



HAL
open science

La Seine fluviale plio-quaternaire en baie de Seine : évolution morphologique et sédimentaire (rôle du substratum géologique et des cycles climato-eustatiques)

M. Benabdellouahed

► To cite this version:

M. Benabdellouahed. La Seine fluviale plio-quaternaire en baie de Seine : évolution morphologique et sédimentaire (rôle du substratum géologique et des cycles climato-eustatiques). Sciences de la Terre. Université de Caen, 2011. Français. NNT : . tel-00660489

HAL Id: tel-00660489

<https://theses.hal.science/tel-00660489>

Submitted on 16 Jan 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

présentée par

Massinissa Benabdellouahed

le 11/07/ 2011

en vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE CAEN BASSE-NORMANDIE

Spécialité : Terre solide et enveloppes superficielles

(Arrêté du 7 août 2006)

**La Seine fluviatile plio-quadernaire en baie de Seine :
évolution morphologique et sédimentaire**
(rôle du substratum géologique et des cycles climato-eustatiques)

MEMBRES DU JURY

Philip L. Gibbard, Professeur, Cambridge Quaternary, Univ. Cambridge	(Rapporteur)
Christian Gorini, Professeur, UMR ISTEP, Univ. Paris 6	(Rapporteur)
Bernard Delcaillau, Professeur, UMR M2C, Univ. Caen	(Examineur)
Gilles Lericolais, Chercheur, HDR, IFREMER, Brest	(Examineur)
Pol Guennoc, Direction de la Recherche, BRGM - Orléans	(Co-encadrant)
Isabelle Thinon, Ingénieur-chercheur, BRGM - Orléans	(Co-encadrant)
Olivier Dugué, Maître de Conférences HDR, UMR M2C, Univ. Caen	(Co-directeur)
Bernadette Tessier, DR CNRS, UMR M2C, Caen	(Co-directrice)

« Chercher à connaître n'est souvent qu'apprendre à douter »

Antoinette Des Houlières

REMERCIEMENTS

Cette dernière touche apportée à la thèse est la plus agréable et la plus difficile. J'ai ici l'occasion de remercier toutes les personnes qui m'ont soutenu (parfois supporté !) durant ces années. S'il se fait parfois dans la solitude, un travail doctoral ne se fait pour autant jamais seul. Je tiens donc à rendre hommage à tous ceux qui, d'une façon ou d'une autre, ont participé à son élaboration et permis son aboutissement.

J'exprime ma reconnaissance aux BRGM et Conseil régional de Basse-Normandie qui ont accepté de financer mes travaux de thèse.

Ce travail de thèse a été réalisé au laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière (UMR CNRS 6143 M2C). Je tiens à remercier tous les membres du laboratoire (caennais et rouennais) pour leur accueil et leur sympathie, ainsi que l'amitié qu'ils ont exprimée à mon égard pendant ces années de thèse.

Bien sûr tout cela n'aurait pas été possible sans deux directeurs de thèse exceptionnels et infatigables, Bernadette Tessier et Olivier Dugué. Je voudrais les remercier pour la confiance qu'ils m'ont accordée, pour la patience qu'ils m'ont consacrée tout au long de ces années de thèse, pour avoir cru en mes capacités et pour leur pédagogie, pour leurs qualités humaines et leur grande disponibilité malgré un emploi du temps surchargé. Grâce à mes directeurs j'ai eu l'opportunité de découvrir une nouvelle discipline, la géologie marine, et une nouvelle méthode, la sismique. Plus particulièrement, j'ai pu explorer les mystères de la paléoSeine, alors que je n'avais jamais rien vu d'autre que les affleurements de l'Atlas et de la plate-forme saharienne.

Les mots ne seront jamais assez forts pour exprimer mon admiration, ma gratitude et ma reconnaissance envers ces deux personnes.

Je tiens également à remercier Pol Guennoc et Isabelle Thinon, co-encadrants BRGM, pour leurs innombrables conseils tout au long de ma thèse. Leurs points de vue critiques et enthousiastes ainsi que leurs remarques judicieuses m'ont permis d'améliorer les interprétations et la rédaction de la thèse. Leur intérêt et leur investissement durant les 4 missions en mer m'ont beaucoup touché.

Je tiens aussi à remercier Fabien Paquet pour son intérêt porté à ma thèse, pour son aide, ses remarques et les discussions très instructives.

Je tiens aussi à mentionner le plaisir que m'a procuré mon passage au BRGM, au sein de l'unité Bassins sédimentaires et j'en remercie ici tous les membres et plus particulièrement Christophe Rigollet.

Mes remerciements vont également vers Philip L. Gibbard et Christian Gorini qui ont accepté de lire mon manuscrit de thèse et qui m'ont permis de le défendre. J'ai été très honoré de leur participation à ma soutenance et de leur intérêt dans mes travaux. Leurs fructueuses suggestions m'aideront dans mes futurs projets scientifiques.

Ma gratitude s'adresse aussi à Bernard Delcaillau et Gilles Lericolais qui ont accepté de participer à ce jury avec enthousiasme. J

Mes remerciements vont également à Isabelle Cojan, Jean-Claude Ozouf et Jean-Pierre Coutard qui m'ont honoré par leur présence lors de ma soutenance de thèse.

Avant de continuer dans cette liste de remerciements, j'aimerais adresser une pensée pour le grand absent de mon jury de thèse, « Monsieur le spécialiste es domaine périglaciaire » Jean-Pierre Lautridou qui nous a malheureusement quittés.

Par ailleurs, je tiens à exprimer mes sincères remerciements à l'ensemble des personnes qui ont participé à ce projet de thèse. Chantal Bourdillon qui a étudié et daté échantillons, Edgard Laville, Agnès Baltzer, Kevin Pedoja, Dominique Mouazé, Patrick Lesueur et Florence Quesnel aussi bien pour les discussions, les suggestions et les contributions que pour leurs encouragements. Je tiens également à remercier Sylvain Haquin et ses amis de l'université qui ont imprimé les 3 000 km de profils sismiques.

Je tiens aussi à remercier les équipages et le personnel des bateaux de recherches : « Côtes de la Manche », « Côtes d'Aquitaine » et « Thalia ».

Merci également aux invités de ma soutenance de thèse qui ont tous répondu présent en particulier ma très chère Joèle.

Bien sûr, je pense et remercie également tous les amis (je ne cite personne) qui, par leur gentillesse et leur disponibilité, ont rendu le quotidien de ces années de thèse agréable et chaleureux. Un grand merci à mes colocataires de bureau et à mes partenaires de pause café, thés, couscous, de course à pied, d'aviron... et surtout de TGIF pour votre sympathie et votre amitié. Je suis très content d'avoir partagé cette période de ma vie avec eux.

De l'autre côté de la Méditerranée, je pense et remercie également mes amis et mes enseignants des universités d'Oran et de Tlemcen, en particulier Mustapha Bensalah.

Je clos ses remerciements en rendant grâce à ma famille (en particulier Ait Yahia Sohiane), mes très chers parents et Mima, mes frères et ma très chère sœur Soraya, pour l'amour qu'ils portent à quelqu'un qui est resté 3 ans sans les voir.... tanmirt

Enfin, je remercie ma chère Sabrina et Samy Jugurtha pour leur soutien quotidien indéfectible et pour les discussions géologiques dans les falaises du Bessin et de Lion-sur-Mer. Notre couple a grandi en même temps que mon projet scientifique, le premier servant de substratum à l'épanouissement du second.

Permettez-moi de vous présenter ma thèse, celle qui m'a offert le plus beau voyage au monde, du Jurassique au Quaternaire et celle qui m'a ouvert les yeux sur les fonds des mers et sur les paléovallées submergées.

tous ceux-là, merci !
Tanmirt !

Sommaire

<u>AVANT-PROPOS</u>	7
<u>INTRODUCTION GENERALE</u>	9
1 Cadre géographique du secteur d'étude	11
2 Données disponibles.....	13
2.1 Historique succinct des travaux géologiques en mer de la Manche	13
2.2 Historique des travaux géologiques en baie de Seine	14
3 Nouvelles données acquises et méthodes d'étude	16
3.1 Les données sismiques	16
3.2 Les prélèvements géologiques	19
3.3 Méthodes d'étude.....	20
4 Objectif de la thèse.....	24
<u>Partie 1 : SUBSTRATUM GÉOLOGIQUE DE LA BAIE DE SEINE</u>	25
1 Cadre géologique du bassin versant côtier de la baie de Seine : bilan des connaissances	27
1.1 Série géologique affleurant en Normandie.....	28
1.2 Discontinuités sédimentaires	41
1.3 Structuration du bassin versant côtier de la baie de Seine.....	45
1.4 Bassins sédimentaires du bassin versant côtier de la baie de Seine	48
1.5 Évolution post-varisque du bloc armoricain	48
1.6 Conclusion	51
2 Cadre géologique de la baie de Seine : bilan des connaissances	53
2.1 Série géologique de la baie de Seine	54
2.2 Structuration de la baie de Seine.....	62
2.3 Conclusion	63
3 Révision du substratum géologique de la baie de Seine	65
3.1 Nouvelles données sismiques et interprétations stratigraphiques	66
3.2 Découpage stratigraphique des formations géologiques de la baie de Seine	85
3.3 Structuration de la baie de Seine.....	91
4 Carte géologique révisée de la baie de Seine : les nouveaux apports	97
4.1 Limites structurales de la baie de Seine.....	98
4.2 Conclusion	140
5 Conclusion : évolution géodynamique de la baie de Seine	143
<u>Partie 2 : PALÉOVALLÉES PÉRIGLACIAIRES PLIO-QUATERNAIRES DE LA BAIE DE SEINE</u>	147
1 Paléovallées périglaciaires plio-quadernaires de la baie de Seine : bilan des connaissances	151
1.1 Singularités de la période Plio-Quaternaire	153
1.2 Terrasses fluviales et origines de leur étagement	167
1.3 La Seine plio-quadernaire périglaciaire, entre la Normandie et la baie de Seine	173
1.4 Conclusion	190
2 Paléovallées fluviales de la baie de Seine : apports nouveaux.....	191
2.1 Bathymétrie actuelle de la baie de Seine	192
2.2 Morphologie des incisions fluviales plio-quadernaires de la baie de Seine.....	192
2.3 Discussion sur l'origine de l'incision plio-quadernaire.....	205
2.4 Conclusion	228
3 Comblement du réseau des paléovallées plio-quadernaires de la baie de Seine.....	231
3.1 Carte des isopaques du remplissage des paléovallées de baie de Seine.....	232
3.2 Géométrie des terrasses : analyse des données sismiques	234
3.3 Essai de corrélation amont/aval des nappes étagées et emboîtées plio-quadernaires de baie.....	244
3.4 Essai de datation des nappes alluviales plio-quadernaires du système Seine	246
3.5 Les dépôts marins	248
3.6 Relation entre l'étagement des terrasses de la paléoSeine et le soulèvement régional	249
3.7 Bilan d'érosion	250
3.8 Origine de l'emboîtement des nappes de la paléoSeine	253
3.9 Styles hypothétique de l'évolution plio-quadernaire de la paléoSeine.....	253
4 Conclusion : modèle de dépôt de la Seine périglaciaire en baie de Seine	257
4.1 Evolution d'un réseau fluvial au cours d'un cycle glaciaire-interglaciaire	260
4.2 Le fleuve Seine en baie de Seine, au Pléistocène	262
4.3 Epilogue : évolution future de la Seine, en baie de Seine	266
<u>Partie 3 : Conclusion Générale</u>	269
Références bibliographiques	279
Table des matières	297
Liste des figures et liste des tableaux.....	301
Annexes (rapport ERADATA) et planches	

AVANT-PROPOS

Les paléovalées périglaciaires plio-quaternaires de la mer de la Manche et de la baie de Seine ont suscité la curiosité des géologues et des géomorphologues depuis longtemps (exemple : Graindor, 1964). Le développement technique et en particulier de la géophysique, a permis de cartographier ces paléovallées (Larsonneur, 1971 ; Alduc, 1979 ; Alduc *et al.*, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980 ; Smith, 1985 ; Quesney, 1983 ; Lericolais, 1997 ...) et de mieux appréhender le rôle du climat dans leurs évolutions (Lericolais, 1997 ; Lericolais *et al.*, 2003 ; Toucanne, 2008, Toucanne *et al.*, 2010).

Pendant les glaciations quaternaires le niveau de la mer peut descendre à -120 m et découvrir ainsi la totalité du plateau continental de la mer de la Manche. Lors de ces périodes de bas niveau marin, la ligne de rivage se situe à l'Ouest de la Fosse Centrale et les fleuves de l'Europe de l'Ouest dont la paléoSeine s'allongent sur le plateau continental pour rejoindre le fleuve Manche.

Si le rôle de ce paramètre allocyclique, le climat, et le fonctionnement des fleuves de l'Europe de l'Ouest ont fait l'unanimité dans la communauté scientifique, l'origine des terrasses (comme celles de la vallée de Seine et de la Somme, exemples : Lefebvre *et al.*, 1994 ; Antoine, 1993 ; Lautridou *et al.*, 1999 ; Lautridou *et al.*, 2003 ; Antoine *et al.*, 2003) et de certaines géométries de paléovallées et de fosses (Quesney, 1983 ; Lericolais, 1997 ; 2003) et leur positionnement sont très discutés (exemple : Delesse, 1871 ; Dangeard, 1929 ; Larsonneur, 1971 ; Hamilton et Smith, 1972 ; Lautridou, 1986 ; Lericolais, 2003 ; Bourillet *et al.*, 2003...). Récemment, même une l'hypothèse catastrophique (Smith, 1985) liée à l'effondrement d'un barrage glaciaire au niveau du Pas de Calais a été reprise pour expliquer certaines morphologies de paléovallées au Sud de l'Angleterre (Gupta *et al.*, 2007).

À partir de ce débat scientifique et des conclusions issues des thèses précédentes, les paléovallées de la baie de Seine, avec leur remplissage quaternaire ont-elles été contrôlées par des fluctuations glacio- eustatiques ou par le soulèvement du NW de l'Europe, dans la logique des déformations cénozoïques du domaine intraplaque ? Ces deux moteurs (glacio-eustatiques et le soulèvement) vont agir avec des fréquences différentes durant le quaternaire. Par ailleurs, l'héritage géologique de la baie de Seine a-t-il eu un rôle dans la localisation et le façonnement de cette paléovallée ?

Afin de répondre à toutes ces questions, ce travail de thèse comporte deux parties principales :

La première partie est consacrée à la révision du substratum géologique de la baie de Seine. Elle comporte une synthèse bibliographique présentant le cadre géologique de la Normandie, et du bassin versant de la PaléoSeine (Chapitre 1) et le bilan des connaissances de la baie de Seine (chapitre 2). Le chapitre 3 est consacré à la révision du substratum géologique de la baie de Seine et la révision de sa carte géologique, en se basant sur les nouvelles données sismiques acquises et prélèvements réalisés.

La seconde partie est consacrée aux paléovallées quaternaires et en particulier la paléoSeine. Cette partie débute par la définition des différentes périodes de glaciation, suivie par un bref résumé des connaissances bibliographiques concernant les paléovallées périglaciaires

quaternaires de la baie de Seine, depuis la vallée de la Seine en haute Normandie jusqu'aux fosses du Nord Cotentin (chapitre 1). Le chapitre 2 révisé ensuite stratigraphie des terrains cénozoïques du synclinal de la baie de Seine, puis décrit les relations entre le substratum géologique et l'incision plio-quaternaire de la paléovallée de la Seine. La géométrie de la paléovallée et les contrôles lithologique, structural et morphologique de l'incision au toit du substratum sont ensuite traités. Le dernier chapitre (chapitre 3) est focalisé principalement sur le remplissage des paléovallées périglaciaires quaternaires de la baie de Seine, les corrélations amont/aval des terrasses étagées et des nappes emboîtées, ainsi que sur leur prolongement à terre.

Ce travail, financé par le BRGM et la région de basse Normandie, a été réalisé à l'université de Caen basse-Normandie au sein de l'Unité Mixte de Recherche "Morphodynamique Continentale et Côtière" (UMR CNRS 6143 M2C).

INTRODUCTION GENERALE

1 Cadre géographique du secteur d'étude

Le secteur d'étude couvre la baie de Seine et une partie de la mer de la Manche centrale (Figure 1) telles qu'elles ont pu être définies dans la thèse de Larsonneur (1971, p 4) :

« La baie de Seine correspond au quadrilatère limité par les côtes du Cotentin, Calvados, Pays de Caux et par une ligne joignant le cap d'Antifer à la pointe de Barfleur » (Figure 1).

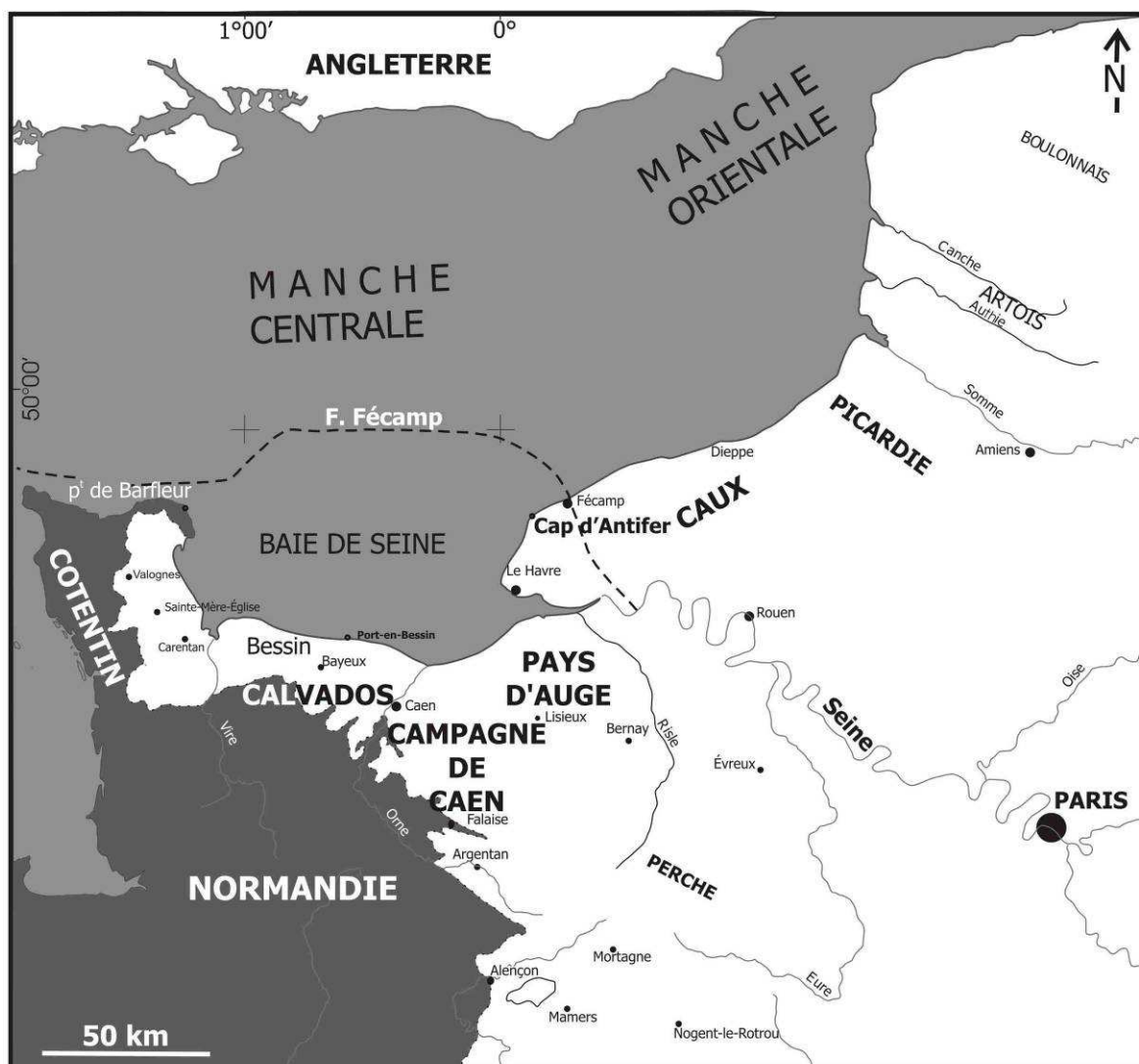


Figure 1 : Cadre géographique de la baie de Seine, de la Manche centrale et orientale et du bassin versant côtier de la baie de Seine (F. Fécamp : faille de Fécamp).

La partie de la mer de la Manche centrale représente la zone comprise entre le Sud du parallèle 50° (Figure 1) et le parallèle cap d'Antifer-pointe de Barfleur d'une part, et les méridiens pointe de Barfleur et Port-en-Bessin, d'autre part.

La baie de Seine forme aujourd'hui une vaste dépression d'environ 5000 km². Sa profondeur est d'environ - 15 m, entre l'estuaire de la Seine et la baie des Veys, - 20 m à environ 20 km des côtes de Calvados, pays d'Auge et pays de Caux, entre -30 à - 40 m localement dans la paléoSeine (Figure 2). Elle dépasse - 60 m au large de la pointe de Barfleur. Les pentes sont faibles, en moyenne 0,04 %.

La baie de Seine constitue un ensemble morphosédimentaire remarquable au sein duquel se succèdent (Figure 2), sur un linéaire côtier d'environ 100 km, à l'Est, une embouchure estuarienne majeure (embouchure de la Seine), une embouchure plus modeste mais très large à l'Ouest (baie des Veys), des embouchures mineures, en partie comblées (embouchures de la Touques, la Dives, l'Orne, la Vire, ...) et des portions littorales rectilignes plus ouvertes associées à un prisme sableux ou à une côte rocheuse.

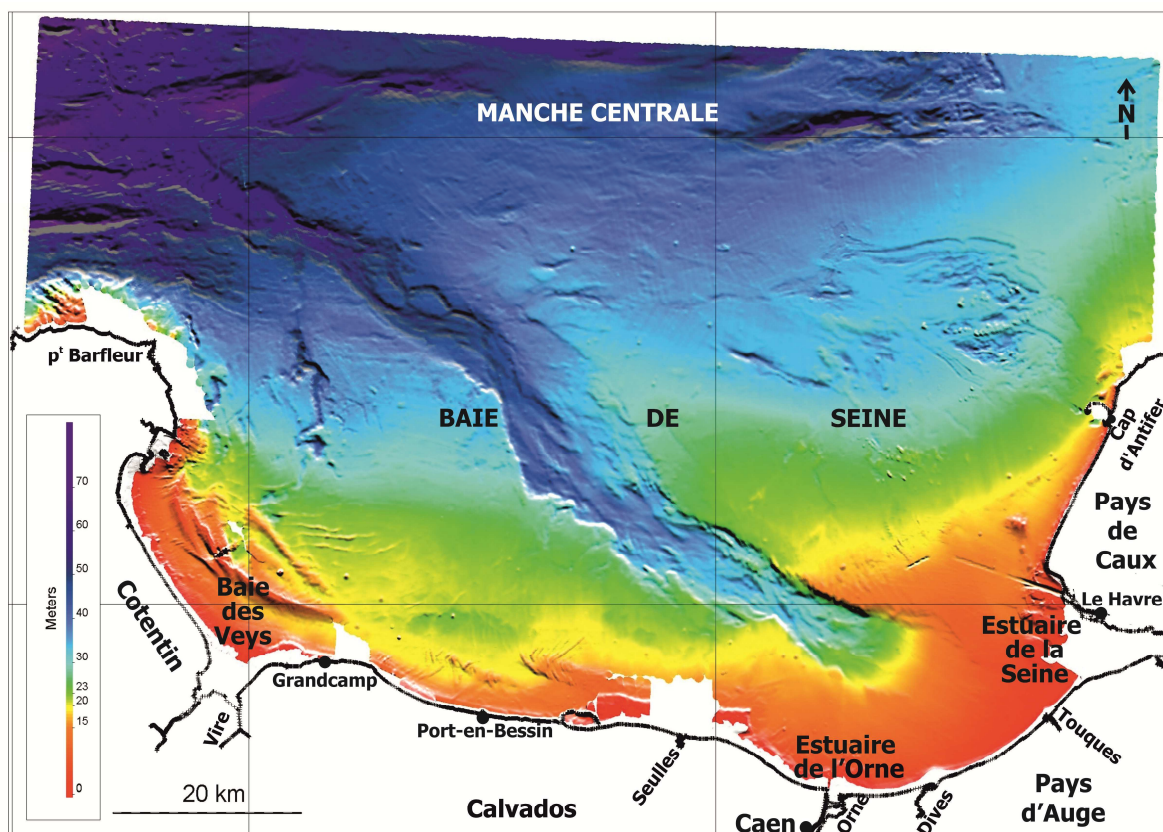


Figure 2 : Modèle Numérique de Terrain bathymétrique de la baie de Seine et d'une partie de la Manche Centrale établi via l'interpolation des valeurs des sondes hydrographiques du SHOM (Benabdellouahed et al., 2009 ; 2010, corrigé au BRGM par Fabien Paquet et Isabelle Thinon). La maille de la grille est de 200 mètres. Toutes les valeurs de profondeurs citées dans ce mémoire sont données par rapport au zéro hydrographique.

