changement minéralogique souligné par l'apport massif de smectites; la modification des conditions de milieu se manifeste par les explosions de plancton ainsi que par le changement stratonomique. Il est encadré à sa base par la *Surface d'Arromanches 1*, qui a valeur alors de *surface de transgression* et à son toit par la *Surface d'Arromanches 2* qui représente la *surface d'inondation maximale*.

Les Membres moyen et supérieur des Marnes de Port-en-Bessin présentent des paraséquences progradantes décimétriques dans un *prisme de haut niveau* fort épais. Elles sont caractérisées par des dépôts à grain croissant vers le haut, allant de pair avec une augmentation de l'épaisseur des bancs calcaires. Ce cortège est limité par la *Surface du Cap de la Percée* (161,8).

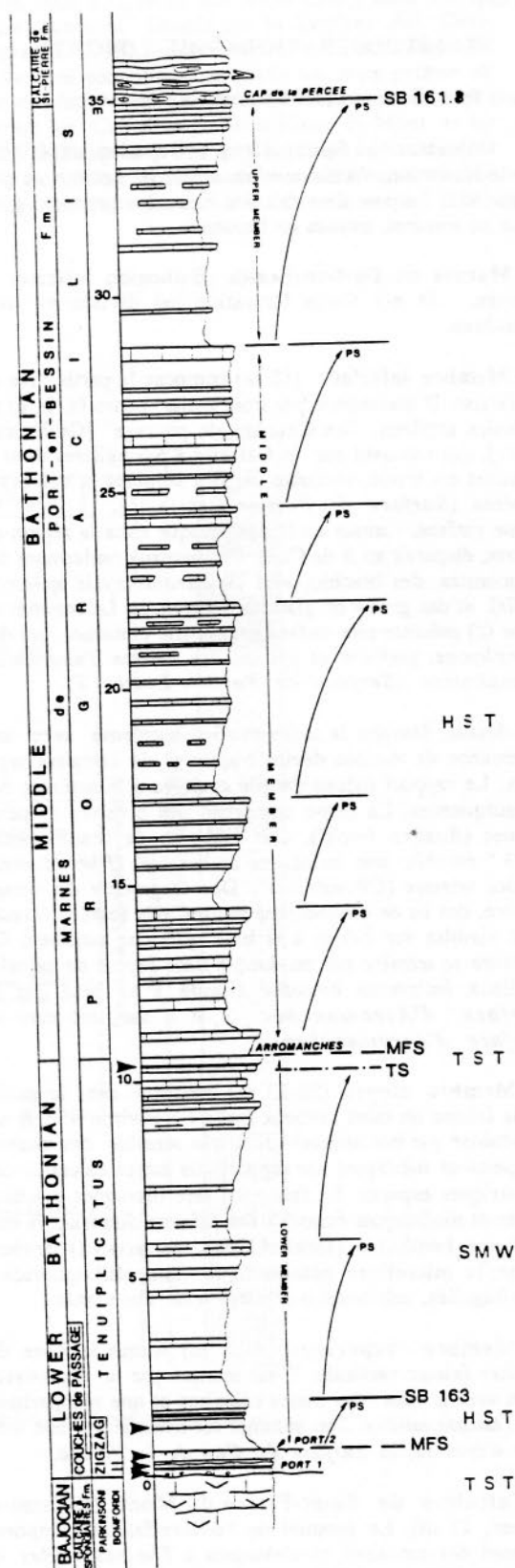


Fig. 12 Coupe synthétique et stratigraphie séquentielle de la falaise orientale de Port-en-Bessin (Bathonien moyen)

ARRET N° 2.4 : COUPE DE L'ESTRAN ET DE LA FALAISE DES HACHETTES, ENTRE SAINTE-HONORINE-DES-PERTES ET PORT-EN-BESSIN

Cette coupe classique (Stratotype du Bajocien, A. d'Orbigny 1852) est replacée dans le contexte de la stratigraphie séquentielle.

La coupe de l'estran et de la falaise des Hachettes (Fig. 13) montre successivement la fin d'un premier cycle et trois cycles complets :

a) **Fin du cycle ZA.1** (Sous-zone à *Haugi* - sommet sous-zone à *Sauzei*) Aalénien moyen - Bajocien inférieur *pro parte*.

Dans le Bessin, la base de la séquence SB. 177 est une surface d'érosion plane de vaste extension géographique, définie biostratigraphiquement entre l'Oolithe ferrugineuse à *Leioceras opalinum* et la base de la Malière. En Normandie, elle est soulignée par une rupture dans la sédimentation, séparant le niveau condensé de l'Oolithe ferrugineuse d'âge aalénien inférieur et la biomicroite sableuse à cherts de la Malière sus-jacente (Aalénien moyen).

Une lacune de la majeure partie de la sous-zone à *Comptum* est constatée au niveau de cette surface. Au-dessus, le taux de sédimentation et la bathymétrie augmentent par paliers. Le *prisme de bordure de plate-forme* (SMW) n'est pas reconnu dans le Bessin à l'affleurement, mais il est observé en sondages (Pays de Bray).

La *surface de transgression* (TS) serait à la base du membre inférieur de la Malière. Le *cortège transgressif* (TST) correspond aux Membres inférieur et moyen, caractérisés par deux *paraséquences* granodécroissantes. De bas en haut, le pourcentage en sable quartzueux tend à décroître alors que la teneur en grains de glauconie s'accroît.

Chacune de ces paraséquences est tronquée par une surface d'érosion. La partie supérieure du membre inférieur est ravinée et recouverte de galets remaniés à l'aplomb des écueils de May. Ultérieurement, il se pourrait que cette discontinuité soit considérée comme base d'une nouvelle séquence SB. 171, *Concavum/Discites*. Mais cette subdivision de la séquence de dépôt ZA.1. en deux cycles, bien que retrouvée en sondages, reste insuffisamment documentée à l'affleurement en Normandie pour être proposée ici.

La coupe des Hachettes (Fig. 2, 13) débute dans le Membre moyen de la Malière, c'est-à-dire dans le *cortège transgressif*.

La *surface d'inondation maximale* (MFS) se situe entre les membres moyen et supérieur. Cette *Surface Sainte Honorine 1*, de grande extension latérale, s'intercale entre la partie la plus profonde de la Malière (*Zoophycos*, plancton) et le membre supérieur (Couche verte), conglomératique, phosphaté et glauconieux. Ce dernier est interprété ici comme la partie distale (privée d'apports détritiques) d'un *prisme de haut niveau* (HST), contemporain d'un ralentissement de la sédimentation sur le bloc armoricain. Il reçoit en mélange des bois flottés d'origine continentale, des ammonites et un plancton calcaire abondant. Ce dépôt discontinu et condensé ne représente qu'une frac-

tion de *prisme de haut niveau*, bref intervalle de temps dans l'enregistrement stratigraphique.

b) **Cycle ZA. 2. 1a** (sommet sous-zone à *Sauzei* - sommet sous-zone à *Blagdeni*, fin du Bajocien inférieur).

La limite de séquence SB. 169 est la *Surface Sainte Honorine 2*, d'extension provinciale, recoupant les crêtes de la Malière et le remplissage conglomératique (Couche verte) des dépressions qui les séparent. Elle est accusée par une lacune biostratigraphique (sous-zone à *Hebridica* + base de celle à *Edouardiana*) dans la coupe des Hachettes. Un contraste de couleur existe entre les niveaux glauconieux verdâtres sous-jacents et le Conglomérat de Bayeux, ferrugineux, oxydé, brunâtre, à oncoïdes et stromatolithes. Un abaissement relatif du niveau marin n'est pas clairement enregistré entre ces deux unités à authigènes différentes et la *limite de séquence* concorde vraisemblablement ici avec la *surface de transgression* oxydée.

Le *prisme de bordure de plate-forme* serait représenté par les dépôts de la sous-zone à *Hebridica*, plus au large. Elle n'a pas été reconnue en Normandie, mais elle a pu y être entièrement érodée. Le Conglomérat de Bayeux ou couche (a) de l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux représente un intervalle condensé, développé pendant un nouvel épisode de ralentissement de la sédimentation et de blocage des apports détritiques sur la plate-forme, au moment d'une transgression rapide de la ligne de rivage. Les variations hydrodynamiques observées dans les horizons inférieur et médian de cette couche sont liées au *cortège transgressif* (TST). La *surface d'inondation maximale* devrait logiquement se placer à la base du stromatolithe. Cette construction algaire, proche de l'émersion, marque en effet avec ses fentes de dessiccation, un pôle continental dans un *prisme de haut-niveau* (HST) réduit.

c) **Cycle ZA. 2.1b.** (Zone à *Niortense*-sous-zone à *Densicosta*; Bajocien supérieur *pro parte*)

Comme la précédente, cette séquence de dépôt est un bon exemple d'intervalle condensé, privé d'apports détritiques, sur un haut-fond éloigné du rivage. Il correspond aux trois niveaux les plus élevés de l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux, conventionnellement et respectivement appelés de bas en haut : (b) *Zone Niortense* ; (c) *Zone Garantiiana*; (d) sous-Zone *Densicostata*, base de la *Zone Parkinsoni*.

