

Nouvelle cartographie du substratum de la baie de Seine et synthèse géologique terre-mer : apports de nouvelles données sismiques et biostratigraphiques

Massinissa Benabdellouahed^{1*},
Olivier Dugué¹,
Bernadette Tessier¹,
Isabelle Thinon²,
Pol Guennoc²,
Chantal Bourdillon³

New geological map of the Bay of Seine and land-sea geological synthesis: Contribution of new seismic and biostratigraphic data

Géologie de la France, n° 1, 2014, p. 21-45, 8 fig.

Mots-clés : Substratum, Géologie, Terre-Mer, Données sismiques, Biostratigraphie, Baie de Seine, France.

Keywords: Substratum, Geology, Earth-Sea, Seismic data, Biostratigraphy, Bay of Seine, France.

Résumé

Une nouvelle cartographie géologique du substratum de la baie de Seine, domaine marin situé entre le Bassin parisien, le Massif armoricain et la mer de la Manche centrale, a été établie sur la base d'un réseau dense de nouvelles données géophysiques haute résolution et géologiques, acquises en complément d'études antérieures. Cette révision de la carte géologique complète et précise la continuité en mer des formations mésozoïques reconnues à terre. Les apports de l'analyse des données de sismique réflexion haute résolution, couplées à un échantillonnage ciblé des différentes formations géologiques, sont nombreux : distinction nette entre une baie de Seine avec une structuration monoclinale des terrains jurassiques et une baie de Seine caractérisée par un synclinal des terrains crétacés et cénozoïques ; reconnaissance de biohermes et d'un littoral progradant dans les séries bathoniennes ; mise en évidence des discontinuités sédimentaires majeures dans la série mésozoïque ; attribution biostratigraphique de séries au Lutétien et Bartonien ; mise en évidence de témoins sableux pléistocènes ; identification d'une direction de failles W-E et mise en évidence d'une déformation synsédimentaire à l'Éocène moyen soulignée par des blocs glissés interprétés auparavant comme des nappes fluviales quaternaires.

Abstract

New high-resolution seismic data coupled with seafloor samples allow revising the geological map of the bay of Seine. Many studies have been conducted in the 70's in this marine domain located between the Paris basin, the Armorican Massif and the central English Channel. The

revised map is comparable to the previously published map, but sets with much more detail the continuity of the Mesozoic formations recognized on land. Thanks to the quality and density of new seismic data acquired, the contributions of this review are as many: a clear distinction between the monoclinal Jurassic bay of Seine and the synclinal Cretaceous and Cenozoic bay of Seine; recognition of bioherms and of a prograding coastline within the Bathonian succession; highlighting of the major sedimentary discontinuities in the Mesozoic series; biostratigraphic attribution of series to the Bartonian and Lutetian; highlighting of sandy Pleistocene outcrop; identification of a WE fault direction; demonstration of synsedimentary deformation during the middle Eocene highlighted by sliding blocks. The latter is one of the major new contributions to this revision, the sliding blocks having been interpreted as quaternary fluvial cut-and-fill deposits in previous studies.

1. INTRODUCTION

1.1. Cadre géographique de la baie de Seine

Le secteur d'étude couvre la baie de Seine et une partie de la mer de la Manche centrale (Fig. 1). Les limites géographiques de la baie de Seine sont fixées à terre par les côtes du Cotentin, du Calvados et du pays de Caux et, en mer, par une ligne rejoignant la pointe de Barfleur au cap d'Antifer (Larsonneur, 1971). Au Nord, la baie de Seine se prolonge dans la mer de la Manche centrale, entre la péninsule du Cotentin et l'île de Wight. La limite orientale de la baie de Seine, plus délicate à établir, correspond au prolongement en mer de la faille de Fécamp.

1 Morphodynamique Continentale et Côtière, Université de Caen, UMR CNRS 6143, 24, rue des Tilleuls 14000 Caen, France

2 BRGM, 3, avenue Claude Guillemin, BP 36009, 45060 Orléans Cedex 2, France

3 ERADATA, 170, Avenue Félix Geneslay, 72100 Le Mans, France

* adresse actuelle : Ifremer, Centre de Brest, 29280 Plouzané, France

* Manuscrit présenté le 25 février 2014, accepté le ...

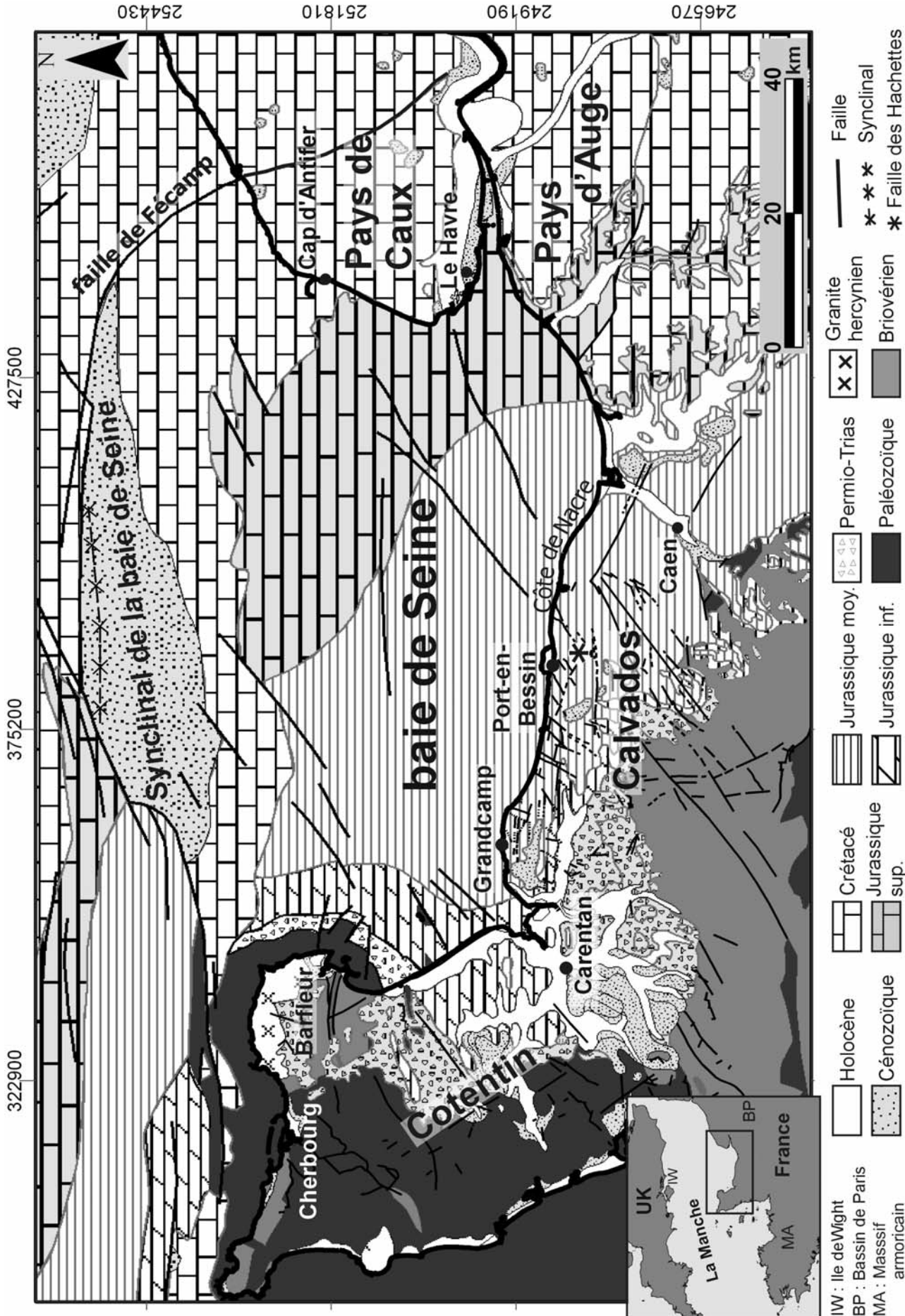


Figure 1. Carte géologique de la baie de Seine et de ses bassins versants côtiers (modifiée d'après la géologie de la France, carte 1/1 000 000, 2^{ème} ed. BRGM, 2003).

Figure 1. Geologic map of the bay of Seine and its coastal catchments (modified from the Geology of France, 1:1.000.000 map, 2nd ed., BGMR, 2003).

À terre, le bassin versant de la baie de Seine est caractérisé par une grande diversité d'unités géographiques (Fig. 1). D'Ouest en Est, il s'agit des reliefs armés par les terrains précambriens et paléozoïques du Nord-Cotentin, des marais plio-quaternaires du Centre Cotentin, dont le réseau hydrographique s'écoule en direction de la baie des Veys, des plateaux marneux et calcaires jurassiques du Bessin, puis de la campagne de Caen interrompue par les vallées quaternaires de l'Orne et de la Dives, des falaises marneuses et calcaires callovo-oxfordiennes et crétacées du pays d'Auge jusqu'à la vallée de la Seine et enfin des plateaux crayeux crétacés du pays de Caux.

1.2. Historique des études géologiques de la 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 des moyens techniques modestes, avec 215 points de dragage correspondant à 136 stations, les grands ensembles lithologiques et stratigraphiques sont établis. Après la Seconde Guerre mondiale, l'introduction de moyens de prospection géophysique font réaliser de grands progrès. Il s'agit d'abord de mieux connaître l'épaisseur, la lithologie et la granulométrie de la couverture des sédiments meubles, au-dessus du substratum rocheux, pour accueillir des pétroliers géants et aménager les infrastructures portuaires (Robert, 1972). Des campagnes de sismique réflexion légère à l'étingueur, 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 et Rioult, 1969a), bathonienne (Larsonneur et Rioult, 1969b), crétacée (Bignot et 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 (Fig. 1), mais bénéficiant de plus de 150 ans de travaux stratigraphiques (groupe Norois, 1972) (Fig. 2A). 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 crétacés sont représentés au Nord de ces auréoles, dans un synclinal à cœur tertiaire (Fig. 1). Les 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.

1.3. Géologie du bassin versant côtier de la baie de Seine

La Normandie appartient à deux régions géologiques très distinctes (Fig. 1). À l'Ouest, les épaisses séries de schistes et de grès précambriens à paléozoïques (au moins 3 000 m de séries paléozoïques) appartiennent au Massif armoricain. Elles sont déformées par les orogènes cadomien, puis varisque, chaque orogène étant accompagné d'intrusions granitiques tardives qui métamorphisent les dépôts, à leur contact. À l'Est, les séries sédimentaires mésozoïques à cénozoïques, moins épaisses (800 m maximum), appartiennent à la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien. Ces dépôts marneux ou calcaires sont déformés par des plis à vaste rayon de courbure. La frontière séparant le Massif armoricain et le Bassin anglo-parisien passe par une ligne joignant Cherbourg, Carentan et Falaise, et correspond à une limite d'érosion. La couverture sédimentaire du Bassin anglo-parisien a recouvert plus vers l'Ouest, le Massif armoricain, mais a subi ensuite un décapage partiel, entre la fin du Jurassique et le début du Crétacé, puis durant le Tertiaire, après plusieurs soulèvements et déformations du Massif armoricain (Dugué, 2007 ; Guillocheau *et al.*, 2003).

Depuis les premiers travaux stratigraphiques historiques dans les coupes côtières normandes (La Bèche, 1822 ; Caumont, 1828 ; Eudes-Deslongchamps, 1865), complétés par les études plus récentes de Rioult (1968, 1980a, 1980b), Fily (1974, 1978, 1980) et Dugué (1989, 2007) pour les terrains jurassiques, de Juignet (1974), Juignet et Breton (1992) pour les terrains crétacés, la bordure côtière de la baie de Seine représente une coupe géologique de référence du NW de l'Europe, bénéficiant d'un découpage stratigraphique très détaillé et d'une couverture cartographique complète, avec d'Ouest en Est : feuilles de Saint-Vaast-la-Hougue (Graindor et Pareyn, 1969), Carentan (Baize *et al.*, 1998), Grandcamp-Maisy (Fily *et al.*, 1989), Bayeux-Courseulles (Maurizot *et al.*, 2000), Caen (Rioult *et al.*, 1989) et Le Havre (Pareyn et Viallefont, 1968).

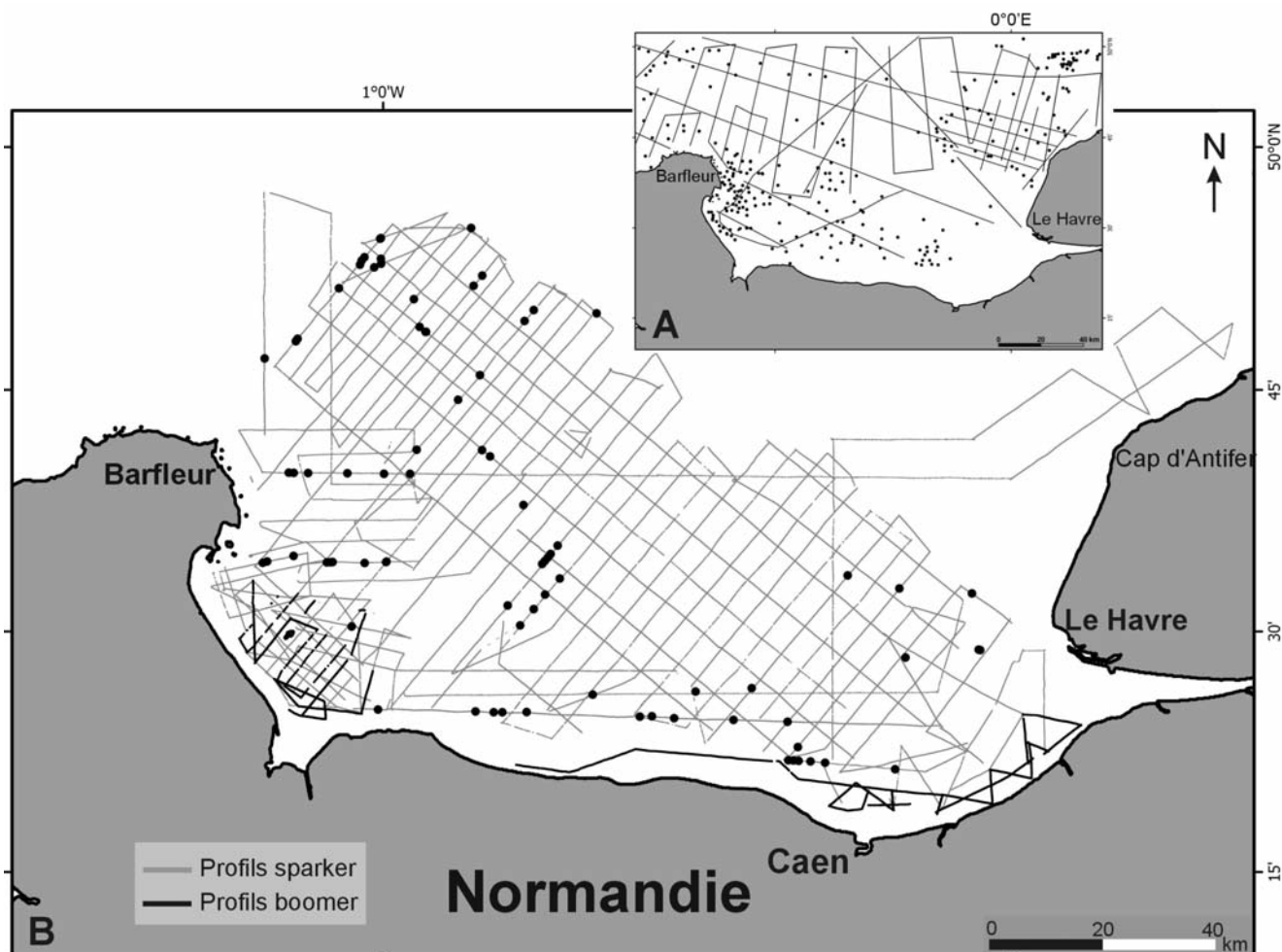


Figure 2. A) Carte de localisation des profils sismiques issus des campagnes CNEXO (1969 et 1970) et Larsonneur *et al.* (1973), et des points d'échantillonnages (Groupe Norois, 1972) réalisés en baie de Seine. À l'Est, les données utilisées par Guyader (1968) ne sont pas détaillées. B) Carte de localisation des profils sismiques (2007-2008) et des points d'échantillonnages (Carobseine, 2009) acquis récemment en baie de Seine pour la révision de la carte géologique du substratum.