Le zéro hydrographique ou zéro des cartes marines est le niveau de référence à partir duquel sont comptées, les sondes portées sur les cartes marines et les hauteurs de marée. Il est choisi en France comme le niveau des plus basses mers astronomiques. Il s'agit d'un niveau théorique sous lequel le niveau de la mer ne descend que très exceptionnellement.

Dans la baie de Seine existe un réseau de vallées actuellement submergées (paléovallées) en relation avec les principales embouchures (Figure 2). La plus importante est celle située dans le prolongement du fleuve Seine, et qui parcourt la plus grande partie de la baie. Cette paléovallée constitue l'objet d'étude principal de la thèse.

Le bassin versant côtier de la baie de Seine (Cotentin, Calvados, pays d'Auge et pays de Caux, Figure 2) est caractérisé par des reliefs dont les altitudes atteignent environ 130 à 180 m de hauteur, par les marais plio-quadernaires dans le Centre Cotentin (altitudes inférieures à 35 m) et dont le réseau hydrographique s'écoule en direction de la baie des Veys. Ce réseau hydrographique s'écoule sur les plateaux calcaires jurassiques dans le Bessin, puis dans la campagne de Caen (altitudes comprises entre 70 et 160 m) interrompue par la vallée quadernaire de l'Orne, dans les falaises callovo-oxfordiennes et crétacées du pays d'Auge incisées par les vallées de la Dives et de la Touques et finalement, dans les plateaux crayeux crétacés du pays de Caux, sur la rive droite de la Seine.

2 Données disponibles

2.1 Historique succinct des travaux géologiques en mer de la Manche

Après les travaux cartographiques historiques de Dangeard (1928), puis de Guilcher (1951) et King (1954), les études cartographiques se sont surtout intéressées à la partie orientale de la mer de la Manche, jusque dans les années 1960.

Dans le cadre du programme de reconnaissance géologique des plateaux continentaux français, plusieurs campagnes sismiques ont été programmées sur deux années par le CNEXO et par la société Geotechnip (Figure 3) :

- en 1969, 2 550 km de profils sismiques ont été acquis, 350 échantillons de roches et 500 échantillons de sédiments par carottage ont également été prélevés, lors d'une campagne CNEXO et étudiés par le groupe Norois (1972). Dans le même temps, une campagne de vibro-carottage réalisée par l'IFP a permis d'obtenir 60 carottes.
- en 1970, une campagne de sismique et de carottage effectuée pour le CNEXO, par la société Geotechnip, livre 650 km de profils sismiques et 175 échantillons.
- Entre 1973 et 1978, environ 4 500 km de profils sismiques sont réalisés par le laboratoire de Géologie marine de l'université de Caen et par le BRGM, et 3 500 km par l'université de Londres.

Les fosses de la Manche ont fait aussi l'objet de nombreuses études (Hinschberger, 1963 ; Boillot, 1964 ; Auffret *et al.*, 1977 ; Alduc 1979 ; Quesney, 1983...). Ces travaux

ont été complétés récemment par environ 2 200 km (Figure 3) de profils sismiques, dans le cadre de la thèse de Lericolais (1997).

La carte géologique de la mer de la Manche centrale et orientale à 1/250 000 (Amr, 1971) et la carte géologique de la baie de Seine (Larsonneur *et al.*, 1974 ; Auffret, *et al.*, 1982) sont donc basées sur l'interprétation de toutes ces données.

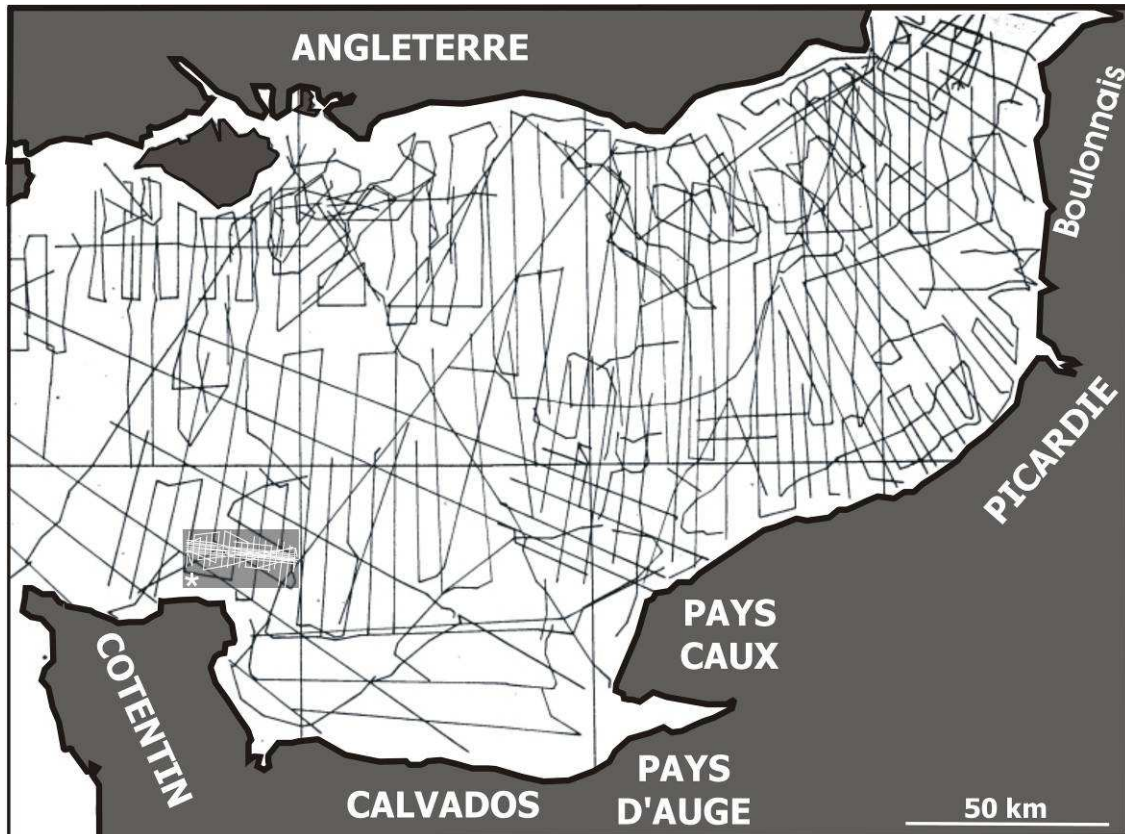


Figure 3 : Carte de localisation des profils sismiques acquis par le CNEXO (1968-1970) en Manche occidentale et orientale. (*) profils sismiques acquis par Lericolais (1997, dans la zone de Samdi).

2.2 Historique des travaux géologiques en baie de Seine

Une importante base de données sismiques, stratigraphiques et sédimentologiques existe pour les fonds marins de la baie de Seine (Figure 4). Ces données sont essentiellement les carottages et points de dragage étudiés par Guyader (1968) au large du Havre, Larsonneur (1971) et le groupe Norois (1972), qui sont archivés dans la base de données de géologie marine nationale (BGM-BSSmer) gérée par le BRGM et mise à disposition sur le site Infoterre (<http://infoterre.brgm.fr/>). Il existe aussi quelques profils sismiques (Figure 4) réalisés en baie de Seine par Larsonneur (1971), Larsonneur *et al.* (1974), Auffret *et al.* (1977).

La plupart des données sismiques sont situées au Nord de la ligne cap d'Antifer-Barfleur (Larsonneur, 1971 ; Larsonneur *et al.*, 1974 ; Auffret *et al.*, 1977 ; Lericolais, 1997). La préoccupation principale de ces auteurs était de suivre le tracé du réseau de paléovallées (Larsonneur, 1971 ; Larsonneur *et al.*, 1974 ; Auffret *et al.*, 1977 ; Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980 ; Larsonneur *et al.*, 1982) mais l'étude des fosses a été aussi largement abordée du fait de l'abondance des données sismiques au Nord du Cotentin (Boillot, 1964 ; Auffret *et al.*, 1977 ; Alduc 1979 ; Quesney, 1983 ; Lericolais, 1997 ; Lericolais *et al.*, 2003). Le substratum géologique a été également étudié, faisant l'objet de nombreuses cartes géologiques (Manche centrale et orientale au 1/250 000 par Amr, 1971 ; carte géologique de la baie de Seine par Larsonneur *et al.*, 1974 ; Auffret, *et al.*, 1982).

Ce bref état des lieux des données sismiques et stratigraphiques, s'il permet de souligner de manière générale, la bonne qualité et la masse des données présentes en mer de la Manche, nous amène parallèlement à mettre en évidence un certain nombre de lacunes dans les données de la baie de Seine qui justifient les nouvelles missions réalisées lors de cette thèse. En effet, la figure 4 qui présente le réseau de données sismiques au Nord de la ligne cap d'Antifer-Barfleur met en lumière le manque de données au Sud de cette ligne. Ceci s'explique par la faible profondeur de la baie de Seine et les difficultés d'acquisition de données sismiques associées.

Les données géologiques sont quant à elles surtout concentrées dans les parties occidentale et centrale de la baie. Peu de données sont disponibles dans la partie orientale. Cette lacune de données stratigraphiques est liée principalement à la présence d'une couverture superficielle (banc de Seine) et le remplissage plio-quadernaire des paléovallées qui recouvrent partiellement le substratum géologique.

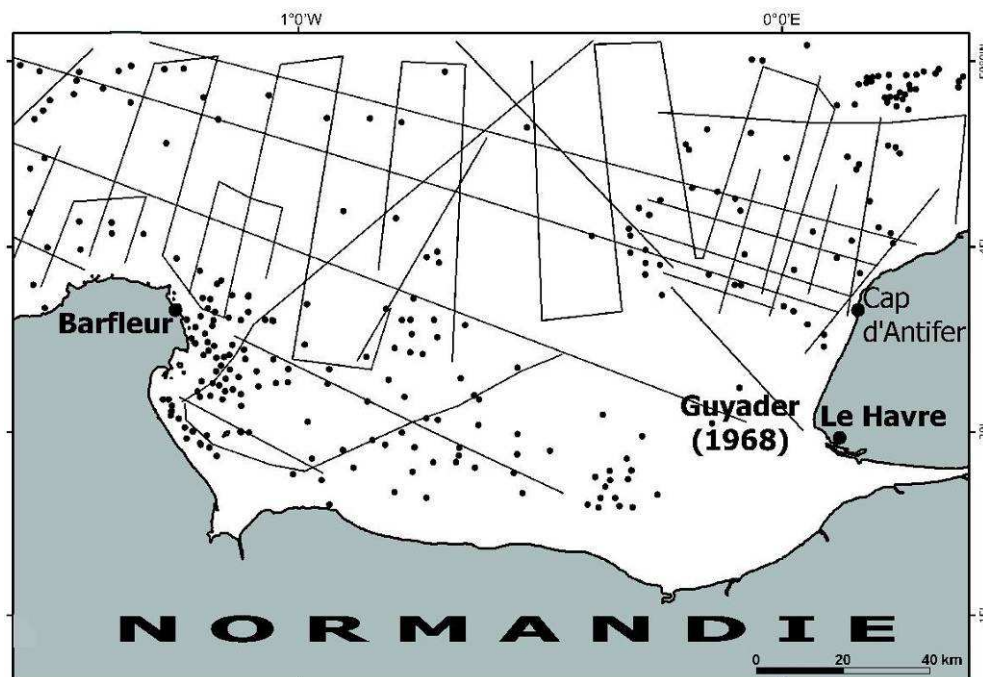


Figure 4 : Carte de localisation des profils sismiques acquis par le CNEXO (1968-1970) et des points d'échantillonnage des fonds géologiques de la baie de Seine étudiés par le groupe Norois (1972).

3 Nouvelles données acquises et méthodes d'étude

3.1 Les données sismiques

Environ 3 100 km de profils de sismique réflexion ont été acquis au cours de trois missions de 2007 à 2008, par l'université de Caen et le BRGM (Figure 5) : mission BaiSeine07 (N/O INSU/CNRS Côte d'Aquitaine, juin/juillet 2007), la mission SeineTHR (N/O INSU/CNRS Côte d'Aquitaine, juin/juillet 2008); mission SeineHR (N/O INSU/CNRS Côte de la Manche, juillet 2008). Au cours de ces trois missions, 2900 km de profils monotraces ont été acquis à l'aide d'un sparker SIG 50 J et 230 km, à l'aide d'un boomer IKB-Seistec. Les données ont été enregistrées à l'aide du logiciel d'acquisition Delph. Le positionnement a été assuré par un GPS différentiel (Global Positionning System) dont la précision moyenne est d'une dizaine de mètres. Afin de valider l'interprétation des profils sismiques concernant l'âge stratigraphique des unités sismiques reconnues, 117 prélèvements ont été réalisés à l'aide d'un carottier à roche (cnexoville), au cours de la mission Carobseine (N/O Ifremer/Genavir Thalia, Avril 2009).

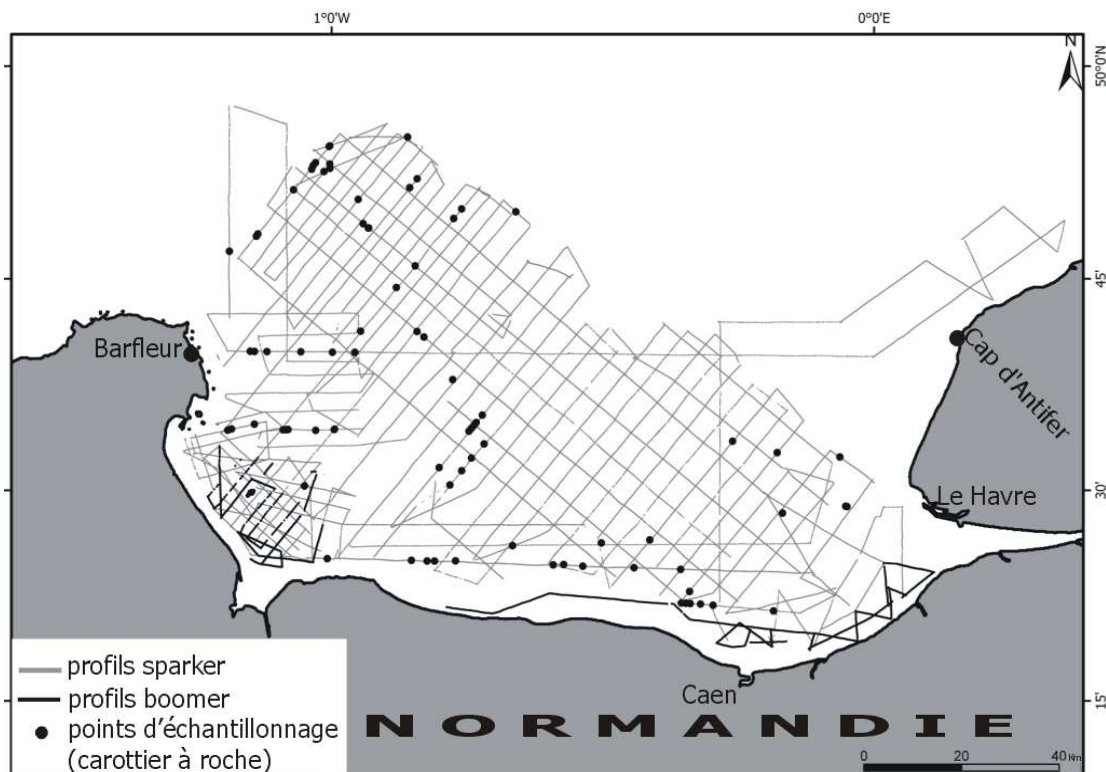


Figure 5 : Carte de localisation des profils sismiques (mission BaiSeine07, Seine HR et mission Seine THR,) et points d'échantillonnage dans le substratum géologique de la baie de Seine (2009 - mission Carobseine).

Les outils sismiques utilisés lors de ces missions océanographiques sont (Figure 6) :

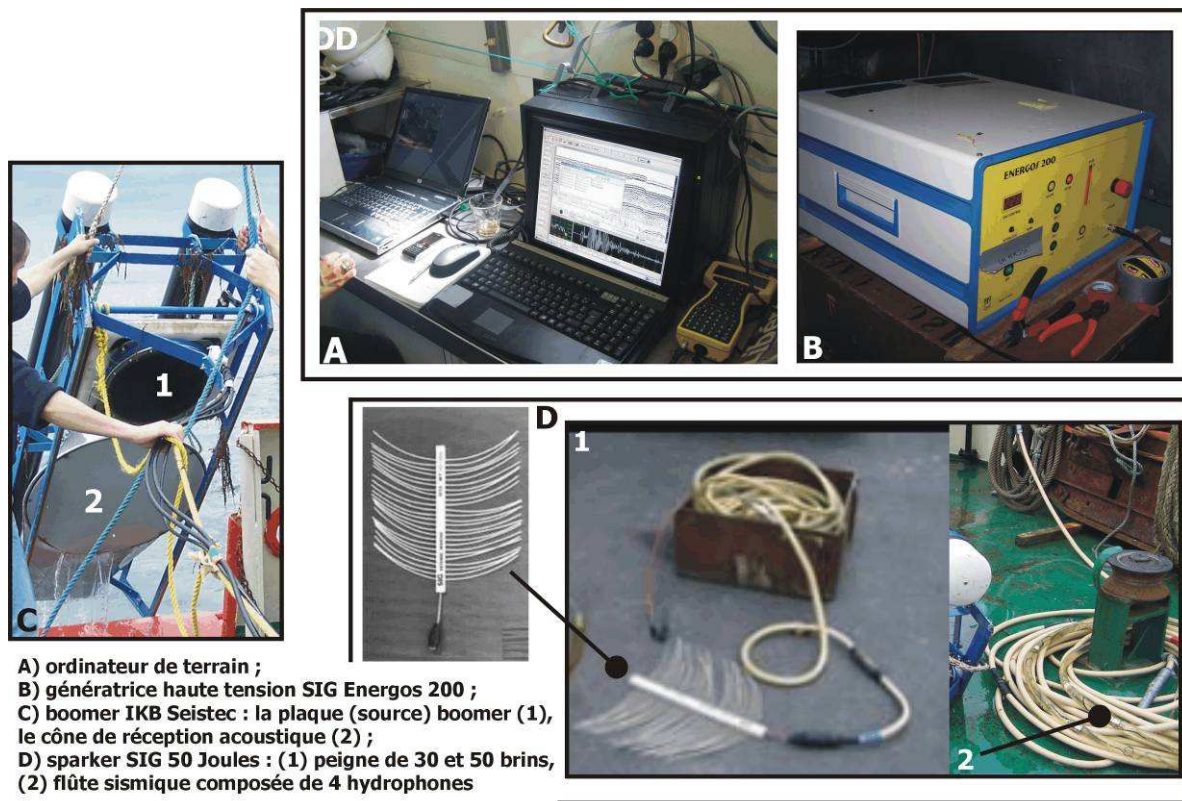


Figure 6 : Matériels d'acquisition sismique réflexion haute résolution (source sparker) et très haute résolution (source boomer) : A) système d'acquisition sismique DELPH et DGPS ; B) source sparker ENERGOS 200 ; C) système Boomer IKB Seistec (1- source boomer et 2- cône de réception avec hydrophones) ; D1) peigne sparker 30 brins et D2) flûte sismique SIG.

- un mini-sparker constitué d'une source sparker 50 J (cadence de tir 1/s) et d'une flûte monotrace SIG. Cette source (sparker SIG) est équipée d'électrodes émergées dans l'eau et dans lesquelles envoie une décharge de 4 000 volts. Le court circuit provoque la formation de bulles de gaz dont l'implosion induit une onde acoustique. L'onde réfléchiée est enregistrée au moyen de la flûte sismique via un récepteur constitué de 8 hydrophones intercalés à 25 cm les uns des autres. Les gammes de fréquence varient entre 500-1500 kHz pour le sparker SIG 50 J. La résolution verticale optimale est d'environ 0,5 m. Le sparker et la flûte sont séparés latéralement d'environ 5 m et placés à 50 m, derrière le bateau, navigant à une vitesse moyenne de 4 nœuds ;
- un boomer IKB-Seistec est d'une puissance 200 J (cadence de tir 2/s). Le principe de fonctionnement est basé sur la déformation d'une plaque métallique sous l'action d'une décharge de 4 000 volts. Cette déformation génère une onde acoustique. La réception du signal s'effectue par des hydrophones disposés le long d'une tige verticale positionnée dans un cône récepteur localisé à 70 cm de la plaque boomer. Les gammes de fréquence sont 1-10 kHz. La résolution

verticale optimale est d'environ 0,25 mètre. Le boomer est tracté à 15 m derrière le bateau à une vitesse de 3 nœuds.

L'utilisation du boomer nécessite des conditions de mer très bonnes pour une acquisition de données de qualité. Par contre, pour le sparker, des conditions de mer agitée permettent néanmoins l'acquisition de données.

Les profils sismiques de type sparker (Figure 7) constituent la principale base de données acquises pour la thèse. Ils ont été exploités pour la cartographie du substratum (subdivision sismostratigraphique et étude structurale) et des paléovallées (pointé de l'incision et cartographie des terrasses). Les profils sismiques de type boomer (Figure 7) ont été utilisés pour pointer l'incision et pour cartographier localement certaines failles proches de la côte.

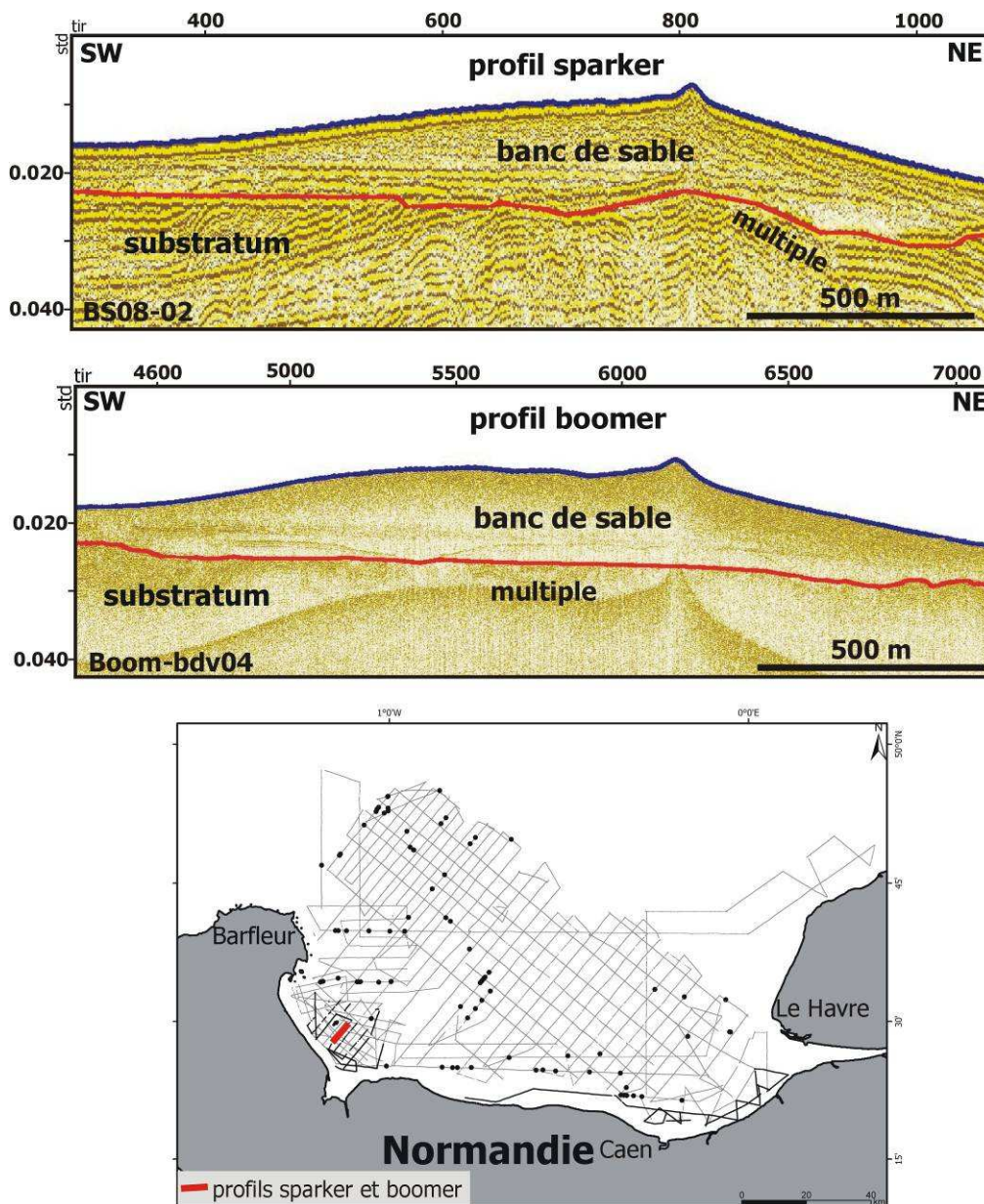


Figure 7 : Profils sismiques boomer et sparker, au large de la baie des Veys montrant la différence de résolution entre les deux sources utilisées.

