



# Le Jurassique de Normandie : falaises du Bessin et du pays d'Auge

Samedi 22 octobre et Dimanche 23 octobre 2016

Olivier Dugué, Massinissa Benabdellouahed & Jean Gérard





# Le Jurassique de Normandie : falaises du Bessin et du pays d'Auge

Samedi 22 octobre et Dimanche 23 octobre 2016

Olivier Dugué (1), Massinissa Benabdellouahed (2)  
& Jean Gérard (3)

(1) Université de Caen Normandie  
Laboratoire de Morphodynamique continentale et côtière UMR 6143 CNRS (M2C)  
24 Rue des Tilleuls  
14000 Caen

(2) Technopôle Brest-Iroise-Plouzané  
UMR 6538 Laboratoire Domaines Océaniques European Institute for Marine Studies,  
Place Nicolas Copernic  
29280 Plouzané

(3) Repsol exploration  
Service Stratigraphie, Pétrologie et Diagenèse  
28045 Madrid (Espagne)  
nouvelle adresse : Consultant SED-Traces, Madrid

## AVANT-PROPOS

Tous les vingt ans, le Groupe Français d'Étude du Jurassique visite la Normandie (G.F.E.J.). Cette périodicité permet aux jeunes collègues de découvrir quelques coupes célèbres des terrains jurassiques du Bassin parisien, et de faire également le point sur les travaux publiés ou en cours dans la région.

L'organisation de la Réunion des Sciences de la Terre à Caen est l'occasion de proposer une nouvelle excursion sur les terrains jurassiques.

En deux jours, il n'est toutefois pas possible de visiter la totalité des coupes des carrières ou des falaises littorales d'autant que ces dernières ne peuvent être étudiées le plus souvent qu'à marée basse.

L'un des fils directeurs de toutes les excursions du G.F.E.J. en Normandie reste la discussion des modalités du contrôle de la sédimentation jurassique de plate forme, en bordure Est du Massif armoricain. L'excursion de 1975 dirigée par Michel Rioult et Guy Fily († 2009) a fourni le découpage biostratigraphique des coupes jurassique du Nord au Sud, celle de 1997 a proposé un découpage séquentiel des coupes dans les falaises littorales. Tout en reprenant et complétant les précédentes conclusions, cette excursion développe les récents travaux sur l'extension des terrains jurassiques, en baie de Seine, et illustre l'utilisation des communautés de traces fossiles, dans l'interprétation des environnements sédimentaires.

*L'examen de certaines coupes visitées peut s'avérer dangereux et les coupes géologiques sont protégées à divers titres ; la récolte de fossiles y est interdite. Enfin, celles, situées en front de mer, ne sont accessibles qu'à marée basse et nécessitent de connaître les heures de marées.*

O. Dugué  
Université de Caen-Normandie  
Département des Sciences de la Terre  
UMR 6143 CNRS M2C

# PRÉSENTATION GÉNÉRALE DE LA SÉRIE JURASSIQUE DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU BASSIN ANGLO- PARISIEN

## INTRODUCTION GÉNÉRALE

### Cadres géologique et géographique de la Normandie

La Normandie n'a pas d'unité géographique, car deux régions géologiques s'affrontent (Fig. 1). Sa partie occidentale appartient au Massif armoricain, avec des terrains précambriens à paléozoïques déformés par les orogènes icartien à varisque. Des intrusions volcaniques cambriennes et des plutons granitiques cadomo-varisques cratonisent ce bâti ancien. En revanche, sa partie orientale est formée des terrains subtabulaires jurassiques et crétacés du Bassin anglo-parisien.

Le contact du Massif armoricain et du Bassin anglo-parisien est une limite d'érosion. La couverture mésozoïque sur son substratum paléozoïque a été progressivement décapée par l'érosion au passage Jurassique/Crétacé, à la fin du Crétacé et surtout durant le Tertiaire et Quaternaire. De rares témoins de l'ancienne extension des terrains jurassiques et crétacés sont toutefois conservés sur la pénéplaine post-hercynienne, comme l'atteste encore la présence de Lias sur le granite d'Athis ou de Cénomaniens sur le Mont Pinçon.

Depuis la dernière glaciation quaternaire et l'abaissement du niveau de la Manche d'une centaine de mètres, l'encaissement des cours d'eau a fait apparaître les synclinaux paléozoïques sous la couverture du Bassin parisien, dans les vallées de l'Orne, de la Laize et du Laizon. De même, des sondages de reconnaissance pour la recherche du minerai de fer ordovicien ont permis de prolonger vers l'Est, les contours des synclinaux paléozoïques de May et d'Urville sous la couverture mésozoïque et de découvrir au Nord-Nord-Est, le synclinal de Ranville.

#### • *Pays et paysages*

Les paysages du Calvados sont directement en relation avec la nature du substratum. Vers l'Ouest, le **Bessin**, zone d'herbages et de cultures entre Bayeux et Caen, présente des sols argileux imperméables provenant des terrains du Permien, Trias supérieur, Lias et du Bathonien inférieur. Les **campagnes de Caen**, de Falaise, d'Argentan et d'Alençon, riches plaines de cultures céréalières butant vers le Sud contre le massif ancien de la forêt d'Ecouves, sont des plateaux calcaires des terrains du Bajocien et du Bathonien recouverts par une épaisse couverture limoneuse quaternaire. La vallée d'Auge, zone de marais et d'élevage, est un pays de transition formé par un alignement de hunes témoins d'argiles calloviennes détachées par la Dives de la cuesta jurassique et crétacée. En direction de la vallée de la Seine, le **pays d'Auge** est un pays bocager d'herbages et de vergers entre la Dives et la Touques, installé sur les collines à pentes argileuses et calcaires du Callovo-Oxfordien et couronnées par les plateaux boisés de la Craie à silex du Cénomaniens.



## Unité sédimentaire de la bordure Est-armoricaine

L'originalité de cette bordure du Bassin parisien s'explique en grande partie par un réajustement périodique des structures cadomiennes à hercyniennes héritées du Massif armoricain (Fig. 2). Durant tout le Jurassique, les caractères sédimentaires et fauniques propres à la bordure est-armoricaine s'expliquent par la présence de deux grandes structures tectoniques permanentes : l'**Éperon du Perche** et le **Sillon marneux périarmoricain**. Sur la bordure est-armoricaine, le comportement de ces deux structures pérennes rythme et contrôle la sédimentation et les échanges fauniques au cours du Jurassique ; le Sillon marneux périarmoricain à tendance négative et l'Éperon du Perche à tendance positive.

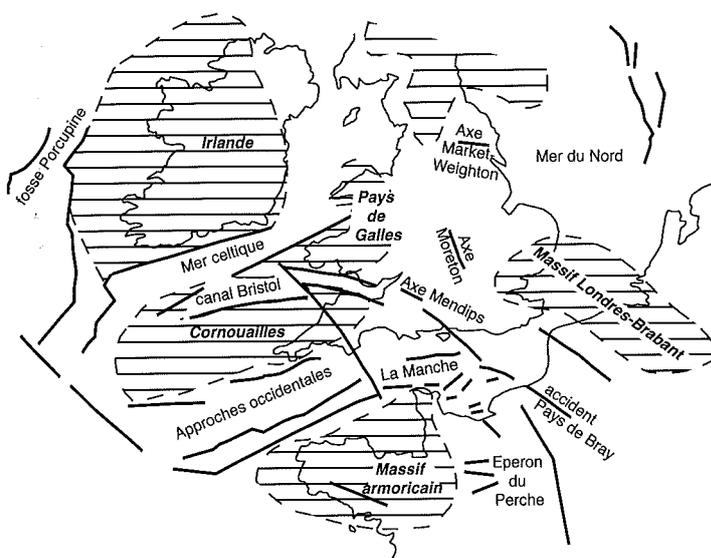


Figure 2. - Carte structurale simplifiée du NW de l'Europe (Maine, Normandie, Angleterre, Pays de Galles)

### • Éperon du Perche

L'Éperon du Perche (W-E) est aujourd'hui un relief d'une altitude moyenne de 250 m, localisé à cheval sur le Perche et le Bellémois et représentant aujourd'hui la ligne de séparation des réseaux hydrographiques entre la Manche (fleuve Orne) et la Loire (rivière Sarthe).

Apparu dès le Cambrien sur la bordure est-armoricaine et actif jusqu'au Cénozoïque (Dollfus, 1890 ; Bertrand, 1892 ; Dangeard, 1943 ; Rioult, 1968a et b ; Doré, 1969 ; Juignet, 1971...), cette structure est définie par un faisceau convergent d'accidents d'orientation varisque dans le prolongement du linéament N 70 Vitré-Mayenne et des granites cadomiens de la Mancellia. Au Nord, il est encadré par l'axe du Merlerault (Lecornu, 1888) et au Sud, par le prolongement des massifs paléozoïques des Coëvrons et de Perseigne ; il regroupe les failles du Merlerault, de Moulins-la-Marche, de Mortagne et de Mortain-Bellême.

Au Jurassique, cet éperon (Rioult *in* Doré *et al.*, 1977) forme un cap du Merlerault à Mamers séparant les domaines paléogéographiques normand au Nord et manceau au Sud. Barrière hydrodynamique entre eaux boréales et téthysiennes, il contrôle également les transits et répartitions sédimentaires ou fauniques.

Sa tendance épirogénique positive quasi permanente s'affirme surtout lors des changements de régime sédimentaire (Bathonien terminal, Oxfordien inférieur/moyen et Oxfordien moyen/supérieur) et s'estompe partiellement durant l'édification de plate-forme carbonatée. Les épisodes de paléosols (Bathonien : Fily, 1980 ; Oxfordien supérieur : Païenda, 1987), de décharges détritiques quartzeuses ou d'oolithes

ferrugineuses (Callovien : Dugué, 1989a) sont également plus fréquents à son voisinage, tandis que les paléoreliefs ne sont que tardivement recouverts, le dernier l'étant au Callovien moyen. De même, autour de l'Eperon du Perche, les teneurs en smectites callovo-oxfordiennes sont toujours plus importantes que celles de kaolinite (Dugué, 1989a et b, 1991).

• *Sillon marneux périarmoricaïn*

Le Sillon marneux périarmoricaïn est un héli-graben, subsident durant le Jurassique, qui isole partiellement le bloc armoricaïn du reste du Bassin anglo-parisien. Ce secteur périphérique se caractérise par des séries à la fois plus épaisses et enrichies en terrigènes. Au Nord, il correspond à l'écheveau d'accidents N 90 de la Manche centrale, de part et d'autre du 50° parallèle et dans la continuité de l'axe Arigny-Ouessant. Vers l'Est, ces failles se bifurquent ensuite en Baie de Seine et au large du pays de Caux, pour rejoindre la faille de Fécamp.

Au Sud, cette dernière se prolonge par les failles de Rambouillet et de Sennely, puis par le Sillon houiller (Colloque Lias, 1960 ; Autran, 1980). Cet accident majeur du socle, signalé par de fortes anomalies magnétiques et gravimétriques positives (Anomalie magnétique du Bassin parisien), limite à l'Ouest le Sillon marneux périarmoricaïn.

Cette discontinuité lithosphérique est interprétée comme la cicatrice westphalienne d'un ancien rift dévonien, le refroidissement de la croûte contrôlant ainsi la subsidence thermique dans ce secteur, au cours du Mésozoïque (Autran *et al.*, 1986). Cette longue gouttière structurale, ouverte sur l'Atlantique Nord à travers les Approches occidentales de la Manche, constituait ainsi un réservoir de fines qui sera utilisé lors des transgressions des plates-formes armoricaïne et cornubienne. Par exemple, à l'Oxfordien, elle guidera les transits de smectites d'origine occidentale, entre pays d'Auge et Dorset et canaliserà les montées eustatiques à la périphérie des massifs anciens.

### **Contrôle épigénétique de la sédimentation sur la bordure orientale du Massif armoricaïn**

• *Rejeu jurassique des grands accidents du Massif armoricaïn*

Le rejeu cénozoïque à actuel des structures anciennes sur cette bordure a été démontré (Suzzoni & Gélard, 1984 ; Suzzoni, 1985 ; Mary & Giordano, 1988). Les études structurales et sédimentaires laissent même supposer un rejeu dès le Crétacé. Mais le rejeu plus ancien d'âge jurassique reste encore délicat à mettre en évidence, faute d'affleurements en nombre suffisant, et surtout faute de trouver plusieurs générations bien conservées de tectoglyphes anciens.

Plusieurs arguments suggèrent pourtant le bien fondé d'une telle hypothèse. Dans le Bassin parisien, les synthèses pétrolières (forages et études géophysiques) (Héritier & Villemin, 1971) ont décelé une activité tectonique dès le Trias (faille de Sennely), comportant deux paroxysmes, l'un au Jurassique supérieur (ondulations anticlinales de Chailly-en-Bière, Chartrettes, Villemer, Coulommiers) et l'autre au Crétacé inférieur.

En mer de la Manche, la couverture post-hercynienne est plus déformée en Manche centrale qu'en baie de Seine ; les profils sismiques enregistrés au large du Cotentin attestent d'une déformation antérieure au Crétacé supérieur, en plus de celles du Cénozoïque (Larsonneur, 1971 ; Larsonneur *et al.*, 1975). Elles s'inscrivent entre l'Oxfordien-Kimméridgien et le Crétacé supérieur et semblent donc contemporaines des mouvements boulonnais purbecko-wealdiens (Pruvost, 1925), avec des plis-failles parallèles aux accidents du socle dans le Nord de la France. Toutefois, Larsonneur *et al.* (1975) ne rejettent pas l'hypothèse de mouvements synsédimentaires jurassiques pour certains de ces accidents.

Le long de la bordure sud-est-armoricaïne, Gélard *et al.* (1988) ont décrit une déformation intracallovienne, à l'Ouest du Mans. Dans la Campagne d'Alençon, Lebert (1984) a trouvé des plis jurassiques (Bajocien à Callovien) d'orientation varisque (N 50). Le Massif de Perseigne subirait donc un premier soulèvement dès la fin du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Son érosion aurait fourni ensuite de nombreux galets paléozoïques et mésozoïques à la glauconie de base de l'Albien supérieur-

Cénomannien basal. Dans la coupe littorale du pays d'Auge, Dugué & Riout (1987b) ont décrit des déformations synsédimentaires d'âge Oxfordien supérieur, qu'ils interprètent comme des séismes, à proximité de la limite nord-orientale du bloc armoricain.

En réalité, la cratonisation du Massif armoricain a procuré une certaine rigidité au bloc structural protéro-paléozoïque. Il se comporte comme s'il était partagé par l'axe de la Mancellia en deux compartiments tendant à basculer tout au long du Jurassique vers le NNW pour le versant normand et vers le SSW pour le versant mançais.

• Expressions des mouvements épirogéniques (Fig. 3)

- Décharges détritiques

La présence de galets paléozoïques remaniés dans les dépôts liasiques (Riout, 1957, 1968a, 1980d) et plus rarement dans ceux de certains niveaux du Bathonien (Riout, 1962a, b, c ; Fily, 1975b) ou de l'Oxfordien (Dugué, 1987, 1989a) témoigne de la proximité des affleurements émergés du Massif armoricain, de leur érosion directe ou du remaniement de la couverture sédimentaire post-hercynienne.

La permanence et la répétition des décharges détritiques au cours de la sédimentation terrigène jurassique illustrent également la fréquence des crises épirogéniques sur cette bordure est-armoricaine. Les épisodes sédimentaires de transition au passage terrigènes/carbonates ou inversement carbonates/terrigenes, sont l'expression de telles crises épirogéniques sur la bordure est-armoricaine (Dugué & Riout, 1988, 1989). Les décharges détritiques plus grossières et plus abondantes qu'auparavant, recouvrent alors très rapidement l'ensemble de la bordure. Chacune de ces crises est à l'origine de changements hydrodynamiques, sédimentaires et morphologiques qui se répercutent sur l'extension ou le transit de faunes.

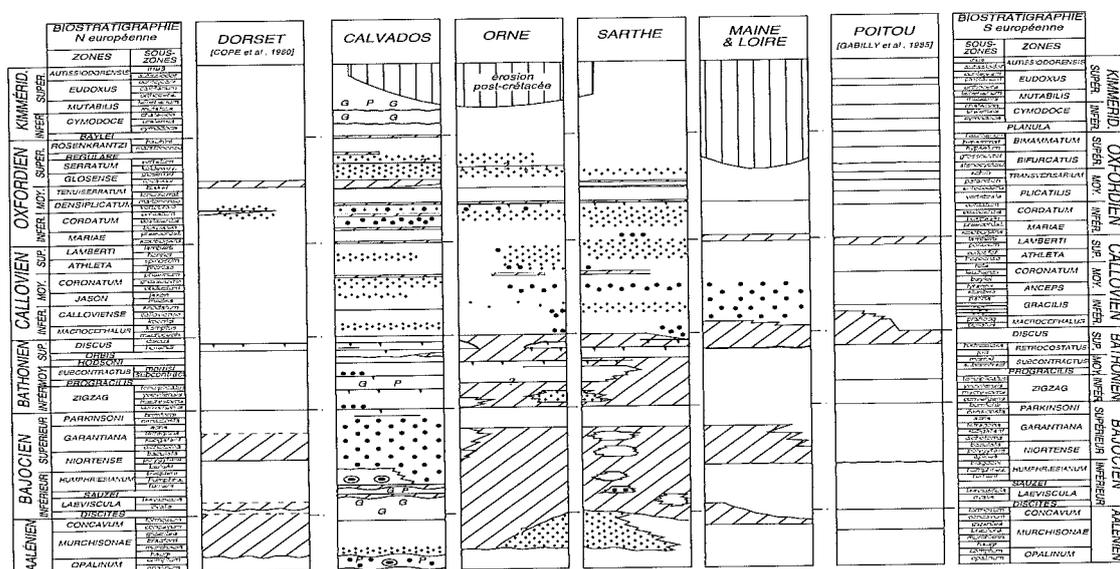


Figure 3. - Discontinuités majeures, lacunes biostratigraphiques, décharges détritiques (petits points) et authigenèses (P : phosphates, G : glauconie, • : oolithes ferrugineuses) dans les séries de l'Aalénien au Kimméridgien, le long de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien (Dugué *et al.*, 1998).

- Discontinuités

Les discontinuités sédimentaires témoignent d'interruptions temporaires ou d'arrêts de sédimentation. Leur expression physique à l'affleurement ou en forage est très variable et la lacune de temps qu'elles enregistrent, très difficile à apprécier. Mais, elles annoncent toujours des changements sédimentaires et

fauniques plus ou moins importants, selon leur extension géographique à l'échelle du bassin. Leur rôle dans la sédimentation jurassique normande a été depuis longtemps entrevu par Bigot (1940), puis utilisé comme marqueur isochrone de la sédimentation jurassique par Roullet & Fily (1975a et b), Dugué (1989a) et dernièrement Rioult *et al.* (1991) qui ont discuté le contrôle de la sédimentation en domaine de bordure de massifs anciens.

### Historique des études jurassiques

Dans la connaissance de la Stratigraphie du Bassin anglo-parisien, les falaises des côtes du Calvados ont joué un rôle très important. En raison du faible plongement des terrains jurassiques vers le centre du Bassin parisien (12 m pour 1000 m ; Bigot, 1942), la presque totalité de la série jurassique affleure soit dans des carrières soit sur la côte, et les séries affleurantes sont souvent très fossilifères. Malheureusement, aujourd'hui certaines formations sédimentaires n'affleurent plus, à la suite de la fermeture de carrières (séries liasiques du Bessin), de constructions littorales (séries du Bathonien terminal et du Callovien supérieur dans le pays d'Auge) ou de glissements côtiers (Oxfordien supérieur et Kimméridgien dans le pays d'Auge). D'autres formations, qui affleurent légèrement en retrait du rivage actuel, se trouvent rapidement envahies par la végétation (séries liasiques et bathoniennes des Campagnes de Caen et Falaise, couches récifales oxfordiennes du pays d'Auge).

Le Jurassique normand peut donner l'impression d'une profusion de noms de formation et de niveaux-repères, héritage de plus de 150 ans d'études géologiques, tantôt locales, tantôt régionales. Cela s'explique aussi par la position privilégiée de ces séries à proximité d'une bordure de massifs anciens et avec de multiples faciès latéraux. Mais, sitôt dépassés les quelques kilomètres de la façade littorale, les affleurements deviennent moins nombreux et plus ingrats. Disposer d'un tel inventaire scientifique et historique apparaît alors vite indispensable.

#### • Les pionniers de la stratigraphie jurassique normande

La stratigraphie jurassique normande a d'abord bénéficié des travaux et subdivisions lithostratigraphiques introduites par G. de Gerville (1814, 1817), M. Hérault (1832) et A. de Caumont (1828), elles-mêmes fruits d'une discussion avec les stratigraphes anglais contemporains (de la Bêche, Buckland...) qui ont visité les principaux affleurements et carrières de la Côte normande.

Plus tard, A. d'Orbigny (1849) a choisi bon nombre des localités de référence pour ses étages jurassiques sur la Côte normande, d'abord parce qu'il avait lui-même étudié ces coupes fossilifères avec les géologues normands de l'époque, mais aussi parce qu'il disposait dès cette époque d'un prédécoupage des séries normandes établi par les géologues locaux ou anglais, avec les collections paléontologiques s'y rapportant (Rioult & Fily, 1975a).

Mais l'essor de la stratigraphie régionale est à mettre à l'actif d'une dynastie géologique débutant avec J-A. Eudes-Deslongchamps (1838a et b), chirurgien, zoologiste et paléontologiste célèbre pour sa découverte d'un crocodile marin fossile dans le Calcaire de Caen (*Teleosaurus cadomensis*). Puis, son fils Eugène, élève d'Hébert, s'intéresse tout à la fois à la paléontologie et à la stratigraphie du Jurassique. Enfin, le gendre de ce dernier, A. Bigot (1892 à 1940), poursuit l'œuvre entreprise, Il est l'infatigable géologue de terrain de la Normandie, du socle et de sa couverture. Tout en participant au lever de plus de 15 cartes géologiques à 1/80 000 en 50 ans, ses notes et ouvrages demeurent encore aujourd'hui une source inépuisable de renseignements précis. Ses synthèses sont remarquables par les idées novatrices qu'il y développe.

L'essentiel du découpage des terrains jurassiques est terminé à son époque. Il bénéficie, tout à la fois des travaux de nombreux correspondants locaux étudiant le moindre nouvel affleurement avec récolte de fossiles et des publications de ses collaborateurs ou de ses confrères stratigraphes anglais (Arkell, 1930, 1939) qui développent alors une échelle biostratigraphique précise avec les ammonites (Arkell, 1933).

• *Les héritiers*

Après la destruction des collections régionales sous les bombardements alliés, c'est sous l'impulsion de L. Dangeard, successeur d'A. Bigot dans la chaire de géologie à l'université de Caen, que la géologie régionale normande s'oriente vers une comparaison avec les phénomènes de sédimentation actuelle (Dangeard, 1930 à 1951).

L'accent est mis sur les reconstitutions paléogéographiques, les transits sédimentaires et fauniques. La révision contemporaine du Jurassique normand est l'œuvre de M. Rioult. À la minutie des descriptions lithologiques et fauniques pour les affleurements liasiques publiés dans sa première thèse (1968a), fait place dans une seconde thèse (1968b), une synthèse paléogéographique de tout le Jurassique, discutant les interactions entre sédimentation, faune et tectonique. La période 70-80 sera aussi le redémarrage des synthèses paléogéographiques du Jurassique normand, représentant la somme des informations litho- et biostratigraphiques amassées dans les collections et les revues. C'est sous son impulsion que les terrains bathoniens seront revisités par Fily (1974, 1975a et b, 1978, 1980, 1989a, b) et ceux du Callovo-Oxfordien par Dugué (1989a, 1990, 1991, 1995).

## I. - EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA BORDURE EST-ARMORICAINE AU JURASSIQUE

La stratigraphie et la paléogéographie des terrains jurassiques de la bordure Est-armoricaine ont été décrites à de nombreuses reprises. Les coupes détaillées s'y rapportant (Rioult & Fily, 1975a, b, 1980 ; Rioult, 1980 a, b, c, d ; Dugué, 1989a ; Rioult *et al.*, 1991, 1992 ; Dugué *et al.* 1998, 2005) ont fait l'objet de plusieurs livrets-guides dans lesquels l'historique complet des travaux a été détaillé. Les zonations d'ammonites employées sont celles proposées par M. Rioult (1980 c), bien que certaines aient pu être récemment modifiées (Cariou & Hantzpergue, 1997).

Après le paroxysme de l'orogénèse varisque, les reliefs émergés du Massif armoricain sont livrés, dès la fin du Carbonifère, à l'érosion. Après une longue période d'aridité (Permien à Trias moyen), le retour d'une saison humide au Trias supérieur (Norien) entraîne une reprise de la sédimentation continentale. Par érosion différentielle, la pénéplaine post-varisque subit une inversion de ses reliefs avec paléocreux sur les anticlinaux de schistes briovériens, paléocrêtes en quartzites et grès du Paléozoïque inférieur sur les synclinaux varisques.

Le réseau de drainage triasique est en partie comblé par les produits détritiques d'érosion (galets, sables et argiles) (Dangeard & Rioult, 1959).

À partir de l'Hettangien inférieur, la transgression liasique issue du Proto-Atlantique va envahir la bordure normande, d'abord, par ingression du réseau de drainage triasique jusqu'à la fin du Sinémurien, puis par débordement progressif du Bassin parisien sur la bordure orientale du bloc armoricain, du Carixien au Toarcien (Rioult, 1968a, b, 1980 c) (Fig. 4).

### 1.1.- L'amorce de la transgression jurassique : l'ingression du réseau de drainage fini-triasique (Hettangien)

Le bassin du Cotentin est une dépendance des bassins anglais, mais sans communication encore avec le reste du futur Bassin parisien. Par conséquent, les affleurements hettangiens sont cantonnés au Cotentin, Bessin occidental et fonds de la Manche centrale (Rioult, 1968a). Les dépôts hettangiens se biseautent rapidement du Cotentin (40 m), à l'Ouest du Bessin (10 m) puis deviennent inférieurs au mètre, vers l'Est (Fily *et al.*, 1989). Cette première lèche marine jurassique est directement liée à l'invasion du réseau de drainage reliant la dépression triasique Falaise-Carentan aux cuvettes subsidentes des fonds 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 s'étendra vers le Sud et vers l'Est, au Sinémurien (Rioult, 1968a). Le reste de la marge orientale armoricaine est émergé, soumis à une altération continentale sous un climat chaud à humide, à saisons contrastées.

Au passage Trias supérieur-Hettangien, les dépôts fluviatiles, lagunaires, puis marins, indiquent une transition graduée. À la base de l'Hettangien, les Argiles et calcaires d'Huberville (7 à 20 m) avec des faciès inter- à supratidaux (calcaire gréseux ou argileux à bivalves et oursins, argiles vertes à noires, calcaires magnésiens à débris végétaux, évaporites) passent au Calcaire de Valognes (10 à 15 m ; Hettangien inférieur, zone à *Planorbis*) à faciès de mer ouverte (calcarénites gréseuses à stratification oblique soulignée par des lits de graviers, passées oolithiques et polypiers coloniaux) (Riout & Gautsch, 1967 ; Riout, 1968a). Les premiers Céphalopodes le datent de la sous-zone à *Caloceras johnstoni* (zone à *Psiloceras planorbis*).

Le sommet de cette formation est tronqué par la *Surface d'Osmanville*, surface d'érosion majeure anté-sinémurienne, associée à une lacune de durée variable. Elle témoigne d'une déformation régionale affectant toute la bordure anglo-normande, entre l'Hettangien inférieur et le Sinémurien basal, substituant le régime terrigène marno-calcaire sinémurien au régime carbonaté hettangien. Cette discontinuité est contemporaine d'une élévation du niveau marin, amplifiée par un basculement régional.

## 1.2. - L'amplification de la transgression liasique : les deux étapes de la transgression sinémurienne (Sinémurien s. s. ; Lotharingien)

Dans le Cotentin, autant les calcaires hettangiens apparaissent variés et souvent chargés en matériaux terrigènes grossiers, autant les alternances argiles-calcaires sinémuriennes contrastent par leur monotonie et leur finesse de grain.

Sur l'ensemble du Cotentin et du Bessin, le Calcaire à Gryphées (80 à 100 m ; Sinémurien inférieur) s'étend sous la forme d'alternances marnes-calcaires argileux décimétriques, organisées en séquences stratocroissantes métriques et terminées par une surface bioturbée (*Diplocraterion*) ou un niveau lumachellique (Riout, 1968a). Leur faune est dominée par les Bivalves (huîtres : *Gryphaea*, limidés : *Plagiostoma* ; fousseurs : *Pleuromya*, *Mactromya*), associés à des Échinodermes 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 (Callomon & Cope, 1995). Dans ces deux régions, les influences nordiques prédominent.

La transgression sinémurienne s'avance en deux étapes sur la bordure (Riout, 1968a ; Dugué *et al.*, 1998).

Au cours d'une première étape, (Sinémurien inférieur, base de la sous-zone à *Coroniceras rotiforme*), la transgression sinémurienne envahit les zones les plus basses de la pénéplaine hercynienne. Elle s'avance vers le Sud et vers l'Est, ainsi qu'à l'aplomb de la Baie de Seine.

L'accumulation sédimentaire du Calcaire à Gryphées, maximale dans le bassin de Sainte-Mère-Église (100 m), se biseaute en direction du Bessin occidental (40 m à 10 m). Au Nord de Sainte-Mère-Église, un haut-fond se différencie, avec des dépôts condensés à oolithes ferrugineuses (Emondeville) ou nodules phosphatés et glauconie (Houlbec). À la fin du Sinémurien inférieur (zone à *Microderoceras birchi*), les fonds calmes et abrités de l'action des houles, jusqu'alors ouverts aux apports du large, tendent temporairement au confinement.

La seconde étape (Sinémurien supérieur : Lotharingien) correspond à l'arrivée des eaux marines au pied des premiers écueils paléozoïques au SW de Caen, avec des faciès marneux (0,5-2 m) se chargeant en sables, graviers, galets triasiques et grains et ooïdes ferrugineux, autour des îlots émergés (Riout, 1980 c). Le voisinage des écueils modifie les conditions hydrodynamiques. Au contraire, dans le Bessin, loin des écueils, le faciès demeure argileux et pyriteux à la base (zone à *Oxynoticeras oxynotum*).

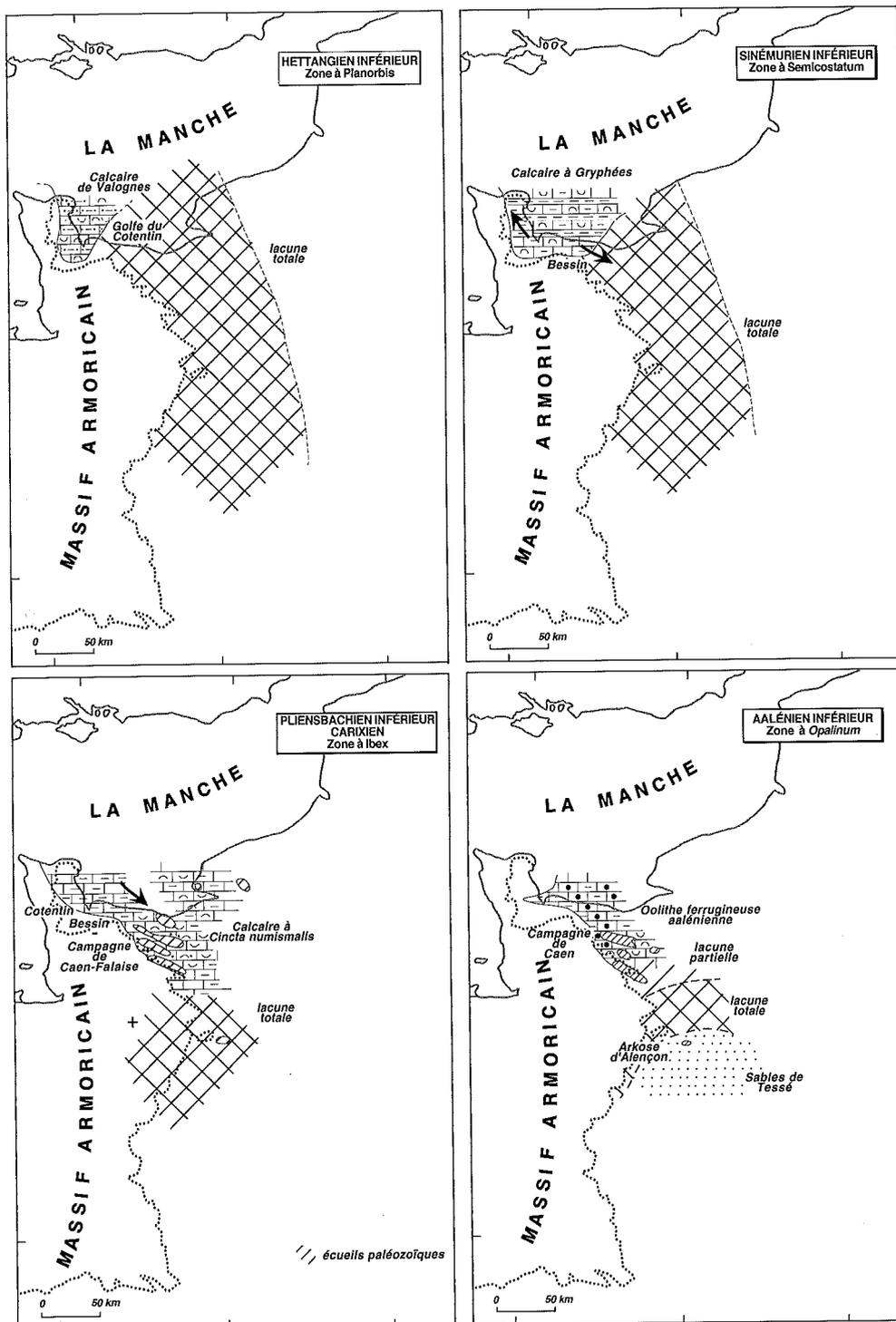


Figure 4. - Évolution paléogéographique de la bordure Est-armoricaine entre l'Hettangien inférieur et l'Aalénien inférieur (d'après Rioult, 1968 a, 1980).

Des dépôts lotharingiens sont également connus sur le plancher de la Manche occidentale (Sud d'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).

### 1. 3. - La transgression liasique généralisée (Pliensbachien à Toarcien)

Les eaux marines du Bassin parisien étaient jusqu'à présent endiguées par la bordure orientale du bloc armoricain représenté par le relais de failles de Seine-Sennely. Lorsqu'elles la débordent largement au début du Pliensbachien (Carixien basal), le Golfe du Cotentin s'estompe rapidement et une plate-forme carbonatée s'établit (Fig. 4).

De part et d'autre de l'Éperon 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 mançais. Le trait de côte est très irrégulier et les reliefs résiduels de la péninsule post-varisque en caps et baies, deviennent îles et écueils au fur et à mesure de l'avancée de la transgression.

La limite Carixien-Domérien marque le paroxysme de cette transgression pliensbachienne (zone à *Oistoceras figulinum*/zone à *Amaltheus stokesi*). Une première zonation paléogéographique de la bordure s'organise de part et d'autre de l'Éperon du Perche (Rioult, 1968a, 1980 c) :

- sur la partie externe de la plate-forme armoricaine (Cotentin, Bessin, Baie de Seine), les dépôts biocritiques carixiens des Calcaires à bélemnites (= Calcaire à *Cincta numismalis*) prolongent les faciès de mer ouverte des Calcaires à gryphées sinémuriens. En domaine interne, au voisinage des écueils paléozoïques (Campagnes de Caen et Falaise), les faciès calcaires bioclastiques, gréseux ou conglomératiques, s'enrichissent en passées lumachelliques et crinoïdiques, poches à Gastropodes et Brachiopodes sur les écueils eux-mêmes (Rioult, 1957, 1968 a ; Dugué *et al.*, 1998 ; Chirat & Rioult, 1998).

- dans la partie amont de la dépression triasique de Falaise-Carentan, les marnes et calcaires passent à des sables et grès à débris coquilliers et végétaux (Grès de Sainte-Opportune), qui, dépassant les crêtes du Massif de Falaise, recouvrent le Granite d'Athis, la dépression d'Ecouché et les contreforts du Massif d'Écouves (Rioult, 1968a ; Gigot *et al.*, 1999).

- autour de l'îlot de Perseigne (Alençon à Mamers), le Calcaire du Moulin de Jupilles représente un témoin littoral isolé du Bassin parisien des Calcaires à *Lithotis* mésogéens, connus au Portugal, au Maroc et dans les Alpes vénitiennes.

Au Sud de l'Éperon du Perche, dans le golfe sarthois, l'organisation des dépôts est inverse ; argiles noires ligniteuses, sables et calcaires gréseux, conglomérats se retrouvent de Beaumont-sur-Sarthe à Sablé, avec des faciès plus bioclastiques et calcaires autour des écueils paléozoïques (de Chassillé à Précigné), sur la partie proximale de la plate-forme interne. Sur la partie distale de la plate-forme interne, aux confins du Maine et de l'Anjou (entre Précigné et Durtal), se déposent des calcaires oolites et bioclastiques à stratifications obliques.

Au Domérien inférieur, la subsidence, importante dans toute la partie occidentale de la bordure Est-armoricaine, s'amortit très vite. Du Cotentin au Bessin, les Marnes à bélemnites passent de 8 m à 1 m d'épaisseur (contre 95 m dans le Dorset).

Une déformation régionale est enregistrée à la limite Domérien inférieur/Domérien supérieur. Dans le Bessin, une discontinuité (Surface de Tilly) avec lacune du sommet de la zone à *Amaltheus margaritatus* érode ces dépôts (Rioult & Fily, 1975 a, b). Au-dessus de cette discontinuité, les premiers dépôts du Domérien supérieur renferment soit des galets et fossiles phosphatés (Conglomérat de Tilly) dans le Bessin, soit des silts quartzueux et oolithes ferrugineuses (campagne de Caen).

Entre et sur les écueils de la campagne de Caen et de Falaise, la sédimentation devient plus calcaire que dans le Bessin : le "Banc de Roc" est un calcaire coquillier constituant un niveau régional repère retrouvé dans les forages du Bassin parisien et sur les fonds de la Manche (Larsonneur & Rioult, 1969). Dans le golfe sarthois, les calcaires gréseux domériens renferment des accidents siliceux à débris végétaux.

La sédimentation carbonatée, condensée et homogène, prédomine sur le 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 différenciation des faciès pliënsbachiens sur la bordure Est-armoricaine semble liée à deux facteurs :

- i) la morphologie des fonds avec la présence d'écueils ;
- ii) les arrivées épisodiques d'eaux et de faunes chaudes, dans des eaux à faunes nordiques prédominantes.

Au Toarcien, une transgression recouvre à nouveau l'ensemble de la bordure occidentale (Fig. 4). Après une élévation rapide du niveau marin (Argiles à Poissons, Toarcien inférieur) qui fait disparaître les faunes benthiques domériennes (Bivalves, Gastropodes, Échinodermes, Scéractiniaires et Bryozoaires), puis (Toarcien moyen-supérieur), les conditions de milieu tendent à s'homogénéiser. La récurrence des phénomènes d'érosion, remaniement et lacune trahit pourtant une instabilité des conditions de dépôt, en particulier sur les écueils.

Dans les secteurs normand et mancheau, la sédimentation reste condensée (10 m). Les premiers bancs sont minces et discontinus (zone à *Dactylioceras semicelatum*). Localement, un horizon argileux et silteux à Brachiopodes et Crinoïdes (Couche à *Koninckella*) intercalée entre la surface ravinée du « Banc de Roc » et les Argiles à Poissons sus-jacentes, indique les premiers niveaux transgressifs (zone à *Tenuicostatum*) constituant un bon niveau-repère à faunes téthysiennes sur la bordure armoricaine, entre le Portugal et le Somerset.

Les Argiles à Poissons (zone à *Serpentinus*), peu fossilifères et peu épaisses (0-4 m), sont reconnues du Cotentin à la campagne de Caen, ainsi qu'au Sud du Maine, sous un faciès d'argilites plus ou moins bitumineuses, rappelant les Schistes-carton toarciens (Rioult, 1968a, 1980 c ; Dugué *et al.*, 1998). Elles passent au sommet à des nodules calcaires à débris de Céphalopodes, poissons et reptiles (sous-zone à *Harpoceratoides strangewaysi*). Les conditions anoxiques régnant temporairement sur ces fonds marins calmes deviennent létales pour les faunes benthiques sédentaires et sessiles. Ces niveaux se terminent par un banc calcaire argileux intensément bioturbé (0,05-0,08 m).

Avec le dépôt des Calcaires à Ammonites (Dangeard, 1951) (sous-zone à *Harpoceras falciferum* à sous-zone à *Pleydellia aalensis*), reviennent les conditions de bonne oxygénation et de sédimentation carbonatée de mer ouverte, avec des alternances décimétriques de marnes et calcaires riches en Céphalopodes et plancton. Ces faciès sont caractérisés par des ooïdes ferrugineux, des stromatolithes, des moules internes phosphatés d'Ammonites portant des traces de corrosion, d'encroûtements biologiques ou de remaniements. Des surfaces d'érosion recourent les zones à *Hildoceras bifrons*, à *Haugia variabilis*, à *Grammoceras thouarsense* et à *Hammatoceras insigne*. Cette dernière est souvent totalement érodée.

Au sommet du Toarcien, les Marnes à Ammonites (zone à *Dumortieria pseudoradiosa* et zone à *Pleydellia aalensis*) sont des faciès de plate-forme externe, traduisant un approfondissement des fonds armoricains, largement ouverts sur le large, loin des influences continentales et favorables à la phosphatisation des ammonites. À la fin du Toarcien, les moules internes d'Ammonites et les 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 (Rioult *et al.*, 1991).

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

En résumé, les pulsations de la transgression liasique sur la bordure occidentale sont scandées par trois discontinuités importantes (Rioult & Fily, 1975 b) :

- 1/ discontinuité anté-Sinemurien inférieur (Surface d'Osmanville) ;
- 2/ discontinuité intra-domérienne ;
- 3/ discontinuité à la limite Domérien-Toarcien inférieur.

Chacune s'accompagne d'une lacune biostratigraphique variable et d'une reprise de subsidence avec élévation du niveau marin. Elles sont également liées à des déformations régionales, avec fracturation et localement minéralisations (Rioult, 1985). La première, régionale, présente des caractères plutôt Nord-atlantiques (rejeu des failles des 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 (Rioult, 1980 c).

#### 1.4. - Le nivellement préalable de la bordure (Aalénien-Bajocien inférieur)

La future plate-forme carbonatée bathonienne se construit progressivement sur la bordure armoricaine du Bassin parisien en trois étapes (Fig. 5). À la suite d'une déformation régionale importante au passage Bathonien moyen/supérieur, cette plate-forme se dégradera ensuite graduellement, avant d'être ensevelie sous les terrigènes (fin du Bathonien à Oxfordien inférieur inclus) de la transgression "callovienne".

Du Cotentin à la campagne de Caen, le sommet érodé des Marnes à Ammonites (Toarcien supérieur) est recouvert par un dépôt condensé ferrugineux ou Oolithe ferrugineuse à *Leioceras opalinum* (0,5-1 m), encadré par deux lacunes biostratigraphiques d'une sous-zone chacune.

La Malière (6 à 9 m) qui lui fait suite est 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 murchisonae* ; Aalénien moyen), localement ravinés au sommet (Rioult, 1964, 1980). 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. Ce faciès se poursuit dans le Bajocien inférieur, mais s'enrichit en nodules de silex, contenant divers terriers (*Chondrites*, *Zoophycos*) dans les cordons supérieurs (Zone à *Hyperlioceras discites* à celle à *Witchellia laeviuscula*). Cette évolution reflète un approfondissement des milieux de sédimentation depuis la base de l'Oolithe ferrugineuse aalénienne.

Le sommet de la Malière, irrégulièrement érodé, perforé et glauconitisé, définit la *Surface de Sainte-Honorine 1* (Rioult *et al.*, 1991). La Couche verte (0 à 0,3 m), conglomérat intraformationnel, comble et nivelle les anfractuosités de cette surface d'érosion. Les fossiles et galets de la Malière y sont remaniés, phosphatisés, perforés, recouverts d'un enduit glauconieux et mélangés aux fossiles propres de la Couche verte (zone à *Otoites sauzei*). Une deuxième surface d'érosion (*Surface de Sainte-Honorine 2*) recoupe à la fois les crêtes du Membre moyen de la Malière et le remplissage conglomératique de la Couche verte qui comble les dépressions (Rioult, 1980 c).

Ces dépôts de l'Aalénien et du Bajocien inférieur se biseautent contre les écueils paléozoïques du Massif de Falaise.

Les reliefs de l'Éperon du Perche jouent un rôle dans la distribution des sédiments ; son versant Sud (de Mortagne à Alençon) est plus estompé que son versant Nord (campagnes d'Argentan à Caen), par un rejeu d'accidents du socle. Érosion et sédimentation après déformation ont contribué au nivellement préalable préparant la plate-forme carbonatée bajo-bathonienne.

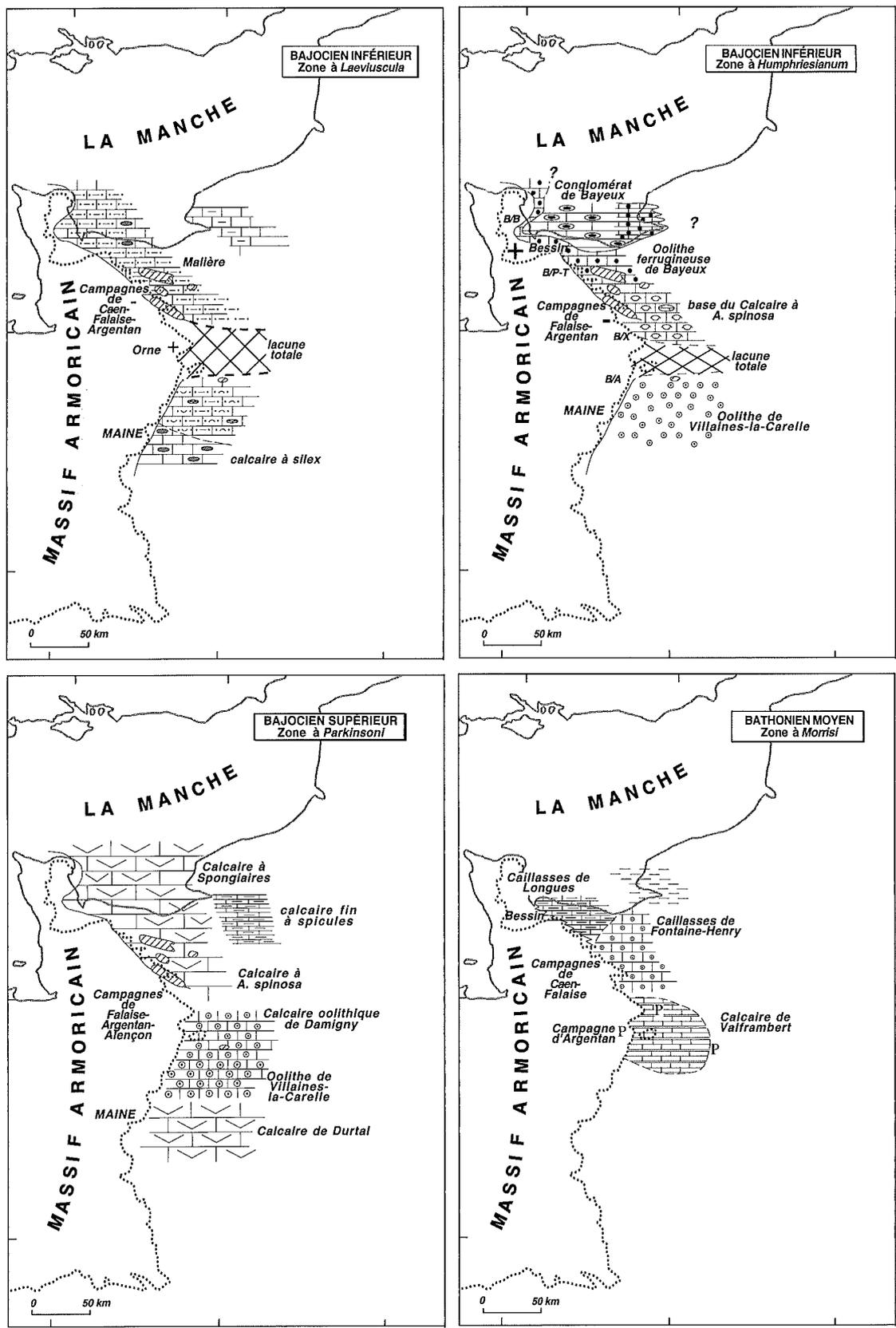


Figure 5. - Évolution paléogéographique de la bordure Est-armoricaine entre le Bajocien inférieur et le Bathonien moyen (d'après Rioult, 1968a, 1980).

### 1.5. - L'ébauche bajocienne de la plate-forme carbonatée (Bajocien supérieur) : nouveaux dépôts transgressifs

Du Cotentin au Pays de Caux et du Bessin au Maine, un changement de sédimentation marque la limite Bajocien inférieur/supérieur. À l'échelle de la bordure Est-armoricaine, le régime sédimentaire est aussi modifié, précédant une accélération de la vitesse de dépôt.

En Normandie (Fig. 5), au-dessus de la surface d'érosion de *Sainte-Honorine 2* nivelant Malière et Couche Verte, se dépose l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux (0,05 à 0,5 m) (Munier-Chalmas, 1892 ; Brasil, 1895 ; Rioult, 1964, 1968 b, 1971, 1980 a ; Fily *et al.*, 1989 ; Maurizot *et al.*, 2000). Au Nord, elle débute par le Conglomérat de Bayeux (zone à *Stephanoceras humphriesianum*) constitué d'oncolithes limonitiques à nuclei de Malière ou de Couche Verte et se termine dans le Bessin, par un niveau stromatolithique. Ce niveau passe vers le Sud à un calcaire silteux à petites oolithes ferrugineuses, puis à un calcaire micritique au Sud de Caen (Dugué *et al.*, 1998). Il est recouvert par des dépôts de calcaires argileux fossilifères à oolithes ferrugineuses (0,2-0,3 m en moyenne), avec condensation des zones à *Strenoceras niortense* et à *Garantiana garantiana* et la base de la zone à *Parkinsonia parkinsoni* dans le Bessin, mais s'épaississant sur les écueils de May-sur-Orne et de Feuguerolles (Rioult, 1980 c ; Gauthier *et al.*, 1995, 1996).

Un arrêt de sédimentation (*Surface de Sainte-Honorine 4*) sépare l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux du Calcaire à Spongiaires (Bessin : 9 à 20 m), à bancs massifs à noduleux et faune composée de Silicisponges, Oursins, Mollusques et Brachiopodes. Ce calcaire reste homogène du Cotentin à la baie de Seine et la campagne de Caen. Sa puissance diminue du Nord au Sud et ne dépasse pas 2 m sur les écueils de May. Le toit du Calcaire à spongiaires est érodé, bioturbé et encroûté par la *Surface de Port-en-Bessin 1* qui termine les dépôts bajociens.

Dans les campagnes de Falaise et d'Argentan, l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux et le Calcaire à Spongiaires passent latéralement au Calcaire à *Acanthothiris spinosa* (zone à *P. parkinsoni*) ou Calcaire de Fresné-la-Mère (Gigot *et al.*, 1999), 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.

### 1.6. - L'édification de la plate-forme carbonatée (Bathonien inférieur-moyen)

Les dépôts de la plate-forme armoricaine du Bathonien inférieur/moyen (Fily, 1975 b ; Fily *et al.*, 1979 ; Fily & Rioult, 1980 ; Rioult *et al.*, 1989 ; Maurizot *et al.*, 2000) sont mieux connus en Normandie (50 à 65 m), que dans le Maine (Fig. 5). Les terrains du Bathonien inférieur affleurent essentiellement sur la bordure septentrionale du Massif armoricain (Bessin, campagne de Caen, baie de Seine) et se biseautent très rapidement vers le Sud, disparaissant avant les paléoreliefs résiduels de Falaise.

Le développement de la plate-forme atteint son apogée au Bathonien moyen (Fily *et al.*, 1979). La paléogéographie, du Nord de l'Éperon du Perche au Bessin, sur une largeur de 200 km, est la suivante :

- une zone littorale à pré-littorale de lagune littorale peu profonde, avec des calcaires boueux pellétoïdaux et des faunes et flores euryhalines ceinturant les reliefs de l'Éperon du Perche (Mamers, Sées) ; les surfaces durcies y sont plus fréquentes, avec des épisodes d'émersion ;
- un domaine de plate-forme carbonatée construit par des mégarides de sables oolithiques et bioclastiques, avec localement des coraux (campagnes de Caen et d'Argentan), sur la bordure orientale du bloc armoricain ;
- un domaine externe de vasière péri-armoricaine passant latéralement aux faciès terrigènes fins (Marnes de Port) du Sillon marneux, de la Baie de Seine au Sud-Dorset.

Du Bessin à l'estuaire de la Seine, les premiers dépôts bathoniens condensés reposent sur la surface d'érosion fini-bajocienne (*Surface de Port-en-Bessin 1*), avec les trois Couches de passage dans le Bessin (correspondant chacune à une sous-zone de la zone à *Zigzagoceras zigzag*) ou le « Banc bleu » autour de Caen (Rioult *et al.*, 1989, 1991). Cet intervalle calcaire condensé est limité par une surface

bioturbée (*Surface de Port-en-Bessin 2*). Au-dessus, le taux de sédimentation augmente dans les Marnes de Port-en-Bessin (35-40 m), formation terrigène épaisse correspondant au débordement temporaire des fines de la vasière péri-armoricaine, sur le Nord du bloc armoricain. Elles s'épaississent en direction du Havre.