Figure 2. A) Location map of the seismic profiles acquired by CNEXO (1969 et 1970) and Larsonneur *et al.* (1973) and of rock samples (Groupe Norois, 1972) collected in the bay of Seine. To the east, data collected by Guyader (1968) are not detailed. B) Location map of the seismic reflection lines (2007-2008) and rock samples (Carobseine, 2009) acquired recently in the bay of Seine for the revision of the geological map of the bedrock.

2. DESCRIPTION DES FORMATIONS GÉOLOGIQUES À TERRE

2.1. Socle armoricain

Des alternances verdâtres de schistes et de siltites du Briovérien affleurent médiocrement sur la côte orientale du Cotentin, dans le Val de Saire (Dissler, 1987), avec des niveaux de phtanites du Briovérien inférieur. Les quartzites massifs du Grès armoricain (Ordovicien moyen) sont bien représentés dans le Cotentin et affleurent dans la crête de Montebourg-Quinéville, dans les rochers littoraux de la côte orientale du Cotentin (Pareyn et Royant, 1964) et dans les îles de Saint-Marcouf. La pointe NE du Cotentin est occupée par le massif granitique hercynien de Barfleur. Le bassin de Carentan, mis en place lors de la distension post-orogénique varisque, présente plusieurs sous-bassins carbonifères houillers longtemps exploités et associés à des coulées volcaniques (Pareyn, 1954). Ils sont surmontés par des séries

argileuses, gréseuses ou calcaires permienes (Autunien), épaisses d'environ 150 m dans le sous-bassin de Fumichon, et associés à un volcanisme. Les actuels marais de Carentan ne représentent qu'une partie de cette dépression subsidente fini-paléozoïque.

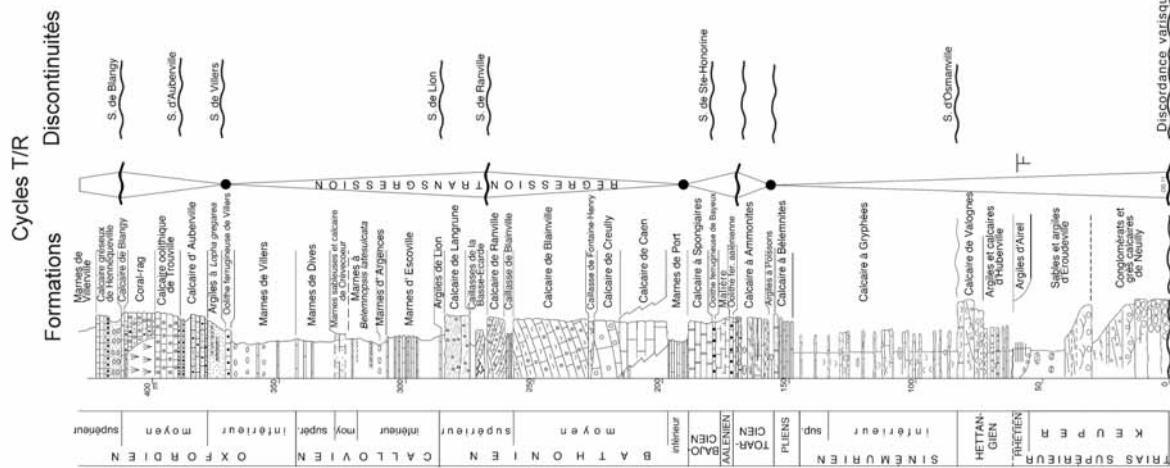
2.2. Série mésozoïque

2.2.1. TRIAS

Les terrains triasiques sont des dépôts détritiques argileux à conglomératiques issus de l'érosion des reliefs paléozoïques et accumulés dans des environnements fluviaux à lacustres (Aubry, 1982). Leur épaisseur maximale avoisine 35 m dans le Cotentin (bassins de Sainte-Mère-Église et de Valognes (Fig. 3) (Riout et Gautsch, 1967). Les conglomérats et grès sont souvent cimentés par des carbonates d'origine pédogénétique, dans des calcrètes (Aubry, 1982 ; Dugué *et al.*, 2005). À la Pernelle, au Sud du massif granitique de

Figure 3. Description des successions lithologiques mésozoïques et cénozoïques rencontrées dans les bassins versants côtiers de la baie de Seine depuis le Nord Cotentin jusqu'au Pays de Caux (d'après Dugué, 2007).
 Figure 3. Description of the Mesozoic and Cenozoic lithological successions outcropping in the bay of Seine coastal catchments from north Cotentin to Pays de Caux (after Dugué, 2007).

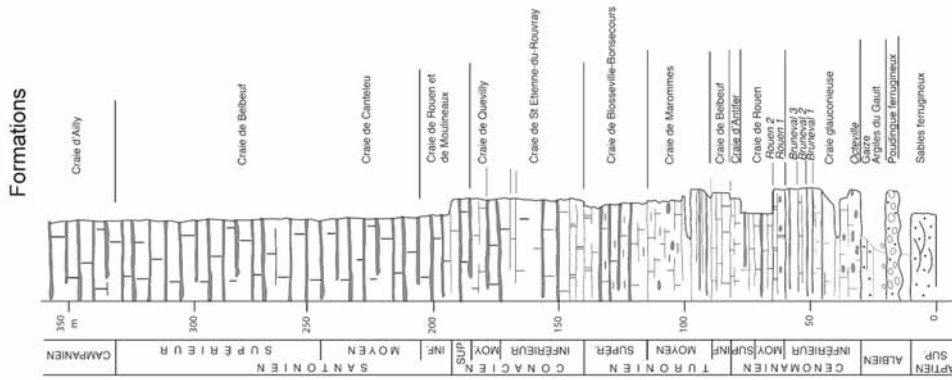
Calvados



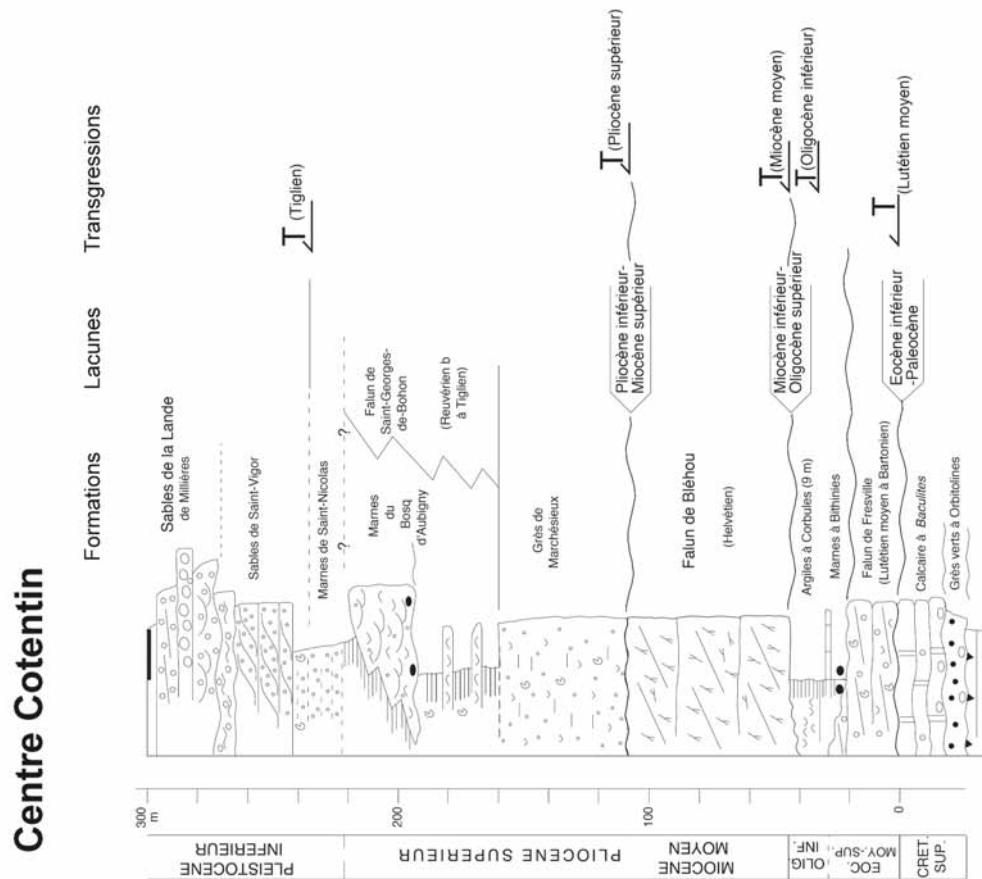
Succession triasique et jurassique

Succession crétacée

Pays de Caux



Centre Cotentin



Succession cénozoïque

Barfleur, ils sont à la fois silicifiés et barytinisés (Pareyn, 1959). Ces dépôts continentaux azoïques sont attribués au Trias supérieur (Norien, Taugourdeau et Pareyn *in* Aubry, 1982).

2.2.2. JURASSIQUE

La série fossilifère jurassique de la bordure côtière de la baie de Seine est parmi l'une des mieux connues d'Europe. À l'exception des séries liasiques médiocrement exposées sur les rivages du Cotentin, la totalité des terrains jurassiques, entre le Pliensbachien et le Kimméridgien, affleure presque en continu dans les falaises littorales du Calvados et dans quelques carrières. Le détail des formations et la discussion de leur âge relatif ont été révisés par Rioult (1980a-b), Rioult *et al.* (1991) et Dugué *et al.* (1998, 2005). Cette série jurassique (Fig. 3) atteint une épaisseur maximale d'environ 400 m et présente une alternance de sédiments terrigènes fins marins (marnes ou alternances marno-calcaires) déposés sur des plates-formes externes (Sinémurien, Toarcien inférieur, Bathonien inférieur et moyen, Callovo-Oxfordien, Oxfordien supérieur, Kimméridgien) et de calcaires oolithiques ou bioclastiques (Aalénien, Bajocien, Bathonien, Oxfordien moyen). En revanche, les dépôts détritiques sableux ou plus grossiers sont rares (Hettangien, Oxfordien supérieur) et souvent surimposés à la sédimentation marine ambiante. Une rythmicité sédimentaire se retrouve dans la sédimentation bathonienne qui alterne entre le dépôt de carbonates bioclastiques ou oolithiques qui ont été exploités comme pierres de taille (Calcaire de Caen, Calcaire de Creully, Calcaire de Blainville, Calcaire de Ranville et Calcaire de Langrune) et des dépôts plus argileux et plus riches en faunes benthiques appelés "caillasses".

2.2.3. CRÉTACÉ

La série crétacée affleure aux deux extrémités de la baie de Seine, à l'Ouest dans le Centre-Cotentin (Vieillard et Dollfus, 1875 ; Bignot *et al.*, 1968) et à l'Est, du pays d'Auge au pays de Caux (Juignet, 1974). La transgression crétacée s'est avancée plus vers l'Ouest, sur le Massif armoricain, mais les dépôts ont été ensuite érodés ou en partie dissous au Cénozoïque, laissant sur place des résidus de décalcification (Argiles à silex, Quesnel, 1997).

Dans le Centre-Cotentin, l'épaisseur de la série crétacée est modeste (moins de 22 m). Elle débute par des sables quartzeux et glauconieux (2 m) à *Orbitolina concava*, datés du Cénomanién inférieur, transgressifs sur les alternances marno-calcaires du Sinémurien ou sur un paléosol anté-Cénomanién (Rioult et Juignet, 1965). Ces sables verts sont localement surmontés par des calcaires sublithographiques ou des calcaires à bryozoaires (Craie à Baculites anceps, 20 m) datés du Maastrichien (Bignot et Larsonneur, 1969). En Normandie orientale (Fig. 3), la sédimentation crétacée débute par une sédimentation détritique continentale, avec des sables quartzeux grossiers (faciès wealdiens) (Mégnyen, 1980). La transgression du Crétacé inférieur atteint tardivement les pays de Caux et d'Auge, à la fin du Crétacé inférieur

(Aptien), déposant des argiles, des sables et finalement des sables glauconieux. Cette transgression est momentanément interrompue à l'Albien inférieur, à la suite d'un soulèvement du Massif armoricain dont l'érosion explique les graviers et galets ferrugineux déposés entre le Havre, Honfleur et Lisieux (Juignet, 1974). La transgression reprend dès l'Albien supérieur avec des argiles (faciès Gault), puis des marnes glauconieuses (faciès Gaize) et finalement des sables glauconieux. Une craie glauconieuse de Saint-Jouen, puis la Craie de Rouen recouvrent alors toute la Normandie entre le Cénomanién et le Turonien inférieur durant laquelle elle s'enrichit en marnes. Le maximum de transgression s'observe au Turonien inférieur (Juignet, 1974 ; Juignet & Breton, 1992 ; Lasseur, 2007).

2.3. SÉRIE CÉNOZOÏQUE

Seul le Centre Cotentin a préservé une épaisse série marine cénozoïque (environ 300 m), avec plusieurs épisodes de sables et graviers coquilliers (faluns), à l'Éocène moyen-supérieur, Miocène moyen et au Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur (Fig. 3) (Vieillard et Dollfus, 1875 ; Bignot *et al.*, 1968 ; Baize, 1998 ; Dugué *et al.*, 2005). Une sédimentation terrigène fine déposée dans des environnements lagunaires à continentaux est décrite à l'Éocène supérieur et au Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur. La dernière transgression, datée du Pléistocène inférieur, y dépose des sables quartzeux fins tidaux, sur l'ensemble des terrains sus-jacents et déborde les limites géographiques du Centre-Cotentin, atteignant le Bessin et la basse vallée de la Seine (Dugué *et al.*, 2005). En revanche, le reste de la Normandie (Bessin, pays d'Auge et pays de Caux) est soumis à une sédimentation continentale cénozoïque prédominante avec des dissolutions du substratum calcaire jurassique ou crétacé, à l'origine des argiles à silex (Quesnel, 1997). L'épaisseur de l'argile à silex reste faible sur les plateaux jurassiques du Bessin ou de la campagne de Caen (2 à 7 m) ; elle atteint entre 4 et 7 m dans le pays d'Auge et jusqu'à 20 m dans le sud du département de l'Eure (Elhaï, 1963 ; Quesnel, 1997).