Au sommet du Conglomérat de Bayeux (a), la *limite de séquence* SB.168 correspond à la surface d'érosion *Sainte Honorine 3*. Une lacune biostratigraphique (Sous-zone *Banksi* + sous-zone *Polygyralis*) sépare la couche (b) du Conglomérat de Bayeux sous-jacent. Les bancs (b), (c), (d) appartiennent à un nouvel *intervalle condensé*, résultant d'une élévation relative du niveau marin. La *limite de séquence* coïncide alors, une fois de plus avec la *surface de transgression* (TS). De grands galets aplatis, encroûtés de lamines ferrugineuses sombres, s'alignent au-dessus de la surface de transgression. Ils représenteraient un dépôt résiduel transgressif (*transgressive lag*).

Le cortège transgressif (TST) est composé des niveaux (b) et (c). Une séquence granodécroissante s'y dessine, de la base de (b) avec ses galets oncolithiques alignés, au sommet de (c) avec ses oïdes de goéthite et phyllito-pyriteux, bioturbés, tendant à flotter dans la matrice. L'énergie hydrodynamique décroît sur ces fonds malgré des variations verticales et horizontales locales.

La surface d'inondation maximale (MFS) passerait entre (c) et (d), soulignée localement par un délit, alors que la limite entre (b) et (c) est rarement perceptible. Le banc (d) de l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux est toujours distinct par sa texture bioturbée, sa faune et sa matrice calcaire boueuse abondante. Ce banc (d) représente la partie distale d'un prisme de haut niveau, avec net accroissement de la teneur en carbonates.

b) Cycle ZA. 2.2a. (sous-zone à *Bomfordi* et Zone à *Tenuiplicatus*; Bajocien terminal - Bathonien inférieur)

Ce cycle fait transition entre les deux intervalles condensés sous-jacents caractérisés par des dépôts ferrugineux privés de détritiques et une succession de séquences de dépôts, plus épaisse, avec calcaire à éponges et alternance marno-calcaire s'enrichissant en terrigènes fins. De bas en haut, il est composé de trois formations ou membres :

- 1/ Calcaire à Spongiaires (sous-zone *Bomfordi*) ;
- 2/ Couches de passage (zone à *Zigzag*) ;
- 3/ Marnes de Port-en-Bessin (membre inférieur : zone à *Tenuiplicatus*).

La Surface durcie *Sainte-Honorine 4* au sommet de l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux, est interprétée comme la limite de séquence SB 165,5. Un changement brutal survient dans la lithologie avec la disparition des oïdes ferrugineux, la multiplication des éponges et l'augmentation du taux de sédimentation (jusqu'à 20 m pour une sous-zone), comparé aux niveaux condensés sous-jacents (0,6 m pour 3 zones et 1 sous-zone). L'élévation nette de l'énergie hydrodynamique vers le haut dans le Membre inférieur du Calcaire à spongiaires caractérise le prisme de bordure de plate-forme (SMW).

La surface transgressive est reconnue à la base du Membre supérieur, soulignée par un horizon boueux. Il est caractérisé par des changements sédimentologiques et hydrodynamiques. Les éponges sont de plus petit diamètre, fréquemment reprises, brisées et roulées (tubéroïdes), dans une matrice boueuse plus abondante.

Le cortège transgressif (TST) est composé de quatre unités lithologiques rétrogradantes (paraséquences), dont la première équivaut au membre supérieur du Calcaire à Spongiaires et les trois suivantes aux Couches de passage (a), (b) et (c).

La Surface de Port-en-Bessin 1, qui tronque le Calcaire à spongiaires, est une surface de ravinement. Vers le Sud, dans les Campagnes de Falaise et d'Argentan, les faciès sableux plus proches de la ligne de rivage (partie supérieure du Calcaire à *Acanthothiris spinosa*) transgressent les paléo-reliefs post-varisques et les apports sédimentaires deviennent vite insuffisants pour combler l'espace disponible, ce qui accuse le contraste avec le Bessin.

La surface d'inondation maximale (MFS 163,5) est la Surface Port-en-Bessin 2, au sommet des Couches de passage.

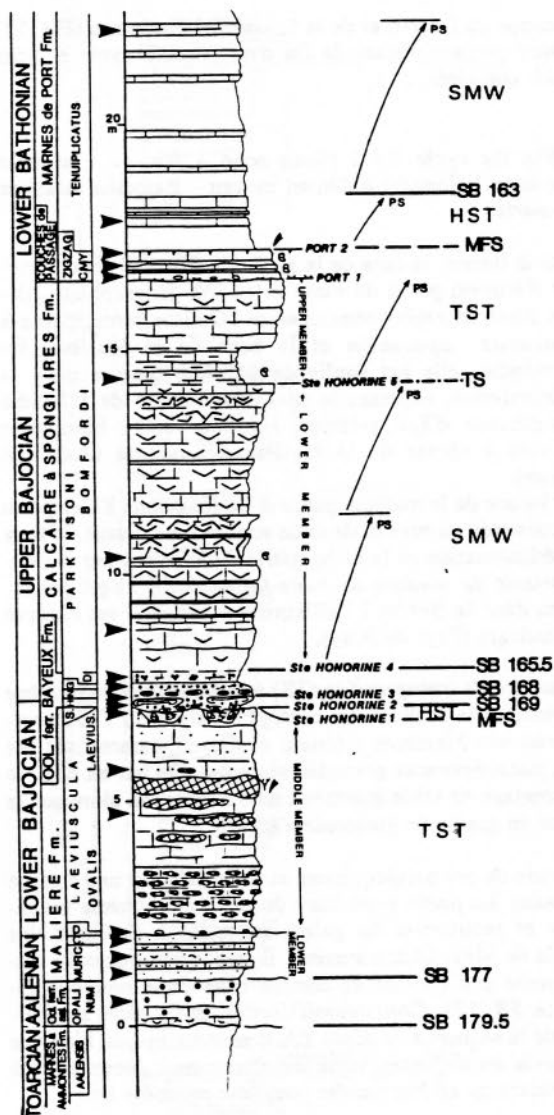


Fig. 13. - Stratigraphie séquentielle de la série aaléno-bajocienne dans les falaises de Sainte-Honorine-des-Pertes et les affleurements de l'arrière-pays.

ARRET 3.1: LES ECUEILS LIASIQUES DE FEUGUEROLLES-SUR-ORNE

INCIDENCE DES PALEORELIEFS PALEOZOIQUES SUR LA REPARTITION DES SEDIMENTS ET DES PEUPELEMENTS DES MERS JURASSIQUES (PLIENSBACHIEN, TOARCIEEN, AALENIEN, BAJOCIEEN).

1. INTERPRETATION DE LA COUPE EN STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE (FIG. 14)

La surface P1 est une surface continentale, qui est envahie par la mer pliënsbachienne au moment d'une importante montée eustatique. Celle-ci caractérise le cycle UAB 3.3. (Zones à *Uptonia jamesoni* et à *Tragophylloceras ibex* principalement ici), avec son apogée pendant le cycle 3.4. (Zone à *Prodactylioceras davoei*). Minces et discontinus, les dépôts appartiennent surtout aux confins des cortèges transgressifs et des prismes de haut-niveau.

La surface P2 correspond à la limite de séquence SB 188, base du cycle 4.2. représenté par son prisme de haut-niveau dans le calcaire domérien (base de la Zone à *Pleuroceras spinatum*) (le cycle 4.1. synchrone d'une baisse de niveau marin manque sur les écueils).