Dans le Bessin, les Marnes de Port sont couronnées par les Calcaires de Saint-Pierre du Mont, avec mégarides de sables bioclastiques évoluant vers des conditions de bathymétrie décroissante et d'énergie hydrodynamique croissante (Fily, 1975a). La sédimentation carbonatée est mise en place par des courants de marée de secteur NNW-SSE, en milieu infratidal (Fily, 1978, 1989a, b). Des cordons et bancs de silex caractérisent les parties moyenne et supérieure des calcaires. Au-dessus, plusieurs minces intercalations fossilifères, plus argi-leuses sont visibles dans les Caillasses de Longues (zones à *Tulites subcontractus* et à *Morrisiceras morrisi*) représentant une incursion temporaire des faciès externes sur la plate-forme carbonatée.

Dans la campagne de Caen, les alternances marno-calcaires de vasière des Marnes de Port-en-Bessin passent latéralement au Calcaire de Caen. Ce faciès calcaire boueux bioclastique très fin de marécage côtier à mangrove (Riout, 1962 b, 1963) recouvre les campagnes de Caen, Falaise et Argentan. Le grain du Calcaire de Caen augmente progressivement vers le haut et s'enrichit en pellétoïdes et oolithes, passant au Calcaire de Creully, calcaire à stratification oblique contenant des nodules de silex. Son toit est perforé et surmonté par la Caillasse de Fontaine-Henry (équivalent latéral des Caillasses de Longues).

Au-dessus des dépôts calcaires argileux condensés à Ammonites de cette caillasse, l'apparition de calcaires oolithiques et bioclastiques grossiers, avec constructions locales de petits édifices d'Éponges (Revières) ou des bouquets de Polypiers (Blainville), dans le Calcaire de Blainville (zone à *M. morrisi*) confirme la tendance à l'émergence de la série carbonatée de plate-forme (Fily, 1974).

Dès le passage du Bathonien moyen/supérieur, la plate-forme carbonatée bathonienne est dégradée au cours d'une déformation régionale affectant toute la bordure Est-armoricaine : l'érosion entame les écueils (galets de roches paléozoïques : Conglomérat de Saint-Germain-le Vieux (Fily, 1975 b)) et les terres émergées riveraines (*Surface de Bénouville*).

### **1.7. - La dégradation de la plate-forme carbonatée (Bathonien supérieur) et l'amorce de la transgression callovienne**

Jusqu'à la fin du Bathonien moyen, la sédimentation reste plus épaisse sur le versant normand que sur le versant mançais. La déformation régionale marquant la fin du Bathonien moyen intéresse plus particulièrement les reliefs de l'Éperon du Perche (Est de Sées). Ce jeu de failles varisques favorise un léger basculement vers le Sud du bloc armoricain (ou de ses compartiments) contribuant simultanément à l'érosion des affleurements du versant normand et à une sédimentation condensée sur le versant mançais.

La nouvelle morphologie des fonds induit également une modification des conditions hydrodynamiques. Les courants marins qui portaient jusqu'alors les sédiments vers le NNE (progradation en direction du Sillon marneux) vont amorcer par étapes, une rotation vers le Sud (Fily, 1978).

Les milieux de dépôt et de vie sur la plate-forme bathonienne évoluent en deux étapes principales (Riout *et al.*, 1991) (Fig. 6).

Au-dessus de la *Surface de Bénouville*, la Caillasse de Blainville, faciès marno-calcaire fossilifère à Brachiopodes (zone à *Procerites hodsoni*) correspond à une autre incursion marine éphémère de la plate-forme externe jusqu'aux contreforts septentrionaux de l'Éperon du Perche. C'est le début de la reconquête de la plate-forme armoricaine par les faciès terrigènes du Sillon marneux. Cependant, les conditions hydrodynamiques imposent de nouveau très vite, une plate-forme carbonatée, avec le Calcaire de Ranville.

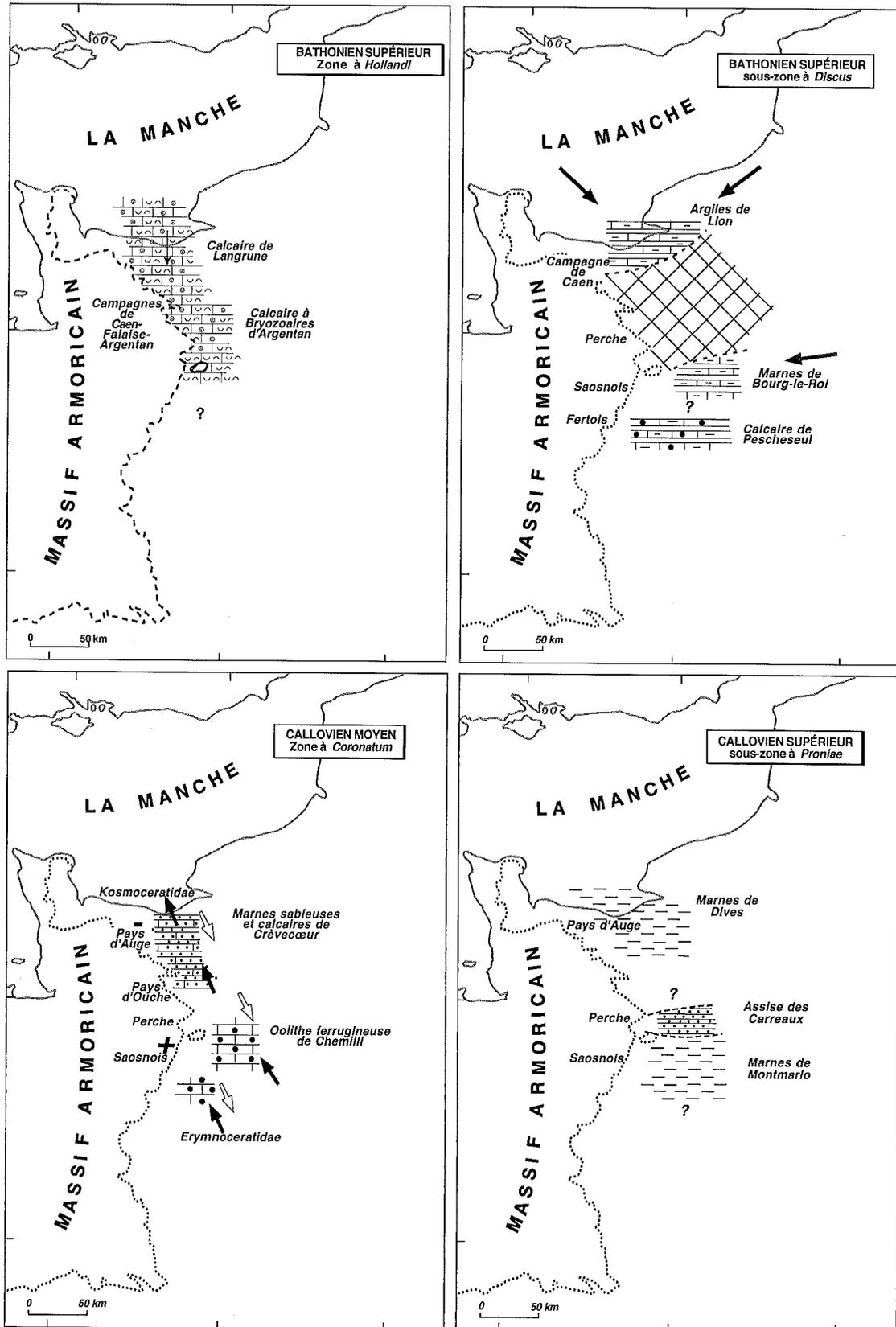


Figure 6. - Évolution paléogéographique de la bordure Est-armoricaine entre le Bathonien supérieur et le Callovien supérieur (d'après Rioult, 1968 a, 1980 Dugué, 1989 a ; Dugué *et al.*, 1998).

Dans le Sud de la Normandie (campagnes de Sées et d'Argentan), il y a érosion et lacune sédimentaire : blocs, galets et graviers de quartzites ordoviciens arrachés aux écueils paléozoïques sont étalés à leur voisinage, de Sées à l'Est de Falaise et au Nord du Maine. En revanche, au Nord (campagnes de Falaise et de Caen), s'accumulent des calcaires bioclastiques, crinoïdiques, faiblement oolithiques, à stratification oblique, avec indices de remaniement des dépôts carbonatés méridionaux (Calcaire de Ranville, de Fel, zone à *Retrocostatum*). La kaolinite réapparaît dès la base, alors que les smectites, prédominantes au Bathonien moyen, régressent nettement.

Plusieurs discontinuités interrompent le dépôt de ces calcaires, avant la Surface de Ranville terminale ; les stratifications obliques indiquent une inflexion vers l'Est de la résultante des courants marins. Dans les dépressions de la Surface de Ranville, se dépose au Nord de Caen, la Caillasse à céphalopodes lentriculaire (zone à *Prohectioceras retrocostatum*, sous-zone à *Oppeli*) qui est tronquée à son sommet, au même niveau que le toit des mégarides du Calcaire de Ranville sous-jacent (Riout, 1980 c, d ; Riout *et al.*, 1991).

Un nouvel arrêt de sédimentation, d'extension régionale, précède une seconde incursion du domaine externe, avec une nouvelle caillasse, recouvrant cette fois plus largement la plate-forme armoricaine. Les Caillasses de la Basse-Écarde (N de Caen), riches en brachiopodes, débutent par les Marnes à *Goniorhynchia boueti*, Rhynchonelle caractéristique trouvée du SW de l'Angleterre aux environs d'Alençon, puis par les Marnes à Brachiopodes (*Digonella digona*), Zeilléridé commun du Gloucestershire à Mamers.

Le nivellement de la plate-forme armoricaine, accusé après la première étape, favorise maintenant l'extension de ces peuplements de Brachiopodes démontrant de nouveau le rôle de barrière écologique joué par l'Éperon du Perche. Les témoins fossilifères des régions comprises entre Mamers et Alençon sont discontinus. De larges aires de lacunes caractérisent les secteurs de Sées et d'Argentan.

Ces dépôts coquilliers, bioturbés, avec petits récifs d'Éponges (Saint-Aubin, Luc), ne tardent pas à faire place à des épandages grossiers de sables oolithiques et 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, au-delà de l'Éperon du Perche. Les stratifications obliques de ces calcaires indiquent alors que la résultante des courants marins est orientée au Sud (Fily, 1978).

Une érosion marque la fin de la plate-forme carbonatée bathonienne (*Surface de Lion*, sous-zone à *Discus*). Perforée, encroûtée d'huîtres et avec pyrite, cette discontinuité témoigne d'une érosion intense avec localement des dénivellations métriques. Les alternances marno-calcaires du Bathonien terminal (Argiles de Lion, sous-zone à *Clydoniceras discus*) la recouvrent.

Au Sud de l'Éperon du Perche, les dépôts de cette dernière sous-zone bathonienne sont condensés avec ceux de la base du Callovien inférieur (sous-zone à *Bullatimorphites bullatus*), dans un calcaire à oolithes ferrugineuses (Calcaire de Pescheseul) (Fig. 6).

## 1.8. - Évolution de la série callovo-oxfordienne le long de la bordure Est-armoricaine

Quatre épisodes sédimentaires caractérisent la série du Callovo-Oxfordien (140-150 m) (Dugué & Riout, 1989 ; Dugué, 1989a). Ils témoignent d'abord du comblement rapide et du nivellement progressif de la bordure armoricaine (épisode terrigène, Bathonien terminal à Oxfordien inférieur), ensuite de la mise en place d'une plate-forme carbonatée (épisode de transition terrigènes/carbonates, limite Oxfordien inférieur/moyen), puis de son développement rapide (épisode carbonaté, Oxfordien moyen), et enfin, de son recouvrement par des sables (épisode de transition carbonates/terrigenes, début de l'Oxfordien supérieur) et des terrigènes fins.

### 1.8.1. - Envasement et comblement de la bordure armoricaine (Bathonien terminal à Oxfordien inférieur)

La *Surface de Lion* est une discontinuité d'extension provinciale qui termine le régime carbonaté bathonien (Riout & Fily, 1975 a et b). Les dépôts terrigènes qui la recouvrent (100 m) caractérisent une

vasière à Brachiopodes, puis à Huîtres, proche des terres émergées (abondance des vertébrés terrestres, bois, spores) et recevant des apports marins de plus en plus importants (abondance accrue des Céphalopodes, des Coccolithes et des Dinoflagellés (Deflandre, 1938 a, b). Ces dépôts sont périodiquement enrichis en décharges silteuses quartzеuses (Callovien inférieur et moyen) ou d'oolithes ferrugineuses (Callovien moyen, Oxfordien inférieur), marquant autant d'étapes dans le comblement saccadé de cette bordure de massif ancien.

La première étape (Bathonien terminal-Callovien moyen) (Fig. 6) correspond à la mise en place d'une vasière à Brachiopodes peu profonde qui s'ouvre progressivement aux conditions marines. Elle se termine au sommet par la *Surface de Crève-cœur*.

Les marnes intensément bioturbées riches en pyrite et en débris de bois sont caractérisées à la base par des alternances marno-calcaires silteuses (Argiles de Lion, Marnes d'Escoville) qui s'effacent progressivement (Marnes d'Argences, Marnes à *Belemnopsis latesulcata*). Les faunes vagiles (Céphalopodes) d'abord rares, deviennent abondantes et diversifiées. Ces niveaux livrent également des ossements de vertébrés terrestres et du plancton végétal. Coccolithes (Rood & Barnar, 1972) et Dinoflagellés (Sarjeant, 1965, 1968) abondent, associés à des spores et pollens (Srivastava, 1987).

Au cours d'une seconde étape (Marnes de Dives, Marnes de Villers et Oolithe ferrugineuse de Villers ; Callovien supérieur-Oxfordien inférieur) (Fig. 7), les principaux caractères de la vasière calloviennne persistent. Elle reste toujours sous des influences continentales et marines. La faune est dominée par des influences subboréales, avec épisodiquement des apports téthysiens (Ammonites, Protoglobigérines (Bizon, 1958 ; Bignot & Guyader, 1966)). Les décharges détritiques quartzеuses deviennent moins abondantes, mais ces dépôts sont rythmés par de fréquents ralentissements de sédimentation. Au sommet, l'Oolithe ferrugineuse de Villers traduit un ralentissement très important de la sédimentation et de la subsidence. Le cadre paléogéographique a donc peu évolué (faibles apports silteux, mêmes cortèges argileux, faunes pélagiques), mais de brusques variations du taux de sédimentation avec étapes d'érosion, caractérisent cette formation condensée. La séquence est clôturée par la *Surface de Villers*.

Autour de l'Éperon du Perche, les apports d'oolithes ferrugineuses et les décharges sableuses apparaissent plus nombreux, dans une sédimentation marneuse dominante (Feraу, 1959). Toutefois, l'épaisseur cumulée de la série terrigène est peu différente de celle trouvée au Nord, car les épisodes d'érosion et de condensation affectent successivement tous les compartiments de ce domaine. Dans le Perche, les séries ne sont connues qu'à partir du Callovien moyen. Mais, dans le Saosnois (Rioult, 1980c ; Lebert, 1984, 1986, 1987, 1989), les deux étapes apparaissent encore plus accusées, et à chaque fois limitées par des faciès sableux ou condensés.

### 1.8.2.- Mise en place du régime carbonaté (limite Oxfordien inférieur à moyen)

Dès la fin de l'Oxfordien inférieur (zone à *Cordatum*), une importante déformation régionale, reconnue du Maine à l'Oxfordshire, interrompt l'épisode terrigène sous-jacent (Fig. 7). La reprise de l'érosion des massifs anciens alimente alors la bordure en sables quartzеux, lithoclastes et produits ferrugineux, représentant l'un des pics dans l'évolution de la phase déritique grossière callovo-oxfordienne.

Ce nouveau régime sédimentaire est caractérisé à la fois par de rapides changements hydrodynamiques (faciès de plus haute énergie, plus détritiques et plus proches de la ligne côtière), sédimentaires (lithoclastes paléozoïques, sables quartzеux, pellétoïdes ferrugineux, diversification des cortèges argileux) et fauniques (retour des faunes mésogéennes). Les vasières à Brachiopodes, puis à Huîtres, qui présentaient une relative uniformité de faciès et de conditions de milieu sont remplacées par des environnements moins profonds et plus diversifiés. Cette nouvelle paléogéographie préfigure celle de la future plate-forme carbonatée oxfordienne. La sédimentation terrigène, qui prévalait depuis le Bathonien terminal ou le Callovien inférieur selon les secteurs de la bordure, s'efface ainsi progressivement (Dugué, 1989a ; Rioult *et al.*, 1991).

Dans le pays d'Auge, la sédimentation redevient temporairement argileuse (Argiles à *Lopha gregarea*) au-dessus de la *Surface de Villers*. Les principaux caractères de l'épisode terrigène précédent (Callovien-Oxfordien inférieur) disparaissent progressivement sous des décharges détritiques grossières de pellétoïdes ferrugineux et de sables quartzeux.

Cette déformation régionale et les changements sédimentaires et paléogéographiques concomitants qui en résultent s'intensifient dans le Calcaire d'Auberville (Dugué, 1989a ; Dugué & Rioult, 1989). Les apports de fines (réapparition des smectites) et d'éléments figurés (oolithes chloriteuses, allochèmes,...) se diversifient dans un environnement moins profond, mais soumis à de fréquents changements hydrodynamiques. Ce régime est clôturé par la Surface d'Auberville.

La plate-forme carbonatée (Oxfordien moyen) s'impose à la faveur d'un net ralentissement des apports terrigènes fins et d'un retour au calme épirogénique. Mais, nombre de ses caractères sédimentaires (allochèmes, cortèges de minéraux argileux, fauniques ou paléogéographiques étaient déjà initiés. Les faunes vagiles d'affinités boréales et téthysiennes sont présentes simultanément dans ces dépôts marins.

Vers le Sud-pays d'Auge (Roussier de Gacé), les environnements sédimentaires sont fluvio-marins, plus proches de la ligne côtière. L'énergie hydrodynamique plus forte disperse les apports détritiques armoricains. Ce relief, construit par accumulation de sables quartzeux et de pellétoïdes ferrugineux, est constitué de calcaire bioclastique à litage oblique. Les espèces d'Oursins fousseurs ou de Bivalves byssifères sont rares et les associations de faunes épibiontes (Trigonies, Astartes) indiquent plutôt une tendance saumâtre de l'environnement (Fig. 7).

### 1.8.3. - Développement d'une plate-forme carbonatée (Oxfordien moyen)

Trois étapes jalonnent le développement de la plate-forme carbonatée oxfordienne sur l'ensemble de la bordure Est-armoricaine (Fig. 7).

La première étape correspond à la construction d'une plate-forme oolithique (Calcaire oolithique de Trouville, Lisieux, Mortagne, ou Bellême,... ; zone à *Cardioceras densiplicatum*), avec édification d'un haut-fond oolithique (Sud-Pays d'Auge) séparant un domaine interne méridional (Maine), d'un domaine plus externe et subsident (Nord-pays d'Auge). Une zonation symétrique existe à la même époque, le long de la bordure anglaise, dans le Dorset (Blake & Hudleston, 1877 ; Arkell, 1930, 1939, 1947 ; Wilson, 1968 ; Wright, 1986a, b ; Dugué, 1989 a).

Au cours d'une deuxième étape, des constructions récifales (*coral-patches*) colonisent préférentiellement le sommet des reliefs sous-marins (Coral rag), parallèlement au rivage armoricain. Leur destruction périodique par des tempêtes alimente les domaines externe et interne adjacents. Dans le Nord-pays d'Auge, ces constructions s'achèvent localement par un encroûtement algaire (Stromatolithes, Solénopores (Oria, 1932)) qui marque la tendance ultime vers l'émersion de la série (récif de Bénerville). Finalement, des boues de décantation (Calcaire de Blangy), des calcaires périrécifaux à polypiers ou à Nérinées (Sud-pays d'Auge), des calcaires pellétoïdaux à *Diceras*, recouvrent les coraux constructeurs.

Enfin, lors d'une troisième étape, la tendance vers l'émersion de la série carbonatée oxfordienne avorte pourtant, après une déformation régionale enregistrée sur l'ensemble de la bordure Est-armoricaine (du Sud-pays d'Auge au Dorset), au passage Oxfordien moyen/supérieur. Elle est associée au Nord, à une surface d'érosion et à une importante lacune biostratigraphique (*Surface de Blangy*) démantelant les boues calcaires du Calcaire de Blangy ou du sommet du Calcaire à *Diceras* (Lebert, 1984). Cette lacune devient de plus en plus importante vers le Nord : du sommet seul de la sous-zone à *Blakei* dans le Sud et s'étendant du sommet de la sous-zone à *Blakei* à la sous-zone à *Ilovaiskii* dans le Nord pays d'Auge (Rioult, 1980 c).

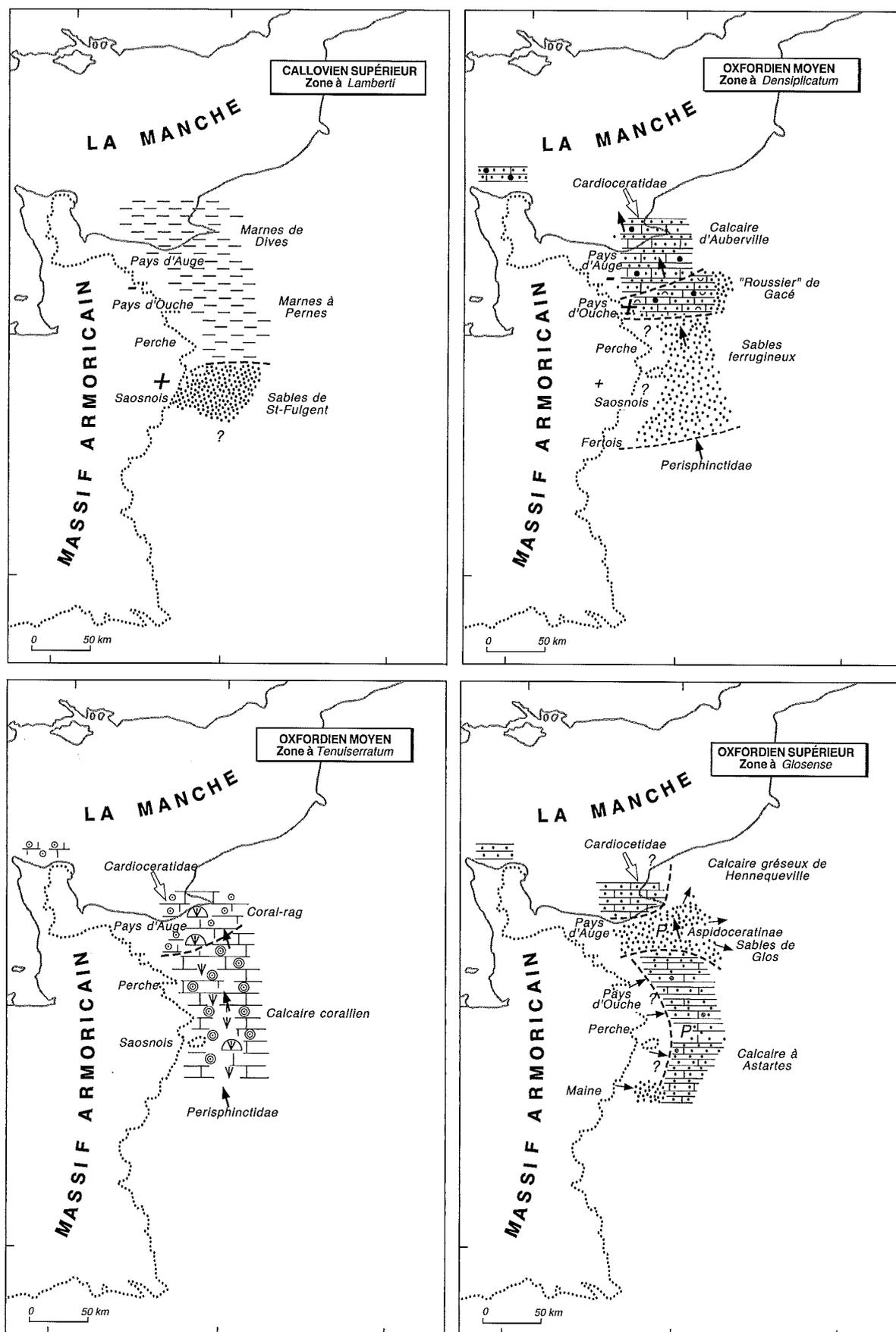


Figure 7. - Évolution paléogéographique de la bordure Est-armoricaine entre le Callovien supérieur et l'Oxfordien supérieur (d'après Rioult, 1980 ; Dugué, 1989 a ; Dugué et al., 1998).

Trois secteurs paléogéographiques se répartissent donc du Nord au Sud, sur la partie normande de cette plate-forme oolithique :

- une barrière oolithique, localisée au cœur du pays d'Auge, autour de Lisieux, est caractérisée par une épaisse série de sables oolithiques fins et vannés, dans des environnements infratidaux et au-dessus de la limite d'action des vagues (Ambonguilat, 1964 ; Païenda, 1987 ; Dugué, 1989a). Ces dépôts meubles demeurent peu favorables à la vie benthique. Le sommet de cet épisode présente de nombreux arrêts de sédimentation avec démantèlement.

- le secteur externe plus ouvert sur le large, demeure subsident et correspond au Nord du pays d'Auge, avec des faciès oolithiques et bioclastiques plus riches en terrigènes et plus bioturbés. Ces environnements marins largement soumis aux influences marines sub-boréales et téthysiennes demeurent très favorables aux fousseurs (Échinodermes). Un prolongement septentrional de la barrière oolithique y forme un haut-fond morphologique et hydrodynamique, à Bénerville.

- un secteur marin protégé s'étend du Sud-pays d'Auge au Nord du Maine où les séries oolithiques se biseautent vers le Sud. En revanche, les dépôts péirécifaux sont très épais (calcaires biopisolithiques à Nérinées) et recouvrent l'ensemble de ce domaine. Çà et là, des bouquets isolés de polypiers se développent sur ces fonds et leurs débris remaniés participent à la sédimentation (Dangeard, 1950 ; Païenda, 1987 ; Dugué, 1989a). Cet environnement marin bien oxygéné (Polypiers et Algues) favorise une vie benthique intense (pellétoïdes), mais tend vers un relatif confinement (rareté des Céphalopodes). Les derniers dépôts carbonatés (Calcaire à *Diceras*) marquent le stade ultime du développement de la plate-forme oxfordienne.

### 1.9. - Destruction et recouvrement de la plate-forme carbonatée (début de l'Oxfordien supérieur)

Dès le début de l'Oxfordien supérieur (zone à *Amoeboceras glosense*), la reprise soudaine de la subsidence et de l'érosion des terres émergées stoppe le développement de la plate-forme carbonatée oxfordienne. Plusieurs formations caractérisées, soit par un stock détritique sableux, soit par des influences continentales, recouvrent les calcaires péirécifaux oxfordiens. L'ancienne zonation de la plate-forme carbonatée se trouve modifiée (Fig. 7).

Au Nord (pays d'Auge), se développe une vasière sableuse subtidale à Éponges siliceuses (Calcaire gréseux de Hennequeville) plus épaisse en direction du Sillon marneux. De plus, dans le Nord-Pays d'Auge, l'instabilité des fonds est attestée par des déformations synsédimentaires métriques d'origine sismique (Dugué & Rioult, 1987 ; Dugué, 1989 a, 1995).

Dans le Sud-pays d'Auge, un delta (Sables de Glos) est alimenté par des apports détritiques armoricains et prograde vers le centre du Bassin parisien (Groult, 1962 ; Juignet, 1974 ; El Kadi, 1981). L'édification de ce delta sableux s'achève par un paléosol, localement érodé par un chenal fluvial de direction W-E, et d'origine armoricaine (sous-zone à *Amoeboceras serratum*). Ces sables seront finalement recouverts par le retour des marnes (sommet de la sous-zone à *Serratum*).

Du pays d'Ouche au Maine, une mosaïque de petites vasières littorales à astartes (Calcaire à Astartes) se met en place.

## II. - LES CYCLES JURASSIQUES DE TRANSGRESSION/REGRESSION SUR LA BORDURE EST-ARMORICAINE

Les faciès jurassiques variés de la bordure occidentale décrivent des plates-formes carbonatées (Hettangien, Domérien supérieur, Bajocien supérieur à Bathonien supérieur, Oxfordien moyen), des plates-formes terrigènes fines (Sinémurien, Toarcien, Bathonien inférieur, Callovien à Oxfordien inférieur) ou silto-sableuses (Bajocien inférieur, Oxfordien supérieur, Kimméridgien), voire condensées et ferrugineuses (Domérien inférieur, Toarcien, Aalénien, Bajocien, Oxfordien inférieur).

Une synthèse pluridisciplinaire (biostratigraphie, sédimentologie, cartographie, paléogéographie) a permis de proposer un découpage séquentiel des terrains du Jurassique moyen à supérieur de la bordure Est-armoricaine (Riout *et al.*, 1991). Certaines de ces séquences de dépôt (séquences de 3<sup>e</sup> ordre) définies par B. U. Haq *et al.* (1987, 1988) ont été précisées sur le plan biostratigraphique ; de nouvelles ont pu être proposées. Définies le long de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien, elles ont été ensuite retrouvées vers l'Est, dans les forages profonds implantés au droit du Sillon marneux. Elles ont été regroupées en séquences de 2<sup>e</sup> ordre ou cycles de transgression/régression (T/R) qui se définissent à la fois par leur durée (5 à 40 Ma), l'importance des changements intervenant à leurs limites et bien entendu par leur extension latérale dans le bassin.

Ces cycles (T/R), depuis longtemps étudiés sur le pourtour du Bassin parisien, sont à la base du découpage stratigraphique des séries mésozoïques du Bassin parisien puisque la plupart sont associées à des renouvellements de faunes (De Wever *et al.*, 2002). Mais, elles ont également suscité de nombreuses discussions dans leur utilisation comme outil de corrélation (Haug, 1900 ; Hallam, 1978, 1988 ; Vail *et al.*, 1987).

Les cycles majeurs T/R caractérisent les stades de développement des bassins sédimentaires et sont en relation avec des changements de la subsidence ; ils sont reconnus à l'affleurement et limités par des discontinuités d'origine tectono-eustatique (*tectonically enhanced unconformities*).

Sur la bordure normande, les phases transgressives correspondent à des périodes de transit des dépôts terrigènes du Sillon marneux en direction de la plate-forme armoricaine. En revanche, les périodes de migration des dépôts calcaires de la plate-forme armoricaine vers le Sillon marneux, indiquent des périodes régressives (Fig. 8 et 9).

Sept cycles T/R d'inégale durée sont reconnus depuis la fin du Trias jusqu'au début de l'Oxfordien supérieur. Nous avons précédemment interprété le cycle T/R Hettangien à Toarcien supérieur (Dugué *et al.*, 1998) comme un cycle T/R d'ordre 2. Les synthèses du Bassin parisien pour cet intervalle (Jacquin & Graciansky, 1998a, b ; Robin *et al.*, 2000) doivent nous le faire envisager comme un super-cycle ou cycle majeur englobant cinq cycles T/R mineurs.

### 2.1. - Cycle majeur T/R Trias supérieur à Toarcien moyen

Ce cycle asymétrique regroupe cinq étapes de la transgression liasique sur le Massif armoricain, chaque étape correspond à un cycle mineur T/R, dans une tendance généralisée à l'approfondissement du niveau marin relatif.

La tendance transgressive (Trias supérieur à Toarcien inférieur) enregistre l'évolution verticale d'environnements continentaux vers des environnements marins littoraux, puis de vasières externes qui peu à peu recouvrent une grande partie de la bordure Est-armoricaine. La sédimentation est saccadée avec plusieurs surfaces d'érosion importantes dont l'une (Hettangien/Sinémurien) s'accompagne d'une montée des eaux, ou le dépôt de calcaires bioclastiques condensés (Pliensbachien supérieur). Le maximum de la transgression est atteint au Toarcien inférieur, avec le dépôt d'argiles noires pyriteuses sur tout le Bassin parisien.

La tendance régressive (Toarcien moyen à supérieur) est plus rapide, avec des alternances d'épisodes marneux (Toarcien moyen, sommet du Toarcien supérieur) et d'épisodes calcaires bioclastiques, enregistrant de nombreux arrêts ou ralentissements de sédimentation et recevant des oolithes et pellétoïdes ferrugineux.

Le sommet de ce cycle est une surface d'érosion de grande extension latérale (limite Toarcien/Aalénien).

Dans le détail, ce cycle majeur T/R Trias supérieur à Toarcien moyen peut être subdivisé en cinq cycles mineurs :

- cycle mineur T/R Keuper à Sinémurien inférieur
- cycle mineur T/R Sinémurien supérieur à Pliensbachien inférieur
- cycle mineur T/R Pliensbachien inférieur et supérieur (p.p.)

- cycle mineur T/R Pliensbachien supérieur (p.p.) à Toarcien moyen
- cycle mineur T/R Toarcien moyen-Aalénien

## 2.2. - Cycle majeur T/R Aalénien à Bathonien moyen

Au cours de l'Aalénien-Bajocien, les premières étapes de la transgression du Jurassique moyen préparent l'installation d'une plate-forme carbonatée sur la bordure orientale du Massif armoricain, qui se développe à partir du Bathonien inférieur.

Le début d'une nouvelle transgression (zone à *Opalinum*) est caractérisé par une sédimentation ferrugineuse condensée aalénienne (Oolithe ferrugineuse aalénienne), sur la plate-forme armoricaine, caractérisée à sa base par des galets et fossiles phosphatés remaniés des couches toarciennes sous-jacentes, elle est surtout représentée dans la partie septentrionale de la bordure armoricaine (Cotentin, Bessin, campagnes de Caen-Falaise) et à son extrémité méridionale, aux confins Maine-Poitou.

Les dépôts des calcaires biomicritiques et silteux de la Malière (Aalénien moyen à Bajocien inférieur ;

Au terme de cette phase régressive et à la limite Bathonien moyen/Bathonien supérieur, la plate-forme carbonatée armoricaine subit des changements hydrodynamiques, sédimentaires et fauniques, à la suite d'un basculement vers le Sud du bloc armoricain (Fily, 1980). Les principaux écueils s'effacent. L'érosion affecte plus particulièrement les reliefs de l'Éperon du Perche, avec un démantèlement ménagé des écueils de Sées (Conglomérat de Saint-Germain-le-Vieux) (Fily, 1975 b). Au Nord, la direction de migration des corps sédimentaires est modifiée avec des paléocourants maintenant dirigés vers l'Est. Dans le même temps, les apports argileux changent avec l'arrivée de la kaolinite.

## 2.3. - Cycle majeur T/R Bathonien supérieur à Oxfordien moyen

La phase transgressive (zone à *Hodsoni* à zone à *Cordatum* p.p.) se déroule par paliers successifs. Elle débute dès la fin du régime carbonaté (Bathonien supérieur), puis s'accélère avec l'envasement généralisé de la bordure du massif ancien, par les terrigènes.

Au Nord de la bordure Est-armoricaine, deux incursions marines avec des faciès calcaires marneux à Céphalopodes (Caillasse à Céphalopodes), puis à Brachiopodes (Caillasses de la Basse-Écarde) recouvrent de plus en plus vers le Sud, la plate-forme armoricaine, jusqu'aux contreforts septentrionaux de l'Éperon du Perche. Ces épisodes sont séparés par l'installation éphémère d'une nouvelle plate-forme carbonatée (Calcaire de Ranville, Calcaire de Langrune). Ces « caillasses » témoignent de deux stades de reconquête de la plate-forme armoricaine par les faciès terrigènes fins du Sillon marneux.

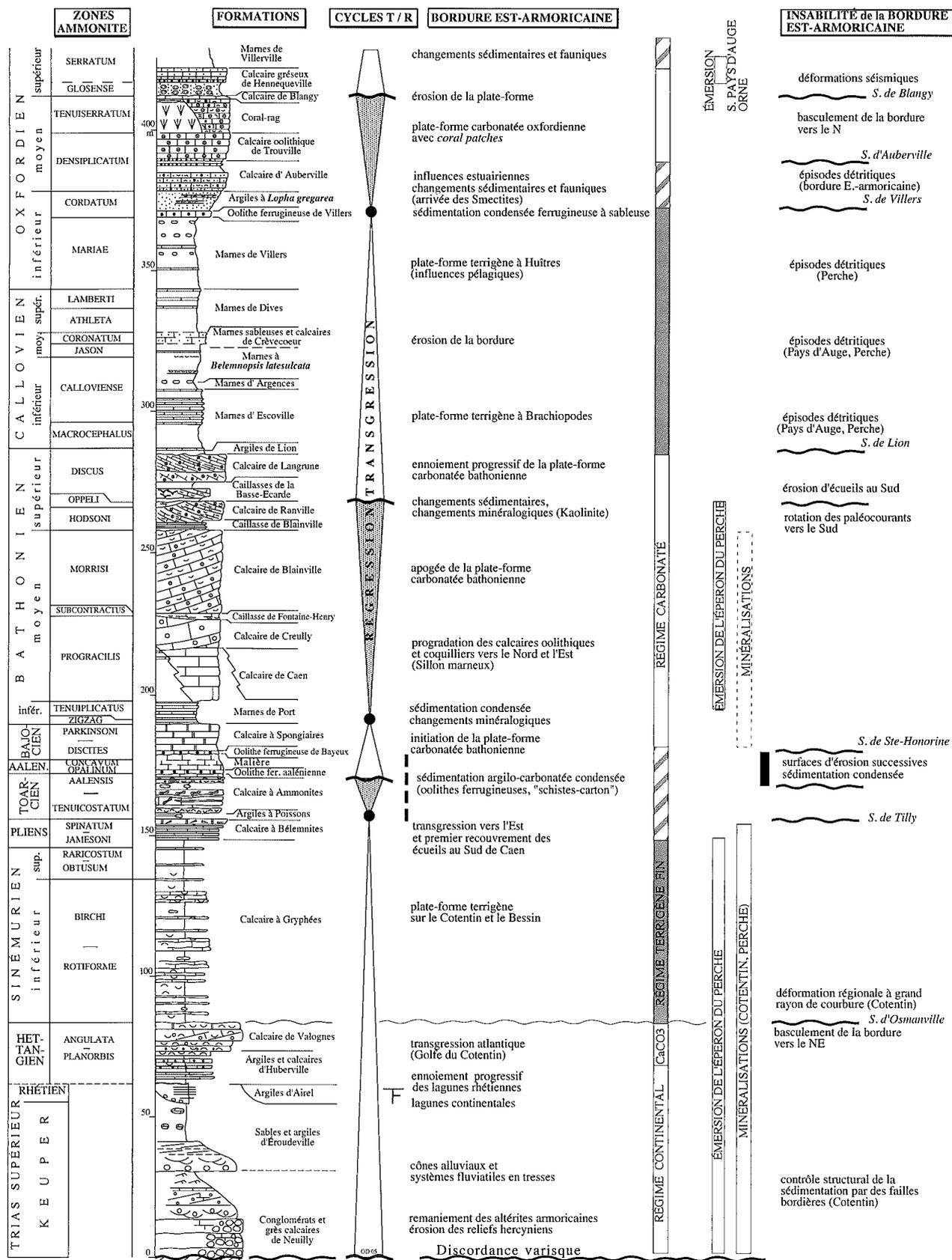


Figure 8. - Les cycles de Transgression/Régression dans la série littorale Trias-Jurassique de la Basse-Normandie (Cotentin, Bessin, Plaine de Caen, Pays d'Auge (d'après Rioult et al., 1991 modifié, Dugué et al., 2005 modifié)).

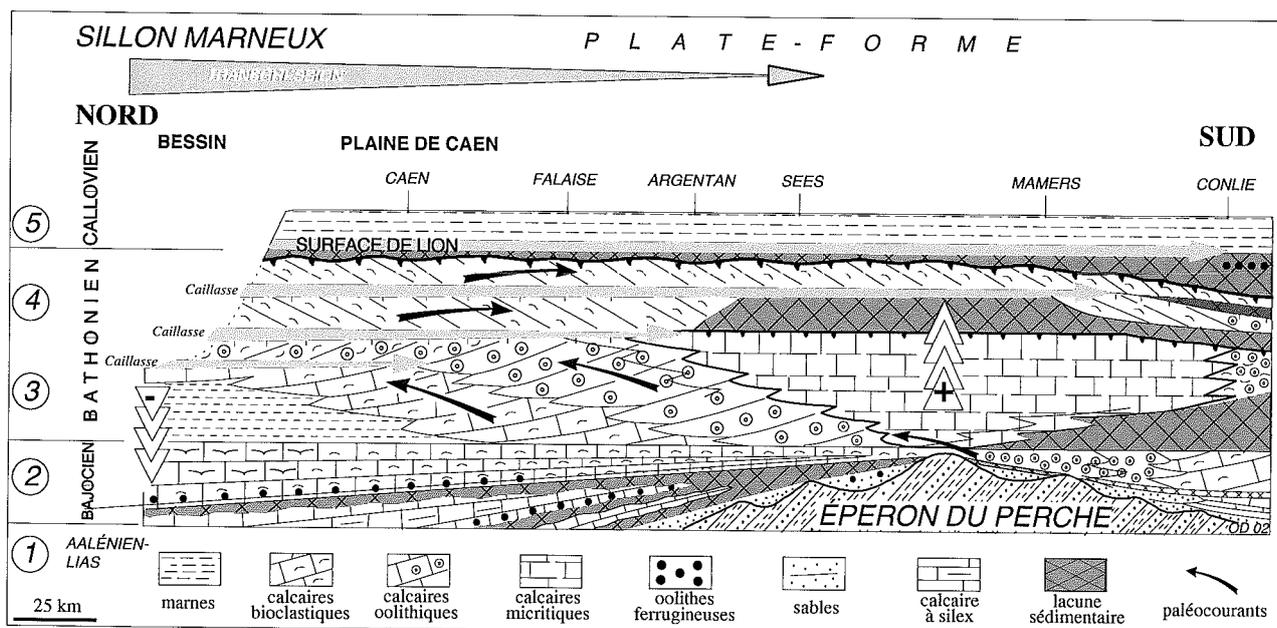


Figure 9. - Dynamique de la sédimentation du Jurassique moyen sur la bordure occidentale du Bassin parisien (d'après Fily *et al.*, 1979, modifié) schématisant les cinq principales étapes de la transgression jurassique.

Étape 1 (Lias à Aalénien) : nivellement de la bordure Est-armoricaine par des dépôts marins jurassiques condensés et/ou détritiques.

Étape 2 (Bajocien) : ébauche de la future plate-forme carbonatée bajo-bathonienne le long de la bordure Est-armoricaine et début de la transgression jurassique sur la bordure Est-armoricaine.

Étape 3 (Bathonien inférieur à moyen) : progradation de la plate-forme carbonatée bajo-bathonienne le long de la bordure Est-armoricaine avec les paléocourants dirigés vers le Nord.

Étape 4 (Bathonien supérieur) : destruction ménagée de la plate-forme carbonatée bajo-bathonienne sous des lèches transgressives successives (caillasse bathoniennes) issues du Sillon marneux.

Étape 5 (Bathonien terminal à Callovien p.p.) : recouvrement de la plate-forme carbonatée bajo-bathonienne sous des marnes à Céphalopodes.

La transgression se poursuit avec le retour des terrigènes fins, sans qu'il y ait modification de la minéralogie des apports argileux, au moins dans le secteur Nord de cette bordure. Dans le pays d'Auge, cette avancée des faciès du Sillon marneux est de nouveau progressive.

Au cours d'une première étape (Bathonien terminal à Callovien moyen), les alternances marno-calcaires sont peu à peu remplacées par des marnes, encore influencées par des apports continentaux nombreux (bois, spores, vertébrés terrestres, plancton organique) et des apports détritiques importants. Les faunes à Céphalopodes vont devenir abondantes et diversifiées. À partir du Callovien supérieur, les influences pélagiques deviennent prédominantes (Marnes de Dives, Marnes de Villers), avec des faciès fins et monotones sur l'ensemble de la plate-forme armoricaine septentrionale. Vers le Sud, le recouvrement des derniers reliefs de l'Éperon du Perche s'accompagne d'épisodes d'oolithes ferrugineuses ou de la redistribution d'épandages de sables quartzeux.

La fin de la phase transgressive est marquée dans le pays d'Auge, par une sédimentation ferrugineuse condensée (Oolithe ferrugineuse de Villers) ou sableuse sur l'Éperon du Perche.

La régression (fin de l'Oxfordien inférieur à fin de l'Oxfordien moyen ; zones *Cordatum* à *Tenuiserratum*) est enregistrée au cours de l'installation graduelle, puis du développement d'une nouvelle plate-forme carbonatée sur la bordure armoricaine. Les faciès argileux sont cantonnés sur les actuels fonds de la Manche, à proximité du Sillon marneux. Le début de cette phase est marqué par des changements hydrodynamiques, sédimentaires et fauniques dès la fin de l'Oxfordien inférieur et reconnus sur l'ensemble de la bordure armoricaine (Calcaire d'Auberville, Roussier de Gacé, Sables ferrugineux). La nouvelle paléogéographie qui en résulte préfigure celle de la plate-forme carbonatée oxfordienne. Cette dernière est initiée par la construction de hauts-fonds oolithiques (Calcaire oolithique de Trouville et équivalents latéraux,...), colonisés ensuite par des récifs isolés de Polypiers (Coral rag, Calcaire corallien). Entre ces constructions, d'épais calcaires périrécifaux recouvrent la plate-forme carbonatée armoricaine.

À la fin de cette phase régressive et à la limite Oxfordien moyen/supérieur, la plate-forme oxfordienne est érodée au Nord (Calcaire de Blangy). Le retour des apports détritiques grossiers ou fins va finalement stopper son développement. Les fonds sous-marins instables au début de l'Oxfordien supérieur (déformations synsédimentaires) initient un nouveau cycle T/R.

### III. - LES TERRAINS JURASSIQUES DE LA BAIE DE SEINE

La baie de Seine correspond au domaine marin côtier de la mer de la Manche dont les limites à terre sont dessinées d'Ouest en Est, par les côtes du Cotentin, du Calvados et du pays de Caux. Sa limite maritime septentrionale est une ligne rejoignant la pointe de Barfleur au cap d'Antifer (Larsonneur, 1971). La baie de Seine se prolonge vers le Nord, par la mer de la Manche centrale. En revanche, sa limite orientale est plus délicate à établir, et correspond au prolongement en mer de la faille de Fécamp.

#### 3.1.- Historique des levés géologiques et géophysiques en baie de Seine

Les premiers levés cartographiques des fonds de la mer de la Manche sont réalisés par Dangeard, à la suite de plusieurs missions océanographiques du « Pourquoi-Pas », entre 1921 et 1928 (Dangeard, 1972). Malgré les moyens techniques modestes de l'époque (215 points de dragage correspondant à 136 stations), les grands ensembles lithologiques et stratigraphiques sont établis.

Mais c'est après la Seconde Guerre mondiale, avec l'introduction de moyens de prospection géophysique que les fonds géologiques de la mer de la Manche et en particulier de la baie de Seine sont précisés (Robert, 1972). Des campagnes de sismique réflexion légère à l'étinceleur, réalisées à partir de 1965 permettent de construire une première échelle stratigraphique sismique, validée ensuite par des campagnes de dragage et de carottage. Les nombreux échantillons recueillis, étudiés par un groupe pluridisciplinaire de stratigraphes (groupe Norois, 1972), pour l'ensemble des terrains traversés, donnent lieu à une série de publications sur le prolongement en mer et en particulier en baie de Seine, du socle armoricain (Larsonneur, 1971), de sa couverture triasique et liasique (Larsonneur & Rioult, 1969a), bathonienne (Larsonneur et Rioult, 1969b), créacée (Bignot & Larsonneur, 1969) et tertiaire en mer (Bignot *et al.*, 1968). Environ 5 000 km de lignes sismiques, 400 échantillons de roches et une vingtaine de carottes permettent de publier une carte géologique des fonds de la Manche orientale et centrale à 1/250 000 (Boillot et Rioult, 1974). Toutes ces informations géophysiques et stratigraphiques sont présentées lors du colloque sur la Manche, à Paris, en 1972.

En baie de Seine, ces campagnes géophysiques et de dragage confirment l'épaisseur, la répartition et la similitude des terrains géologiques avec ceux déjà connus à terre, mais bénéficiant de plus de 150 ans de travaux stratigraphiques (groupe Norois, 1972). Les terrains triasiques, puis jurassiques de plus en plus récents vers l'est se répartissent selon plusieurs auréoles concentriques, entre la péninsule du Cotentin et la pointe de la Hève, dispositif morphologique conforme à celui des cuestas décrites à terre. Les terrains créacés sont représentés au nord de ces auréoles, dans un synclinal à cœur tertiaire.

Ces campagnes géophysiques confirment également l'identité structurale de la mer de la Manche centrale et de la baie de Seine, surtout affectées par des failles, par opposition à la mer de la Manche orientale déformée par une succession d'anticlinaux (Robert, 1972). La séparation entre ces deux secteurs de la mer de la Manche correspond à la faille de Fécamp et à son prolongement en mer.

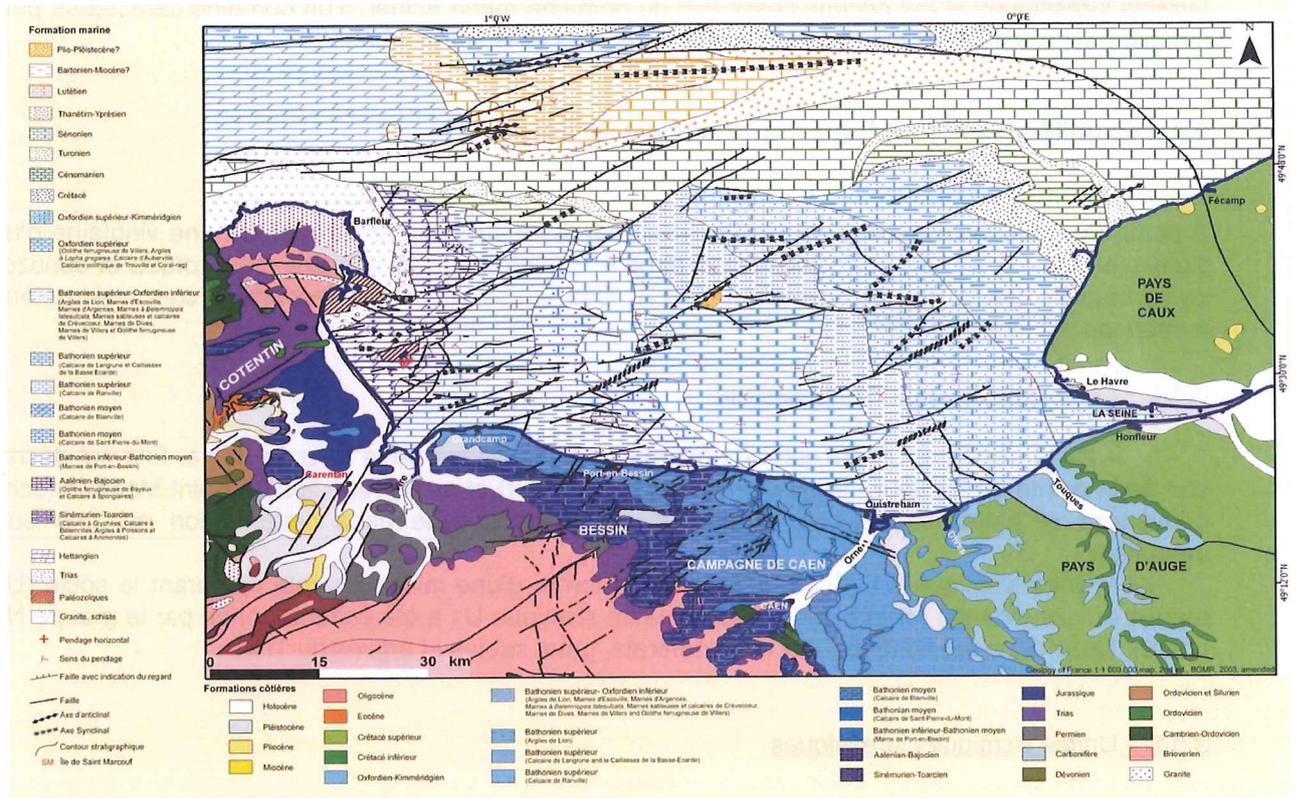


Figure 10. - Carte géologique simplifiée de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien (Benabdellouahed, 2011)

### 3.2.- Révision de la carte géologique de la baie de Seine

La thèse de M. Benabdellouahed (2011) a révisé la carte géologique de la baie de Seine et précisé la continuité en mer des terrains et des structures géologiques décrites à terre (Fig. 10).