Le traitement des données sismiques (issues de delph en format SEG-Y) a été réalisé au BRGM (Isabelle Thinon) à l'aide du logiciel Seismic Unix, afin d'améliorer le rapport signal / bruit du signal acoustique. Le traitement sismique a consisté en un filtre passe-bande et l'application d'un filtre anti-houle. Une correction statique a été effectuée afin de corriger les effets de la marée (le zéro sismique correspondant au niveau marin est fluctuant).

Au cours de l'acquisition sismique, l'évolution du marnage est importante en baie de Seine, le marnage atteignant jusqu'à 8 m à l'embouchure de la Seine. Le marnage induit des variations du niveau marin et donc du zéro sismique. Ces dernières créent des décalages pouvant être importants au croisement des profils sismiques (Figure 8).

La solution utilisée au BRGM (Isabelle Thinon) consiste à corriger les variations du niveau marin. Cette correction du marnage est basée sur les valeurs de marée théoriques pour les ports limitrophes de la baie de Seine, fournies par le site web du SHOM. Les profils sismiques sont découpés au niveau des points de déformation et ensuite sont calés avec ces valeurs de marée théoriques.

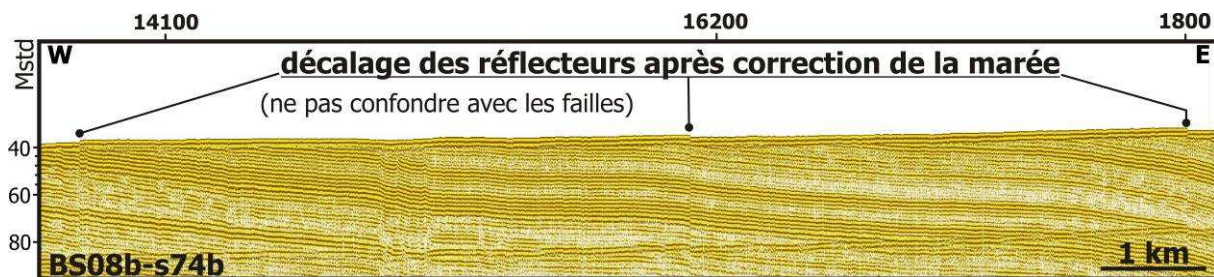


Figure 8 : Profil sismique Bs08-s74b d'orientation W-E montrant le décalage des réflecteurs sismiques générés par l'évolution du marnage.

3.2 Les prélèvements géologiques

Les prélèvements ont été réalisés à l'aide d'un carottier à roche Cnexo-Ville de 500 kg (Figure 9). Le carottier à roche Cnexo-Ville est constitué d'une masse métallique de forme fuselée, prolongée par un tube de 50 cm de longueur, qui casse et récupère les échantillons au toit du substratum géologique. Il s'agit d'un carottage par gravité. Les points de prélèvements ont été déterminés en fonction des affleurements du substratum géologique après l'acquisition des nouveaux profils sismiques haute résolution et très haute résolution.



Figure 9 : Le carottier à roche Cnexoville utilisé au cours de la mission Carobseine (N/O Ifremer/Genavir Thalia, avril 2009).

3.3 Méthodes d'étude

3.3.1 Logiciels Kingdom Suite (KS 8.0) et ARGIS (SIG) M2C Caen

Le logiciel Kingdom Suite (KS version 8.0, Figure 10) est un logiciel d'exploitation de données sismiques qui permet de pointer les différentes unités sur les profils sismiques traités (horizons sismiques et failles). Les profils sismiques traités, corrigés de la marée et interprétés sont intégrés dans le logiciel KS et géoréférencés dans le système de projection Lambert 2 étendu. Ce logiciel permet de vérifier les croisements entre profils sismiques et d'effectuer les corrélations avec les sondages et/ou forages. Il donne la possibilité de réaliser des cartes d'isochrones ou d'isopaques. Le logiciel KS et le logiciel SIG ARGIS ont été utilisés pour la réalisation de la carte géologique de la baie de seine, des MNT et de l'étude géomorphologique.

Le "zéro" du projet KS est égal au zéro CM (cote marine SHOM) moins 0,01 std (CM KS = CM SHOM – 0.01 std) (soit -15 m) de façon à éviter les valeurs négatives dans les cas où les profils seraient réalisés en domaine intertidal. Cette modification du « zéro » est une procédure de traitement courante en domaine côtier (Billeaud, 2007).

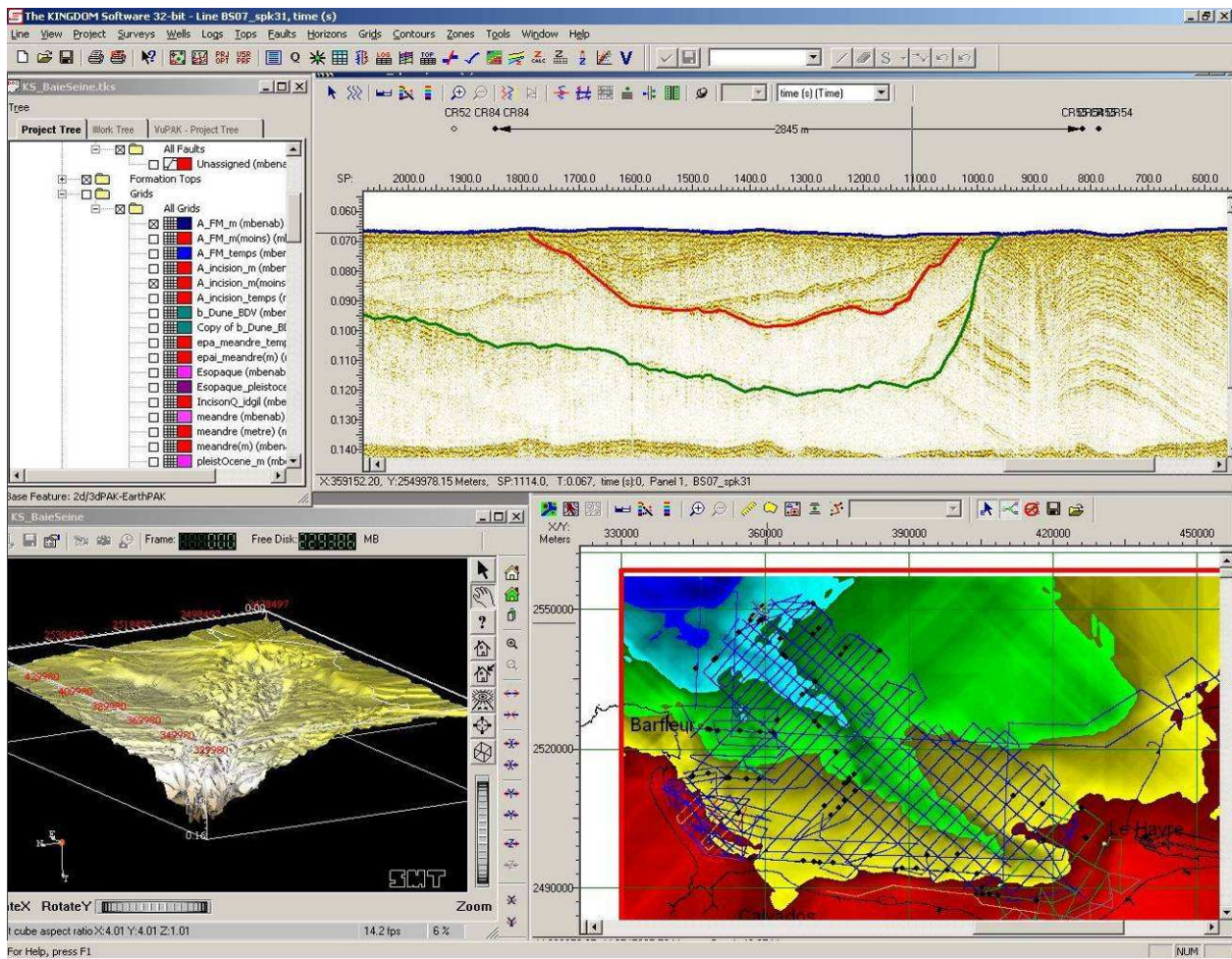


Figure 10 : Exemple des différentes fenêtres du logiciel Kingdom Suite (KS 8.0) pour la numérisation des horizons repères.

3.3.2 Vitesses utilisées pour la conversion temps/profondeur

En l'absence de forages en baie de Seine, les vitesses choisies pour effectuer les transformations temps/profondeur dans cette étude sont celles données par la littérature (Lericolais, 1997 pour le Quaternaire et l'aide du logiciel KS08 pour le substratum géologique ; Figure 11).












Coupe lithostratigraphique		Vitesses longitudinales (m/s)
	Eau	1450 - 1500
	sables (Lericolais, 1997)	1650
	alluvions (Lericolais, 1997)	1800
	argiles	1100 - 2500
	marnes	2000 - 3000
	grès	2000 - 3500
	calcaire tendre	3200 - 3600
	calcaire compact	3500 - 6000
	craie	2300 - 2600
	argiles compactes	3900 - 5500
	granite	4600 - 6000

Figure 11 : Vitesses de propagation des ondes sismiques utilisées dans cette étude pour la conversion temps / profondeur (d'après l'aide du logiciel KS08 et Lericolais, 1997).

3.3.3 Analyses des données : stratigraphie sismique

L'interprétation des données sismiques (Figure 12) a été réalisée selon les principes généraux de la stratigraphie sismique (Mitchum et Vail, 1977). Cette analyse de l'information acoustique est faite en deux étapes : (1) analyse des faciès sismiques ; (2) subdivision en unités sismiques.

L'analyse des faciès sismiques consiste classiquement à définir les réflecteurs selon trois paramètres qui sont : l'amplitude, la fréquence, la continuité. La configuration des réflecteurs (géométrie) permet également de définir les faciès.

Une unité sismique est une entité tridimensionnelle qui peut être cartographiée. Elle est composée de réflecteurs et elle est définie par sa limite inférieure et sa limite supérieure, reconnues par le mode de terminaison des réflecteurs. A la base de l'unité sismique, les

terminaisons peuvent être concordantes, en « *onlap* » ou en « *downlap* ». Au toit de l'unité sismique, les terminaisons peuvent être concordantes, en *toplap* ou caractérisées par une troncature d'érosion (Figure 12).

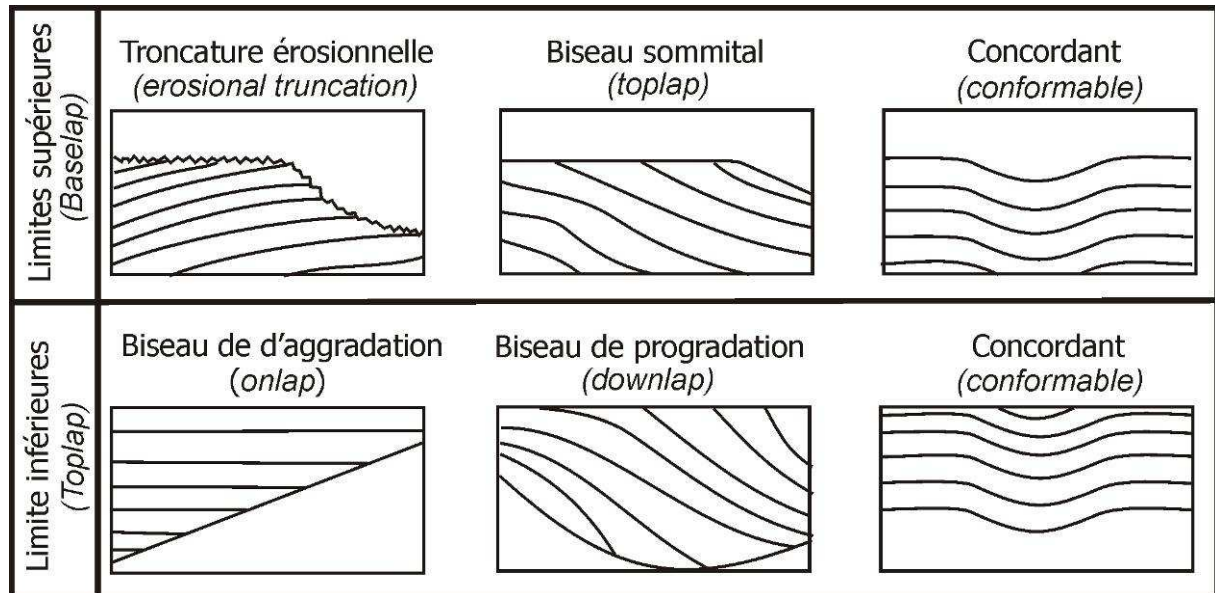


Figure 12 : Relations géométriques des réflecteurs sismiques aux limites d'une unité de dépôt (Mitchum *et al.*, 1977)

Selon Mitchum *et al.*, (1977), une unité sismique est constituée par une succession de réflexions concordantes et génétiquement liées, limitée à la base et au sommet par des discordances reconnues à la terminaison latérale des réflexions. Les surfaces de discordance sont corrélées régionalement y compris dans les zones où la surface de discontinuité devient concordante avec les réflexions.

L'interprétation stratigraphique des unités sismiques reconnues est basée sur l'étude stratigraphique des nombreux prélèvements anciens (groupe Norois, 1972) ou récents, réalisés en baie de Seine. Les nouveaux prélèvements ont été étudiés par comparaison avec les données stratigraphiques connues à terre ou décrites en mer par le groupe Norois (1972). Les échantillons BS09-CR57, BS09-CR81, BS09-CR89 et BS09-CR90 ont bénéficié d'une analyse biostratigraphique à partir des associations de foraminifères benthiques (rapport Eradata, 2010, étude 202/03-10/FR, Bourdillon, 2010 ; annexe 1). Le reste des échantillons a fait l'objet d'une détermination macroscopique et microscopique au laboratoire M2C.

4 Objectif de la thèse

Les paléovallées présentes en baie de Seine présentent des morphologies d'incision et des géométries de remplissage variable.

Le but de la thèse est de comprendre et de mettre en évidence les facteurs responsables de la morphogénèse et du remplissage des vallées de la baie de Seine au cours du Cénozoïque.

Les paléovallées de la baie de Seine résultent d'une succession d'événements climato-eustatiques produits au cours du Quaternaire et en réponse aux alternances de cycles "glaciaire – interglaciaire" (Larsonneur, 1971 ; Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1982 ; Lericolais, 1997 ; Lericolais, *et al.*, 2003 ; Lautridou *et al.*, 2000).

Dans ce cadre, le toit du substratum géologique de la baie de Seine a été sculpté et façonné par un réseau fluvial connecté au réseau actuel de son bassin versant côtier (Seine, Touques, Dives, Orne, Seules, Douve, Taute, Vire et Aure, Figure 2).

Il est probable que le substratum géologique ait joué un rôle majeur dans cette morphogénèse. L'un des objectifs principaux du travail est de déterminer l'importance des contrôles structural et lithologique.

Récemment, certaines morphologies des paléovallées plio-quaternaires présentes le long des côtes anglaises ont été interprétées comme le résultat d'événements de crues catastrophiques liées à l'effondrement d'un barrage glaciaire au niveau du Pas de Calais (Gupta *et al.*, 2007). Le rôle d'événements catastrophiques dans le cas de la baie de Seine ne peut être également exclu.

Pour répondre à ces questions, une révision des connaissances du substratum géologique devient indispensable. Les cartes géologiques disponibles jusqu'à présent (exemple Auffret *et al.*, 1982) ne présentent pas le détail nécessaire pour comprendre les liens avec les morphologies des paléovallées. Par conséquent et avant de rentrer dans le sujet principal de la thèse consacré aux vallées plio-quaternaires, il est nécessaire de réviser le substratum géologique de la baie de Seine. Cette thèse est donc articulée en deux parties :

- Partie 1 : Substratum géologique de la baie de Seine
- Partie 2 : Paléovallées plio-quaternaires de la baie de Seine

Partie 1 : SUBSTRATUM GÉOLOGIQUE DE LA BAIE DE SEINE

1 Cadre géologique du bassin versant côtier de la baie de Seine : bilan des connaissances

Ce premier chapitre est une synthèse succincte des connaissances bibliographiques concernant la géologie du bassin versant côtier de la baie de Seine, entre le Cotentin et la Seine maritime, afin de pouvoir décrire et interpréter les caractères géologiques de la baie de Seine.

***Remarque :** La carte géologique du domaine émergé est extraite de la 6ème édition de la carte géologique de la France à 1/1 000 000 (Chantraine et al., 1999). Cette carte a été modifiée pour le secteur du Bessin, sur la figure 1.36 et planche 1.*

1.1 Série géologique affleurant en Normandie

La Normandie appartient à deux régions géologiques très distinctes (Figure 1.1). À l'Ouest, les épaisses séries de schistes et de grès précambriens à paléozoïques (au moins 3 000 m de séries paléozoïques, Figure 1.2) appartiennent au Massif armoricain. Elles sont déformées par les orogènes cadomien, puis varisque. Chaque orogène est accompagné d'intrusions granitiques tardives (par exemple, le granite de Barfleur) qui ont métamorphisé les dépôts, à leur contact (Figure 1.2). À l'Est, les séries sédimentaires mésozoïques à cénozoïques, moins épaisses (environ 800 m), appartiennent à la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien. Ces dépôts marneux ou calcaires sont déformés par des plis à grand 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 (Figure 1.1).

Après plusieurs soulèvements et déformations du Massif armoricain, la couverture sédimentaire du Bassin anglo-parisien a subi un décapage partiel, entre la fin du Jurassique et le début du Crétacé, puis au cours du Tertiaire (Dugué, 2007).

Depuis les premiers découpages stratigraphiques historiques des coupes littorales normandes (La Bêche, 1822 ; Caumont, 1825 ; Eudes-Deslongchamps, 1865), complétés par les travaux stratigraphiques et sédimentologiques plus récents de Rioult (1968 a,b ; 1980), Fily (1978, 1980) et Dugué (1989, 2007) pour les terrains jurassiques, de Juignet (1974), Juignet & Breton (1992) et Lasseur (2007) pour les terrains crétacés et Bignot *et al.*, (1968) pour le Tertiaire, la bordure côtière de la baie de Seine représente une coupe géologique de référence du NW de l'Europe. Cette côte bénéficie d'un découpage stratigraphique très détaillé et d'une couverture cartographique géologique complète à l'échelle 1/50 000 : feuilles de Saint-Vaast-la-Hougue (Graindor & Pareyn, 1969), Sainte-Mère-Eglise (Quesnel *et al.*, en cours), Carentan (Baize *et al.*, 1997), Grandcamp-Maisy (Fily *et al.*, 1989), Bayeux-Courseulles (Maurizot *et al.* 2000), Caen (Rioult *et al.*, 1989) et du Havre (Pareyn & Viallefond, 1968).

1.1.1 Socle armoricain

1.1.1.1 Briovérien

Au Briovérien supérieur (Figure 1.2), une épaisse série détritico-terrignone de type flysch se dépose sur le Massif armoricain (Dissler *et al.*, 1988). Ces alternances verdâtres de schistes et de siltites du Briovérien affleurent médiocrement dans le Cotentin (Dissler, 1987), autour de Saint-Lô, Coutances (Bocage normand) et au Sud de Caen (Dissler *et al.*, 1988) (Figure 1.1).

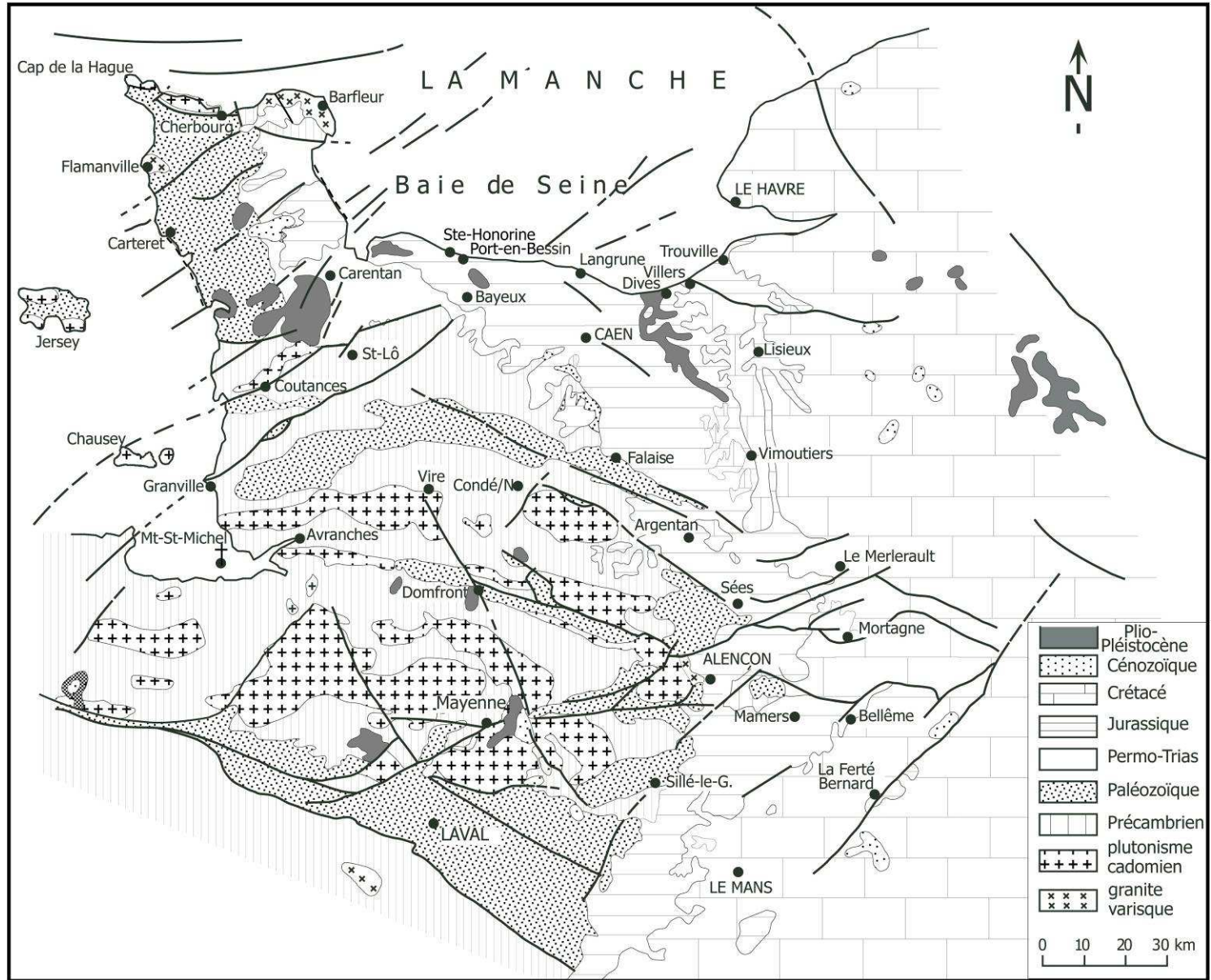


Figure 1.1 : Carte géologique simplifiée du Bassin parisien et localisation de la baie de Seine (Dugué *et al.*, 1998).