3. CADRE STRUCTURAL

La Basse-Normandie appartient au bloc armoricain dont l'unité structurale est initiée à la fin de l'orogénèse cadomienne, puis parachevée par l'orogénèse varisque. La limite orientale du bloc armoricain correspond aux failles en relais de Seine-Sennely, de direction N 110, qui délimitent un graben subsident durant le Mésozoïque et une partie du Cénozoïque (sillon marneux) (Dugué, 2007).

3.1. Fracturation

La cartographie géologique à 1/50 000 du bassin versant de la baie de Seine (Baize *et al.*, 1998 ; Fily *et al.*, 1989 ; Graindor & Pareyn, 1969 ; Pareyn & Viallefond, 1968 ; Rioult *et al.*, 1989), entre Saint-Vaast-la-Hougue et Le Havre, a reconnu cinq principales directions de failles et structures dont

certaines sont bien exprimées sur les platiers rocheux du Calvados (Fig. 1) :

- direction N 110 ou "armoricaïne" 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 "hercynienne" représentée par les failles en relais traversant les terrains briovériens du Sud Cotentin. Cette direction s'exprime également dans les formations triasiques et liasiques 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 sur 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 et Royant, 1964) ;
- direction N 0 à N 20 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, et qui présente un compartiment nord surélevé et un rejet d'environ 5 à 8 m. 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'Évêque, 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 ; Ménillet *et al.*, 1999).

3.2. Structuration du bassin versant de la baie de Seine

La Normandie a subi plusieurs déformations compressives en domaine intraplaque (Ziegler, 1990), à plus de 1 000 km des fronts orogéniques actifs pyrénéens et alpins, mais égale-

ment à proximité d'un océan Atlantique Nord en cours d'ouverture. Il en résulte des plis à grand rayon de courbure dans les terrains jurassiques et crétacés, des érosions et des lacunes prolongées de la sédimentation, au cours du Cénozoïque. La couverture sédimentaire mésozoïque de la façade littorale de la baie de Seine présente une structure monoclinale faillée, avec des terrains mésozoïques d'âge de plus en plus récent, d'Ouest en Est, en direction de l'estuaire de la Seine (Fig. 1). Ces terrains se répartissent selon plusieurs cuestas créées par des déformations à grand rayon de courbure et des déformations cassantes, au Mésozoïque et au Cénozoïque, sur la bordure est-armoricaïne du Bassin parisien (Rioul *et al.*, 1991 ; Gigot *et al.*, 1999 ; Dugué, 2007). Au Sud de Caen, les terrains pliensbachiens présentent une direction moyenne des couches de N 140° et un plongement de 0,5° à 2° vers le NE (Gigot *et al.*, 1999). Entre les falaises littorales du pays d'Auge et les forages portuaires de l'estuaire de la Seine (Guyader, 1968), le plongement vers l'Est des couches de l'Oolithe ferrugineuse de Villers (Oxfordien inférieur) est négligeable, inférieur à 0,5°.

3.3. Rejeu mésozoïque des failles du bassin versant de la baie de Seine

Les déformations post-varisques ont également structuré les reliefs normands en surélevant une bande haute localisée au Sud de la Normandie, allant du Mortainais au Perche qui s'affaisse ensuite vers le Nord, en direction de la baie de Seine. Ce bombement passant par Alençon correspond à l'Éperon du Perche (Rioul, 1968) marqué par un net changement de la direction de la bordure est-armoricaïne du Bassin parisien et de ses failles (Dangeard, 1943). L'Éperon du Perche est limité par un linéament septentrional d'orientation N 115° E (axe du Merlerault, Lecornu, 1888) qui constitue le prolongement vers l'Est de la zone bocaine et un linéament méridional d'orientation N 60° E (linéament Vitré-Mayenne-Alençon) qui prolonge vers l'Est, le cisaillement nord-armoricaïn. Le bassin versant de la baie de Seine correspond à la marge nord de l'Éperon du Perche.

Si aucune faille syn-triasique ou syn-jurassique n'est décrite à l'affleurement, en revanche, plusieurs indices sédimentaires ou paléogéographiques attestent de déformations syn-sédimentaires sur tout le pourtour de la baie de Seine (Rioul, 1985, Rioul *et al.*, 1991 ; Gigot *et al.*, 1999 ; Dugué *et al.*, 2005 ; Dugué, 1989, 2007).

En particulier, les discontinuités sédimentaires jurassiques enregistrent des changements sédimentaires, fauniques ou des lacunes de dépôt. Au voisinage du Massif armoricain, elles deviennent plus nombreuses et sont définies à la fois par leur extension géographique et par l'importance des changements sédimentaires ou biologiques qu'elles induisent (Rioul et Fily, 1975 ; Dugué, 1989, 2007). Au Jurassique, les plus importantes sont mises en parallèle avec des déformations régionales de la bordure (Rioul et Fily, 1975) ou des phénomènes géodynamiques de grande ampleur (Rioul *et al.*,

1991 ; Dugué, *et al.*, 1998 ; Dugué, 2007). Le tableau 1 inventorie les principales discontinuités sédimentaires reconnues dans la série jurassique et leur interprétation géodynamique.

En Basse-Normandie, les terrains crétacés reposent indifféremment sur des terrains sinémuriens (Centre-Cotentin), bathoniens (campagne de Caen), calloviens ou oxfordiens (pays d'Auge). Cette discordance cartographique entre le Jurassique et le Crétacé a été interprétée comme la réponse à la surrection régional de l'Éperon du Perche (Dangeard, 1943), en relation avec l'ouverture du rift du Golfe de Gascogne et le soulèvement de la marge nord-armoricaine (Ziegler, 1990).

La série cénozoïque du Cotentin est également caractérisée par de nombreuses lacunes stratigraphiques (absence du Paléocène, de l'Éocène inférieur et moyen, de l'Oligocène supérieur, du Miocène inférieur et supérieur, du Pliocène inférieur). Ces lacunes cénozoïques ont été expliquées par des affaissements répétés à l'origine des transgressions sur le Centre-Cotentin et d'élévations du secteur faisant émerger le Cotentin (Vieillard et Dollfus, 1875 ; Pareyn, 1980 ; Dugué, 2007).

4. ACQUISITION DE NOUVELLES DONNÉES EN BAIE DE SEINE

Pour compléter les données sismiques acquises dans les années 1970 (Fig. 2A) (Larsonneur, 1971 ; Larsonneur *et al.*, 1974 ; Auffret et Larsonneur, 1977 ; Auffret *et al.*, 1980), environ 3 100 km de profils de sismique réflexion ont été acquis au cours de trois campagnes océanographiques menées en 2007 et 2008 par l'université de Caen et le BRGM (Fig. 2B) : 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) (Fig. 2B). Parmi les 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).

L'interprétation stratigraphique des unités sismiques reconnues a été possible grâce aux nombreux prélèvements déjà disponibles (Larsonneur, 1971, 1972 ; groupe Norois, 1972 ; Robert, 1972 ; base de données nationale « BSSmer » sur <http://infoterre.brgm.fr/>) complétées par 117 nouveaux

discontinuités	stratigraphie	extension géographique	description	interprétation
<u>Surface d'Osmanville</u> (Rioul, 1968 ; Rioul et Fily, 1975)	anté-Sinémurien	extension régionale dans le Cotentin	surface d'érosion associée à une lacune d'érosion de l'Hettangien supérieur.	déformation régionale hettangienne, avec basculement de la bordure anglo-normande vers le nord ayant pour conséquence l'accroissement de la transgression liasique, au début du Sinémurien (Rioul et Fily, 1975).
<u>Surfaces de Sainte-Honorine</u> (Rioul et Fily, 1975)	entre le Toarcien et le Bajocien supérieur	extension pluri-provinciale de la Normandie au sud de l'Angleterre	succession de plusieurs surfaces d'érosion associées à une sédimentation condensée ferrugineuse qui se poursuit jusqu'au Bajocien supérieur et à des lacunes biostratigraphiques (Rioul <i>et al.</i> , 1997).	changements sédimentaires importants intervenant avant le début de la formation de la plate-forme bajo-bathonienne. changements parallélisés à l'événement mésocimmérien de la mer du Nord (<i>mid-Cimmerian unconformity</i>) dont le soulèvement thermique débute dès le Toarcien supérieur, s'intensifie à l'Aalénien inférieur, pour disparaître à la fin du Bathonien (?) (Ziegler, 1990 ; Underhill et Partington, 1994)
<u>Surface de Ranville</u> (Fily, 1974 ; Rioul et Fily, 1975 ; Rioul <i>et al.</i> , 1991)	Intra-Bathonien supérieur	extension provinciale en Normandie	surface d'érosion, après la rotation des paléocourants tidaux sur la plate-forme carbonatée bathonienne	
<u>Surface de Lion</u> (Rioul et Fily, 1975 ; Dugué, 1989 ; Rioul <i>et al.</i> , 1991)	intra-Bathonien supérieur	extension pluri-provinciale entre la Normandie et le Maine, en Angleterre	surface d'érosion, durcie, perforée et encroûtée au sommet de la plate-forme carbonatée bathonienne, le long de la bordure Est-armoricaine.	recouvrement de la plate-forme carbonatée est-armoricaine par les argiles du sillon marneux
<u>Surface de Blangy</u> (Rioul et Fily, 1975 ; Dugué, 1989 ; Rioul <i>et al.</i> , 1991)	passage Oxfordien moyen/Oxfordien supérieur	extension pluri-provinciale de la Normandie au sud de l'Angleterre	surface d'érosion clôturant l'évolution sédimentaire de la plate-forme carbonatée oxfordienne, sur la bordure Est-armoricaine, associée à une lacune biostratigraphique de plus en plus importante du sud (Orne) vers le nord (pays d'Auge).	début de l'instabilité tectonique oxfordienne de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien, avec soulèvement au nord (pays d'Auge et Dorset), démantèlement de la plate-forme carbonatée oxfordienne, changements fauniques, décharges de sables quartzeux armoricains.
<u>Surface de Villerville</u> (Rioul et Fily, 1975 ; Dugué, 1989 ; Rioul <i>et al.</i> , 1991)	début de l'Oxfordien supérieur	extension pluri-provinciale de la Normandie au sud de l'Angleterre	surface durcie, bioturbée et encroûtée, marquant le retour d'un régime sédimentaire terrigène fin	poursuite de l'instabilité tectonique oxfordienne de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien, avec érosion des terres émergées armoricaines (début de l'Oxfordien supérieur) et déformations synsédimentaires d'origine séismique (pays d'Auge). Tous ces changements sont assimilés aux prémices de la phase cimmérienne tardive décrite à la limite Jurassique/Crétacé.

Tableau 1. Principales discontinuités sédimentaires reconnues dans la série jurassique en Normandie et interprétation géodynamique.

Table 1. Main sedimentary discontinuities recognized within the Jurassic succession in Normandy, and geodynamical interpretation.

échantillonnages réalisés à l'aide d'un carottier à roches (cnexoville), lors de la campagne Carobseine (N/O Ifremer/Genavir Thalia, avril 2009) (Fig. 2B ; Tableau 2). L'interprétation stratigraphique des échantillons prélevés en mer est basée sur leur comparaison avec les faciès méso-

zoïques et cénozoïques connus à terre. L'étude biostratigraphique des échantillons n° BS 09-CR57, BS 09-CR89 et BS 09-CR90 a été réalisée par C. Bourdillon (Eradata, 2010).

Lat N	Long W	n° carotte	Description lithologique	Age / Formation
49,8098	-0,93245	BS09-CR57	faluns	Bartonien*
49,8573	-0,856083333	BS09-CR90	faluns	Bartonien-Miocène*
49,8679	-0,84233333333	BS09-CR89	faluns	Bartonien*
49,82121667	-0,774783333	BS09-CR81	calcaire bioclastique à miliolites	Falun de Fresville Lutétien
49,73983333	-0,8807	BS09-CR58	craie blanchâtre	Sénonien
49,68830	-0,94642	BS09-CR 92	craie glauconieuse	Cénomanién
49,6813	-0,82985	BS09-CR78	craie glauconieuse	Cénomanién
49,35698	-0,18512	BS09-CR67	marnes	Argiles de Lion-sur-mer Bathonien terminal
49,3801	-0,3399	BS09-CR109	calcaire	Bathonien supérieur Calcaire de Langrune
49,41156667	-0,59145	BS09-CR105	calcaire marneux	Bathonien supérieur Caillasse de Basse-Écarde
49,5065	-0,78185	BS09-CR62	calcaire	Bathonien supérieur Calcaire de Ranville
49,57656667	-0,738066667	BS09-CR74	calcaire	Bathonien supérieur Calcaire de Ranville
49,43451667	-0,666333333	BS09-CR63	calcaire	Bathonien moyen Calcaire de Blainville
49,57211667	-0,995116667	BS09-CR40	calcaire	Bathonien moyen Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont
49,5053	-1,050083333	BS09-CR39	calcaire	Bathonien moyen Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont
49,66336667	-0,9572	BS09-CR93	calcaire	Bathonien moyen Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont
49,66383333	-1,05675	BS09-CR97	marnes à bélemnites	Bathonien inférieur-moyen Marnes de Port-en-Bessin
49,4163	-0,82405	BS09-CR102	marnes	Bathonien moyen sommet des Marnes de Port-en-Bessin
49,41643333	-0,771566667	BS09-CR104	calcaire	Aaléno-Bajocien Malière
49,6643	-1,14225	BS09-CR95	calcaire gréseux	Hettangien
49,57173333	-1,089533333	BS09-CR44	calcaire gréseux	Hettangien
49,85483333	-1,07025	BS09-CR51	calcaire gréseux	Hettangien
49,78243333	-1,1883	BS09-CR48	schiste	Paléozoïque
49,57263333	-1,184416667	BS09-CR46	schiste	Briovérien
49,57116667	-1,191583333	BS09-CR47	schiste, grès sombre, gravier de phtanite	Ordovicien (grès sombre), Briovérien (phtanite)

Tableau 2. Localisation (lat, long) des points de prélèvements réalisés au cours de la Mission Carobseine (avril 2009, N/O Ifremer/Genavir Thalia, carottier à roche Cnexoville), description succincte des échantillons, interprétation stratigraphique (*détermination biostratigraphique par ERADATA).