Environ 3 100 km de nouveaux profils de sismique réflexion ont été acquis au cours de trois campagnes océanographiques en 2007 et 2008 menées par l'université de Caen et le BRGM : mission BaiSeine07 (N/O INSU/CNRS Côte d'Aquitaine), mission SeineTHR (N/O INSU/CNRS Côte d'Aquitaine) et mission SeineHR (N/O INSU/CNRS Côte de la Manche). Parmi ces 3 100 km, 2 900 km de profils ont été acquis à l'aide d'un sparker SIG 50 J (cadence de tir 1/s), et 230 km à l'aide d'un boomer IKB-Seistec (puissance 200 J, cadence de tir 2 s). Les données ont été enregistrées à l'aide du logiciel Delph. Le positionnement était assuré par un GPS différentiel en WGS84. Tous les profils ont été traités sous Seismic Unix (Stockwell, 1999), incluant filtres passe-bande, filtre à houle (Mary, 2004) et correction de marée (BRGM), puis exploités avec le logiciel Kingdom Suite© pour une mise en forme cartographique finale sous SIG (Benabdellouahed, 2011).

Ces nouvelles données sismiques complètent celles acquises dans les années 70 en baie de Seine par Larsonneur (1971), Larsonneur *et al.* (1974), Auffret & Larsonneur (1977) et Auffret *et al.* (1980). L'interprétation stratigraphique des unités sismiques reconnues est possible grâce aux prélèvements déjà disponibles (Larsonneur, 1971, 1972 ; groupe Norois, 1972 ; Robert, 1972 ; <http://infoterre.brgm.fr>) complétées par 117 nouveaux échantillonnages réalisés à l'aide d'un carottier à roches (cnexoville), lors de la campagne Carobseine (N/O Ifremer/Genavir Thalia, avril 2009).

Sur la base de ces nouvelles données sismiques de haute résolution étalonnées par des prélèvements, une carte géologique révisée de la baie de Seine est proposée (Benabdellouahed, 2011), dans laquelle la continuité terre-mer des formations mésozoïques, leurs contours et les structures associées sont précisés, selon un détail qui approche celui des formations géologiques décrites à terre.

Ces travaux distinguent un domaine de la baie de Seine présentant une structure monoclinale dans les terrains jurassiques et qui occupe l'essentiel du domaine marin actuel, d'un domaine caractérisé par une structure synclinale au Nord, dans les terrains crétacés et tertiaires (Fig. 10).

### 3.3. Les unités sismiques jurassiques de baie de Seine

À partir de la reconnaissance des faciès sismiques et de surfaces remarquables, une vingtaine d'unités sismiques (de U1 à U20) sont distinguées dans le substratum sédimentaire mésozoïque et cénozoïque de la baie de Seine (Benabdellouahed, 2011). Ces unités sismiques reconnues sont interprétées en formations géologiques (Fig. 11).

#### 3.3.1. - Unités sismiques ante-Jurassique

- Unité sismique U0 qui correspond au socle acoustique de la baie de Seine. Elle est décrite au sud de la pointe de Barfleur (granite hercynien de Barfleur) et autour des Îles de Saint-Marcouf (schistes briovériens et paléozoïques). Le sommet du socle acoustique dans cette région est une surface irrégulière.

- Unité sismique U1 (Trias) affleure sous forme d'une mince auréole entourant le socle (U0) et repose en discordance (*onlap*) sur le socle. L'unité sismique U1 a été échantillonnée par le groupe Norois (1972). Cette unité est attribuée aux conglomérats, grès, sables et argiles du Trias.

#### 3.3.2. - Unités sismiques jurassiques

- Unité sismique U2 (**Hettangien**) est bien développée au large des côtes est et nord du Cotentin, caractérisé par des pendages apparents orientés vers l'est. Cette unité sismique U2 repose en concordance sur U1 (Trias), au large de Barfleur et en discordance sur U0 (socle) au large de la baie des Veys. Son sommet est une surface de troncature. Elle est échantillonnée par carottages (groupe Norois (1972), CarobSeine, 2009, stations BS09-CR44, 51 et 95), est attribuée aux calcaires gréseux hettangiens.

- Unité sismique U3 (**Sinémurien et Toarcien**) affleure principalement au large de la côte Est du Cotentin. Elle se caractérise par un ensemble de réflecteurs horizontaux, continus, parallèles, d'amplitude forte et de haute fréquence (Fs3). Cette unité repose en *onlap* sur l'unité U2 (Hettangien) (profils BS08b\_08, BS07\_14) et sa limite supérieure présente une légère troncature (*toplap*).

La surface basale en *onlap* de U3 est interprétée comme la *Surface d'Osmanville*, séparant à terre, les calcaires gréseux hettangiens (U2), des formations marneuses et marno-calcaires du Sinémurien et du Toarcien (U3). Pour la première fois, cette discontinuité d'extension régionale est mise en évidence en mer, au large de la côte est du Cotentin.

- Unité sismique U4 (**Aaléno-Bajocien**) affleure au large du Bessin, entre Port-en-Bessin et la baie des Veys. L'unité sismique U4 est limitée à la base par une surface en *onlap* et au sommet par une limite concordante. Un réflecteur continu de forte amplitude constitue un réflecteur repère au sein de U4. L'unité sismique U4 a été échantillonnée au large du Bessin (station BS09-CR104), et attribuée à la série calcaire condensée aaléno-bajocienne.

- Unité sismique U5 (**Bathonien inférieur et moyen marneux**) est identifiée au large de Barfleur et de Port-en-Bessin. Elle est limitée à la base par une surface de concordance et au sommet par une surface en *toplap*. Échantillonnée en 2009 (stations BS09-CR97, 102) et par le groupe Norois (1972), cette unité sismique est attribuée aux Marnes de Port-en-Bessin (Bathonien inférieur-moyen).

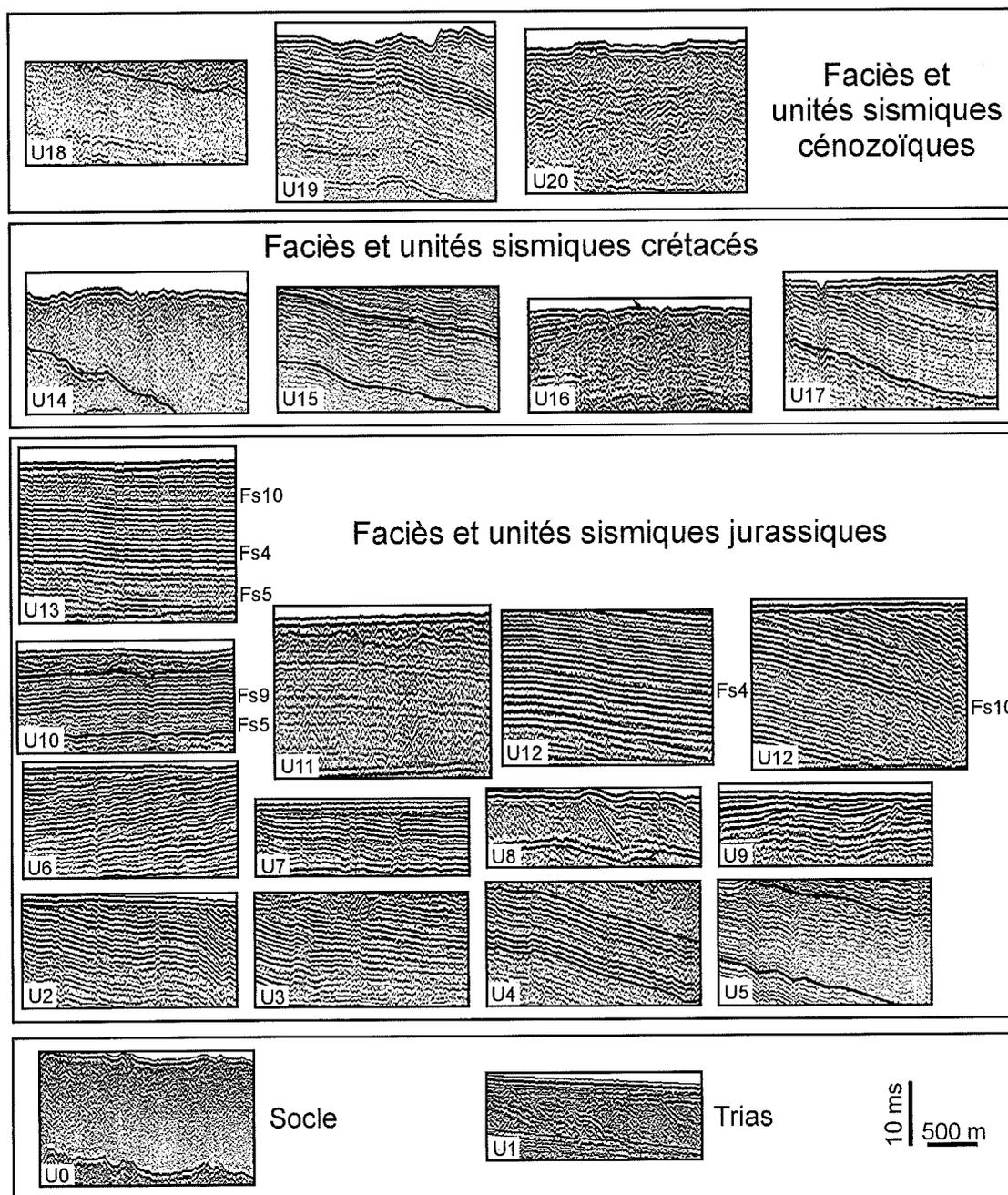


Figure 11. - Faciès et unités sismiques de la baie de Seine (Benabdellouahed, 2011).

- Unités sismiques U6 et U7 (**Bathonien moyen calcaire**) est répandue au large du Bessin. Elle se caractérise par un faciès caractéristique (Fs7) avec un ensemble de réflecteurs de forme sigmoïdale et de nombreuses discordances internes. Cette unité est limitée à la base par une surface de *onlap*, et au sommet par une surface de concordance. La géométrie de l'unité sismique U6 et les échantillonnages (stations BS09-CR39, 40, 93) ont permis de l'attribuer au Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont (Bathonien moyen). Les réflecteurs de forme sigmoïdale correspondent aux dunes tidales observées à terre au sein de cette formation.

L'unité sismique U7 est représentée au large de Port-en-Bessin. Elle est limitée à la base et au sommet par une surface de concordance. Cette unité carottée à une dizaine de kilomètres au large de Port-en-Bessin et de la campagne de Caen (station BS09-CR63) est attribuée au Calcaire de Blainville du Bathonien moyen.

- Unités sismiques U8, U9 et U10 (**Bathonien supérieur calcaire**) qui couvrent la plus grande partie de la baie de Seine.

L'unité sismique U8 trouvée à l'Est de Port-en-Bessin constitue une unité repère comprenant plusieurs corps successifs d'une hauteur de 10-15 m de géométrie progradante (configuration sigmoïde progradante, Fs7), et séparés par des surfaces d'érosion. Elle est limitée à la base par une surface en *downlap* et au sommet par une surface en *toplap*. Les caractéristiques de cette unité sismique U8 et les échantillons associés (stations BS09-CR62, 74) permettent de l'attribuer au Calcaire de Ranville du Bathonien supérieur. Pour la première fois, la *Surface de Ranville* décrite à terre est retrouvée en mer, correspondant au toit de l'unité sismique U8 (surface en *toplap*). Cette troncature forme une dépression sur laquelle repose l'unité sismique U9.

L'unité sismique U9 est décrite au large de la campagne de Caen, avec un ensemble de réflecteurs discontinus à continus avec des discordances internes (Fs8). La base de l'unité sismique U9 est une surface en *onlap* et correspond à la surface de Ranville. La limite supérieure de U9 est une surface en *toplap*. Localement, l'unité sismique U9 se caractérise par des géométries lenticulaires d'épaisseur décimétrique et longueur d'onde de l'ordre de 100 mètres. Échantillonnée par plusieurs carottages lors de la mission 2009 (exemple station BS09-CR105), elle est attribuée à la Caillasse de la Basse-Écarde du Bathonien supérieur. Les corps lenticulaires pourraient correspondre à des biohermes d'éponges décrits à l'affleurement dans les falaises de Saint-Aubin-sur-Mer.

L'unité sismique U10 est décrite au centre de la baie de Seine, avec deux faciès sismiques (Fs5 et Fs9). Elle est limitée à la base et au sommet par une surface de concordance. Carottée au centre de la baie de Seine et au large de la Campagne de Caen (exemple station BS09-CR109), l'unité sismique U10 est assimilée au Calcaire de Langrune du Bathonien supérieur.

- Unité sismique U11 (**Bathonien terminal-Oxfordien inférieur marneux**) affleure à l'Est de la baie de Seine. Elle est limitée à la base et au sommet par une surface de concordance. La surface supérieure est marquée par un réflecteur de forte amplitude. L'échantillonnage de la base de l'unité sismique U11 (exemple station BS09-CR67), au large de l'embouchure de l'Orne, a livré les Argiles de Lion-sur-Mer (Bathonien terminal). L'ensemble sommital de cette unité est attribué aux alternances marno-calcaires du Callovo-Oxfordien inférieur (Marnes d'Escoville, Marnes d'Argences, Marnes à *Belemnopsis latesulcata*, Marnes sableuses et calcaires de Crèvecœur, Marnes de Dives et Marnes de Villers). Toutes ces formations sont également retrouvées dans les forages réalisés au large du Havre et décrits par Guyader (1968). La limite supérieure de l'unité sismique U11 est caractérisée par un réflecteur de forte amplitude attribuée à l'Oolithe ferrugineuse de Villers (Oxfordien inférieur).

- Unité sismique U12 (**Oxfordien moyen**) occupe la partie orientale de la baie de Seine. La partie supérieure de l'unité présente des réflecteurs discontinus avec des discordances internes (Fs10). Cette unité sismique est limitée à la base par une surface de concordance et au sommet par une surface de troncature. Aucun échantillonnage par carottage n'a été effectué, mais cette unité a été traversée par les forages réalisés au large du Havre (Guyader, 1968) ; elle est attribuée aux calcaires de l'Oxfordien moyen. La limite supérieure en *toplap* de U12 est interprétée comme la *Surface de Blangy*, séparant l'Oxfordien moyen et l'Oxfordien supérieur. Pour la première fois, cette discontinuité reconnue à terre dans tout le pays d'Auge (Dugué *et al.*, 1998) est mise en évidence en mer.

- Unité sismique U13 (**Oxfordien supérieur - Kimméridgien**) est décrite au large du Havre. Elle est limitée à la base par une surface en *onlap* et au sommet par une surface de troncature. Bien qu'aucun carottage n'ait été réalisé dans cette unité, cette unité sismique est attribuée à la série marneuse de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien, sur la base des connaissances à terre, et de l'interprétation des unités sous- et sus-jacentes.

Les autres unités sismiques décrites en baie de Seine correspondent aux terrains crétacés (unités sismiques U14, U15, U16 et U17) discordants sur les terrains du Jurassique supérieur et aux terrains tertiaires (unités sismiques U18, U19 et U20).

### 3.4. - Structuration des terrains géologiques de la baie de Seine

#### 3.4.1.- Structuration du bassin versant côtier de la baie de Seine

La cartographie géologique à 1/50 000 du bassin versant de la baie de Seine met en évidence cinq principales directions de failles et structures :

- direction **N 110** ou "**armoricaine**" représentée par les axes synclinaux paléozoïques de Ranville, May-sur-Orne et Urville. Cette direction devient plus discrète dans la couverture mésozoïque du pays d'Auge (faille de Villers-sur-Mer, faille de Beaumont-en-Auge), au nord de la campagne de Caen (faille de Périers-sur-le-Dan/Revières) et dans le Bessin (faille de Longues-sur-mer) ;

- direction **N 50 à N 70** ou "**varisque**" représentée par les failles en relais traversant les terrains briovériens du Sud Cotentin et se poursuivant dans la couverture triasique et liasique du Bessin. Ce sont les failles entre Saint-Lô et Balleroy (accident de la Drôme ; Verhnet *et al.*, 1999), la faille suivie de proche en proche, entre Granville, Caumont et Arromanches (accident de Granville ; Verhnet *et al.*, 1999), les failles en relais limitant la bordure Sud du bassin houiller de Carentan, entre Coutances et Littry (accident de Coutances ; Verhnet *et al.*, 1999). Dans le Centre-Cotentin, la direction N 50-N 70 correspond à la barre ordovicienne de Montebourg-Quinéville et aux failles-limites des bassins triasiques et jurassiques de Valognes et de Sainte-Mère-Église qui sont sécantes à la vallée du Merderet ;

- direction **N 130 à N 150**, surtout exprimée au sud du Massif armoricain, avec la faille passant par Céaucé, Domfront et Vire. Elle s'interrompt au contact du synclinorium de la Zone bocaine, puis se poursuit dans le Cotentin, avec la faille de la vallée du Merderet. La faille du Plain parallèle à cette dernière, met en contact les terrains jurassiques à l'ouest, avec les rochers littoraux précambriens, paléozoïques et liasiques à l'est (Pareyn & Royant, 1964) ;

- direction **N 0 à N 20** est surtout exprimée sur le littoral du Bessin, entre la Pointe du Hoc à l'ouest et Arromanches à l'Est ;

- direction **N 90** ou E-W représentée sur le littoral du Bessin, par la faille d'Osmanville qui longe la rivière de l'Aure et par la faille des Hachettes présente un compartiment Nord surélevé et un rejet d'environ 5 à 8 mètres. Au Nord de Bayeux, la faille de Villers-le-Sec limite au Nord, le graben pléistocène de Saint-Vigor et met en contact les calcaires marneux bathoniens avec les calcaires bajociens au Sud (Maurizot *et al.*, 2000). À l'ouest de Caen, la faille de Verson est une faille normale située sur le flanc nord de l'écueil paléozoïque de May-sur-Orne, avec un rejet d'environ 20 m (Maurizot *et al.*, 2000). Dans le Nord pays d'Auge, les failles de Beaumont-en-Auge, Pont-l'Evêque, Hermival-les-Vaux et Courtonne présentent une direction E-W ; elles mettent en contact les terrains jurassiques et crétacés et présentent un compartiment Nord relevé. Le rejet vertical de la faille de Courtonne est estimé à environ 50 m (Saint-Jean de Livet ; Ménéillet *et al.* (1999)).

#### 3.4.2.- Structuration de la baie de Seine

L'acquisition et l'interprétation des profils sismiques de baie de Seine permet de retrouver trois principales directions (NE-SW, WNW-ESE et E-W) dans les failles et structures affectant le substratum géologique (Fig. 10) :

- **direction NE-SW ou direction varisque** qui est la mieux représentée en baie de Seine, entre Saint-Vaast-la-Hougue et l'estuaire de la Dives. Le regard de ces failles est orienté vers le NW, sauf au large du Granite de Barfleur et délimitent des hemi-grabens.

Au large de la baie de Seine, entre le Bessin et la campagne de Caen, certaines failles orientées NE-SW s'amortissent vers le Nord-Est, sous forme de flexures anticlinales. En direction de la mer de la Manche centrale, ces failles sont limitées par la faille courbe majeure W-E puis NNW-SSE de Fécamp.

Au large de la côte orientale du Cotentin, une faille de direction NE-SW limite les terrains paléozoïques des Îles de Saint-Marcouf, au nord-ouest. La baie des Veys est limitée au Nord par une faille majeure

orientée NE-SW qui affaisse d'environ 100 m, le compartiment oriental bathonien de Grandcamp (Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont, Bathonien moyen), par rapport au compartiment occidental sinémurien (Calcaire à gryphées). Une autre faille de même direction limite vers l'est, la baie des Veys, dans les terrains bathoniens.

- **direction NW-SE ou direction armoricaine** est décrite en baie de Seine, au large des falaises du pays d'Auge, avec deux failles à regard vers le SW, l'une dans le prolongement de l'estuaire de la Dives et l'autre au large de Villers. Seule cette dernière est connue à terre. En baie de Seine et à environ 15 km des côtes, une voussure anticlinale, de direction NE-SW, sépare ces deux failles.

- **direction W-E** est moins bien représentée. Elle s'exprime à environ 20 - 30 km des côtes du Bessin et de la campagne de Caen, par deux failles à regard nord dans les terrains jurassiques. Plus au Nord, cette direction W-E devient prédominante dans le synclinal cénozoïque de baie de Seine et au large du Nord Cotentin. Ces failles sont localement associées à des voussures anticlinales, ce qui amène par exemple les terrains Aaléno-Bajociens à l'affleurement dans les falaises de Sainte-Honorine-des-Perthes.

La baie de Seine est affectée par des failles normales à pendage apparent Nord ou Nord-Ouest. Les axes anticlinaux et synclinaux ont une direction générale ENE-WSW.

### 3.5.- Apports de la carte géologique révisée de la baie de Seine à la connaissance des terrains jurassiques normands

Les travaux de Larssonneur (1971), Larssonneur *et al.* (1974) ou Auffret *et al.* (1980) ont établi la similitude des caractères lithologiques et structuraux pour les terrains géologiques décrits à terre et retrouvés de la baie de Seine.

Les terrains précambriens, paléozoïques et triasiques affleurent à l'est du Cotentin, les marnes et les calcaires du Lias et Aaléno-Bajocien occupent la baie des Veys, tandis que les calcaires bathoniens sont surtout répartis dans la baie de Seine et les marnes callovo-oxfordiennes sont présentes dans la partie orientale. Ces terrains mésozoïques présentent une structure monoclinale à pendage vers le NE. Au Nord, ce sont les craies crétacées et les calcaires tertiaires qui prédominent. D'un point de vue structural, les failles majeures de directions armoricaine et varisque prolongent celles connues à terre.

La quantité et la qualité des nouvelles données sismiques acquises en 2007 et 2008 (Benabdellouahed, 2011) apportent de nouvelles observations et précisions sur les terrains jurassiques de la baie de Seine (Fig. 12).

#### 3.5.1.- Succession lithologique bathonienne

Dans les précédentes cartes des fonds géologiques de la baie de Seine (Larssonneur *et al.*, 1974), les différents terrains bathoniens calcaires, marneux et marno-calcaires étaient regroupés. La précision de la cartographie sismique acquise en baie de Seine permet dorénavant de représenter les différentes formations géologiques jurassiques définies à terre et certaines de leurs surfaces-limites remarquables associées.

Il est ainsi possible d'y retrouver en mer, la succession des formations calcaires homogènes et épaisses, séparées par des intervalles plus marneux (caillasses).

Les marnes et calcaires marneux du Bathonien inférieur et moyen, décrits dans les affleurements côtiers du Bessin, se poursuivent vers le Nord, en mer (unité sismique U5 attribuée aux Marnes de Port-en-Bessin), sur une largeur inférieure à 10 km et sont interrompus par des failles d'orientation EW. Cette unité sismique se retrouve aussi à l'est de la Pointe de Barfleur.

Mais, la plus grande partie de la baie de Seine, au large du Bessin et de la campagne de Caen, est occupée par des terrains du Bathonien supérieur, attribués aux unités sismiques U8 (Calcaire de

Ranville) U9 (Caillasse de la Basse-Écarde) U10 (Calcaire de Langrune). Ce sont le plus souvent des calcaires cimentés homogènes qui sont surmontés vers l'Est, par les marnes et calcaires marneux du Bathonien terminal-Callovien inférieur.

### 3.5.2. - Disparition septentrionale des écueils rocheux paléozoïques

Les modalités de la construction de la plate-forme carbonatée bajo-bathonienne armoricaine sont caractérisées par la persistance d'écueils paléozoïques qui modifient les courants à leur périphérie (Riout, 1968a).

Le long de la bordure Est-armoricaine, entre l'Éperon du Perche et le Sud de Caen, les derniers écueils rocheux sont recouverts au Callovien. Au Nord de la campagne de Caen, ils sont ensevelis dès le Lias, mais aucun n'a été reconnu plus au Nord, en baie de Seine.

### 3.5.3. - Biohermes jurassiques

Au Bathonien supérieur, des biohermes calcaires à éponges, d'échelle métrique sont décrits dans les falaises littorales de Saint-Aubin-sur-Mer et sur le platier de Luc-sur-Mer (Caillasse de la Basse-Écarde) (Dugué *et al.*, 1998), mais disparaissent vers le Sud. Ces biohermes à éponges se retrouvent au large des côtes du Bessin dans l'unité sismique U9 (Caillasse de la Basse-Écarde), sous forme de structures de géométrie lenticulaire, d'épaisseur décamétrique et de longueur d'onde assez régulière d'ordre hectométrique.

Les récifs à polypiers de l'Oxfordien moyen décrits le long de la bordure Est-armoricaine (Mont Canisy, Lisieux, Bellême) ne sont pas retrouvés vers le Nord, en baie de Seine. Dans la coupe littorale du pays d'Auge (Mont Canisy), cette construction récifale (environ 20 m d'épaisseur) s'édifie au droit d'une barrière oolithique (20 m) séparant une plate-forme carbonatée protégée (falaises des Vaches noires), d'une plate-forme orientale plus ouverte (falaises des Roches noires). L'orientation de cette barrière est parallèle à celle de la faille N 120 de Villers.

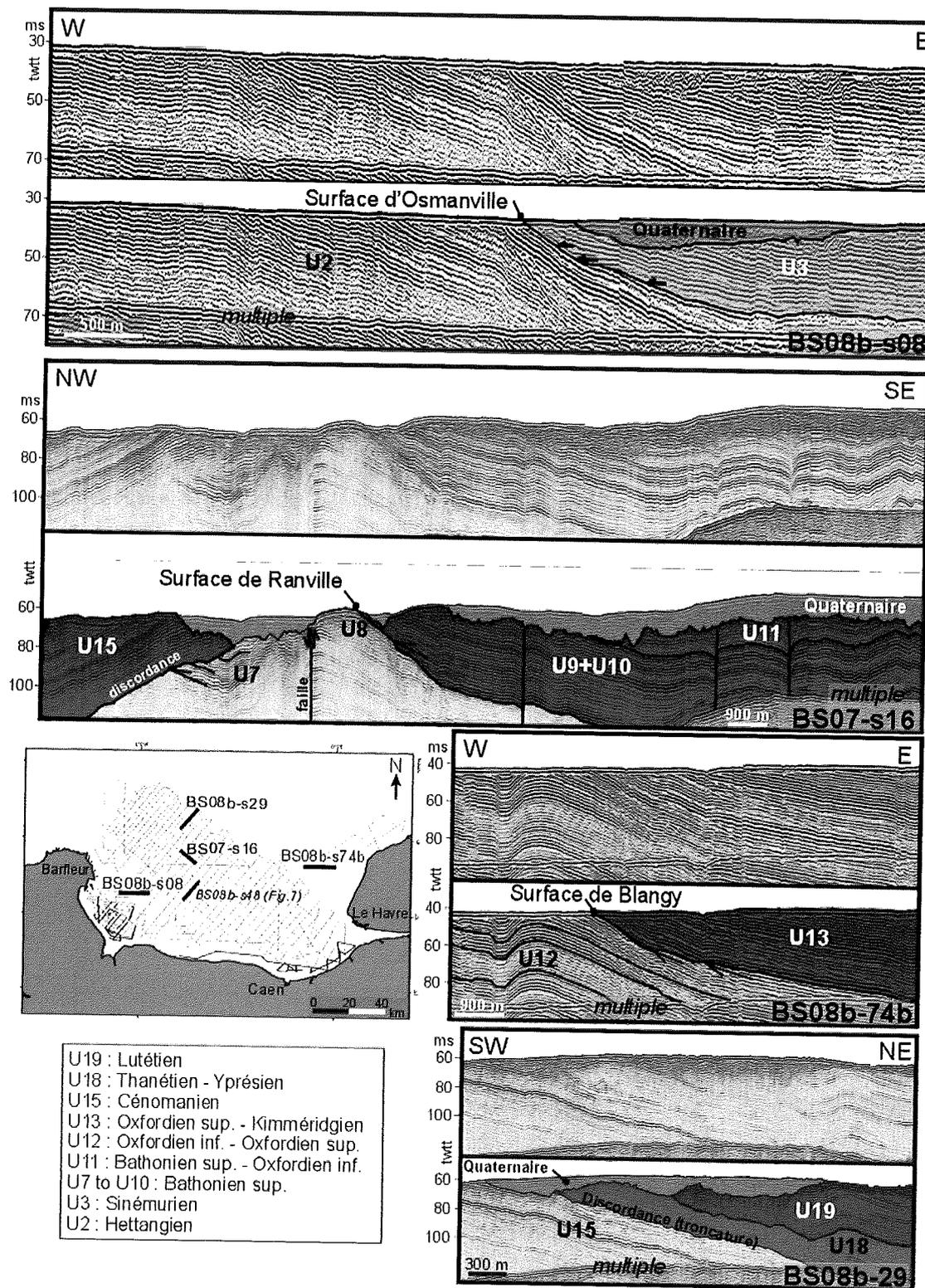


Figure 12. - Exemples de profils sismiques (bruts et interprétés) montrant quelques unes des discontinuités majeures intra-mésozoïques reconnues à terre et identifiées pour la première fois en baie de Seine (Benabdellouahed, 2011).

Toutes les échelles verticales sont en ms twtt (millisecond two way travel time : millisecondes temps double).

### 3.5.4. - Corps sédimentaires bathoniens progradants

Le long de la bordure Est-armoricaine, les différents dépôts de la plate-forme carbonatée bajo-bathonienne migrent en direction du Nord-Est (Bessin) jusqu'à la fin du Bathonien moyen. Selon une coupe S-N, les boues calcaires marines et confinées méridionales progradent progressivement sur les mégarides tidales de sables oolithiques et bioclastiques, elles-mêmes recouvrant la vasière externe septentrionale du sillon marneux (Bessin) (Fily *et al.*, 1979).

Cette progradation bajo-bathonienne s'arrête au début du Bathonien supérieur, à la suite du basculement de la bordure Est-armoricaine vers le Sud, favorisant l'initiation de la transgression "callovienne" (Dugué, 2007). Il en résulte des changements locaux à régionaux, avec l'érosion des écueils paléozoïques au sud (Éperon du Perche), la rotation de la résultante des paléocourants tidaux vers le sud, des épisodes de plus en plus fréquents de faciès de "mer ouverte" avec les Caillasses s'avançant de plus en plus vers le sud et une modification des cortèges de minéraux argileux.

Des corps sédimentaires progradant vers l'Est sont décrits dans l'unité sismique U8 (Calcaire de Ranville, Bathonien supérieur). L'épaisseur de ces corps est de 10 et 15 m et leur longueur d'onde pluri-hectométrique. Des épaisseurs comparables (8 à 12 m) sont décrites dans les affleurements bathoniens au nord de Caen (Maurizot *et al.*, 2000).

À partir des données sismiques et des données géologiques à terre (Riout, 1980 ; Riout *et al.*, 1991, Dugué, 2007), les géométries préservées dans le Calcaire de Ranville sont interprétées comme le résultat de la progradation de systèmes sédimentaires d'avant-plage. À terre, la résultante des paléocourants tidaux relevée dans les mégarides est dirigée vers le SE (120°) (Fily, 1978). Sur les profils sismiques, le sens de progradation des avant-plages est dirigé vers l'Est. Cela révèle l'obliquité, voire le parallélisme, des directions de courants tidaux par rapport à l'orientation de la ligne de rivage. Il s'agit d'une disposition classique le long des systèmes côtiers de plates-formes tidales (Stride, 1982).

### 3.5.5.- Discontinuités sédimentaires jurassiques

Quelques réflecteurs sismiques remarquables, le plus souvent de forte amplitude et grande continuité, ont été rattachés aux discontinuités majeures d'extension régionale décrites à terre (Riout et Fily, 1975b) :

- Surface d'Osmanville (base du Sinémurien) ;
- Surfaces de Sainte-Honorine (Aalénien à Bajocien) ;
- Surface de Ranville (Bathonien supérieur) ;
- Surface de Lion (Bathonien terminal) ;
- Surface de Blangy (Oxfordien moyen) ;
- Surface de Villerville (Oxfordien supérieur) ;
- discordance entre le Jurassique et le Crétacé.

Par exemple, les calcaires hettangiens recouvrent partiellement en transgression, le substratum paléozoïque des Îles de Saint-Marcouf. La *Surface d'Osmanville* correspond à terre, près d'Isigny, à la surface de transgression des alternances marno-calcaires sinémuriennes (Calcaire à Gryphées) sur des calcaires hettangiens déformés (Eudes-Deslongchamps, 1865 ; Riout, 1968a ; Riout & Fily, 1975). Elle est également retrouvée pour la première fois en mer, au large de Saint-Vaast-la-Hougue, sur la côte orientale du Cotentin.

La discordance cartographique Jurassique/Crétacé reconnue sur toute la bordure occidentale du Bassin parisien, entre le Maine au Sud et le Calvados au Nord, affleure très médiocrement. Elle est décrite en baie de Seine, caractérisée par une surface d'érosion des terrains jurassiques et soulignée au large du pays de Caux, par des remplissages d'âge wealdien.

Cette discordance cartographique est depuis longtemps interprétée comme le résultat d'une déformation intervenue entre la fin du Jurassique supérieur et le début du Crétacé (Dangeard, 1943).

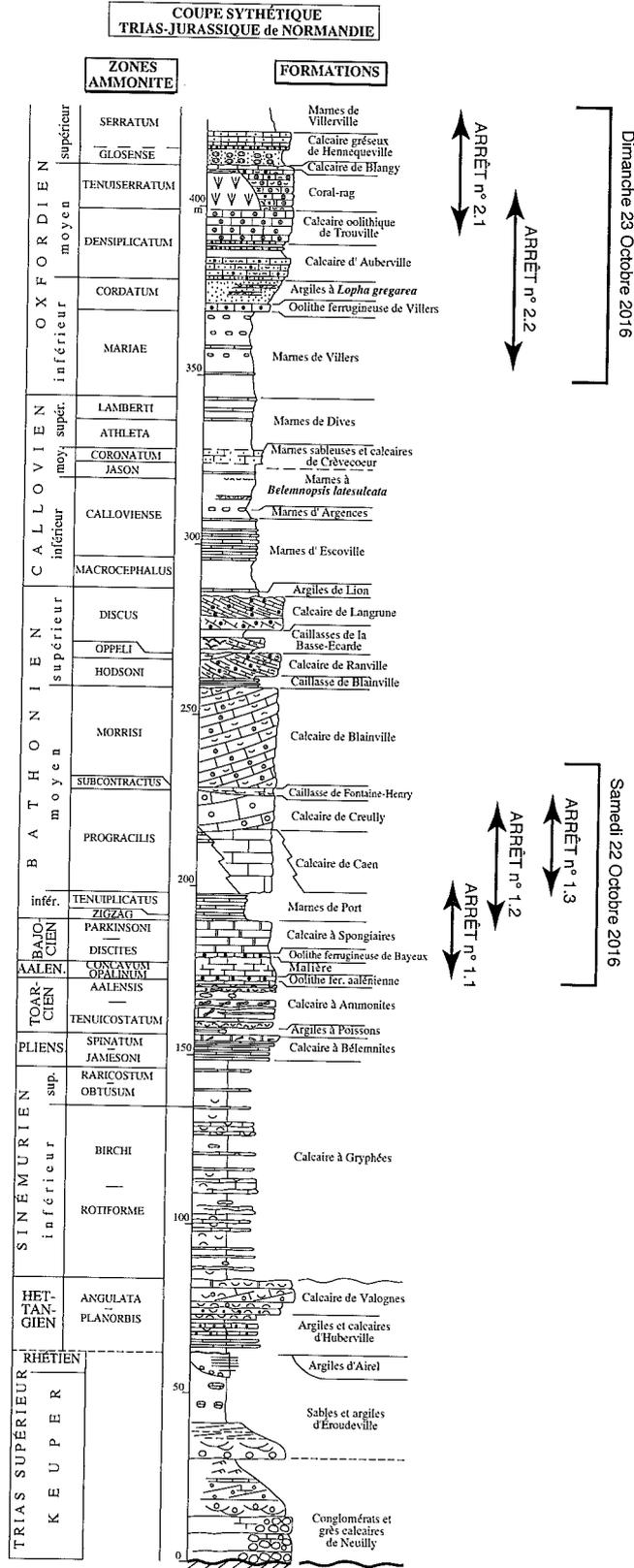


Figure 13 - Localisation géologique des coupes visitées.

# LIVRET-GUIDE DE L'EXCURSION

## PROGRAMME

### 1<sup>ère</sup> journée : Samedi 22 octobre 2016

Arrêt n° 1.1 : La série jurassique des falaises de Sainte-Honorine-des-Pertes

Arrêt n° 1.2 : la série jurassique des falaises de Port-en-Bessin

Arrêt n° 1.3 : La série jurassique des falaises de Longues-sur-Mer

Arrêt n° 1.4 : Le Calcaire de Caen et l'exploitation de la Pierre de Caen

### 2<sup>e</sup> journée : Dimanche 23 octobre 2016

Arrêt n° 2.1 : La série jurassique des falaises des Roches noires

Arrêt n° 2.2 : La série jurassique des falaises des Vaches noires

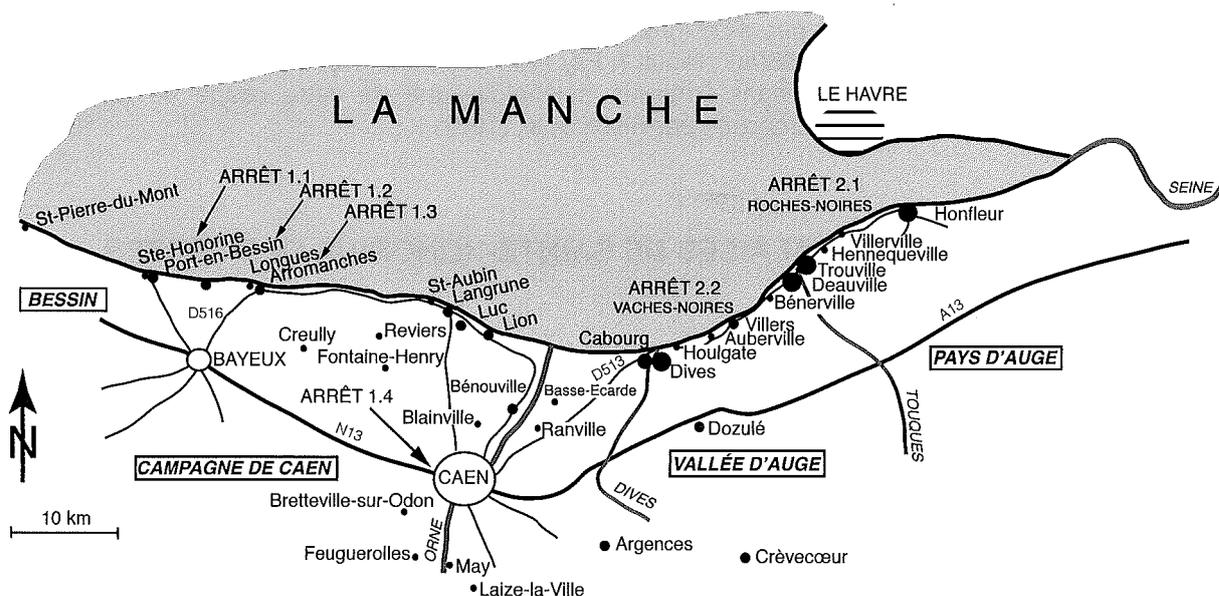


Figure 14 - Localisation géographique des coupes visitées

x Pj 2792 et suite  
1<sup>ère</sup> journée  
Samedi 22 octobre 2016

---

## ARRET n° 1.1

# LA SERIE JURASSIQUE DES FALAISES DE SAINTE-HONORINE-DES-PERTES

---

**Formations étudiées** : Malière, Oolithe ferrugineuse de Bayeux, Calcaire à spongiaires Marnes de Port-en-Bessin et Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont (Fig. 13)

**Localité** : Sainte-Honorine-des-Pertes (N-NW de Bayeux ; W de Port-en-Bessin) (Fig. 14)

**Sujets** : - coupe du stratotype historique bajocien avec dépôts condensés ferrugineux  
- passage du Calcaire à spongiaires (Bajocien) aux marnes bathoniennes

La coupe la plus accessible des formations de l'Aalénien supérieur au Bathonien inférieur en Normandie est visible le long des falaises côtières du Bessin, entre Sainte-Honorine-des-Pertes et Port-en-Bessin. Cette coupe classique choisie par d'Orbigny (1852) comme stratotype de son étage Bajocien a été révisée par Rioult (1964, 1971, 1980a) ; Rioult & Fily (1980) qui ont inventorié les faunes ammonitiques. Dernièrement, Pavia (1994) a repris l'analyse paléontologique de cette coupe de référence. Une interprétation séquentielle a été proposée par Rioult *et al.* (1971).

## 1. - DESCRIPTION DES FALAISES DE SAINTE-HONORINE-DES-PERTES

Le profil des falaises est composite. À la première falaise abrupte blanchâtre du Calcaire à spongiaires fait suite un talus grisâtre marneux, puis marno-calcaire (Marnes de Port) montrant de nombreuses loupes de glissement. En arrière-plan, une seconde falaise plus abrupte, de couleur crème apparaît en corniche, avec les Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont, inaccessibles dans cette coupe (Fig. 15).

L'estran rocheux est formé des bancs calcaires gréseux de la Malière. Il se trouve disséqué par un réseau de diaclases lié au bombement anticlinal des Hachettes et par de nombreuses poches d'érosion et de dissolution dues à l'activité actuelle d'organismes perforants.

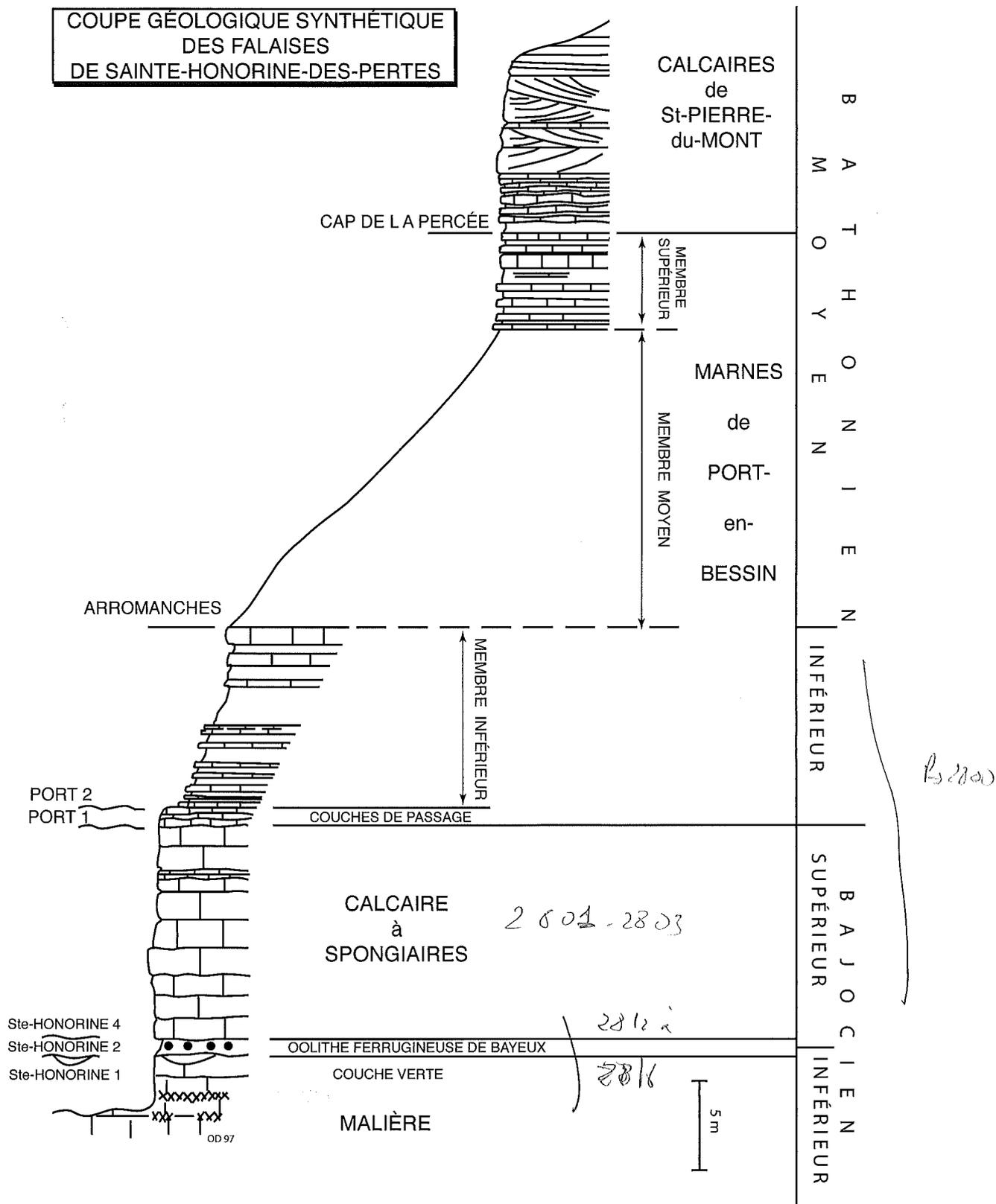


Figure 15. - Coupe géologique synthétique des falaises de Sainte-Honorine-des-Pertes (Dugué *et al.*, 1998).

Le bombement anticlinal dit « bombement des Hachettes » (Eudes-Deslongchamps, 1865) relève les couches de la Malière et les met en contact avec celles blanchâtres du Calcaire à spongiaires. Son axe passe par le lieu-dit « les Hachettes », sur le platier rocheux entre Sainte-Honorine et Port-en-Bessin. Une faille E-W, parallèle à la côte, appelée faille des Hachettes, lui est associée.

La coupe des falaises de Sainte-Honorine-des-Pertes présente la succession suivante, avec de haut en bas :

- 5 - Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont (12 m) : Bathonien moyen
- 4 - Marnes de Port-en-Dessin (38 m) : Bathonien inférieur à moyen
- 3 - Calcaire à spongiaires (10-12 m) Bajocien supérieur
- 2 - Oolithe ferrugineuse de Bayeux (0,05-0,5 m) Bajocien inférieur à moyen
- 1 - Malière (6-7 m) *pro parte* Aalénien moyen à Bajocien inférieur

## 2. - MALIERE (Aalénien moyen à base du Bajocien inférieur ; 6-7 m)

Riout (1962c, 1980) divise cette formation carbonatée gréseuse, bioturbée, avec cordons de silex et faciès glauconieux à la partie supérieure, en trois unités ; la première, datée de l'Aalénien moyen-supérieur affleure médiocrement sur les parties basses du platier.

**2.1.- Membre inférieur** (1-2 m ; Aalénien moyen à supérieur ; zones à *Murchisonae* et *Concavum*), avec des alternances de marnes et de calcaires argileux bioclastiques (biomicrites), grises à jaunâtres, caractérisées par des décharges détritiques silteuses et au sommet dans le Bessin par des silicifications. Quelques pellétoïdes limoniteux sont également présents près des écueils ; là, cette unité est tronquée par une surface d'érosion surmontée par des galets.

**2.2.- Membre moyen** (4-5 m ; Bajocien inférieur ; zones à *Discites* et *Laeviuscula*) affleure sur la quasi-totalité de l'estran rocheux, à la faveur de failles. Il est formé de bancs calcaires silteux sombres, d'aspect noduleux, associés à des cordons irréguliers de rognons siliceux noirâtres. Par rapport à l'unité sous-jacente, les silex grisâtres à noirs deviennent plus abondants et les bancs plus rapprochés.

Ces dépôts sont intensément bioturbés, avec une association de traces fossiles à *Chondrites* et *Zoophycos* conservées aussi bien dans les calcaires que dans les silex. Le sommet de cette unité médiane, plus riche en matrice calcaire et en glauconie détritique, apparaît surtout bioturbé par des terriers verticaux simples ou en « U », indiquant un changement hydrodynamique. Quelques organismes benthiques y sont souvent mal fossilisés : Bivalves à l'état de moules internes (endo- et épibiontes) et Gastropodes. Les microorganismes planctoniques deviennent plus abondants au sommet.

Le **microfaciès** est une biomicrite silteuse avec de nombreux spicules d'éponges siliceuses, secondairement calcitisés. Selon Riout (1980), les teneurs en glauconie et le stock détritique quartzeux varient en sens inverse, les grains détritiques glauconieux augmentant nettement vers le sommet de l'unité. Le sommet du Membre moyen de la Malière, plus riche en glauconie et abondamment bioturbé, indique un ralentissement de la sédimentation. Il est érodé par la *Surface de Sainte-Honorine 1*.

*Surface de Sainte-Honorine 1* : surface d'érosion au sommet du Membre moyen de la Malière, avec des cuvettes atteignant 40 cm de profondeur. Cette surface est recouverte d'un enduit glauconieux. Elle est associée à une lacune biostratigraphique (du sommet de la sous-zone à *Laeviuscula* à la base de la sous-zone à *Sauzei*) (Riout *et al.*, 1991).

**2.3.- Membre supérieur** (0-0,3 m ; Bajocien inférieur ; sous-zone à *Sauzei*) ou « Couche verte » qui correspond au remplissage conglomératique des dépressions de la *Surface d'érosion de Sainte-Honorine 1*. Il s'agit donc d'un dépôt discontinu issu du remaniement des fossiles et des galets de Calcaires sous-jacents. Bon nombre de ces éléments avellanaires à pugilaires sont eux-mêmes recouverts d'un enduit phosphaté ou glauconieux (Dangeard, 1940). Mais, la matrice du conglomérat est un calcaire biomicritique gris clair avec des grains de glauconie, qui recèle une faune propre (Bélemnites, Ammonites, Bivalves, Gastropodes...) et quelques débris de bois flottés. Les organismes planctoniques carbonatés, phosphatés ou glauconitisés restent abondants.

*Surface de Sainte-Honorine 2*: surface d'érosion complexe et de grande extension latérale qui tronque à la fois les conglomérats de la Couche verte et le sommet glauconitisé du Membre moyen, recoupant la *Surface de Sainte-Honorine 1*. Elle est associée à une lacune biostratigraphique (de la sous-zone à *Hebridica* à la base de la sous-zone à *Edouardiana*).

↳ 2810 couche à stromatolites  
2805 couche verte congl.

## 2.4.- Paléogéographie de la Malière

La Malière est reconnue depuis le Cotentin (Sainte-Marie-du-Mont ; Bonissent, 1870) jusqu'au Sud de Caen, sous un faciès de calcaire marno-silteux, à grains glauconieux et phosphatés, mais disparaît en direction des paléoreliefs de Falaise et de Sées. Sur les écueils de May, l'épaisseur de la Malière est réduite à moins de 1 m et les silex n'existent plus.

Au Sud et à l'Est de Caen, les faciès conglomératiques glauconieux de la Couche verte passent latéralement à des sables glauconieux discontinus, avec débris phosphatés. Cette formation est absente dans les sondages du Havre (Riout, 1980). Autour de l'Éperon du Perche, ces faciès correspondent à des dépôts détritiques, quartzeux et bioclastiques, à stratifications obliques (Sables et graviers de Tessé), qui sont caractérisés par de nombreux arrêts de sédimentation avec érosion.

Au Sud de l'Éperon du Perche, les dépôts sont des biomicrites à silex similaires à celles des membres inférieur et moyen de la Malière. En revanche, au NW du Mans et au Sud de Conlie, il existe un dépôt lenticulaire à oolithes ferrugineuses, Contemporains de la Couche verte. Sur toute la bordure est-armoricaine, une importante surface d'érosion, associée à une lacune biostratigraphique est donc enregistrée au sommet de la zone à *Sauzei*.

## 3. - OOLITHE FERRUGINEUSE DE BAYEUX (0,05-0,5 m ; sommet du Bajocien inférieur à base du Bajocien moyen)

Cette formation carbonatée, jaunâtre à beige, avec oolithes et pisolithes ferrugineux, repose soit sur le sommet glauconieux du Membre moyen de la Malière par l'intermédiaire de la *Surface de Sainte-Honorine 1*, soit directement sur la Couche verte au-dessus de la *Surface de Sainte-Honorine 2*. Malgré l'extrême condensation de ces dépôts ferrugineux (d'ordinaire 10 à 50 cm), des critères faunistiques et sédimentaires permettent pourtant de subdiviser l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux en quatre unités (Munier-Chalmas, 1892 ; Brasil, 1895 ; Riout, 1964) (Fig. 16).

**3.1.- Couche (A) ou Conglomérat de Bayeux (0,2-0,3 m) :** zone à *Humphriesianum* ; Bajocien inférieur Dans certaines coupes des falaises des Hachettes, les dépôts ferrugineux sont parfois limités au seul Conglomérat de Bayeux, surmonté d'une mince couche oolithique.

La Couche (A) est une accumulation continue, mais d'épaisseur variable, d'oolithes aplatis ferrugineux ( $\varnothing$  : 1-1,5 cm), dans une matrice calcaire peu abondante avec des oolithes ferrugineuses hétérométriques. Elle est surmontée par un dallage stromatolithique ferrugineux (3-10 cm d'épaisseur) présentant au sommet un réseau polygonal de fentes. Les allochèmes ferrugineux sont des nucléi bioclastiques ou lithoclastiques provenant du remaniement des couches sous-jacentes et entourés par

des lamines concentriques de goethite, piégeant des encroûtements d'organisme sessiles (Foraminifères, Serpules, Bryozoaires...).

Dans les coupes les plus épaisses, trois niveaux successifs sont distingués selon la lithologie des oncoïdes ferrugineux et l'origine de leur nucléus :

- A1 (zone à *Humphriesianum pro parte*) : niveau discontinu d'oncoïdes ferrugineux arrondis et de taille centimétrique. Leurs nucléi sont des lithoclastes glauconieux, phosphatés ou des fossiles remaniés des sous-zones à *Edouardiana*, *Paululus* et *Humphriesianum* ;

- A2 (sous-zone à *Blagdeni*) : niveau avec oncoïdes devenant hétérométriques (0-15 cm). Les nucléi sont moins souvent issus du remaniement de la Couche verte ;

- A3 : dallage stromatolithique ferrugineux discontinu (Dangeard, 1930), avec de fréquentes structures de croissance (structure en bouffée de pipe, structure LLH), leur donnant une surface supérieure bosselée (*Surface de Sainte-Honorine 3*).