La surface P3 équivaut à la limite de séquence SB 186,5, base du cycle 4.3 essentiellement toarcien ici (le prisme de bordure de plate-forme daté du sommet de la zone à *P. spinatum* manque ici). Soulignons que le faciès des dernières couches domériennes se prolonge régionalement dans la zone à *Dactylioceras tenuicostatum*. Aussi, l'événement géodynamique qui contrôle le changement brutal de sédimentation des Argiles à poissons intervient, non à la limite Domérien/Toarcien, mais au sein du Toarcien inférieur, à la limite des zones à *D. tenuicostatum* et à *Hildaites serpentinus* (vers 184,5 Ma). La surface d'inondation maximale intervient près de la base de la zone à *Hildoceras bifrons* (T2 ?) et l'évolution du genre *Hildoceras* s'inscrit exactement dans l'intervalle de dépôt du prisme de haut-niveau.

Au sommet de la zone précitée, la surface T3 est la limite de séquence SB 182,5, à la base du cycle 4.4 (Zone à *Haugia variabilis*) et au plus haut niveau marin liasique. Les dépôts sont souvent ceux du cortège transgressif, car le ravinement de la surface T4 (limite de séquence SB 181) en a démantelé le sommet. Elle précède le cycle 4.5 (sous-zone à *G. thouarsense*, *E. fascigerum* et *P. fallaciosum*).

Au-dessus de la discontinuité T5, les galets et fossiles remaniés et enrobés de lamines ferrugineuses alignés à la base de la Mâlière, proviennent des cycles 4.6 et même 4.5 (prisme de haut-niveau). Cet important hiatus est à la limite de deux supercycles, à la base du cycle LZA. 1 de Haq et al. (1988), représenté ici surtout par son cortège transgressif condensé (des indices du prisme de bordure de plate-forme sont connus au SW, à May-sur-Orne). La surface d'inondation maximale 170 se situe à la base de l'équivalent de la Couche Verte, interprétée ici, ainsi qu'à Sainte-Honorine-des-Pertes comme la partie distale d'un prisme de haut-niveau (Zone à *Otoites sauzei* pars).

Le sommet de cette Couche verte est nivelé par la surface B2 (base de séquence SB. 169), supportant le cycle LZA.2.1a (sommet zone à *O. sauzei* - sommet zone à *Stephanoceras humphriesianum*) réduit à son intervalle condensé. Il est séparé par la surface d'érosion sommitale (B3) de la partie inférieure altérée du cycle LZA.2.1b (Zone

à *Strenoceras niortense* à sous-zone à *Parkinsonia densicosta*), dernier intervalle condensé visible dans cette coupe.

2. ORIGINALITE DE L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES ECUEILS ET DE LA BORDURE DE MASSIF ANCIEN

Les écueils paléozoïques armoricains jouent un rôle particulier dans la sédimentation et le peuplement des fonds marins jurassiques, conférant un cachet original à la bordure orientale du massif armoricain.

Très sensibles à l'épirogenèse puisqu'ils étaient localisés sur les pointements du socle, au voisinage des structures qui ont rejoué positivement en compensation de la subsidence du bassin, ces écueils, plus que les autres parties de la plate-forme, enregistraient en les amplifiant les moindres variations du niveau marin, accusant en particulier les épisodes paroxysmaux de transgression et de régression.

L'enregistrement sédimentaire des écueils intègre donc des données lithologiques et paléontologiques particulières. Il se caractérise par la multiplication des surfaces d'arrêt de sédimentation, des remaniements, des lacunes. Dans une mosaïque de dépôts lenticulaires, les successions sont à reconstituer en fonction des morphologies et les limites, datations et corrélations sont délicates à interpréter.

Pour la sédimentation, les traits caractéristiques sont les suivants :

- Les écueils sont en relief au-dessus de la surface de la plate-forme : leurs crêtes de direction armoricaine en Normandie et de direction varisque dans le Maine, canalisent, dévient ou s'opposent aux courants littoraux, contrôlant indirectement la répartition des sédiments.

- Ces paléoreliefs se situent en position intermédiaire entre les lignes de rivage et le rebord externe de la plate-forme : leur dénivellation favorisait les authigenèses (ooïdes ferrugineux, phosphates, glauconie), comme les hauts-fonds, à chaque élévation importante du niveau marin.

- Les crêtes gréseuses paléozoïques (surtout ordoviciennes) fournissaient quelques lithoclastes autochtones. Le lessivage des affleurements de roches enrichies en fer (minerai de fer et croûte d'altération continentale post-varisque) pouvait fournir des solutions minérales. Mais, éloignés de la côte, alors distante de près de 100 km, ils étaient dépourvus d'apports détritiques importants, et seules, des solutions d'origine continentale pouvaient les atteindre.

En ce qui concerne, les peuplements végétaux et animaux marins, les écueils étaient tout aussi originaux.

- Les crêtes et les blocs gréseux dispersés offraient de vastes surfaces de substrats durs et fixes à un benthos sessile ou sédentaire, diversifié et dense.

- Les très nombreux groupes de gastropodes herbivores (en l'absence de carnivores) indiquent des fonds marins en zone photique et des peuplements végétaux à l'origine du réseau de nutrition.

- A ce pullulement benthique s'ajoutait l'ensemble des espèces necto-benthiques et pélagiques, flottées ou libres, qui trouvait dans ces eaux moins profondes, aérées, des nutriments et éventuellement un refuge.

- Enfin, tout au long de l'épisode de dislocation des plates-formes carbonatées de la Téthys occidentale, à partir du Carixien et jusqu'au Bathonien, les écueils armoricains, dressés en obstacles aux échanges hydrodynamiques, offraient des niches écologiques favorables aux faunes téthysiennes et au piégeage des larves transportées par les eaux refoulées vers le Nord et longeant le bloc armoricain.

Ces deux aspects sont mis en évidence à Feugueroles [Riout, 1958, 1968, 1985].

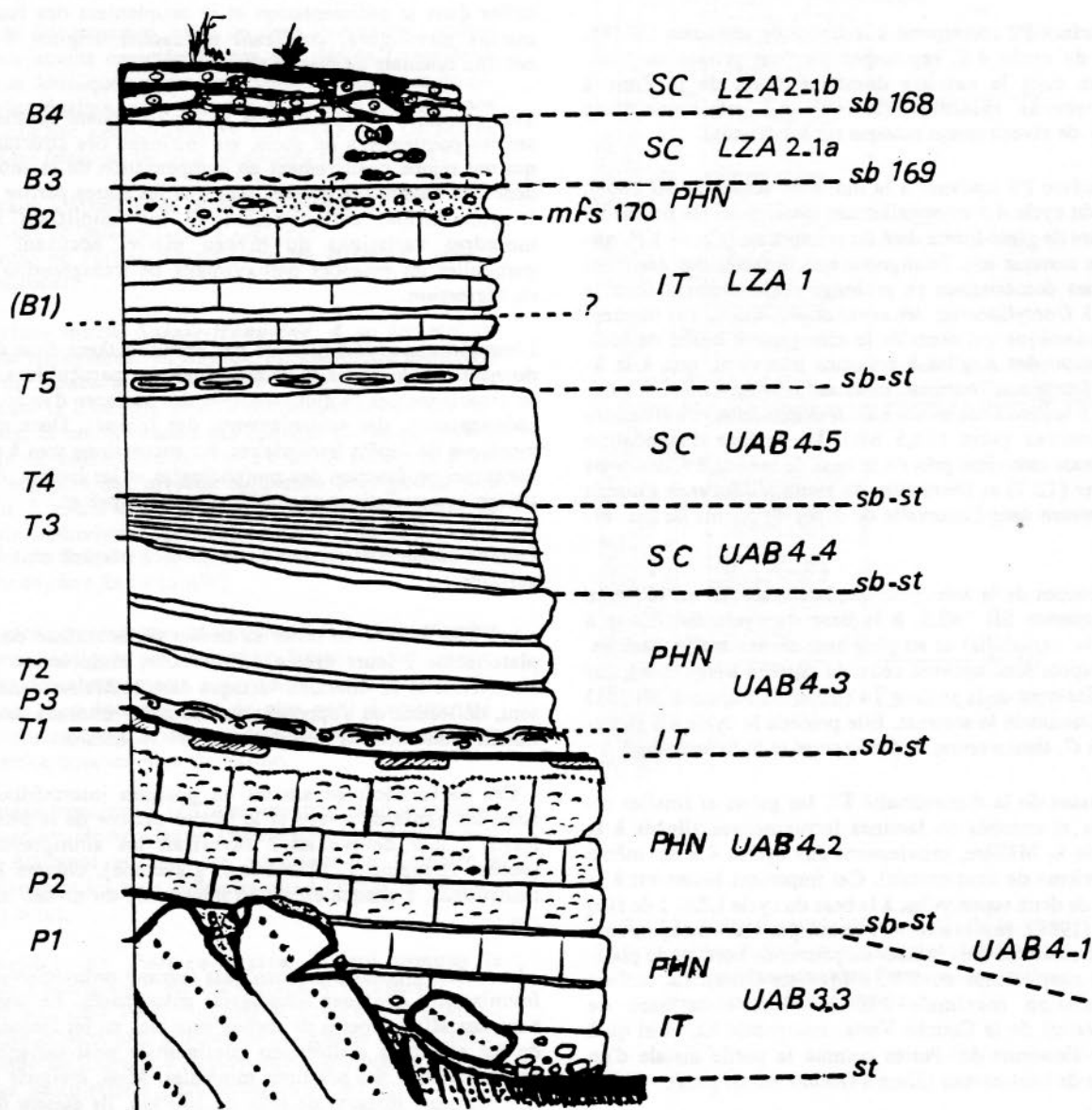


Fig.14. - Stratigraphie séquentielle de la série jurassique des écueils de Feugueroles-sur-Orne

ARRET N°3.2: GRAINVILLE-LANGANNERIE, CARRIERE DES AUCRAIS

1/ LITHOSTRATIGRAPHIE ET SEDIMENTOLOGIE (FIG. 15)

a) Le Calcaire de Caen (8,5 m).