Table 2. Location (lat, long) of the rock samples collected during the Carobseine survey (April 2009, Ifremer/Genavir Thalia vessel, Cnexoville rock corer), with brief description and stratigraphic interpretation (* biostratigraphic determination by ERADATA).

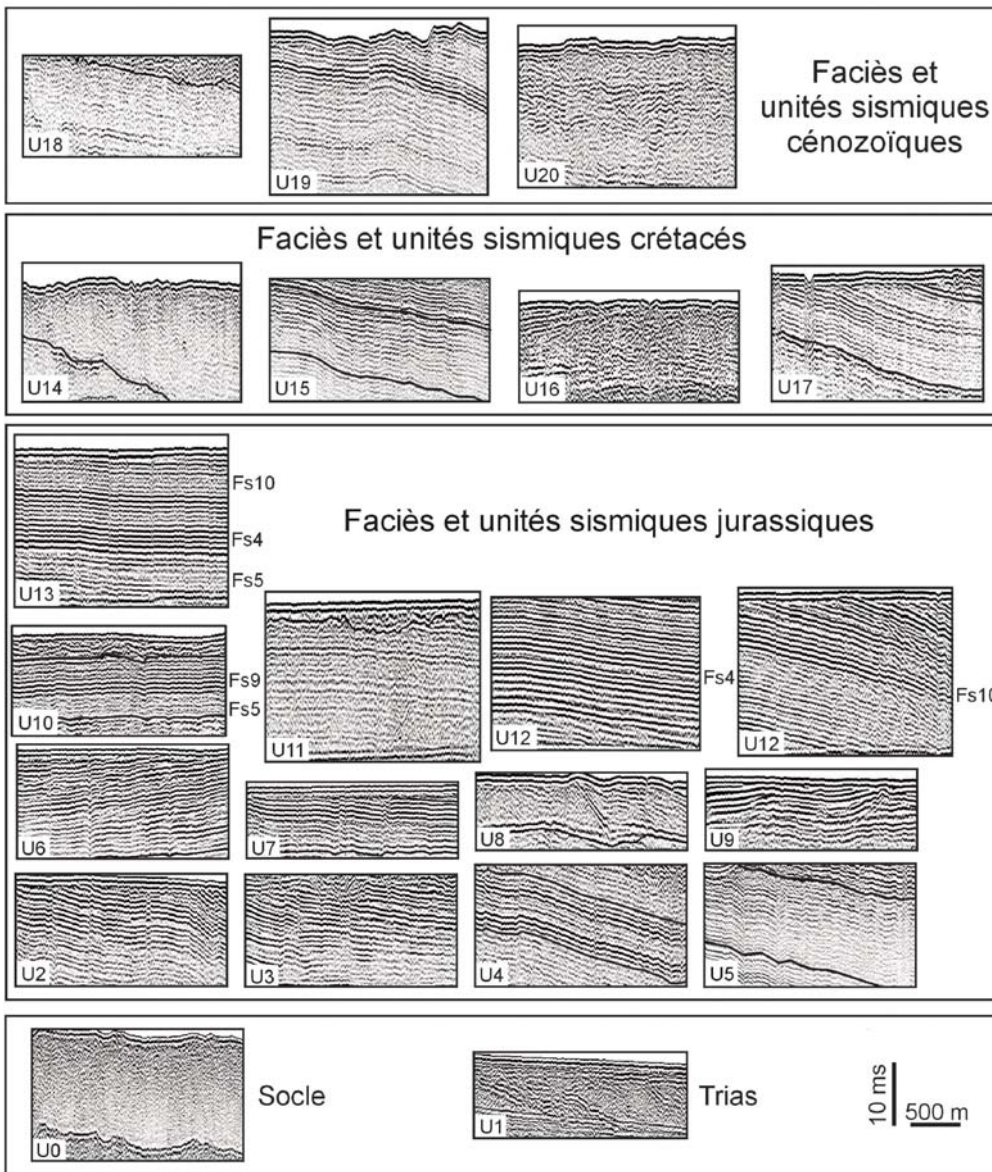
4.1. Les différentes unités sismiques

L'interprétation des données permet de distinguer les unités sismiques, les surfaces remarquables et les faciès sismiques selon les méthodes classiques issues de la stratigraphie sismique (Mitchum et Vail, 1977 ; Proust *et al.*, 2001). Treize faciès acoustiques sont distingués en fonction de l'amplitude, la fréquence, la continuité et la configuration des réflecteurs (Fig. 4 ; Tab. 3). 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 (Fig. 4 ; Tab. 4).

Ce substratum repose sur un socle acoustique (U0), corrélé au socle schisto-gréseux précambrien et paléozoïque ou au granite hercynien de Barfleur.

La distinction des différentes unités sismiques dans le substratum mésozoïque et cénozoïque et leur interprétation stratigraphique résultent d'une comparaison des échantillons prélevés avec les formations géologiques connues à terre, puis d'une corrélation de profils sismiques sériés. L'ensemble de ces données a permis de distinguer quelques réflecteurs sismiques remarquables, le plus souvent de forte amplitude et grande continuité, qui ont été rattachés à certaines discontinuités majeures reconnues d'extension régionale et décrites dans le paragraphe précédent (Tab. 1 ; Fig. 5) :

- 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.



La série crétacée est également caractérisée par plusieurs surfaces qui ont une signature sismique bien identifiable et qui correspondent à des surfaces d'érosion associées à des processus de karstification. Enfin, plusieurs surfaces de troncature, dont l'origine sera discutée par la suite, sont identifiées dans les formations tertiaires.

Les différentes unités sismiques sont brièvement décrites ci-dessous (Fig. 5, 6 et 7) et sont interprétées en formations géologiques. Leurs caractéristiques principales (faciès sismiques, épaisseur, géométrie, surface basale, surface sommitale) sont inventoriées dans les tableaux 3 et 4. Les figures 5, 6 et 7 illustrent ces caractéristiques, au travers de quelques profils sismiques sélectionnés en baie de Seine.

4.1.1. UNITÉ SISMIQUE U0

L'unité sismique U0 correspond au socle acoustique de la baie de Seine.

Au Sud de la pointe de Barfleur et autour des îles de Saint-Marcouf (Fig. 1, Fig. 8), il est corrélé aux schistes noirs appartenant aux séries précambriennes (Briovérien) et

Figure 4. Illustration des différents faciès et unités sismiques rencontrés en baie de Seine (cf. Tab. 3 et 4).
 Figure 4. Illustration of the main seismic facies and units observed in the Bay of Seine (cf. Tables 3 and 4).

Faciès sismiques	Caractéristiques des réflecteurs			
	continuité	Amplitude	Fréquence	Configuration
Fs13	faible	faible	moyenne	parallèle à oblique, localement chaotique.
Fs12	faible à moyenne	faible	basse	parallèle
Fs11	bonne	moyenne à forte	haute	parallèle
Fs10	bonne	faible à moyenne	haute	parallèle
Fs9	bonne	forte	basse à moyenne	parallèle
Fs8	bonne	forte	moyenne	oblique divergente
Fs7	moyenne	moyenne	haute	sigmoïdale
Fs6	bonne à moyenne	moyenne à faible	haute	oblique parallèle
Fs5	faible	faible	moyenne	parallèle à subparallèle
Fs4	bonne à moyenne	forte à moyenne	haute à moyenne	parallèle
Fs3	bonne	forte	haute	oblique-parallèle
Fs2	bonne	moyenne à faible	moyenne	discontinu oblique à chaotique
Fs1	bonne	moyenne	haute	discontinu oblique, parallèle tangentielle, localement chaotique
Fs0	-	-	-	transparent (voire chaotique)

Tableau 3. Caractéristiques des principaux faciès sismiques rencontrés en baie de Seine.

Table 3. Characteristics of the main seismic facies recognized in the bay of Seine.

paléozoïques sur la base uniquement des prélèvements de roche (prélèvements du groupe Norois, 1972 et mission Carboseine 2009, stations BS09-CR46 à 48, Tab. 2). On notera que le sommet du socle acoustique dans cette région correspond à une surface irrégulière.

En périphérie du Cotentin (Fig. 8), l'unité sismique U0 est corrélée au granite hercynien de Barfleur, sur la base des prélèvements de roche. On notera, que dans cette région, cette unité peut présenter localement un faciès sismique plus réflectif, avec quelques réflecteurs discontinus, chaotiques, pouvant être associés à des déformations, altérations ou autres.

4.1.2. UNITÉ SISMIQUE U1 : TRIAS

L'unité U1 affleure sous forme d'une mince auréole entourant le socle (U0) (Fig. 8). Elle se caractérise par le faciès sismique Fs2 (Tab. 3 et 4). Elle repose en discordance (onlap) sur le socle. Au sommet, l'unité sismique U1 est limitée par un réflecteur continu de forte amplitude. Son épaisseur peut atteindre 10 mstd. L'unité sismique U1 a été échantillonnée par le groupe Norois (1972). Cette unité est attribuée au Trias, constitué de conglomérats, grès, sables et argiles.

4.1.3. UNITÉ SISMIQUE U2 : HETTANGIEN

L'unité sismique U2 est bien développée au large des côtes est et nord du Cotentin (Fig. 8). Elle présente le faciès sismique Fs3 (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4) caractérisé par des pendages apparents orientés vers l'Est, de forte amplitude et haute fréquence. Cette unité sismique U2 repose en concordance sur U1 au large de Barfleur et en discordance sur U0 au large de la baie des Veys. Son sommet est une surface de troncature (Fig. 5). L'épaisseur de U2 varie de 10 à 40 mstd.

L'unité sismique U2, échantillonnée par carottages (groupe Norois, 1972), CarobSeine, 2009, stations BS09-CR44, 51 et 95, Tab. 2), est attribuée aux calcaires gréseux hettangiens.

4.1.4. UNITÉ SISMIQUE U3 : SINÉMURIEN ET TOARCIEN

L'unité sismique U3 affleure principalement au large de la côte est du Cotentin (Fig. 8). Elle se caractérise par un ensemble de réflecteurs horizontaux, continus, parallèles, d'amplitude forte et de haute fréquence (Fs3) (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4). U3 repose en onlap sur U2 (profils BS08b_08, BS07_14) et sa limite supérieure présente une légère troncature (toplap). Son épaisseur est d'environ 40 mstd.

La surface basale en onlap de U3 est bien connue à terre. Il s'agit de la surface d'Osmanville qui sépare les calcaires gréseux hettangiens (U2), des formations mameuses et mamo-calcaires du Sinémurien et du Toarcien (U3) (Fig. 5). Pour la première fois, la surface d'Osmanville est mise en évidence en mer, au large de la côte Est du Cotentin.

4.1.5. UNITÉ SISMIQUE U4 : AALÉNO-BAJOCIEN

L'unité sismique U4 affleure au large du Bessin, entre Port-en-Bessin et la baie des Veys (Fig. 8). Elle présente, à la base et au sommet, un faciès sismique de type Fs4 tandis que la partie médiane est caractérisée par un faciès de type Fs5 (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4) caractérisé par des réflecteurs discontinus chaotiques. L'unité sismique U4 est limitée à la base par une surface d'onlap et au sommet par une limite concordante. Son épaisseur est d'environ 20 mstd. Un réflecteur continu de forte amplitude constitue un réflecteur repère au sein de U4. L'unité sismique U4, échantillonnée au large du Bessin (station BS09-CR104, Tab. 2), est attribuée à la série

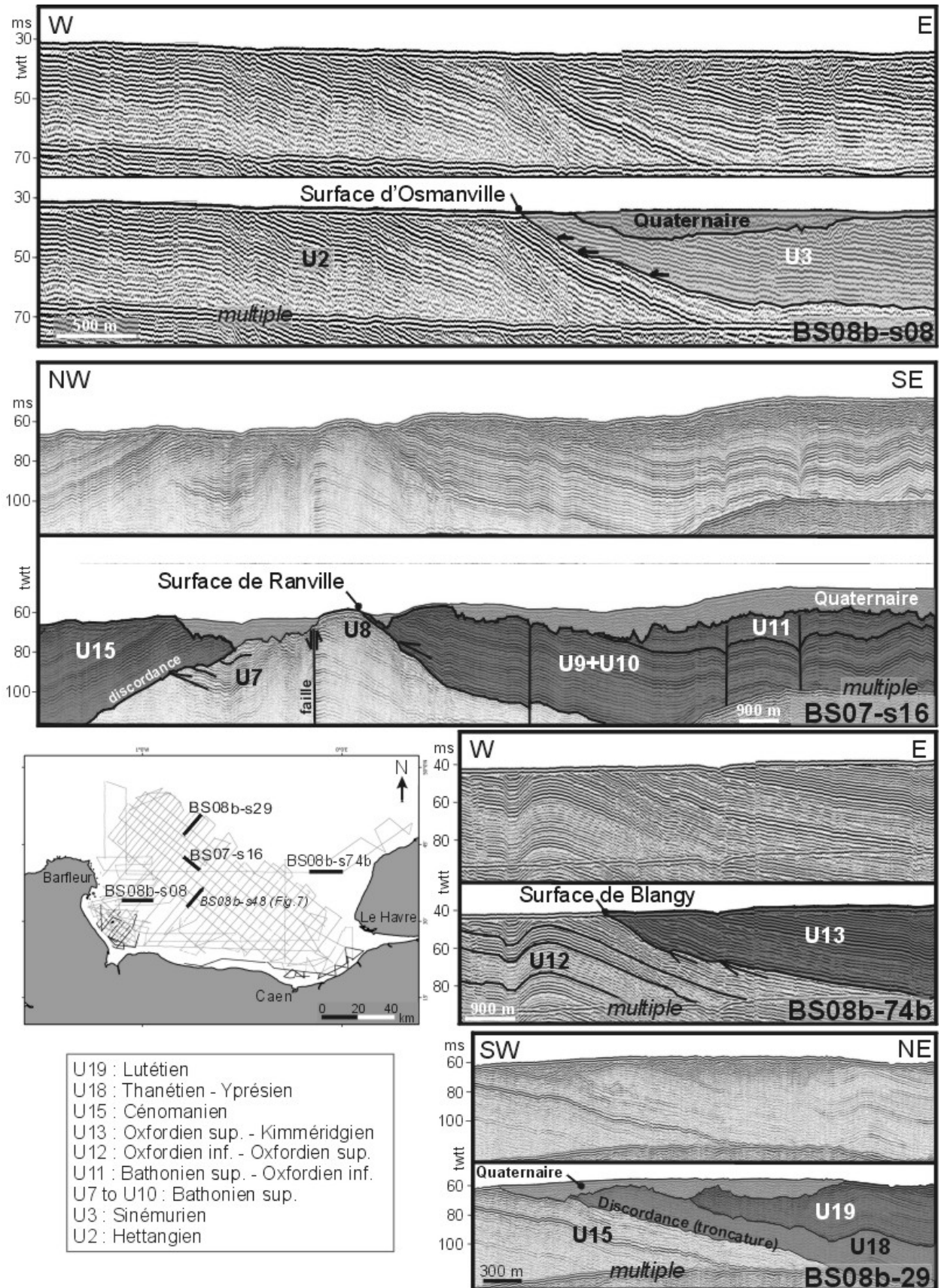


Figure 5. Exemple de profils sismiques (bruts et interprétés) montrant quelques unes des discontinuités majeures intra-mésozoïques reconnues à terre (cf. Tab. 1) et identifiées pour la première fois en baie de Seine. Toutes les échelles verticales sont en ms twtt (millisecond two way travel time : millisecondes temps double).