### 3.2.- Couche (B) (0-0,15 m) : zone à *Niortense* ; Bajocien supérieur basal

Ce calcaire biomicritique à oolites ferrugineuses brillantes, très fossilifère (Bélemnites, Ammonites, Mollusques, Gastropodes), se caractérise à la base par des oncolites ferrugineuses aplatis ( $\varnothing$  : 10 cm), passant vers le haut à des oolites ferrugineuses brillantes mal classées à la base, mieux triées au sommet, flottant dans une abondante matrice biomicritique brunâtre. Les premières ammonites récoltées dans cette couche (B) sont datées du sommet de la sous-zone à *Polygyralis*.

La discontinuité de *Sainte-Honorine 3* est donc associée à une importante lacune biostratigraphique (du sommet de la sous-zone à *Blagdeni* au sommet de la sous-zone à *Polygyralis*).

### 3.3.- Couche (C) (0-0,1 m) : zone à *Garantiana* ; Bajocien supérieur

Le faciès reste similaire avec des oolites ferrugineuses mates hétérométriques dans une abondante matrice biomicritique. Il est souvent difficile de distinguer à l'affleurement le banc (C) du banc (B), bien que les ammonites index soient différentes. Selon Rioult (1980), la fréquence des oolites ferrugineuses et le stock bioclastique diminuent dans le banc (C).

### 3.4.- Couche (D) (0,2-0,3 m) : sous-zone à *Truellei* ; Bajocien supérieur

Ce calcaire micritique ferrugineux est caractérisé par une distribution irrégulière de ses oolites ferrugineuses, suite à une intense bioturbation. La matrice boueuse blanchâtre apparaît relativement plus importante et les Bivalves moins nombreux. Les oolites ferrugineuses sont plus grossières, mal classées et de couleur mate. Quelques oolites pyriteuses sont mélangées aux oolites ferrugineuses.

Le sommet du banc (D) est limité par un contact plan net définissant la *Surface de Sainte-Honorine 4*. La faune de cette formation est riche et diversifiée (Ammonites, Nautilus, Bélemnites, *Natica*, *Pleurotomaria*, *Pholadomya*, *Trigonia*, *Pecten*, *Zeilleria*, rares *Discocyathus*).

### 3.5.- Environnement sédimentaire

Les oncoïdes ferrugineux, ainsi que les stromatolithes, sont liés à l'activité biologique de cyanobactéries qui ont précipité le fer autour d'un nucléus. Ce dernier est formé soit d'un lithoclaste, soit d'un bioclaste remanié des couches précédentes et qui renseigne sur la nature des matériaux détritiques en présence. Ces oncoïdes présentent peu de signes de transport.

Tous les faciès de l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux se caractérisent par la quasi-absence de sable quartzique dans leur milieu de dépôt. La concentration des solutions de fer persistera longtemps, au cours de quatre zones ammonitiques, et fait suite à une authigenèse glauconieuse et phosphatée (Bajocien inférieur, Couche verte). L'environnement sédimentaire de dépôt de l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux, se

situait dans la zone photique, loin du rivage et ne recevait que des apports terrigènes fins, suggérant un haut-fond éloigné des côtes armoricaines.

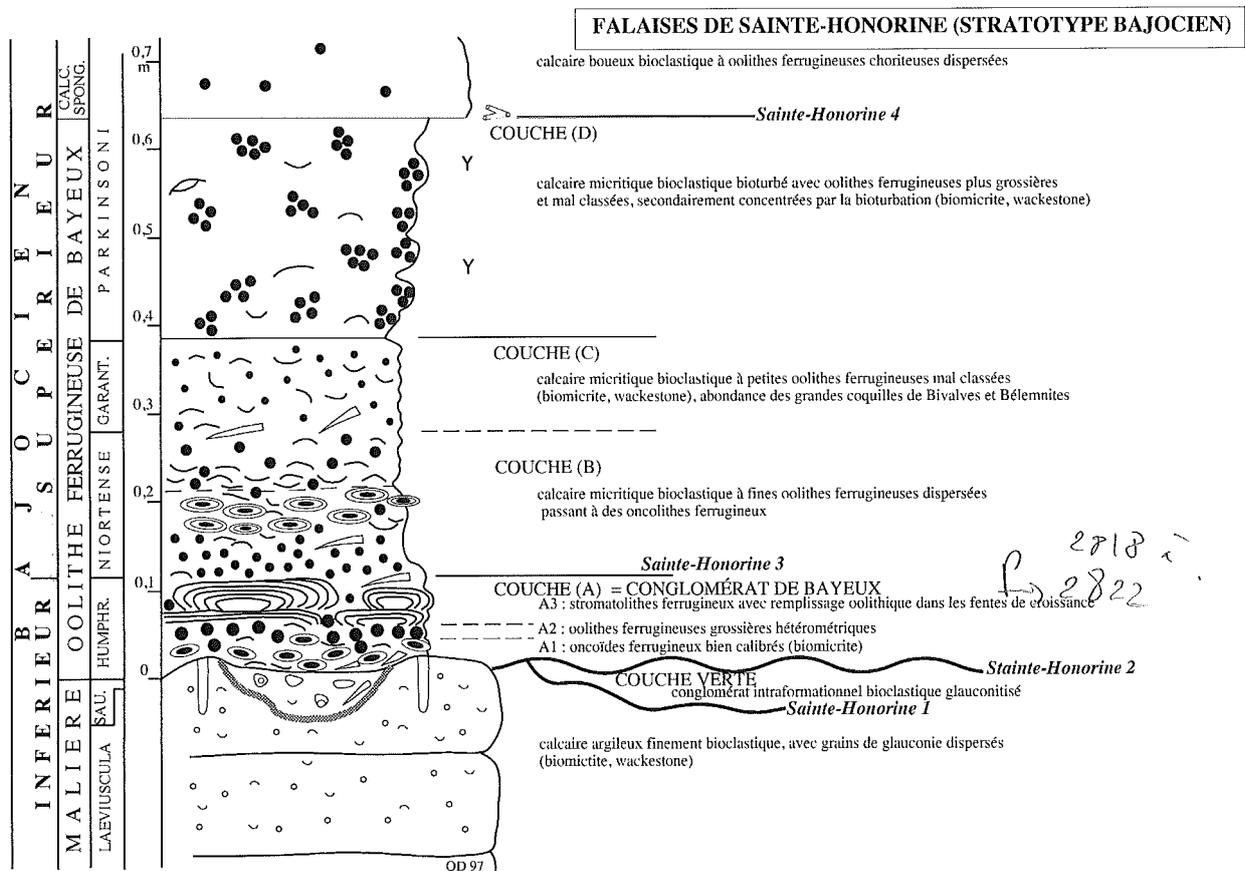


Figure 16. - Coupe géologique détaillée du stratotype historique bajocien (falaises de Sainte-Honorine-des-Pertes)

### 3.6.- Paléogéographie

Les faciès condensés et ferrugineux de l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux sont connus sur toute la partie NE de la bordure armoricaine, depuis le Cotentin jusqu'à la région du Havre, et plus spécialement dans le Bessin, la campagne de Caen et au N de la campagne de Falaise. À proximité de Falaise, ces faciès ferrugineux passent progressivement vers le Sud à des dépôts calcaires boueux bioclastiques à Brachiopodes (Calcaire à *Acanthothiris spinosa*, biopelmicrite) et sur l'Éperon du Perche (Mortagne, Mamers, Alençon), à un calcaire ooblastique plus ou moins grossier. Un important épisode érosif est enregistré au toit de ce dépôt carbonaté, juste avant son recouvrement par le faciès transgressif du Bajocien supérieur (Oolithe de Villaines).

Le Conglomérat de Bayeux avec son horizon-repère à stromatolites est limité au Bessin. À l'W et au SW de la campagne de Caen, il correspond latéralement à un calcaire faiblement silteux à fines oolites ferrugineuses (« banc sableux » des géologues normands, 0,5-0,8 m max.), puis à un calcaire biomicritique à petites oolites ferrugineuses brillantes au Nord de Caen (sondage de Ranville). Les nuclei des oolites inframillimétriques sont des bioclastes, des grains de glauconie ou des grains de quartz.

#### 4.- CALCAIRE A SPONGIAIRES (10-12 m ; Bajocien supérieur, sous-zone à *Bomfordi*)

Un contraste net de couleur marque la base de la Formation du Calcaire à spongiaires au-dessus de la discontinuité régionale de Sainte-Honorine 4. Le Calcaire à spongiaires (10-12m ; ex. Oolithe blanche) blanchâtre, en bancs massifs à noduleux est caractérisé par des pellétoïdes limoniteux dispersés et surtout par une faune abondante d'éponges siliceuses en écuelles et d'éponges calcaires, accompagnée d'une faune commensale. Deux unités sont distinguées dans les falaises littorales (Fig. 17) :

**4.1.- Membre inférieur** (7,5 m ; Bajocien supérieur, sous-zone à *Bomfordi*) est caractérisé par deux séquences métriques avec des calcaires boueux à la base devenant de plus en plus riches en éponges vers le sommet.

Quelques oolithes ferrugineuses dispersées sont encore présentes à la base. Plusieurs ralentissements mineurs de la sédimentation, avec érosion des fonds par des tempêtes, sont soulignés par des horizons bioclastiques ou des éponges retournées.

**4.2.- Membre supérieur** (2,5 m ; Bajocien supérieur, sous-zone à *Bomfordi*) débute par un niveau marneux décimétrique, dépourvu d'éponges.

Au-dessus de ce repère, les bancs calcaires diminuent d'épaisseur avec des délits plus argileux, le faciès biomicritique devient plus boueux avec des éponges de plus petite taille et plus fréquemment brisées sur place. Le toit de la formation est érodé, localement encroûté par des Bryozoaires, des Serpules et surmonté par des galets et graviers intraformationnels. Cette discontinuité définit la *Surface de Port-en-Bessin 1*.

#### 4.3.- Paléoécologie des éponges bajociennes (Riout, 1980)

Les grandes éponges en écuelles sont siliceuses (démospouges, hyalosponges), tandis que les plus petites sont carbonatées et encroûtantes (*Enaulofungia*, *Limnorea*, *Corynella*, *Peronidella*). Ces éponges ne construisaient pas de récifs, mais vivaient côte à côte sur des fond boueux peu profonds. Une importante faune commensale avec Brachiopodes, Oursins réguliers, Serpules, Bryozoaires... leur est associée. Dans un tel milieu, les Ammonites sont rares et souvent mal conservées. Ces colonies de spongiaires vivaient au-dessus de la zone d'action des vagues de tempêtes, car elles apparaissent périodiquement renversées et remaniés.

Pour Riout (1980), cette formation carbonatée enregistre l'apparition de nombreux groupes d'invertébrés et de vertébrés qui se développeront au cours du Bathonien. Par comparaison avec les faunes de l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux, il y a un renouvellement des faunes qui est à mettre en relation avec l'apogée de la plate-forme carbonatée bajocienne sur la bordure armoricaine.

#### 4.4.- Paléogéographie

La formation du Calcaire à spongiaires est reconnue sur toute la façade littorale, depuis Blosville (50) jusqu'au Havre, ainsi que sur les fonds de la Baie de Seine et au large, sur la côte septentrionale du Cotentin. Toutefois, son épaisseur diminue progressivement en direction du Sud-Est (20 m à l'W de Bayeux ; 10-12 m dans les coupes du Bessin ; 9-10 m autour de Caen).

Ces faciès biomicritiques à éponges disparaissent entre Caen et Falaise, faisant place au faciès bioclastique plus fin et pellétoïdal du Calcaire à *Acanthothiris spinosa*. Autour de l'Eperon du Perche, ces dépôts passent latéralement à des sables oolithiques à Bivalves et coraux. Mais plus au Sud, le Calcaire de Durtal avec spongiaires présente des caractères similaires au Calcaire à spongiaires.

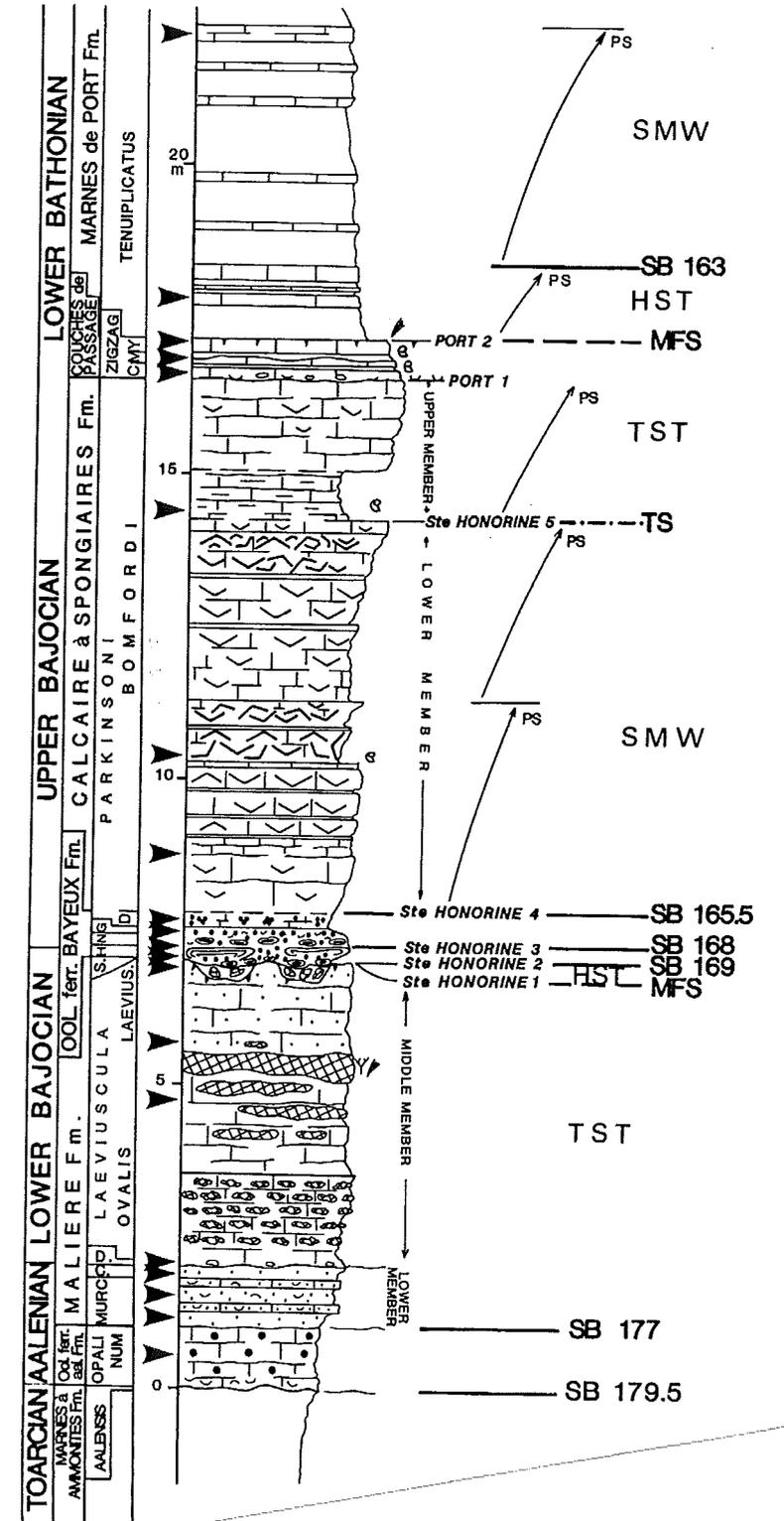


Figure 17. - Coupe géologique synthétique et interprétation séquentielle de la série aaléno-bajocienne du Bessin (falaises de Sainte-Honorine-des-Pertes et affleurements de l'arrière-pays (in Rioult et al., 1991).

<b>ARRET n° 1.2</b>
---------------------

## LA SERIE JURASSIQUE

### DES FALAISES DE PORT-EN-BESSIN

---

**Formations étudiées :** Calcaire à spongiaires, Marnes de Port-en-Bessin et Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont (Fig. 13)

**Localité :** Port-en-Bessin (N de Bayeux, Est de Sainte-Honorine-des-Perthes) (Fig. 14)

**Sujets :** - série terrigène bathonienne du Bessin

#### 1. - DESCRIPTION DES FALAISES A L'EXTREMITÉ EST DE PORT-EN-BESSIN

À l'Est de Port-en-Bessin, l'estran rocheux est formé des derniers bancs du Calcaire à spongiaires. Le profil de la falaise est découpé en trois parties distinctes, avec à la base, une falaise verticale vive (Marnes de Port-en-Bessin) formée d'alternances marno-calcaires grisâtres dans la partie moyenne, un large talus en plan incliné (25 m) envahi par la végétation et entaillé par des loupes de glissement, menant épisodiquement à l'affleurement des marnes, et au sommet, une corniche abrupte constituée d'alternances marno-calcaires dont les bancs calcaires deviennent de plus en plus nombreux et plus épais, passant progressivement à des calcaires jaunâtres massifs (Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont). La coupe stratigraphique des falaises littorales (coupe de la Tour Vauban) est la suivante :

- 3 - Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont (12 m) Bathonien moyen ;
- 2 - Marnes de Port-en-Bessin (35-40 m) Bathonien inférieur et moyen ;
- 1- Calcaire à Spongiaires (visible sur 2 m) Bajocien supérieur.

Seules la partie terminale du Calcaire à spongiaires et la base des Marnes de Port-en-Bessin sont aisément accessibles. Une coupe détaillée du passage Bajocien/Bathonien a été publiée par Rioult & Fily (1975a, 1980), puis Rioult *et al.* (1991).

## 2.- CALCAIRE A SPONGIAIRES (sommets)

Le sommet du Calcaire à spongiaires est un calcaire blanc à grumeaux argileux et pyriteux souvent oxydés en limonite, bioturbé au sommet et se terminant par une surface d'érosion (*Surface de Port-en-Bessin 1*).

Son *microfaciès* est une pelbiomicrite à texture de wackestone, avec bioclastes de Bryozoaires, Foraminifères et nom breuses spicules d'éponges calcitisés petits bancs de calcaire argileux durs appelés Bancs (a), (b) et (c) des Couches de passage (Guillaume, 1927a, b, c) établissant la transition entre le Calcaire à spongiaires bajocien et les Marnes de Port-en-Bessin bathoniennes. Chacun de ces trois bancs des Couches de passage correspond à une des trois sous-zones de la zone à *Zigzag*.

## 3. - COUCHES DE PASSAGE (0,5-0,6 m ; zone à *Zigzag* ; Bathonien inférieur)

Les Couches de passage sont trois minces alternances marno-calcaires (Guillaume, 1927c) dont les bancs calcaires d'épaisseur décimétrique présentent à l'affleurement une géométrie lenticulaire. Leurs surfaces-limites sont irrégulières et bosselées, soulignées par des interlits argileux et pyriteux et localement des galets. Aucun litage sédimentaire physique n'est conservé au sein de ces bancs intensément bioturbés (Fig. 18).

La coupe détaillée est la suivante, avec de bas en haut :

- interlit marneux et pyriteux (2-3 cm) avec de nombreuses Bélemnites et petits graviers remaniés du Calcaire à spongiaires sous-jacent.

- **Couche (a)** (9-20 cm), calcaire argileux et bioclastique plus ou moins noduleux. La surface supérieure est irrégulière avec des dômes (Ø : 20-30 cm ; hauteur 5-10 cm).

Le microfaciès est une fine biomicrite à texture de wackestone à spicules monaxones, bioclastes de Bryozoaires, entroques, débris phosphatés et glauconieux.

- interlit argilo-calcaire (4-6 cm) moulant les dépressions de la Couche (a).

- **Couche (b)** (4-8 cm), calcaire argileux gris-noir, bioclastique et pyriteux tendant à se dichotomiser latéralement. La surface supérieure est ondulée et perforée.

Le microfaciès est une biopelmicrite bioturbée avec bioblastes d'entroques, Bivalves et Brachiopodes.

- interlit marneux (2-3 cm) nivelant la surface supérieure de la Couche (b).

- **Couche (c)**, calcaire gris sombre, bioclastique et bioturbé, pyriteux. La surface supérieure est ondulée, bosselée, définissant la *Surface de Port 2*. La couche (c) présente à la fois une association de terriers droits millimétriques de type *Skolithos*, des *Zoophycos* visibles sur la surface supérieure et des *Chondrites* dans la masse.

Le microfaciès est une biomicrite à spicules de Spongiaires et débris phosphatés.

*Surface de Port-en-Bessin 2* : surface bosselée au toit de la couche (c), abondamment bioturbée (*Skolithos*, *Chondrites* et *Zoophycos*) et par endroits, perforée selon Bigot (1892) et Rioult (1980).

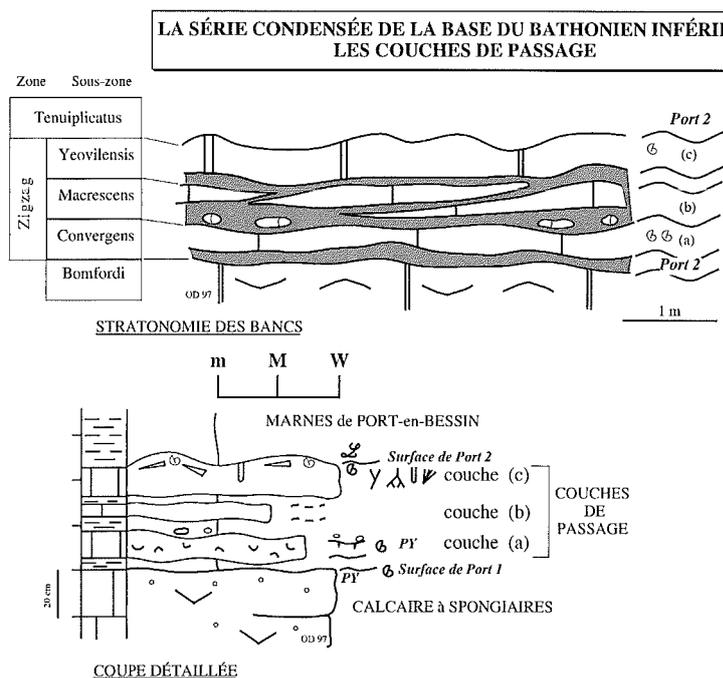


Figure 18. - Coupe géologique détaillée du passage Bajocien/Bathonien dans le Bessin (falaises de Port-en-Bessin)

#### 4. - MARNES DE PORT-EN-BESSIN (s.s., 35-40 m ; zones à *Tenuiplicatus* et *Progracilis pro parte* ; Bathonien inférieur et base du Bathonien moyen

Cette alternance de marnes grises et de calcaire argileux (*Fuller's Earth* d'E. Eudes-Deslongchamps) affleure dans tout le Bessin et particulièrement tout le long des falaises littorales entre Grandcamp et Arromanches.

Trois unités sont distinguées dans la formation des Marnes de Port-en-Bessin (Fily & Riout, 1975a ; Fily *et al.*, 1989), mais seul le Membre inférieur est réellement accessible dans les falaises de Port-en-Bessin (Fig. 19).

**4.1. - Membre inférieur** (10 à 12 m ; zone à *Tenuiplicatus*, Bathonien inférieur) est constitué d'alternances décimétriques d'interbanes marneux passant progressivement à des bancs de calcaire argileux. Ces derniers apparaissent souvent dis continus et ne présentent pas de limite supérieure nette. Leur épaisseur augmente régulièrement au sein de trois séquences stratocroissantes. Cette unité est limitée au sommet par un doublet calcaire (Port-en-Bessin : 0,5 m ; Arromanches : 1 m) plus bioturbé, souvent en surplomb dans les falaises. Ce repère lithologique supporte la *Surface d'Arromanches 2*, discontinuité sédimentaire caractérisée par des changements minéralogiques (arrivée massive de smectites et disparition concomitante de la kaolinite) et faunistiques (disparition de l'endofaune). Dans les falaises du Bessin, elle correspond également à la limite entre Bathonien inférieur et moyen.

#### 4.2.- Sédimentologie

Les Couches de passage possèdent des microfaciès dominés par des biornicrites bioturbées à spicules de spongiaires désilicifiés ; leur teneur en carbonates varie entre 52 et 84 %.

Pour le Membre inférieur des Marnes de Port-en-Bessin, 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 60 %. 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 de Vierville, où certains quartz ont un diamètre de 150  $\mu\text{m}$ .

Le cortège de minéraux argileux est caractérisé 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.

#### 4.3.- Faune

Ces alternances marno-calcaires possèdent une faune diversifiée de Bélemnites (*B. bessinus*) et de Bivalves épiplanctoniques (*Bositra buchii*) ou benthiques de type fousseurs profonds (*Pholadomya*, *Thracia*). Quelques Brachiopodes sont également présents. Des morceaux de bois flottés, ainsi qu'un squelette de crocodilien ont été récoltés à la partie inférieure du Membre inférieur (entre 6 et 14). La bioturbation est représentée essentiellement par des *Chondrites* ; ils sont associés à des pistes galeries de *Thalassinoides*.

#### 4.4.- Paléogéographie

Le milieu de dépôt des Marnes de Port-en-Bessin est situé sous la limite d'action des houles permanentes, permettant la décantation de suspensions argileuses et de coccolithes, Episodiquement des décharges de sables très fins sont apportées lors de tempêtes, en même temps que des bioclastes de Brachiopodes, d'entrouques ou de Bivalves.

Les trois bancs des Couches de passage décrites dans le Bessin passent latéralement dans les sondages de l'agglomération caennaise à des alternances marno-calcaires (0,6-1,2 m) bioclastiques, avec grains épars de glauconie ou de phosphate (« Banc Bleu » s.s. des géologues normands ; Bigot, 1892) ou se biseautent vers le Sud-Est (campagne de Caen) en un seul banc de calcaire micritique épais (Couches de Fontenay-le-Marmion ; 1 m ; Mercier, 1935) et fossilifère, avant de disparaître rapidement avant Falaise.

Le passage latéral des Marnes de Port-en-Bessin au Calcaire de Caen se fait aux environs de Sainte-Croix-Grand Tonne, entre Bayeux et Caen (Bigot, 1892), par diminution de l'épaisseur des interlits argileux.

nbx zoophytes de Normandie  
 Particules de silt  
 l.c. = zoophytes  $\rightarrow$  2832 + 2833 (zoophytes 30")

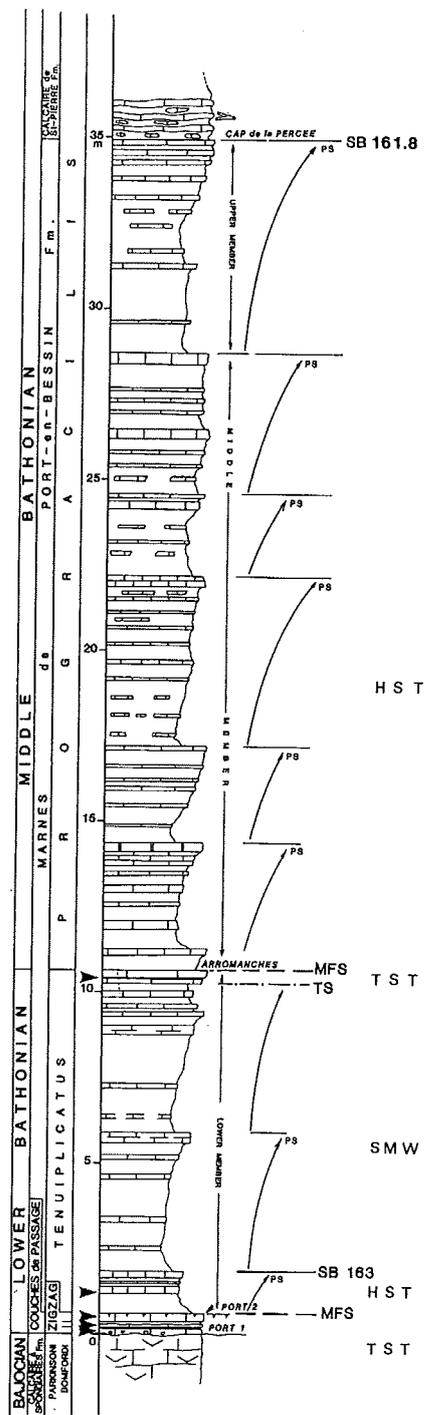


Figure 19. - Coupe géologique synthétique et interprétation séquentielle de la falaise orientale de Port-en-Bessin (Bathonien inférieur et moyen) (in Rioult *et al.*, 1991).

<b>ARRET n° 1.3</b>
---------------------

## LA SERIE JURASSIQUE

### DES FALAISES DE LONGUES-SUR-MER

**Formations étudiées :** Marnes de Port-en-Bessin, Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont et Caillasses de Longues (Fig. 13)

**Localité :** Longues-en-Bessin (Est de Port-en-Bessin, W d'Arromanches) (Fig. 14)

**Sujets :**

- premiers dépôts carbonatés bathoniens dans le Bessin
- passage d'une sédimentation terrigène à une sédimentation carbonatée
- premières caillasses dans la série régionale bathonienne

À l'Est de Port-en-Bessin, la côte rocheuse est mondialement connue depuis la construction du port artificiel d'Arromanches par les anglais, en juillet 1944. Mais, le trait de côte, entre Port-en-Bessin et Arromanches, est compliqué par de nombreux éboulements et glissements en masse des falaises calcaires.

#### 1.- DESCRIPTION DES FALAISES DE LONGUES-SUR-MER

La falaise de Longues (Fig. 20) présente la coupe la plus facile d'accès pour observer les premiers dépôts bathoniens calcaires dans le Bessin (ex. Oolithe milliaire d'E. Eudes-Deslongchamps). Elle a été étudiée par Fily (1975a), Rioult & Fily (1975a) et Fily *et al.* (1989). Une interprétation séquentielle a été proposée par Rioult *et al.* (1991).

La base de ces falaises est marneuse (sommet des Marnes de Port-en-Bessin), mais se trouve généralement masquée par des éboulis et des broussailles. Au-dessus, la falaise est escarpée, montrant des calcaires jaunâtres à stratifications subhorizontales, puis à stratifications obliques (Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont). Le haut de cette falaise est moins abrupt, avec tantôt des niveaux jaunâtres mal stratifiés et plus argileux en dépression, tantôt, des bancs en surplomb (Caillasses de Longues). Le sommet des affleurements, envahi par la végétation, est érodé sous des sables crétacés (Grès du Planet ; Juignet, 1974).

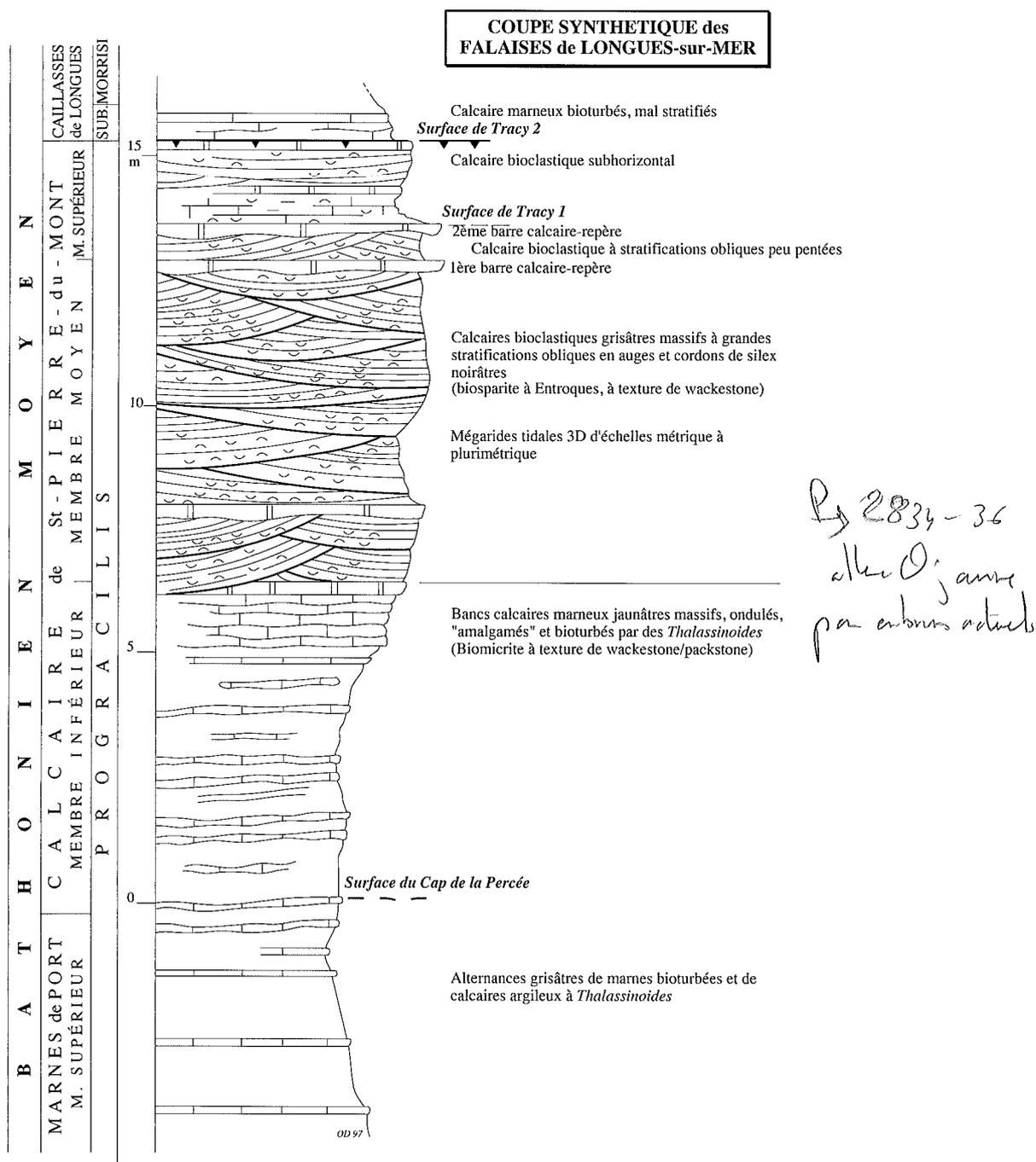


Figure 20. - Coupe géologique détaillée des falaises de Longues-sur-Mer

La coupe des falaises littorales de Longues-sur-Mer présente la succession suivante, avec, de haut en bas :

- 4 - Grès du Planet (visible sur 3 m) : Crétacé (Aptien ou Albien ?) ;
- 3 - Caillasses de Longues (3 m environ) : Bathonien moyen ;
- 2 - Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont (15 m environ) : Bathonien moyen ;
- 1 - Marnes de Port-en-Bessin (visibles sur 5 m) : Bathonien moyen.

## 2.- MARNES DE PORT-EN-BESSIN (visibles sur 5 m, Bathonien moyen, sommet de la zone à *Progracilis*)

Seul le sommet des Marnes de Port-en-Bessin affleure localement à la base des falaises de Longues, sur environ 5 mètres. Il s'agit d'alternances de marnes grises à *Chondrites* (25-75 cm épaisseur) et de bancs calcaires argileux (8-15 cm) à *Thalassinoides* (Ø 2-5 cm).

Dans les falaises côtières entre Englesqueville et St-Pierre-du-Mont, le passage vertical des marnes aux calcaires apparaît graduel, par l'intermédiaire d'un calcaire feuilleté de 3-7 cm d'épaisseur (Fily, 1975a). Ces bancs carbonatés sont latéralement discontinus, passant rapidement à des marnes.

La macrofaune récoltée est rare, limitée à quelques Brachiopodes (*Rhynchonelloidella*) concentrés en poches dans les marnes et pouvant être apportés lors de tempêtes (Fily, 1989b).

Au sommet du Membre supérieur des Marnes de Port-en-Bessin, les alternances marno-calcaires deviennent plus nombreuses et moins épaisses (Riout et al., 1991). À ce niveau, Fily (1975a) signale à l'W de Port-en-Bessin de fréquentes petites columnales de crinoïdes avec 4 ou 5 articles en connexion, également retrouvées dans le sondage de Ouistreham, au passage du faciès des Marnes de Port-en-Bessin à celui du Calcaire de Caen.

Le passage des Marnes de Port-en-Bessin aux Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont définit la *Surface du Cap de la Percée*.

## 3.- CALCAIRES DE SAINT-PIERRE-DU-MONT (Bathonien moyen ; 15 m environ, zone à *Progracilis*)

Ces calcaires jaunâtres, mal stratifiés, atteignent au maximum 45 m d'épaisseur dans la coupe de St-Pierre-du-Mont (21 km à l'W de Longues) et se biseautent progressivement vers l'Est, pour atteindre une quinzaine de mètres (Longues : 15 m ; Tracy : 12 m). Cette formation est subdivisée en trois membres (Fily, 1974 ; 1975a ; 1980 ; 1989) (Fig. 20 et 21).

**3.1.- Membre inférieur** (7 à 8 m ; Bathonien moyen) est caractérisé par des calcaires marneux gris à jaunâtres, plus ou moins noduleux, bioturbés par de grosses pistes-galeries (*Thalassinoides*), en alternance avec des interlits marneux. La macrofaune est pauvre, constituée de quelques Bivalves fouisseurs (*Pholadomya*) et hémipélagiques (*Bositra buchi*), associés à des Bélemnites (*Belemnopsis bessinus*). Cette faune caractérise les Marnes de Port-en-Bessin. Ces alternances se terminent par la *Surface du Hoc*.

- *Surface du Hoc* : arrêt de sédimentation, qui correspond latéralement à une surface d'érosion dans la coupe de Saint-Pierre-du-Mont, avec troncature des traces fossiles (*Thalassinoides* et *Rhizocorallium*) et surmontée par des galets intraformationnels.

### • Litage

Le litage ondulé des calcaires noduleux du Membre inférieur a été étudié dans la coupe des falaises de Saint-Pierre-du-Mont (Fily, 1975a) et de Longues (Fily, 1989a).

Chaque alternance présente deux principaux faciès carbonatés :

- *faciès calcaire fin recristallisé* formant des cordons irréguliers (5-35 cm épaisseur). Les surfaces limites inférieure et supérieure des cordons sont irrégulières et bosselées, à l'origine du litage ondulé. À l'affleurement, ces cordons calcaires apparaissent discontinus et peuvent passer latéralement à des nodules isolés ;

- *faciès calcaire grisâtre, plus argileux* et plus tendre, séparant les bancs ondulés. Ces calcaires argileux présentent des flammèches argileuses internes discontinues, grisées à marron, de 1 à 2 mm d'épaisseur.

Ce litage original se trouve en partie détruit par une intense bioturbation avec de grosses pistes-galeries (*Thalassinoides*). Localement, à Englesqueville, au sommet du Membre inférieur, l'aspect originel des dépôts est partiellement préservé avec des stratifications obliques de grandes dimensions interprétées comme des mégarides métriques 3D (Fily, 1989a).

- *Microfaciès*

Il s'agit de biomicrite à spicules d'Éponges, et à texture de wackestone à packstone. Quels que soient les différents faciès carbonatés envisagés, la matrice micritique reste dominante. Les nombreux spicules d'éponges, calcitisés, sont de type monaxone à tetraxone, associés à de plus rares bioclastes souvent indiscernables, de Bivalves, Brachiopodes et Echinodermes. La microfaune (Foraminifères et Ostracodes) est souvent plus abondante. Le stock détritique quartzeux est faible, de la taille des silts (50  $\mu\text{m}$ ) dans les calcaires argileux ou des sables très fins (100  $\mu\text{m}$ ) dans les faciès calcaires plus indurés.

**3.2.- Membre moyen** (2 m, Bathonien moyen) est défini par un calcaire bioclastique à grandes stratifications obliques en auge (3D), associés à des silex brunâtres à noirâtres.

Deux unités sont distinguées par Fily (1975a) :

3.2.1.- Unité basale de mégarides métriques en auge

Elle est formée d'une alternance de calcaires argileux décimétriques, à litage subhorizontal et de calcaires bioclastiques à stratifications obliques en auge.

Le microfaciès carbonaté des mégarides est une biosparite, à texture de wackestone, caractérisée par l'abondance d'entroques, associées à des fragments de Brachiopodes, Bivalves ou Foraminifères. Les spicules d'éponges deviennent rares. Le microfaciès des calcaires argileux subhorizontaux est une biomicrite à texture de mudstone ou de wackestone. Le stock bioclastique est constitué de fragments de Bryozoaires, Brachiopodes, avec quelques Bélemnites et dents de Sélaciens.

- *origine tidale des mégarides*

Les mégarides sont métriques (longueur d'onde : 1 à 2 m ; amplitude : 0,15 m). Elles sont construites par des courants dominants de secteurs N320 à N20. A l'affleurement, ce faciès calcaire coquillier présente au sein du litage oblique, des liserés silto-bioclastiques ou argileux millimétriques plus ou moins continus, issus de la décantation de phyllites argileuses, voire des copeaux de boue dispersés à la base. Ces feuillettes sont successivement de forme sigmoïde, puis concave et tangentielle, périodicité qui confirmerait un cycle de marée mortes-eaux/vives-eaux en domaine silico-clastique infratidal.

Les mégarides à faciès calcaire sont recouvertes et séparées par des liserés calcaires plus argileux ou silto-argileux infracentimétriques sous forme de doublets. Ces doublets ou drapages de silts bioclastiques ou argileux correspondent à des dépôts de décantation successive en milieu infratidal relativement profond. Les argiles se décantent lors de l'étalement des faibles marées. En revanche, les apports sableux bioclastiques traduisent des dépôts de tempêtes en période de faible activité tidale (faible coefficient de marée)

Des lentilles de silex noirs apparaissent préférentiellement de part et d'autre de ces intervalles plus fins. De rares rides de courant de sens opposé sont conservées au sommet des mégarides. Ce sommet des mégarides est colonisé par des traces fossiles verticales de type *Arenicolites* ( $\varnothing$  1-2 cm ; hauteur max. 20 cm).

### 3. 2. 2. - unité sommitale de calcaires bioclastiques à litage oblique en auge et cordons de silex

Progressivement, vers le haut, les dimensions des mégarides 3D augmentent, passant d'une échelle métrique à décamétrique, parallèlement à l'épaisseur des faisceaux (Fily, 1975a).

Dans le même temps, les feuillets obliques sont rarement terminés par un film argileux comme dans l'unité basale, mais plutôt par des silts bioclastiques. La fréquence des copeaux de boue millimétriques à centimétriques issus de l'érosion des doublets est plus importante, surtout à la base des premiers feuillets des mégarides sus-jacentes (Fily, 1989a), indiquant des milieux de dépôt moins profonds. Des cordons de silex se développent à la base ou au sommet des faisceaux. Le sommet de ces derniers est souvent bioturbé par des terriers droits en "U" (*Arenicolites*). Le sens d'écoulement des eaux varie du N au NE (Fily, 1975a).

**3.3.- Membre supérieur** (Bathonien moyen) correspond à des calcaires bioclastiques jaunâtres d'abord à stratifications obliques en auges, puis devenant subhorizontales.

À la base de cette unité, le litage oblique très faible ( $< 5^\circ$ ) devient progressivement subhorizontal, sous forme de grandes ondulations (longueur d'onde : 150 m), à fond très plat (Fily, 1975a), pouvant être localement soulignées par des cordons de silex. Ces calcaires sont érodés par la *Surface de Tracy 1*.

- *Surface de Tracy 1* : surface d'érosion, durcie et perforée, plane surtout bien exposée dans les falaises d'Englesqueville où elle apparaît au sommet d'une barre calcaire repère. Dans la falaise de Longues, cette discontinuité est soulignée par un dépôt argileux et s'accompagne d'une modification du litage.

Les calcaires bioclastiques à stratification planaire, avec tantôt des bancs en surplomb, tantôt des intervalles plus friables, en dépression, sont tronqués par la *Surface de Tracy 2*, surface durcie et perforée, d'extension régionale. Cette discontinuité est soulignée par des perforations de lithophages. Le microfaciès carbonaté est une biomicrite à spicules de Spongiaires, présentant une cimentation précoce isopaque de milieu infratidal (Fily, 1974 ; Rioult *et al.*, 1991).

### **3.4.- Environnement de dépôt**

La dynamique de dépôt est tidale ; les structures internes des différents corps sédimentaires sont liées à l'action d'un courant de jusant étant donné la paléogéographie régionale au Bathonien. Les alternances dans leur géométrie et les épaisseurs des feuillets obliques ont été interprétées comme des enregistrements de cycles mortes-eaux/vives-eaux, en *milieu infratidal*.

Ces corps sédimentaires sont fonction de l'hydrodynamique des courants : les mégarides métriques se mettent en place dans des environnements profonds au voisinage du Sillon marneux. Au fur et à mesure que l'énergie hydrodynamique augmente sur ces fonds, les mégarides métriques sont remplacées par des mégarides plurimétriques, puis par des vagues de sables en direction du rivage. La remobilisation fréquente des sables bioclastiques empêche le développement d'une endofaune, si ce n'est quelques *Arenicolites* au sommet des mégarides métriques ou plurimétriques.

### **4.- CAILLASSES DE LONGUES** (fin du Bathonien moyen, au moins 3 m, zones à *Subcontractus* et à *Morrisi*)

Le terme de caillasses désignait pour les carriers normands des calcaires impropres à la taille, à cause de la stratonomie noduleuse des bancs et de leurs faciès argileux, bioturbés et fossilifères. *A contrario*, leurs fossiles constituent de précieux marqueurs biostratigraphiques dans l'établissement de la stratigraphie bathonienne régionale.

Au-dessus de la *Surface de Tracy 2*, les Caillasses de Longues indiquent un changement simultané de la sédimentation (avec leurs faciès carbonatés plus argileux et la disparition des structures à litage oblique) et des faunes (attesté par le retour des Céphalopodes).

Elles affleurent rarement en totalité dans la falaise de Longues, car elles ont été en partie érodées après le Jurassique. Elles débutent par des marnes grisâtres à nodules calcaires, passant progressivement vers le haut à des calcaires argileux très bioturbés. Elles correspondent au moins à deux niveaux fossilifères distincts, caractérisant les deux zones à *Subcontractus* et *Morrissi*.

Le microfaciès est une biomicrite à spicules d'éponges associés à des bioclastes de Bryozoaires, Échinodermes, Bivalves et Brachiopodes. De rares oolithes très micritisées sont également signalées. Le stock détritique est surtout constitué de silt quartzeux (Fily *et al.*, 1989).

- Faune : À l'inverse de celles des couches sous-jacentes, les faunes des Caillasses de Longues deviennent plus nombreuses et surtout plus diversifiées : Bivalves fousseurs (*Gervilleia pernoidea*, *Inoperna plicata*), rares Ammonites, Brachiopodes (*Watonithyris circumdata*, "*Rhynchonella*" *moutieri*) et Bryozoaires.

- Minéraux argileux : dans les Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont, comme dans les Caillasses de Longues, le cortège de minéraux argileux est dominé par les smectites, l'illite étant accessoire. Il prolonge le cortège trouvé au sommet des Marnes de Port-en-Bessin.

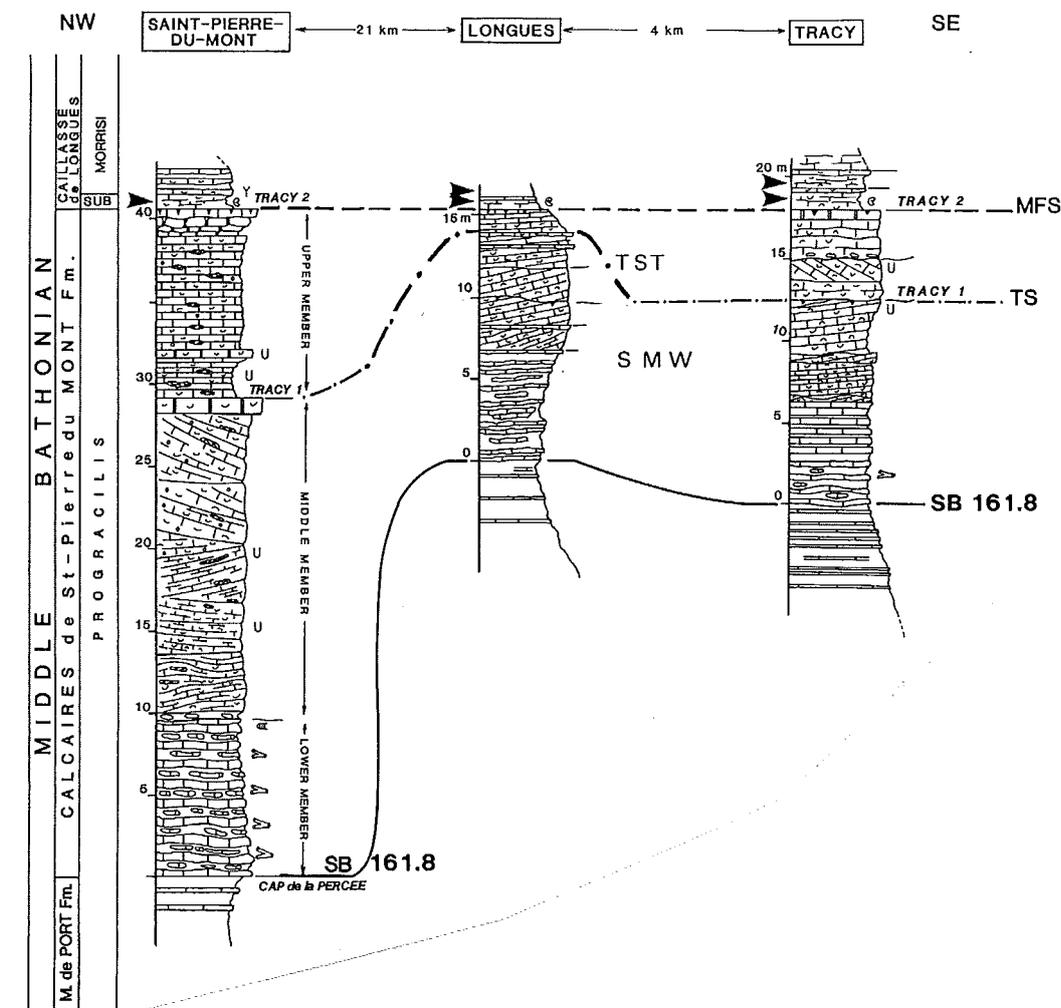


Figure 21. - Évolution sédimentaire NW-SE et interprétation séquentielle de la série du Bathonien moyen dans le Bessin. Corrélation des coupes jurassiques de Saint-Pierre-du-Mont, Longues et Tracy (d'après Fily, 1975 ; Fily *et al.*, 1989 ; Riout *et al.*, 1991).

### COUPE SYNTHETIQUE DU CALCAIRE DE CAEN

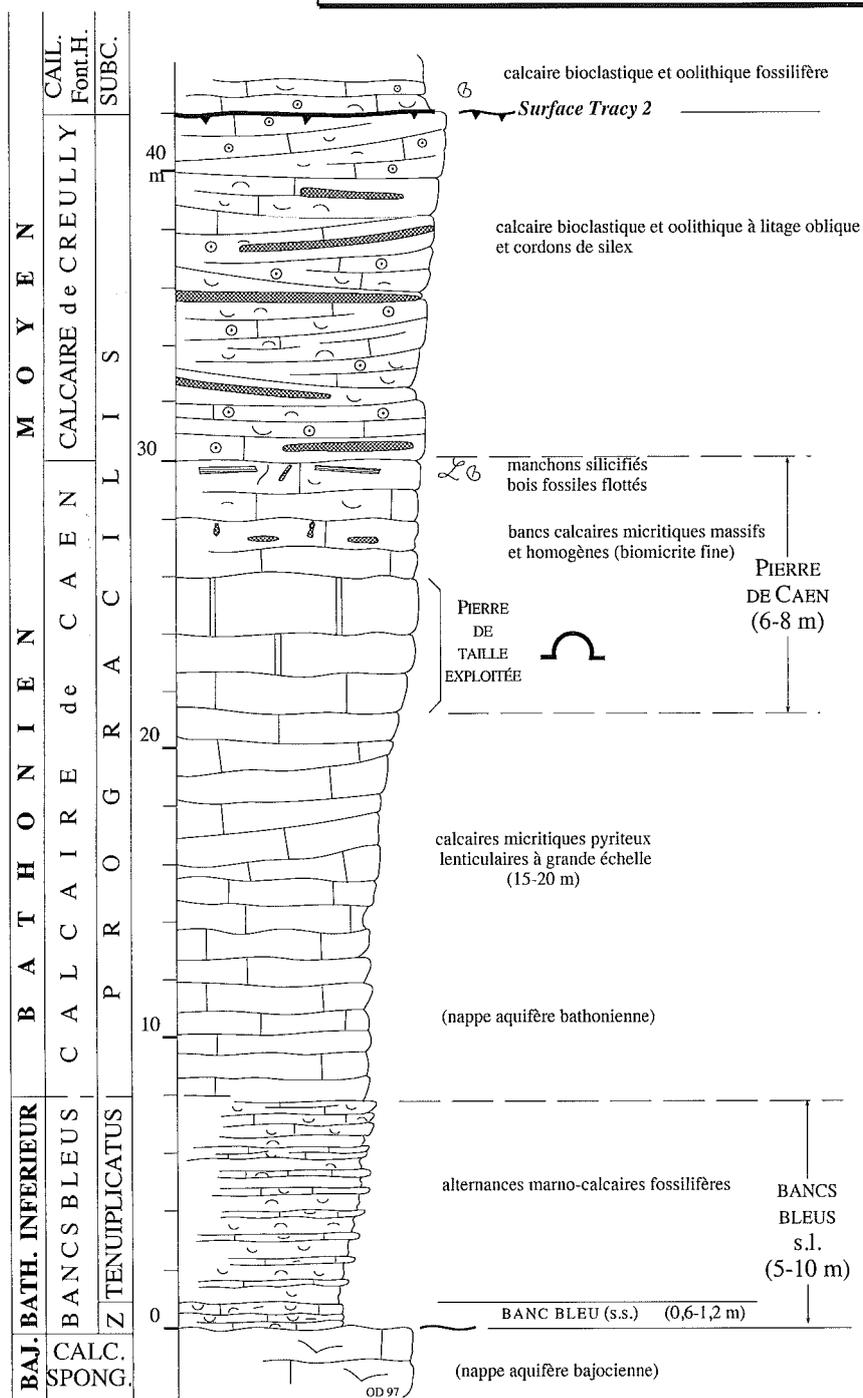


Figure 22. - Coupe géologique synthétique du Calcaire de Caen, dans l'agglomération caennaise.