La base de la carrière est ouverte dans le sommet du Calcaire de Caen, calcaire fin (pelbiomicrite), en bancs métriques à décimétriques, avec des cordons de silex. Ces dépôts sont identiques à ceux de la carrière de la Maladrerie (Caen).

b) Le Calcaire à pellétoïdes de Rouvres (5,75 m).

Au Calcaire de Caen fait suite un calcaire plus grossier, à pellétoïdes, bioclastes et rares oncoïdes, organisé en bancs métriques. Il se caractérise par une amorce de stratification oblique en grande auge surbaissée. De rares ammonites (*Procerites* sp.) ont été récoltées, accompagnées de brachiopodes (*Acanthothiris*, "*Terebratula*" sp.), de bivalves (*Entolium*, *Gervillia*), de gastéropodes ("*Pleurotomaria*") et de serpules.

c) Le Calcaire oolithique de Bon Mesnil (7,75 m).

Précédé d'une surface d'érosion (*Surface des Campagnettes*), le changement de faciès qui suit le Calcaire de Rouvres est brutal. L'arrivée des oolithes est synchrone d'un développement des stratifications obliques dont les feuillets plongent vers N 50. A la base, les oolithes petites et micritisées se mélangent à des bioclastes (*Trigonia* et *Trichites*), mais rapidement elles sont remplacées par des oolithes plus grosses et bien triées. Vers la moitié de cette formation, existe un niveau de calcaire bioturbé à *Rhynchonella* sp. et huîtres (0,1-0,2 m), surmontant une surface durcie et perforée (*Surface des Aucrais*). Lui fait suite un calcaire bioclastique et oolithique à stratifications obliques; la base des faisceaux est interrompue par des *Thalassinoïdes*. La formation se termine par une surface durcie et perforée d'extension régionale (*Surface de Bénouville*).

d) La Caillasse d'Aubry-en-Exmes (3 m) commence par un niveau de calcaire marneux bioturbé (0,4 m) contenant des brachiopodes ("*Terebratula*" *circumdata*) et des galets roulés, encroûtés et perforés sur les deux faces; leur taille atteint 0,3 m de longueur.

Le second niveau est constitué d'un calcaire bioclastique à entroques et oolithes (1 à 1,4 m), à stratifications obliques, dont la pente des feuillets est dirigée N 90 à N140; elles sont perturbées par des pistes-galeries. Ce calcaire est terminé par une surface durcie et perforée. Un troisième niveau (0,6-0,8 m) est formé d'un calcaire marneux à bryozoaires et éponges, renfermant "*Terebratula*" *circumdata*, *Eudesia* cf. *cardium*, oursins irréguliers (*Nucleolites*), polypiers solitaires (*Chomatoseris*) et, à la base, de rares ammonites (*Paracotaustes*).

La caillasse s'achève par un quatrième niveau (1,2 m) comprenant surtout des calcaires à bryozoaires et grumeaux limonitiques.

2/ BIOSTRATIGRAPHIE

Les Calcaires de Caen et de Rouvres appartiennent à la zone à *Progracilis*. Le Calcaire oolithique de Bon Mesnil est daté de la sous-zone à *Wagnericeras* (Bathonien moyen). Par ses faunes à ammonites et à "*Terebratula*" *circumdata*, la Caillasse d'Aubry correspond aux premiers dépôts de la zone à *Hodsoni* (Bathonien supérieur). Au S de Caen, peut être détectée une lacune s'étendant de la zone à *Subcontractus* à la sous-zone à *Morrissi*.

3/ ENVIRONNEMENTS

Le Calcaire de Caen est l'équivalent lithostratigraphique latéral des Marnes de Port-en-Bessin; le Calcaire à pellétoïdes de Rouvres est celui des Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont et de Creully; ils représentent des faciès de plate-forme plus proximaux. Le Calcaire oolithique de Bon Mesnil est corrélé, au N avec le Calcaire de Blainville (Caen) et au S avec le Calcaire sublithographique de Valframbert (Sées, Alençon et Mamers).

A la Caillasse d'Aubry-en-Exmes correspond la Caillasse de Blainville (Caen): liée au débordement de la sédimentation du bassin sur la plate-forme carbonatée. Dans les Campagnes d'Argentan, de Sées et d'Alençon, cette formation n'est pas connue.

4/ STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

Le Calcaire de Caen correspond au même cortège de dépôt que celui des Marnes de Port-en-Bessin: il exprime, en position proximale, le *prisme de haut niveau*.

Après le dépôt du Calcaire de Caen, le Calcaire de Rouvres ne se démarque pas ici par une rupture sédimentaire nette, identique à celle qui se voit au passage des Marnes de Port-en-Bessin aux Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont ou du Calcaire de Caen au Calcaire de Creully.

En domaine plus proximal, il est plus difficile de caractériser la *limite de séquence* (SB. 161,8) entre le cortège de dépôt du Calcaire de Caen (*prisme de haut niveau*) et celui représenté ici par le Calcaire de Rouvres (*prisme de bordure de plate-forme*). Seules des analyses précises des passages latéraux permettent de préciser la nature des cortèges en domaine interne. La *Surface du Cap de la Percée* est difficile à suivre ici, à l'affleurement.

Au S de Caen, l'absence de l'*intervalle transgressif* et du *prisme de haut niveau* identifiés dans les Caillasses de Longues pourrait montrer l'extension limitée de ces cortèges de dépôt sur la bordure N-armoricaine.

Le Calcaire de Bon-Mesnil est interprété dans sa partie inférieure comme le *cortège de bordure de plate-forme* suivant, reposant sur une limite de séquence, la *Surface des Campagnettes* (S.B. 160,8). La lacune explique ici la superposition des deux *prismes de bordure de plate-forme*.

La moitié supérieure du Calcaire de Bon-Mesnil n'affleure que très rarement, elle semble avoir disparu à la suite d'une érosion intense qui affecte le sommet du Bathonien moyen. L'impossibilité de comparaison avec d'autres affleurements complice singulièrement l'interprétation des cortèges de dépôt.

La *Surface des Aucrais* marquerait un début de changement de sédimentation, permettant, à la suite d'une augmentation de la tranche d'eau, la sédimentation du calcaire marneux à rhynchonelles. Dans ce cas, elle constituerait une *surface de transgression*, suivie d'un *intervalle transgressif* matérialisé par ce calcaire marneux, témoin du commencement de la rétrogradation des dépôts vers le continent. Il se poursuivrait par des calcaires bioclastiques et oolithiques à *Thalassinoides*.

Ces dépôts à tendance rétrogradante attestée par le changement dans l'orientation des feuillettes, pourraient être caractéristiques d'un *intervalle transgressif* sur une plateforme partiellement émergée [Sarg, 1988; Arnaud & Arnaud-Vanneau, 1990].

Ce type d'*intervalle transgressif* comporte des séquences moins épaisses vers le haut, souvent ravinantes à la base, à stratifications obliques entrecoupées de marnes ou de calcaires marneux noduleux à *Thalassinoides*. De plus, de fréquentes érosions pourraient être responsables de la disparition locale de séquences. L'ensemble de ces conditions semble réuni ici.