Figure 5. Example of seismic profiles (raw and interpreted) showing some of the major Mesozoic discontinuities recognized onshore (cf. Table 1) and identified for the first time in the bay of Seine. All vertical scales are in ms twtt (millisecond two way travel time).

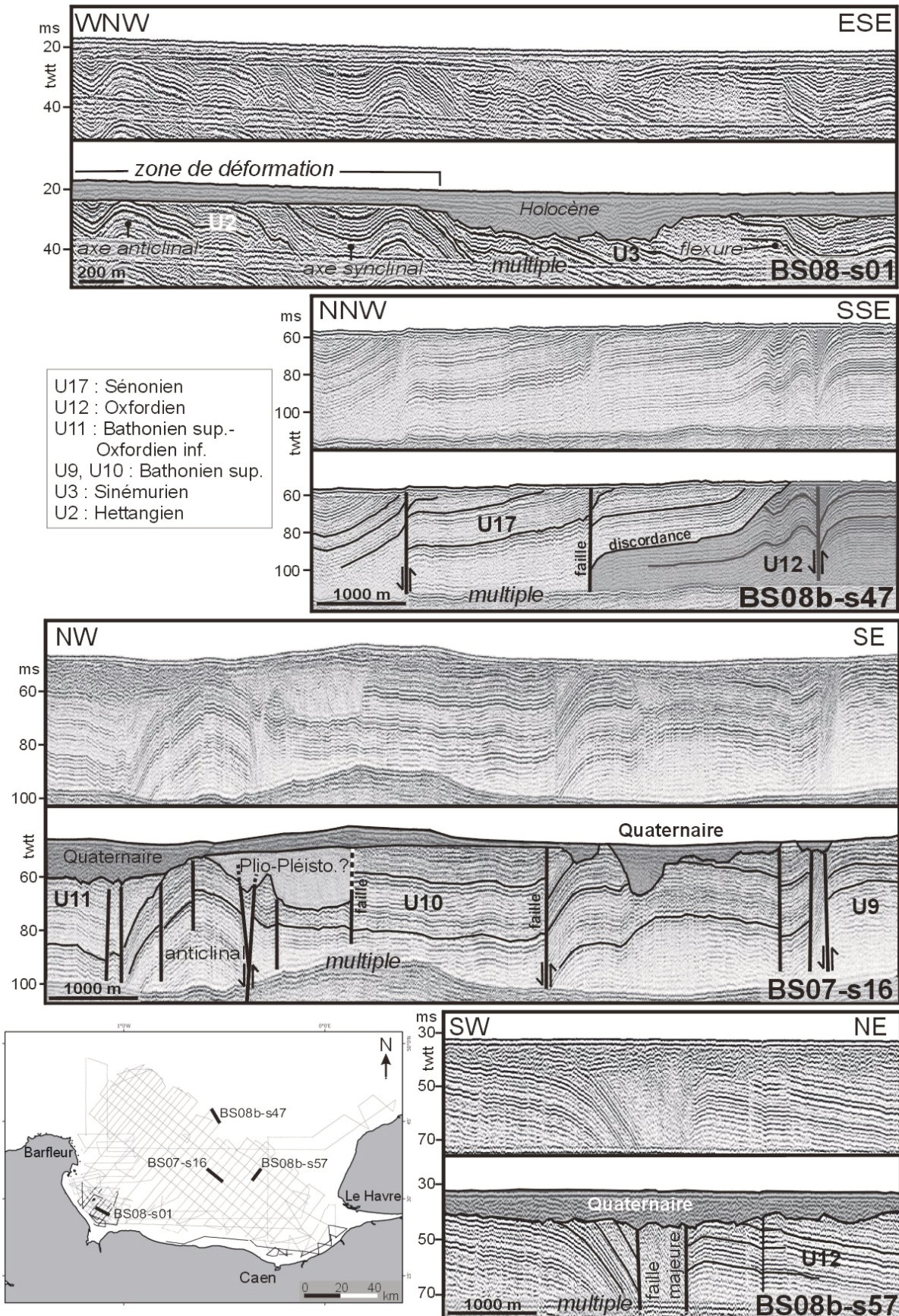


Figure 6. Profils sismiques (bruts et interprétés) montrant des exemples de failles et structures identifiées en baie de Seine. Toutes les échelles verticales sont en ms twtt (millisecond two way travel time : millisecondes temps double).

Figure 6. Seismic profiles (raw and interpreted) showing examples of faults and structures (folds) identified in the bay of Seine. All vertical scales are in ms twtt (millisecond two way travel time).

Unités	Épaisseur (mstd)	Limites des unités		Faciès sismiques des unités	Stratigraphie
		base	sommet		
U20	10 à 70	onlap	toplap	Fs13	post-Lutétien
U19	50	onlap	toplap	Fs10	Lutétien
U18	10 à 20	downlap	toplap	Fs12	Thanétien - Yprésien
U17	60	onlap	toplap	Fs11	Sénonien
U16	20	onlap	toplap	Fs6, Fs5	Turonien
U15	35	onlap	toplap	Fs6, Fs5	Cénomanién
U14	40	-	toplap	Fs2	Crétacé inférieur
U13	80	onlap	toplap	Fs5, Fs4, Fs10	Oxfordien sup. - Kimméridgien
U12	100	concordante	toplap	Fs4, Fs10, Fs5	Oxfordien inf. - Oxfordien sup.
U11	80	concordante	concordante	Fs10	Bathonien sup-Oxfordien inf.
U10	20	concordante ?	concordante	Fs 5, Fs9	Bathonien supérieur
U9	5 à 15	onlap	toplap	Fs8	Bathonien supérieur
U8	20	downlap	toplap	Fs7	Bathonien supérieur
U7	20	concordante	concordante	Fs4	Bathonien moyen
U6	10 à 35	downlap	concordante	Fs7	Bathonien moyen
U5	35	concordante	toplap	Fs6, Fs5	Bathonien inférieur
U4	20	léger onlap	concordante	Fs4, Fs5	Aaléno-Bajocien
U3	40	onlap	Toplap	Fs3	Sinémurien et Toarcién
U2	10 à 40	concordante	toplap	Fs3	Hettangien
U1	>10	onlap	concordante	Fs2	Trias

Tableau 4. Caractéristiques et interprétation stratigraphique des principales unités sismiques reconnues en baie de Seine.

Table 4. Characteristics and stratigraphic interpretation of the main seismic units recognized in the bay of Seine.

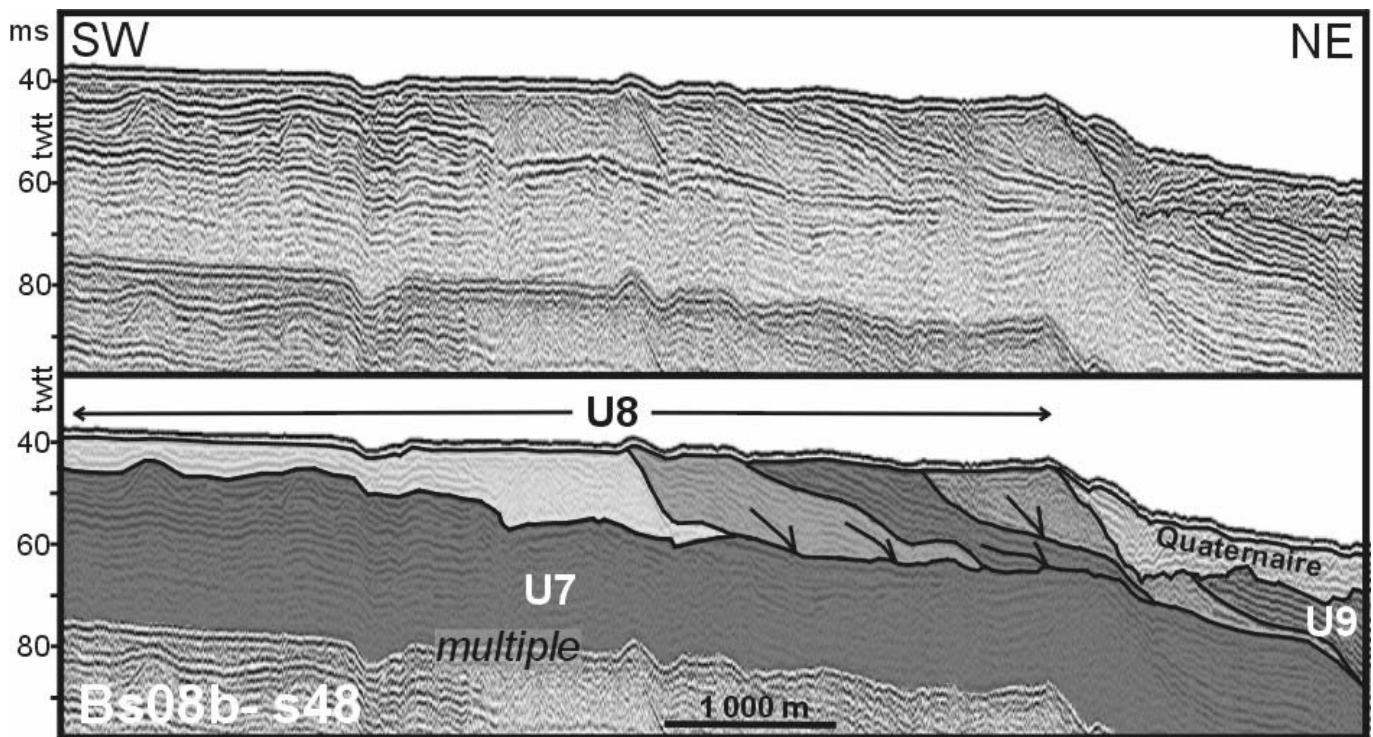


Figure 7. Profil sismique BS08b-s47 (localisation sur Figure 5) illustrant les géométries progradantes préservées dans la Formation de Ranville (unité sismique U8).

Figure 7. Seismic profile BS08b-s47 (location on Figure 5) illustrating the progradational geometries preserved within the Ranville Formation (seismic unit U8).

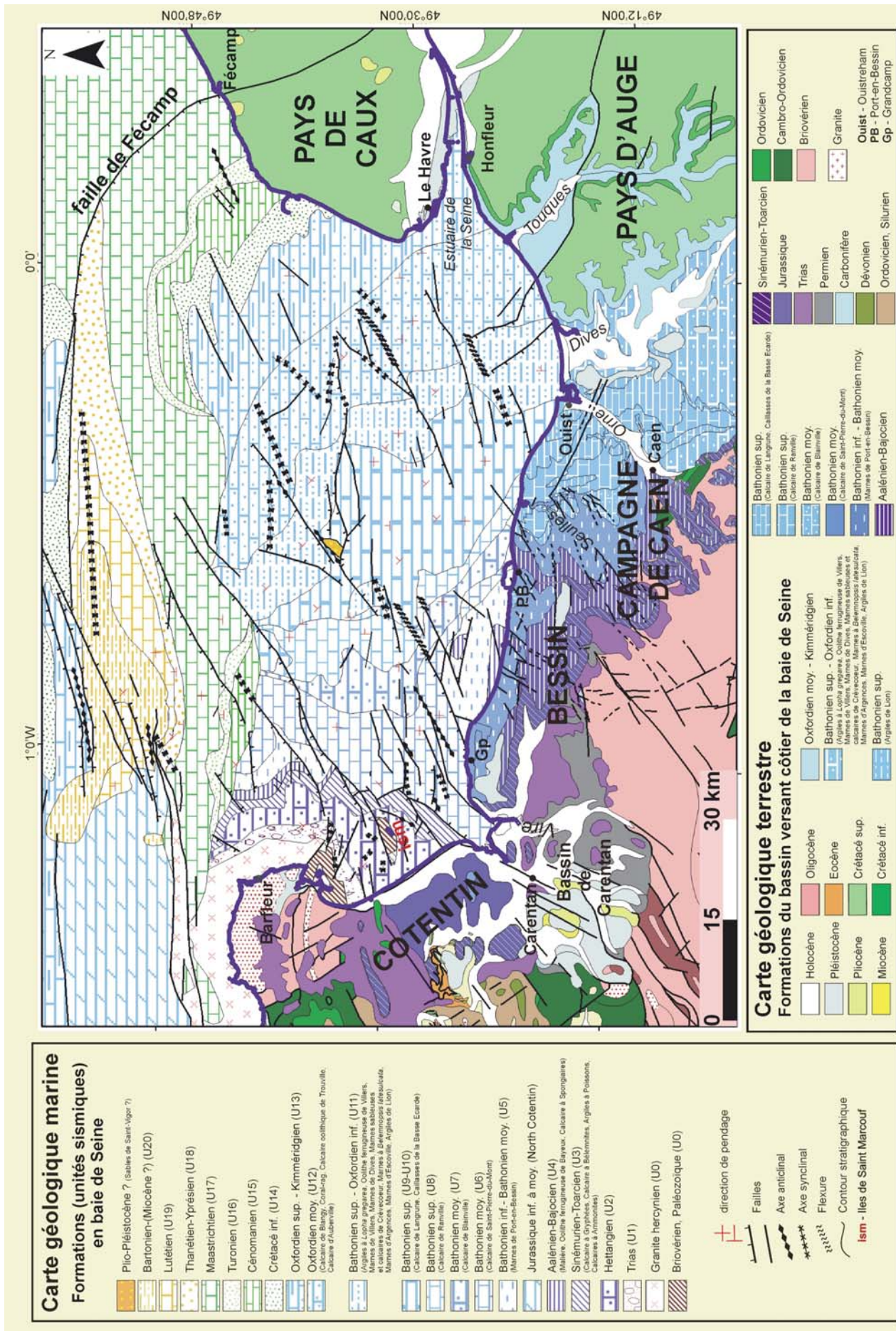


Figure 8. Carte géologique révisée de la baie de Seine.

Figure 8. Revised geological map of the bay of Seine.

calcaire condensée aaléno-bajocienne. Le réflecteur repère pourrait correspondre à l'Oolithe ferrugineuse de Bayeux (Bajocien inf.). Au large de la baie des Veys, la reconnaissance de U4 est basée sur des corrélations successives de profils à profils.

4.1.6. UNITÉ SISMIQUE U5 : BATHONIEN INFÉRIEUR ET MOYEN MARNEUX

L'unité sismique U5 est identifiée au large de Barfleur et de Port-en-Bessin (Fig. 8). Elle se caractérise par un faciès sismique de type Fs6 (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4). U5 est limitée à la base par une surface de concordance et au sommet par une surface en toplap. Son épaisseur acoustique est d'environ 35 mstd. L'unité sismique U5, échantillonnée en 2009 (stations BS09-CR97, 102, Tab. 2), ainsi que par le groupe Norois (1972), est attribuée aux Marnes de Port-en-Bessin (Bathonien inférieur-moyen).