## ARRET n° 1.4

### LE CALCAIRE DE CAEN

### ET

### L'EXPLOITATION DE LA PIERRE DE CAEN

---

**Formations étudiées :** Calcaire de Caen et Calcaire de Creully (Fig. 13)

**Localité :** Caen, château (Fig. 14)

**Sujets :** - série carbonatée bathonienne de la campagne de Caen  
- exploitation de la « Pierre de Caen »

#### 1.- LA SERIE CARBONATEE DU BATHONIEN INFÉRIEUR A MOYEN AUTOUR DE CAEN

Dans la région de Caen, la formation du Calcaire de Caen (20-25 m ; Bathonien inférieur et moyen) est constituée de bancs calcaires fins blancs, qui ont été abondamment exploités. Elle repose sur un épais écran calcaire argileux imperméable (Bancs bleus) qui affleure rarement et qui retient la nappe aquifère du Bathonien moyen (Fig. 22 et 23).

##### 1.1.- Bancs bleus (5-10 m ; Bathonien inférieur)

Cette unité débute par des alternances marno-calcaires noduleuses (0,6-1,2 m) riches en Ammonites, Bivalves et Brachiopodes. Ces couches condensées contiennent la faune des « Couches de passage » du Bessin et représentent un équivalent latéral plus carbonaté.

Mais, dans la littérature, il y a souvent confusion sur la définition de cette unité désignant tantôt strictement l'équivalent latéral caennais des Couches de Passage du Bessin (Banc bleu s. s.) et les faciès argilo-calcaires, situés entre le Calcaire à spongiaires et le Calcaire de Caen, dans l'agglomération caennaise.

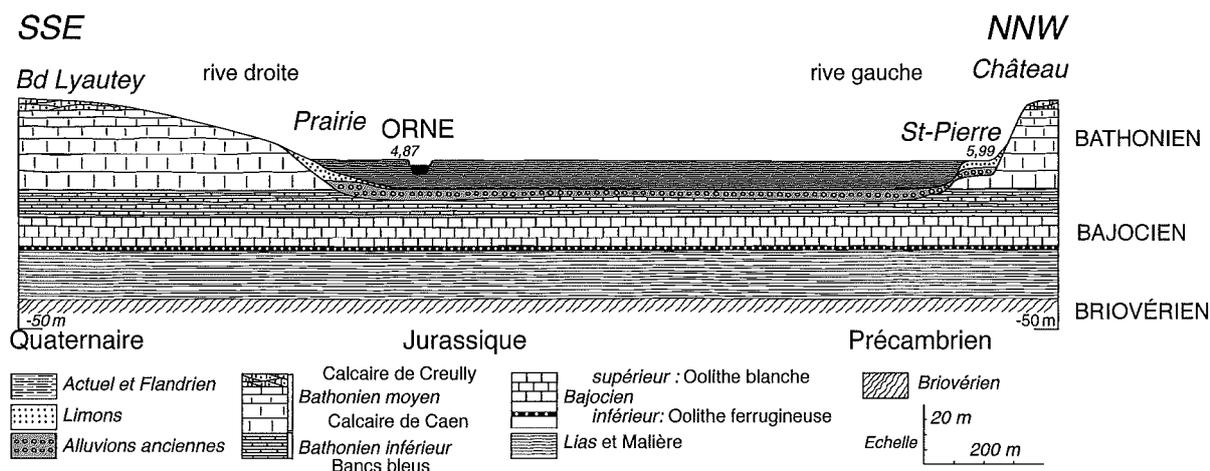


Figure 23. - Coupe géologique transversale SSE-NNW de l'agglomération caennaise (d'après Mornod, 1948 modifié)

L'unité supérieure est formée d'alternances marno-calcaires fossilifères qui constituent le fond des vallées de l'Orne et de l'Odon. Elle n'affleure qu'exceptionnellement autour de Caen, à la faveur de travaux routiers. Ces alternances sont surtout développées au Nord de l'agglomération caennaise où elles constituent un écran imperméable protégeant les nappes aquifères bajociennes, et disparaissent progressivement vers le Sud, entre Caen et Bretteville-sur-Laize, sans doute en relation avec la présence des écueils paléozoïques de May et de Bretteville (Rioul, 1962b).

## 1.2.- Calcaire de Caen (20 à 25 m, Bathonien moyen, zone à *Progracilis*)

Le passage des Bancs bleus au Calcaire de Caen se fait progressivement par enrichissement en débris coquilliers et diminution de la phase argileuse (Rioul, 1962b ; 1963) (Fig. 22). Deux unités sont classiquement distinguées selon la puissance des bancs dans le Calcaire de Caen (Rioul *et al.*, 1989b) :

### 1.2.1- Première unité

Ce sont des calcaires micritiques homogènes, gris-bleuâtre à violets, souvent pyriteux, sous forme de gros bancs lenticulaires de grande échelle (10-100 m pour une épaisseur maximum de 1 - 2 m). Les surfaces des bancs sont irrégulières, plus ou moins bosselées, soulignées par un mince liseré argileux. Les épaisseurs des bancs ont toutefois tendance à se compenser sur une même verticale. Ces faciès carbonatés (80-93 %  $\text{CaCO}_3$ ) présentent toujours une phase argileuse de smectites qui la rend peu favorable à la construction.

Ces couches sont pauvres en faunes (rares Céphalopodes : *B. fusiformis* ; Nautilus, *Procymatoceras subtruncatum* et quelques Oppellinae souvent mal conservés). Ces couches contenant la nappe aquifère n'étaient pas exploitées en carrière et ne sont visibles qu'en sondage.

### 1.2.2. - Seconde unité (6 à 8 m) ou « Pierre de Caen »

Elle correspond aux couches de pierre de taille (Pierre de Caen). La stratonomie des bancs tend à devenir plus régulière, les bancs sont moins épais, plus riches en  $\text{CaCO}_3$  (90 %) et donc moins argileux. Le microfaciès homogène est une biomicrite fine très riche en spicules d'éponges et petits foraminifères, avec des petits bioclastes micritisés de Bivalves, Echinodermes, Bryozoaires et Brachiopodes.

L'apparition d'accidents siliceux subcylindriques ( $\varnothing$  2-3 cm) au sommet de cette unité (« chevilles » des carriers) limite vers le haut l'exploitation de la Pierre de Caen (Dangard & Rioul, 1961). Ils sont

perpendiculaires à obliques par rapport aux bancs et peuvent en traverser plusieurs. Ils sont interprétés comme des manchons silicifiés de racines de mangrove et des terriers (Dangeard & Rioult, 1961). Ils passent vers le haut à des nodules siliceux dans les interbancs ou les bancs supérieurs. Le cortège de minéraux argileux est dominé par les smectites, l'illite et quelques traces de kaolinite.

La Pierre de Caen débute par le banc royal (1m environ) qui a fourni de nombreux restes de vertébrés décrits par Cuvier (1824) et les Deslongchamps (1838a, 1864(1865), 1868) dont des Crocodiliens, Dinosauriens, Sauroptérygiens, Ichtyosauriens, mais aussi Poissons et bois flottés apportés avec de petits galets de grès ordoviciens (Rioult *et al.*, 1989).

### 1.3.- Faune

Un inventaire exhaustif de cette faune diversifiée de plate-forme tropicale peu profonde a été publié par Rioult (1962b, 1980). Les vertébrés sont surtout conservés dans les bancs, alors que les invertébrés le sont souvent au voisinage des diasthèmes argileux.

Par comparaison avec d'autres séries carbonatées jurassiques normandes, la formation du Calcaire de Caen se caractérise par une fréquence inaccoutumée de restes de vertébrés dans le Jurassique normand. Il s'agit essentiellement de crocodiliens souvent entiers (*Teleosaurus cadomensis*, *Teleidosaurus*, *Metriorhynchus*, *Steneosaurus*), mais également de Dinosauriens, Plésiosaures et Ichtyosaures. Des poissons sont également retrouvés (Sélaciens et Téléostéens). Les reptiles sont surtout concentrés entre Quilly et la Maladrerie ; pour les Deslongchamps, un paléocourant les aurait abandonnés, au-delà des écueils de May-sur-Orne.

En revanche, les invertébrés sont peu nombreux et souvent mal préservés. Les foraminifères benthiques sont fréquents, aussi bien dans les faciès calcaires que dans les accidents siliceux (rares *Lenticulina* et nombreuses *Spirillina*). Les spicules d'éponges sont très abondants. Les Gastropodes sont assez rares (Pleurotomaires, rares Patelles, Nérinées). Les Bivalves sont plus nombreux (*Pholadomya*, *Goniomya*, *Trigonia*, rares *Oxytoma* et nombreuses huîtres : *Liostraea* et *Lopha*, Modioles, Moules et Gervillies). Les deux valves de ces coquilles restent souvent en connexion confirmant un milieu de dépôt calme. Les Brachiopodes ne sont présents que localement à certains niveaux (Térébratules, Zeilleridés et rares Rhynchonelles). Les céphalopodes sont des Bélemnites, des Nautilus de grande taille et des Ammonites d'affinités mésogéennes, encroûtés par des Serpules et des Huîtres.

### 1.4.- Environnement de dépôt

Le milieu de dépôt du Calcaire de Caen est interprété par Rioult (1962b, 1963a, 1980) comme un marécage côtier avec mangrove ou lagune peu profonde, peuplé de spongiaires et sillonné de larges chenaux de marée perpendiculaires au rivage. Cet environnement calme et peu profond, situé au fond d'un golfe, était protégé des influences de la mer ouverte par une ceinture d'écueils rocheux. Il se trouve en position intermédiaire entre la vasière externe du Bessin et les dépôts méridionaux de la campagne de Falaise (Calcaire d'Aubigny).

### 1.5.- Calcaire de Creully (12-15 m ; Bathonien moyen, zone à *Progracilis*)

Il y a passage graduel du Calcaire de Caen (s.s.) au Calcaire de Creully. Ce dernier, moins crayeux et très résistant, constitue les versants des vallées de l'Orne et de l'Odon, ainsi que les assises du château de Caen.

Dans l'agglomération caennaise, il affleure depuis les quartiers de la Maladrerie et Venoix jusqu'aux fossés St-Julien, et de Fleury-Vaucelles à Mondeville-Colombelles, sur les deux rives de l'Orne (Rioult, 1962b).

Le Calcaire de Creully est un calcaire bioclastique et oolithique jaunâtre à rosé, plus grossier, à litage oblique et à cordons de silex gris à noir parallèles au litage oblique. Les dépôts calcaires s'enrichissent progressivement en pellétoïdes et oolithes souvent recristallisés. Ces dépôts sont tronqués au sommet par une surface durcie et perforée (*Surface de Tracy 2*), et recouverts par les calcaires bioclastiques et oolithiques très fossilifères de la Caillasse de Fontaine-Henry.

Des mégarides d'échelle plurimétrique y indiquent un transport des sables calcaires vers le NE (N40). La teneur en CaCO<sub>3</sub> avoisine 90 %. Les sables bioclastiques sont des débris d'Echinodermes, Brachiopodes, Bivalves et Bryozoaires mal classés. Les oolithes apparaissent seulement à la partie sommitale. Le cortège argileux est à smectites dominantes et illites.

La macrofaune y reste rare et souvent brisée, désarticulée, avec rares céphalopodes (*B. fusiformis* ; *Procerites progracilis* et rares Oppeliinae), bivalves (*Chlamys*, *Stegoconcha*), Bryozoaires et ossements roulés de reptiles (Riout *et al.*, 1989).

Le Calcaire de Creully a été lui-même exploité comme pierre de taille autour de Caen, sous les noms de Pierre de Creully ou Pierre de Reviers, selon les localités d'extraction.

## 2.- UTILISATION DE LA PIERRE DE CAEN COMME PIERRE DE TAILLE

La Pierre de Caen est une roche calcaire homogène de couleur ocre, à grain très fin, qui est à la fois facile à travailler et qui résiste bien aux intempéries. Cette roche tendre au sortir de l'exploitation se durcit progressivement en ressuyant son eau interstitielle et en précipitant à la périphérie des pierres taillées une couche perméable et protectrice.

Autrefois extraite par blocs de 1 à 5 tonnes dans des carrières à ciel ouvert de la ville de Caen, puis dans des carrières souterraines de l'agglomération caennaise, cette pierre de construction était utilisée aussi bien comme pierre d'angle, linteaux, pierre des sculpture, voire comme moellons ou comme matière première pour la fabrication de chaux hydraulique. Chaque banc du gisement de la Pierre de Caen avait des qualités spécifiques et donc une utilisation précise. Les historiens estiment le volume extrait de la Pierre de Caen dans le sous-sol caennais à 11 millions de m<sup>3</sup> dont plus de la moitié provient des carrières souterraines s'étendant sur plus de 300 hectares.

### 2.1.- Historique de l'exploitation de la Pierre de Caen

#### 2.1.1.- Exploitation à ciel ouvert : des origines au XVII<sup>e</sup> siècle

Le Nord de la Basse-Normandie recèle peu d'excellentes pierres de construction. La « Pierre de Caen » allie à la fois deux qualités : d'une part, une pierre facile à exploiter et à sculpter et d'autre part, une pierre résistante relativement peu gélive, à l'inverse des craies cénomaniennes du pays d'Auge.

Les recherches archéologiques dans notre région attestent de l'utilisation de la Pierre de Caen dès l'époque Gallo-romaine dans la fabrication de sarcophages, la sculpture de statues et la construction de villas (Coppola, 1997 ; Dujardin, 1984). Mais son exploitation intensive a surtout débuté pendant le règne de Guillaume-le-Conquérant (1027?-1087), duc de Normandie, avec la construction des grands monuments ducaux et religieux de Caen. Sacré roi d'Angleterre, le savoir-faire normand, tant économique que politique s'est exporté. La « Pierre de Caen » sera utilisée dans la construction de la Tour de Londres (XI<sup>e</sup> siècle) et des principales abbayes et cathédrales anglaises : Westminster, Saint-Paul, Canterbury, Rochester... C'est le début d'une florissante activité économique pour l'agglomération bas-normande qui se poursuivra jusqu'au XIX<sup>e</sup> siècle. Mais, au XV<sup>e</sup> siècle, pendant l'occupation anglaise de Caen et de la Normandie, l'exploitation de la Pierre de Caen est réservée à l'occupant et importée par l'Angleterre, par voie maritime. Pendant ce temps, les caennais construiront leurs maisons et bâtiments en colombages.

### 2.1.2. - Exploitation souterraine : du XVII<sup>e</sup> siècle au début du XX<sup>e</sup> siècle

L'exploitation intensive des carrières médiévales à ciel ouvert dans la Pierre de Caen aboutit très vite à l'épuisement des gisements au XVII<sup>e</sup> siècle et explique son exploitation dans des carrières souterraines à la périphérie de la ville (Allemagne aujourd'hui Fleury-sur-Orne ; Quilly, Aubigny...). Ensuite, l'essor de nouveaux matériaux (brique, béton) et l'apparition de nouvelles méthodes de construction accéléreront le déclin de l'exploitation de cette pierre noble.

Seules les nécessités de la reconstruction de la ville de Caen en pierre de taille, après les bombardements alliés du débarquement, entre juin et juillet 1944 imposeront la réouverture de quelques carrières souterraines. Certaines, non remblayées, avaient d'ailleurs servi de refuges aux populations, durant les combats de la libération de la ville de Caen. Dernièrement, les stocks de pierre de taille laissés sur place dans une carrière souterraine ont été utilisés pour recouvrir d'un parement, les façades du musée du Mémorial pour la Paix.

## 2. 2. - Exploitation de la Pierre de Caen

Pour des raisons sédimentaires et surtout stratonomiques, la Pierre de Caen au sens strict ne pouvait donc être exploitée que sur une puissance maximum de 6-8 m, au sommet de la formation du Calcaire de Caen, entre les bancs soumis aux battements de la nappe aquifère bathonienne à la base et les couches à silex du sommet, redoutables pour les outils des tailleurs de pierre (Fig. 22, 23 et 24).

Pour les carrières, chaque banc calcaire avait une terminologie précise et se trouvait utilisé en fonction de ses caractères stratonomiques et lithologiques.

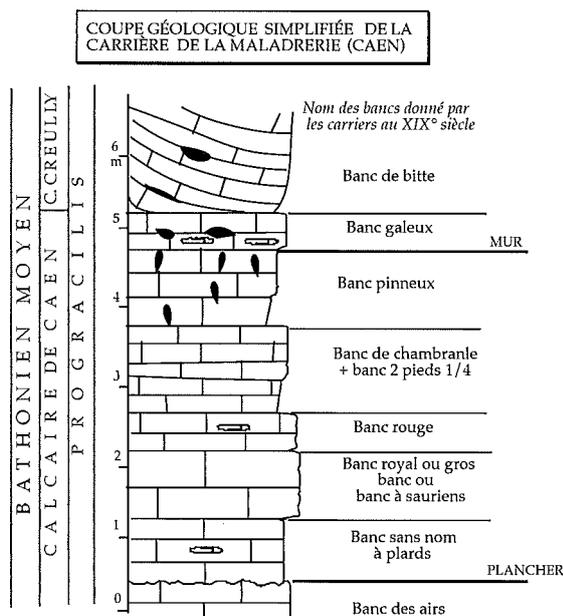


Figure 24. - Coupe géologique synthétique de la Pierre de Caen (d'après Eudes-Deslongchamps, 1865)

**2<sup>ème</sup> journée**  
**Dimanche 23 octobre 2016**

---

**ARRET n° 2.1**

**LA SERIE JURASSIQUE**  
**DES FALAISES DES ROCHES NOIRES**

---

**Formations étudiées :** Calcaire oolithique de Trouville, Coral rag, Calcaire de Blangy, Calcaire gréseux de Hennequeville et Marnes de Villerville (Fig. 13)

**Localité :** Hennequeville (Est de Trouville) (Fig. 14)

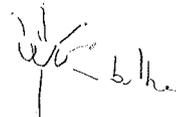
**Sujets :**

- plate-forme carbonatée oxfordienne
- passage d'un régime carbonaté de plate-forme à un régime terrigène
- déformations synsédimentaires de l'Oxfordien supérieur

Le nom des Roches-noires s'explique par l'existence sur la plage de gros silex noirs qui proviennent du recul des falaises côtières, entre l'estuaire de la Touques et celui de la Seine.

À proximité de Trouville-Hennequeville, ce sont des falaises calcaires abruptes et massives de couleur blanchâtre à la base (Calcaire oolithique de Trouville, Coral-rag et Calcaire de Blangy), grisâtre dans la partie supérieure (Calcaire gréseux de Hennequeville) et noirâtre au sommet (Marnes de Villerville). En arrière-plan, le long de la route littorale, une seconde falaise blanchâtre apparaît avec ses couches crayeuses crétacées.

Étant donné le plongement des couches jurassiques vers l'Est, en direction de la Baie de Seine, la physionomie des falaises change progressivement : l'épaisseur des niveaux calcaires visibles à l'affleurement diminue, passant dans la baie de Villerville à des falaises argileuses bouleversées par de nombreuses loupes de glissement. Les séries terrigènes de l'Oxfordien supérieur et du Kimméridgien ne peuvent être étudiées qu'à la faveur de tels glissements.

2866 aglychidictyon   
 2868 Asterozomen  - b.l.h.

La coupe des falaises littorales entre Hennequeville et Villerville présente la succession suivante, avec de haut en bas :

- 5) base des Marnes de Villerville (visibles sur 2 m), Oxfordien supérieur ;
- 4) Calcaire gréseux de Hennequeville (10 m), Oxfordien supérieur ;
- 3) Calcaire de Blangy (0,1-0,3 m), Oxfordien moyen ;
- 2) Coral rag (0,3 m), Oxfordien moyen ;
- 1) Calcaire oolithique de Trouville (6-10 m), Oxfordien moyen.

## 1. - CALCAIRE OOLITHIQUE DE TROUVILLE (6-10 m, Oxfordien moyen, zone à *Densiplicatum*)

La coupe des falaises des Roches-noires, entre la corniche de Trouville et le sémaphore de Hennequeville (Dugué, 1989a), complète partiellement la coupe éponyme de Trouville (Hébert, 1860 ; H. Douvillé, 1881), aujourd'hui inaccessible derrière des constructions (hôtel des Roches-noires).

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) (Fig. 25 et 26).

Dans la coupe de Trouville, le passage entre le Calcaire d'Auberville et le Calcaire oolithique de Trouville reste difficilement accessible sur l'estran plus ou moins ensablé, situé à la base des couches franchement oolithiques (calcaire oolithique rougeâtre à l'affleurement) et dépourvues de décharges sablo-quartzeuses grossières.

Dugué (1989a) fait débiter la série oolithique à Trouville à partir d'un doublet repère de calcaire gréseux oolithique (20 cm) passant vers le haut à un ensemble marno-calcaire oolithique (2 m) bioturbé par des *Thalassinoides*. Ces dernières années, de nouveaux affleurements ont été dégagés, montrant les couches sous-jacentes jusqu'alors inconnues à cet endroit.

Deux membres sont classiquement distingués (Fig. 26) :

- Membre inférieur grisâtre, mal stratifié (4 m), avec une alternance de marnes oolithiques et de calcaires oolithiques boueux. La bioturbation est dominée par des pistes-galeries de *Thalassinoides*. Ces dépôts terrigènes et oolithiques sont interrompus par des épandages de graviers calcaires ou de gros bioclastes roulés de Gastropodes.

Dans la coupe du sémaphore de Hennequeville, cette unité présente plusieurs lentilles de calcaire gréseux à litage horizontal associées à des épandages coquilliers et à des liserés argileux, caractéristiques d'une mise en place sous des vagues de tempêtes ;

- Membre supérieur blanchâtre massif (2,5 m), avec des calcaires oolithiques et bioclastiques, entrecoupés de décharges lenticulaires (0,1-0,2 m) de gravelles. Ces horizons lenticulaires de gravelles (10-20 cm), quelquefois encroûtés par des Nanogyres, passent latéralement à des liserés micritiques bioturbés sans oolithes. Ces gravelles sont des oncolithes, des pisolithes formées à partir d'une ou plusieurs oolithes, de bioclastes ou plus rarement de grains quartzeux.

Leur microfaciès (oosparite à texture de packstone) montre toujours un enrichissement relatif en silts quartzeux par rapport aux couches encaissantes.

Ces dépôts oolithiques sont organisés en séquences granodécroissantes, avec des calcaires bioclastiques très grossiers et mal triés à la base, passant verticalement à des faciès bioclastiques et oolithiques mieux triés, à litage oblique peu penté, puis des calcaires oolithiques bien classés, se terminant par des calcaires oolithiques boueux noduleux bioturbés (0,5 m).



*microfaciès* : oomicrite à texture de packstone.

Les oolithes calcaires hétérométriques se caractérisent par des nuclei quartzeux. Moins micritisées que dans la coupe de Villers, elles sont associées à de fréquentes passées d'oncolithes (2 à 4 mm) ou de gros pellétoïdes.

Les bioclastes sont surtout des Huîtres, Echinodermes et Gastropodes, très micritisés. De rares spicules calcitisés de *Rhaxella* sont également présents.

Le stock détritique quartzeux, bien que faible (4 % de quartz, feldspaths, micas blancs et minéraux lourds), est toutefois plus important qu'à Villers.

À Hennequeville, le microfaciès des bancs calcaires gréseux oolithiques du Membre inférieur (oosparite à texture de packstone) sont formés de proto-oolithes avec des les grains de quartz enveloppés par de fines lamines micritiques. Ces allochèmes sont entourés d'un ciment palissadique précoce et irrégulier attestant d'un arrêt de sédimentation dans un en-vironnement intertidal.

#### • Comparaison avec les microfaciès de la coupe de Villers

La comparaison des microfaciès carbonatés dans les séries de Villers et de Trouville permet de distinguer un pôle carbonaté plus boueux à l'Ouest (Villers) et un pôle plus grossier à l'Est (Trouville-Hennequeville). Au pied du Mont Canisy (forage de Blonville), ces deux types de microfaciès se superposent, avec une intercalation oomicritique à grains de quartz (faciès de Trouville) dans les 3/4 inférieurs de la formation et des faciès boueux sans quartz (faciès de Villers) au sommet de la série.

### 1. 1. - Évolutions sédimentologiques

#### • Évolution de la phase carbonatée

Le taux moyen des carbonates est toujours supérieur à 70 %, mais reste plus élevé à Villers (85 à 92 %) qu'à Trouville (70 à 85 %), la fraction quartzeuse étant proportionnellement plus importante, dans cette dernière station.

#### • Évolution du cortège argileux

La série oolithique de Trouville est caractérisée par le couple minéralogique à illite (1 à 2/10) et smectites dominantes (8 à 9/10) bien cristallisées (v/p entre 0,6 et 0,8). Ce cortège diffère de celui trouvé dans la coupe de Villers par la disparition de la kaolinite. La transition entre les deux cortèges argileux s'effectue dans le secteur du Mont Canisy-Vieux Deauville. La teneur en smectites augmente du Sud-Ouest au Nord-Est et ce gradient d'enrichissement s'accompagne d'une meilleure cristallinité du réseau. L'illite à tendance alumineuse s'appauvrit corrélativement et sa cristallinité devient plus médiocre (indice de Kubler).

	Villers	Blonville	Bénerville	Hennequeville
Illite	5,5 à 6/10	5/10	4/10	1 à 2/10
Smectites	1/10	1,5 à 2/10	3,5/10	8 à 9/10
indice de Kubler	5 mm		7 mm	8 mm

### 1. 2. - Faune

Les traces fossiles sont dominées par des *Thalassinoides* (Ø 3 à 5 cm) visibles à la base des gros bancs et par des terriers verticaux (manchons de *Cylindrichnus* ?) dans les bancs oolithiques plus boueux. Les *Rhizocorallium*, nombreux à Villers, n'existent plus à Trouville (Fürsich, 1975 ; Dugué, 1989a).

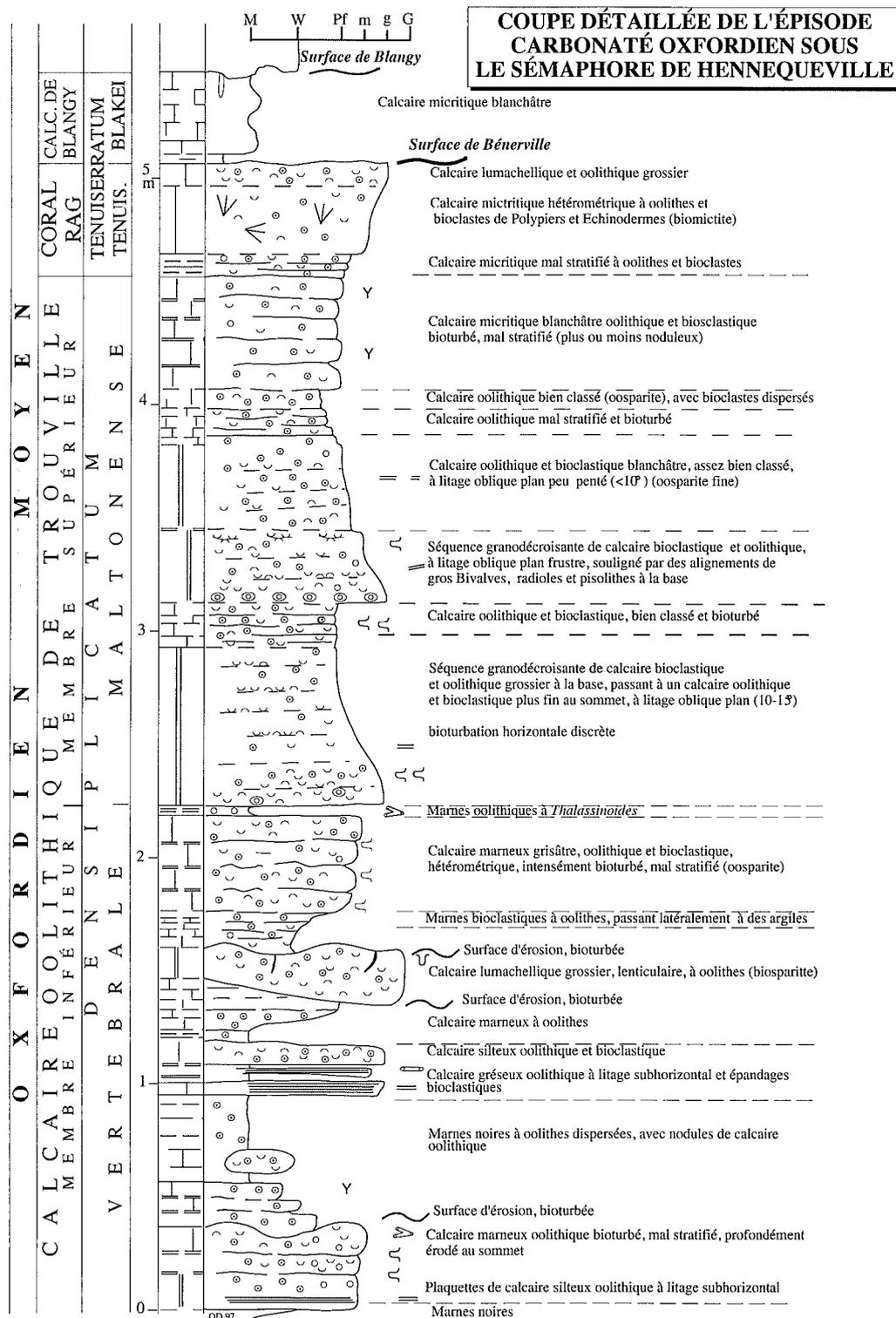


Figure 26. - Coupe géologique détaillée de la série carbonatée de l'Oxfordien moyen, dans les falaises de Hennequeville (Dugué, 1989)

### 1. 3. - Environnement sédimentaire et dynamique sédimentaire

Durant cet épisode de relative stabilité tectonique du substratum, les apports terrigènes sont peu importants. 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 une plate-forme carbonatée protégée, plus côtière au SW (coupe de Villers), d'un secteur subtidal plus ouvert sur le large (Trouville-Hennequeville) et soumis à une dynamique de houles de tempêtes. Ces deux secteurs sont séparés par un haut-fond oolithique (épaisseur estimée à 20 m dans le forage de Blonville ; Dugué, 1989), au droit du Mont Canisy (Bénerville) jouant un rôle de barrière hydrodynamique dans les transits argileux vers le large. Vers l'Est (forages du Havre) et à l'approche du Sillon marneux péri-armoricain, l'épaisseur des séries oolithiques est comparable (environ 6,5 m), mais les faciès deviennent plus boueux et quelquefois plus bioclastiques que dans les affleurements littoraux, entre Villers et Trouville.

## 2.- CORAL-RAG (0,3 à 0,6 m, Oxfordien moyen, sous-zone à *Tenuiserratum*)

Le terme lithostratigraphique de *Coral-rag* désignait à l'origine l'ensemble des couches entre les Argiles de Dives et le Calcaire de Blangy (de Caumont, 1828). H. Douvillé (1881) l'a restreint aux seules couches situées entre le Calcaire oolithique de Trouville à la base et le Calcaire gréseux de Hennequeville au sommet, pour une mosaïque de petits édifices récifaux et de dépôts périrécifaux.

Dans la coupe de Trouville, le Coral-rag de Trouville constitue un seul banc calcaire peu épais (30 à 60 cm), localement dédoublé, représentant un faciès latéral et distal du récif du Mont Canisy (Bénerville). Ce calcaire boueux, à oolithes et bioclastes de Bivalves, Gastropodes, Échinodermes et polypiers, est bioturbé, avec un réseau de terriers de *Thalassinoides* à sa base (Fig. 26).

Son toit érodé est localement encroûté par des Nanogyres et des Serpules, caractérisant la *Surface de Bénerville*. Aucune perforation ou cimentation précoce n'est observée, mais une patine pyriteuse oxydée recouvre localement cette surface. Dans le détail, cette discontinuité est en réalité polyphasée. Au-dessus d'une première surface encroûtée, les dépôts ont été érodés. Seul un dôme (30 cm de hauteur) de calcaire boueux identique est préservé localement ; il est lui même secondairement encroûté par plusieurs générations de Nanogyres.

- *Surface de Bénerville* : discontinuité reconnue dans tout le pays d'Auge, correspondant à l'érosion d'un horizon stromatolithique au sommet du récif de Bénerville (Mont Canisy). Datée de la limite des sous-zones à *Tenuiserratum* et *Blakei*, elle n'est pas associée ici à une lacune biostratigraphique mesurée.

## 3.- CALCAIRE DE BLANGY (0,1- 0,3 m, Oxfordien moyen, zone à *Blakei*)

Le Calcaire de Blangy nivelle les irrégularités de la *Surface de Bénerville*. Ce banc calcaire sublithographique unique marque l'ultime dépôt périrécifal oxfordien dans la coupe de Trouville. Il constitue l'extrémité septentrionale d'une série lenticulaire oolithique et bioclastique plus épaisse (1-3 m), centrée sur le pays d'Auge (Dugué, 1989a) (Fig. 26).

Le microfaciès est un calcaire micritique à texture de mudstone, contenant un stock détritique quartzueux faible. Les rares bioclastes (Bivalves, Échinodermes et Gastropodes) ou oolithes sont micritisés. Tous ces faciès boueux sont intensément bioturbés par des *Chondrites*.

Le sommet du Calcaire de Blangy est érodé par la *Surface de Blangy*, localement ferruginisée et encroûtée par des Nanogyres et des Serpules, ou surmontée par des galets intraformationnels non encroûtés, certains d'entre eux n'étant d'ailleurs pas entièrement détachés de la surface d'érosion.

• *Surface de Blangy* : discontinuité d'extension provinciale, reconnue sur l'ensemble de la bordure occidentale (Rioult & Fily, 1975b ; Dugué, 1989a). Elle clôt l'évolution de la plate-forme carbonatée vers l'émersion et annonce d'importants changements sédimentaires et fauniques du début de l'Oxfordien supérieur.

Elle est 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 (Rioult, 1980).

### 3.1.- Source et dynamique des fines durant la sédimentation carbonatée

Le cortège reconnu dans les calcaires oolithiques sous-jacents, subsiste durant l'épisode récifal avec le couple à illite (1 à 2/10) et smectites dominantes (8 à 9/10), aussi bien pour les dépôts récifaux de Bénerville ou périrécifaux de Trouville. La cristallinité des smectites s'améliore de Bénerville (v/p entre 0,5 et 0,6) à Trouville (v/p entre 0,67 à 0,73).

Pendant tout l'épisode de sédimentation carbonatée, deux cortèges argileux voisinent sur une transversale perpendiculaire à la ligne de rivage présumée de l'époque. Ces gradients argileux laissent entrevoir la dynamique locale des suspensions.

Le changement minéralogique se situe au voisinage du Mont Canisy, haut-fond oolithique sur lequel les polypiers se sont édifiés. Celui-ci contrôle en particulier le transit latéral des argiles selon un processus de sédimentation différentielle. En effet, la vitesse de décantation des suspensions dépend de la taille et de la forme et donc de la nature minéralogique de celles-ci (Millot, 1964). Lors d'une décantation en milieu marin, la chlorite est le minéral argileux qui se dépose le plus rapidement, immédiatement suivie de l'illite. Au contraire, la kaolinite plus légère reste en suspension plus longtemps (Rivière & Vernhet, 1951 ; Whitehouse *et al.* 1960), et les smectites se décantent les dernières.

Dans la coupe du pays d'Auge, les phyllites relativement "lourdes", telles l'illite et la chlorite se déposaient à proximité des sources ou étaient bloquées contre les reliefs sous-marins. Avec un gradient décroissant d'W en E, entre Villers et Trouville, la source locale de ces matériaux était donc armoricaine. Dans le même temps, les smectites, plus légères, présentent un gradient croissant d'W en E ; elles pouvaient également provenir d'une source occidentale locale. Mais, selon ce processus de sédimentation différentielle, la kaolinite présentant un gradient inverse de celui des smectites ne pouvait donc provenir uniquement des terres armoricaines.

### 3.2.- Environnement sédimentaire

À l'aplomb de Bénerville, l'épaisseur du corps oolithique est maximale, ce dernier constituant un haut-fond oolithique contrôlant la répartition des composants bioclastiques, détritiques et argileux.

De petits récifs coralliens s'installent sur le haut-fond oolithique et leur destruction périodique alimente une mosaïque de faciès périrécifaux latéraux, avec un domaine côtier d'accumulations coquillères (coupe de Villers), soumis à des variations brusques d'énergie, et au large, un domaine plus protégé, siège d'une décantation des boues calcaires (Trouville). Dans le récif de Bénerville, la construction est interrompue par plusieurs arrêts de sédimentation rapprochés avec démantèlement ; les polypiers sont finalement asphyxiés par des stromatolithes épais. Ces derniers dépôts, très proches de l'émersion, annoncent une reprise généralisée de l'érosion (*Surface de Bénerville*, puis *Surface de Blangy*).

#### 4.- CALCAIRE GRESEUX DE HENNEQUEVILLE (Oxfordien supérieur ; 10 m ; zones à *Glosense* et *Serratum*)

La formation du Calcaire gréseux de Hennequeville n'est connue à l'affleurement que dans les falaises des Roches-Noires et en sondage, dans l'avant-port du Havre (Seine-Maritime) (Guyader, 1968; Dugué, 1989a).

Initialement placées dans la formation du Calcaire de Blangy par A. de Caumont (1828), ces couches grésocalcaires à silex sont distinguées par Hérault (1832), sous le nom de Calcaire d'Hennequeville, nom ensuite conservé, avec quelques modifications dans l'intitulé : Calcaire siliceux d'Hennequeville (H. Douvillé, 1881) ; Grès à *Trigonia bronni* de Hennequeville (Bigot, 1892) ou Calcaire gréseux d'Hennequeville (Riout, 1980).

À l'exception d'une coupe de forage proche (Pointe du Bec ; Dangeard, 1951a) ou de la description publiée par Guyader (1968), cette série a longtemps été peu étudiée, parce que pauvre en fossiles et présentant de nombreuses variations latérales rendant difficile son étude. Elle a fait l'objet d'une révision paléontologique par Riout (1980) et d'études sédimentologiques et paléogéographiques par Dugué & Riout (1987a et b) et Dugué (1989a, 1995). Par ailleurs, les levés des cartes géologiques de Lisieux et du Havre ont permis de circonscrire la géométrie de ce corps sédimentaire et de comprendre ses relations stratigraphiques avec les Sables de Glos.

##### 4.1.- Coupe synthétique du Calcaire gréseux de Hennequeville

Le Calcaire gréseux de Hennequeville (10 m) affleure depuis le sommet de la corniche de Trouville jusque sur le platier rocheux de Villerville, mais seuls les affleurements littoraux situés entre les Bains de Hennequeville et la baie de Villerville sont accessibles (Fig. 25).

Trois unités lithostratigraphiques sont distinguées par Dugué (1989a) :

- Membre inférieur (6 m) avec trois alternances d'argiles silteuses bioturbées à *Teichichnus* et de nodules calcaréo-gréseux décimétriques avec terriers de *Thalassinoides*. Sur le platier rocheux, le sommet de chaque alternance évoque des ébauches de surfaces durcies et bioturbées. Peu fossilifère (Gastropodes), cet ensemble reste homogène et présente peu de variations latérales.

- Membre moyen (2 m) avec trois bancs-repères de calcaire gréseux, séparés par des silts argileux. Son caractère principal est de présenter des déformations synsédimentaires d'échelles déci- à plurimétriques, associées à de volumineuses silicifications.

Le banc basal est un calcaire gréseux (20-30 cm) à pellétoïdes ferruginisés qui se dichotomise localement. Il présente des silicifications diffuses et un litage oblique en mamelon. Ce banc rougeâtre est surmonté par des pistes-galeries de *Thalassinoides* à remplissage de pellétoïdes.

Les deux autres bancs (X) et (Y) sont des calcaires gréseux très massifs, épais (30-40 cm) et plus résistants, souvent en surplomb dans les falaises. Leurs surfaces-limites sont irrégulières, parcourues par des *Thalassinoides* ou recouvertes localement de lumachelles de Trigonies. Des décharges de pellétoïdes peuvent apparaître à la base du banc (X) et sont organisées en litages obliques. Entre ces deux bancs gréseux massifs, d'autres bancs calcaires gréseux sans continuité latérale apparaissent avec des lumachelles de trigonies ou d'huîtres et des décharges de pellétoïdes. Le sommet du Membre moyen se termine localement par des lentilles silteuses meubles (n° 15, 2-30 cm) à litage oblique en mamelon. L'unité est tronquée par une surface d'érosion.

- Membre supérieur (1,5 m) argilo-calcaire où toute silicification massive ou déformation synsédimentaire a disparu. Très constant en épaisseur, cette unité présente toujours la succession verticale avec quatre faciès. A la base (3 à 10 cm), un horizon de graviers gréseux ou ferrugineux, avec bioclastes roulés et débris de poissons nivèle les irrégularités du Membre moyen. Les premiers dépôts sont des calcaires gréseux mal stratifiés, avec nombreux *Thalassinoides* (50-60 cm), tronqués par une

surface d'érosion avec lithoclastes gréseux avellanaires. Elle est surmontée par des argiles silteuses très bioturbées à *Teichichnus* (80-100 cm). Au sommet, un banc calcaire silto-argileux bioclastique et bioturbé (*Chondrites*, *Rhizocorallium*, *Thalassinoides* et *Teichichnus*) constitue une dalle-repère (Z) et définit la Surface de Villerville.

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

La *Surface de Villerville* est une ébauche de surface durcie, bioturbée, et localement, encroûtée par des Nanogyres (Dugué & Rioult, 1987a). Cette discontinuité est reconnue sur l'ensemble de la bordure. Elle est associée à une faible lacune biostratigraphique (intra-sous zone à *Serratium*).

#### 4.2.- Les nodules du Membre inférieur

L'origine des cordons de nodules du Membre inférieur reste encore hypothétique. Sous le sémaphore, ces nodules ovoïdes, de taille décimétrique, sont isolés dans une argile silteuse à *Teichichnus*. Dans les coupes des Creuniers et des Bains de Hennequeville, ces nodules (cordons n° 4, 7 ou 9) plus agglomérés forment des dalles gréseuses massives irrégulières et sont associés à des *Thalassinoides* au sommet des alternances argiles silteuses/nodules.

Plusieurs générations de terriers se sont succédé, mais sans s'enchevêtrer, les *Thalassinoides* recherchant préférentiellement des substrats carbonatés indurés. Les pistes-galeries sont disposées à la périphérie ou entre ces nodules. Sur le platier de Villerville, elles ne forment pas de réseaux polygonaux complets sur les dalles massives de calcaire noduleux (20 cm), la plupart des terriers disparaissant dans le banc. Ces terriers horizontaux ont été en partie incorporés aux calcaires noduleux au cours de la diagenèse.

Cette morphologie noduleuse, à *Thalassinoides* aujourd'hui incomplets, évoque les ébauches de surfaces durcies et bioturbées décrites dans la craie cénomaniennne du Pays de Caux (Juignet, 1974). Mais, aucun indice de lithification précoce n'a été mis en évidence au droit de ces surfaces bioturbées. Un ralentissement de la sédimentation et de plus fortes énergies hydrodynamiques sur les fonds expliquent le développement répété de *Thalassinoides* qui initierait la formation de nodules. Une compaction plus tardive agglomère ensuite ces pistes-galeries aux nodules (Fürsich, 1972).

##### • *Microfaciès carbonatés*

Il s'agit de biomicrite gréseuse à spicules d'éponges siliceuses du genre *Rhaxella* Hinde, 1890. Les textures varient du wackestone au packstone.

Les sterrasters de *Rhaxella*, (5 à 60 %) réniformes à ovoïdes (rhaxes), sont bien calibrés (100 à 180  $\mu\text{m}$ ), rarement restés siliceux et d'ordinaire calcifiés. Quelques spicules monaxones leurs sont associés. De tels spicules de *Rhaxella* existent déjà dans le Calcaire d'Auberville, puis dans le Calcaire oolithique de Trouville. Les autres bioclastes d'organismes benthiques sont moins nombreux (3 à 20 %) et proviennent de Bivalves, d'Echinodermes et plus rarement de Gastropodes. Ils sont souvent silicifiés par de la calcédoine.

Les apports détritiques toujours abondants (6 à 25 %), sont dispersés dans la matrice. Ils sont composés de silts quartzeux (50-90  $\mu\text{m}$ ) très abondants (8 à 20 %), avec une morphologie en esquille, de plus rares sables quartzeux très grossiers (1,5 mm) et moins nombreux (<1 %) arrondis ou émoussés, mais également des minéraux lourds peu diversifiés et de petite taille, (rutilé, zircon et tourmaline) constituant un cortège mature à cachet armoricain, des paillettes de micas blancs et des plagioclases.

Les autres éléments figurés (2 à 30 %) sont de rares oolithes calcaires à structure radiée, secondairement micritisées et ferruginisées; des pellétoïdes ferruginisés hétérométriques à débris de Bivalves, d'Echinodermes, de Gastropodes et plus rarement, de polypiers.

Tous ces allochèmes sont dispersés dans une matrice boueuse micritique très bioturbée.



- *microfaciès particuliers*

Les nodules calcaires gréseux du Membre inférieur sont des biopelmicrites caractérisées par l'absence de rhaxas silicifiés et par la relative fréquence d'algues vertes (Dasycladales : Terquemella) qui n'existent pas dans les autres membres.

Le banc (Z) avec la *Surface de Villerville* est une biosparite avec des éléments figurés plus nombreux et diversifiés qu'auparavant (bioclastes, oolithes calcaires fibro-radiées, lithoclastes d'oolithes, grains de quartz et quelques grains détritiques de glauconie). Les allochèmes sont ourlés par un ciment sparitique palissadique précoce et régulier, rappelant celui des surfaces durcies d'environnements infratidaux actuels (Purser, 1969).

#### 4.3.- Évolutions sédimentologiques

- *Évolution de la phase détritique*

Au-dessus des faciès périrécifaux, la fraction détritique grossière (éléments de taille > 40  $\mu\text{m}$ ) augmente nettement, atteignant 15 à 20 % de la roche totale, ainsi que la taille des grains de quartz (Fig. 27). La courbe d'évolution du diamètre maximum des grains de quartz indique surtout un changement significatif à partir du Membre moyen, mais celle du diamètre moyen des quartz enregistre une augmentation progressive depuis la base du Membre inférieur jusqu'à la *Surface de Villerville* où elle devient maximale.

Ces matériaux détritiques sont peu diversifiés, dominés par des grains quartzeux. Dans le Membre supérieur, les deux horizons de graviers des surfaces d'érosion ont une composition plus variée : lithoclastes gréseux, dents phosphatées, bioclastes d'échinodermes... Ils correspondent également à deux pics dans la courbe d'évolution du diamètre moyen des grains de quartz.

- *Évolution du cortège argileux*

Le cortège de minéraux argileux demeure stable prolongeant l'assemblage déjà trouvé dans le Coral-rag de Trouville, avec l'illite (1 à 2/10) et des smectites dominantes (8 à 9/10). La cristallinité des smectites s'améliore de la base au sommet de la formation passant de 0,5 (Membre inférieur) à 0,6 (Membre moyen) et 0,75 dans le Membre supérieur. Celle des illites alumineuses (rapport I002/I001) est en revanche médiocre (7 à plus de 10 nm), sans évolution verticale notable.

#### 4.4.- Faune

La macrofaune benthique est seulement abondante dans certains niveaux des Membres moyen et supérieur. Elle reste peu diversifiée, avec surtout des Trigonies (*Myophorella clavellata*) à la surface supérieure des bancs gréseux ou dans les lumachelles du Membre moyen. Leurs tests sont dissous ou partiellement silicifiés. Elles sont fréquemment associées à une épifaune encroûtante (Nanogyres) dans l'ensemble de la formation et plus rarement à une endofaune profonde (*Pholadomya*). Des moules internes de Gastropodes (Nérinées, *Procerithium*) ne sont récoltés que dans les nodules du Membre inférieur. Enfin, de façon plus éparse, une épifaune byssifère (*Chlamys*) et de rares oursins fouisseurs (*Nucleolites scutatus*) sont récoltés dans le Membre moyen.

Pour Fürsich (1975), cette communauté benthique (association à *Myophorella clavellata*) est composée de 96 % de suspensivores (trigonies, épifaune) et d'environ 3 % de détritivores superficiels (*Procerithium*). Ce dernier groupe trophique est sans doute sous-estimé, car l'abondance des traces fossiles d'organismes détritivores relativement profonds (*Thalassinoides*, *Teichichnus*) n'est pas prise en compte. Les Ammonites sont rares et seuls trois exemplaires ont été jusqu'à présent récoltés. Des Perisphinctidés d'affinités mésogéennes présents dans le Coral-rag se trouvent encore au moins jusque

dans le Membre moyen. Puis, les Cardioceratidae d'affinités boréales, réapparaissent avec le sous-genre *Amoeboceras*.

La microfaune est tout aussi pauvre, avec des Foraminifères à test porcelané (Nodosariidés) ou agglutiné (*Ammobaculites*) souvent roulés, usés et encroûtés (Guyader, 1968).

Les traces fossiles sont dominées par l'association *Thalassinoides* et *Teichichnus*. Les *Thalassinoides* sont présents à la surface inférieure ou supérieure des bancs calcaires gréseux, alors que les *Teichichnus* labourent plutôt les horizons meubles argilo-silteux (Membres inférieur et supérieur). Le diamètre des pistes-galeries de *Thalassinoides* varie (Membre inférieur : 5-7 cm ; Membre moyen : 2-5 cm ; la base du Membre supérieur : < 3 cm), en fonction de la densité des organismes fousseurs sur les fonds marins.

Cette association *Thalassinoides-Teichichnus* caractérise des environnements subtidaux relativement protégés. La quasi-absence de *Teichichnus* dans le Membre moyen, même dans les couches silto-sableuses favorables à leur développement, laisse supposer une affinité pour des fonds meubles, mais stables, à l'opposé des *Thalassinoides* qui recherchaient avant tout des fonds plus indurés.

La *Surface de Villerville* (banc-repère Z) se caractérise par une plus grande variété d'espèces fousseuses, avec *Thalassinoides*, *Teichichnus*, mais également *Chondrites* en plus grand nombre et rares *Rhizocorallium* horizontaux (*R. jenense*). L'association des *Chondrites* et de rares *Rhizocorallium* indiquerait un léger approfondissement (Dugué & Rioult, 1987a).

#### 4.5.- Environnement sédimentaire

Toute production d'allochèmes a donc disparu dans cet environnement subtidal, et les seuls produits carbonatés, à l'exception des bioclastes, sont des boues micritiques associées à quelques oolithes et intraclastes micritisés et ferrugineux ; ils sont issus d'un remaniement ménagé de la plate-forme carbonatée oxfordienne.

L'environnement de dépôt était subtidal (algues vertes, traces fossiles), abrité et protégé des influences marines (rareté des Céphalopodes, absence des microfaunes pélagiques); les faunes benthiques ou les traces fossiles sont oligospécifiques. En revanche, la grande abondance et la constance des fousseurs superficiels attestent d'une vie benthique importante et d'apports constants de matières organiques en suspension.

Dans cette dépression marine protégée, des matériaux détritiques continentaux, matures (grains de quartz et minéraux lourds de la taille des silts, solutions siliceuses), sont apportés en permanence. Les Sables de Glos, formation deltaïque contemporaine et centrée sur le Pays d'Auge, constituent probablement la source la plus proche et la plus importante de ces décharges ; ces sables provenaient du démantèlement des terres émergées de la bordure armoricaine du Bassin parisien.

### 5.- LES SEISMITES DU MEMBRE MOYEN DU CALCAIRE GRESEUX DE HENNEQUEVILLE

Seul le Membre moyen (1,5 m) du Calcaire gréseux de Hennequeville possède des déformations synsédimentaires d'échelles décimétrique à métrique. Elles peuvent être étudiées en coupe verticale, dans les falaises littorales, ou à l'horizontale, dans la baie de Villerville (Dugué & Rioult, 1987a; Dugué, 1989a). De telles structures inhabituelles ne sont pour l'instant décrites que dans cette coupe, elles sont absentes dans les séries du Havre (sondages) ou d'Angleterre (Sud-Dorset). En revanche, dans les Sables de Glos, des structures décimétriques en « boules et coussins » ont été décrites dans des coupes aujourd'hui disparues (Rioult & Fily, 1975a).