La base de la Caillasse d'Aubry-en-Exmes correspondrait à la suite de l'*intervalle transgressif*, se manifestant par une reprise d'érosion sensible sur une grande partie de la bordure N-armoricaine. La *Surface de Bénouville* apparaîtrait alors comme une simple *surface de ravinement*. Le troisième niveau de cette caillasse (calcaire marneux à bryozoaires et éponges) représenterait le début de la progradation avec l'amorce d'un *prisme de haut niveau* qui se poursuit par les calcaires à bryozoaires et à grumeaux limonitiques; il est mal exprimé ici, comme sur l'ensemble de la bordure N-armoricaine.

Dans cette hypothèse, la surface durcie et perforée décrite à l'intérieur de la caillasse pourrait être interprétée comme une *surface d'inondation maximale*.

L'ensemble des dépôts comprenant le Calcaire de Bon Mesnil et la Caillasse d'Aubry-en-Exmes représente la séquence 2.3 b dans la courbe d'agradation côtière [Riout et al., 1991].

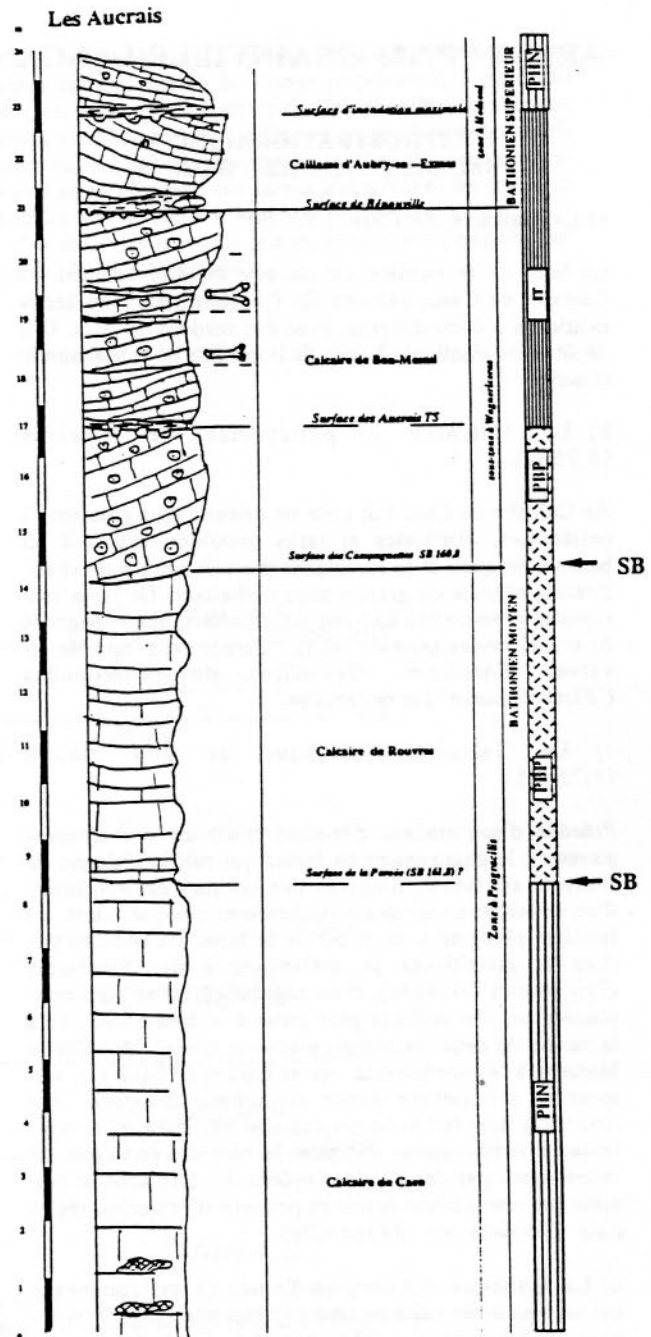


Fig. 15 Coupe et stratigraphie séquentielle de la carrière des Aucrais, Grainville-Langannette (Bathonien moyen et supérieur).

ARRET N° 3.3 : AUBRY-EN-EXMES, CARRIERE DE BON MESNIL

Cette carrière est ouverte dans les calcaires oolithiques sus-jacents aux calcaires bathoniens d'écueils (Chevillon, 1964; Fily, 1980).

La Formation du Calcaire de Bon Mesnil se subdivise en trois membres: un Membre inférieur à calcaire bioclastique d'écueil ou Membre de Villedieu, un Membre moyen oolithique, un Membre supérieur à oolithes et oncolithes. Elle repose sur le socle varisque ou sur le calcaire bioclastique fin de Baillleul, équivalent des Calcaires de Caen et d'Ecouché.

1/ LITHOSTRATIGRAPHIE (FIG.16)

Elle présente deux séries lithologiques distinctes :

a) Série inférieure oolithique, peu cimentée.

- Le premier banc (0,3 m) est constitué par un calcaire oolithique bien trié. Les oolithes sont petites, micritisées, certaines présentent une structure fibro-radiée, d'autres sont composées. Leurs lamines sont déformées antérieurement à la cimentation sparitique. Ce banc se termine par un diastème plan.

- Le deuxième banc (1,6 m) présente un calcaire oolithique meuble. Ses oolithes sont accompagnées de petits intraclastes fortement micritisés. Il s'achève par une surface durcie et perforée précédée de bioturbations (*Thalassinoides*, *Planolites*) en milieu meuble.

- Le niveau 3 (0,3-0,32 m) est un calcaire dur oolithique avec concentrations d'oolithes plus grossières. Sa base contient un pavage de débris coquilliers à convexité vers le haut. Ce niveau se termine par une surface durcie et perforée, irrégulière, encroûtée d'huîtres et de serpules.

- Le niveau 4 (2-2,1 m) offre la succession de trois bancs de calcaire oolithique peu cimenté, renfermant des concrétions de calcaires indurés, fins, lités et bioturbés, sous forme de lentilles irrégulières, tabulaires. Vers le sommet, ces concrétions se multiplient ainsi que les pistes-galeries (*Thalassinoides*).

- Le niveau 5 (3,2 à 3,7 m), oolithique, meuble, montre de grandes lentilles surbaissées de calcaires durs avec *Thalassinoides*. Il est constitué de fines oolithes avec pellétoïdes disséminés et contient de gros polypiers roulés (*Isastrea*). Ces lentilles, à sommet aplati et à base convexe atteignent 1 m de long. Cette assise s'achève par une surface durcie et perforée, avec des alvéoles d'érosion de 5 cm de diamètre.

b) Série supérieure oncolithique et oolithique.

- Niveau 6 (1,2 m) massif, composite. Il commence par un faciès oolithique contenant de rares oncolithes disséminées, surmonté d'un horizon d'oncolithes; l'ensemble est couronné par un calcaire à oncolithes de 2 à 4 mm de diamètre et à oolithes micritisées. La faune, toujours pauvre, comprend des fragments de Trigoniidés, de Pectinidés et de *Trichites*, des coraux rameux (*Stylina*) ou solitaires (*Chomatoseris orbulites*) et des colonies de vers (*Galeolaria*).

- Niveau 7 (0,15-0,5 m): banc de calcaire oolithique à petites oncolithes disséminées, terminé par un simple diastème plan.

- Niveau 8 (0,8-0,9 m) : calcaire oncolithique devenant essentiellement oolithique, terminé par une surface durcie bosselée.

- Niveau 9 (2 m) : calcaire oolithique peu cimenté, à stratifications obliques, renfermant des intraclastes de calcaire oncolithique ou oolithique roulés et perforés. Son sommet contient des oncolithes centimétriques dispersées dans la masse oolithique. Une surface d'érosion tronque oolithes et oncolithes au toit.

- Niveau 10 (2 m): calcaire oolithique à nombreux oncolithes pluricentimétriques, à nuclei variés : nérinées (*Ptygmatis (Bactroptyxis) bacillus*, *Eunerinea*), polypiers (*Chomatoseris*), Pectinidés.

2/ BIOSTRATIGRAPHIE

Le Calcaire de Bon Mesnil est limité au toit par la Caillasse d'Aubry-en-Exmes qui, par sa faune, est datée du début du Bathonien supérieur (zone à Hodsoni). L'absence de faune à ammonites caractéristiques ne permet pas sa datation précise: toutefois la découverte de formes de la sous-zone à *Wagnericeras* (comm. orale M. Rioult) dans les affleurements voisins, à la base des Calcaires de Bon Mesnil suggère la sous-zone à *Wagnericeras* pour le Calcaire de Bon Mesnil.