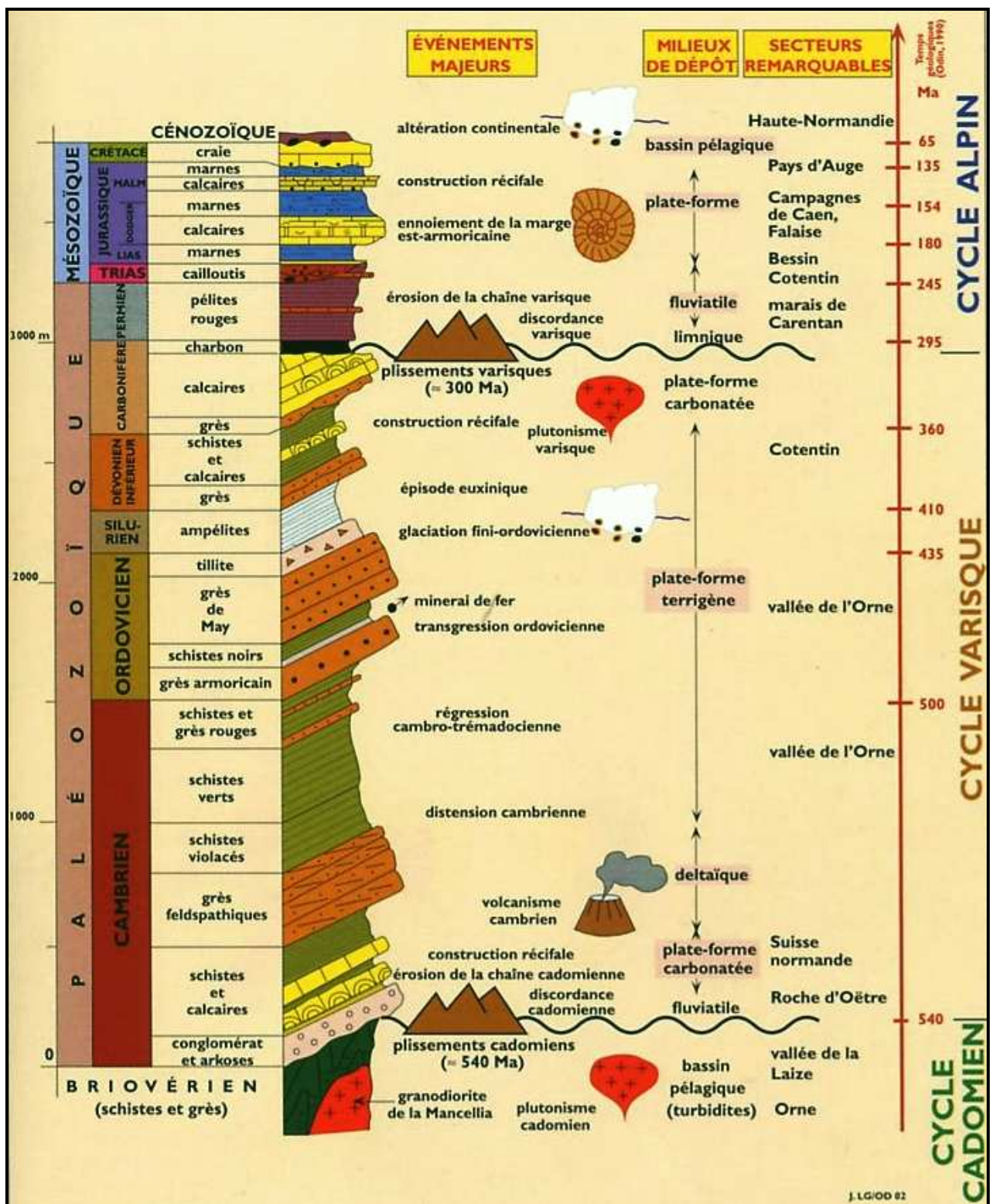


Figure 1.2 : Coupe géologique simplifiée de la Basse-Normandie présentant les principales unités lithologiques et les grands événements géodynamiques (Ma, million d'années) entre le Paléozoïque et le Cénozoïque (Le Gall & Dugué, 2003, in : Guérin, 2003).

À la fin du Briovérien supérieur, l'orogénèse cadomienne, s'achève par un magmatisme tardi-orogénique avec les granodiorites de la Mancellia et des leucogranites, s'accompagnant d'un métamorphisme régional (Dissler *et al.*, 1988).

1.1.1.2 Paléozoïque

Le Paléozoïque normand est caractérisé par une sédimentation terrigène ou carbonatée épaisse d'environ 3 000 mètres (Doré, 1969, 1972).

Le Cambrien débute par d'importants dépôts détritiques (Figure 1.2) de cônes alluviaux ou de systèmes fluviaux torrentiels (Poudingue pourpre) alimentés par l'érosion des reliefs cadomiens armoricains (Doré, 1969, 1972). La transgression cambrienne envahit ensuite l'Armorique.

Après une déformation régionale post-cambrienne et une érosion anté-ordovicienne (Doré, 1969), une sédimentation détritico-sableuse à argileuse, se généralise à l'Ordovicien sur toute l'Armorique. Ces dépôts reposent en discordance cartographique sur la série cambro-trémadocienne, au Sud de Caen. À la fin de l'Ordovicien supérieur (Ashgill), des dépôts argilo-silteux (Tillite de Feuguerolles, 0-100 m ; Figure 1.2) reconnus sur tout le NE du Massif armoricain (Normandie et Maine), témoignent d'un refroidissement climatique fini-ordovicien, lors d'une chute climato-eustatique (Doré & Le Gall, 1972).

Au Silurien (Figure 1.2), une nouvelle transgression avec des argiles marines recouvre une grande partie du Massif armoricain. Cette sédimentation se poursuit dans le Cotentin, jusqu'au début du Dévonien (Gédinien). La déformation varisque atteint la Normandie entre le Dévonien moyen et le Dévonien supérieur, avec la mise en place de filons de dolérite (Le Gall *et al.*, 1989). Les dépôts sédimentaires reprennent au Carbonifère inférieur, mais ne sont conservés que dans le Cotentin. Un climat chaud et humide favorise ensuite l'installation locale de marécages et de dépressions lacustres qui sont à l'origine des séries houillères des bassins carbonifères de Carentan, sur la bordure Sud du Cotentin (Pareyn, 1954). Ces bassins houillers présentent également des émissions volcaniques interstratifiées de basaltes et de trachyandésites d'affinité alcaline attestant un régime distensif et le début de la fragmentation de la chaîne varisque dans la Normandie armoricaine (Le Gall *et al.*, 1989).

La sédimentation permienne et triasique très épaisse (693 à 577 m) est surtout représentée dans le graben de Carentan dont le comblement s'achève par une sédimentation continentale fluviale et lacustre au Trias (Dugué, 2007 ; Figure 1.2). Les actuels marais de Carentan recouvrent partiellement cette dépression subsidente finipaléozoïque.

1.1.2 Couverture mésozoïque

1.1.2.1 Trias

Après une longue période d'aridité (Permien à Trias moyen) et la destruction partielle des reliefs hercyniens, le retour d'une saison humide au Trias supérieur (Norien) entraîne une reprise de la sédimentation continentale (Larsonneur, 1972 ; Dugué, 2007). Ces dépôts triasiques affleurent médiocrement le long de la bordure Est-armoricaine (Figure 1.3). La coupe verticale la plus épaisse traversant les terrains triasiques (27,5 à 81,5 m, Figure 1.4) a été trouvée au Nord de Carentan, à la suite d'une campagne de sondages carottés réalisée en 1965 (Rioult & Gautsch, 1967 ; Rioult, 1968a). Les formations triasiques sont des sédiments continentaux, avec des lentilles conglomératiques, sableuses et argileuses. Trois formations y sont distinguées, avec de bas en haut (Rioult & Gautsch, 1967 ; Rioult, 1968a ; Pareyn, 1980a) :

- Formation de Neuilly-La-Forêt (Pareyn & Larsonneur, 1960), épaisse de 7 à 33 m et caractérisée par des conglomérats souvent cimentés par de la calcite. Ces couches s'épaississent vers le Sud du Cotentin ;
- Formation d'Éroudeville (Lamboy, 1965), épaisse de 12,5 m à 33,75 m et caractérisée par des sables et galets meubles, avec des stratifications obliques à la base et des argiles rouges à vertes au sommet. Ces couches s'épaississent aussi vers le Sud ;
- Formation des Argiles d'Airel (Larsonneur, 1962 ; Larsonneur & Lapparent, 1966), épaisse de 8 à 15 m, avec des argiles pyriteuses et des plaquettes de calcaires gréseux riches en débris végétaux.

1.1.2.2 Jurassique

La série fossilifère jurassique de la bordure côtière de la baie de Seine (Figure 1.3) est parmi l'une des mieux connues d'Europe. À l'exception des séries liasiques médiocrement exposées sur la côte Est du Cotentin, la presque totalité des terrains jurassiques, entre le Pliensbachien et le Kimméridgien, affleure en continu dans les falaises littorales du Calvados (Figure 1.3) ou dans quelques carrières. Le détail des formations et leur âge relatif ont été discutés par Rioult (1980) ; Fily, (1980) ; Rioult *et al.* (1991) ; Dugué *et al.* (1998, 2005). La série jurassique normande est épaisse d'environ 500 mètres (Figure 1.4)

Le passage Trias-Hettangien est caractérisé par des dépôts fluviatiles, lagunaires avec les dépôts argileux et calcaires (Argiles d'Airel, Keuper supérieur ; Pareyn & Larsonneur, 1960 ; Larsonneur, 1962), puis par des calcaires variés gréseux, bioclastiques ou oolithiques (Figure 1.4). La transgression hettangienne issue du Proto-Atlantique (Fily, 1980) recouvre les secteurs affaissés du socle hercynien (Rioult,

1968a ; Dugué, 2007). Le bassin du Cotentin ne communique pas encore avec le reste du futur Bassin parisien. Les dépôts hettangiens (Figure 1.3) se biseautent rapidement du Cotentin (40 m) vers l'Ouest du Bessin occidental (10 m) (Dugué *et al.*, 2005 ; Dugué, 2007) pour devenir inférieur au mètre, vers l'Est (Fily *et al.*, 1989). Les formations de l'Hettangien (Argiles et Calcaires d'Huberville et Calcaire de Valognes) sont tronquées par une surface d'érosion (Surface d'Osmanville, Figure 1.4) associée à une lacune de sédimentation correspondant à la totalité de l'Hettangien supérieur. Cette discontinuité témoigne d'une déformation régionale avec le basculement de la bordure anglo-normande (Riout, 1968b), accentuant la transgression sinémurienne.

Deux étapes sont distinguées au cours de la transgression sinémurienne (Riout, 1968b ; Dugué *et al.*, 1998 ; Dugué, 2007). La première étape (Sinémurien inférieur) est caractérisée par des alternances décimétriques monotones de marnes-calcaires argileux (Formation du Calcaire à Gryphées pour partie, Figure 1.4) dans le Cotentin (80 à 100 m) et le Bessin (10 m à 40 m). Le Calcaire à Gryphées repose en discordance cartographique sur la Surface d'Osmanville (Eudes-Deslongchamps, 1865 ; Fily *et al.*, 1989). La seconde étape de la transgression sinémurienne correspond à des faciès marneux chargés en sables, graviers, galets triasiques et ooïdes ferrugineux qui s'avancent plus vers l'Est en direction du Nord du Cotentin et du Calvados (Dugué *et al.*, 1998 ; Dugué *et al.*, 2005 ; Dugué, 2007).

Au passage Domérien inférieur/Domérien supérieur, une nouvelle déformation régionale est enregistrée dans le Bessin, avec une surface d'érosion (Surface de Tilly) associée à une lacune biostratigraphique (Riout & Fily, 1975) recouverte par des galets et fossiles phosphatés (Conglomérat de Tilly) dans le Bessin ou des silts quartzeux et oolites ferrugineuses dans la campagne de Caen (Dugué, 2007). Le maximum de la transgression liasique intervient au Toarcien inférieur avec le dépôt d'argiles pyriteuses feuilletées (Argiles à Poissons, 0 à 4 m, Toarcien inférieur) (Riout, 1968b) qui sont ensuite recouvertes par le Calcaire à Ammonites (3,8 m à 4,5 m, Toarcien supérieur). Le sommet du Calcaire à Ammonites est érodé.

L'Aaléno-Bajocien (Figure 1.4) est caractérisé par une sédimentation condensée représentée par quatre formations, avec de la base au sommet (Dugué *et al.*, 1998) : Oolithe ferrugineuse aalénienne (0,15 à 0,8 m ; Aalénien inférieur) ; Malière (au moins 6 m ; Aalénien moyen à Bajocien inférieur), Oolithe ferrugineuse de Bayeux (0,5 m, Bajocien inférieur à supérieur) et Calcaire à spongiaires (10 m, Bajocien supérieur).

Les terrains du Bathonien inférieur affleurent (Figure 1.4) dans le Bessin et la campagne de Caen. Ils débutent par un intervalle calcaire argileux massif condensé (Couches de passage, 0,5 à 0,6 m) présentant plusieurs surfaces d'érosion internes et marquant le passage de la sédimentation carbonatée bajocienne sous-jacente aux Marnes de Port-en-Bessin (35 à 40 m, Bathonien inférieur et moyen).

Ces dernières sont recouvertes par des mégarides tidales de sables calcaires bioclastiques (Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont, 45 m maximum, Bathonien moyen ou Calcaire de Creully ; Fily, 1975). Ce calcaire à litages obliques et nodules de silex est surmonté par la Caillasse de Fontaine-Henry (3 m, Bathonien moyen), calcaires argileux fossilifères condensés à brachiopodes, puis par le Calcaire de Blainville (30 m, Bathonien moyen) qui est un dépôt calcaire oolithique et bioclastique grossier.

Le passage Bathonien moyen/Bathonien supérieur (Figure 1.4) est marqué par une surface d'érosion (Surface de Bénouville ; Fily, 1975 ; Rioult & Fily, 1975). Les calcaires du Bathonien supérieur affleurent dans les falaises littorales de la côte de Nacre, entre Saint-Aubin-sur-Mer et Lion-sur-Mer (Figure 1.3). Ce sont des sables oolithiques et bioclastiques organisés en mégarides (Calcaire de Ranville), des calcaires bioclastiques et des marnes à brachiopodes (Caillasse de la Basse-Écarde), puis des sables obliques à litages obliques (Calcaire de Langrune) (Figure 1.4). Tous ces calcaires bathoniens (Figure 1.4), souvent pauvres en fossiles biostratigraphiques, ont été exploités comme pierres de taille et sont séparés par trois niveaux de caillasses : Caillasse de Longues (< 1 m, Bathonien moyen), Caillasse de Blainville (2 -3 m, base du Bathonien supérieur) et Caillasses de Basse-Écarde (2 à 13 m, Bathonien supérieur). Ces caillasses caractérisées par des faciès calcaires plus marneux et fossilifères témoignent d'incursions marines transgressives s'avancant de plus en plus vers le Sud, le long de la plate-forme armoricaine (Fily & Rioult., 1980).

Plusieurs discontinuités sédimentaires interrompent le dépôt des calcaires bathoniens (Figure 1.4) et en particulier la Surface de Ranville. Le sommet de la Caillasse de Basse-Écarde est une surface d'érosion (Surface de Luc 1). La Surface de Lion (Bathonien terminal), surface d'érosion durcie perforée et encroûtée par des huîtres, marque la fin du régime carbonaté bathonien. Elle représente une discontinuité majeure reconnue de la Normandie au Maine (Rioult & Fily, 1975 ; Dugué, 1989, Dugué, 2007), mais également en Angleterre (Arkell, 1933 ; Rioult & Fily, 1975 ; Dugué, 1989).

Au-dessus de la Surface de Lion, la sédimentation redevient terrigène, entre le Bathonien terminal et l'Oxfordien inférieur (environ 100 m, Figure 1.4), avec des alternances marno-calcaires silteuses, pyriteuses et débris de bois à la base, passant à des marnes à foraminifères planctoniques au sommet. Il s'agit des formations suivantes : Argiles de Lion (Bathonien terminal), Marnes d'Escoville (Callovien inférieur), Marnes d'Argences (Callovien inférieur), Marnes à *Belemnopsis latesulcata* (Callovien inférieur), Marnes sableuses et calcaires de Crèvecœur (Callovien moyen), Marnes de Dives (Callovien supérieur), Marnes de Villers (Oxfordien inférieur) et Oolithe ferrugineuse de Villers (Oxfordien inférieur).

Les apports détritiques d'origine armoricaine deviennent à la fois plus grossiers et plus importants au passage de l'Oxfordien inférieur et de l'Oxfordien moyen (Argiles à *Lopha gregarea* et Calcaire d'Auberville, Figure 1.4). Un nouveau régime carbonaté débute à l'Oxfordien moyen, avec des calcaires oolithiques et bioclastiques (Calcaire oolithique de Trouville) surmonté localement par des constructions récifales isolés ou par des faciès périrécifaux (*Coral rag*, Calcaire de Blangy, Oxfordien moyen). Le passage Oxfordien moyen/Oxfordien supérieur (Figure 1.4) correspond à une surface d'érosion, associée à une importante lacune biostratigraphique (Surface de Blangy, Rioult & Fily, 1975 ; Dugué, 1989). Elle correspond au démantèlement de la plate-forme carbonatée oxfordienne, à la suite du soulèvement du Nord de la bordure occidentale (pays d'Auge et Dorset), puis de la reprise de l'érosion des terres émergées armoricaines. Cette instabilité des fonds sous marins se poursuit à l'Oxfordien supérieur avec la présence de déformations synsédimentaires d'origine séismique (Calcaire gréseux de Hennequeville) (Dugué, 1995).

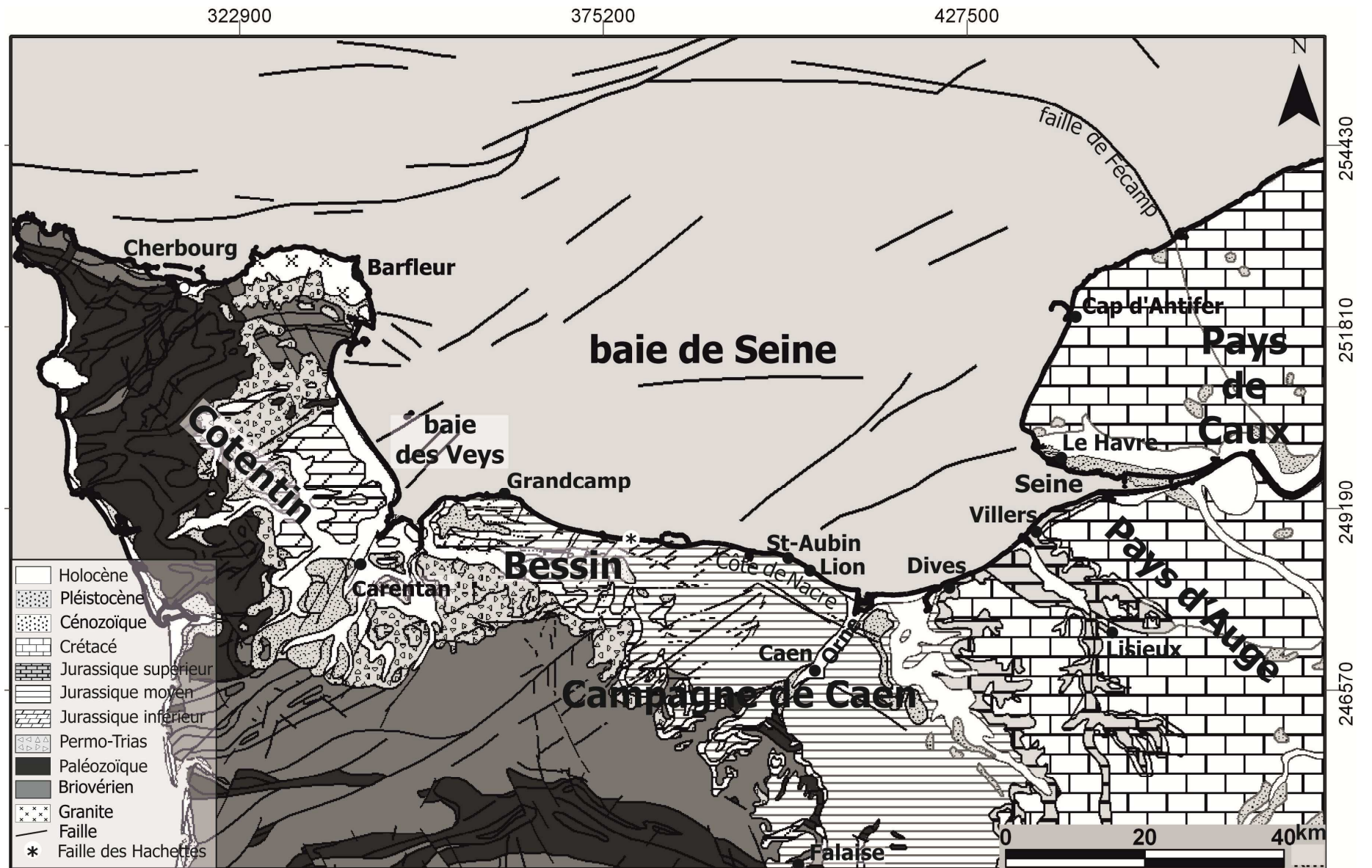


Figure 1.3 : Carte géologique simplifiée de la Normandie (extraite de la carte géologique de la France à 1/1 000 000. 6^e édition ; Chantraine *et al.*, 1999).

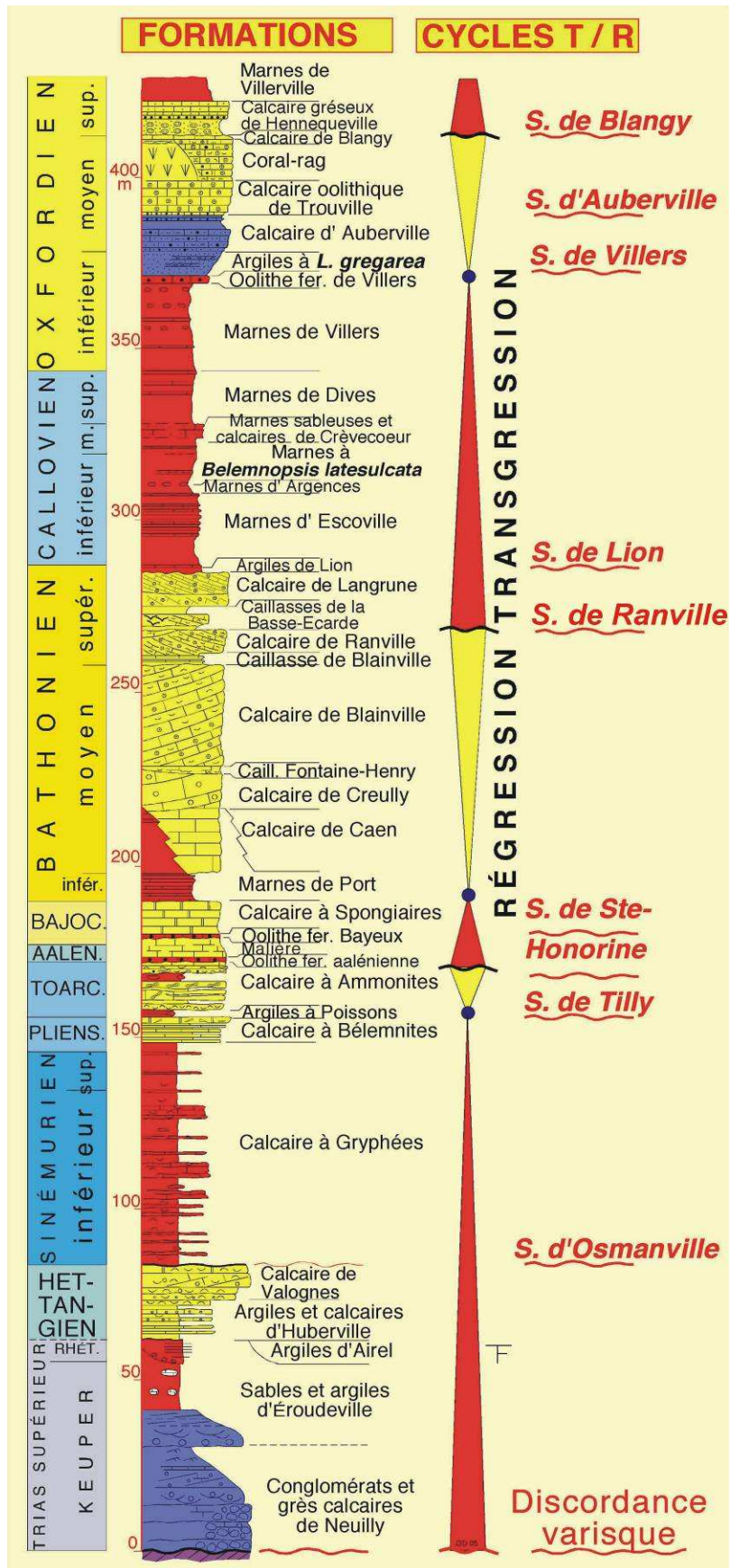


Figure 1.4 : Coupe géologique synthétique des séries triasiques et jurassiques de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien présentant les cycles de transgression/régression de 2^e ordre et les discontinuités sédimentaires associées (Dugué *et al.*, 1998).