### 5.1.- Variétés morphologiques des déformations synsédimentaires

À la suite des travaux de Dugué (1989a et b, 1995), quatre principales morphologies de déformation synsédimentaire sont reconnues, avec tous les intermédiaires possibles.

1) Figures de déformation élémentaire (Fig. 28) : ces figures d'échelle décimétrique affectent tous les bancs gréseux. Leur processus de formation reste toujours simple à comprendre :

- invagination du banc gréseux, oblique à verticale, pouvant aller jusqu'à l'isolement complet d'ampoules silteuses restées meubles dans le banc induré ;
- expulsion de matériaux liquéfiés, avec formation de dômes sableux décimétriques à la face inférieure ou supérieure ;
- étirement jusqu'à dislocation du banc en plusieurs tronçons.

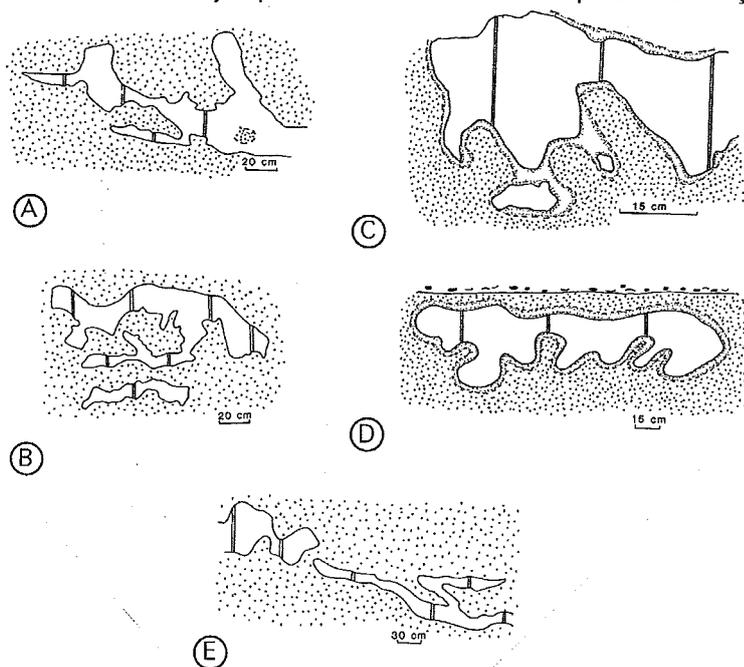


Figure 28. - Variétés morphologiques des figures élémentaires de déformation souple (Dugué, 1989a ; 1995)

- A : Ampoule silteuse dans le banc (Y) avec piégeage de matériaux silteux de l'interbank ;  
 B : Figures d'expulsion et d'invagination du banc (Y) ;  
 C : Élaboration de bulbes à la surface inférieure du banc (Y) ;  
 D : Divers stades de formation de bulbes à la surface inférieure du banc (Y). Noter la disharmonie entre les surfaces inférieure et supérieure du banc ;  
 E : Figures d'échappement entre les bancs (X) et (Y).

La morphologie, et donc l'intensité, de ces déformations apparaissent différentes entre la base des bancs toujours plus contournée avec bulbes, figures d'échappement ou ampoules silteuses provenant de l'interbank sous-jacent, et le sommet mollement ondulé des bancs.

2) Figures de boudinage : elles constituent un cas particulier des figures élémentaires d'étirement de bancs, mais à une échelle métrique. Visibles uniquement dans certains secteurs des falaises, elles se caractérisent par une augmentation de l'épaisseur des bancs gréseux (0,6-1 m).

3) Figures de déformation en cuvette : lorsque le banc calcaire gréseux continu se gauchit, il se déforme en cuvettes métriques à contour allongé à circulaire (Fig. 29).

Sur le platier, cette déformation forme un bourrelet ovoïde à la surface du banc (20-40 cm) avec des dômes sableux décimétriques séparant des cuvettes contiguës. Les couches de l'interbank supérieur, entraînées vers le bas, moulent alors cette cuvette.

Dans les falaises, ces figures sont signalées par deux excroissances verticales asymétriques et volumineuses du banc sous-jacent isolant une cuvette. Des encroûtements d'huîtres (Nanogyres) visibles

à la surface des bancs sont redressés sur les flancs des dômes. Les couches de l'interbanc, isolées dans la cuvette épousent le modelé du banc gréseux sous-jacent.

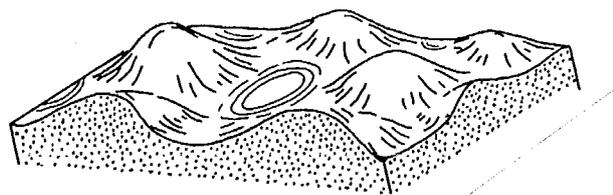


Figure 29. - Séismite en cuvette sur le platier rocheux de Villerville. Échelle métrique. Dômes du banc gréseux isolant des cuvettes en partie remplies par les matériaux de l'interbanc sus-jacent (Dugué, 1989a ; 1995)

4) Figures de déformation en « blague à tabac » : ces figures d'échelles métrique à plurimétrique désignent des poches concentriques, oblongues à sphériques, et toujours ouvertes vers le haut (Dugué, 1989) (Fig. 30). Elles affectent l'interbanc silteux et un banc calcaire gréseux discontinu. Toutes les géométries intermédiaires existent entre le demi-ellipsoïde très commun, avec un axe d'allongement horizontal, et la demi-sphère plus rare. Le diamètre de ces figures varie entre 1 et 3 m, mais ne semble pas lié à une morphologie particulière. L'axe de toutes ces structures est orienté N 320 à N10. La concavité de l'enveloppe corticale, tournée vers le haut, semble être le seul caractère commun.

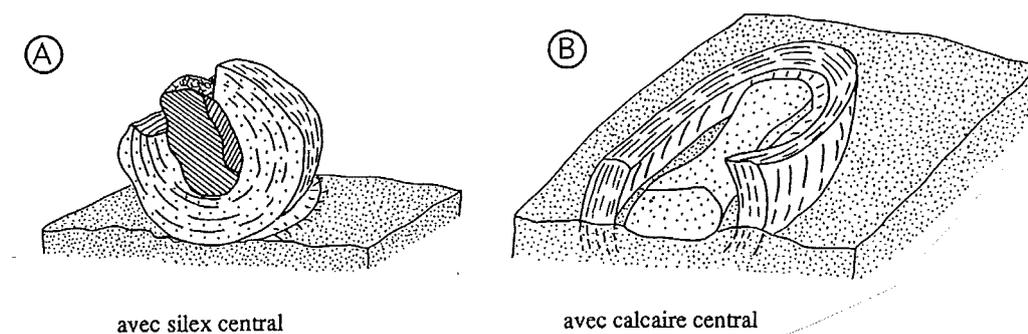


Figure 30. - Représentation schématique des morphologies de séismites en « blagues à tabac » reconnues sur le platier rocheux de Villerville. Échelle métrique à plurimétrique (Dugué, 1989a ; 1995).

A : « Blagues à tabac » à nucléus de silex cérébroïde.

B : « Blagues à tabac » à nucléus de calcaire spongolithique

Sur le platier rocheux, ces figures présentent en coupe transversale, une structure concentrique autour d'un morceau allongé de calcaire gréseux, telle une synforme à flancs redressés ou pincés. Ces « blagues à tabac » sont enfoncées superficiellement dans le banc calcaire sous-jacent et ourlées d'un bourrelet périphérique, en réaction à cette descente de sédiment. Entre deux « blagues à tabac » contiguës, l'espace est souvent comblé par un bourrage de calcaire silteux riche en Trigonies. En section verticale, dans la falaise, la stratification est toujours bouleversée à proximité des « blagues à tabac ». Ces poches ovoïdes possèdent une structure interne concentrique. Aucune déformation élémentaire n'est retrouvée à l'intérieur des « blagues à tabac ».

Ces « blagues à tabac » s'observent au niveau des bancs (X) avec les structures les plus volumineuses, et (Y), mais surtout entre ces deux bancs. Aucune n'affecte la totalité du membre moyen (1,50 m) et la superposition verticale de deux « blagues à tabac » n'a pas été observée dans la falaise. Sous le sémaphore de Hennequeville, des "blagues à tabac" déforment le banc (X) et sont surmontées par un banc (Y) grossier, morcelé et boudiné. En s'éloignant vers l'Ouest, elles affectent des dépôts de plus en plus récents (intervalle entre X et Y) et deviennent moins volumineuses, pour passer progressivement à des déformations élémentaires.



• *Nature thixotropique originelle des matériaux*

Dans les bancs et interbancs du Membre moyen, la fraction détritique quartzreuse (5-25 %) et la taille moyenne des matériaux (50  $\mu\text{m}$ ) sont comparables. En revanche, les spicules d'éponges deviennent plus concentrés dans les interbancs (> 50 % de la roche totale) que dans les bancs calcaires gréseux (15-30 %), où ils sont dispersés dans la boue micritique. La morphologie subsphérique lisse et la taille de ces rhaxes (100-180  $\mu\text{m}$ ), la facilité de leur dissociation post-mortem et de leur dispersion assimilent ces spicules à des sables siliceux fins à très fins, émoussés et bien classés.

Ces sables fins à très fins, boueux, bien classés et encore gorgés d'eau, possèdent des propriétés thixotropiques, c'est-à-dire qu'ils se liquéfient sous un choc, avant de retrouver leur état initial. Trop poreux, un tel matériel perdrait sa cohésion par excès de fluide; trop compact, il casserait. Les déformations décrites dans d'autres séries concernent d'ailleurs un matériau similaire, bien trié et de granulométrie comparable (silt : Brodzikowski *et al.*, 1987a et b ; sable très fin : Montenat, 1980 ; Montenat *et al.*, 1993).

Le banc et l'interbanc, gorgés d'eau et boueux ont toutefois une réponse thixotropique différente. Si la fraction détritique grossière est comparable dans ces deux niveaux, en revanche les spicules d'éponge (globules réniformes bien calibrés de 180  $\mu\text{m}$ ) apparaissent plus concentrés dans les interbancs que dans les bancs. La dissociation et la dispersion aisées des spicules d'éponges à la mort des colonies facilitent la liquéfaction de ces sables fins à moyens.

• *Rôle de la diagenèse carbonatée*

Le sommet de chaque banc déformé apparaît plus rigide que sa base, même si aucun changement de faciès ou de texture n'est constaté. Il existe de bas en haut une gradation dans la cohésion des matériaux et donc un début d'individualisation des bancs et interbancs. Bathurst (1971) a montré que l'interface d'un horizon carbonaté a la propriété de se consolider plus rapidement que sa base. Lors d'une déformation synsédimentaire, la base du banc, plus plastique que le sommet, se déforme souplement, tandis que le sommet, déjà plus compacté et cimenté, réagit à l'état semi-rigide.

### 5.3. - Hypothèse pour une origine sismique des déformations synsédimentaires

La difficulté est moins de reconnaître la signature sédimentaire d'une **liquéfaction** dans les séries anciennes que de proposer une **origine sismique** pour de telles structures. Toutes sont en effet initiées par des expulsions de fluide à la suite de secousses sismiques, mais toutes les expulsions de fluide ne proviennent pas nécessairement de chocs sismiques. Il n'existe pas non plus un critère sédimentaire, structural,... unique pour attribuer une cause sismique à des déformations synsédimentaires ; seul un faisceau d'observations permet de proposer une telle cause. Toutes ces difficultés expliquent que très peu de séismites soient encore décrites dans les séries géologiques, en comparaison de la fréquence des tremblements de terre.

#### 5.3.1. - Origine de la liquéfaction du sédiment

La liquéfaction d'un sable fin à très fin apparaît comme l'agent essentiel contrôlant les déformations synsédimentaires du Membre moyen. Selon Lowe (1976), la liquéfaction ne se produit que si deux facteurs sont simultanément réunis :

- un matériau sédimentaire poreux et faiblement compacté, comme le futur Calcaire gréseux de Hennequeville ;

- un « moteur » pour mélanger les phases liquide et solide du sédiment. Ce moteur a une origine interne (arrivée ou départ brutal d'une lame d'eau, contraste de densité, migration de chenaux ou rupture de pente...) ou externe (chocs sismiques, glissements, contraintes tectoniques...), des causes sédimentaires ou tectono-sédimentaires différentes pouvant avoir des effets similaires dans les séries

(Reineck & Singh, 1980 ; Mills, 1983 ; Seilacher, 1984). Mais, la liquéfaction des dépôts n'est pas limitée à un environnement sédimentaire précis.

Des chocs artificiels successifs dans des boues silicoclastiques (Kuenen, 1958) ou calcaires (Weaver & Jeffcoat, 1978) finissent par rompre la cohésion de ces matériaux thixotropiques, puis par les morceler pour aboutir à la formation de structures sédimentaires contournées centimétriques à décimétriques. Dans le même temps, la rupture de la surface de dépôt s'accompagne de l'extrusion de volcans de boue millimétriques.

Par ailleurs, dans des environnements actuels sismiquement actifs (Californie, Guatemala, Japon, Bulgarie...), des déformations synsédimentaires avec flexuration du sédiment, expulsion de sable liquéfié et formation de dômes sableux sont décrites après des tremblements de terre (Füller, 1912 ; Plakfler, 1965 ; Ambraseys & Sarma, 1969 ; Morton & Campbell, 1973 ; Sims, 1973, 1975 ; Seed *et al.*, 1981). Les déformations décrites dans ce cas, centimétriques à métriques, présentent beaucoup d'analogies avec celles observées à Hennequeville.

### 5. 3. 2. - Arguments sédimentaires, paléogéographiques et géodynamiques pour une origine sismique des déformations synsédimentaires de Hennequeville

Comme dans toute série ancienne, seul un faisceau d'arguments sédimentaires, paléogéographiques et géodynamiques plaide en faveur de l'origine sismique des déformations de Hennequeville.

#### *•Extension latérale des déformations synsédimentaires*

Selon Allen (1986), la grande extension latérale des déformations synsédimentaires (0,5-1,5 km) constituerait à l'heure actuelle d'un des meilleurs critères pour justifier une origine sismique, comme c'est le cas des déformations décrites le long des falaises (environ 4 km) de Hennequeville à Villerville.

#### *•Déformation des dépôts sous l'interface eau/sédiment*

Seuls les dépôts du Membre moyen (1,5 m) sont déformés, mais les caractères granulométriques et texturaux du matériel sédimentaire diffèrent peu dans l'ensemble de la formation. La cause des déformations étudiées est donc bien indépendante du contexte sédimentaire.

La déformation a eu lieu pendant, ou sitôt après le dépôt du Membre moyen, mais avant son recouvrement par les sédiments du Membre supérieur. Elle affecte une tranche de sédiment peu épaisse et encore gorgée d'eau. Le gradient vertical des déformations indique par ailleurs, que bancs et interbancs étaient déjà en voie de différenciation au moment de cette déformation.

#### *•Alternance des déformations*

Plusieurs variétés de déformations coexistent, tant à l'horizontale qu'à la verticale. Leur alternance le long des affleurements littoraux suggère une périodicité dans l'intensité des contraintes : les « blagues à tabac » caractériseraient des secteurs de déformation maximale et les déformations élémentaires enregistreraient le « bruit de fond ».

Dans le Calcaire gréseux de Hennequeville, aucune morphologie préexistante, d'origine sédimentaire (ride, dune...) ou structurale (blocs faillés...), n'apparaît à l'échelle de l'affleurement pour expliquer cette répartition périodique des déformations. Un tel dispositif s'explique s'il résulte d'un phénomène ondulatoire, telle une activité sismique.

#### *•Cadre géodynamique favorable*

À la limite Oxfordien moyen/supérieur, la bordure occidentale du Bassin parisien est sismiquement active. Ces déformations synsédimentaires sont contemporaines de bouleversements hydrodynamiques, sédimentaires et paléogéographiques, sur l'ensemble de la marge orientale du Massif armoricain (Dugué,

1989a, 1991). Le rejeu des accidents les plus proches de Hennequeville (accidents de la Manche, faille de Seine-Sennely) est daté au moins du Jurassique supérieur dans les forages du Bassin parisien (Héritier & Villemin, 1971) ou sur les profils sismiques de la Mer de la Manche (Larsonneur *et al.*, 1975). Cette importante crise épigénétique enregistrée dans l'Ouest du Bassin anglo-parisien, amorce le début de la phase cimmérienne tardive (limite Jurassique/Crétacé) qui sera à l'origine du retour des terrigènes dans l'ensemble du bassin, remobilisera les grands accidents paléozoïques du NW de l'Europe et déformera les futures marges de l'Atlantique Nord (Ziegler, 1988).

### 5. 3. 3. - Modalités de formation des séismites de Hennequeville

#### • *Polarité verticale dominante des déformations*

À l'exception des ondulations de bancs, les déformations présentent une composante verticale dominante, dont la polarité est tantôt dirigée vers le bas, tantôt vers le haut. Les plus nombreuses déformations élémentaires, situées à la face inférieure des bancs, ont une polarité dirigée vers le bas ; leur élaboration est proche de celle des pseudo-nodules ou des structures en boules et coussins. Les dômes sableux à la périphérie des séismites en cuvette procèdent d'une montée de matériaux sableux ; elle est attestée par le redressement à la verticale des encroûtements d'huîtres à la surface des dômes.

Dans les falaises de Hennequeville, la grande majorité des « blagues à tabac » étudiées procède d'une faible descente gravitaire leur donnant un aspect ovoïde au sein du sédiment liquéfié. L'épaisseur de l'interbanc est toutefois insuffisante pour une désolidarisation complète de ces structures du banc. Elles sont stoppées par le banc gréseux sous-jacent qui présente alors des traces d'impact ou se déforme mollement au contact. Quelques « blagues à tabac » renferment aussi un morceau de calcaire gréseux au centre de la structure ; les matériaux de l'interbanc se moulent autour de ce « noyau », lors de leur descente.

#### • *Enregistrement et préservation des séismites*

L'enregistrement sédimentaire des séismes est favorisé par les propriétés thixotropiques des dépôts déformés (facilité à se liquéfier sous l'effet de chocs). Les sédiments les plus aptes à se liquéfier vont des sables fins aux silts grossiers, assez bien classés, poreux et déposés en alternances avec des sédiments plus boueux. La distribution des séismites connues est donc indépendante des environnements de dépôt (Reineck & Singh, 1980).

Leur morphologie est-elle pour autant dictée par l'épaisseur de la tranche sédimentaire déformée ?

Montenat *et al.* (1993) ont proposé d'établir un parallèle entre le style de la déformation et la profondeur d'enfouissement des bancs déformés, avec les « blagues à tabac » au toit et les boudinages au mur de l'horizon déformé. Mais, dans la falaise de Hennequeville, les plus volumineuses « blagues à tabac » se situent plutôt à la base du Membre moyen et les figures de boudinage sont mieux exprimées dans le banc (Y), au sommet de cette unité.

De même, une application trop stricte des expériences de Kuenen (1958) conduirait à interpréter les « blagues à tabac » comme les structures les plus précoces apparaissant dans un matériau encore gorgé d'eau, tandis que les dépôts déjà en voie de consolidation ne seraient affectés que par des déformations élémentaires.

Mais à Hennequeville, la position verticale des « blagues à tabac » dans le Membre moyen varie selon les secteurs. Celles qui déforment les bancs (X) ou (Y) passent latéralement ou verticalement à des déformations élémentaires.

La morphologie des séismites semble donc bien indépendante de la profondeur d'enfouissement des matériaux impliqués.

La préservation des séismites dans les sédiments dépend du contexte paléogéographique, de la dynamique sédimentaire et/ou de la diagenèse.

Au début de l'Oxfordien supérieur, seuls les fonds marins de Hennequeville les ont enregistrées. Les chances de préservation ont été optimales après un enfouissement rapide des dépôts dans un environnement protégé des agressions biologiques (bioturbation) ou mécaniques (remaniement, érosion...).

• *Séisme, secousses sismiques et déformation*

Toutes les couches du Membre moyen sont déformées, avec des intensités variables et sans gradient directionnel net. Une seule déformation est donc enregistrée dans la série étudiée.

Mais, les séismites étudiées sont génétiquement liées, avec des tailles et des morphologies complémentaires, depuis la simple invagination centimétrique du banc jusqu'à la « blague à tabac » d'échelle métrique. Elles nécessitent donc un façonnement polyphasé.

• *Épicentre et magnitude du séisme*

Si la fréquence des séismites dans un secteur est l'indice d'une intense activité sismique, il paraît encore prématuré de rattacher un style de déformation à une catégorie d'accident, *a fortiori* de rechercher son épicentre et de calculer l'intensité libérée par le séisme (Montenat *et al.*, 1993). Trop de facteurs sédimentaires élémentaires (lithologie, stratonomie, vitesse de sédimentation...) influencent l'enregistrement de la sismicité pour y déceler le point-origine des chocs sismiques.

Seed & Idriss (1971) ont montré qu'un choc de magnitude 2 à 3 sur l'échelle de Richter suffisait à déclencher la liquéfaction d'un sédiment gorgé d'eau. Mais, selon Yound (1977, *in* Allen, 1986), les déformations synsédimentaires ne seraient initiées que par des secousses atteignant au moins une magnitude égale à 5.

• *Genèse des séismites de Hennequeville*

Soumis à un ébranlement sismique, les futurs interbanco et bancs du Membre moyen ont réagi différemment. La déformation synsédimentaire apparaît comme un continuum, au cours duquel au moins quatre phases sont distinguées (Fig. 32) :

1) Liquéfaction. Les premières secousses accélèrent la ségrégation de la phase liquide. Facilement expulsée du futur banc carbonaté, l'eau interstitielle est piégée dans l'interbanc silteux. Comme une anisotropie existe aussi entre le toit du banc plus compact et le mur resté plus souple, l'échappement des eaux se trouve bloqué par cet écran imperméable. Les bancs subissent d'amples ondulations et les premières déformations élémentaires apparaissent aux faces inférieure et supérieure des bancs.

- 2) Façonnement des bancs. Au cours de l'ondulation, chaque banc calcaire gréseux est étiré et tronçonné ; par compensation, d'autres parties des bancs commencent à se boudiner. À partir de cette phase, la géométrie initiale du banc prédétermine la morphologie finale des déformations.

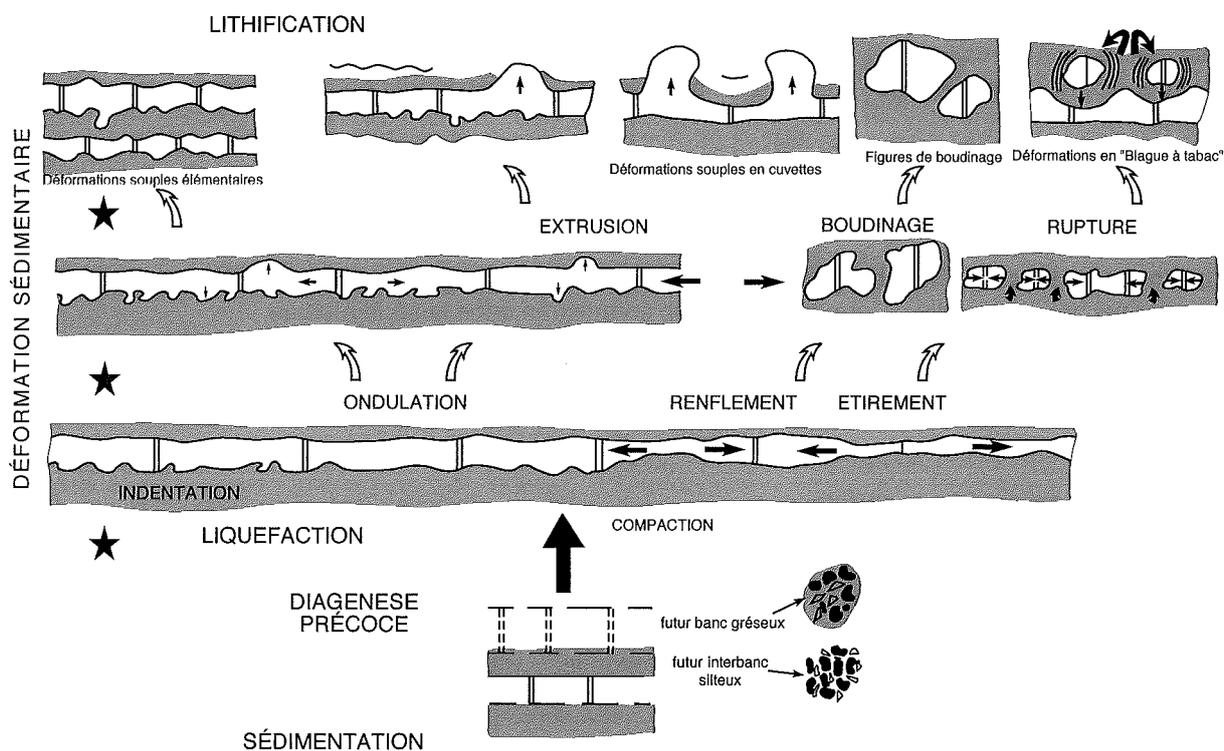


Figure 32. - Genèse des séismites du Calcaire gréseux de Hennequeville. Les échelles verticale et horizontale ne sont pas respectées (Dugué, 1995).

- 3) Déformation en cuvette. Si le banc est continu, les pressions interstitielles augmentent et les matériaux sablo-silteux sont expulsés per ascensum dans des dômes sableux isolant des synformes. Les matériaux silteux des interbancs, piégés dans ces cuvettes, sont rebroussés vers le haut.

- 3 bis) « Blague à tabac ». Si le banc est discontinu, il peut s'enfoncer dans les sédiments liquéfiés de l'interbanc qui se déforme en « blague à tabac ». Dans certains cas, les tronçons de bancs isolés dans l'interbanc liquéfié, agglomèrent les couches silteuses.

- 3 ter) Déformation par boudinage. Simultanément à la formation des « blagues à tabac », le boudinage des morceaux de banc s'accroît.

- 4) Rabotage et nivellement. Dès que cessent les secousses sismiques, les manifestations sédimentaires superficielles créées par les secousses sont érodées et les matériaux silteux sont redistribués par les courants sur les fonds sous-marins.

Les deux premières phases intéressent l'ensemble du Membre moyen. Les déformations élémentaires se sont poursuivies et accentuées, tandis que s'initiaient des déformations plus intenses. Les phases suivantes ne concernent que certains secteurs des affleurements étudiés. Le style des déformations les plus importantes est alors dicté par la géométrie des bancs et par l'épaisseur des sédiments liquéfiés. Les séismites qui en résultent n'apparaissent donc pas toujours à la base du Membre moyen, mais elles sont toujours surmontées par des déformations élémentaires.

## ARRET n° 2.2

# LA SERIE JURASSIQUE

## DES FALAISES DES VACHES NOIRES

---

**Formations étudiées :** Marnes de Dives, Marnes de Villers, Oolithe ferrugineuse de Villers, Argiles à *Lophogregaria*, Calcaire d'Auberville, Calcaire oolithique de Trouville et Coral rag (Fig. 13)

**Localité :** Villers (Ouest de Trouville) (Fig. 14)

**Sujets :**

- coupe jurassique de la cuesta du pays d'Auge
- série terrigène callovo-oxfordienne
- passage des terrigènes fins callovo-oxfordiens aux carbonates de l'Oxfordien

Les séries du Callovien supérieur à l'Oxfordien moyen affleurent dans les falaises littorales des Vaches noires, entre l'embouchure de la Dives et Villers. Hautes de plus de 100 m, elles offrent une coupe naturelle des plateaux du pays d'Auge, sur environ 5 kilomètres. L'appellation des "Vaches noires" proviendrait de la présence de gros blocs de craie cénomanienne, éboulés sur la plage et recouverts par des algues et coquillages. Ces masses sombres évoqueraient du haut des falaises un troupeau de vaches noires (qui ne seraient donc pas de race normande !) paissant tranquillement sur la plage, au bord de la mer.

### 1.- DESCRIPTION DES FALAISES DES VACHES NOIRES

La morphologie des falaises des Vaches noires est très complexe étant donné la variété des lithologies rencontrées et la multitude des mécanismes d'érosion continentale en présence (Fig. 33).

Un premier bourrelet argileux armé de blocs calcaires divers assure la transition entre la falaise et la plage sableuse. Ces cones d'éboulis sont alimentés par les glissements de pans de falaise, par les écoulements boueux, constituant une fausse terrasse protectrice.

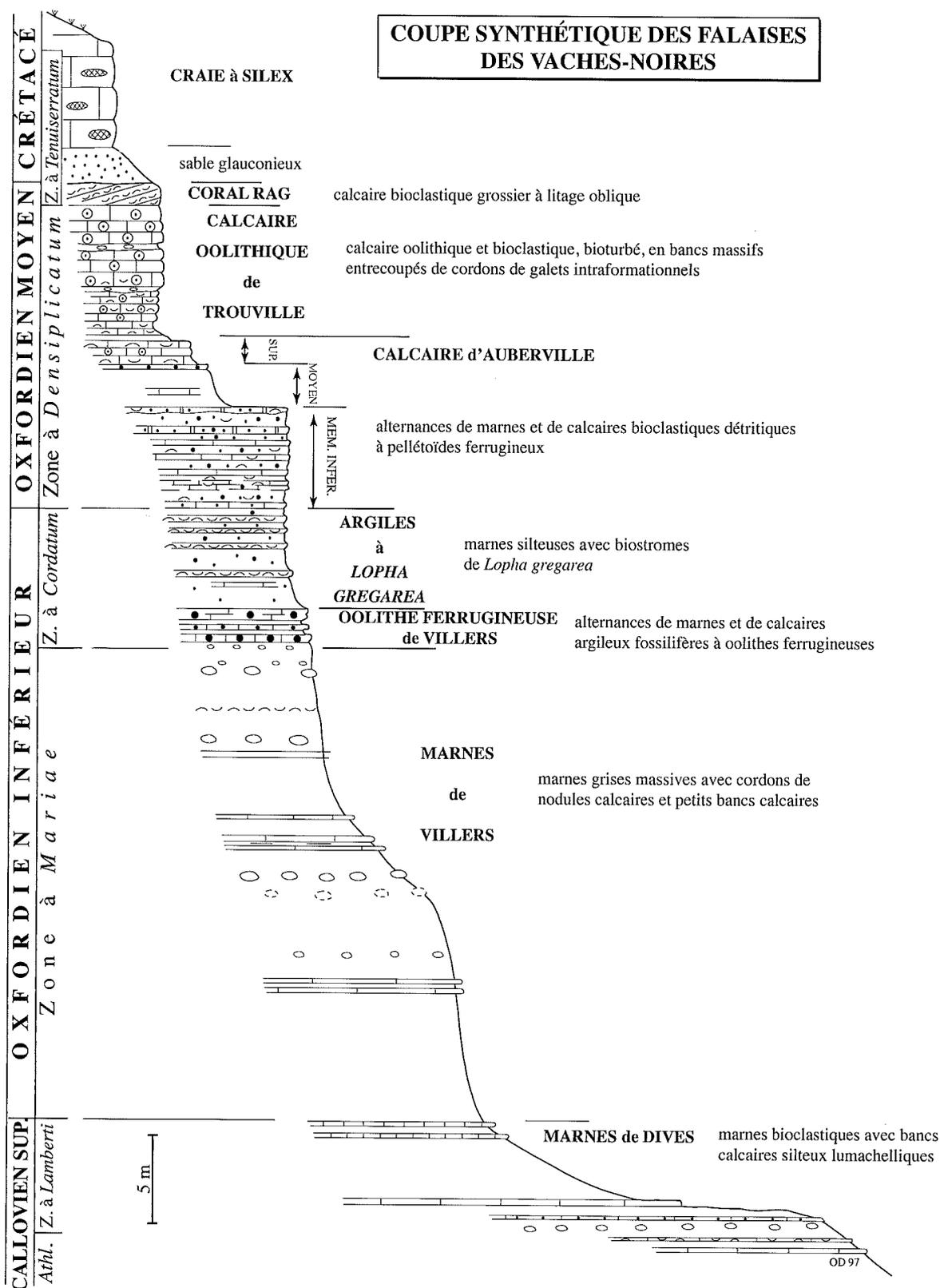


Figure 33. - Coupe géologique simplifiée des falaises des Vaches-noires, entre Houlgate et Villers-sur-Mer (Dugué, 1989a ; Dugué *et al.*, 1998).

Une première falaise massive, gris-sombre, haute d'une quarantaine de mètres se détache ensuite. Sa base argileuse, entrecoupée de rares cordons de nodules ou de bancs calcaires (Marnes de Dives, Marnes de Villers) présente une pente douce, jusqu'à une bande calcaire marron clair (Oolithe ferrugineuse de Villers). Au dessus de ce niveau repère, et de part et d'autre des ravins, la falaise devient plus abrupte avec des parois verticales zébrées d'horizons calcaires blanchâtres et grisâtres (Argiles à *Lopha gregarea*), puis par des alternances marno-calcaires de couleur rouille (Calcaire d'Auberville *pro parte*). L'érosion différentielle y met en surplomb instable des dalles gréseuses.

Cette falaise est surmontée par un promontoire peu penté, mais chaotique. Les séries argileuses à la base, calcaires au sommet (Calcaire d'Auberville *pro parte*) sont le plus souvent masquées par des éboulis ou des broussailles. De cette zone chaotique, difficile d'accès, prennent naissance les ravines qui canalisent les coulées boueuses vers la plage.

Au sommet de cette première falaise, se détache une corniche calcaire blanchâtre, épaisse d'environ 40-50 mètres. Sa base est constituée de barres calcaires massives et de niveaux plus friables (Calcaire oolithique de Trouville) terminés par des grandes dalles calcaires (Coral rag).

Encore plus en retrait et difficilement accessible (30-40 m), car intensément érodée et bouleversée affleure la Craie cénomaniennne. Cette seconde falaise, crayeuse, massive, repose sur une assise sableuse, meuble, instable car gorgée d'eau (sables quartzeux du Crétacé inférieur, sables glauconieux de l'Albien supérieur ou Glauconie de base). Périodiquement déchaussées par l'écoulement naturel des eaux phréatiques du Cénomanienn, au-dessus des marnes oxfordiennes, ces assises déchaussées dévalent la pente des ravins en glissant sur la boue jusqu'à la plage.

Dans cette coupe historique, les unités et bancs-repères reconnus par Hébert (1860) sont classiquement numérotés et symbolisés par la lettre « H » et ceux de Raspail (1901) par la lettre « R ».

## 2. - MARNES DE VILLERS (25 m environ, Oxfordien inférieur ; zone à *Mariae*)

Les Marnes de Villers apparaissent dans le prolongement lithologique vertical des Marnes de Dives, (20 m, Callovien supérieur). Le sommet des Marnes de Dives et donc du Callovien supérieur, correspond à un doublet marno-calcaire silteux très fossilifère (H5) qui affleure à l'Est de Houlgate (Dugué, 1989a) et qui était autrefois accessible sur la plage, entre Villers et Auberville (Douvillé, 1904b).

La formation argileuse monotone des Marnes de Villers (du sommet de H6 à H14) est subdivisée ici en deux parties (Fig. 33 et 34) :

- Membre argileux pyriteux basal (H6-H8 : environ 15 m), rosâtre à la base, grisâtre au sommet, très riche en *G. dilatata*, affleurant coté Houlgate. Il est entrecoupé par des cordons de nodules calcaires (n° 4, 6, 8) et de bancs centimétriques de calcaire argileux. Ces marnes sont bioturbées (nodules pyriteux, *Chondrites*) ;

- Membre argileux supérieur (H10-H14 : environ 12 m), avec des marnes pyriteuses, grises à rosâtres, toujours bioturbées avec nodules pyriteux, mais moins riches en *G. dilatata* que le membre inférieur. Les bancs et nodules carbonatés y deviennent également moins nombreux.

### 2.1.- Évolutions sédimentologiques

- *Évolution de la phase détritique grossière*

Le stock détritique grossier reste insignifiant (< 1 % de la roche totale) à faible (< 5 %), comme dans les Marnes de Dives. Il est composé essentiellement de silts très fins quartzeux non usés, de paillettes de micas et de très rares oolithes ferrugineuses (à partir de H6) (Fig. 34).

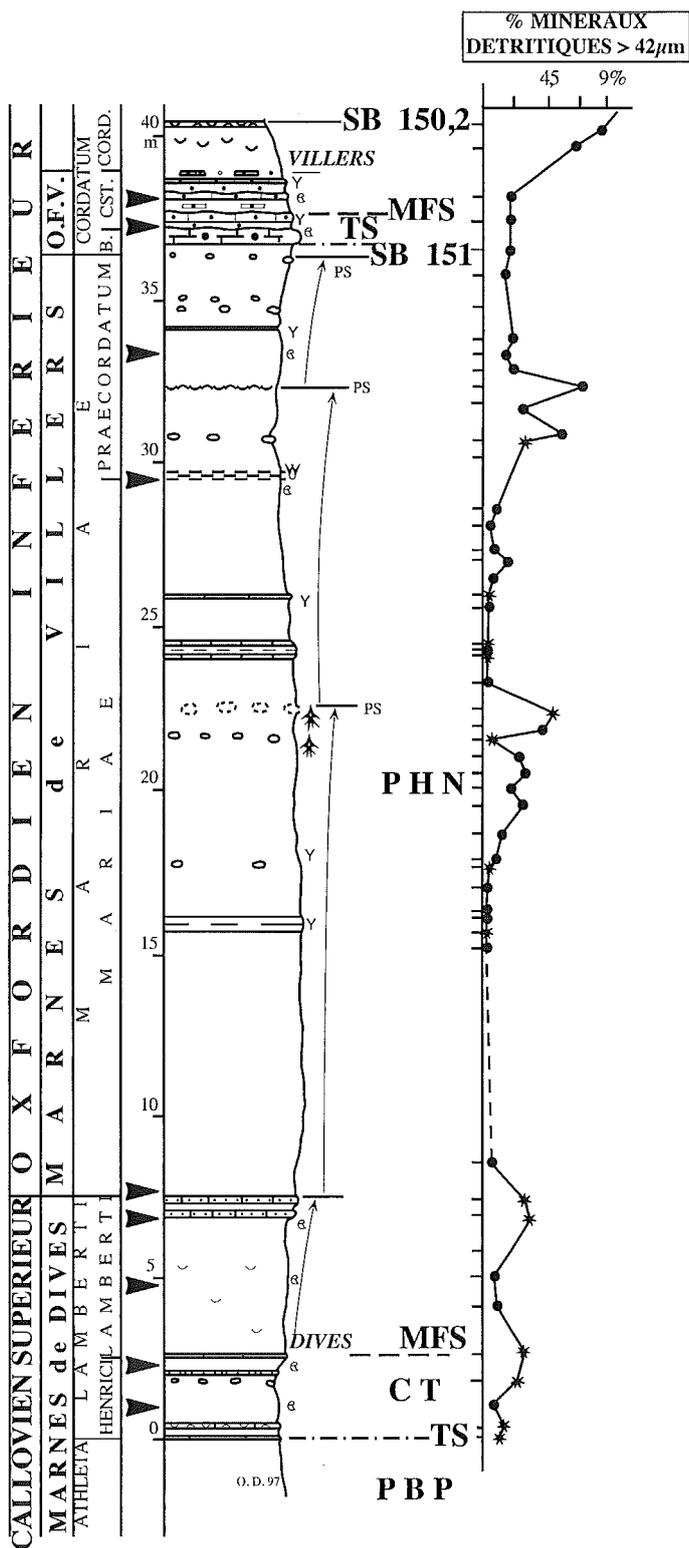


Figure 34. - Évolution de la charge détritque grossière et interprétation séquentielle de l'épisode terrigène des falaises des Vaches-noires (Dugué, 1989a ; Riout *et al.*, 1991 ; Dugué *et al.*, 1998).

La courbe d'évolution de cette phase détritique grossière présente trois séquences détritiques, dont les maxima correspondent à des nodules calcaires (H8 : 4,5 % et H13 : 7 %) :

- la première séquence détritique (membre argileux basal) révèle une augmentation progressive du stock des résidus insolubles (1% à 4,5 % de la roche totale) ;
- la deuxième séquence détritique (base du Membre argileux supérieur) dont les apports détritiques les plus importants correspondent à un cordon de nodules calcaires ou à un lit coquillier pyriteux ;
- la troisième séquence détritique (sommet du Membre supérieur) enregistre à sa base un stock détritique légèrement plus abondant. Ces sables quartzeux s'enrichissent progressivement en oolites ferrugineuses.

Les deux premières séquences détritiques coïncident avec un taux de sédimentation relativement fort (environ 24 m pour une sous-zone d'ammonite), tandis que la troisième séquence annonce déjà une réduction du taux de sédimentation (3,5 m pour une sous-zone), qui s'accroît dans l'Oolithe ferrugineuse de Villers sus-jacente.

#### • Cortège de minéraux argileux

Le cortège des minéraux argileux composée d'illite (5/10) et de kaolinite (3,5/10), associées à des interstratifiés irréguliers et à un complexe à 14 Å autour de la chlorite. Par rapport aux Marnes de Dives, la proportion de kaolinite diminue (5 à 3,5/10).

#### • Évolution de la phase carbonatée

La teneur moyenne en carbonates dans les Marnes de Villers dépasse rarement 35 %, sauf pour les bancs et nodules calcaires (65 à 80 %). Cette phase carbonatée est essentiellement d'origine biologique, mais la nature des niveaux carbonatés est variée :

- les bancs carbonatés d'épaisseur centimétrique à décimétrique sont généralement bioturbés, mais non encroûtés. Leurs charges détritiques sont très faibles et leurs microfaciès conservent des figures de compaction-décompaction (structures cone in cone). Ils correspondent à des concentrations relatives de carbonates auparavant dilués dans les terrigènes, sans doute à la faveur d'un ralentissement temporaire de la sédimentation.
- les nodules carbonatés ne s'apparentent pas à des nodules à septaria. Certains renferment des apports détritiques importants (H 8, H 19) et sont abondamment bioturbés par des *Chondrites*, excluant ainsi une origine diagénétique tardive. Au contraire, d'autres au sommet de la série (H 14) ne sont pas bioturbés et leur stock détritique proche de celui des interbancs marneux, témoigne probablement en faveur d'une origine diagénétique.

## 2.2.- Faune

La macrofaune benthique devient peu abondante et peu diversifiée par comparaison avec les Marnes de Dives, (Brasil, 1896b et c ; Douvillé, 1904a). Elle est dominée par des huîtres : *Gryphaea dilatata* dont l'abondance caractérise surtout H8, associées à des faunes byssifères (*Modiolus*, *Isognomon*) plus dispersées; l'endofaune superficielle est rare.

Des organites d'invertébrés très diversifiés, sont également présents dans ces argiles : protoconques de mollusques, débris squelettiques d'oursins, astéries, ophiures, sclérites d'Holothurie (Deflandre, 1938a et b), de Brachiopodes (Riout, 1980), spicules d'Eponge et scolécodontes.

Les Ammonites sont assez rares (Douvillé, 1912, 1914, 1915), avec surtout des formes d'affinités boréales (Cardiocératidés) et quelques apports mésogéens notamment à la base (Oppeliidés). Leur mode de fossilisation varie. À la base des Marnes de Villers, il s'agit surtout de moules internes argileux fragiles et donc souvent écrasés. Dans le membre supérieur, ces moules sont souvent ourlés d'un film pyriteux les préservant mieux de la compaction.

La microfaune est au contraire très riche, dominée par les Foraminifères benthiques (Nodosariidés, *Epistomina*) et quelques tests d'agglutinants (Bizon, 1958 ; Guyader, 1968). Dès la base de H8, des protoglobigérines d'affinités mésogéennes sont signalées, représentant les premières microfaunes pélagiques de la série callovo-oxfordienne (Bignot & Guyader, 1966). Le microplancton est abondant (Deflandre, 1938a et b), ainsi que spores et pollens.

La bioturbation est toujours présente dans ces faciès marneux, même si les terriers demeurent rares :

- tubulures pyritisées millimétriques;

- nodules pyriteux ou limoniteux (centimétrique à décimétrique), en forme de "pipe" ;

Ils sont interprétés comme des terriers d'habitation (H14) avec un manchon vertical (h : 12 cm ; Ø : 2cm) reliant une loge sphérique terminale (Ø : 5 cm) à l'interface. Le terrier complet est rarement conservé;

- traces horizontales aplaties millimétriques, de locomotion ou de repos à la surface de bancs calcaires ;

- terriers d'habitation centimétriques en "U", pyritisés, traversant sur toute leur hauteur un banc calcaire argileux (n° 5 ; H10) ;

- *Chondrites* surtout visibles à la surface des nodules calcaires et de certains bancs calcaires (H8 et plus rarement H14).

### 2.3.- Environnement sédimentaire

L'environnement de dépôt des Marnes de Villers est une vasière marine recevant à la fois des influences continentales (microflore terrestres diversifiées, ossements de Vertébrés terrestres flottés) et marines (Ammonites, plus rares Nautilus et Bélemnites, protoglobigérines et abondant microplancton). Une macrofaune benthique à Gryphées se développe sur ces fonds vaseux calmes et riches en apports nutritifs. Ce dépôt rapide des fines ne favorise pas le développement d'une endofaune profonde. Parallèlement, l'abondance des apports de matières organiques explique la précipitation de sulfures de fer dans des micromilieus confinés (minéraux ou organiques).

Par rapport aux Marnes de Dives, le taux de sédimentation se révèle plus élevé : les 25-27 m des Marnes de Villers correspondent en effet à une seule zone d'ammonite, alors qu'une épaisseur légèrement inférieure (20 m) dans les Marnes de Dives, correspond à deux zones.

Les faciès terrigènes fins et pyriteux des Marnes de Villers sont reconnus jusque dans le Saosnois et le Jalais (Bizet, 1886, 1890 ; Dangeard, 1950a ; Feray, 1959 ; Rioult, 1980 ; Dugué, 1989a). Au sommet, ces dépôts se chargent en silts quartzeux (Assises de la Vieillerie ; Feray, 1958-1959) ou en pellétoïdes ferrugineux (Lebert, 1982, 1983).

### 3.- OOLITHE FERRUGINEUSE DE VILLERS (2 m, Oxfordien inférieur, zone à *Cordatum*)

L'Oolithe ferrugineuse de Villers se distingue par sa couleur marron-clair dans les falaises grisâtres des Vaches-noires (Fig. 33 et 35). C'est une alternance d'interbancs marneux et de bancs calcaires argileux bioclastiques et bioturbés avec oolithes ferrugineuses. Les oolithes ferrugineuses sont isolées les unes des autres dans la matrice boueuse, ou secondairement regroupées par la bioturbation toujours intense.

Cette formation présente tout au long des falaises une épaisseur constante (2 m ± 20 cm) dans l'ensemble des coupes, avec de rapides variations latérales. Trois unités sont distinguées sur des critères stratonomiques et sédimentaires (Dugué, 1989a) :

- Membre basal (n° 1 à 2 ; sous-zone à *Bukowskii* ; 0,5 m), unité d'épaisseur constante qui débute par un petit cordon de nodules calcaires rosés (n° 1) et se termine par un banc-repère de calcaire argileux massif (n° 2 ; 30 à 40 cm), mal stratifié et bioturbé (*Chondrites*) qui se retrouve dans toutes les coupes ;

• Membre moyen (n° 3 à 6 sous-zone à *Costicardia pro parte* ; 0,4 m). La deuxième alternance marno-calcaire se termine par un banc-repère calcaire continu (n° 6) et toujours bioturbé (18 à 20 cm). Sa surface supérieure est localement encroûtée par des huîtres et porte des Modioles ;

• Membre supérieur (n° 7 à 16 ; sous-zone à *Costicardia pro parte* ; 1,1 m) est formé d'alternances marno-calcaires d'épaisseur variable et sans continuité latérale. Des bancs calcaires argileux massifs et encroûtés présentent latéralement une stratonomie noduleuse. Cette unité est caractérisée par la présence de nombreux galets intraformationnels et d'intraclastes oolithiques ferrugineux au-dessus de la surface-limite des bancs.

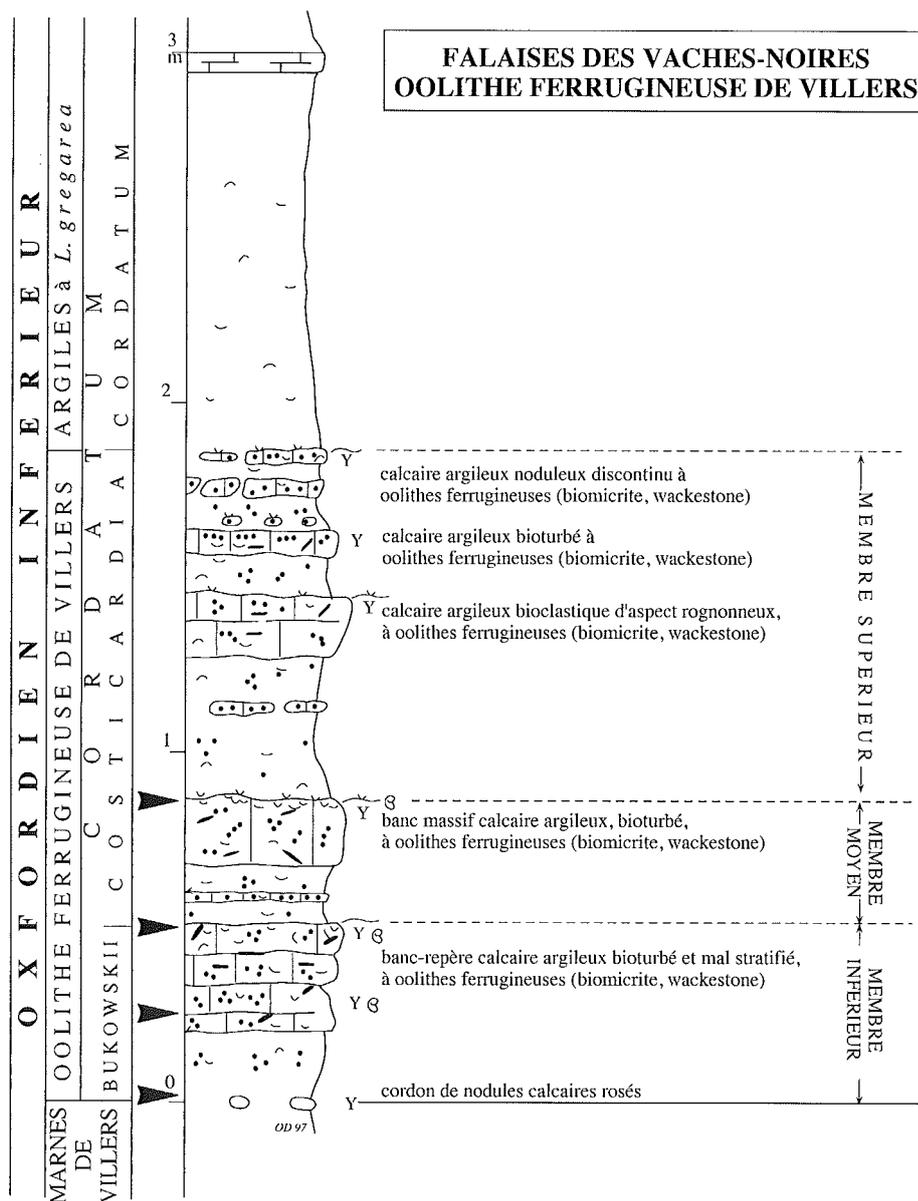


Figure 35. - Coupe géologique détaillée de l'Oolithe ferrugineuse de Villers (Oxfordien inférieur) (Dugué, 1989a ; Rioult *et al.*, 1991).

- *Microfaciès* : biomicrite à oolithes ferrugineuses et à texture de wackestone.

Les oolithes ferrugineuses (8 à 12 %), ovoïdes et hétérométriques se caractérisent par de fines laminations discontinues et souvent encroûtées par plusieurs générations de Foraminifères (*Nubeculinella bigoti*). Le nucleus est bioclastique, oolithique ou quartzeux, lui-même souvent encroûté par ces Foraminifères.

Les bioclastes sont peu représentés (2 %), avec Bivalves, Échinodermes, Foraminifères et Ostracodes. Les loges de Foraminifères sont remplies d'hydroxydes de fer ou de pyrite, tandis que les tests de Mollusques sont ourlés d'un enduit ferrugineux hydroxydé.

La fraction détritique quartzeuse est insignifiante (1 à 1,5 %), avec des silts très fins quartzeux, non usés à émoussés, disséminés dans la matrice boueuse. Cette matrice micritique bioturbée présente des plages micritiques de couleur différente, des alignements de grains de quartz ou des ségrégations de pyrite.

### 3.1.- Faune

La macrofaune benthique est dominée par une épifaune de Bivalves avec des huîtres (*G. dilatata*, *Nanogyra nana*, *Lopha gregarea*), des byssifères (*Modiolus*, *Isognomon*) et quelques fousseurs profonds (*Pholadomya*, *Pleuromya*) à la base.

Les Ammonites et Nautilés sont fréquents et leurs coquilles souvent encroûtées par des huîtres et serpules. Les ammonites sont plus abondantes dans le Membre inférieur, relativement éparées et plus petites dans les Membres moyen et supérieur.

La microfaune est riche et diversifiée, composée de Foraminifères à test agglutiné (Haplophragmoïdes) et de nombreuses *Nubeculinella bigoti* à test porcelané présents sur tous les supports solides. Guyader (1968) signale encore quelques rares tests de proto-globigerines à la base.

La bioturbation est très abondante. Aux traces fossiles déjà signalées dans les Marnes de Villers (*Planolites*, *Chondrites*), s'ajoutent dans tous les bancs calcaires, des terriers de section centimétrique à décimétrique, en forme de « doigt de gant » et remplis par une argile grise. En revanche, les nodules pyriteux rencontrés dans les marnes sous-jacentes n'existent plus.