3/ SEDIMENTOLOGIE

Les teneurs en carbonates sont élevées (de l'ordre de 97%). Le Calcaire de Bon Mesnil enregistre le passage de calcaire grossier d'écueils à des calcaires oolithiques fins, puis oncolithiques et oolithiques, marquant ainsi une évolution vers des milieux progressivement plus confinés, à l'abri des écueils locaux en voie d'immersion. Cette baisse généralisée d'énergie hydrodynamique s'accompagne d'augmentations brusques de l'énergie instantanée, comme le prouvent les remaniements d'intraclastes usés à la base de certaines paraséquences de calcaire oncolithique.

Dans d'autres affleurements, s'observent de brèves passées de calcaire sublithographique au sein de la Série supérieure de Bon Mesnil. Ces observations impliquent un déplacement latéral de la barrière oolithique, entraînant du N vers le S la diminution de l'énergie des courants de marée et de la profondeur d'eau. Mais l'influence du large se fait sentir avec les remaniements signalés plus haut, marquant l'intervention des tempêtes dans ce domaine frontière.

Les cortèges de minéraux argileux reflètent ces conditions particulières de sédimentation : l'illite prédomine par rapport aux smectites, la kaolinite étant à l'état de traces, alors que, plus au large (Campagne de Caen), les smectites dominent. Dans le secteur de Trun, les perturbations liées aux écueils limitent les possibilités de décantation des smectites au profit des illites.

4/ ENVIRONNEMENTS

Le Calcaire de Bon Mesnil est l'équivalent lithostratigraphique latéral du Calcaire de Blainville plus bioclastique (Campagne de Caen) et du Calcaire de Valframbert sublithographique (Campagne de Sées, Alençon et Mamers). Le passage latéral est rapide vers les calcaires confinés, à faune appauvrie, indices d'émersion et paléosols en place. La région de Trun apparaît comme une zone charnière entre le domaine ouvert externe et le véritable *domaine interne confiné*, situé plus au S. La présence des écueils a pour effet de dévier la résultante régionale des paléocourants N60 [Fily, 1978], vers N à N20.

5/ STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

Les Membres moyen et supérieur du Calcaire de Bon Mesnil s'inscrivent dans un *prisme de bordure de plate-forme* s'étendant sur l'ensemble de la bordure N-armoricaine. Dans la Campagne de Trun, l'empilement des différentes paraséquences montre une évolution verticale des milieux de sédimentation vers une diminution de l'épaisseur de la tranche d'eau, dans un contexte d'écueils délimitant le domaine externe du domaine interne d'une rampe carbonatée. Cette tendance résulte d'un déplacement latéral des corps sédimentaires vers le large, ce qui, à l'échelle régionale, se traduit par un progradation généralisée en direction du Sillon marneux [Fily et al., 1979].

Le maximum de progradation est marqué dans la région de Caen par des dépôts intertidaux. Vers le S, une augmentation de l'aire de sédimentation est dévolue aux dépôts internes très peu profonds et confinés. Le Calcaire sublithographique de Valframbert avec ses sédiments intertidaux à supratidaux atteint le SE de la Campagne de Trun, au N de l'Eperon du Perche.

Cette progradation se traduit par une très nette zonation latérale des faciès pour l'ensemble de la rampe carbonatée. Ce cortège de dépôt s'achève avec la montée relative du niveau marin, se manifestant par le déplacement des faciès vers le continent (*backstepping*).

Le début de cette phase de rétrogradation ne semble pas avoir laissé de dépôts sur la bordure N-armoricaine, sauf dans le N de la Campagne de Caen où la diminution de l'épaisseur des dernières paraséquences du Calcaire de Blainville pourrait refléter le passage à l'*intervalle transgressif* par aggradation.

Dans la région de Trun, il n'existe pas de preuves d'un retour à des conditions de mer ouverte au sommet du Calcaire de Bon Mesnil.

L'*intervalle transgressif* se matérialise par le changement majeur de sédimentation observé dans la Caillasse d'Aubry-en-Exmes: arrivée des terrigènes, paraséquences et séquences élémentaires peu épaisses, dépôts nettement transgressifs sans véritable zonation latérale des faciès sur la plate-forme. La limite entre le *prisme de bordure de plate-forme* et l'*intervalle transgressif* coïncide avec la surface durcie et perforée qui termine le Calcaire de Bon Mesnil. C'est une surface majeure d'arrêt de sédimentation à l'échelle de l'W du Bassin parisien [Fily et al. 1979], suivie du N de Caen jusqu'au Saosnois.

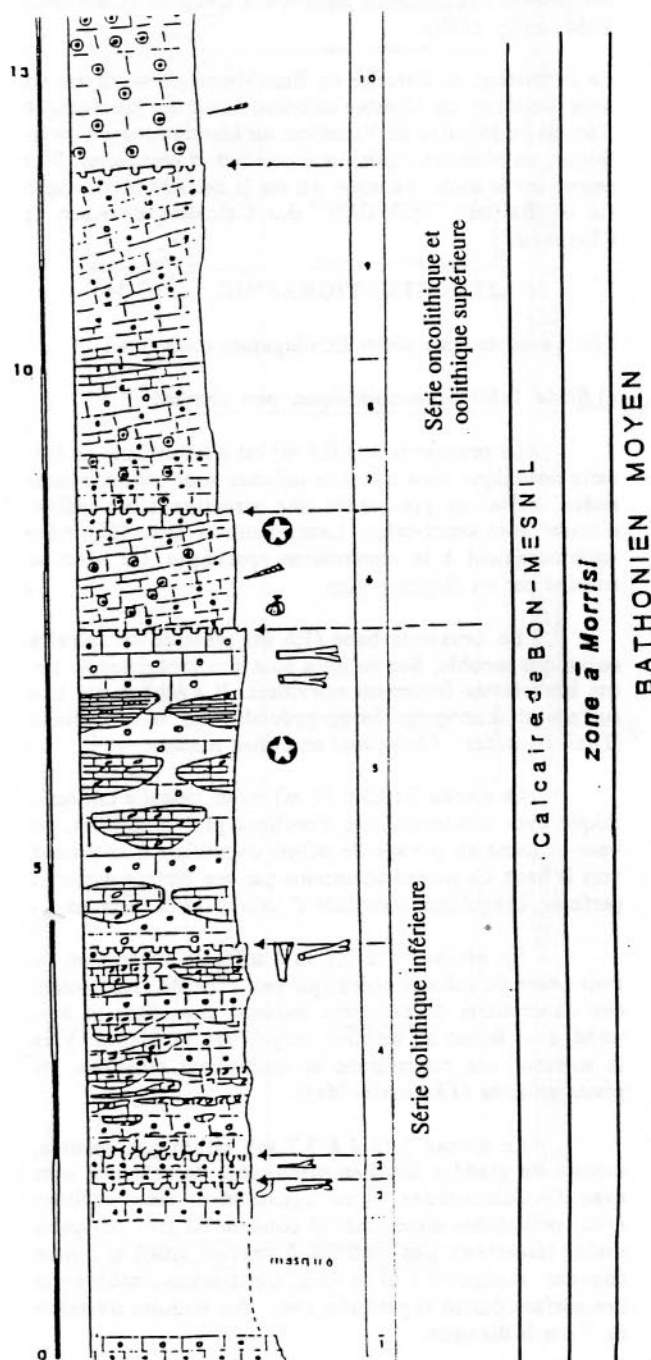


Fig. 16 Coupe de la carrière de Bon Mesnil, Aubry-en-Exmes (Bathonien moyen).

ARRET N° 3.4 : VILLEDIEU-LES-BAILLEUL, CARRIERE DE L'EGLISE

1/ LITHOSTRATIGRAPHIE ET BIOSTRATIGRAPHIE (FIG. 17)

Le socle varisque s'enneige au N sous la couverture bathonienne [Chevillon, 1964 ; Fily, 1980].

a) Le socle varisque appartient à l'unité synclinale de Montabard, représentée ici par le Grès armoricain (Arénigien) fortement redressé, à intercalations d'argilites ou de psammites. La stratification oblique à mamelons (HCS) montre des flute-casts et une bioturbation à *Cruziana* et *Skolithos*.

b) La discordance Infrabathonienne

La surface de la pénélaine post-varisque montre une pente de 5%, régulière en direction du NE, aplanie dans son ensemble, ce qui témoigne de l'importance de l'abrasion mécanique post-varisque. Des pointements quartzitiques métriques interrompent la régularité du dénivelé. Le socle armoricain est affecté d'un jeu de diaclases orthogonales dont les joints furent surcreusés lors de la transgression jurassique, le calcaire bathonien remplissant les anfractuosités.

c) Les calcaires bathoniens transgressifs

Trois niveaux sont rencontrés dans la couverture bathonienne de ces écueils paléozoïques:

- Lumachelles à gastéropodes et brachiopodes (0-0,15 m). Dans les dépressions de la surface d'abrasion se présente une biomicrudite. Ce niveau se caractérise par sa richesse faunique: bivalves (*Trichites nodosus*, *Praeonia rhomboïdalis*), brachiopodes (*E. maxillata*), gastéropodes (*Brachytrema*) et polypiers (*Isastrea*). Il s'achève par une surface durcie et perforée.