4.1.7. UNITÉS SISMQUES U6 ET U7 : BATHONIEN MOYEN CALCAIRE

L'unité U6 est répandue au large du Bessin (Fig. 8). Elle se caractérise par un faciès de type Fs7 qui se caractérise par ensemble de réflecteurs de forme sigmoïdale avec des nombreuses discordances internes (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4). Elle est limitée à la base par une surface d'onlap, et au sommet par une surface de concordance. Son épaisseur varie entre 10 et 35 mstd. La géométrie de U6 et les échantillonnages (stations BS09-CR39, 40, 93, Tab. 2) ont permis d'attribuer cette unité 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 (Fig. 8). Elle se caractérise par un faciès de type Fs4 (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4). Elle est limitée à la base et au sommet par une surface de concordance. Son épaisseur est d'environ 20 mstd. Cette unité a été carottée à une dizaine de kilomètres au large de Port-en-Bessin et de la campagne de Caen (station BS09-CR63, Tab. 2). Elle est attribuée au Calcaire de Blainville du Bathonien moyen.

4.1.8. UNITÉS SISMQUES U8, U9 ET U10 : BATHONIEN SUPÉRIEUR CALCAIRE

Ces trois unités sismiques couvrent la plus grande partie de la baie de Seine (Fig. 8).

L'unité sismique U8 est présente à l'Est de Port-en-Bessin. Elle constitue une unité repère qui comprend plusieurs corps successifs d'une hauteur de 10-15 m de géométrie progradante (configuration sigmoïde progradante, Fs7) et séparés par des surfaces d'érosion (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4). Elle est limitée à la base par une surface en downlap et au sommet par une surface en toplap. Les caractéristiques de l'unité sismique U8 et les échantillons associés (stations BS09-CR62, 74, Tableau 2) 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) (Fig. 5). Cette troncature forme une dépression sur laquelle repose l'unité sismique U9.

L'unité sismique U9 occupe les fonds marins au large de la campagne de Caen (Fig. 8). Son faciès sismique se caractérise par un ensemble de réflecteurs discontinus à continus avec des discordances internes (Fs8) (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4). 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 m. Échantillonnée par plusieurs carottages lors de la mission 2009 (exemple station BS09-CR105, Tab. 2), 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 (Riout et al., 1991).

L'unité sismique U10 est observée au centre de la baie de Seine (Fig. 8). Elle est représentée par deux faciès sismiques, Fs5 et Fs9 (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4). L'unité sismique U10 est limitée à la base et au sommet par une surface de concordance.

L'unité sismique U10, carottée au centre de la baie de Seine et au large de la Campagne de Caen (exemple station BS09-CR109, Tab. 2), est assimilée au Calcaire de Langrune du Bathonien supérieur.

4.1.9. UNITÉ SISMIQUE U11 : BATHONIEN TERMINAL-OXFORDIEN INFÉRIEUR MARNEUX

L'unité sismique U11 occupe l'Est de la baie de Seine (Fig. 8). Elle présente un faciès sismique de type Fs10 (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4). 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'épaisseur de l'unité sismique U11 est d'environ 60 mstd (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4). L'échantillonnage de la base de l'unité sismique U11 (exemple station BS09-CR67, Tab. 2), 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). Ces formations ont également été reconnues 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).

4.1.10. UNITÉ SISMIQUE U12 : OXFORDIEN MOYEN

L'unité sismique U12 occupe la partie orientale de la baie de Seine (Fig. 8). Elle est surtout caractérisée par les faciès sismiques Fs4 et Fs10 (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4). La partie supérieure de l'unité présente des réflecteurs discontinus avec des discordances internes (Fs10). U12 est limitée à la base par une surface de concordance et au sommet par une surface de troncature. Son épaisseur est d'environ 100 mstd. Aucun échantillonnage par carottage n'a été effectué. En revanche, cette unité a été traversée par les forages réalisés au large du Havre (Guyader, 1968, Fig. 2A). Elle est attribuée aux calcaires de l'Oxfordien moyen. La limite supérieure en top lap de U12 est interprétée comme la surface de Blangy, séparant l'Oxfordien moyen et l'Oxfordien supérieur (Fig. 5). 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.

4.1.11. UNITÉ SISMIQUE U13 : OXFORDIEN SUPÉRIEUR - KIMMÉRIDIEN

L'unité sismique U13, décrite au large du Havre (Fig. 8), présente les faciès sismiques Fs5, Fs4 à la base et le faciès Fs10 au sommet. Elle est limitée à la base par une surface en onlap et au sommet par une surface de troncature. Son épaisseur est d'environ 80 mstd. Aucun carottage n'a été effectué dans cette unité. Sur la base des connaissances à terre et de l'interprétation des unités sous- et sus-jacentes, l'unité sismique U13 est attribuée à la série marseuse de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien.

4.1.12. UNITÉS SISMIQUES U14, U15, U16 ET U17 : CRÉTACÉ

L'unité sismique U14 affleure au large de cap d'Antifer (Fig. 8) où elle est discordante sur le Jurassique supérieur (U11, 12 et 13). Quelques indices suggèrent son existence au Nord de la baie de Seine. L'unité sismique U14 est constituée principalement par le faciès (Fs2) (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4). Son épaisseur acoustique est d'environ 40 mstd. Sur la base du faciès sismique qui reflète plutôt des sédiments sableux, l'unité sismique U14, discordante sur le Jurassique, est attribuée aux formations détritiques du Crétacé inférieur (Wealdien et Aptien-Albien).

L'unité sismique U15 affleure au large de cap d'Antifer et au Nord de la baie de Seine (Fig. 8). Elle présente le faciès sismique Fs6 et localement au sommet, le faciès sismique Fs5 (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4). U15 est limitée à la base par une surface en onlap et au sommet par une surface en troncature. Son épaisseur est d'environ 35 mstd. L'unité sismique U15, échantillonnée par carottages (Groupe Norois, 1972, CarobSeine 2009, stations BS09-CR78, 92, Tab.) est attribuée à la craie du Cénomanién.

L'unité sismique U16 affleure également au large de Cap d'Antifer et au Nord de la baie de Seine (Fig. 8). Elle est représentée par les faciès sismiques Fs6 à la base et Fs5 au sommet (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4). Elle est limitée à la base par une surface en onlap et au sommet par une surface de troncature. Son épaisseur est d'environ 20 mstd. L'unité U16, échantillonnée par carottages (groupe Norois, 1972), est attribuée à la craie du Turonien.

L'unité sismique U17 est largement représentée au large de Cap d'Antifer et au Nord de la baie de Seine (Fig. 8). Elle est caractérisée par les faciès sismiques Fs12 à la base et Fs4 au sommet. Elle est limitée à la base par une surface en onlap bien visible au Nord du Cotentin, et au sommet par une surface en top lap (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4). Son épaisseur est d'environ 60 mstd. Au large du Cap d'Antifer, l'unité sismique U17 se distingue par des réflecteurs ondulés, d'une longueur d'onde pluri-hectométrique et d'une amplitude de 20 mstd. L'unité sismique U17, échantillonnée par carottages (groupe Norois, 1972 et CarobSeine 2009, stations BS09-CR58, 80, Tab. 2), est attribuée à la craie blanchâtre du Sénonien. Cette formation géologique se présente comme une épaisse série reposant en discordance sur le Lias et le socle au large de la côte septentrionale du Cotentin (Fig. 8). Les réflecteurs ondulés correspondent aux stratifications irrégulières décrites par Juignet et Kennedy (1974) et Lasseur (2007) dans les falaises crayeuses du Sénonien du pays de Caux.

4.1.13. UNITÉS SISMIQUES U18, U19 ET U20 : TERTIAIRE

Les profils sismiques et les prélèvements par carottage ont permis de distinguer trois unités sismiques d'âge tertiaire au Nord de la baie de Seine (U18, U19 et U20), séparées par des surfaces de troncature (Tab. 3 et 4 ; Fig. 4).

L'unité sismique U18 présente des réflecteurs discontinus, d'amplitude faible à moyenne et de fréquence faible (Fs12). Elle est limitée à la base par une surface en downlap et au sommet par une surface de troncature. Son épaisseur varie entre 10 et 20 mstd. L'unité sismique U18 a été échantillonnée par plusieurs carottages (groupe Norois, 1972, et CarobSeine 2009, station BS09-CR83, Tab. 2). Le caractère sismique de U18 et les prélèvements (groupe Norois, 1972) permettent de l'attribuer aux dépôts continentaux, argileux et sableux du Thanétien-Yprésien.

L'unité sismique U19 est caractérisée par le faciès sismique Fs10. Elle est limitée à la base par une surface en onlap et au sommet par une surface de troncature. Son épaisseur est d'environ 50 mstd. L'unité sismique U19 a été échantillonnée par plusieurs carottages (groupe Norois 1972 ; CarobSeine 2009, station BS09-CR81 ; Tab. 2). Il s'agit d'un sable calcaire à bryozoaires attribué au Falun de Fresville du Lutétien supérieur.

L'unité sismique U20 présente généralement un faciès sismique pas ou peu réfléchif de type Fs13 (Tab. 2, 3 ; Fig. 4). L'agencement interne des réflecteurs est complexe, caractérisé par l'existence de plusieurs surfaces internes en onlap et downlap reposant sur des surfaces de troncature. Sa limite inférieure est une surface de troncature érodant localement profondément les formations sous-jacentes. À partir de l'analyse de la partie basale de U20, nous interprétons ces surfaces et terminaisons comme des éléments de blocs glissés le long de failles listriques (Benabdellouahed *et al.*, sous presse ; Benabdellouahed *et al.*, soumis). Les faciès sismiques de ces blocs sont analogues à ceux des formations lutéliennes ou mésozoïques sous-jacentes. La limite supérieure de l'unité sismique U20 est une surface d'érosion plus ou moins prononcée, correspondant parfois au fond marin, parfois à la base des incisions fluviales plio-quadernaires. L'épaisseur de l'unité sismique U20 varie entre 10 et 70 mstd.

Les prélèvements (stations BS09-CR57, 89, 90, Tab. 2), réalisés dans la partie supérieure de l'unité sismique U20, ont livré des sables quartzeux et coquilliers. L'analyse biostratigraphique des foraminifères benthiques de l'échantillon BS09-CR89 fournit un âge Bartonien. Aucun indice d'un dépôt marin daté du Lutétien moyen, de l'Oligocène ou du Miocène n'a été décelé dans les carottages réalisés en baie de Seine.

4.2. Structuration de la baie de Seine

Les terrains jurassiques de la baie de Seine présentent une structure monoclinale, avec un pendage général très faible des terrains vers le NE. Ils sont recouverts en discordance par une couverture crétacée. En revanche, vers le nord, en direction de la mer de la Manche centrale, les terrains mésozoïques à cénozoïques sont organisés selon un synclinal dissymétrique orienté W-E (synclinal de la baie de Seine). Ce dernier est limité au Nord par le prolongement occidental de la faille de Fécamp et à l'Ouest, par un relais de failles d'orientation NE-SW, mettant en contact les séries crétacées à cénozoïques avec les terrains du Jurassique inférieur.

Dans le détail, la cartographie des structures observées sur les profils sismiques de baie de Seine permet de distinguer trois principales directions (NE-SW, WNW-ESE et E-W) de failles et structures affectant le substratum géologique (Fig. 8).

La direction NE-SW, ou direction varisque, 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 NE, sous forme de flexures. En direction 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 NW. 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.

La direction NW-SE, ou direction armoricaine, est représentée 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 voûture anticlinale de direction NE-SW sépare ces deux failles.

La 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 voûtures 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 *s.l.* est affectée par des failles normales à pendage apparent vers le Nord ou NW (Fig. 8). Les axes anticlinaux et synclinaux ont une direction générale ENE-WSW. Il est nécessaire de distinguer en baie de Seine, une pente régionale vers le NE contrôlée par la structure monoclinale des terrains jurassiques s'ennoyant sous une couverture crétacée discordante et une pente structurale vers le NW générée par la succession des hemi-grabens limités par des failles NE-SW.

4.3. Apports de la nouvelle carte géologique de la baie de Seine

Les travaux fondateurs de Larsonneur (1971), Larsonneur *et al.* (1974) ou Auffret *et al.* (1980) ont établi que les terrains géologiques de la baie de Seine présentent des caractères lithologiques et structuraux similaires à ceux connus à terre, en basse Normandie. 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.

Toutefois, la densité et la qualité des nouvelles données sismiques acquises en 2007 et 2008 apportent des observations nouvelles ou des précisions. La meilleure résolution de

la couverture cartographique géologique des fonds de la baie de Seine fournit également des arguments stratigraphiques et paléogéographiques supplémentaires dans les comparaisons géologiques entre Normandie et Angleterre, confirmant des hypothèses établies à terre.

4.3.1. SUCCESSION LITHOLOGIQUE BATHONIENNE

Les précédentes études avaient regroupé les différents terrains bathoniens calcaires, marneux et marmo-calcaires (Larsonneur *et al.*, 1974). Pour la première fois, la précision de la cartographie sismique en baie de Seine permet de distinguer les différentes formations géologiques jurassiques définies à terre et certaines de leurs surfaces-limites remarquables associées. Par exemple, la succession des formations calcaires homogènes et épaisses, exploitées à terre comme pierres de taille, et séparées par des intervalles plus marneux (caillasses), est observée en mer. 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.

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 (Caillasses 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.

4.3.2. DISPARITION SEPTENTRIONALE DES ÉCUEILS ROCHEUX PALÉOZOÏQUES

La plate-forme carbonatée jurassique armoricaine est caractérisée par la persistance de paléoreliefs paléozoïques qui modifient les courants à leur périphérie (Riout, 1968). 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.

4.3.3. BIOHERMES JURASSIQUES

Plusieurs récifs jurassiques sont décrits dans la coupe littorale. Au Bathonien supérieur, des biohermes calcaires à éponges, d'échelle métrique sont connus 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.

En revanche, 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.

4.3.4. 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 Sud-Nord, 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'avancant 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) (Fig. 7). 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 riva-ge. Il s'agit d'une disposition classique le long des systèmes côtiers de plates-formes tidales (Stride, 1982).

4.3.5. DISCONTINUITÉS SÉDIMENTAIRES TRIASIQUES ET JURASSIQUES

Les terrains triasiques affleurent dans la partie occidentale de la baie de Seine, selon une bande continue d'environ 2-3 km de large, depuis la pointe de Barfleur jusqu'au Sud de Saint-Vaast-la-Hougue, mais n'ont pas été retrouvés au large de la baie des Veys et du Bessin. Les relations entre les terrains triasiques et hettangiens restent difficiles à établir malgré le dense réseau de profils sismiques haute résolution. Les affleurements sous-marins hettangiens forment une auréole concentrique autour de la pointe de Barfleur. Les calcaires hettangiens recouvrent partiellement en transgression, le substratum paléozoïque des îles de Saint-Marcouf qui sont dépourvus de dépôts triasiques. La surface d'Osmanville matérialise à terre, près d'Isigny, la surface de transgression des alternances marno-calcaires sinémuriennes (Calcaire à Gryphées) sur des calcaires hettangiens déformés (Eudes-Deslongchamps, 1865 ; Rioult, 1968 ; Rioult et Fily, 1975). Elle est décrite pour la première fois en mer, au large de Saint-Vaast-la-Hougue, sur la côte est du Cotentin.