L'Oxfordien supérieur est caractérisé (Figure 1.4) par le retour d'apports de sables fins quartzeux (Calcaire gréseux de Hennequeville, 10 m, Oxfordien supérieur) alimentés par la progradation W-E d'un delta sableux armoricain (Sables de Glos), dans le pays d'Auge, autour de Lisieux.

Ces calcaires (Nord du pays d'Auge) et sables quartzeux (Sud du pays d'Auge) sont ensuite recouverts par des marnes (Marnes de Villerville, Marnes de Cricquebœuf, ..., Oxfordien supérieur). La sédimentation terrigène se poursuit au Kimméridgien inférieur (Guyader, 1968). Au Kimméridgien supérieur, la transgression s'affirme dans tout le Bassin anglo-parisien.

1.1.2.3 Crétacé

À la fin du Jurassique, la presque totalité de la France et de l'Europe connaissent une longue période d'émersion qui dure environ 20 M d'années (Zigler, 1988, 1990). Cette période s'explique par l'ouverture du golfe de Gascogne, dans l'océan Atlantique, écartant la France de l'Ibérie. Il s'ensuit un soulèvement et un basculement, à la fois vers le Nord et vers l'Est du Massif armoricain, puis une érosion partielle de sa couverture d'altérites paléozoïques ou mésozoïques (Guillocheau *et al.*, 2003 ; Dugué, 2007). Les produits d'érosion avec des sables grossiers alimentent en contrebas des environnements continentaux, dans le bassin du Weald qui s'étend du fond marin de la Manche centrale jusqu'au Boulonnais (faciès wealdiens) (Thiry *et al.*, 2006) et du Sud d'Angleterre au Maine (Dugué, 2007).

En Normandie occidentale, les faciès détritiques continentaux wealdiens affleurent partiellement dans le centre Cotentin (Rioult & Juignet, 1965) et dans le Bessin (Grès du Planet).

La série crétacée affleure aux deux extrémités de la baie de Seine (Figure 1.3), à l'Ouest dans le centre-Cotentin (Vieillard & Dollfus, 1875 ; Bignot *et al.*, 1968) et à l'Est, du pays d'Auge au pays de Caux (Juignet, 1974). La transgression crétacée a certainement progressé plus vers l'Ouest, recouvrant une partie du Massif armoricain. Les dépôts crétacés ont été ensuite érodés ou en partie dissous durant le Cénozoïque, laissant sur place des résidus de décalcification, avec silex, sables et argiles (Quesnel, 1997). En haute-Normandie (Figure 1.3), la sédimentation crétacée débute également par des sables quartzeux grossiers continentaux (faciès wealdiens) (Rioult & Juignet, 1965). La transgression du Crétacé inférieur atteint tardivement le pays de Caux, puis le pays d'Auge, à la fin du Crétacé inférieur (Aptien), déposant des argiles, des sables quartzeux et des sables glauconieux. Cette transgression est momentanément interrompue à l'Albien inférieur. En effet, une déformation affecte le Cotentin (Rioult, 1966) et érode les terrains paléozoïques et mésozoïques ; elle sera à l'origine du dépôt de galets et de sables (Poudingue ferrugineux, Albien inférieur et moyen) en Normandie, entre Le Havre, Honfleur et Lisieux (Juignet, 1971). À l'Albien supérieur, la transgression se poursuit vers l'Ouest, en direction du Cotentin et envahit l'Orne et le Maine, y déposant des argiles (faciès Gault), puis des marnes glauconieuses et finalement des sables glauconieux (Figure 1.5).

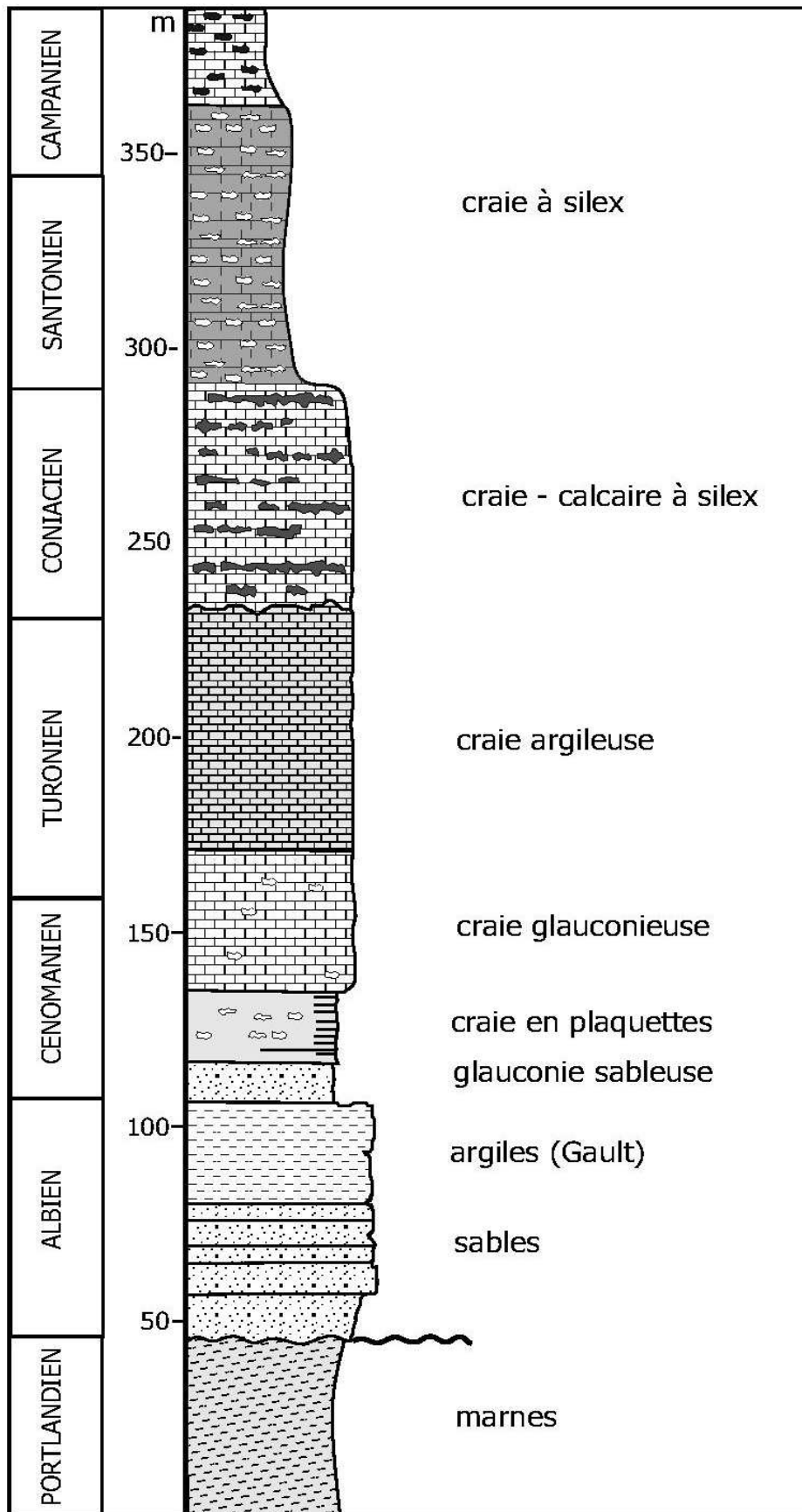


Figure 1.5 : Coupe géologique synthétique de la série crétacée en Seine-maritime. Les terrains maastrichtiens n'affleurent pas en Seine-maritime (Lefebvre, 1998).

Au Cénomanién (Figure I.5), la transgression mondiale se poursuit. Toute l'Europe du NW sera recouverte au Turonien-Sénonien par une craie pélagique homogène, s'enrichissant en silex au Sénonien (Figure I.5).

Les dépôts du Turonien supérieur deviennent plus riches en bryozoaires. Le dépôt d'une craie à silex (Figure I.5) est attesté jusqu'au Maastrichtien supérieur, en haute-Normandie (Quesnel *et al.*, 1996 ; Quesnel, 1997) et entre le Coniacien et le Maastrichtien inclus, pour le reste du Bassin parisien (Quesnel & Bourdillon, 2004).

A la fin du Crétacé, la surrection du Bray bloque les communications marines entre la mer de la Manche et le Bassin parisien. Le domaine marin se cantonne dorénavant aux secteurs les plus profonds de la mer du Nord et des entrées de la Manche (Ziegler, 1990).

Si l'épaisseur des séries fossilifères crétacées conservées sur les côtes de la baie de Seine reste faible dans le Cotentin (20 m maximum), elle dépasse 350 m en haute Normandie. Dans le centre-Cotentin, la série crétacée débute par des sables quartzeux et glauconieux (2 m) à *Orbitolina concava* (Cénomanién inférieur), transgressifs sur les alternances marno-calcaires du Sinémurien ou sur un paléosol anté-Cénomanién (Riout & Juignet, 1965). Ils sont localement surmontés par des calcaires sublithographiques ou des calcaires à bryozoaires (Craie à *Baculites anceps*, 20 m) datés du Maastrichtien (Vieillard & Dollfus, 1875 ; Bignot & Larssonneur, 1969).

1.1.3 Couverture cénozoïque

Seule une épaisse série marine cénozoïque (environ 300 m) a été préservée dans le Centre Cotentin (Figure 1.6), avec plusieurs épisodes de sables et graviers coquilliers ou faluns datés de l'Éocène moyen-supérieur, Miocène moyen et du Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur (Vieillard & Dollfus, 1875 ; Bignot *et al.*, 1968 ; Pareyn, 1980b ; Dugué *et al.*, 2005). Ces faluns cénozoïques se localisent au Sud-Est du Cotentin et en arrière des reliefs ordoviciens culminant actuellement à une centaine de mètres. Ces dépôts cénozoïques sont alignés selon une direction subméridienne, plus ou moins parallèle à la côte occidentale du Cotentin (Dugué *et al.*, 2005). La sédimentation cénozoïque du Cotentin a enregistré au moins cinq transgressions (Dugué *et al.*, 2005) :

- la première transgression débute au Lutétien-Bartonien, déposant des faluns à foraminifères benthiques (Calcaire de Fresville, 10 à 20 m) ;
- une deuxième transgression de plus faible extension, au Rupélien (Oligocène inférieur), dépose les Argiles à corbules (0 à 15 m) ;
- une troisième transgression débute au Miocène inférieur, recouvrant la partie occidentale du Massif armoricain (Touraine, Anjou, Bretagne) et atteignant le Cotentin au Miocène moyen, avec les faluns à bryozoaires (Falun de Bléhou, environ 60 m) ;

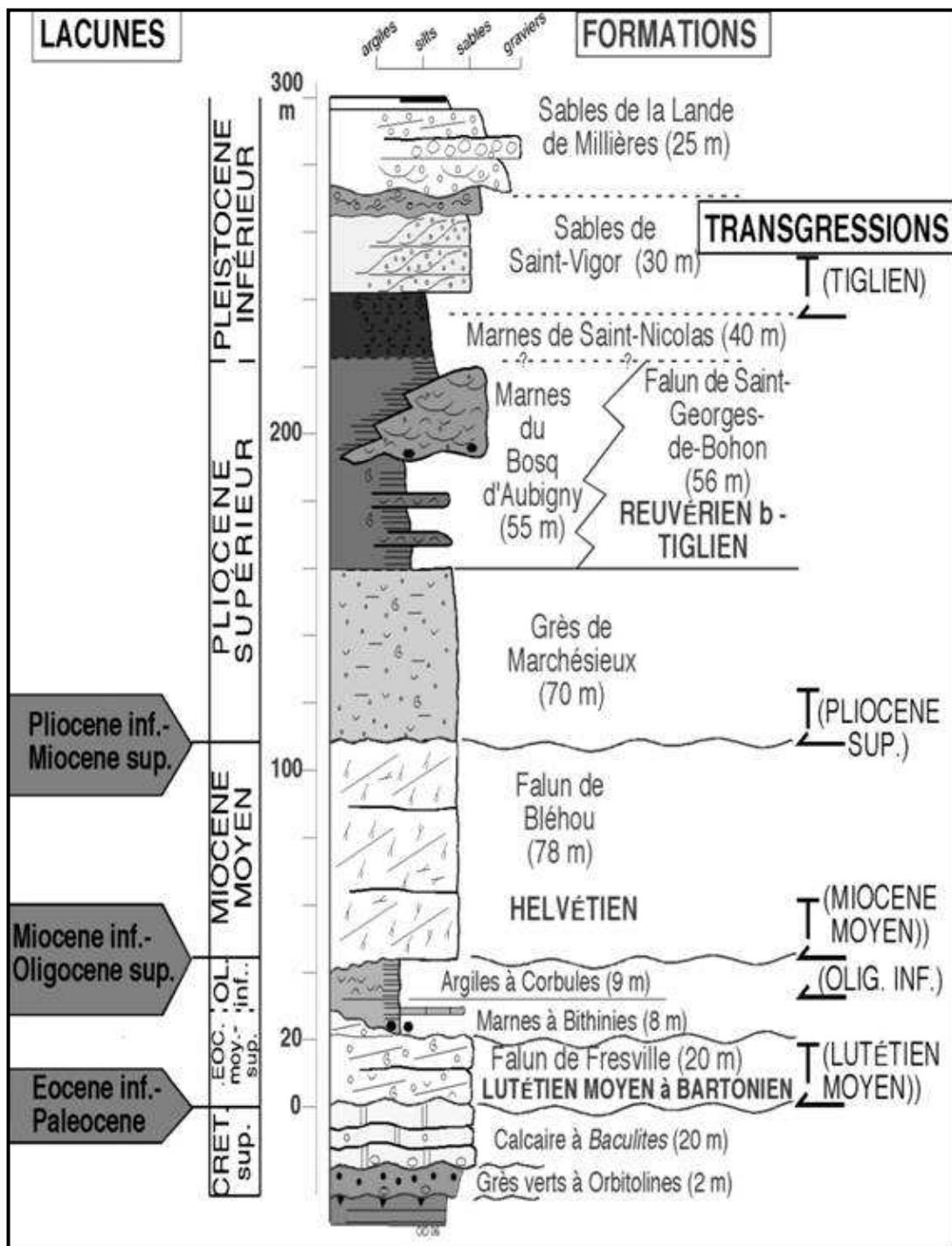


Figure 1.6 : Coupe géologique synthétique des séries cénozoïques du Cotentin, montrant les transgressions cénozoïques et les lacunes de dépôt associés (Dugué *et al.*, 2007).

- une quatrième transgression au Pliocène supérieur dépose des sables quartzeux argileux à coccolithes (Garcin *et al.*, 1997, Dugué, 2003), passant latéralement en domaine plus protégé à des marnes et à des faluns subtidaux (Faluns de Saint-Georges-de-Bohon, 70 m maximum), entre le Pliocène supérieur et le Pléistocène inférieur (250 mètres) ;
- la dernière transgression au Tiglien (Pléistocène inférieur) est reconnue dans le Cotentin, le Bessin et la basse vallée de la Seine, avec des sables quartzeux tidaux (Sables de Saint-Vigor, Sables de Saint-Eustache). En revanche, le reste de la Normandie (campagne de Caen, pays d'Auge et pays de Caux) est soumis à une sédimentation continentale prédominante.

Cette série cénozoïque de Normandie se caractérise également par de nombreuses et longues lacunes sédimentaires (Vieillard & Dolfus, 1875 ; Dugué *et al.*, 2007), avec l'absence de tout le Paléocène, de l'Eocène inférieur et moyen, de l'Oligocène supérieur, du Miocène inférieur et supérieur et du Pliocène inférieur. Ces dernières ont été expliquées par les déformations compressives intraplaques de l'Europe du Nord-Ouest. Elles débutent au Crétacé supérieur et se poursuivent jusqu'au Quaternaire (Ziegler, 1990).

1.2 Discontinuités sédimentaires

Les discontinuités sédimentaires (Figures 1.4, 1.5 et 1.6) correspondent à des changements sédimentaires ou fauniques. Au voisinage du Massif armoricain, les discontinuités deviennent plus nombreuses dans la sédimentation mésozoïque et cénozoïque ; elles sont à la fois définies par leur extension géographique et par l'importance des changements sédimentaires ou biologiques qu'elles induisent (Riout et Fily, 1975). En baie de Seine, ces discontinuités seront recherchées systématiquement dans les profils sismiques pour un découpage sismostratigraphique des unités.

1.2.1 Discordance varisque

En basse Normandie, la discordance varisque reste visible dans des carrières au Sud de Caen, dans les vallées de l'Orne et de la Laize (Riout, 1957 ; Dugué *et al.*, 1998) et au Sud de Falaise, dans le département de l'Orne (exemple carrière de Villedieu-les-Bailleul). Cette discordance varisque est marquée par les calcaires du Bathonien moyen transgressifs sur le Grès armoricain d'âge ordovicien (Figure 1.7).

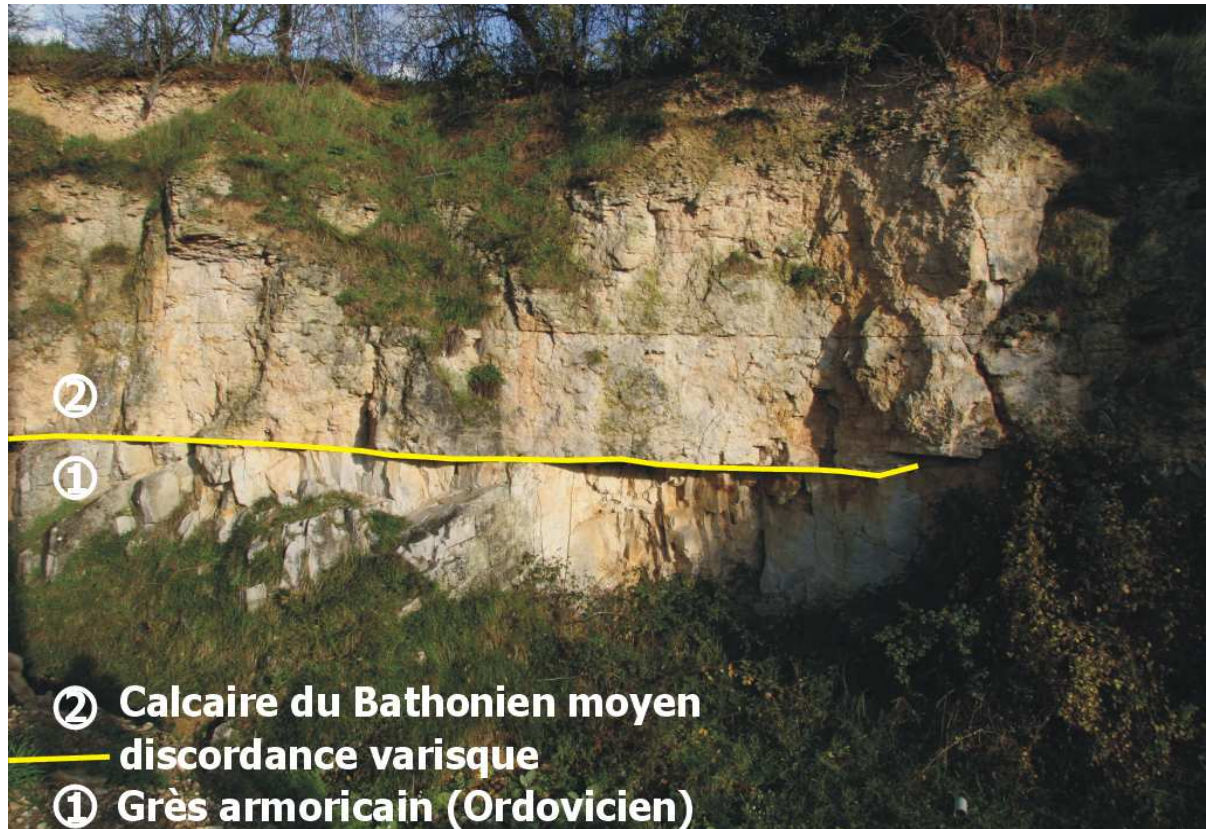


Figure 1.7 : Photographie de la carrière de Villedieu-les-Bailleul, montrant la discordance angulaire varisque. Les terrains calcaires du Bathonien moyen reposent sur les bancs redressés du Grès armoricain (Ordovicien).

1.2.2 Discontinuités sédimentaires jurassiques

Dans la série jurassique, les discontinuités sédimentaires sont depuis longtemps inventoriées et décrites (Figure 1.4). Les plus importantes ont été mises en parallèle avec les déformations régionales de la bordure Est-armoricaine (Riout & Fily, 1975) ou avec les événements géodynamiques (Riout *et al.*, 1991 ; Dugué *et al.*, 1998 ; Dugué, 2007). Le Tableau 1.1 inventorie les principales discontinuités sédimentaires décrites dans la série jurassique avec leur interprétation géodynamique. Il est nécessaire de préciser que, ces discontinuités jurassiques ont été décrites à terre, en Normandie mais n'ont pas été reconnues en baie de Seine. Ceci nous amène à poser plusieurs hypothèses :

- soit ces discontinuités disparaissent vers le large (baie de Seine) ;
- soit la qualité et/ou la quantité des données sismiques sont insuffisantes pour pouvoir les distinguer.

Tableau 1.1: Principales discontinuités sédimentaires reconnues dans la série jurassique en Normandie et interprétation géodynamique (d'après Rioult, 1968 a, b, 1980 ; Fily, 1975 ; Rioult & Fily, 1975 ; Dugué, 1989 ; Rioult *et al.*, 1991 ; Dugué *et al.*, 1998).

Discontinuités	Stratigraphie	Extension géographique	Description	Interprétation
Surface d'Osmanville (Rioult, 1968a, b ; Rioult & Fily, 1975)	anté-Sinemurien	extension régionale (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 qui aura pour conséquence l'accentuation de la transgression liasique, au début du Sinémurien.
Surfaces de Sainte-Honorine (Rioult & Fily, 1975 ; Rioult <i>et al.</i> , 1997)	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 jusqu'au Bajocien supérieur et de lacunes biostratigraphiques	changements sédimentaires importants intervenant avant le début de la formation de la plate-forme bajo-bathonienne, le long de la bordure Est-armoricaine. Ces changements sont parallélisés à l'événement mésocimmérien de la mer du Nord (<i>mid-Cimmerian unconformity</i>) (Ziegler, 1990).
Surface de Ranville (Fily, 1974 ; Rioult & Fily, 1975 ; Rioult <i>et al.</i> , 1991)	intra-Bathonien supérieur	extension provinciale en Normandie	surface d'érosion, durcie et perforée	changement de la dynamique sédimentaire, rotation des paléocourants tidaux sur la plate-forme carbonatée bathonienne
Surface de Lion (Rioult & Fily, 1975 ; Dugué, 1989 ; Rioult <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	recouvrement de la plate-forme carbonatée est-armoricaine par les argiles du sillon marneux
Surface de Blangy (Rioult & Fily, 1975 ; Dugué, 1989 ; Rioult <i>et al.</i> , 1991)	passage Oxfordien moyen/Oxfordien supérieur	extension pluri-provinciale de la Normandie au sud de l'Angleterre	surface d'érosion, 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.
Surface de Villerville (Rioult & Fily, 1975 ; Dugué, 1989 ; Rioult <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.

1.2.3 Discordance cartographique entre les Systèmes Jurassique et Crétacé

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 à l'échelle du bassin versant côtier de la baie de Seine a été interprétée comme la réponse à l'ouverture du golfe de Gascogne et au soulèvement de la marge armoricaine septentrionale. Les altérites érodées de la couverture armoricaine ont été accumulées en contrebas, vers le Nord-Est, dans le bassin de Weald. Cette discordance à l'échelle de l'Armorique a été également reconnue en mer, au Nord du cap de la Hague (Lapierre *et al.*, 1970 ; Larsonneur, 1971) et au Nord de Guernesey, dans le Golfe Normand-Breton (Boillot & Horn, 1972) où le Crétacé supérieur repose directement sur le Jurassique.

1.2.4 Discontinuités sédimentaires crétacées

La série crétacée du Bassin parisien est caractérisée par plusieurs discontinuités sédimentaires, qui peuvent exister également en baie de Seine :

- deux surfaces d'érosion majeures caractérisent le Crétacé inférieur, marquant le passage de la sédimentation jurassique à une sédimentation terrigène (Wealdien), après le soulèvement du Massif armoricain (Guillocheau *et al.*, 2000 ; Lasseur, 2007) ;
- une importante surface de transgression (*onlap*) marque le passage de l'Albien-au Cénomaniens, sur la bordure Ouest et NW du Bassin parisien (Guillocheau *et al.*, 2000) ;
- les discontinuités du Crétacé supérieur dans le Bassin parisien, avec les surfaces de transgression du Cénomaniens moyen du Turonien moyen et de la chute brutale au Turonien supérieur.