- Calcaire bioclastique grossier à polypiers (2 m). Ce niveau de biosparite renferme de rares galets de grès ordovicien, émoussés. La faune rappelle celle du niveau inférieur. Les gastéropodes deviennent rares et les coraux plus fréquents; ceux-ci sont roulés, perforés et encroûtés. Ce niveau est divisé par 3 surfaces durcies et perforées qui peuvent se télescoper en une seule. Il se termine par une quatrième surface perforée.

- Calcaires bioclastique fin. La faune comprend des coraux roulés et des *Trichites*. Des débris oolithisés annoncent les calcaires oolithiques de Bon Mesnil.

A l'échelle régionale, la faune est caractéristique du Bathonien moyen et latéralement ce Calcaire de Villedieu constitue un membre local, situé à la base du Calcaire de Bon Mesnil.

2/ SEDIMENTOLOGIE

Le Calcaire de Villedieu a des caractères propres aux faciès carbonatés d'écueils: bioclastes grossiers, associés à des organismes entiers de petite taille. Les galets de quartzite demeurent rares. Illite et kaolinite forment un cortège très particulier qui tranche par rapport à ceux des autres dépôts du Bathonien moyen par l'absence de smectite; aux approches des écueils, l'énergie hydrodynamique empêchait la décantation de ce minéral. La succession rapprochée des surfaces durcies et perforées et les polypiers

roulés et perforés soulignent les rapides changements de condition de sédimentation et d'érosion.

3/ ENVIRONNEMENTS

Par ses caractères sédimentologiques et fauniques, le Calcaire de Villedieu correspond à un dépôt d'écueils en voie d'immersion, dans un contexte de forte énergie hydrodynamique. La faune est adaptée à ces conditions particulières de vie: les bivalves montrent des espèces robustes (*Trichites nodosus*, *Stegoconcha ampla*, *Lophamarchii*); les brachiopodes (*Epithyris maxillata*), souvent jeunes, présentent à l'état adulte un crochet à foramen anormalement élargi, ce qui indique une solide fixation au substrat rocheux par un pédoncule épais; les gastéropodes petits, fragiles et peu usés se rencontrent dans les fentes de la surface post-varisque.

4/ STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

Le Calcaire de Villedieu doit être replacé dans le contexte de l'évolution séquentielle de la formation de Bon Mesnil. Dans cette partie basale du prisme de bordure de plate-forme, la progradation domine.

Les écueils freinent le transport latéral du sédiment. Le faible volume des apports terrigènes est lié à l'ennoyage de la source, c'est-à-dire la surface post-varisque. Pendant cette période de bas niveau relatif, les conditions climatiques et physiographiques de la côte armoricaine n'ont pas permis une décharge détritique substantielle.

En raison du faible espace disponible, une pulsation transgressive mineure se manifeste par l'immersion progressive des écueils. Ils sont recouverts par des séquences carbonatées spécifiques, chacune interrompue par des arrêts brefs de sédimentation.

VILLEDIEU-LES-BAILLEUL

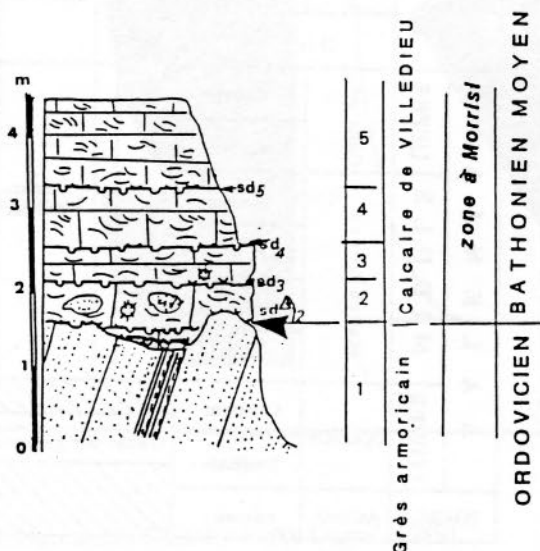
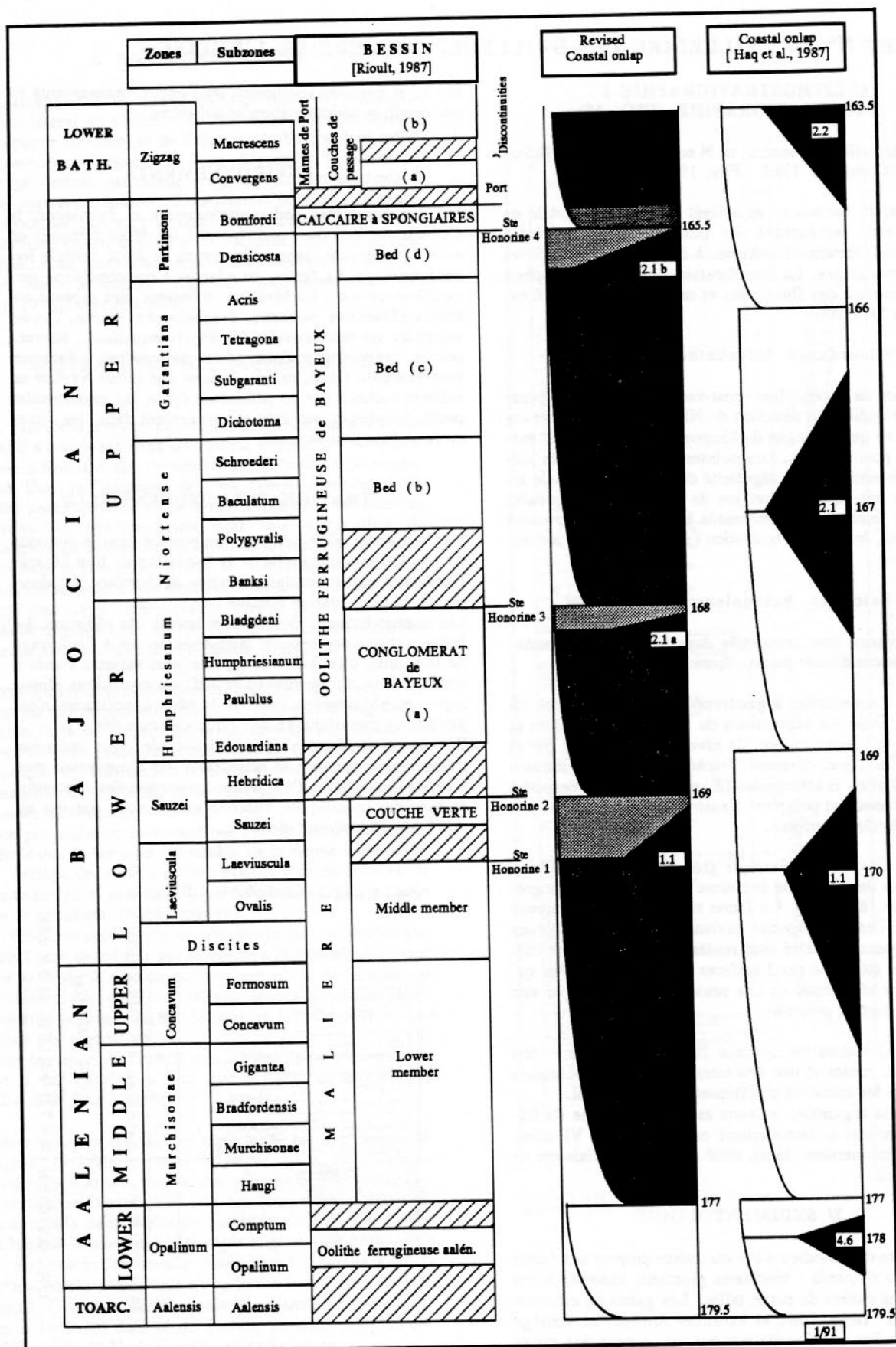
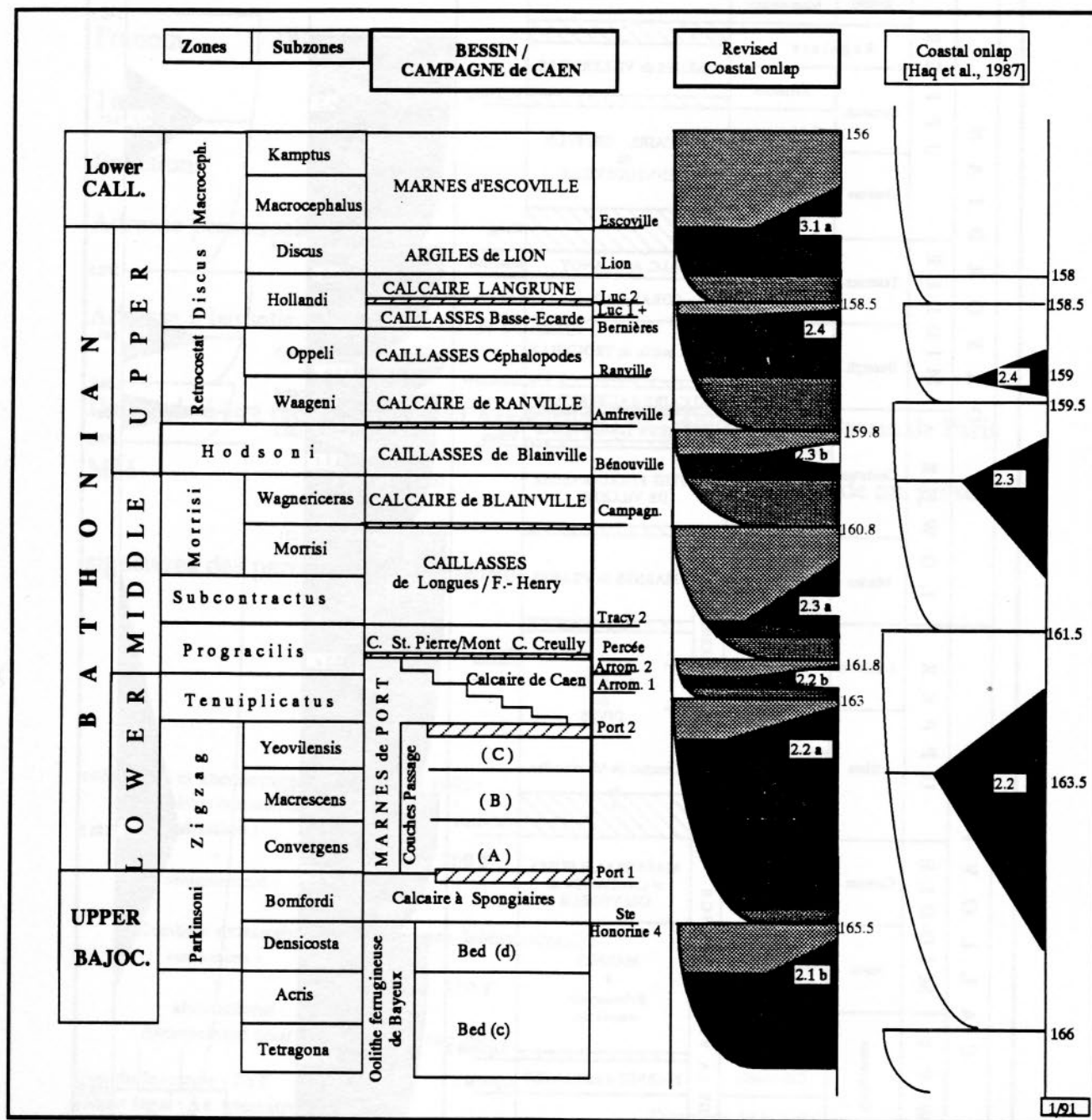