4.3.6. SURFACE JURASSIQUE/CRÉTACÉ INFÉRIEUR

La discordance cartographique Jurassique/Crétacé est décrite sur la bordure occidentale du Bassin parisien, entre le Maine au Sud et le Calvados au Nord. Elle est retrouvée en baie de Seine, selon un dispositif géométrique similaire. Cette discordance est marquée 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 ; Ziegler, 1990).

4.3.7. SURFACE CRÉTACÉ/TERTIAIRE, ÉMERSION FINI-CRÉTACÉE ET DÉFORMATIONS

Les derniers terrains crétacés sont datés du Maastrichtien, dans le Cotentin (Viellard et Dollfus, 1875 ; Bignot et Larsonneur, 1969 ; Dugué *et al.*, 2005) et sur le fond-marin de la Manche occidentale (Hommeril, 1967 ; Bignot et Larsonneur, 1969) ; seuls des silex d'âge Maastrichtien témoignent de leur dépôt en haute-Normandie (Quesnel, 1997). L'émersion fini-crétacée est associée à une déformation à grand rayon de courbure, entre la fin du Turonien et la fin du Maastrichtien, s'accompagnant d'une importante érosion des terrains crétacés, estimée entre 100 à 150 m, ou de leurs altérites, voire d'une dissolution karstique. Dans le Bassin parisien, cette surface d'érosion irrégulière n'a pas été conservée, puisque les dépôts marins thanétiens s'avancent sur une surface plane, quelquefois durcie et perforée (Pomerol et Wyns, 1980). L'érosion des morphologies continentales fini-crétacées explique l'âge variable des craies conservées sous les sédiments paléogènes.

4.3.8. SÉRIE SABLEUSE PLÉISTOCÈNE

Dans le centre-Cotentin, des sables quartzeux azoïques marins (Formation des Sables de Saint-Vigor, environ 30 m max. d'épaisseur ; Baize, 1998 ; Dugué *et al.*, 2005) attribués au Pléistocène inférieur, recouvrent partiellement toutes les formations mésozoïques à plio-pléistocènes sous-jacentes. Des faciès similaires sont retrouvés dans le Bessin (Baize, 1998 ; Morizot *et al.*, 2000) et en Haute-Normandie (Sables de Saint-Eustache ; Kuntz et Lautridou, 1974). Toutefois, ces sables meubles demeurent absents sur les fonds de la baie de Seine. Seule une synforme faillée affectant les terrains du Dogger et située à environ 35 km au large des côtes du Bessin pourrait les avoir conservés sur une largeur d'environ 1 km (Fig. 8), établissant pour la première fois un jalon entre les affleurements du Cotentin et ceux de Haute-Normandie. Il serait toutefois nécessaire de disposer d'un prélèvement pour confirmer ce faciès sableux et quartzeux fin.

4.4. Déformations mésozoïques et cénozoïques en baie de Seine

La nouvelle cartographie géologique du substratum de la baie de Seine met en lumière le prolongement en mer des données structurales connues à terre. La baie de Seine est affectée de déformations à grande longueur d'onde ou de failles qui passent en relais à des voussures. Le substratum triasique et jurassique de la baie de Seine est affecté par des failles de direction varisque (NE-SW), entre la côte orientale du Cotentin et l'estuaire de la Dives. Plus vers l'Est, entre l'estuaire de la Dives et les plateaux du pays de Caux, cette direction s'oppose à la direction armoricaine (NW-SE) présente en domaine marin. Ce dispositif structural est conforme à celui trouvé à terre, entre le Cotentin et la campagne de Caen. Il est limité au nord par le synclinal tertiaire de la baie de Seine, lui-même limité au Nord, par le prolongement de la faille Est-Ouest de Fécamp.

4.4.1. REJEU JURASSIQUE DES STRUCTURES DE LA BAIE DE SEINE

Les travaux antérieurs avaient établi une déformation plicative entre l'Oxfordien-Kimméridgien et le Crétacé supérieur, d'après les profils sismiques enregistrés au large du Cotentin (Larsonneur, 1971 ; Larsonneur *et al.*, 1974). Cette dernière avait été parallélisée à la phase cimmérienne, sans toutefois rejeter l'hypothèse de mouvements synsédimentaires jurassiques pour certaines failles. Le jeu jurassique synsédimentaire n'a pas pu être confirmé dans cette présente étude, seuls des profils sismiques profonds de type "pétrolier" traversant la totalité de la série mésozoïque et cénozoïque, pourraient l'établir.

4.4.2. ÉVOLUTION STRUCTURALE CÉNOZOÏQUE DE LA BAIE DE SEINE

La série cénozoïque de la baie de Seine est décrite dans le synclinal de la baie de Seine, comprenant des dépôts yprésiens à bartoniens. Des sables pléistocènes seraient également piégés au centre de la baie de Seine. La stratigraphie est confirmée par des dragages pour les calcaires bioclastiques lutétiens et les argiles à foraminifères du Bartonien. En revanche, les faluns à bryozoaires néogènes ne sont pas reconnus en baie de Seine, par opposition à leur importante répartition sur la façade atlantique du Massif armoricain (Mégny, 1980 ; Dugué, 2007). Les dépôts cénozoïques de la baie de Seine constituent un jalon intermédiaire entre le Massif armoricain (Cotentin, Bretagne), le Sud de l'Angleterre, les entrées de la Manche et le Bassin parisien pour établir la chronologie des périodes d'érosion et de déformation intéressant tout ou partie du Massif armoricain et des bassins périphériques cénozoïques de la mer de la Manche.

De plus, le long de la bordure Est-armoricaine, le jeu cénozoïque des structures héritées a été démontré en plusieurs endroits, à proximité de l'Éperon du Perche (Dangeard, 1943 ; Suzzoni, 1988 ; Mary et Giordano, 1988 ; Moguedet *et al.*, 1998), au Sud de Caen et sur le platier rocheux du Calvados (Gigot *et al.*, 1999 ; Maurizot *et al.*, 2000).

Une première déformation de grande longueur d'onde et de faible amplitude affecte le Massif armoricain, à la limite Crétacé/Cénozoïque (Wyns, 1977, 1991, 2002 ; Quesnel, 1997), déformant le secteur vendéen de la marge Sud-armoricaine et le Cotentin, mais épargnant le secteur septentrional breton où les séries paléocènes se déposent dans la continuité de celles du Crétacé supérieur (puits PENMA 1 ; Brault, 2002). Par conséquent, cette déformation expliquerait que les hauts-niveaux eustatiques thanétien et yprésien n'atteignent pas les bordures armoricaines (Dugué, 2007). Le Cotentin reste soulevé et émergé entre l'Yprésien et le Lutétien supérieur, tandis qu'une sédimentation marine se poursuit dans les Entrées de la mer de la Manche (Evans, 1990) et en mer de la Manche centrale (Hamblin *et al.*, 1992).

À la fin de l'Éocène moyen (Lutétien supérieur et Bartonien), le bassin du Cotentin est envahi sous les eaux atlantiques, lors du haut-niveau eustatique bartonien, avec des accumulations de sables et graviers calcaires à foraminifères (Falun de Fresville) dont des témoins sont retrouvés également en baie de Seine et dans le Bassin parisien. En revanche, cette transgression n'atteint pas le Sud de l'Angleterre soulevé. De même, les profils sismiques de la bordure sud-armoricaine témoignent d'une déformation lutétienne, avec un jeu de failles inverses (baie de Concarneau ; Loget in Brault, 2002).

Un nouveau soulèvement et une érosion associée débutent dès l'Éocène supérieur, pour s'achever au plus tôt à l'Oligocène inférieur, sur la marge atlantique. Elle intéresse les entrées de la mer de la Manche, la mer de la Manche, le Sud

de la Cornouailles, l'Armorique et s'estompe en direction du golfe de Gascogne (Dugué, 2007). Cette déformation représente l'inversion positive des failles et structures de la mer de la Manche (Ziegler, 1990) qui bloque la transgression bartonienne dans le Cotentin et explique la mise en place d'environnements lacustres ou saumâtres sur la presque totalité d'une mer de la Manche émergée et de l'Armorique. Les prélèvements de la baie de Seine attestent d'une sédimentation bartonienne impliquée dans des déformations de blocs glissés. Ce style de déformation décrit en baie de Seine n'a pour l'instant pas été décrit à terre.

L'un des apports les plus originaux de cette carte géologique de la baie de Seine est de montrer que la géométrie des formations post-lutésiennes est liée à l'existence d'une déformation synsédimentaire, avec érosions associées et mise en place de blocs glissés.

Au Néogène, une nouvelle transgression s'avance vers l'Est, sur la plate-forme armoricaine (Oligocène), puis à travers la mer de la Manche occidentale, recouvrant en discordance les séries paléogènes déformées sous-jacentes ou en concordance les dépôts marins de l'Oligocène supérieur. Au Miocène inférieur, la presque totalité de la plate-forme armoricaine est recouverte sous les eaux, à l'exception du Sud de l'Angleterre (Walsh *et al.*, 1987), du Cotentin où les conditions marines sont rétablies au Miocène moyen (falun à bryozoaires) et du Bassin parisien (Dugué *et al.*, 2012).

À la fin du Miocène moyen ou au début du Miocène supérieur, une baisse importante du niveau marin, à la limite Serravalien/Tortonien (Haq *et al.*, 1988) est ressentie dans toute l'Europe. Dans le Cotentin, la plate-forme carbonatée émerge. En Bretagne, la limite Miocène moyen/supérieur est caractérisée par la formation de vallées incisées (Guillocheau *et al.*, 2003). La nouvelle phase de soulèvement intervient au Miocène supérieur et serait à l'origine de l'érosion de la quasi-totalité des dépôts miocènes, aujourd'hui conservés uniquement dans le Cotentin, en mer de la Manche occidentale et dans le synclinal des Entrées de la mer de la Manche. Des témoins d'une sédimentation durant le Miocène supérieur-Pliocène inférieur sont trouvés à Fécamp, dans des dépôts reliques (Dugué *et al.*, 2012) qui attestent une communication marine à travers la mer de la Manche occidentale, sans recouvrir le Cotentin ou la Bretagne.

Une nouvelle transgression aborde le Cotentin, au Pliocène supérieur (Reuvérien a, chronologie NW européenne) (Clet *et al.*, 1999), c'est-à-dire plus tardivement qu'en Bretagne. Une plus importante et dernière transgression aborde le Cotentin, au Pléistocène inférieur (Tiglien, chronologie NW européenne), déposant des marnes, puis des sables quartzueux (Sables de Saint-Vigor, Tiglien b et c) transgressifs sur tous les terrains géologiques du Cotentin, décapant tout ou partie de la couverture d'altérites des paléoreliefs, et atteignant le Bassin (Elhaï, 1963 ; Dugué *et al.*, 2005) et la basse vallée de la Seine.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Sur la base de nouvelles données de sismique haute résolution étalonnées par des prélèvements, une carte géologique révisée de la baie de Seine est proposée, 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. Cette étude permet de distinguer 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 dans les terrains crétacés et tertiaires.

Une vingtaine d'unités sismiques ont été identifiées et attribuées aux terrains depuis le socle armoricain briovérien jusqu'aux séries cénozoïques.

Les principaux acquis de ce travail en baie de Seine sont les suivants :

- absence au Nord de paléoreliefs rocheux paléozoïques contrôlant la répartition des terrains jurassiques ;
- reconnaissance de biohermes bathoniens (Caillasses de la Basse-Ecarde) au large de la campagne de Caen ;
- identification d'un littoral progradant durant le Bathonien (Calcaire de Ranville) ;
- mise en évidence des discontinuités sédimentaires majeures dans la série mésozoïque et en particulier d'une surface karstique, au toit des terrains crétacés ;
- sables calcaires bioclastiques lutétiens et argiles à foraminifères bartoniens piégés dans le synclinal tertiaire au nord de la baie de Seine ;
- présence de témoins sableux pouvant être attribués aux sables pléistocènes connus à terre, en Basse- et Haute-Normandie ;
- mise en évidence de plusieurs styles de déformation dans les terrains mésozoïques et cénozoïques. Les directions structurales varisque NE-SW et armoricaine NW-SE prédominent auxquelles s'ajoutent une direction W-E ;
- existence d'une déformation synsédimentaire datée de l'Éocène moyen, avec érosions et blocs glissés. Ces derniers avaient été auparavant interprétés comme des nappes alluviales emboîtées quaternaires.