1.2.5 Discontinuités sédimentaires cénozoïques

La série cénozoïque (Figure 1.6) du Cotentin est caractérisée par de très nombreuses et longues lacunes stratigraphiques (Tableau 1.2) (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, puis d'élévations du secteur faisant émerger le Cotentin avec l'érosion des terrains en reliefs (Vieillard & Dollfus, 1875 ; Pareyn, 1980b).

Tableau 1.2 : Cycles de transgression/régression (T/R) et principales discontinuités sédimentaires reconnus dans la série cénozoïque du Cotentin (Dugué, 2007).

Cycles T/R	discontinuités	formations du Cotentin
émersion, érosion		
Cycle Pléistocène inférieur	émersion, érosion	Sables de la Lande de Millières
		Sables de Saint-Vigor
émersion, érosion		
Cycle Pliocène inf./ Pléistocène inf.		Complexe de Marchésieux (Marnes du Bosq d'Aubigny, Falun de Saint-Georges-de-Bohon) Grès de Marchésieux
émersion, érosion		
Cycle Miocène moyen		Falun de Bléhou
émersion, érosion déformation mineures		
Cycle Eocène sup./Oligocène inf.		Argiles à Corbules Marnes à Bithinies
déformation (ondulation), émersion, érosion		
Cycle Eocène moyen (Lutétien à Bartonien)		Calcaire de Fresville
déformation, émersion, érosion		
Maestrichtien		Calcaire à <i>Baculites</i>

1.3 Structuration du bassin versant côtier de la baie de Seine

La basse Normandie appartient au bloc armoricain (Figure 1.8) dont l'unité structurale est acquise à la fin de l'orogénèse cadomienne, puis parachevée avec l'orogénèse varisque. La limite orientale du bloc armoricain correspond aux failles en relais de Seine-Sennely (Figure 1.8) de direction N110 qui délimitent un graben subsident durant le Mésozoïque, appelé sillon marneux péri-armoricain (Rioult *et al.*, 1991) et une partie du Cénozoïque.

La cartographie géologique à 1/50 000 du bassin versant côtier de la baie de Seine (Figure 1.8), 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 :

- direction N110 ou "armoricaine" représentée par les axes synclinaux paléozoïques de Ranville, May-sur-Orne et Urville. Cette direction devient plus discrète dans la couverture mésozoïque du pays d'Auge (faille de Villers-sur-Mer, faille de Beaumont-en-Auge), au Nord de la campagne de Caen (faille de Périers-sur-le-Dan/Revières) et dans le Bessin (faille de Longues-sur-mer) ;

- direction N50 à N70 ou "varisque" représentée par les failles en relais traversant les terrains briovériens du Sud Cotentin et se poursuivant dans la couverture triasique et liasique du Bessin. Ce sont les failles entre Saint-Lô et Balleroy (Accident de la Drôme de Vernhet *et al.*, 1999), la faille suivie de proche en proche, entre Granville, Caumont et Arromanches (Accident de Granville de Vernhet *et al.*, 1999), les failles en relais limitant la bordure Sud du bassin houiller de Carentan, entre Coutances et Littry (Accident de Coutances de Vernhet *et al.*, 1999). Dans le Centre-Cotentin, la direction N50-N70 correspond à la barre ordovicienne de Montebourg-Quinéville et aux failles-limites des bassins triasiques et jurassiques de Valognes et de Sainte-Mère-Église qui sont sécantes à la vallée du Merderet ;
- direction N130 à N150, surtout exprimée au Sud du Massif armoricain, avec la faille passant par Céaucé, Domfront et Vire. Elle s'interrompt au contact du synclorium de la Zone bocaine, puis se poursuit dans le Cotentin, avec la faille de la vallée du Merderet. La faille du Plain parallèle à la côte orientale du Cotentin met en contact les terrains jurassiques à l'Ouest, avec les rochers littoraux précambriens, paléozoïques et liasiques à l'Est (Pareyn & Royant, 1964 ; Rioult, 1968a) ;
- direction N0 à N20 est surtout exprimée sur le littoral du Bessin, entre la Pointe du Hoc à l'Ouest et Arromanches à l'Est ;
- direction N90 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 présentant un compartiment Nord surélevé et un rejet d'environ 5 à 8 mètres. Au Nord de Bayeux, la faille de Villers-le-Sec limite au Nord, le héli-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 (Bigot, 1885) 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 du 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.

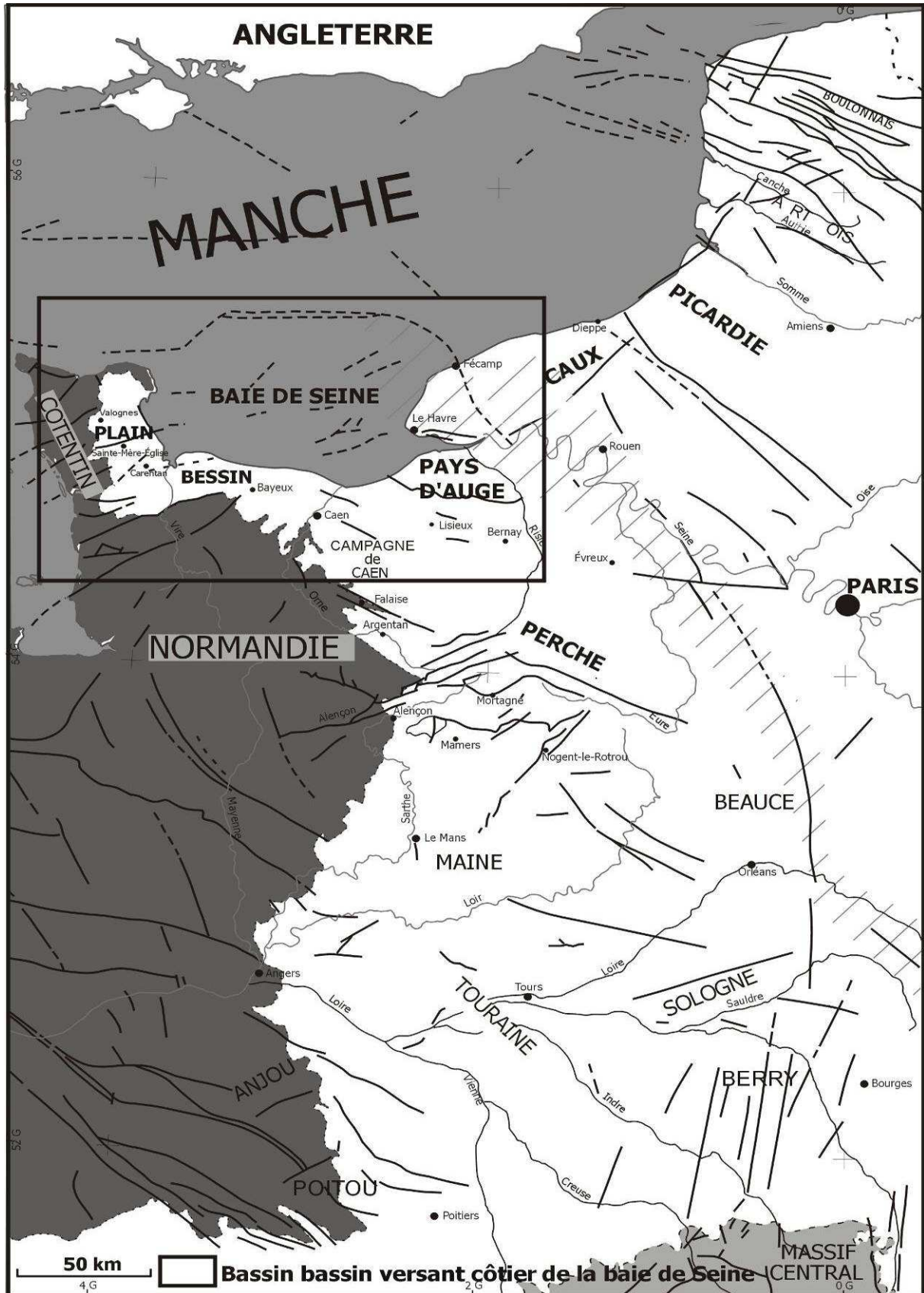


Figure 1.8 : Structuration de la bordure Est-armoricaine et de la mer de la Manche centrale, en hachures : localisation de l'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (A.M.B.P.) d'après carte géologique la France à 1/1 000 000 et synthèse géologique du Bassin de Paris (*in* Dugué, 2007).

1.4 Bassins sédimentaires du bassin versant côtier de la baie de Seine

Les principales directions structurales (Figure 1.8) compartimentent le bassin versant côtier de la baie de Seine en plusieurs bassins sédimentaires créés lors de la distension à la fin du Paléozoïque et rejoignant au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque.

Le bassin du centre-Cotentin est un quadrilatère limité à l'Ouest et à l'Est par des failles de direction N 150 et structuré en héli-grabens et par des failles de direction N 50-N70. Son histoire structurale reste complexe. La distension fini-hercynienne est à l'origine du bassin houiller carbonifère de Carentan et des coulées basaltiques associées d'âge stéphano-permien (Le Gall *et al.*, 1989). Au Trias, mais surtout durant le Lias, les sous-bassins sédimentaires de Valognes au Nord et de Sainte-Mère-Église au Sud s'individualisent (Rioult, 1968a), séparés par le horst ordovicien de Montebourg-Quinéville. Entre le Crétacé supérieur et le Pléistocène inférieur, ce domaine demeure le seul bassin marin subsident de la basse-Normandie. Il correspond aujourd'hui, à l'emprise des marais tourbeux holocènes de Carentan (Le Gall *et al.*, 1989).

Le bassin du Bessin est limité par l'estuaire actuel de la Vire (baie des Veys) à l'Ouest et par la faille de direction N50 Coutances-Arromanches, au Sud et à l'Est. Ce bassin existe dès le Trias, et demeure subsident durant le Bathonien inférieur-moyen (Marnes de Port-en-Bessin). Dans le détail, la bordure côtière du Bessin, entre Grandcamp et Port-en-Bessin (Fily *et al.*, 1989) est affectée par deux principales directions de failles N90 et N0 à N20 à l'origine d'une succession de horsts et grabens d'âge cénozoïque.

Le bassin Nord de la campagne de Caen-pays d'Auge est limité par des failles de direction N110 à regard SW (failles de Périers-sur-Dan/Reviens et faille de Villers-sur-Mer, Elhaï, 1963) assurant le passage graduel du bloc armoricain au graben de la Seine.

1.5 Évolution post-varisque du bloc armoricain

La façade côtière actuelle de la basse Normandie a représenté un domaine marin subsident au Mésozoïque et, à l'exception du passage Jurassique/Crétacé, recevant des apports marins, soit par le rift de la Manche ouvert sur le rift Arctique-Nord Atlantique (Trias, Jurassique, Ziegler, 1990), soit par le bassin du Sud-Est (Crétacé inférieur à supérieur).

Entre la fin du Jurassique et le début du Crétacé, l'ouverture du golfe de Gascogne favorise le soulèvement du Massif armoricain et l'érosion d'une partie de sa couverture (Guillocheau *et al.*, 2000), alimentant en contrebas, les environnements continentaux wealdiens de la mer de la Manche orientale actuelle.

En Normandie, les plus importantes déformations de la couverture apparaissent à la fin du Crétacé et au Cénozoïque, avec plusieurs déformations compressives en domaine intraplaque (Ziegler, 1990). La Normandie est située à la fois à plus de 1 000 km des

fronts orogéniques actifs pyrénéens et alpins et à proximité d'un océan Atlantique Nord en cours d'ouverture et de structuration. Il en résulte des plis à grand rayon de courbure dans la couverture jurassique et crétacé, des érosions et des lacunes prolongées dans la sédimentation, entre le Paléocène et l'Éocène moyen, entre l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur et entre le Miocène supérieur et le Pliocène inférieur (Dugué *et al.*, 2007).

Les terrains mésozoïques de la façade littorale de la baie de Seine présentent une structure monoclinale faillée (Figure 1.9), avec des terrains d'âges de plus en plus récents, d'Ouest en Est, en direction de l'estuaire de la Seine. Ces terrains se répartissent selon plusieurs cuestas créées par les différentes déformations et érosions mésozoïques et cénozoïques, du Bassin parisien (Rioult *et al.*, 1991 ; Gigot *et al.*, 1999).

Au Sud de Caen, les terrains pliensbachiens (Figure 1.9) présentent une direction moyenne 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 profonds du Havre, les couches de l'Oolithe ferrugineuse de Villers (Oxfordien inférieur) plongent d'un demi-degré environ vers l'Est (Guyader, 1968).

Toutes ces déformations post-varisques ont structuré les reliefs normands, en surélevant une bande haute localisée au Sud de la Normandie (Perche) (Figure 1.8) qui s'affaisse ensuite vers le Nord, en direction de la baie de Seine. Le bombement de l'Éperon du Perche passant par Alençon marque un changement de la direction de la bordure Est-armoricaine 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) dans le prolongement vers l'Est de la Zone bocaine et un linéament méridional d'orientation N 60° E (linéament Vitré-Mayenne-Alençon) qui se prolonge vers l'Est, par le cisaillement Nord-armoricain.

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 connue à l'affleurement, en revanche, plusieurs indices sédimentaires, paléogéographiques,...etc attestent de déformations syn-sédimentaires sur tout le pourtour de la baie de Seine (Rioult, 1985 ; Rioult *et al.*, 1991 ; Gigot *et al.*, 1999 ; Dugué *et al.*, 2005 ; Dugué, 1989, 2007) :

- tendance positive mésozoïque de l'Éperon du Perche

La série sédimentaire bajo-bathonienne épaisse (100 m) dans la campagne de Caen se biseaute vers le SE. Plusieurs formations décrites au Nord (Calcaire de Blainville, Caillasse de Blainville, Calcaire de Ranville) ne sont pas représentées au Sud de la Zone bocaine, à la suite de la tendance positive de l'Eperon du Perche.

- minéralisations

Des minéralisations (blende, fluorine, galène, silice et barytine) sont décrites depuis le Trias (Cotentin) jusqu'au Bathonien moyen, de part et d'autre de l'Éperon du Perche. Elles sont interprétées comme des solutions minéralisantes libérées au cours du rejeu d'anciennes structures hercyniennes (Rioult, 1985).

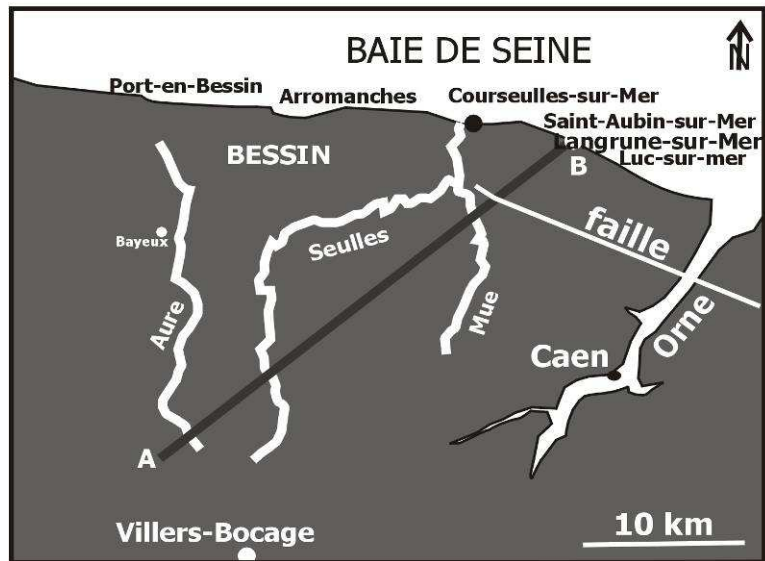
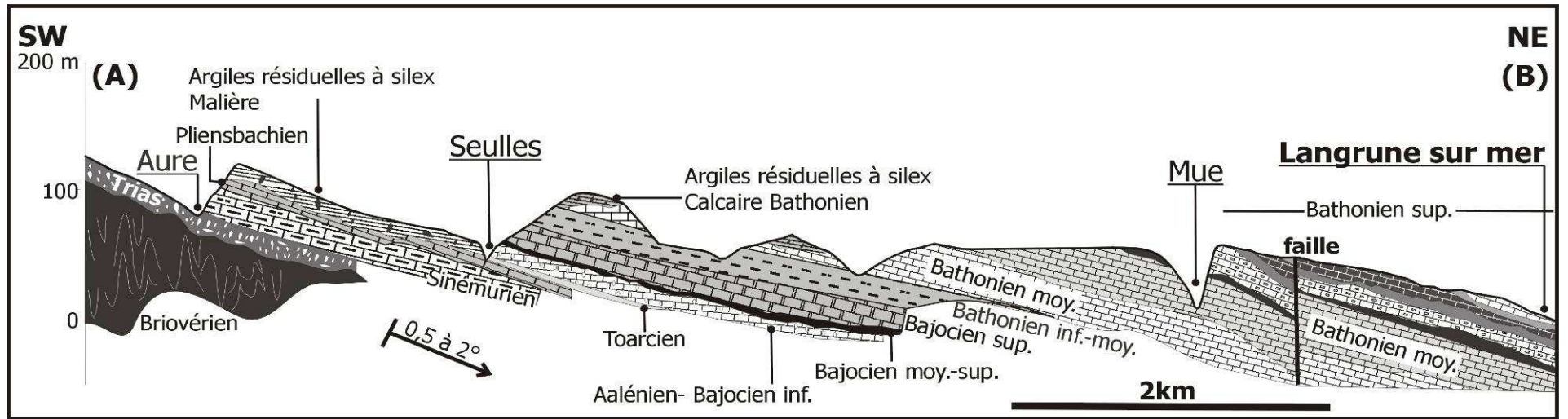


Figure 1.9 : Coupe géologique SW-NE des environs de Caen, montrant la structure monoclinale des terrains jurassiques et le pendage de leurs couches (*in* Maurizot *et al.*, 2000).

Ces épisodes de minéralisations semblent concorder avec les épisodes de déformation régionale les plus importantes de la fin du Trias, Hettangien, Pliensbachien et Bathonien moyen (Dassibat *et al.*, 1982). Mais un rejeu jurassique de certaines failles du socle, suivi de minéralisations, n'exclut pas d'éventuelles remobilisations, avec ou sans solutions minéralisantes, au Crétacé et au Tertiaire.

1.6 Conclusion

Le bassin versant côtier de la baie de Seine occupe une position singulière à la frontière du Massif armoricain et du bassin de Paris qui explique la diversité et les variations lithologiques.

Les principaux points de cette synthèse géologique permettent d'établir un découpage sismostratigraphique en baie de Seine. Ce découpage est basé sur des corrélations entre les surfaces particulières des formations géologiques observées à terre et les discordances des unités sismiques observables sur les profils sismiques :

- les terrains normands sont caractérisés par cinq grandes unités avec des contrastes lithologiques importants (socle armoricain, sables et argiles triasiques, alternances marno-calcaires ou calcaire-marneux jurassiques, craies crétacées et argiles et calcaires lumachelliques cénozoïques) devant être reconnues sur les profils sismiques ;
- les différentes formations géologiques de la Normandie sont également caractérisées par des discontinuités majeures (Tableaux 1.1 et 1.2) qui peuvent être reconnues en sismique ;
- les assises mésozoïques du bassin versant côtier de la baie de Seine sont organisées en une structure monoclinale (Figure 1.9), présentant des ondulations et des failles qui peuvent se prolonger en mer.

2 Cadre géologique de la baie de Seine : bilan des connaissances

Ce deuxième chapitre est une brève synthèse des données bibliographiques établissant les caractères stratigraphiques et structuraux du substratum géologique de la baie de Seine et ses relations avec les affleurements côtiers normands

2.1 Série géologique de la baie de Seine

De nombreuses recherches sont menées en baie de Seine depuis le début des années 70 (Larsonneur, 1971 ; Larsonneur *et al.*, 1974 ; Auffret & Colbeaux, 1977 ; Auffret & Alduc, 1977 ; groupe Norois, 1972 ; Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980 ; Auffret *et al.*, 1982 ; Hamblin *et al.*, 1992...). Ces travaux concernent à la fois le substratum géologique et la couverture quaternaire. Dans ce chapitre, seul le substratum géologie est détaillé.

L'une des questions majeures posées dans le travail de King (1954) ou dans la thèse de Larsonneur (1971) est de comprendre le prolongement en mer, des terrains géologiques qui affleurent au Sud de Angleterre et au Nord de la France. Une première réponse à cette question a été apportée avec la publication d'une carte géologique des fonds de la Manche centrale et de la baie de Seine en relation avec leur bassin versant, par King (1954) (Figure 1.10). Cinq grands ensembles géologiques sont ainsi distingués en baie de Seine : socle, Trias, Jurassique, Crétacé inférieur et Crétacé supérieur. Dans les années 70, environ 1 000 km de profils sismiques réalisés en baie de Seine et au Nord du Cotentin permettent à Larsonneur *et al.*, (1974) de publier une nouvelle carte géologique. Cette carte est ensuite complétée par Auffret *et al.*, (1982) dans la partie Nord de la baie de Seine, avec la mise en évidence d'un synclinal tertiaire.

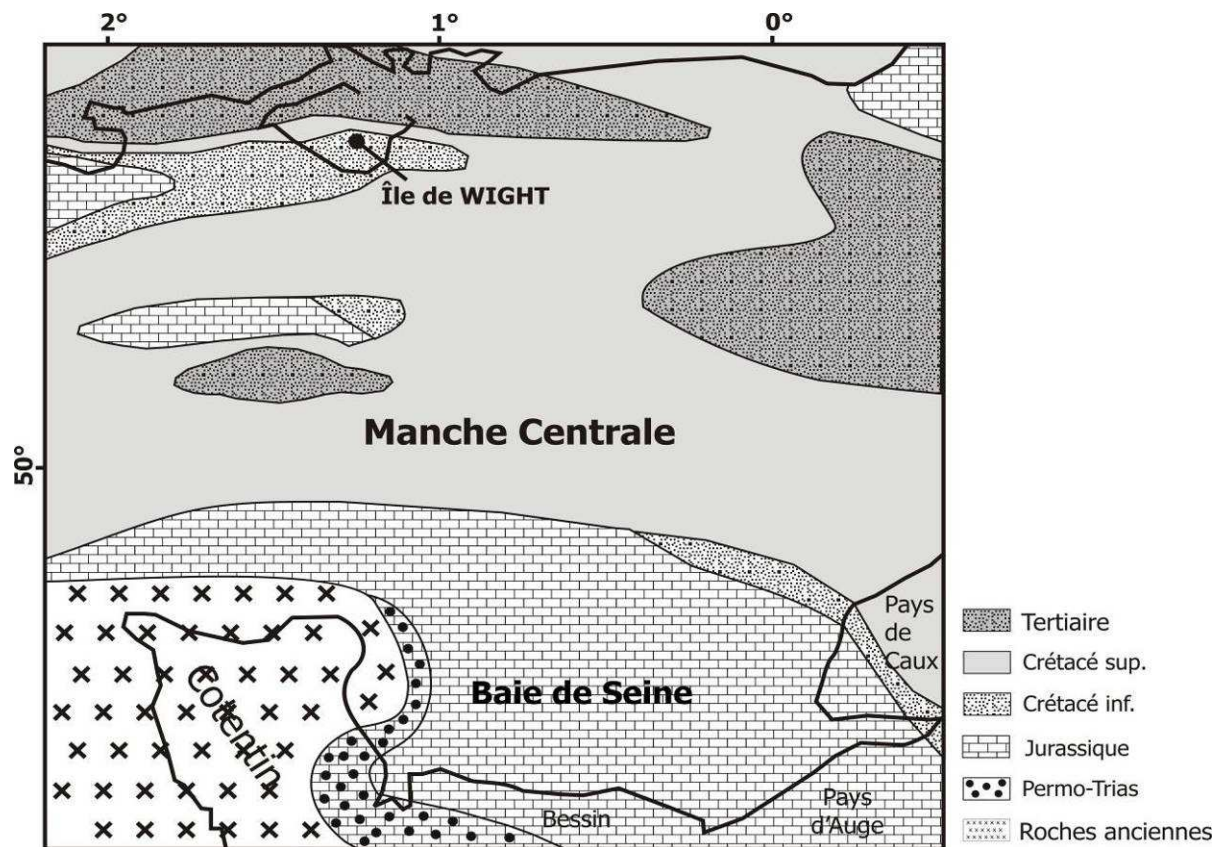


Figure 1.10 : Première carte géologique de King (1954) du substratum de la baie de Seine et de la mer de la Manche centrale.