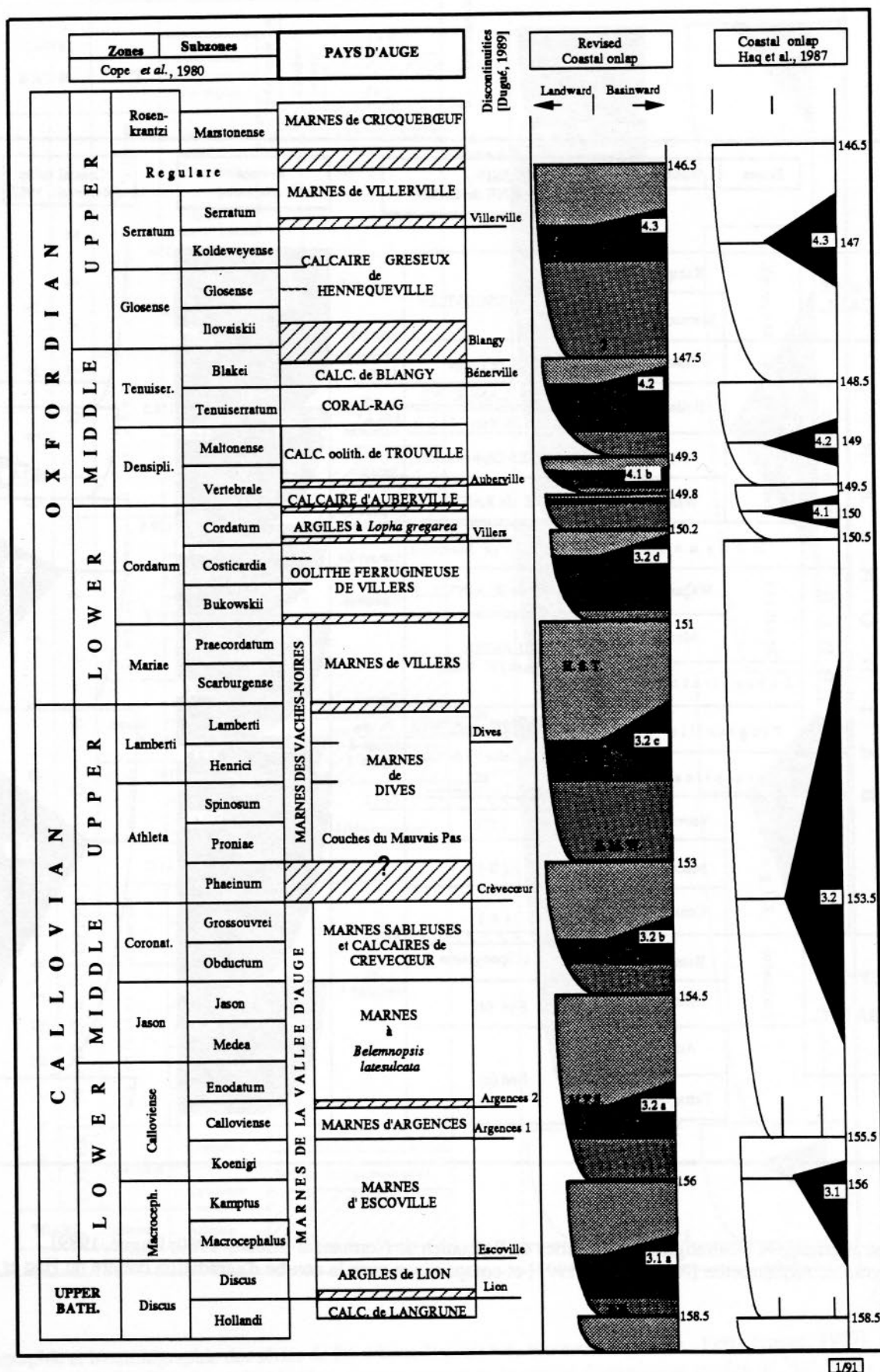
Fig. 17 Coupe de la carrière de Villedieu-les-Bailleul (Bathonien moyen).



Lithostratigraphie et biostratigraphie des séries de l'Aalénien-Bajocien de Normandie [Riout, 1980; Dugué, 1989]. Stratigraphie séquentielle [Riout et al., 1991] et comparaison avec la courbe d'agradation cotière de Haq et al. (1987).



Lithostratigraphie et biostratigraphie des séries du Bathonien de Normandie [Riout, 1980; Dugué, 1989].
Stratigraphie séquentielle [Riout et al., 1991] et comparaison avec la courbe d'agradation cotière de Haq et al., (1987).



Lithostratigraphie et biostratigraphie des séries du Callovo-Oxfordien de Normandie [Riout, 1980; Dugué, 1989]. Stratigraphie séquentielle [Riout et al., 1991] et comparaison avec la courbe d'agradation cotière de Haq et al., (1987).