REMERCIEMENTS

Ce nouveau travail cartographique de la baie de Seine a été réalisé dans le cadre de la thèse de Massinissa Benabdellouahed (Université de Caen – Basse-Normandie), financée par la région Basse-Normandie et par le BRGM. Nous remercions vivement les équipages des NO Thalia (Ifremer /Genavir), Côte d'Aquitaine et Côte de la Manche (CNRS / INSU).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aubry J.** (1982) - Formations permienes et triasiques du bassin de Carentan : quelques aspects de la distinction entre les deux formations. Thèse de troisième cycle, Univ. de Caen, France, 285 p.
- Auffret J., Larsonneur C.** (1977) - Paléovallées et bancs sableux entre l'estuaire de la Seine et le Nord-Cotentin. *Bull. trim. Soc. géol. Normandie et Amis du Muséum du Havre*, LXIV, 4, p. 21-33.
- Auffret J.-P., Alduc D., Larsonneur C., Smith, A.J.** (1980) - Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. *Ann. Inst. Océanogr. Paris*, 56, (8), p. 21-35.
- Baize S.** (1998) - Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le nord-ouest de la France au Plio-Pléistocène : exemple du Cotentin. Thèse de doctorat d'université, Univ. de Caen, France, Doc. B.R.G.M., 289 (1999), 366 p.
- Baize S., Camuzard J.-P., Freslon M., Langevin C., Laignel B.** (1998) - Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Carentan (117). Ed. B.R.G.M., 83 p.
- Benabdellouahed M.** (2011) - La Seine fluviatile plio-quadernaire en baie de Seine : évolution morphologique et sédimentaire (rôle du substratum géologique et des cycles climato-eustatiques). Thèse de doctorat d'université, Univ. de Caen - Basse Normandie, France, 310 p. Available on <http://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00660489>.
- Benabdellouahed M., Dugué O., Tessier B, Thinon I., Guennoc P.** (2013) - Évolution pléistocène de la seine fluviatile préservée en baie de seine. *Quaternaire*. 24, 3, p. 267-277.
- Benabdellouahed M., Dugué O., Tessier B., Thinon I., Guennoc P., Bourdillon C.** (soumis) - Mesozoic and cenozoic geological history of the Bay of Seine. Contribution of new high resolution seismic data. *Bulletin de la Société géologique de France*.
- Boillot G., Rioult M.** (1974) - Notice explicative carte géologique de la Manche à 1/1 000 000. Carte géologique de la marge continentale française. Ed. B.R.G.M., 17 p.
- Bignot G., Hommeril P., Larsonneur C.** (1968) - Le Lutétien au large du Cotentin. Colloque sur l'Éocène, Paris, Mai 1968. *Mém. B. R. G. M.*, 58, p. 405-416
- Bignot G., Larsonneur C.** (1969) - Étude du Crétacé supérieur au large du Cotentin et remarques sur les Planorbolina du Crétacé supérieur et du Paléocène. *Rev. Micropaléontologie*, 12, 1, p. 25-39.
- Braut N.** (2002) - Ressources du sous-sol et environnements en Bretagne. Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères. Thèse de doctorat d'université, Univ. de Rennes 1, France, 190 p.
- Caumont A. de** (1828) - Essai sur la topographie géognostique du département du Calvados. *Mém. Soc. linn. Normandie*, IV, p. 59-366.
- Clet-Pellerin M., Lautridou J.-P., Morzadec-Kerfourn M.-T., Farjanel G., Huault M.F.** (1999) - Stratigraphy and palynology of the Late Pliocene and early Pleistocene : sequences in marine and lagunal sediments in Normandy (France). In: J. H. Wrenn, J.-P. Suc, S. A. G. Leroy (ed.) *The Pliocene : Time of changes. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, p. 131-143.
- 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. Fr.*, Paris, (5), XIII, p. 73-79.
- Dangeard L.** (1972) - Historique des premières recherches de géologie sous-marine dans la Manche. *Mém. B.R.G.M.* 79, p. 13-15.
- Dissler E.** (1987) - Évolution géodynamique cadomienne du Nord-Cotentin (Massif armoricain). Thèse d'université, Univ. de Caen, France, 255 p.
- Dugué O.** (1989) - Géodynamique d'une bordure de massifs anciens. La bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien. Pulsations épirogéniques et cycles eustatiques. Thèse d'université, Univ. de Caen, France, 593 p.
- Dugué 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). HDR, Univ. de Caen, France, 309 p., *Mém. Géosciences Rennes*, h. sér. 6 (2007), 335 p.
- Dugué 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 du Muséum du Havre*, 85, (2), 132 p.
- Dugué O., Lautridou J.-P., Quesnel, F., 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. Bassin de Paris*, 42, (2), p. 6-68.
- Dugué O., Bourdillon C., Quesnel F., Lautridou J.-P.** (2012) - The Neogene and Lower Pleistocene crags of Upper Normandy: biostratigraphic revision and paleogeographic implications. *Comptes rendus Geoscience*, Paris, 344, p. 415-422.
- Elhaï H.** (1963) - La Normandie entre la Seine et le Golfe normand-breton, étude morphologique. Thèse Doct. État Lettres, Bière Imp., 624 p.
- ERADATA** (2010) - Stratigraphie de 4 échantillons de sédiments dragués dans la Baie de Seine, France. Rapport 202/03-10/FR, Le Mans, France
- Eudes-Deslongchamps E.** (1865) - Études sur les étages jurassiques inférieurs de la Normandie. Thèse Doc., Université, Paris, *Mém. Soc. linn. Normandie*, XV, 1864 (1865), 296 p.
- Evans C.D.R.** (1990) - The Geology of the Western English Channel and its Western Approaches United Kingdom Offshore Regional Report. British Geological Survey, HMSO: London; 93 p.
- 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, p. 3039-3042.

- Fily G.** (1978) - Les paléocourants marins du Bathonien moyen au Bathonien supérieur dans le nord de la Campagne de Caen (Normandie). *Sedim. Geol.*, 20, p. 49-74.
- Fily G.** (1980) - Bathonien de Normandie. In: C. Mégnien (ed.) Synthèse géologique du Bassin de Paris, T. III, Lexique de noms de formations. Mém. 103 B.R.G.M., 102, 103, 105, 108-110, 113-114, 120, 126, 136-137, 145, 164, 166, 172, 173, 176.
- Fily G., Lebert A., Rioult M.** (1979) - Un exemple de sédimentation de plate-forme carbonatée composite : la marge armoricaine du Bassin anglo-parisien au Bathonien. Symposium "Sédimentation jurassique Ouest européen". *Ass. Franc. Séd. Paris*, publ. spéc. 1, p. 33-36.
- Fily G., Coutard J.-P., Rioult M., Auffret J.-P., Larsonneur C., la Quèrièrè P. de** (1989). - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Grandcamp-Maisy (95). Ed. B.R.G.M., 55 p.
- 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), B.R.G.M., 154 p.
- Graindor M.-J., Pareyn C.** (1969) - Carte géologique au 1/50 000, Feuille Saint.-Vaast la-Hougue (73). Ed. B.R.G.M.
- Groupe Norois** (1972) - Contribution à l'étude stratigraphique des terrains affleurant en Manche centrale et orientale. Mém. B.R.G.M., 79, p. 123-170.
- Guillocheau F., Brault N., Thomas E., Barbarand J., Bonnet S., Bourquin S., Estéoule-Choux J., Guennoc P., Menier D., Néraudeau D., Proust J.-N., Wyls R.** (2003) - Histoire géologique du Massif armoricain depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 40, 1, p. 13-28.
- Guyader J.** (1968) - Le Jurassique supérieur de la Baie de la Seine. Étude stratigraphique et micropaléontologique. Thèse Doctorat ingénieur, Univ. de Paris, France, 268 p.
- Hamblin R.J.O., Crosby A., Balson P.S., Jones S.M., Chadwick I.E., Arthur M.J.** (1992) - United Kingdom offshore regional report: the geology of the English Channel. British Geological Survey, HMSO: London; 107 p.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.** (1988) - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: C. K. Wilgus *et al.* (Ed.) Sea level changes : an integrated approach. *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, 42, p. 71-108.
- Hommeril P.** (1967) - Étude de géologie marine concernant le littoral bas-normand et la zone pré-littorale de l'Archipel anglo-normand. Thèse de doctorat d'État, Univ. de Caen, France, 303 p.
- Juignet P.** (1974) - La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Thèse de doctorat d'État, Univ. de Caen, France, 806 p.
- Juignet P., Breton G.** (1992) - Mid-Cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the western Paris Basin. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 91, p. 197-218.
- Juignet P., Kennedy W.J.** (1974) - Structures sédimentaires et mode d'accumulation de la craie du Turonien supérieur et du Sénonien du Pays de Caux. *Bull. B.R.G.M.*, 1975, Sect. IV, p. 19-47.
- Kuntz G., Lautridou J.-P.** (1974) - Contribution à l'étude du Pliocène et du passage Pliocène-Quaternaire dans les dépôts de la forêt de la Londe près de Rouen. Corrélations possibles avec divers gisements de Haute-Normandie. *Bull. de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 3/4, 40-41, 27-39.
- La Bèche H.T. de** (1822) - On the geology of the coast of France and of the Inland country adjoining, from Fécamp, Département de la Seine-Inférieure, to Saint-Vaast, Département de la Manche. *Trans Geol. Soc. London*, 2, 1, p. 73-89.
- Larsonneur C.** (1971) - Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. Thèse de doctorat d'État, Univ. de Caen, France, 394 p.
- Larsonneur C.** (1972) - Données sur l'évolution paléogéographique post-hercynienne de la Manche. *Mém. B.R.G.M.*, 79, p. 203-214.
- Larsonneur C., Rioult M.** (1969a) - 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, p. 2019-2022.
- Larsonneur C., Rioult M.** (1969b) - Le Bathonien de la Baie de Seine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 268, D, p. 2231-2234.
- Larsonneur C., Horn R., Auffret J., Hommeril P., Moal A.** (1974) - Géologie de la partie méridionale de la Manche centrale. *Phil. Trans. Royal Society London*, A 279, p. 145-153.
- Lasseur E.** (2007) - La Craie du Bassin de Paris (Cénomaniens-Campanien, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D. Thèse de Doctorat d'université, Univ. de Rennes 1, 423 p.
- Lecornu M.** (1888) - L'axe du Merlerault. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 4, 2, p. 291-303.
- Mary G., Giordano R.** (1988) - Relation des bassins laguno-lacustres de l'Éocène supérieur sarthois avec la fracturation : exemple du couloir décrochant du Jalais. *Géologie de la France*, 1, p. 61-70.
- Mary J.-F.** (2004) - Traitement du signal en sismique réflexion très haute résolution. Rapport de stage - IUP2 Centre littoral de géophysique de la Rochelle - Année 2003-2004 - Etude effectuée sous la direction scientifique de E. Chaumillon (Univ. La Rochelle), p. 26.
- Maurizot P., Auffret J.-P., Baize S., Deroin J.-P., Dugué O., Fily G., Le Gall J., Leliépault F., Mazenc B. & Pellerin J.** (2000) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bayeux-Courseulles-sur-Mer (119), B.R.G.M., 151 p.
- Mégnien C.** (1980) - Étapes de l'évolution du bassin de Paris. In: C. Mégnien, F. Mégnien (coord.) Synthèse géologique du Bassin de Paris. Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. B.R.G.M.*, 101, p. 437-455
- Ménillet F., Houari A., Reynes J.-L.** (1999) - Notice explicative carte géol. France (1/50 000), feuille Livarot (147). Orléans, BRGM. 98 p.

- Mitchum R.M. Jr., Vail P.R.** (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration*. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 26, p. 135-144.
- Moguedet G., Point L., Poirier G., Vauthier S., Werkmeister M.** (1998) - Notice explicative carte géol. France (1/50 000), feuille Mortagne-au-Perche (252). Orléans, BRGM. 86 p.
- Pareyn C.** (1954) - Le Bassin houiller de Littry. Publ. BRGM, Ministère de l'Industrie et des Mines, 14, 132 p
- Pareyn C.** (1959) - Structure géologique du bassin de Pernelle (Manche). *Bull. Soc. linn. Norm.*, p. 69-75.
- Pareyn C.** (1980) - Mise en évidence d'une activité néotectonique pliocène et quaternaire dans le Cotentin, le bassin de Carentan et le Bessin (Manche et Calvados). *Bull. Soc. Géol. France*, XXII, p. 695-701.
- Pareyn C., Royant G.** (1964) - Géologie des rochers littoraux de la côte orientale du Cotentin, entre Saint-Vaast la Hougue et Quineville. *Bull. Soc. linn. Norm.*, (10), V, p. 86-93.
- Pareyn C., Viallefond L.** (1968) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Le Havre (97). Ed. B.R.G.M.
- Pomerol B., Wyns R.** (1980) - Région Picardie-Normandie. Chap. Paléocène. In: C. Mégnien, F. Mégnien (coord.). Synthèse géologique du Bassin de Paris. Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. B.R.G.M.* 101, p. 345-347.
- Proust J.-N., Menier D., Guillocheau F., Guennoc P., Bonnet S., Rouby D., Le Corre C.L.** (2001) - Les vallées fossiles de la baie de la Vilaine : nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pléistocène armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 172, (6), p. 737-749.
- Quesnel F.** (1997) - Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'ouest du Bassin de Paris. Thèse doctorat d'université, Univ. de Rouen, France, *Docum. B.R.G.M.*, 263, 268 p.
- Rioult M.** (1968) - Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du Bassin de Paris. Thèse de doctorat d'État, Univ. de Caen, France, 585 p.
- Rioult M.** (1980 a) - Bajocien. In: C. Cavellier, J. Roger (coord.) Les étages français et leurs stratotypes. *Mém. B.R.G.M.*, 109, p. 73-83,
- Rioult M.** (1980 b) - Maine, Perche, Normandie. In : S. Debrand-Passard, R. Enay, M. Rioult (coord.) Chapitre Jurassique supérieur, Synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mém. B.R.G.M.*, 101, 214-216.
- Rioult M.** (1985) - Écueils 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, p. 177-183.
- Rioult M., Juignet P.** (1965) - Prolongement de l'affleurement du Cénomaniens au Nord de Fresville. *Bull. Soc. linn. Norm.*, 1965 (1966), (10), VI, p. 30-37.
- Rioult M., Fily G.** (1975) - Discontinuités de sédimentation et unités lithostratigraphiques dans le Jurassique de Normandie. IX Cong. Int. Séd. Nice, thème 5, 2, p. 343-358.
- Rioult M., Coutard J.-P., la Quèrière P. de, Helluin M., Larsonneur C., Pellerin J., Provost M.P.** (1989) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000) feuille Caen (120). Edition B.R.G.M., 104 p.
- Rioult M., Dugué O., Jan du Chêne R., Ponsot C., Fily G., Moron J.-M., Vail. P.R.** (1991) - Outcrop sequence stratigraphy of the Anglo-Paris Basin, Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 15, 1, p. 101-194.
- Rioult M., Gautsch J.-P.** (1967) - Contribution à l'étude stratigraphique du Trias du Cotentin (Normandie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 264, p. 1148-1150.
- Robert L.** (1972) - Point des connaissances géologiques sur la Manche centrale et orientale à la suite des travaux effectués sous l'égide du Cnexo. *Mém. B.R.G.M.* 79, p. 17-30.
- Stockwell J.W.** (1999) - The CWP/SU: Seismic Unix package Computers & Geosciences, Vol. 25, No. 4. (May 1999), p. 415-419.
- Stride H.** (1982) - Offshore tidal sands processes and deposits. Chapman and Hall, London. 222 p.
- Suzzoni J.-M.** (1988) - Tectonique cassante cénozoïque polyphasée sur la marge armoricaine du bassin de Paris (France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), IV, 6, p. 995-1002.
- Vernhet Y., Pareyn C., Villey M. Aubry J., Zwingelberg F., Coutard F., Baize S., Coutard J.-P.** (1999) - Notice explicative de la carte géologique, France (1/50 000), feuille Balleroy (118), Orléans, BRGM.
- Vieillard E., Dollfus G.** (1875) - Étude géologique sur les terrains crétacés et tertiaires du Cotentin.- *Bull. Soc. linn. Normandie*, IX, (2), 182 p.
- Walsh P.T., Atkinson K., Boulter M.C., Shakesby R.A.** (1987) - The Oligocene and Miocene outliers of west Cornwall and their bearing on the geomorphological evolution of Oldland Britain. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A, 323, p. 211-245.
- Wyns R.** (1977) - Tectonique récente dans l'ouest du bassin de Paris : méthodes d'étude et bilan des déformations plio-quaternaires. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XIV, 5, p. 1093-1101.
- Wyns R.** (1991) - Évolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France*, 3, p. 11-42.
- Wyns R.** (2002) - Climat, eustatisme, tectonique : Quels contrôles pour l'altération continentale ? Exemple des séquences d'altérations cénozoïques en France. *Bull. inf. Géol. Bassin de Paris*, 39, (2), p. 5-16.
- Ziegler P.A.** (1990) - Geological atlas of Western and Central Europe Shell Intern. Petrol. Maatschappij B. V., 2nd edit., 239 p.