### 3. 2. - Évolutions sédimentologiques

Nombre des caractères sédimentologiques de l'Oolithe ferrugineuse de Villers prolongent ceux du régime terrigène des Marnes de Villers. D'autres accentuent le cachet condensé de cette formation.

#### 3. 2. 1. - Continuité du régime terrigène

Par rapport aux Marnes de Villers sous-jacentes, le cortège argileux demeure inchangé avec l'illite (5/10) et la kaolinite (3,5/10) dominantes, chlorite et interstratifiés (1,5/10) accessoires, et la phase détritique quartzeuse reste très faible (<5 %).

#### 3. 2. 2. - Les changements sédimentaires

- *La multiplication des arrêts de sédimentation*

La surface supérieure irrégulière des bancs calcaires est localement encroûtée par des huîtres (*Gryphea*, *Lopha*, *Nanogyra*) ou porte des Bivalves byssifères (*Modiolus*, *Isognomon*), mais n'est jamais perforée. Les coquilles d'huîtres apparaissent plus concentrées dans les derniers centimètres des bancs massifs.

Ces surfaces ne correspondent pas à un arrêt généralisé de la sédimentation, mais traduisent plutôt un ralentissement de la sédimentation, aboutissant à l'induration de fonds argileux (*firm ground*). Cette

sédimentation ralentie favorise une intense bioturbation et une corrosion bio-physico-chimique, facilitant le remaniement et le démantèlement des couches boueuses (galets intraformationnels). L'érosion s'arrête sur les niveaux calcaires les plus cohérents ; les encroûtements se fixent alors sur les substrats les plus durs (coquilles, surface de banc en voie de lithification), dans un contexte sédimentaire de vase labourée par les fousseurs.

• *La multiplication des épisodes de remaniement avec galets intraformationnels*

Des conditions hydrodynamiques plus fortes aboutissent périodiquement et localement au démantèlement des fonds marins vaseux, avec formation de galets intraformationnels. Toutefois, ces lithoclastes ne sont pas disposés directement sur la surface-limite des bancs et résultent très rarement d'une érosion sur place ; un transport de ces matériaux est donc possible, certains galets montrant des faces arrondies.

Les galets intraformationnels de calcaire argileux à oolithes ferrugineuses résultent de la remobilisation sur place de sédiments en voie d'induration, dans le milieu de dépôt. Il s'agit de rares intraclastes hétérométriques (5 à 20 mm) d'oolithes ferrugineuses cimentées par des hydroxydes de fer (interbancs et bancs du Membre supérieur), provenant d'un démantèlement de croûte oolithique, ou de plus nombreux galets intraformationnels avellanaires avec cortex ferrugineux ( $\varnothing$  : 1 à 4 cm), encroûtés par des Nanogyres, Serpules, Bryozoaires et Foraminifères (*N. bigoti*) et perforés.

Encroûtements et perforations indiquent un substrat lithifié, sous un arrêt de sédimentation. La plupart de ces galets argileux à oolithes ferrugineuses sont assimilables à des galets mous argileux, armés d'oolithes ferrugineuses.

Un autre type de galet intraformationnel pugilaire, entouré par des *G. dilatata* ou *N. nana*, est récolté au-dessus des bancs-repères (n° 2, 6 et 10). Il provient du démantèlement mécanique des surfaces de banc, à la faveur de terriers argileux ou d'accumulation de coquilles.

Après le dépôt de l'épaisse série terrigène callovo-oxfordienne, l'épisode de sédimentation condensée, terrigène et carbonatée, de l'Oolithe ferrugineuse de Villers devient discontinue dans le temps et dans l'espace, avec plusieurs phases successives de remaniements et des conditions hydrodynamiques épisodiquement plus fortes. Des oolithes ferrugineuses étaient déjà apparues au sommet des Marnes de Villers (H 14, Oxfordien inférieur) qui témoignent déjà un ralentissement temporaire de la sédimentation (3,5 m pour une sous-zone). Avec cette formation ferrugineuse (2 m), le taux de sédimentation a brutalement chuté et la subsidence s'est amortie. Malgré des apports ferrugineux plus fréquents et abondants, les sources de fines n'ont pas été modifiées. Le régime de sédimentation ne s'éloigne donc guère du thème sédimentaire callovo-oxfordien : les oolithes ferrugineuses viennent périodiquement se surimposer à des alternances terrigènes/carbonates moins épaisses.

### 3. 3. - Origine des oolithes ferrugineuses de l'Oxfordien inférieur

Ces oolithes ferrugineuses oxfordiennes ont été étudiées par Cayeux (1922), Dangeard (1930a) et Dugué (1989a). La composition minéralogique de ces oolithes reste encore imprécise. Au microscope optique, seules quelques rares oolithes ferrugineuses ont conservé la teinte jaune-verdâtre de chlorite ferrugineuse.

• *Genèse des oolithes ferrugineuses*

La nature pétrographique du nucleus des oolithes renseigne sur l'environnement sédimentaire du milieu de genèse. Ces nuclei sont quartzeux, souvent bioclastiques, micritiques, ou plus rarement constitués de proto-oolithes ferrugineuses cassées (minuscule nucleus micritique entouré de nombreuses lamines fines, quelquefois encroûtées). Ces dernières qui ne se rencontrent pas à l'état isolé dans l'Oolithe ferrugineuse de Villers aux Vaches-noires caractérisent exclusivement le milieu original de genèse des oolithes. Ces nuclei sont encroûtés à leur surface par des Foraminifères sessiles (*Nubeculinella bigoti*).

Les lamines corticales sont fines et discontinues, encroûtées également par *N. bigoti*. La description des encroûtements sur ces lamines permet de distinguer au moins quatre étapes, se répétant plusieurs fois, dans la genèse de ces oolithes ferrugineuses (Dugué, 1989a) :

- étape 1 : précipitation d'une lamine concentrique d'hydroxydes de fer autour d'un grain mobile (lamines sur nucleus ou nucleus isolé) déjà encroûté par des *Nubeculinella* ;
- étape 2 : arrêt prolongé du processus d'accrétion oolithique permettant l'induration de la (ou des) lamine(s) précédemment déposée(s);
- étape 3 : encroûtement de la surface indurée par un ou des Foraminifères fixés sur un substrat stable, avec perforation et corrosion subséquente des tests;
- étape 4 : finalement usure progressive de la face externe du test lors de la mobilisation des grains, avant le début d'un nouveau cycle d'accrétion.

Le développement d'une microfaune aérobie autochtone sur ces oolithes (étape 3) impose nécessairement un état d'oxydation du milieu de dépôt.

#### • *Lieu de production des oolithes ferrugineuses*

La croissance des oolithes ferrugineuses est quelquefois interrompue (oolithe tronquée ou cassée), attestant soit d'un milieu de genèse agité, soit d'un transport érosif. Le milieu de genèse était proche du milieu de dépôt, situé en domaine marin (Foraminifères benthiques) et à proximité de terres émergées qui l'approvisionnaient en solutions ferrugineuses. La répétition du processus d'oolithisation et surtout l'alternance de séjours des oolithes en milieu réducteur calme (chlorite ferrifère) et en milieu oxydant agité (usure des Foraminifères...) imposent des milieux littoraux. Un tel scénario avait d'ailleurs déjà été retenu par Bubenicek (1964, 1971) pour la Minette toarcienne lorraine ou par Joseph (1982) pour le minerai de fer ordovicien normand.

À l'échelle de la Normandie, la paléogéographie reste imprécise, car les dépôts qui existaient à proximité des terres armoricaines émergées sont aujourd'hui érodés. Le long de la bordure est-armoricaine, ces dépôts condensés à oolithes ferrugineuses disparaissent vers le Sud (Perche ornais) et vers le Nord (Dorset), et se dédoublent vers l'Est (forages du Havre).

#### • *Environnement de dépôt des oolithes ferrugineuses*

À l'affleurement, un gradient décroissant de la quantité d'oolithes apparaît de bas en haut de la formation. Cette concentration d'oolithes reste néanmoins faible dans chaque couche (8 à 12 % d'oolithes). À Villers, ce milieu de dépôt est à la fois ouvert aux influences du large (proto-globigérines, ammonites) et aux influences continentales (ossements de Dinosaures, spores, pollens, bois). Les oolithes ferrugineuses sont incorporées dans une boue carbonatée et sont secondairement concentrées par la bioturbation. Périodiquement, le milieu de dépôt est soumis à des démantèlements des niveaux calcaires plus indurés (galets intraformationnels).

#### **4.- ARGILES A *LOPHA GREGAREA*** (5-6 m, Oxfordien inférieur, zone à *Cordatum*)

La formation des Argiles à *L. gregarea* définissait initialement la base de l'Oolithe de Trouville selon H. Douvillé. Elle est constituée de 5 à 6 alternances marno-calcaires, argileuses à la base et contenant de petits biostromes d'huîtres (*Lopha gregarea*) au sommet. D'une coupe à l'autre, le nombre des bancs calcaires lumachelliques et leur épaisseur relative varient. Ces faciès marneux à marno-sableux présentent également des pellétoïdes ferrugineux plus grossiers qui deviendront prédominants dans le Calcaire d'Auberville sus-jacent.

#### 4. 1. - Évolutions sédimentologiques

##### • Évolution de la phase carbonatée

Le taux moyen des carbonates dépasse toujours 35 %. L'origine de cette phase carbonatée est biologique. Au sommet de la formation (coupe Est de Houlgate), le taux de carbonates diminue progressivement vers le haut, sans doute en relation avec une plus grande proportion de péloïdes ferrugineux ou de décharges détritiques (Fig. 36).

##### • Évolution de la phase détritique

Contrastant avec la série argileuse sous-jacente, les Argiles à *L. gregarea* se caractérisent par une augmentation progressive de la phase détritique grossière (jusqu'à 10 % de la roche totale) (Fig. 36). Au sommet de la formation (coupe Est de Houlgate), le diamètre moyen des plus gros grains détritiques augmente parallèlement (de 1 à 3,5 mm), représentant l'un des maxima de la série callovo-oxfordienne normande. Ces matériaux détritiques sont surtout des grains de quartz arrondis, souvent corrodés par les hydroxydes de fer et plus rarement des feldspaths, des micas et des minéraux lourds de plus petite taille (0,5 à 1 mm).

Cette alternance marno-calcaire à *L. gregarea* atteste d'apports détritiques plus grossiers provenant du remaniement de sables détritiques sur le rivage armoricain proche.

##### • Évolution du cortège de minéraux argileux

Le cortège argileux demeure stable, avec l'illite (5/10) alumineuse et mal cristallisée et la kaolinite (3,5/10), dans des proportions assez constantes. Les smectites sont toujours représentées parmi des interstratifiés irréguliers, associées préférentiellement à la chlorite (14C-14Sm) ou à l'illite (10-14Sm) ; elles s'individualiseront plus nettement dans le Calcaire d'Auberville.

#### 4. 2. - Faune

Le nombre des espèces de Bivalves et des traces fossiles diminue très sensiblement. La macrofaune benthique est dominée par les huîtres : *Lopha* et *Nanogyra*. Selon Fürsich (1977), cette épifaune fixée représente environ 95% de l'ensemble des Bivalves décomptés. Les bancs d'huîtres en place forment des biostromes décimétriques (20-40 cm) de faible extension latérale (10 m au maximum), expliquant les nombreuses variations horizontales. Ces *Lopha* sont en position de vie, avec leurs deux valves le plus souvent en connexion. Ces individus sont généralement encroûtés par des Serpules, d'autres petites Huîtres (*Nanogyra*), des Plicatules, souvent par des Foraminifères (*Nubeculinella*) et, plus rarement perforés.

Les ichnocénoses subissent peu de modifications (terriers pyriteux centimétriques à millimétriques et rares *Chondrites*).

En revanche, la pauvreté des récoltes d'Ammonites contraste avec leur relative fréquence dans les couches sous-jacentes. Les spécimens sont plutôt d'affinités boréales (*Cardioceratinae*) et prolongent les lignées précédentes (Rioul, 1980).

De même, les assemblages de Foraminifères sont appauvris qualitativement et quantitativement (Guyader, 1968).

L'apparition d'une telle biocénose oligospécifique d'huîtres et la sur-représentation des organismes fixés au détriment d'une épifaune libre ou d'une endofaune profonde confirment les changements physico-chimiques intervenus dans le milieu de sédimentation :

- arrivées répétées de sables ; les *Lopha* à commissure dentée sont mieux adaptées à des fonds sableux que les *Gryphaea* à commissure rectiligne rencontrées dans les marnes sous-jacentes ;
- sédimentation rapide et saccadée ; les colonies de *Lopha* résisteraient relativement

mieux à de soudains envasements qu'une endofaune : la dernière génération de *Lopha*, se trouvant toujours installée en relief et en position stable à la surface de la vasière.

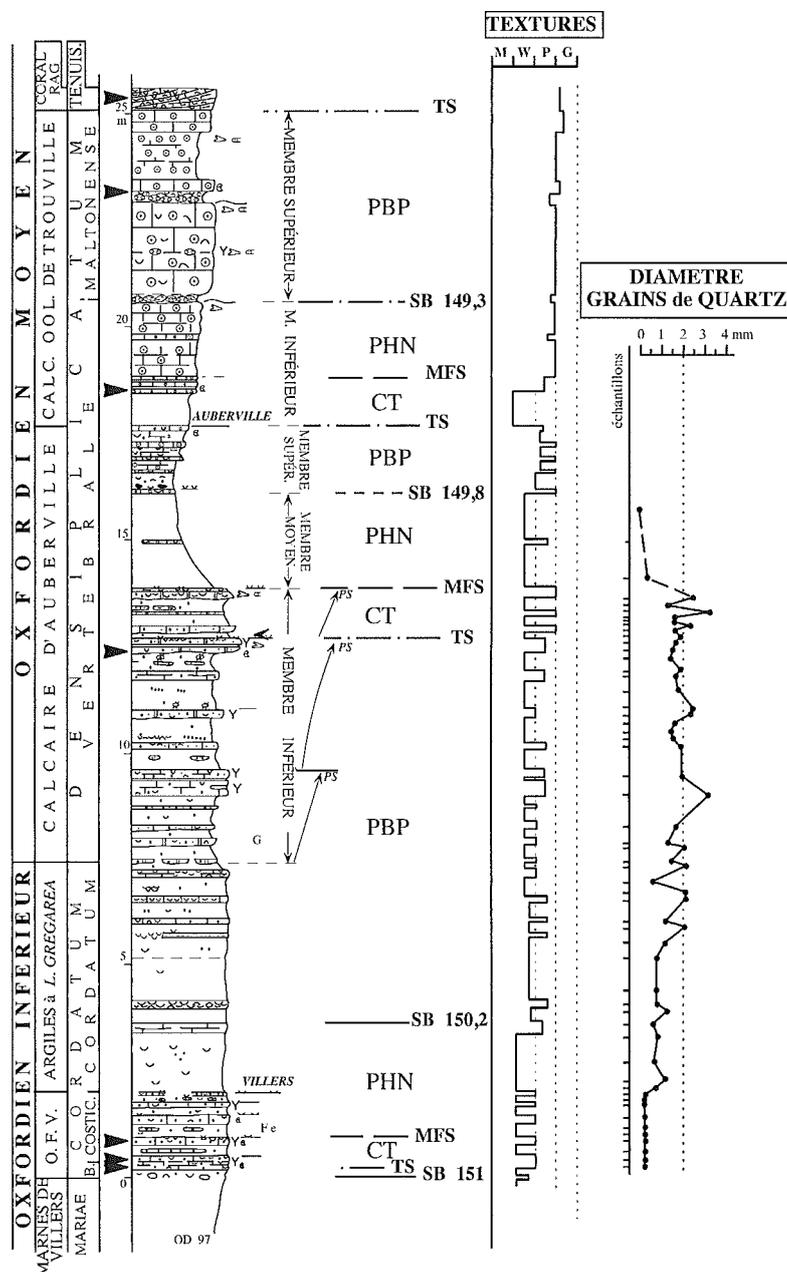


Figure 36. - Coupe géologique détaillée et évolutions sédimentologiques des séries de l'Oxfordien inférieur et moyen dans les falaises des Vaches-noires (Dugué, 1989a; Riout *et al.*, 1991).

#### 4. 3. - Environnement sédimentaire

La sédimentation terrigène redevient rapide et prépondérante, conservant certains caractères des vasières antérieures callovo-oxfordiennes (cortège des minéraux argileux, ichnocénoses). Mais l'abondance des décharges de pellétoïdes limonitiques et de sables quartzeux grossiers entraîne la substitution des peuplements d'huîtres dominant le benthos.

Ce nouvel environnement de vasière à huîtres, situé sous la zone d'action des houles permanentes, apparaît plus abrité des influences marines et plus proche du rivage armoricain qu'auparavant (raréfaction des ammonites, disparition des protoglobigérines) bien que les sources de matériaux argileux demeurent inchangées.

Ces faciès marneux à huîtres sont retrouvés vers l'Est (forage du Havre ; 5,4 m d'épaisseur). Le long de la bordure armoricaine, ils ne sont connus que jusqu'à Lisieux (St-Aubin-sur-Algot), passant probablement vers le Sud à des calcarénites ferrugineuses à litage oblique (sommet du Roussier de Gacé).

## 5.- CALCAIRE D'AUBERVILLE (10,5 m, Oxfordien moyen, sous-zone à *Vertebrale*)

Cette formation marno-calcaire, à la fois gréseuse et ferrugineuse, enregistre le passage progressif du régime terrigène à un régime carbonaté de plate-forme.

Trois membres sont distingués dans la formation du Calcaire d'Auberville (Fig. 33) :

### 5.1.- Membre marno-calcaire basal (6 m)

Il comporte des alternances décimétriques marno-gréso-carbonatées et lumachelliques, à grains ferrugineux. Cette unité présente une grande diversité latérale et verticale de faciès. Les bancs gréseux massifs (n° 4 et 20) constituent des dalles-repères en surplomb dans la falaise et possèdent de fines laminations obliques à leur sommet. Les surfaces supérieures des bancs sont souvent bioturbées, plus rarement encroûtées soit par des Huîtres, soit par des Serpules, ou démantelées, avec des galets intraformationnels pugilaires (coupe d'Auberville).

Les pellétoïdes ferrugineux associés à quelques gros grains de quartz constituent des épandages centimétriques à décimétriques, de faible extension latérale (1-2 m), au sommet des bancs calcaires gréseux (coupe d'Houlgate) ou dans les interbancs marneux. Ils passent latéralement à des épandages bioclastiques. Ils peuvent également mouler des rides.

La sédimentation apparaît donc très saccadée, avec tantôt des périodes de faible énergie (traces de repos, bioturbation), tantôt des épisodes hydrodynamiques plus violents (litage oblique, apports détritiques grossiers, galets intraformationnels, surfaces encroûtées,...).

#### 5.1.1- Microfaciès carbonatés de référence

Le microfaciès de référence est une biopelmicrite gréseuse, à textures variant du wackestone au packstone.

Les **apports détritiques** non ferrugineux (5 à 10 %) sont variés (quartz, feldspaths, minéraux lourds, lithoclastes...) et hétérométriques (des silts aux graviers). Les silts quartzeux non usés sont nombreux et disséminés dans la matrice. Les sables quartzeux très grossiers ou les graviers arrondis (1 à 3,5 mm) sont plus rares, corrodés par les hydroxydes de fer. Leur origine pétrographique est diverse, sédimentaire, plutonique (granitoïdes, roches filoniennes) ou métamorphique.

Au sommet de l'unité (coupe de Villers), de rares lithoclastes silicifiés paléozoïques probablement d'origine armoricaine ont été reconnus (faciès spongolithiques du Carbonifère inférieur armoricain ; Pelhate, 1967). Ces éléments confirmeraient l'origine proche d'une partie des matériaux détritiques oxfordiens, issus soit directement de l'érosion de terrains paléozoïques, soit plus probablement du remaniement d'anciens dépôts détritiques (Trias ou Lias par exemple).

Les **apports ferrugineux** très diversifiés (oolithes ferrugineuses, pellétoïdes et intraclastes : 4-20 %) singularisent l'unité. Les oolithes ferrugineuses véritables sont rares (< 4 %), présentant des nombreuses lamines, rarement encroûtées par des *Nubeculinella*, autour d'un nucleus micritique, bioclastique, ou quelquefois quartzeux. Les pellétoïdes ferrugineux sont abondants et hétérométriques, issus de la

ferruginisation de bioclastes de Bivalves, Échinodermes ou de Foraminifères à test agglutiné. Les quelques lithoclastes ferrugineux intraformationnels présentent une grande diversité de taille et de composition, associant pêle-mêle, grains détritiques, oolithes ferrugineuses ou calcaires, bioclastes ou matrice micritique. Ces intraclastes ne sont ni perforés ni encroûtés, et proviennent du remaniement d'un dépôt parent du Calcaire d'Auberville. Dans les intraclastes à oolithes calcaires, une cimentation calcitique était déjà amorcée.

Les **bioclastes** nombreux (14-50 %) de Bivalves (Huîtres, Trigonies) et d'Échinodermes, sont souvent enchevêtrés (lumachelle) ou disposés selon un litage. La surface des plus grosses coquilles est encroûtée par des serpules et des *Nubeculinella*.

Seul le microfaciès de la dalle-repère gréseuse sommitale (banc n° 20) présente une cimentation calcitique précoce régulière autour des éléments figurés. Elle témoigne d'un arrêt de sédimentation, dans un environnement de dépôt subtidal peu profond.

#### 5. 1. 2. - Variation du faciès, définition d'une séquence virtuelle de dépôt

Quatre sous-faciès carbonatés du Membre inférieur, retrouvés aussi bien à l'horizontale qu'à la verticale des bancs, sont distingués (Fig. 37) :

##### **1- calcaire lumachellique à coquillier** : biosparite gréseuse (packstone).

Ce sous-faciès gréseux coquillier de moyenne à haute énergie est peu représenté dans les coupes, correspondant à certaines plages des dalles-repères gréseuses en surplomb dans les falaises. Les nombreux petits tests de Bivalves sont réunis par un ciment sparitique. Les silts quartzeux sont abondants, alors que pellétoïdes et intraclastes ferrugineux sont rares ou absents. La boue n'est présente qu'à l'abri de coquilles.

L'énergie hydrodynamique élevée empêche la décantation des fines. L'accumulation rapide de coquilles explique la quasi-absence des fousseurs profonds. C'est une sédimentation rapide et brève (tempêtes ?).

##### **2- calcaire lumachellique à grains ferrugineux** : biopelsparite gréseuse (wackestone/packstone à packstone).

Ce sous-faciès est le plus fréquent dans la formation et ne semble pas inféodé à une stratonomie particulière. De nombreux pellétoïdes, intraclastes ferrugineux et bioclastes sont présents. Le stock quartzeux hétérométrique est important. Le ciment calcitique dominant est limité par des plages de micrite en "doigts de gant" liées à une bioturbation intense.

Cet enchevêtrement d'apports bioclastiques et détritiques dans un environnement plus boueux est plus favorable aux fousseurs. Le taux de sédimentation est moins rapide que précédemment.

##### **3- calcaire micritique à grains ferrugineux** : biopelmicrite gréseuse (wackestone/packstone).

Fréquent, il se retrouve au droit ou dans les bancs abondamment bioturbés ou aux limites inférieure et supérieure des dalles gréseuses. La matrice micritique homogène devient importante, avec une dispersion d'éléments figurés grossiers (grains de quartz corrodés par des hydroxydes de fer, pellétoïdes et intraclastes ferrugineux). Seules les coquilles cassées sont de petite taille.

Ce faciès atteste d'une nette diminution de l'énergie sur le fond, permettant la décantation des fines. Les décharges détritiques, plus limitées en volume, flottent dans cette boue.

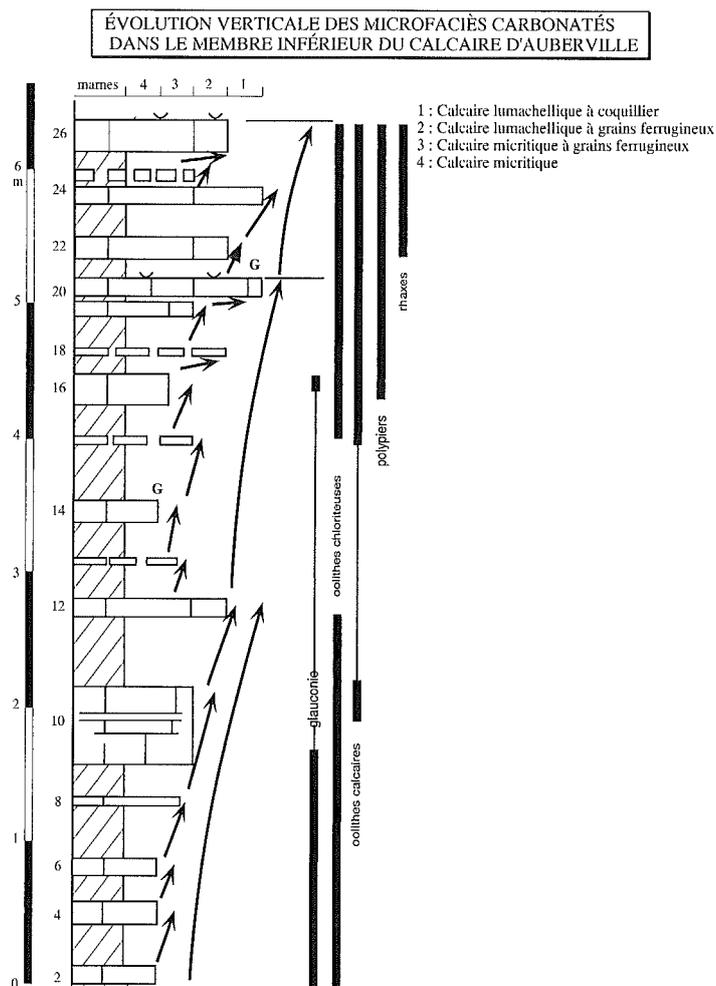


Figure 37. - Évolution verticale des microfaciès carbonatés dans le Membre inférieur du Calcaire d'Auberville (Dugué, 1989).

- 1 : biosparite gréseuse à texture de packstone
- 2 : biopelsparite gréseuse à texture de wackestone/ packstone à packstone
- 3 : biopelmicrite gréseuse à texture de wackestone/packstone
- 4 : biomicrite gréseuse à texture de wackestone

#### 4- calcaire micritique : biomicrite gréseuse (wackestone).

Tout élément figuré grossier a disparu. Les coquilles et silts quartzeux sont dispersés dans une matrice micritique abondante et bioturbée. Il est représentatif d'une sédimentation argilo- carbonatée « calme », proche de celle des formations callovo-oxfordiennes précédentes.

La superposition verticale de ces quatre sous-faciès permet de mettre en évidence trois grandes séquences énergétiques au sein de cette unité.

#### 5. 2. - Membre marneux médian (1,5-3 m ?)

Cette unité marneuse est encore mal connue, car le plus souvent recouverte par des éboulis de la corniche calcaire supérieure.

### 5. 3. - Membre marno-calcaire supérieur (1,5 m)

Le Membre supérieur (1,5 m) affleure surtout dans la coupe du Chaos d'Auberville (Fig. 38). Dans les autres coupes, seuls quelques bancs sont mis à jour après des glissements. Il est caractérisé par des alternances de marnes et de bancs calcaires argilo-gréseux lumachelliques à Bivalves et Gastropodes. Les faciès sont fréquemment bioclastiques à lumachelliques. Les allochèmes carbonatés et les débris de polypiers deviennent de plus en plus fréquents, tandis que parallèlement disparaissent les grains ferrugineux et se raréfient les décharges détritiques quartzes.

- *Microfaciès* : oo- à biopelmicrite, à texture de packstone

Par comparaison avec les microfaciès du Membre inférieur, les apports détritiques grossiers quartzes ou ferrugineux disparaissent. Seul subsiste un stock abondant de silts quartzes non usés à émoussés. En revanche, les allochèmes carbonatés deviennent peu à peu prédominants. Les bioclastes sont toujours aussi abondants, avec des Bivalves souvent cassés, micritisés et quelquefois encroûtés par des Serpules. Mais, Gastropodes, Echinodermes et Polypiers apparaissent plus nombreux qu'auparavant, associés à de rares spicules calcitisés d'Éponges (*Rhaxella*). Les oolithes calcaires, hétérométriques et micritisées, sont aussi fréquentes, à l'inverse des oolithes ferrugineuses. Il existe également des allochèmes carbonatés qui ont été ferruginisés au cours du transport ou du dépôt.

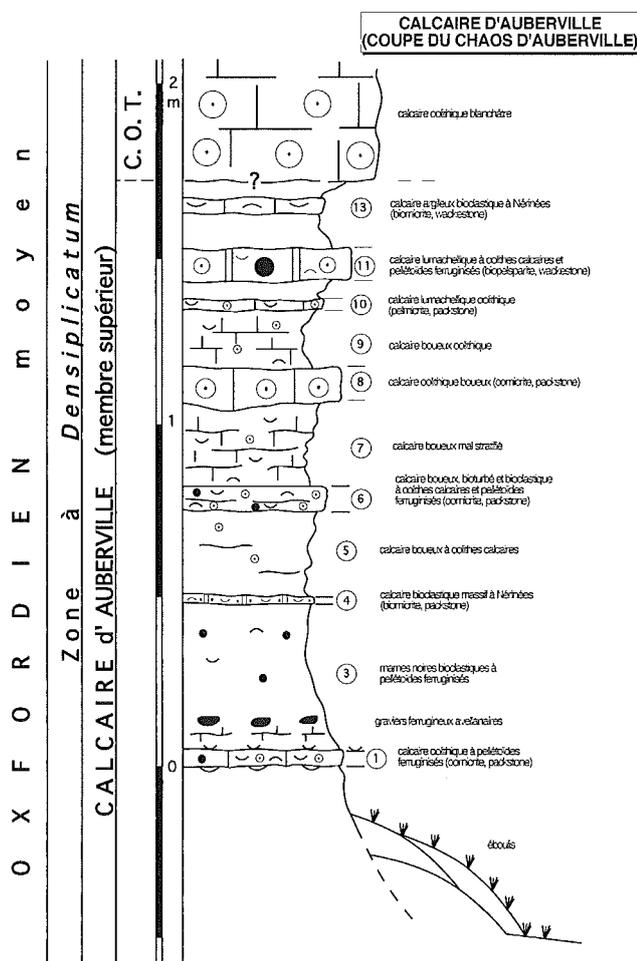


Figure 38. - Coupe géologique synthétique du Membre supérieur du Calcaire d'Auberville, sous le Chaos d'Auberville (Dugué, 1989a).

#### 5. 4. - Évolutions sédimentologiques dans le Calcaire d'Auberville

##### • Évolution de la phase carbonatée

Le taux moyen de carbonates dans les interbanco dépasse toujours 35 %, malgré la quantité importante de matériaux ferrugineux. La fraction carbonatée reste d'origine biologique, bien que des allochèmes apparaissent et augmentent progressivement dans la formation.

##### • Évolution du cortège de minéraux argileux

Le cortège argileux identique depuis le Bathonien supérieur change avec l'arrivée des smectites (3/10) associées aux minéraux argileux présents auparavant (illite : 4/10 et kaolinite : 3/10). La cristallinité de l'illite demeure médiocre (indice de cristallinité > 5) ; de même que celle des smectites (indice de Biscaye : entre 0,1 et 0,3 (Membre inférieur) et entre 0,2 et 0,5 (Membre supérieur)). Les smectites bien cristallisées restent donc rares (banco n° 7, 16 et 21) et sont le plus souvent de type (10-14 Sm)-Sm ou Sm-(14C-14 Sm).

##### • Évolution de la phase détritique grossière

Les grains ferrugineux représentent le stock détritique grossier le plus important (4 à 10 % des constituants de taille supérieure à 40 µm dans la roche totale). Le stock quartzeux grossier varie entre 2 et 10 %. Dans le Membre inférieur, le diamètre maximum des plus gros quartz oscille entre 1 et 3,5 mm (sables grossiers à graviers fins).

##### • Évolution verticale des composants dans le Calcaire d'Auberville

Des éléments peu abondants, mais excellents marqueurs, de la dynamique sédimentaire apparaissent pour la première fois dans les dépôts oxfordiens et s'organisent en relais :

- des grains de glauconie vert-pâle dispersés dans la matrice ne sont trouvés qu'à la base du Membre inférieur (n° 2 à 16).
- de très rares spicules réniformes de silicisponges (*Rhaxella perforata* Hinde, 1890), désilicifiés et calcifiés apparaissent au sommet du Membre inférieur (n° 22 à 26). Ces spicules étaient apparus dès le début de l'Oxfordien dans le Bassin anglais (Arkell, 1933 ; Wilson, 1966).
- des débris de polypiers sont déjà décelés au sommet du Membre inférieur (n° 16 à 26), avant de devenir plus nombreux dans le Membre supérieur.
- des oolithes calcaires (n° 10 à 26) apparaissent immédiatement après la disparition de la glauconie. Elles sont soit isolées dans la micrite, soit plus généralement associées à des intraclastes ferruginisés. Souvent secondairement ferruginisées, elles gardent dans les meilleurs cas, une structure fibro-radiée apparente. Leurs lamines quelquefois encroûtées sont souvent pyritisées. Elles deviendront plus nombreuses dans le Membre supérieur.

Le Calcaire d'Auberville enregistre la disparition de marqueurs sédimentaires typiques du régime terrigène et l'arrivée de nouveaux indices qui deviendront caractéristiques du régime carbonaté oxfordien.

#### 5. 5. - Faune

La faible diversité de la microfaune et des Céphalopodes, déjà soulignée dans les Argiles à *Lopha gregarea*, se retrouve dans le Membre inférieur du Calcaire d'Auberville.

Les communautés benthiques se modifient parallèlement. Les huîtres encroûtantes (*Lopha*, *Nanogyra*) ne sont plus omniprésentes. Des variétés aplaties d'huîtres (Gryphées) encroûtent localement les surfaces-limites des bancs gréseux et les fouisseurs superficiels (Trigonies) redeviennent prépondérants. Dans le Membre supérieur, ces communautés de Bivalves sont remplacées progressivement par des Gastropodes et des Échinodermes qui se développeront dans le Calcaire oolithique de Trouville.

Les traces fossiles se diversifient également avec des réseaux de pistes-galeries (*Thalassinoides*), des *Planolites* et de rares *Rhizocorallium* (coupe de la Fontaine Marie). La bioturbation est également intense dans les interbanco, à la base ou au sommet des bancs (*Planolites*, rares *Thalassinoides*). Des traces de repos d'étoile de mer sont aussi signalées par Rioult et Bülow (1988).

Les ichnites précédents, tels les terriers pyriteux, ont disparu. Cette ichnocœnose confirme une relative diminution de la tranche d'eau dans le milieu de dépôt.

Comment expliquer de tels changements qualitatifs dans les communautés benthiques, alors que les apports détritiques demeurent importants ?

Les conditions d'une sédimentation rapide avec décharges détritiques grossières répétées, qui ont prévalu au cours du dépôt des Argiles à *L. gregarea*, n'existent plus. Au contraire, des ralentissements périodiques de la sédimentation dans des milieux moins profonds, permettent à la fois le développement d'une épifaune libre et d'une endofaune de fousseurs superficiels.

Les Ammonites d'affinités boréales (Cardioceratinae) se raréfient, tandis que les ammonites mésogéennes deviennent plus fréquentes (Perisphinctidae, Aspidoceratinae). Le Calcaire d'Auberville appartient à la sous-zone à *Vertebrata* (Rioult et al., 1991).

## 5. 6. - Environnement sédimentaire

La diversité des structures sédimentaires et des faciès montre que la sédimentation est saccadée et discontinue dans le Calcaire d'Auberville (10,5 m pour une sous-zone), avec de soudains apports détritiques suivis de ralentissement, avec érosions ou encroûtements des fonds durcis. La crise épirogénique initiée dès la fin de l'Oxfordien inférieur avec le dépôt des Argiles à *Lopha gregarea*, s'accuse avec des apports détritiques plus grossiers (pellétoïdes ferrugineux, lithoclastes armoricains, sables quartzeux). L'environnement de dépôt de cette vasière subtidale devient moins profond et l'énergie hydrodynamique s'accroît sur les fonds.

L'augmentation de l'énergie hydrodynamique explique en partie la diversité des microfaciès carbonatés marins. Interviennent également des changements paléogéographiques à l'échelle de la bordure, avec de vastes épandages sableux le long de la bordure Est-armoricaine (Orne : Roussier de Gacé ; Perche ornais à Saosnois : Sables ferrugineux). Cette sédimentation détritique saccadée et l'amortissement de la subsidence aboutissent au nivellement des fonds marins : les environnements benthiques deviennent progressivement de moins en moins profonds. Aux vasières à huîtres d'une grande monotonie de faciès, succède finalement un milieu marin côtier, subtidal, moins profond, soumis aux houles, et esquissant déjà la paléogéographie de la future plate-forme carbonatée.

Les apports argileux inchangés depuis la fin du Bathonien dans le pays d'Auge se différencient avec la réapparition des smectites. Par ailleurs, l'arrivée plus fréquente d'ammonites d'affinités mésogéennes, la production d'oolithes calcaires, ainsi que la présence de quelques polypiers, révèlent une élévation de la température des eaux du bassin.

## 6. - CALCAIRE OOLITHIQUE DE TROUVILLE (Oxfordien moyen, au moins 6 m, zone à *Densiplicatum*)

La série oolithique ne peut être directement étudiée dans les affleurements difficilement accessibles au sommet des falaises des Vaches-Noires. De nombreux blocs éboulés permettent cependant de reconstituer une coupe synthétique locale de la formation. Ce sont des bancs calcaires oolithiques boueux massifs, entrecoupés d'épisodes de bioturbation (*Thalassinoides*, *Rhizocorallium*) ou de démantèlement, avec galets intraformationnels encroûtés et perforés (Fig. 39).

- *Microfaciès carbonaté* : oomicrite à texture de packstone.

Les oolithes calcaires sont hétérométriques et souvent micritisées ; elles sont éparpillées dans une matrice micritique abondante bioturbée. Le stock détritique est toujours insignifiant. Les bioclastes

présentent toujours une altération micritique périphérique, suffisamment développée par endroits pour donner des pellétoïdes roulés. Des Bivalves, des Échinodermes et Gastropodes fournissaient ces bioclastes.

• *Épisodes de démantèlement avec galets intraformationnels*

Les galets intraformationnels oolithiques sont ovoïdes (oomicrite à texture de packstone), constituant soit un simple cordon dans un sable oolithique bioturbé, soit un horizon conglomératique à matrice oolithique. Leurs surfaces sont perforées (2 à 3 cm de hauteur) et encroûtées par plusieurs générations de Nanogyres ou de Serpules, certains galets sont préférentiellement encroûtés sur leur seule partie supérieure.

Les perforations et encroûtements d'huîtres attestent du démantèlement d'un dépôt carbonaté en voie d'induration. Mais, aucune cimentation précoce n'a été observée dans les microfaciès de ces galets, prouvant que le démantèlement n'a pas affecté une surface durcie, mais un banc cimenté.

D'autres galets sont constitués de calcaires bioclastiques et oolithiques hétérogènes (biomicrites à oolithes) très différents du faciès encaissant. Les oolithes sont associées à des bioclastes de Bivalves, de polypiers, d'Échinodermes et de Gastropodes, quelquefois ferruginisés. La surface de ces galets est également encroûtée et perforée. Ces galets correspondraient soit à une couche entièrement détruite sur place, soit à un apport latéral (Fig. 39).

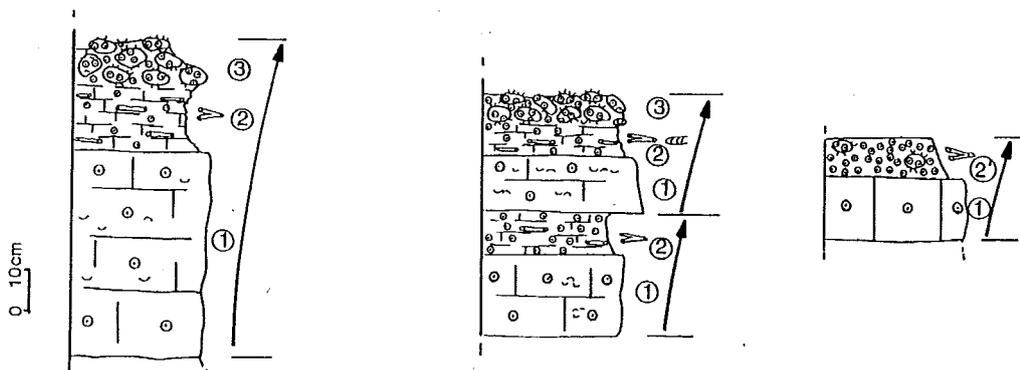


Figure 39. - Rythmes sédimentaires dans le Calcaire oolithique de Trouville des falaises des Vaches noires (d'après Dugué, 1989 modifié).

• *Rythme sédimentaire du Calcaire oolithique de Trouville à Villers*

Cette formation oolithique est représentée à Villers par la superposition de plusieurs rythmes sédimentaires d'échelle métrique (Fig. 39). Le motif basal est un sable oolithique et bioclastique boueux (20 à 60 cm) recoupé par des épandages oolithiques plus grossiers ou par des épisodes de bioturbation (gros *Thalassinoides*). Il se termine par des sables oolithiques plus ou moins indurés (n° 2; 10 à 20 cm), abondamment bioturbés par plusieurs générations de petites pistes-galeries ( $\varnothing < 10$  mm) de *Thalassinoides* ou de *Rhizocorallium*. Cet épisode de bioturbation indique un net ralentissement de la sédimentation. Il est ensuite érodé et recouvert par des galets intraformationnels issus du démantèlement latéral des dépôts. Un arrêt prolongé de la sédimentation explique les encroûtements ou les perforations de ces horizons conglomératiques intraformationnels.

## 6. 1. - Faune

Les anciennes communautés de Bivalves (grandes *Gryphaea* et *Lopha*) sont remplacées par de nombreux oursins fouisseurs (*Nucleolites scutatus*), associés à des Gastropodes (*Procerithium*, Nérinées) et quelques Bivalves (Nanogyres, *Chlamys*). Des ammonites d'affinités mésogéennes (grands Perisphinctidés et Aspidoceratinés) se rencontrent localement.

Les traces fossiles étudiées sur les blocs éboulés, sont représentées par l'association dominante à *Thalassinoides* et *Rhizocorallium* (*R. irregulare*), ces deux ichnites étant rarement trouvés simultanément dans le même horizon. Le diamètre des pistes-galeries de *Thalassinoides* est souvent fonction de leur densité.

## 6. 2. - Environnement sédimentaire et dynamique sédimentaire

La mise en place du régime carbonaté oolithique intervient finalement après la raréfaction des apports terrigènes fins et grossiers. Les influences mésogéennes, déjà décelées dans le Calcaire d'Auberville, deviennent alors prépondérantes.

L'environnement de dépôt est une plate-forme carbonatée oolithique peu profonde, protégée à la fois des influences du large et des terres émergées. Il est périodiquement soumis à des épisodes d'érosion (chenaux de marée ?).

## 7. - CORAL-RAG (0,2-2,5 m, Oxfordien moyen, sous zone à *Tenuiserratum*)

La limite entre le Calcaire oolithique de Trouville et le Coral-rag est masquée par des glissements et n'a pas été retrouvée dans la coupe de Villers ; dans la coupe du promontoire d'Auberville, Raspail (1901) signale à ce niveau un calcaire marneux à oolithes (R 42 ; 0,8 m).

Dans la coupe du Chaos d'Auberville, le Coral-rag (20-40 cm) est un calcaire lumachellique de Bivalves, Echinodermes et Gastropodes, retrouvé de proche en proche vers Villers, avec localement des petits bouquets centimétriques de polypiers posés sur leur surface. Sur la plage de Villers, l'épaisseur de ces faciès est beaucoup plus importante (2 à 2,5 m minimum), il y a donc diminution de l'épaisseur de ces faciès biodétritiques vers l'Ouest, en s'éloignant de la principale source de bioclastes que constituait le complexe récifal. Sur les blocs éboulés sur la plage, ces calcaires périrécifaux, lumachelliques et oolithiques sont organisés en grandes stratifications obliques, colonisées localement par des polypiers massifs ou rameux.

- *microfaciès* : biosparite à texture de packstone

Les nombreuses coquilles accumulées sont brisées sur place et secondairement ferruginisées. Des oolithes calcaires, micritisées et hétérogènes, sont dispersées dans la matrice.

Une forte énergie hydrodynamique était nécessaire pour transporter et accumuler ces sables coquilliers sur des fonds marins subtidaux peu profonds. L'accumulation pêle-mêle de ces coquilles impose une mise en place quasi-instantanée. Leur texture rappelle celle des faciès modernes d'accumulation de tempête (Aigner, 1985). Au cours de période de calme relatif, les fines se décantent et de rares polypiers isolés se développent. Ces calcaires biodétritiques sont érodés, encroûtés et ferruginisés.

## REFERENCES

- ALLEN J. R. L. [1986]. - Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins. - *Sedimentary Geology*, 46, pp. 67-75.
- AMBONGUILAT A. [1964]. - Etude géologique de la région de Cambremer. - Dipl. Et. Sup., Univ. Caen, 80 p.
- AMBRASEYS N. & SARMA S. [1969]. - Liquefaction of soils induced by earthquakes. - *Bull. seismological Soc. America*, 59, 2, pp. 651-664.
- ARKELL W. J. [1930]. - A comparison between the Jurassic rocks of the Calvados coast and those of southern England. - *Proc. geol. Assoc.*, XLI, pp.396-411.
- ARKELL W. J. [1933]. - The Jurassic system in Great Britain. - Clarendon Press, Oxford, 681 p.
- ARKELL W. J. [1939]. - L'Oxfordien de Normandie (Côtes du Calvados). - *Bull. Soc. linn. Normandie, Caen*, (9), 1, 1938-1939 (1939), pp. 213-222.
- ARKELL W. J. [1947]. - The geology of the country around Weymouth, Swanage, Corfe & Lulworth. - *Mém. Geol. Surv. G. B.*, Londres.
- AUFFRET J.-P. & LARSONNEUR C. [1977]. - Paléovallées et bancs sableux entre l'estuaire de la Seine et le Nord du Cotentin. - *Bull. Soc. Géol. Normandie*, 64, pp. 21-34.)
- AUFFRET J.-P., ALDUC C. LARSONNEUR C. & SMITH A. [1980]. - Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. *Annales Inst. Océanog.*, 56, pp. 21-35.
- AUTRAN A. [1980]. - Place du socle du bassin dans le cadre structural varisque. In : AUTRAN A., DEBEGLIA N., DONSKOMI M., FEYS R. & GREBER C. (Coord.) Chapitre 2 Socle du Bassin.- Synthèse géologique du Bassin de Paris. - *Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans*, 101, pp. 25-29.
- AUTRAN A., CASTAING C., DEBEGLIA N., GUILLIEN A. & WEBER C. [1986]. - Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris : hypothèse d'un rift paléozoïque refermé au Carbonifère. - *Bull. Soc. géol. France, Paris*, (8), II, pp. 125-141.
- BATHURST R. G. C. [1971]. - Carbonates sediments and their diagenesis. - *Developments in Sedimentology*, 12, Amsterdam, Elsevier, 12, 658 p.
- BENABDELLOUAHED M. [2011] - La Seine fluviale plio-quadernaire en baie de Seine : évolution morphologique et sédimentaire (rôle du substratum géologique et des cycles climato-eustatiques). Thèse doct. univ., Univ. de Caen - Basse Normandie, 310 p. available on <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00660489>
- BERTRAND M. [1892]. - Sur la continuité des phénomènes de plissement dans le Bassin de Paris. - *Bull. Soc. géol. France, Paris*, (3), XX, pp. 118-185.
- BIGNOT G. & GUYADER J. [1966]. - Découverte de foraminifères planctoniques dans l'Oxfordien du Havre (Seine-Maritime). - *Rev. Micropaléont.*, Paris, 9, 2, pp. 104-110.
- BIGNOT G., HOMMERIL P. & LARSONNEUR C. [1968]. - Le Lutétien au large du Cotentin. Colloque sur l'Éocène, Paris. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans*, 58, pp. 405-416.
- BIGNOT G. & LARSONNEUR C. [1969]. - Étude du Crétacé supérieur au large du Cotentin et remarques sur les Planorbulina du Crétacé supérieur et du Paléocène. *Rev. Micropaléontologie*, 12-1, pp. 25-39.
- BIGOT A. [1892]. - Esquisse géologique de la Basse-Normandie. - *Bull. Labo. Géol. Fac. Sci., Univ. Caen*, 2ème année, 2, pp. 65-92.

## BIBLIOGRAPHIQUES

- BIGOT A. [1894]. - Topographie et géologie du Calvados. In « Caen et le Calvados ». Assoc. Fr. Avanc. Sci., 23° session, Caen, Valin Éd., pp. 1-54.
- BIGOT A. [1896 a]. - Progrès des sciences géologiques en Basse-Normandie de 1875 à 1895. - *Bull. Soc. linn. Normandie, Caen*, (4), 10, pp. 90-115.
- BIGOT A. [1896 b]. - Note sur les Reptiles jurassiques du Calvados. - *Bull. Soc. géol. France (Paris)*, (3), XXIV : 234-235 ; *Bull. Soc. géol. Normandie, Le Havre, 1894-1895 (1896)*, pp. 23-35.
- BIGOT A. [1898]. - Sur les divers ossements de Dinosaures jurassiques de Normandie. - *Bull. Soc. linn. Normandie, Caen*, (5), I, 1897 (1898), pp. XCIII-XCIV.
- BIGOT A. [1900 a]. - Bathonien supérieur des environs de Caen. - *Bull. Soc. linn. Normandie, Caen*, (5), III, 1899 (1900), pp. XXXVIII-XXXIX.
- BIGOT A. [1900 b]. - Etude des falaises jurassiques et crétacées de la Manche. Terrains paléozoïques du Cotentin. - *Livret Guide, 4ème Cong. Géol. International, Paris, 3ème partie*, pp. 27-60.
- BIGOT A. [1901]. - Callovien inférieur de Villers-sur-Mer. - *Bull. Soc. linn. Normandie, Caen*, (5), IV, 1900 (1901), pp. XXXIII.
- BIGOT A. [1924]. - Notice sur la géologie et les régions naturelles du Calvados, avec une carte au 1/320 000 et 3 coupes. In « L'Agriculture dans le Département du Calvados » par L. Hédiart, Lib. Maison Rustique, Paris.
- BIGOT A. [1927 a]. - A propos des Ophiures et des Astérides du Bradfordien de Ranville. - *Bull. Soc. linn. Normandie, Caen*, (7), IX, 1926 (1927), pp. 21 et 79.
- BIGOT A. [1927 b]. - Failles et plis dans les terrains secondaires du Calvados. - *Bull. Soc. linn. Normandie, Caen*, (7), X, pp. 33-42.
- BIGOT A. [1927 c]. - Les conditions de dépôt du Bathonien inférieur dans le Bassin et dans la région de Caen. - *C. R. Acad. Sci., Paris*, 184, pp. 1103-1105.
- BIGOT A. [1927 d]. - Les conditions de dépôt du Bathonien supérieur dans la région de Caen. - *C. R. Acad. Sci., Paris*, 184, pp. 1149-1151.
- BIGOT A. [1930]. - Sketch of the Geology of lower Normandy. - *Proceed. Geol. Assoc., London*, LXI, pp. 363-405.
- BIGOT A. [1934]. - Notes géologiques sur les environs de Lisieux. - *Bull. Soc. linn. Normandie, Caen*, (8), 6, pp. 9-24.
- BIGOT A. [1937]. - Géologie des environs d'Honfleur. - *Bull. Soc. linn. Normandie, Caen*, (9), I, pp. 36-48.
- BIGOT A. [1938 a]. - Crinoïdes du Bathonien du Calvados. - *Ann. Paléont., Paris*, XXXVII, pp. 1-38.
- BIGOT A. [1938 b]. - Les collections géologiques de la ville de Villers-sur-Mer. - *Bull. Soc. linn. Normandie, Caen*, (9) 1 (1), pp. 7-10.
- BIGOT A. [1938 c]. - Sauroptérygiens du Calvados. - *Bull. Soc. géol. France, Paris*, (5), VIII pp. 631-637.
- BIGOT A. [1939 a]. - Notice géologique sur Villers-sur-Mer et ses environs. Brochure synd. init. Villers-sur-Mer, 12 p.
- BIGOT A. [1939 b]. - Les recherches de M. Georges Deflandre sur le microplancton de l'Oxfordien de Villers-sur-mer. - *Bull. Soc. linn. Normandie, Caen*, (9), I, pp. 9-20.
- BIGOT A. [1939 c]. - Notes de géologie normande. XIV. Le Callovien du Fresne d'Argences (Calvados). - *Bull. Soc. linn. Normandie, Caen*, (9), I, pp. 45-52.