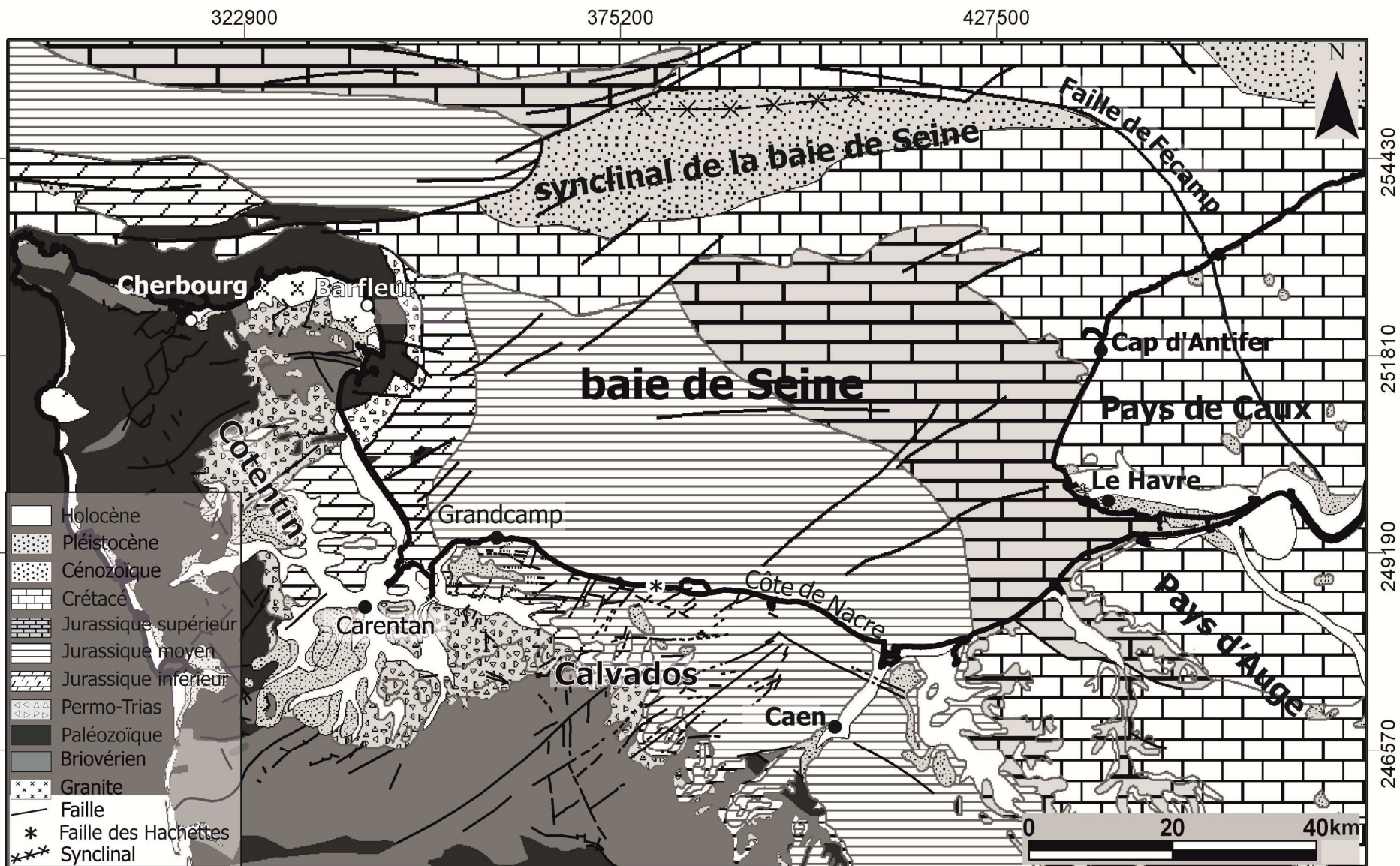


Figure 1.11 : Carte géologique de la baie de Seine (Auffret *et al.*, 1982) et de son bassin versant (extrait de la carte géologique de la France à 1/1 000 000 6^e édition ; Chantraine *et al.*, 1999).

Ces cartes établissent les principaux ensembles stratigraphiques du substratum géologique de la baie de Seine (Figure 1.11) :

- le socle armoricain et les terrains du Trias au large du Cotentin ;
- la couverture mésozoïque avec ses différentes auréoles, du Jurassique inférieur à l'Ouest, du Jurassique moyen au centre, du Jurassique supérieur à l'Est et du Crétacé au Nord de la baie (Larsonneur *et al.*, 1974) ;
- la couverture tertiaire présente au Nord de la baie de Seine (Auffret *et al.*, 1982) ;
- quelques grandes failles et la présence d'une structure synclinale tertiaire au Nord de la baie.

2.1.1 Le socle armoricain

Le socle armoricain affleure (Figure 1.11) jusqu'à 6 milles marins de la péninsule du Nord Cotentin, puis s'ennoie au-delà, sous la couverture mésozoïque (Larsonneur *et al.*, 1974). Les terrains briovériens affleurent au large de Cherbourg et sur la bordure Sud du massif de Barfleur avec des lithologies analogues à celles décrites à terre (Graindor, 1957 et 1959). Ce sont des schistes à cordiérite et des amphibolites (Briovérien inférieur) et des phanites (Briovérien moyen) ; le Briovérien supérieur n'a pas été reconnu (Larsonneur, 1971).

Selon Larsonneur (1971), les terrains granitiques et cristallophylliens se prolongent également en mer, au large de Barfleur et à l'Ouest, au large de la Hague, à plus d'un mille. Cette interprétation s'appuie sur des prélèvements en mer (Figure 1.12) et sur les irrégularités des fonds relevés à l'échosondeur, la morphologie sous marine présentant un relief granitique bosselé et très accidenté (Larsonneur, 1971).

Les terrains paléozoïques occupent le Nord de la Hague (à environ 2 milles de la côte), avec des faciès gréseux cambro-ordoviciens et les abords de Quinéville et des Îles de Saint-Marcouf avec des grès-quartzites à scolithes de l'Ordovicien inférieur (Larsonneur, 1971 ; Larsonneur *et al.* 1974). Ces terrains paléozoïques sont orientés E-W. Ils sont en contact faillé avec les calcaires liasiques au large des Îles de Saint-Marcouf (Larsonneur, 1971).

Le socle armoricain reste inconnu dans les parties centrale et orientale de la baie de Seine. Toutefois, un forage de recherche pétrolière (Nautile 1, Maillard, 1983, Figure 1.13) d'environ 1 050 m de profondeur a reconnu l'existence d'un socle paléozoïque, à environ 1 000 m de profondeur, en Manche orientale (Figure 1.13). La profondeur du substratum paléozoïque explique qu'il ne puisse pas être atteint par une sismique haute résolution. Dans ce forage Nautile, les terrains paléozoïques sont des conglomérats à éléments de micaschiste surmontés par un intervalle de roche très fine, d'aspect argileux (1 010-1 031 m, cotes forage). Cette formation (21 m) est attribuée au Stéphanien-Autunien. La base de ce forage (entre 1 031 et 1 050 m) est un microgranite très altéré avec des gros feldspaths rosés et des cubes de pyrite.

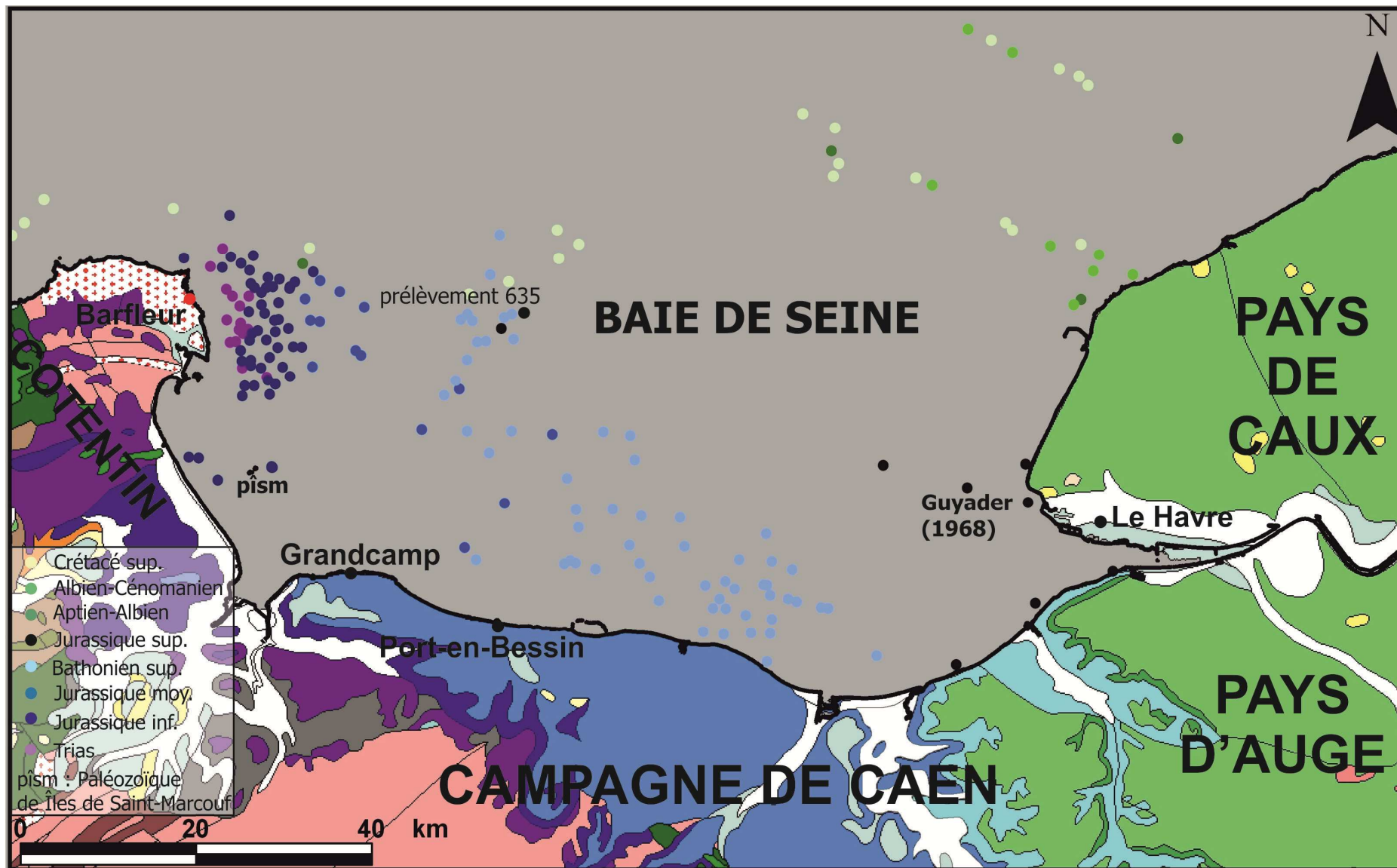


Figure 1.12 : Localisation des principaux prélèvements dans le substratum géologique de la baie de Seine (Larsonneur, 1971 ; groupe Norois, 1972).

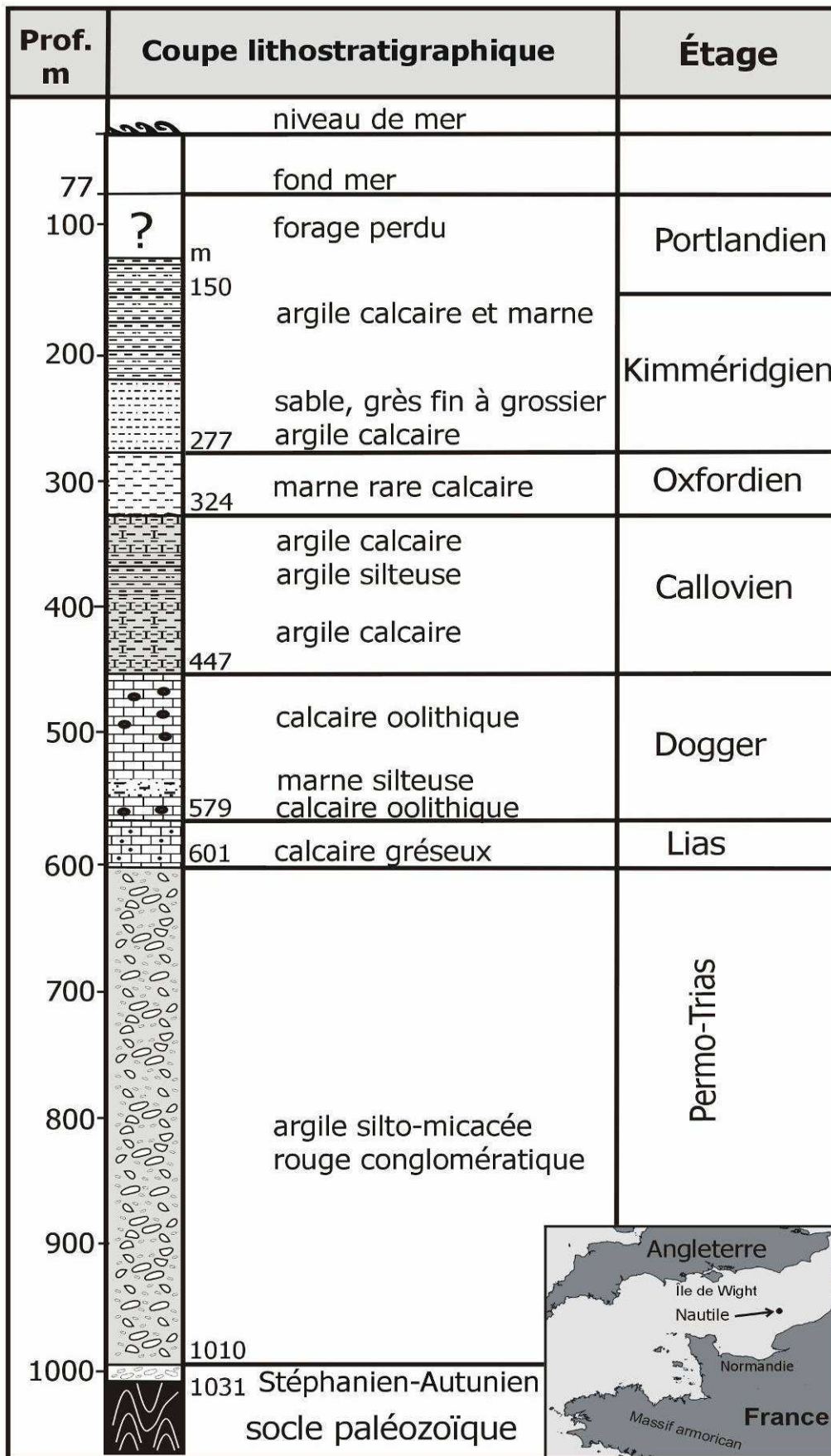


Figure 1.13 : Détail de la coupe lithostratigraphique du forage Nautilie (Millard, 1983) localisé à une cinquantaine de kilomètres à l'Est de la baie de Seine (X = 0°16'51"46 W ; Y = 49°58'49"84 N).

2.1.2 Couverture mésozoïque

2.1.2.1 Trias

Le Trias a été reconnu en baie de Seine, à la périphérie orientale du Cotentin, à partir de carottages et de dragages par le groupe Norois (1972), (Figure 1.12). Ces terrains triasiques affleurent sous forme d'une auréole au large du Cotentin (Figure 1.11), selon une bande d'environ 2 km, entre la Pointe de Barfleur et Saint-Vaast-la-Hougue, mais restent inconnus au Nord de Cherbourg (Larsonneur, 1971 ; Robert, 1972). Leurs caractères lithologiques décrits par le groupe Norois (1972) les rattachent aux affleurements triasiques du Cotentin décrits par Rioult & Gautsch (1967). Il s'agit :

- base de la Formation de Neuilly (calcaires argileux, gréseux ou silicifiés et barytinifère) ;
- sommet de la Formation de Neuilly-la-Forêt aux couches de la Formation d'Éroudeville (grès feldspathiques, argiles bariolées à passées sableuses et conglomérats) ;
- Formation des Argiles d'Airel (argilites finement litées, versicolores, gris-vert-brun-rouge, avec grains de quartz non usés rencontrés au Nord-Est de Barfleur). Cette formation reste la plus difficile à identifier à cause de son caractère meuble.

Pour le groupe Norois (1972), les couches du Trias supérieur reposent en discordance sur la bordure orientale immergée du massif granitique de Barfleur. Pour Larsonneur (1971) et Larsonneur *et al.* (1974), il s'agirait d'un contact faillé entre les deux unités.

Les dépôts permo-triasiques restent inconnus à l'affleurement dans les parties centrale et orientale de la baie de Seine. Ils ont été traversés par le forage Nautile 1 (Figure 1.13) à 601 m de profondeur (cotes forage) et sur une épaisseur de 409 mètres.

2.1.2.2 Jurassique

Les terrains du Lias occupent la partie occidentale de la baie de Seine (Figure 1.11), dans le prolongement des sous-bassins de Valognes et de Sainte-Mère-Église (Rioult, 1968a ; Larsonneur, 1971 ; Larsonneur *et al.*, 1974) et au Nord de Cherbourg (Dangeard, 1928). Ils débutent par des calcaires gréseux, à débris de Gastéropodes, de Crinoïdes et d'Ostracodes de l'Hettangien inférieur, attribués au Calcaire de Valognes, par le groupe Norois (1972). Seul le Calcaire de Valognes a été identifié au large de la côte orientale du Cotentin.

Le Calcaire à Gryphées (Sinémurien) affleure plus largement au large de Barfleur et autour des Îles de Saint-Marcouf, tandis que les terrains du Lias supérieur et de l'Aaléno-Bajocien sont trouvés ponctuellement, en baie de Seine (Larsonneur, 1971).

En revanche, les terrains bathoniens décrits par Dangeard (1928) sont largement répartis en baie de Seine. Leurs faciès rappellent ceux des formations bathoniennes du littoral du Calvados, entre Grandcamp et Ouistreham, dont la puissance est estimée à environ une centaine de mètres (Larsonneur *et al.*, 1974). Les Marnes de Port-en-Bessin (Bathonien inférieur et base du Bathonien moyen) se retrouvent à une dizaine de milles marins au large de Barfleur, tandis que les calcaires du Bathonien moyen prédominent au large des falaises du Bessin. Larsonneur (1971) a identifié trois formations dans le Bathonien moyen :

- calcaires bioclastiques à grains fins et accidents siliceux, équivalents du Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont ;
- calcaires oolithiques, crinoïdiques ou graveleux, équivalents du Calcaire de Blainville ;
- Caillasses de Revières, équivalentes de la Caillasse de Blainville (Fily & Rioult, 1980) ;

Les calcaires du Bathonien supérieur affleurent au large et au NE de la campagne de Caen, entre les méridiens de Courseulles et de Ouistreham. Larsonneur (1971) a également identifié les trois formations dans le Bathonien supérieur :

- Calcaire de Ranville ;
- Caillasses à Brachiopodes de Luc-sur-Mer (Caillasses de la Basse-Ecarde) ;
- Pierre blanche de Langrune ou Calcaire de Langrune.

Les marnes et calcaires marneux du Callovien inférieur et moyen sont identifiés avec précision dans le dragage 635 (Figure 1.12, groupe Norois, 1972) et dans la paléovallée de Seine, à une vingtaine de milles, au large de Port-en-Bessin (Larsonneur *et al.*, 1974), tandis que le Callovien supérieur plus marneux a été reconnu par Guyader (1977), dans un forage implanté à l'extrémité du Banc de Seine (Figure 1.12). Les calcaires gréseux oxfordiens n'ont pas pu être prélevés sur les fonds de la baie de Seine, cachées sous l'épaisse couverture alluviale quaternaire de la paléoSeine, mais identifiés au large du cap de la Hève, dans les forages du Port autonome du Havre (Guyader, 1968, 1977). Ces forages ont permis d'identifier les formations suivantes :

- Marnes de Villers (Oxfordien inférieur) ;
- Oolithe ferrugineuse de Villers (Oxfordien inférieur) ;
- Calcaires oolithiques, coralligènes, bioclastiques et siliceux décrits dans la région de Villerville (Oxfordien moyen et supérieur).

Les argiles du Kimméridgien affleurent uniquement dans la région havraise (Guyader, 1977). En revanche, le Portlandien apparaît plus à l'Est, dans la région rouennaise (Larsonneur, 1971). Ces dépôts n'ont pas été rencontrés en baie de Seine, mais seulement au large du Cotentin, au voisinage du parallèle 50° (Debrand-Passard, 1980).

2.1.2.3 Crétacé

Le Crétacé inférieur affleure à l'Ouest du cap d'Antifer (Figure 1.11), dans le prolongement des terrains affleurant dans les falaises cauchoises. Il est représenté par des sables argileux ferrugineux à la base (Aptien), des argiles noires micacées et glauconieuses et une alternance de calcaires gréseux et marnes sableuses (Albien) (Guyader, 1968). Au Nord de la baie de Seine, ces terrains sont masqués par les dépôts récents, mais les enregistrements sismiques mettent en évidence un faciès wealdien, au large d'Antifer (Larsonneur *et al.*, 1974).

Le Crétacé supérieur affleure selon deux larges auréoles, presque concentriques, limitées par des failles. Au Nord de la baie, le Cénomaniens et le Turonien, peu épais, sont représentés respectivement par une craie glauconieuse à silex et une craie argileuse tandis que le Sénonien est caractérisé par la craie blanche à silex (Larsonneur, 1971 ; Larsonneur *et al.*, 1974).

Dans le Cotentin, le Crétacé terminal est largement représenté, reposant même directement sur le socle armoricain. Cette série crayeuse s'achève par la craie blanche datée du Maastrichtien supérieur (Bignot & Larsonneur, 1969).

2.1.3 Couverture cénozoïque

Les affleurements cénozoïques sont essentiellement localisés au Nord de la baie de Seine (Figure 1.11). Ils ont également été décrits au large de la Hague et au Nord du Cotentin avec quelques témoins lutétiens (Larsonneur *et al.*, 1974). La série de l'Eocène inférieur décrite en Manche centrale par Curry (1962) se prolonge vers le Sud, en baie de Seine. Elle est surmontée par des terrains du Lutétien et du Bartonien.

Le Lutétien supérieur qui affleure dans le bassin du Cotentin est trouvé au Nord de la baie de Seine et au Nord de la Hague, reposant en transgression sur le Crétacé supérieur. Il s'agit d'un faciès calcaire graveleux biodétritique à miliolidés (Larsonneur *et al.*, 1974). À partir de l'analyse des profils sismiques, Larsonneur *et al.* (1974) supposent la présence de silts argileux à nummulites du Bartonien, au Nord de la baie de Seine, légèrement discordants sur les couches du Lutétien supérieur.

En revanche, les faciès oligocènes, miocènes et pliocènes n'ont pas été reconnus en baie de Seine, tandis que les terrains quaternaires occupent les paléovallées de la baie de Seine (Larsonneur, 1971 ; Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980). Ces derniers seront étudiés dans la seconde partie de la thèse.

2.2 Structuration de la baie de Seine

Les terrains jurassiques de la baie de Seine sont organisés selon un monoclin à pendage vers le Nord-Est, s'ennoyant sous une couverture crétacée discordante et très légèrement inclinée vers le Nord (Larsonneur *et al.*, 1974, Figure 1.11). Au large du Bessin, les terrains jurassiques sont affectés par de larges ondulations et par des failles présentant généralement un faible rejet (Larsonneur *et al.*, 1974).

La baie de Seine présente donc des caractères structuraux identiques à ceux connus à terre. Au large du Bessin et de la campagne de Caen, les terrains du Jurassique moyen, inclinés vers le Nord-Est, sont affectés par de nombreuses failles, de direction NE-SW et localement par des ondulations à grand rayon de courbure. Les mêmes structures sont observées dans les falaises côtières du Bessin, entre Grandcamp et Ouistreham (Eudes-Deslongchamps, 1865 ; Guillaume, 1927 ; Mercier, 1932 ; Dangeard, 1951 ; Fily *et al.*, 1989).

La baie des Veys, dans la partie occidentale de la baie de Seine, est affectée par des failles d'orientation générale SW-NE (Larsonneur, 1971), mettant en contact les terrains bathoniens du Calvados avec les terrains sinémuriens du Cotentin (Eudes-Deslongchamps, 1865). Selon Larsonneur (1971), les affleurements paléozoïques des Îles de Saint-Marcouf sont d'orientation Est-Ouest et bordés de part et d'autre par des failles, mettant en contact les terrains paléozoïques des Îles de Saint-Marcouf avec les terrains du Lias de la baie des Veys.