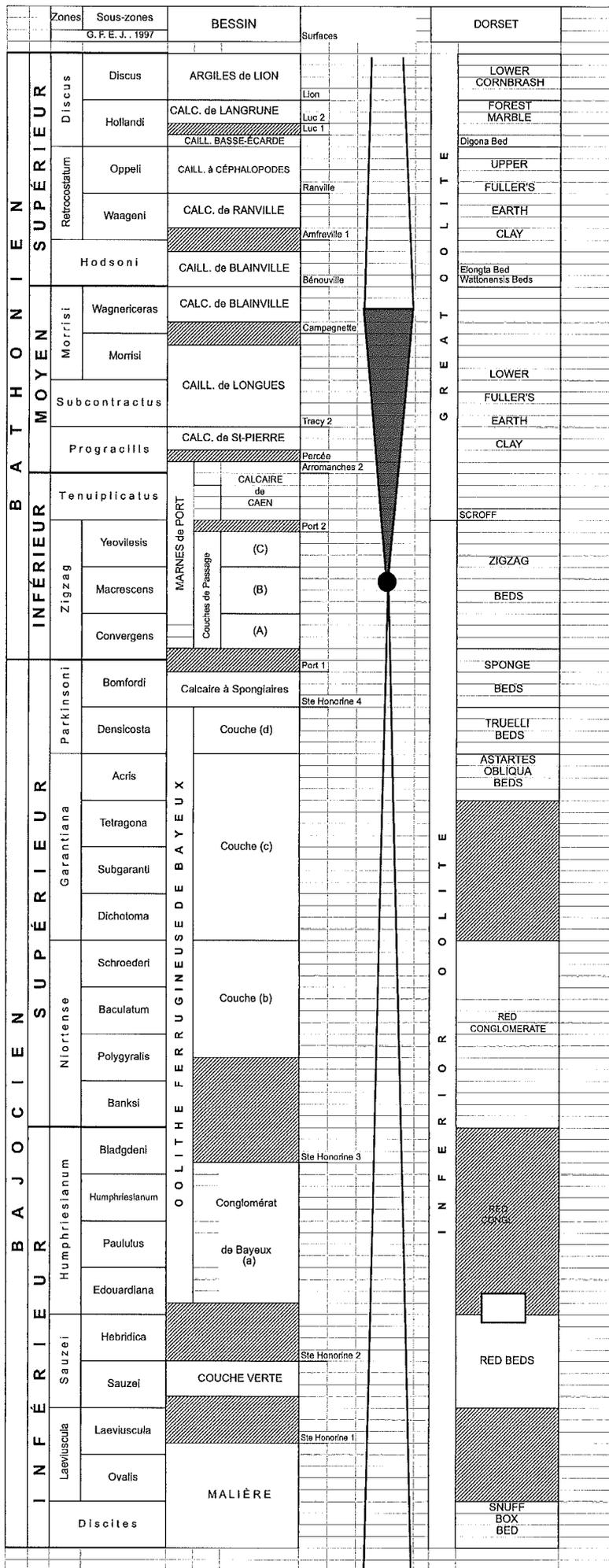
- BIGOT A. [1939 d]. - Cavités karstiques dans les calcaires du Jurassique inférieur du Calvados. - Bull. Soc. linn. Normandie, Caen, (9), 1, (7), pp. 54-58.
- BIGOT A. [1940]. - Les surfaces d'usure et les remaniements dans le Jurassique de Basse-Normandie. - Bull. Soc. géol. France, Paris, 5, X, pp. 165-176.
- BIGOT A. [1942]. - La Basse-Normandie. Esquisse géologique et morphologique. Imp. Le Tendre Caen, 125 p.
- BIZET P. [1886]. - Aperçu général sur les terrains sédimentaires représentés dans l'est du département de l'Orne. - Bull. Soc. géol. Normandie, Le Havre, 11, pp. 53-78.
- BIZET P. [1890]. - Considérations géologiques et paléontologiques sur les terrains des environs de Bellême et de Mamers. - Bull. Soc. géol. Normandie, Le Havre, 13, pp. 95-152.
- BIZON J. [1958]. - Foraminifères et ostracodes de l'Oxfordien de Villers-sur-mer (Calvados). - Rev. I.F.P. et Ann. Comb. liq., Rueil, XIII, 1, pp. 3-45.
- BLAKE J. F. & HUDLESTON, W. H. [1877]. - On the Corallian rocks of England. - Quart. J. Geol. Soc., Londres, XXXIII, pp. 260-405.
- BONISSENT M. [1870]. - Essai géologique sur le département de la Manche. Cherbourg.
- BOILLOT G. & RIOULT M. [1974]. - Notice explicative carte géologique de la Manche à 1/1 000 000. Carte géologique de la marge continentale française. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, 17 p.
- BRASIL L. [1893]. - Sur le Lias supérieur du Calvados. - Bull. Soc. linn. Normandie, Caen, (4), VII, pp. 42-44.
- BRASIL L. [1895]. - Observations sur le Bajocien de Normandie. - Bull. Labo. géol. Fac. Sci., 2, 1892 (1895), pp. 233-243.
- BRASIL L. [1896 b]. - Note sur le Callovien supérieur des falaises de Dives et Villers-sur-mer. - Bull. Soc. linn. Normandie, Caen, (4), X, pp. 1-6.
- BRASIL L. [1896 c]. - Les genres *Peltoceras* et *Cosmoceras* des Couches de Dives et Villers-sur-Mer. - Bull. Soc. géol. Normandie, Le Havre, XVII, pp. 36-53.
- BRODZIKOWSKI K., CEGLA J., KIDA J. & MORAWSKI S. [1987 a]. - Penecontemporaneous deformation structures formed within some fine-grained Quaternary sediments (Dalkowskie hills, SW Poland). - Bull. Polish Acad. Sciences, 35, 3, pp. 221-234.
- BRODZIKOWSKI K., HALUSZCZAK A., KRZYSZKOWSKI D. & VAN LOON A. J. [1987 b]. - Genesis and Diagnostic value of large-scale gravity-induced penecontemporaneous deformation horizons in Quaternary sediments of the Kleszczów graben. In : Jones M. E. and Preston R. M. F. (Editors) : Deformation of sediments and sedimentary rocks. - Geol. Soc. London, Sp. Publ., 29, pp. 287-298.
- BUBENICEK L. [1964]. - L'oxydo-réduction en sédimentologie. - Bull. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, 4, pp. 1-36.
- BUBENICEK L. [1971]. - Géologie du gisement de fer de Lorraine.- Bull Centre rech. Pau-SNPA, 5, 2, pp. 223-320.
- CALLOMON J. H. & COPE J. C. W. [1995]. - The Jurassic geology of the Dorset. In : Taylor P. D. (Ed.), Field Geology of the British Jurassic. - Geol. Soc. London, Blackwell, pp. 51-103.
- CARIOU E. & HANZTPERGUE P. (Coord.) [1997]. - Biostratigraphie du Jurassique Ouest-européen et méditerranéen. Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. - Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. Mém. 17, 422 p
- CAUMONT A. de [1828]. - Essai sur la topographie géognostique du département du Calvados. - Mém. Soc. linn. Normandie, Caen, IV, pp. 59-366.
- CHIRAT R. & RIOULT M. [1998]. - Les reliefs des bordures de massifs anciens : des sites privilégiés de reproduction pour les Nautilida jurassiques. - C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes, 327, pp. 197-202.
- COPPOLA G. [1997]. - Carrières de pierre et techniques d'extraction : la Pierre de Caen. In : L'architecture normande au Moyen Age, t1, pp. 289-303, Corlet Ed & Pres. Univ. Caen.
- CUVIER G. [1824]. - Sur les ossements fossiles de Crocodiles. (G. Dufour et éd. d'Occagnes, Paris), V (2<sup>e</sup> partie), pp.127-160.
- DANGEARD L. [1930 a]. - Foraminifères enveloppants des oolithes et des pisolithes. - Bull. Soc. géol. France, Paris, (4), XXX, pp. 173-190.
- DANGEARD L. [1930 b]. - Sur les Solénopores du Jurassique de Mortagne (Orne). - Bull. Soc. géol. France, Paris, (4), XXX, pp. 437-443.
- DANGEARD L. [1930 c]. - Récifs et galets d'algues dans l'Oolithe ferrugineuse de Normandie. - C. R. Acad. Sci. Paris, 190, pp. 66-68.
- DANGEARD L. [1935 a]. - Les pisolithes à Girvanelles dans le Jurassique de Normandie. - Bull. Soc. géol. France, Paris, (5), V, pp. 263-276.
- DANGEARD L. [1935 b]. - Sur les roches oolithiques situées à la base des "Sables de Glos". - Bull. Soc. linn. Normandie, Caen, (8), 7, pp. 39-42.
- DANGEARD L. [1940]. - Sur les diverses manières d'être de la glauconie dans la Couche verte du Bajocien normand. - C. R. Acad. Sci. Paris, 211, pp. 264-266.
- DANGEARD L. [1943]. - Sur les accidents tectoniques de la bordure occidentale du Bassin de Paris et, en particulier sur ceux du Perche et du Haut-Maine. - Bull. Soc. géol. France, Paris, (5), XIII, pp. 73-79.
- DANGEARD L. [1946]. - Sur les accidents siliceux du Bathonien inférieur aux environs de Caen. - C. R. somm. Soc. géol. France, Paris, 6, pp. 104.
- DANGEARD L. [1950 a]. - Notes d'excursions sur le Jurassique de la côte des Gaillons, près de Mortagne (Orne). - Bull. Soc. linn. Normandie, Caen, (9), VI, pp. 31-33.
- DANGEARD L. [1950 b]. - Le récif lusitanien de Bellême (Orne). - Bull. Soc. linn. Normandie, Caen, (9), VI, pp. 50-53.
- DANGEARD L. [1951 a]. - Forage de Hennequeville (Calvados). - Bull. Soc. linn. Normandie, Caen, (9), 6, pp. 4-7.
- DANGEARD L. [1951 b]. - Les récifs du Bathonien de Blainville. - Bull. Soc. linn. Normandie, Caen, (9), VI, 1948-49-50 (1951), pp. 16-18.
- DANGEARD L. [1951 c]. - La Normandie. - Coll. Géologie régionale de la France, Hermann & Cie Edit., Paris, 241 p.
- DANGEARD L. [1972]. - Historique des premières recherches de géologie sous-marine dans la Manche. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 79, pp. 13-15.
- DANGEARD L. & RIOULT M. [1959]. - Présence du Trias au Nord de Caen (Calvados). C. R. somm. Soc. géol. France, Paris, 198.
- DANGEARD L. & RIOULT M. [1961]. - Observations nouvelles sur les accidents siliceux situés au sommet de la «Pierre de Caen». Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), III, pp. 329-337.
- DEFLANDRE G. [1938 a]. - Microplancton des mers jurassiques conservé dans les Marnes de Villers-sur-Mer (Calvados). Etude liminaire et considérations générales. Livre jubilaire en l'honneur de M. Caullery. - Trav. station Zool. Wimereux, XII, pp. 147-200.
- DEFLANDRE G. [1938 b]. - Sur le microplancton des mers jurassiques, conservé à l'état de matière organique dans les marnes de Villers-sur-Mer. - C R. Acad. Sci., Paris, 206, pp. 687-689.
- DOLLFUS G. [1890]. - Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le terrain de Paris. - Bull. Serv. Carte géol. détail. France, Paris, C. R. collab., campagne 1889, 14.
- DORE F. [1969]. - Les formations cambriennes de Normandie. - Thèse Doct Etat, Univ. Caen, n° CNRS AO 2837, 790 p.

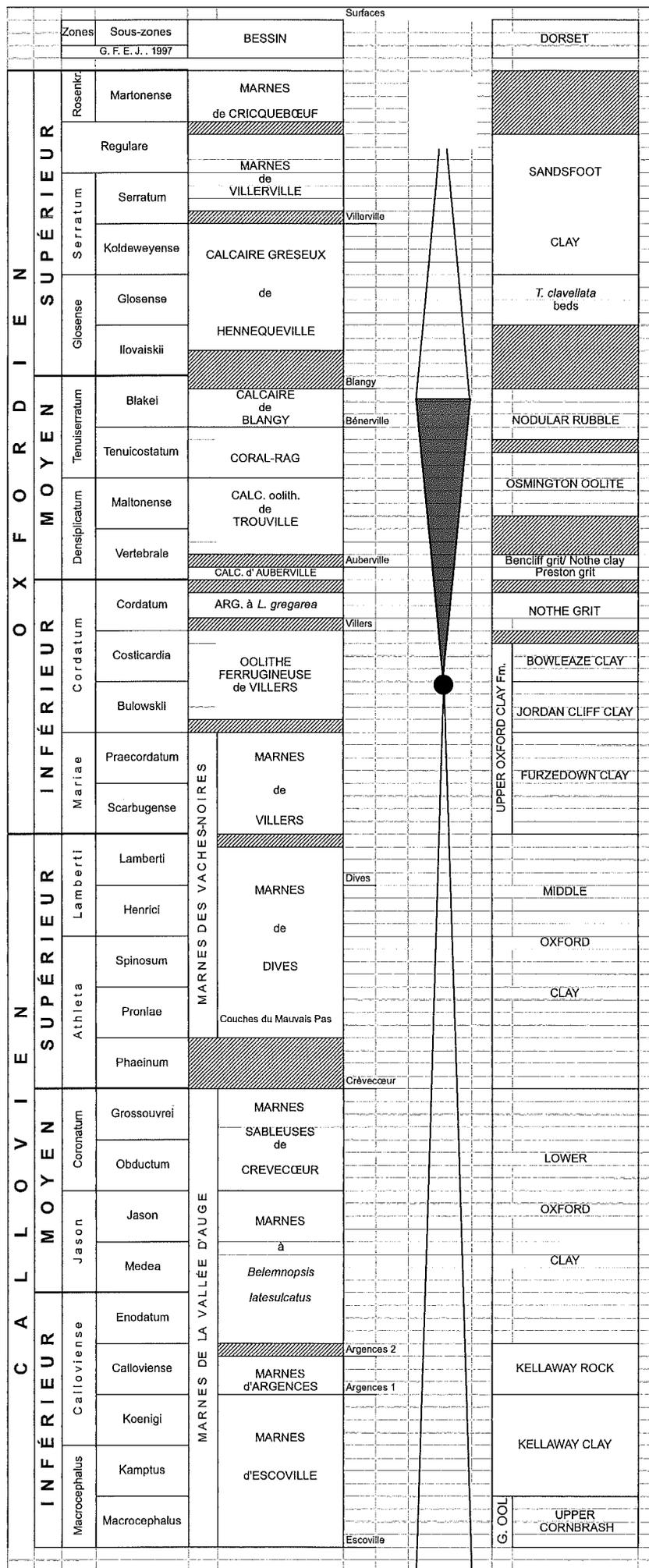
- DORE F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C. & RIOULT M. [1977]. - Normandie.- Guides géologiques régionaux.- Masson, Paris, 207 p, 2ème édit. 1987.
- DOUVILLE H. [1881]. - Note sur la partie moyenne du terrain jurassique dans le bassin de Paris et sur le terrain corallien en particulier. - Bull. Soc. géol. France, Paris, (3), IX, pp. 439-474.
- DOUVILLE R. [1904 a]. - Sur la limite des étages Callovien et Oxfordien à Villers-sur-Mer. - C. R. somm. Soc. géol. France, Paris, 3, pp. 29-31.
- DOUVILLE R. [1904 b]. - Sur la coupe du Jurassique moyen de la plage de Villers-sur-Mer (Calvados). - Soc. géol. France, Paris, 4, IV, pp. 106-112.
- DOUVILLE R. [1912]. - Études sur les Cardiocératidés de Dives, Villers-sur-Mer et quelques autres gisements. - Mém. Soc. géol. France, Paris, XXIX, n°45, 77 p.
- DOUVILLE R. [1914]. - Études sur les Opellidés de Dives et Villers-sur-Mer.- Mém. Soc. géol. France, Paris, XXI, 48, 26 p.
- DOUVILLE R. [1915]. - Études sur les Cosmoceratidés. -Mém. Carte géol. détail. France, Paris, 75 p.
- DUGUE O. [1987]. - La bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien (Jurassique) : contrôle morphotectonique des changements sédimentaires. - C. R. Acad. Sci. Paris, 305, II, pp. 981-985.
- DUGUE O. [1989 a]. - Géodynamique d'une bordure de massifs anciens. La bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien. Pulsations épirogéniques et cycles eustatiques. Thèse Univ. Caen, 593 pp.
- DUGUE O. [1989 b]. - Les transits argileux callovo-oxfordiens du Bassin anglo-parisien. - 2ème Congrès français de Sédimentologie, Paris, pp. 111-112.
- DUGUE O. [1990]. - Transits argileux à l'Ouest du Bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien: discrimination des apports externes et armoricains. - C. R. Acad. Sci. Paris, 311, II, 8, pp. 159-165.
- DUGUE O. [1991]. - Comportement d'une bordure de massifs anciens et cortèges de minéraux argileux : l'exemple de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., sous-presses.
- DUGUE O. [1995]. - Séismes dans le Jurassique supérieur du Bassin anglo-parisien (Normandie, Oxfordien supérieur, Calcaire gréseux de Hennequeville). - Sediment. geology, 99, pp. 73-93.
- DUGUE O. [2007]. - Le Massif armoricain dans l'évolution mésozoïque et cénozoïque du nord-ouest de l'Europe : contrôles tectonique, eustatique et climatique d'un bassin intracratonique (Normandie, mer de la Manche, France). Mém. Hab. dir. rech., univ. de Caen, Mém. Géosciences Rennes, 309 p.
- DUGUE O. & RIOULT M. [1987 a]. - Renversement majeur dans la dynamique sédimentaire de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Jurassique supérieur : son enregistrement dans le " Calcaire gréseux de Hennequeville" (Normandie, France). - C. R. Acad. Sci. Paris, 304, II, 8, pp. 365-370.
- DUGUE O. & RIOULT M. [1987 b]. - Déformations synsédimentaires dans le Calcaire gréseux de Hennequeville (Normandie): indices de paléosismicité dans le Bassin anglo-parisien à l'Oxfordien supérieur. - 1er Congrès français de Sédimentologie, Paris, pp. 158-159.
- DUGUE O., FILY G. & RIOULT M. [1987 c]. - La bordure armoricaine du Bassin anglo-parisien au Bathonien et à l'Oxfordien : comparaison de deux plates-formes carbonatées. - 1er Congrès français de Sédimentologie, Paris, pp. 156-157.
- DUGUE O., FILY G. & RIOULT M. [1998]. - Le Jurassique des Côtes du Calvados. Biostratigraphie, sédimentologie, paléocologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. - Bull. trim. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum du Havre, 85, 2, 132 p.
- DUGUE O., LAUTRIDOU J.-P., QUESNEL F., POUPINET N., CLET M., CAMUZARD J.-P., COUTARD S., BOURDILLON C., FRESLON M., AUFFRET J.-P., LAVILLE E. & GAIN O. [2005]. - Le Cotentin du Mésozoïque au Cénozoïque. Bull. Inf. Géol. bass. Paris, 42-2, pp. 6-68.
- DUGUE O. & RIOULT M. [1988]. - La bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien. - 12ème Réun. Sci. Terre, Lille, p. 49. - Livre en dépôt Soc. géol. France.
- DUGUE O. & RIOULT M. [1989]. - Les transitions terrigènes-carbonates au Callovo-Oxfordien sur la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien: contrôle morphotectonique, interprétation géodynamique. - Mém. Ass. Sédim. fr., Paris, 4, pp. 83-97.
- DUJARDIN L. [1984]. -Exploitation et commerce de la pierre à bâtir dans la région de Caen à partir du XIème siècle. Mém. dipl. Archéol. médiévale Univ. Caen, 118 p.
- EL KADI M. [1981]. - Etude sédimentologique et diagenétique d'un réservoir gréseux en milieu carbonaté. La Formation des "Sables de Glos" du Jurassique supérieur du Bassin de Paris.- Thèse Doct. Etat, Paris VI, 343 p.
- EUDES-DESLONGCHAMPS J. A. [1838 a]. - Mémoire sur le Poekilopleuron Bucklandi, grand saurien fossile intermédiaire entre les Crocodiles et les Lézards, découvert dans les carrières de la Maladrerie, près Caen, au mois de juillet 1835. - Mém. Soc. linn. Normandie, Caen, VI, 1834 à 1838 (1838), pp. 37-146.
- EUDES-DESLONGCHAMPS J. A. [1838 b]. - Remarques géologiques sur un banc calcaire qui surmonte, dans quelques localités du département du Calvados, le Calcaire à Polyptères des géologues normands. - Mém. Soc. linn. Normandie, Caen, VI, 1834 à 1838 (1838), pp. 238-248.
- EUDES-DESLONGCHAMPS E. [1865]. - Études sur les étages jurassiques inférieurs de la Normandie. - Thèse doct., Univ. Paris [1864] et Mém. Soc. linn. Normandie, XV, 1864 (1865), 296 p.
- EUDES-DESLONGCHAMPS J. A. [1868]. - Note sur trois espèces de Téléosauriens du Calcaire de Caen, se rapportant au premier type créé par Geoffroy Saint-Hilaire, sous le nom de Teleosaurus cadomensis. - Bull. Soc. linn. Normandie, Caen, (2), 1, 1866 (1868), pp. 326-353.
- FERAY G. [1959-1959]. - Etude du Jurassique supérieur de la région de l'axe du Merlerault (Orne) et comparaison avec d'autres régions. - Bull. Soc. linn. Normandie, Caen, 9,10, pp. 76-102.
- FILY G. [1974]. - Le Bathonien au Nord de Caen. Données nouvelles sur la stratigraphie et la composition séquentielle. - C. R. Acad. Sci. Paris, 278, D, pp. 3039-3042.
- FILY G. [1975 a]. - Observations lithostratigraphiques et sédimentologiques sur le Bathonien moyen d'Englesqueville-Saint-Pierre-du-Mont (Calvados). - Bull. Soc. linn. Normandie, Caen, (104), 1973-1974 (1975), pp. 107-120.
- FILY G. [1975 b]. - La série bathonienne de Saint-Germain-le-Vieux (Campagne de Sées, Normandie) : un conglomérat de roches paléozoïques, intercalé au sein de dépôts carbonatés. Implication paléogéographique. - Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), XVII, 4, pp. 570-576.
- FILY G. [1978]. - Les paléocourants marins du Bathonien moyen au Bathonien supérieur dans le nord de la Campagne de Caen (Normandie). - Sedimentary geology, 20, pp. 49-74.
- FILY G. [1980]. - Bathonien de Normandie. In Mégnien Ed. Synthèse géologique du Bassin de Paris, T. III, Lexique de noms de formations.- Mém. Bur. Rech. géol. min., pp. 103, 102, 103, 105, 108-110, 113-114, 120, 126, 136-137, 145, 164, 166, 172, 173, - 176.
- FILY G. [1989 a]. - Dynamique tidale sur la plate-forme carbonatée nord-armoricaine au Bathonien moyen. - Bull. Soc. géol. France, Paris, (8), V, 6, pp. 1137-1144.
- FILY G. [1989 b]. - Bathonien. In FILY G., COUTARD J.-P., RIOULT M., AUFFRET J.-P., LARSONNEUR C. & DE LA QUERIERE P. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Grandcamp-Maisy (95). - Bur. Rech. géol. min., pp. 23-26.

- FILY G., LEBERT A. & RIOULT M. [1979]. - Un exemple de plate-forme carbonatée composite: la marge armoricaine du bassin anglo-parisien au Bathonien. In : Symposium sur la sédimentation jurassique W européen, Ass. sédimentologistes français, vol. sp. 1, pp 33-46.
- FILY G., COUTARD J.-P., RIOULT M., AUFFRET J.-P., LARSONNEUR C. & LA QUERRIERE P. de [1989]. - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Grandcamp-Maisy (95). Bur. Rech. géol. min., 55 p.
- FILY G. & RIOULT M. [1980]. - Normandie et Maine. In : THIERRY J. (Coord.), Chapitre Jurassique moyen, Synthèse géologique du Bassin de Paris. - Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, 101, pp. 145-150.
- FÜLLER M. L. [1912]. - The New Madrid earthquake. - U. S. Geol. Bull., Washington, 494, 119 p.
- FÜRSICH F. T. [1972]. - Thalassinoides and the origin of nodular limestone in the corallian beds (Upper Jurassic) of southern England. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart, 140, pp. 136-156.
- FÜRSICH F.T. [1975]. - Trace fossils as environmental indicators in the Corallian of England and Normandy. - Lethaia, Oslo, 8, 2, pp. 151-172.
- GABILLY J. [1976]. - Le Toarcien à Thouars et dans le Centre-Ouest de la France. Biostratigraphie. Evolution de la faune (Harporeratinae, Hildoceratinae). - Coll. "Les stratotypes français" Ed. C.N.R.S. (Paris), 3; 217 p.
- GAUTHIER H., RIOULT M. & TREVISAN M. [1995]. - Enregistrement biostratigraphique exceptionnel dans l'"Oolithe ferrugineuse de Bayeux" au sud de Caen (Normandie, France) : complément au stratotype du Bajocien. - C. R. Acad. Sci. Paris., 321, II a, pp. 317-323.
- GAUTHIER H., RIOULT M. & TREVISAN M. [1996]. - Répartition biostratigraphique des ammonites dans l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux (Bajocien) à Feuguerolles-sur-Orne (Calvados). Eléments nouveaux pour une révision des Garantianinae. - Géol. France, Orléans, 2, pp. 27-67.
- GELARD J.-P., MARY G. & CHEVET P. [1988]. - Tectonique intracalloviennne à la lisière occidentale du Bassin parisien. 12ème Réunion. Sci. Terre, Lille, p. 63. - Livre en dépôt à la Soc. géol. France.
- GERVILLE G. DUHERISSIER de [1814]. - Lettre de M. Duhérissier de Gerville à M. DeFrance sur les coquilles fossiles (27 Octobre 1813). - Journ. Phys. Chim. Hist. Nat. et arts, Paris, LXXIX, pp. 16-30.
- GERVILLE G. DUHERISSIER de [1817]. - Seconde lettre de M. Duhérissier de Gerville à M. DeFrance sur les coquilles fossiles (1 Juin 1816). - Journ. Phys. Chim. Hist. Nat. et arts, Paris, XXXIV, pp. 197-215.
- GIGOT P. DUPRET L., LE GALL, J. COUTARD, J.-P., OZOUF, J. C., PAY T., LECOINTE A., DESLOGES J. & DEROIN J.-P. [1999]. - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Falaise (176). Bur. Rech. géol. min., 154 p.
- GROUPE NOROIS [1972]. - Contribution à l'étude stratigraphique des terrains affleurant en Manche centrale et orientale. Mém. Bur. Rech. Géol. Min, 79, pp. 123-170.
- GROULT J. [1962]. - Sables séquanien et sables albiens des environs de Lisieux (Calvados). - Mém. Soc. Nat. Sci. nat. et math., XLIX, (5), 1959-1960 (1962), pp. 69-152.
- GUILLAUME L. [1927 a]. - Observations sur le Bathonien moyen et supérieur de la région au Nord et à l'Est de Caen. - C. R. somm. Soc. géol. France, Paris, 11, pp. 123-125.
- GUILLAUME L. [1927 b]. - Notice préliminaire sur le Bathonien du Bessin. - C. R. somm. Soc. géol. France, Paris, 12, pp. 68-71.
- GUILLAUME L. [1927 c]. - Notice préliminaire sur les couches de passage du Bajocien au Bathonien. - C. R. somm. Soc. géol. France, Paris, 12, pp. 137-139.
- GUYADER J. [1968]. - Le Jurassique supérieur de la Baie de la Seine. Etude stratigraphique et microplaéontologique. Thèse Doct. Ing. Univ. Paris, 200 p.
- HALLAM A. [1978]. - Eustatic cycles in the Jurassic. - Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., Amsterdam, 23, pp. 1-32.
- HALLAM A. [1988]. - A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. In WILGUS C. K. et al. Ed. : Sea level changes : an integrated approach, Soc. econ. Paleont. Mineral. spec. Publ., 42, pp. 261-273.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P. R. [1987]. - Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. - Science, Washington, 235, pp. 1156-1167.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P. R. [1988]. - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In : WILGUS C. K. et al. Ed. : Sea level changes : an integrated approach, Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral., 42, pp. 71-108.
- HAUG E. [1900]. - Les géosynclinaux et les aires continentales. Contribution à l'étude des transgressions et régressions. - Bull. Soc. Géol. France, (3), XXVII, pp. 617-711.
- HEBERT E. [1860]. - Du terrain jurassique supérieur sur les côtes de la Manche. - Bull. Soc. géol. France, Paris, (2), XVII, pp. 300-316.
- HERAULT M. [1832]. - Tableau des terrains du département du Calvados. - Caen 192 p.
- HERITIER F. & VILLEMIN J. [1971]. - Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris. - Bull. Soc. géol. France, Paris, I, 2, pp. 11-30.
- HINDE G. J. [1890]. - On a new genus of siliceous sponges from the Lower Calcareous Grit of Yorkshire. - Quat. Jour. Geol. Soc. London, XLVI, pp. 54-61.
- JACQUIN T. & GRACIANSKY P.-C. (de) [1998 a]. - Major transgressive/regressive cycles : the stratigraphic signature of European basin development effects of tectono-eustasy. In : GRACIANSKY P.-C. (de), HARDENBOL J., JACQUIN T. & VAIL P.R. (Eds), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basin. - Soc. econ. Paleont. Mineral sp. pub. 60, pp. 15-29.
- JACQUIN T. & GRACIANSKY P.-C. (de) [1998 b]. - Transgressive/regressive (second order) facies cycles : the effects of tectono-eustasy. In : GRACIANSKY P.-C. (de), HARDENBOL J., JACQUIN T. & VAIL P.R. (Eds). - Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basin. - Soc. econ. Paleont. Mineral sp. pub. 60, pp. 31-42.
- JUIGNET P. [1971]. - Modalités du contrôle de la sédimentation sur la marge armoricaine du Bassin de Paris à l'Aptien-Albien-Cénomannien. - Bull. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, (2), I, 3, pp. 113-126.
- JUIGNET P. [1974]. - La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. - Thèse Doct. Etat, Univ. Caen, CNRS AO 9643, 806 p.
- KUENEN P. H. [1958]. - Experiments in Geology. - Trans. Geol. Soc. Glasgow, 23, pp. 1-28.
- LARSONNEUR C. [1971]. - Manche centrale et Baie de Seine: géologie du substratum et des dépôts meubles. - Thèse Doct Etat, Univ. Caen, n° CNRS AO 5404, 394 p.
- LARSONNEUR C. & RIOULT M. [1969]. - Le Trias et le Lias des côtes de la Manche au Nord et à l'Est du Cotentin. - C. R. Acad. Sci. Paris, 268, D, pp. 2019-2022.
- LARSONNEUR C., HORN R., AUFFRET J.-P., HOMMERIL P. & MOAL A. [1975]. - Géologie de la partie méridionale de la Manche centrale. - Phil. Trans. R. Soc. London, A, 279, pp. 145-153.
- LEBERT A. [1984]. - Jurassique. - In JUIGNET P., LEBERT A. & LE GALL J. : Notice explicative de la feuille FRESNAY-sur-SARTHE à 1/50 000. B.R.G.M. Ed., pp. 22-34.

- LEBERT A. [1986].- Jurassique. - In JUIGNET P. & LEBERT A. : Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Mamers. - Bur. Rech. géol. min., pp. 7-21.
- LEBERT A. [1987].- Jurassique. - In JUIGNET P. & LEBERT A. : Notice explicative Carte géol France (1/50 000), La Ferté Bernard. - Bur. Rech. géol. min., pp. 7-11.
- LEBERT A. [1989].- Jurassique. - In JUIGNET P., LEBERT A., LE GALL J., MARY G., & VAUTRELLE CH. : Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Beaumont-sur-Sarthe. - Bur. Rech. géol. min., pp. 11-21.
- LOWE D. R. [1976]. - Subaqueous liquefied and fluidized sedimentary flows and their deposits. - *Sedimentology*, 23, pp. 285-308.
- MARY G. & GIORDANO R. [1988]. - Relation des bassins lagunolacustres de l'Éocène supérieur sarthois avec la fracturation : exemple du couloir décrochant du Jalais. - *Géologie de la France*, 1, p. 61-70.
- MAURIZOT P., AUFFRET J.-P., BAIZE S., DEROIN J., DUGUE O., FLY G., LE GALL J., LELIEPAULT F., MAZENC B. & PELLERIN J. [2000]. - Notice explicative carte géol. France (1/50 000), feuille Bayeux-Corseulles-sur-Mer (119). Bur. Rech. géol. min., 151 p.
- MINILLET F., BOURDILLON C., FAUCONNIER D., HOUARI A., LANGEVIN C., HERARD B. & BEGUIN P. [1999]. - Notice explicative carte géol. France (1/50 000), feuille Livarot (147), Bur. Rech. géol. Min, 98 p.
- MERCIER J. [1932]. - Études sur les Échinides du Bathonien de la bordure occidentale du Bassin de Paris. - *Mém. Soc. linn. Normandie, Caen, N.S. (Géologie)*, II, pp. 273 p.
- MILLOT G. [1964]. - Géologie des argiles. - Masson Ed., Paris, 499 p.
- MILLS P. C. [1983]. - Genesis and diagenetic value of soft-sediment deformation structures, a review. - *Sedimentary Geology*, 35, pp. 83-104.
- MONTENAT C. [1980]. - Relation entre déformations synsédimentaires et paléoséismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinos (Cordillères bétiques orientales, Espagne). - *Bull. Soc. géol. France, Paris, (7), XXII, 3*, pp. 501-509.
- MONTENAT C., OTT D'ESTEVOU P., BARRIER P. ET PATUREL D. [1993]. - Les séismes : essai de typologie génétique.- *Géochronique*, 46, pp. 15-17.
- MORNOD L. [1948]. - Recherches sur la géologie, la géotechnique et l'hydrogéologie du sol et du sous-sol des villes de Caen et Lisieux (Calvados) : résultats d'une campagne de sondages. Ville de Caen, fasc. 1, Ministère de la reconstruction et de l'urbanisme. Délégation départementale du Calvados, 73 p.
- MORTON D. M. & CAMPBELL R. H. [1973]. - Some features produced by the earthquake of 21 february 1973, near Point Mugu, California. - *California geology, Los Angeles*, 26, (12), pp. 287-290.
- MUNIER-CHALMAS E. [1892]. - Etude préliminaire des terrains jurassiques de Normandie. - C. R. somm. Soc. géol. France, Paris, (3), xx, pp. CLXI-CLXX.
- ORBIGNY A. d' [1849-1852]. - Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphiques. Masson, Paris, II, 847 p.
- ORIA M. [1932]. - Riche gisement de *Solenopora jurassica* (Nicholson) dans l'Oxfordien coralligène du Mont Canisy (Calvados). - *Bull. Soc. linn. Normandie, Caen, (8), 5*, pp. 22-26.
- PAÏENDA O. [1987]. - Les dépôts carbonatés oxfordiens de la bordure occidentale du bassin parisien. - Thèse 3ème cycle, Univ. Rouen, 250 p.
- PAREYN C. & ROYANT G. [1964]. - Géologie des rochers littoraux de la côte orientale du Cotentin entre Saint-Vaast-la-Hougue et Quinéville. *Bull. Soc. linn. Normandie, Caen, 10, 5*, pp. 86-93.
- PAVIA G [1994]. - Taphonomic remarks on d'Orbigny's type Bajocian (Bayeux, West France). In : CRESTA S. & PAVIA G. (Eds.). - *Proceeding at the 3rd Inst. Meet. Ad. Bajoc. strato.- Miscell. Serv. Geol. Naz.*, 5, pp. 93-111.
- PLAKFLER G. [1965]. - Tectonic deformation associated with the 1964 Alaska Earthquake. - *Science*, 148, 3678, pp. 1675-1687.
- PRUVOST P. [1925]. - Observations sur la structure du Cap Gris-Nez et sur les mouvements qui ont affecté le Pays boulonnais après le dépôt du Jurassique. - *Bull. Serv. carte géol. France, Paris, 156, XXVIII*, pp. 167-238.
- PURSER B. H. [1969]. - Syn-sedimentary lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris basin. - *Sedimentology, Oxford*, 12, 3/4, pp. 205-230.
- RASPAIL J. [1901]. - Contribution à l'étude de la falaise jurassique de Villers-sur-mer, Callovien-Oxfordien. Feuille des jeunes naturalistes, Elbeuf, (IV), 31 ème année, pp. 365-368.
- REINECK H. E. & SINGH I. B. [1980]. - Depositional sedimentary environments. - Springer-Verlag, Berlin, 550 p.
- RIOULT M. [1957]. - le Lias moyen et les écueils de May (Calvados). D.E.S. Univ. Caen, 285p (dactylographiées).
- RIOULT M. [1962 a]. - Compte-rendu de l'excursion de la S. G. N. en Basse-Normandie (20 mai 1962). - *Bull. Soc. géol. Normandie, Caen, III*, pp. 37-39.
- RIOULT M. [1962 b]. - Sur l'âge du "Calcaire de Caen" et la stratigraphie du Bathonien de Normandie.- *Bull. Soc. linn. Normandie, Caen, (10), 2*, 1961 (1962), pp. 51-61.
- RIOULT M. [1962 c]. - Terrains jurassiques. In PAREYN C. & RIOULT M. : Notice explicative, Carte géol. France (1/80 000), feuille Caen (29). - *Serv. géol. nat.*, 4 ème éd.
- RIOULT M. [1963 a]. - Le Calcaire de Caen, dépôt de rivage du Bathonien normand. - *Bull. Soc. linn. Normandie, Caen, (10), III*, 1962 (1963), pp. 119-141.
- RIOULT M. [1964]. - Le stratotype du Bajocien. Coll. Jurassique, Luxembourg 1962. C.R. & Mém. Inst. Grand Ducal Luxembourg, Sect. Sci. nat., phys. & Math., pp. 239-258.
- RIOULT M. [1968 a]. - Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du Bassin de Paris. - 1ème Thèse Doct. Etat Univ. Caen, 585 pp.
- RIOULT M. [1968 b]. - Sédiments et milieux du Jurassique normand. Essai de paléocologie et sédimentologie comparée. - 2ème Thèse Doct. Etat Univ. Caen (dactylographié), 94 p.
- RIOULT M. [1971].- Observations sur le stratotype du Bajocien et sur l'étage Bajocien de A. d'Orbigny. Coll. Jurassique, Luxembourg. 1967. - *Mém. Bur. Rech. Géol. min.*, 75, pp. 375 -383.
- RIOULT M. [1980 a]. - Bajocien in « Les étages français et leurs stratotypes ». CAVELIER C., ROGER J. coord., *Mém. BRGM*, 109, pp. 73-83,
- RIOULT M. [1980 b]. - Boulonnais. In: DEBRAND-PASSARD S., ENAY R. & RIOULT M. (Coord.) Chapitre Jurassique supérieur, Synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans*, 101, pp. 216-217.
- RIOULT M. [1980 c]. - Maine, Perche, Normandie. In: DEBRAND-PASSARD S., ENAY R. & RIOULT M. (Coord.) Chapitre Jurassique supérieur, Synthèse géologique du Bassin de Paris. - *Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans*, 101, pp. 214-216.
- RIOULT M. [1980 d]. - Jurassique moyen-supérieur. In MEGNIEN Ed. Synthèse géologique du Bassin de Paris, vol. III, Lexique de noms de formations.- *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 103, pp. 106-108, 118-119, 124, 126, 129, 130-131, 132-133, 146-147, 151, 155-156, 157, 160-161, 171, 173-175, 176, 178-179, 184-185, 186-187, 189-190, 194-195, 200-201, 204-205, 206, 209-210, 213, 214, 227-228, 230-231, 233, 239-241, 243-246,

- RIOULT M. [1985]. - Ecueils paléozoïques armoricains dans les mers jurassiques sur la bordure occidentale du Bassin parisien. Sédimentation et peuplements d'écueils. - Com. Trav. Hist. & Scientif., Poitiers, Bull. Section des Sciences, IX, pp. 177- 183.
- RIOULT M. & GAUTSCH J.-P. [1967]. - Contribution à l'étude stratigraphique du Trias du Cotentin (Normandie). - C. R. Acad. Sci. Paris, D, 264, p.1148-1150.
- RIOULT M., COUTARD J.-P., QUERIERE P. DE LA, HELLUIN M., LARSONNEUR C., PELLERIN J. & PROVOST M. P. [1989]. - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000) feuille Caen (120). - Bur. Rech. Géol. Min., 104 pp.
- RIOULT M. & FILY G. [1975 a]. - Faunes et formations jurassiques de la marge armoricaine du Bassin parisien (Normandie et Maine). Livret-guide excursion. Groupe français Jurassique, Lab. géol. armoricaine, Univ. Caen, 47 p.
- RIOULT M. & FILY G. [1975 b]. - Discontinuités de sédimentation et unités lithostratigraphiques dans le Jurassique de Normandie. - IX Cong. Int. Séd. Nice, thème 5, 2, pp. 343-358.
- RIOULT M. & FILY G. [1980]. - Stratotype du Bajocien et parastratotype du Bathonien sur les côtes du Calvados, Normandie, Excursion B 02, 26ème C. G. I. - Bull. Inf. Géol. bass. Paris, h.s., pp. 1-12.
- RIOULT M. & BÜLOW M. [1988]. - *Pentasteriacites* nov. ichnogenus. Trace de repos d'une étoile de mer fossilisée dans le Calcaire d'Auberville (Oxfordien moyen, Normandie). - Bull. Soc. linn. Normandie, Caen, 112-113, pp. 115-120.
- RIOULT M., DUGUE O., JAN DU CHENE 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, 15, 1, pp. 101-194.
- RIVIERE A. & VERNHET S. [1951]. - Sur la sédimentation des minéraux argileux en milieu marin en présence de matières humiques. Conséquences géologiques. - C. R. Acad. Sci. Paris, 233, pp. 807-808.
- ROBERT J.-P [1972]. - Point des connaissances géologiques sur la Manche centrale et orientale à la suite des travaux effectués sous l'égide du CNEXO. Colloque sur la Géologie de la Manche. In Groupe Norois, Contribution à l'étude stratigraphique des terrains affleurant en Manche centrale et orientale. - Mém. Bur. Rech. Géol., Paris, 79, pp.17-30.
- ROBIN C., GUILLOCHEAU F., ALLEMAND P., BOURQUIN S., DROMART G., GAULIER J.-M. & PRIJAC C. [2000]. - Échelles de temps et d'espace du contrôle tectonique d'un bassin flexural intracratonique : le bassin de Paris. - Bull. Soc. géol. France, 171, 2, pp. 181-196.
- ROOD A. P., BARNARD T. [1972]. - On jurassic coccoliths, pp. Stephanolithon, Diadozygus and related genera. - Eclogae geol. Helv., Bâle, 65 (2), pp. 327-342.
- SARJEANT W. A. S. [1965]. - Microplankton from the Callovian (S. Calloviense Zone) of Normandy. - Rev. Micropaléont., Paris, 83 pp. 175-184.
- SARJEANT W.A.S. [1968]. - Microplankton from the Upper Callovian and Lower Oxfordian of Normandy. - Rev. Micropaléont., Paris, 10 (4), pp. 221-242.
- SEED H. B., ARANGO I., CHAN C. K. GOMEZ-MASSO A. ET ASCOLI R. G. [1981]. Earthquake-induced liquefaction near lake Amatitlan, Guatemala. Journ. Geotech. Engneer. divis., 107, pp. 501-518.
- SEILACHER A. [1984]. - Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. - Marine geology, 55, pp. 1-12.
- SIMS J. D. [1973]. - Earthquake induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. - Science, 182, 4108, pp. 161-163.
- SIMS J. D. [1975]. - Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. - Tectonophysics, Amsterdam, 29, pp. 141-152.
- SRIVASTAVA S. K. [1987]. - Jurassic spore-pollen assemblages from Normandy (France) and Germany. - Geobios, 20, 1, pp. 5-79.
- STRIDE H. [1982]. - Offshore tidal sands processes and deposits. Chapman and Hall, London. 222 p.
- SUZZONI J. M. & GELARD J.-P. [1984]. - Lecture microtectonique de la faille de Montreuil-Bellay (Anjou) et de la fracturation environnante : cinématique et identification des champs de paléococontraintes. - C. R. Acad. Sci. Paris, 299, II, 14, pp. 989-994.
- SUZZONI J.-M. [1985]. - Microfacturation et tectonique linéamentaire de la marge orientale du Massif armoricain. Thèse 3è cycle Univ. Maine, Le Mans, 159 p.
- VAIL P. R., COLIN J.-P., JAN DU CHENE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEF V. [1987]. - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. - Bull. Soc. géol. France, (8), III, 7, pp. 1301-1321.
- VERNHET Y., BAIZE S., COUTARD J.-P. & LANGEVIN C. [1999]. - Carte géologique de la France (1/50 000). Notice explicative Carte géol.. France (1/50 000), feuille de Balleroy (118). Bur. Rech. géol. min.,129 p.
- WEAVER J. D. & JEFFCOAT R. E. [1978]. - Carbonate ball and pillow structures. - Geol. Mag., Cambridge, 115, 4, pp. 245-253.
- WHITEHOUSE U. G., JEFFREY L. M. & DEBRECHT J. D. [1960]. - Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. - Clays and clay mineral (7th Nat. Conf. 1958) pp. 1-80.
- WILSON R. C. L. [1968]. - Carbonate facies variation within the Osmington oolite series in southern England. - Palaeogeogr., Paleoclimatol., Palaeoecol., Elsevier, Amsterdam, 4, pp. 89-123.
- WRIGHT J. K. [1986 a]. - A new look at the stratigraphy, sedimentology, Oxford and ammonite fauna of the Corallian Group (Oxfordian) of south Dorset. - Proc. Geol. Ass., Londres, 97, 1, pp. 1-21.
- WRIGHT J. K. [1986 b]. - The Upper Oxford Clays at Furzy cliff, Dorset: stratigraphy palaeoenvironment and ammonite fauna. - Proc. Geol. Assoc., Londres, 97, 3, pp. 221-228.
- ZIEGLER P. A. [1988]. - Post-hercynian plate reorganisation in the Tethys and Arctic-North Atlantic domains. In : MANSPEIZER W. Eds., Triassic-Jurassic rifting. - Developments in Geotechnic, 22, Elsevier, Amsterdam, pp. 711-755.







## AVANT-PROPOS

### PRESENTATION GENERALE DE LA SERIE JURASSIQUE DE LA BORDURE OCCIDENTALE DU BASSIN ANGLO-PARISIEN

I. - ÉVOLUTION PALEOGÉOGRAPHIQUE DE LA BORDURE EST-ARMORICAINE AU JURASSIQUE.....	11
1.1.- L'amorce de la transgression jurassique .....	11
1.2. - L'amplification de la transgression liasique.....	12
1.3. - La transgression liasique généralisée (Pliensbachien à Toarcien).....	14
1.4. - Le nivellement préalable de la bordure (Aalénien-Bajocien inférieur).....	16
1.5. - L'ébauche bajocienne de la plate-forme carbonatée (Bajocien supérieur) .....	18
1.6. - L'édification de la plate-forme carbonatée (Bathonien inférieur-moyen).....	18
1.7. - La dégradation de la plate-forme carbonatée (Bathonien supérieur) et l'amorce de la transgression callovienne .....	19
1.8. - Évolution de la série callovo-oxfordienne le long de la bordure Est-armoricaine.....	21
1.9. - Destruction et recouvrement de la plate-forme carbonatée (début de l'Oxfordien supérieur).....	25
II. - Les cycles jurassiques de transgression/régression sur la bordure Est-armoricaine.....	25
2.1. - Cycle majeur T/R Trias supérieur à Toarcien moyen.....	26
2.2. - Cycle majeur T/R Aalénien à Bathonien moyen .....	27
2.3. - Cycle majeur T/R Bathonien supérieur à Oxfordien moyen.....	27
III. - Les Terrains jurassiques de la baie de Seine.....	30
3.1.- Historique des leviers géologiques et géophysiques en baie de Seine .....	30
3.2.- Révision de la carte géologique de la baie de Seine .....	31
3.3. Les unités sismiques jurassiques de baie de Seine.....	32
3.4. - Structuration des terrains géologiques de la baie de Seine .....	35
3.5.- Apports de la carte géologique révisée de la baie de Seine à la connaissance des terrains jurassiques normands .....	36

### ARRET N° 1.1 LA SERIE JURASSIQUE DES FALAISES DE SAINTE-HONORINE-DES-PERTES

1. - Description des falaises de Sainte-Honorine-des-Pertes.....	42
2. - Malière (Aalénien moyen à base du Bajocien inférieur).....	44
2.1.- Membre inférieur.....	42
2.2.- Membre moyen .....	42
2.3.- Membre supérieur.....	43
2.4.- Paléogéographie de la Malière .....	45
3. - Oolithe ferrugineuse de Bayeux (sommet du Bajocien inférieur à base du Bajocien moyen).....	45
3.1.- Couche (A) ou Conglomérat de Bayeux .....	43
3.2.- Couche (B).....	46
3.3.- Couche (C).....	46
3.4.- Couche (D).....	46
3.5.- Environnement sédimentaire .....	46
3.6.- Paléogéographie .....	47
4.- Calcaire à spongiaires (Bajocien supérieur).....	48
4.1.- Membre inférieur .....	46
4.2.- Membre supérieur .....	46
4.3.- Paléoécologie des éponges bajociennes.....	46
4.4.- Paléogéographie.....	48

### ARRET N° 1.2 LA SERIE JURASSIQUE DES FALAISES DE PORT-EN-BESSIN

1. - Description des falaises à l'extrémité Est de Port-en-Bessin.....	50
2.- Calcaire à spongiaires (sommet).....	53
3. - Couches de passage (Bathonien inférieur) .....	53
4. - Marnes de Port-en-Bessin (Bathonien inférieur et base du Bathonien moyen) .....	54
4.1.- Membre inférieur .....	54
4.2.- Sédimentologie .....	55
4.3.- Faune.....	55
4.4.- Paléogéographie.....	55

**ARRET N° 1.3 LA SERIE JURASSIQUE DES FALAISES DE LONGUES-SUR-MER**

1.- Description des falaises de Longues-sur-Mer .....	55
2.- Marnes de Port-en-Bessin (visibles sur 5 m, Bathonien moyen) .....	57
3.- Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont (Bathonien moyen) .....	57
3.1.- Membre inférieur .....	59
3.2.- Membre moyen .....	60
3.3.- Membre supérieur .....	61
3.4.- Environnement de dépôt .....	61
4.- Caillasses de Longues (fin du Bathonien moyen) .....	61

**ARRET N° 1.4 LE CALCAIRE DE CAEN ET L'EXPLOITATION DE LA PIERRE DE CAEN**

1.- La série carbonatée du Bathonien inférieur à moyen autour de Caen .....	64
1.1.- Bancs bleus (Bathonien inférieur) .....	62
1.2.- Calcaire de Caen (Bathonien moyen) .....	64
1.3.- Faune .....	64
1.4.- Environnement de dépôt .....	64
2.- Utilisation de la Pierre de Caen comme pierre de taille .....	65
2.1.- Historique de l'exploitation de la Pierre de Caen .....	65
2.2.- Exploitation de la Pierre de Caen .....	66

**ARRET N° 2.1 LA SERIE JURASSIQUE DES FALAISES DES ROCHES NOIRES**

1.- Calcaire oolithique de Trouville (Oxfordien moyen) .....	68
1.1.- Évolutions sédimentologiques .....	70
1.2.- Faune .....	70
1.3.- Environnement sédimentaire et dynamique sédimentaire .....	71
2.- Coral-rag (Oxfordien moyen) .....	72
3.- Calcaire de Blangy (Oxfordien moyen) .....	72
3.1.- Source et dynamique des fines durant la sédimentation carbonatée .....	73
3.2.- Environnement sédimentaire .....	73
4.- Calcaire gréseux de Hennequeville (Oxfordien supérieur) .....	74
4.1.- Coupe synthétique du Calcaire gréseux de Hennequeville .....	74
4.2.- Les nodules du Membre inférieur .....	75
4.3.- Évolutions sédimentologiques .....	77
4.4.- Faune .....	77
4.5.- Environnement sédimentaire .....	78
5.- Les séismes du Membre moyen du Calcaire gréseux de Hennequeville .....	78
5.1.- Variétés morphologiques des déformations synsédimentaires .....	79
5.2.- Caractères des déformations souples .....	81
5.3.- Hypothèse pour une origine sismique des déformations synsédimentaires .....	82

**ARRET N° 2.2 LA SERIE JURASSIQUE DES FALAISES DES VACHES NOIRES**

1.- Description des falaises des Vaches noires .....	87
2.- Marnes de Villers (Oxfordien inférieur) .....	89
2.1.- Évolutions sédimentologiques .....	89
2.2.- Faune .....	91
2.3.- Environnement sédimentaire .....	92
3.- Oolithe ferrugineuse de Villers (Oxfordien inférieur) .....	92
3.1.- Faune .....	94
3.2.- Évolutions sédimentologiques .....	94
3.3.- Origine des oolites ferrugineuses de l'Oxfordien inférieur .....	95
4.- Argiles à <i>Lopha gregarea</i> (Oxfordien inférieur) .....	96
4.1.- Évolutions sédimentologiques .....	97

4. 2. - Faune .....	97
4. 3. - Environnement sédimentaire .....	98
5.- Calcaire d'Auberville (Oxfordien moyen) .....	99
5.1.- Membre marno-calcaire basal (6 m) .....	99
5. 2. - Membre marneux médian (1,5-3 m ?) .....	101
5. 3. - Membre marno-calcaire supérieur (1,5 m).....	102
5. 4. - Évolutions sédimentologiques dans le Calcaire d'Auberville .....	103
5. 5. - Faune .....	103
5. 6. - Environnement sédimentaire .....	104
6. - Calcaire oolithique de Trouville (Oxfordien moyen).....	104
6. 1. - Faune.....	106
6. 2. - Environnement sédimentaire et dynamique sédimentaire .....	106
7. - Coral-rag (Oxfordien moyen).....	106

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

### ANNEXES