En revanche, en mer de la Manche centrale, les terrains crétacés à cénozoïques sont organisés selon un synclinal dissymétrique orienté W-E, appelé « synclinal de la baie de Seine » (Auffret *et al.*, 1982). Ce synclinal 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.

Larsonneur (1971) distingue deux principales périodes d'activité tectonique, en Manche centrale :

- mouvements anté-Crétacé supérieur : dans le Nord Cotentin, le Crétacé supérieur, non faillé, repose en "discordance angulaire" (Larsonneur, 1971, p 93, 94, 96) sur les couches du Jurassique supérieur faillées (phase tectonique Jurassique supérieur-Crétacé supérieur, Larsonneur, 1971) ;

- mouvements tertiaires : ils se matérialisent en Manche centrale par :

- une disposition synclinale des couches du Crétacé supérieur et de l'Eocène inférieur ;
- un Crétacé supérieur faillé discordant sur le socle armoricain ;
- des contacts faillés entre le Crétacé supérieur et le Lias, entre le Crétacé supérieur et l'Eocène, puis entre le Jurassique et l'Eocène.

2.3 Conclusion

De cette synthèse bibliographique succincte sur le substratum géologique et la structuration de la baie de Seine, plusieurs points importants sont à souligner :

- **Stratigraphie** : des séries géologiques comparables à celles décrites dans le bassin versant côtier (Cotentin, Bessin, campagne de Caen, pays d’Auge et pays de Caux) affleurent sur les fonds de la baie de Seine. Les affleurements du socle armoricain et des formations triasiques sont cartographiés au large du Cotentin. Les terrains jurassiques, très légèrement inclinés vers le Nord sont recouverts par les formations crétacées discordantes.

- **Discontinuités** : d’après les travaux antérieurs, trois discontinuités majeures sont reconnues dans les interprétations des profils sismiques anciens :

- discordance du Crétacé sur le Jurassique, au Nord de la baie de Seine ;

- surface de transgression du Crétacé supérieur sur le socle armoricain, au Nord du Cotentin ;

- surface de transgression du Lutétien supérieur sur le Crétacé supérieur, au Nord de la baie de Seine et au Nord de la Hague.

- **Structuration** : les caractères structuraux des terrains géologiques de la baie de Seine sont identiques à ceux connus à terre, avec des directions principales d’orientation NE-SW et E-W (Larsonneur *et al.*, 1974). Les terrains mésozoïques sont organisés selon un monoclin à pendage NE (Larsonneur *et al.*, 1974), tandis que les terrains cénozoïques occupent un synclinal au Nord de la baie de Seine (Auffret *et al.*, 1982).

- **Limites des études antérieures** : le découpage stratigraphique et en particulier celui des assises jurassiques reste toutefois moins précis que celui décrit à terre, par manque de points de calage stratigraphique (dragages ou carottages) en baie de Seine. De même, la rareté des données sismiques en baie de Seine ne permet pas de cartographier avec précision, les failles et les structures géologiques, dont le nombre apparaît bien plus restreint par rapport à celles décrites à terre. Enfin, le remplissage quaternaire de la paléovallée traversant la baie de Seine a limité l’exploration géologique du substratum par des carottages ou des dragages.

3 Révision du substratum géologique de la baie de Seine

Ce troisième chapitre décrit l'ensemble des résultats obtenus sur le substratum géologique de la baie de Seine, à partir de l'interprétation des données sismiques haute résolution et des prélèvements géologiques issus de dragages ou de carottages anciens ou récents (mission Carobseine 2009).

Ce chapitre distingue les principales assises géologiques reconnues. Toutes ces données sismiques, stratigraphiques et structurales permettent finalement de réviser le substratum géologique de la baie de Seine et de le proposer une nouvelle carte géologique.

3.1 Nouvelles données sismiques et interprétations stratigraphiques

Treize faciès acoustiques sont distingués en fonction de l'amplitude, de la fréquence, de la continuité et de la configuration des réflecteurs (Tableau 1.3). À partir de la reconnaissance de ces faciès sismiques et des surfaces remarquables, une vingtaine d'unités sismiques (U1 à U20) sont distinguées dans les terrains sédimentaires mésozoïques et cénozoïques de la baie de Seine (Tableau 1.4 et Figure 1.35). Le socle acoustique, défini par l'unité sismique U0 est constitué par les séries schisto-gréseuses précambriennes et paléozoïques et par le granite hercynien de Barfleur (Figure 1.14).

La reconnaissance des différentes unités sismiques en baie de Seine est faite par corrélations successives des profils sismiques. L'attribution stratigraphique des unités sismiques est basée sur les interprétations lithostratigraphiques et biostratigraphiques des prélèvements effectués en mer (Tableau 1.5), par rapport aux formations géologiques définies à terre. Quelques réflecteurs sismiques remarquables (exemples de l'Oolithe ferrugineuse aalénienne et du Dogger basal), le plus souvent de forte amplitude et de grande continuité, ont été corrélés aux des discontinuités majeures d'extension régionale décrites à terre et inventoriées dans le paragraphe précédent (Tableau 1.1), il s'agit de :

- la discordance varisque ;
- la surface d'Osmanville (Hettangien/Sinémurien) ;
- la surface de Ranville (Bathonien supérieur) ;
- la surface de Blangy (Oxfordien moyen/ Oxfordien supérieur) ;
- discordance entre le Jurassique et le Crétacé ;

La série crétacée est également caractérisée par plusieurs surfaces qui présentent une signature sismique bien identifiable. Elles correspondent à des surfaces d'érosion parfois associées à des processus de karstification. Enfin, plusieurs surfaces de troncature sont identifiées dans les formations cénozoïques, leur origine sera discutée dans les chapitres suivants.

3.1.1 Unité sismique U0

L'unité sismique U0 ou socle acoustique (Figure 1.14) a été reconnue à la périphérie du Cotentin, au Sud de la pointe de Barfleur et autour des Îles de Saint-Marcouf. Cette unité est peu ou pas réflective. Son sommet correspond à une surface irrégulière et sa base n'est pas imagée. L'unité sismique U0 est attribuée au Granite de Barfleur par prolongement en mer des granites observées à la pointe de Barfleur et par la présence de prélèvements granitiques (station 1049 ; Larssonneur, 1971).

Au niveau des Îles de Saint-Marcouf et au Nord de Cotentin, le socle acoustique représenterait les schistes noirs (prélèvements de Larsonneur, 1971, groupe Norois, 1972 ; mission Carobseine 2009 : stations BS09-CR46, CR47 à 48, Tableau 1.5) appartenant aux séries briovériennes et paléozoïques.

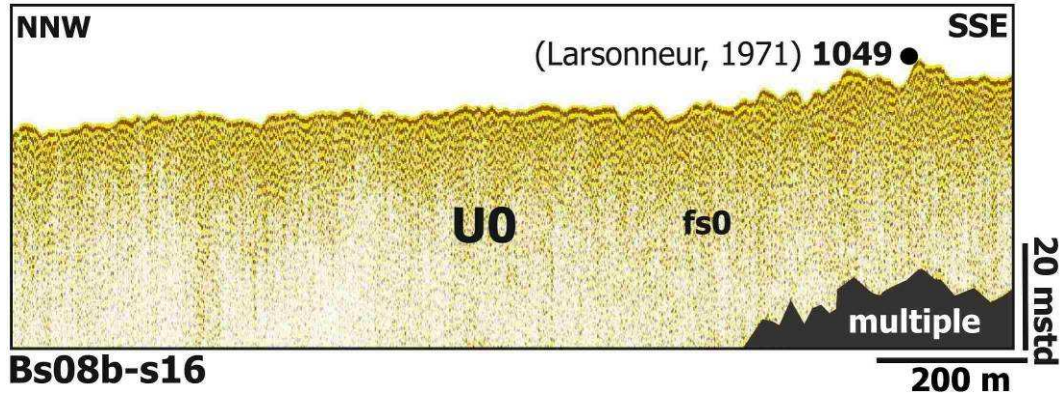


Figure 1.14 : Profil sismique Bs08b-s16 d'orientation NNW-SSE situé au large de Barfleur. Il présente le faciès sismique U0 (socle armoricain) et le point de prélèvement (station 1049, Larsonneur, 1971) dans le socle armoricain granitique.

3.1.2 Unité sismique U1

L'unité sismique U1 (Figure 1.15) affleure dans une zone formant une mince auréole autour du socle (U0). Elle présente à la base, des réflecteurs discontinus et chaotiques (faciès sismique Fs1) et au sommet un faciès type Fs 2 (Tableau 1.3). L'unité sismique U1 repose en discordance sur le socle et elle est limitée par un réflecteur continu de forte amplitude au sommet. Son épaisseur peut atteindre 10 mstd (Figure 1.15).

L'unité sismique U1 a été échantillonnée par Larsonneur (1971, station 396) et le groupe Norois (1972), au large de la pointe de Barfleur (Figure 1.12). Les données stratigraphiques permettent d'attribuer cette unité sismique U1 aux terrains triasiques représentés par des conglomérats, grès, sables et argiles.

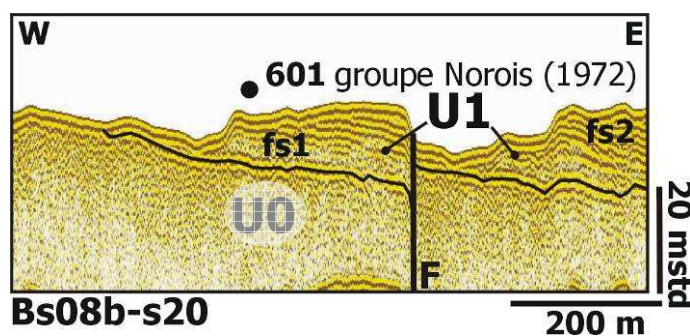


Figure 1.15 : Profil sismique Bs08b-s20 d'orientation W-E au large de Barfleur présentant l'unité sismique U1 (terrains triasiques) et le point de prélèvement (station 601, groupe Norois, 1972), dans les terrains triasiques.

3.1.3 Unité sismique U2

L'unité sismique U2 (Figure 1.16) est présente au large des côtes Est et Nord du Cotentin. Elle présente des réflecteurs continus, obliques-parallèles, avec des pendages apparents orientés vers l'Est, d'amplitude forte et de fréquence élevée (Fs3) (Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.35). L'unité sismique U2 repose en biseau d'aggradation sur l'unité sismique U1, au large de Barfleur et sur l'unité sismique U0, au large de la baie des Veys. Son sommet correspond à une surface de troncature. L'épaisseur de l'unité sismique U2 varie entre 10 et 40 mstd.

L'unité sismique U2 a été prélevée par le groupe Norois (1972, station 609 et 608) et lors de la mission CarobSeine en 2009 (stations BS09-CR 44, 51, 95, Tableau 1.5) ; il s'agit de calcaires gréseux hettangiens.

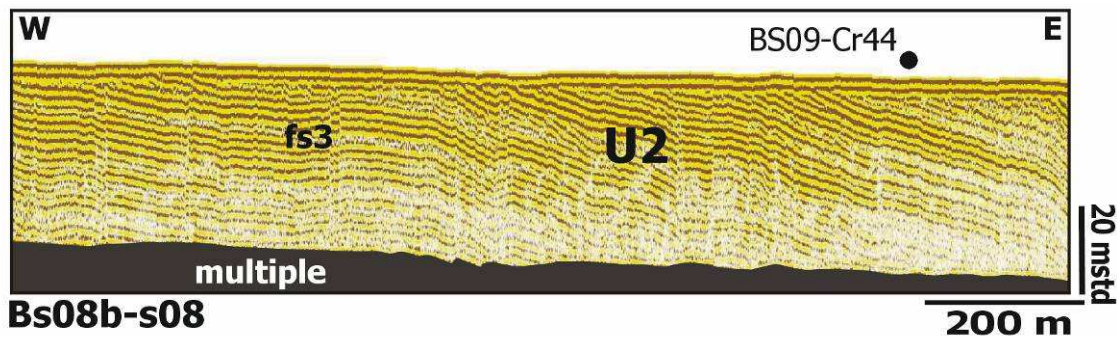


Figure 1.16 : Profil sismique Bs08b-s08 d'orientation W-E présentant l'unité sismique U2, au large de Barfleur. Le point de prélèvement de la mission CarobSeine en 2009 (BS09-Cr44) permet d'attribuer l'unité U2 aux calcaires hettangiens.

3.1.4 Unité sismique U3

L'unité sismique U3 (Figure 1.17) affleure principalement au large de la côte orientale du Cotentin. Elle se caractérise par un ensemble de réflecteurs horizontaux, continus, parallèles, d'amplitude forte et de haute fréquence (Fs3) (Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.35) L'unité sismique U3 repose en biseau d'aggradation (*onlap*) sur l'unité sismique U2 et sa limite supérieure présente une légère troncature. Son épaisseur est d'environ 40 mstd.

La surface basale angulaire de l'unité sismique U3 est décrite à terre, caractérisant la Surface d'Osmanville (Eudes-Deslongchamps, 1865) séparant les calcaires hettangiens sous-jacents (U2), des formations terrigènes marno-calcaires du Sinémurien, Pliensbachien et Toarcien sus-jacentes (U3). La Surface d'Osmanville est donc mise en évidence pour la première fois en mer (Figure 1.17). Elle sera détaillée dans le chapitre 4 (Figure 146).

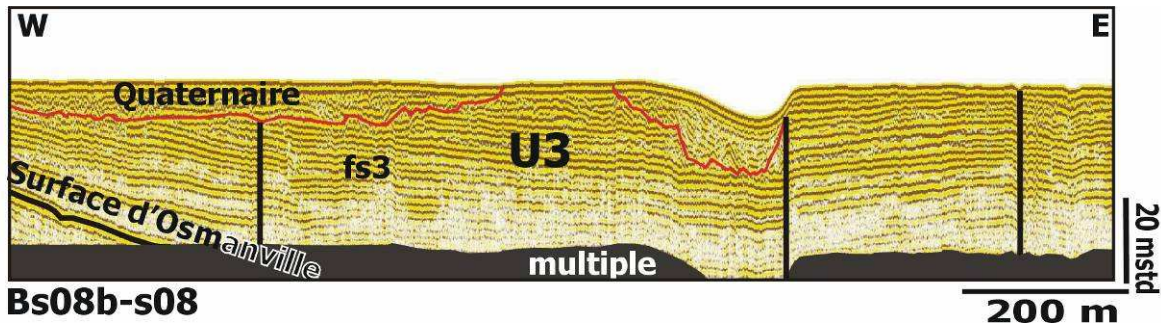


Figure 1.17 : Profil sismique Bs08b-s08 d'orientation W-E présentant l'unité sismique U3, au large de la côte orientale du Cotentin. L'unité est attribuée aux marnes et calcaires du Sinémurien, Pliensbachien et Toarcien.

3.1.5 Unité sismique U4

L'unité sismique U4 (Figure 1.18) affleure au large du Bessin, entre Port-en-Bessin et la baie des Veys. Elle présente des réflecteurs assez continus, d'amplitude et de fréquence moyennes à fortes (Fs4) (Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.35). Cette unité sismique U4 est intercalée entre deux réflecteurs de forte amplitude. Le réflecteur de base est continu, de forte amplitude et il constitue un repère à la base de l'unité sismique U4. Le réflecteur sommital est concordant avec les réflecteurs de l'unité adjacente. L'épaisseur de l'unité sismique U4 est d'environ 20 mstd.

Cette formation a été échantillonnée au large du Bessin lors de la mission CarobSeine en 2009 (station BS09-CR104, Tableau 1.5). Au large de la baie des Veys, la reconnaissance de l'unité sismique U4 est basée sur des corrélations successives de profil à profil. L'unité sismique U4 est attribuée à la série calcaire aaléno-bajocienne. Le réflecteur repère au sommet de cette l'unité U4 est interprété comme l'Oolithe ferrugineuse bajocienne (Figure 1.18).

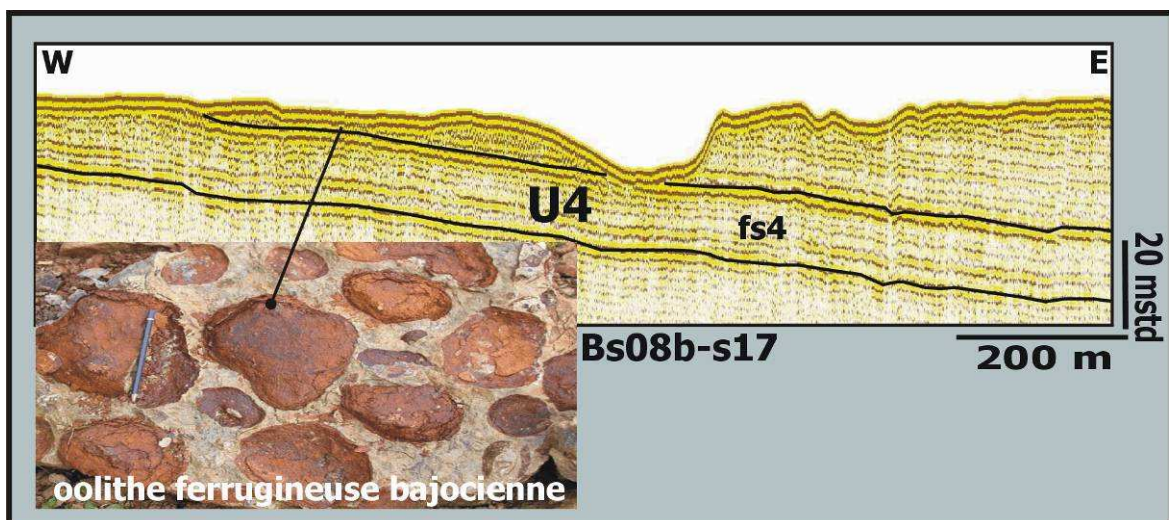


Figure 1.18 : Profil sismique Bs08b-s17 d'orientation W-E présentant l'unité sismique U4, au large de la baie des Veys, attribuée à la série calcaire aaléno-bajocienne. Photographie de l'Oolithe ferrugineuse bajocienne (réflecteur repère en sismique) au Sud de Caen.

3.1.6 Unité sismique U5

L'unité sismique U5 (Figure 1.19) est identifiée à la fois au large de Barfleur et de Port-en-Bessin. Elle se caractérise par un ensemble de réflecteurs continus, obliques-parallèles, d'amplitude moyenne à faible et de fréquence moyenne à haute (Fs5) (Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.35). L'unité sismique U5 repose en concordance sur l'unité sismique U4 et elle est tronquée au sommet (profil Bs08b-s13, Figure, 1.19). Son épaisseur acoustique est d'environ 35 mstd.

L'unité sismique U5 a été échantillonnée par le groupe Norois (1972, station 550 et 549), ainsi lors de la mission CarobSeine de 2009 (stations BS09-Cr97 et 102). Ces données lithologiques permettent d'attribuer l'unité sismique U5 aux Marnes de Port-en-Bessin (Bathonien inférieur et moyen).

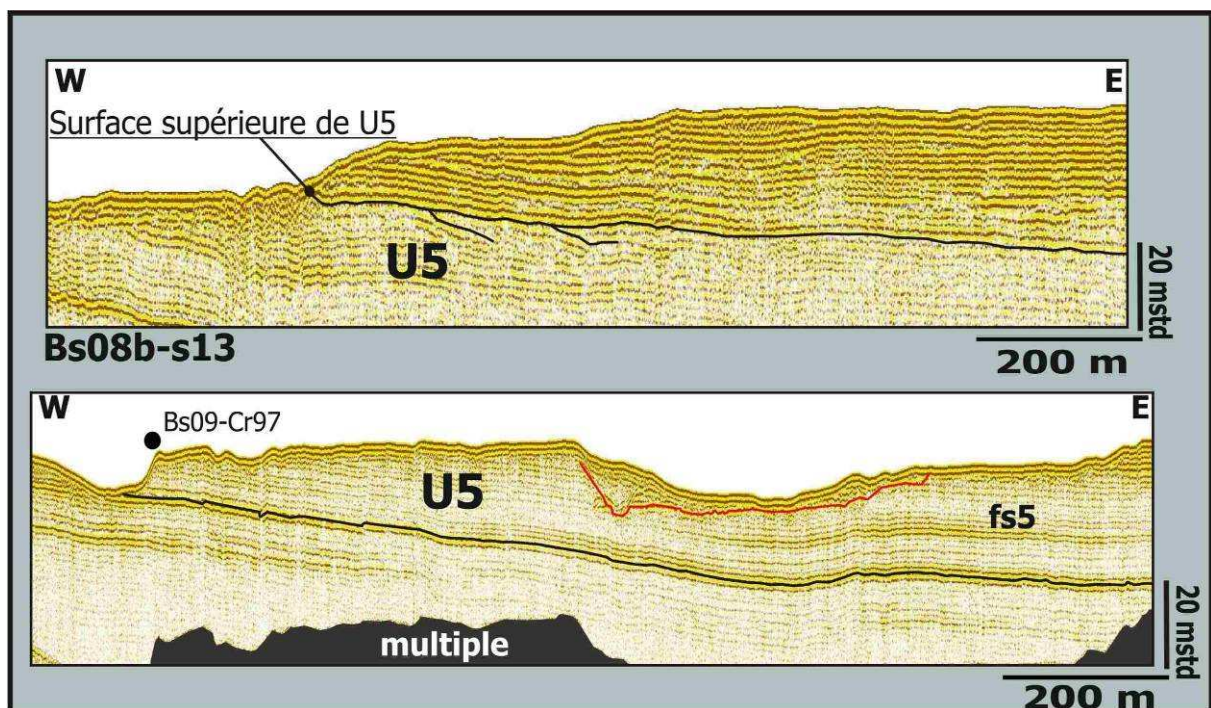


Figure 1.19 : Profil sismique Bs08b-s13 d'orientation W-E présentant l'unité sismique U5 et profil sismique Bs08b-s13 d'orientation W-E présentant la surface sommitale (troncature) de U5, au large de Barfleur. Le point de prélèvement de la mission CarobSeine en 2009 (BS09-Cr97) permet d'attribuer l'unité aux Marnes de Port-en-Bessin (Bathonien inférieur-moyen).

3.1.7 Unité sismique U6

L'unité sismique U6 (Figure 1.20) est largement représentée au large du Bessin. Elle se caractérise par un ensemble de réflecteurs de forme sigmoïdale, avec de nombreuses discordances internes (Fs6) (Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.20). L'unité sismique U6 repose en biseau de progradation (*onlap*) sur l'unité U5 et elle est surmontée en concordance par l'unité sismique U7. Son épaisseur varie entre 10 et 35 mstd.

La géométrie de l'unité sismique U6 et les échantillonnages de la mission CarobSeine en 2009 (stations BS09-CR39, 40, 93, Tableau 1.5) ont permis d'attribuer cette unité au Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont (Bathonien moyen). Les réflecteurs de forme sigmoïdale décrivent des dunes tidales (Figure 1.20) également décrites dans les calcaires bathoniens des falaises littorales de Longues-sur-Mer (Fily, 1975 ; Rioult *et al.*, 1991).

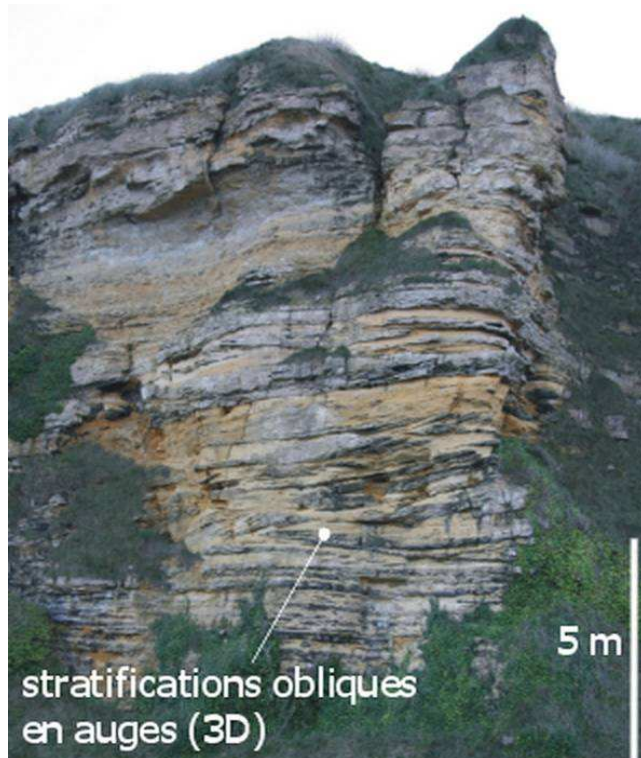
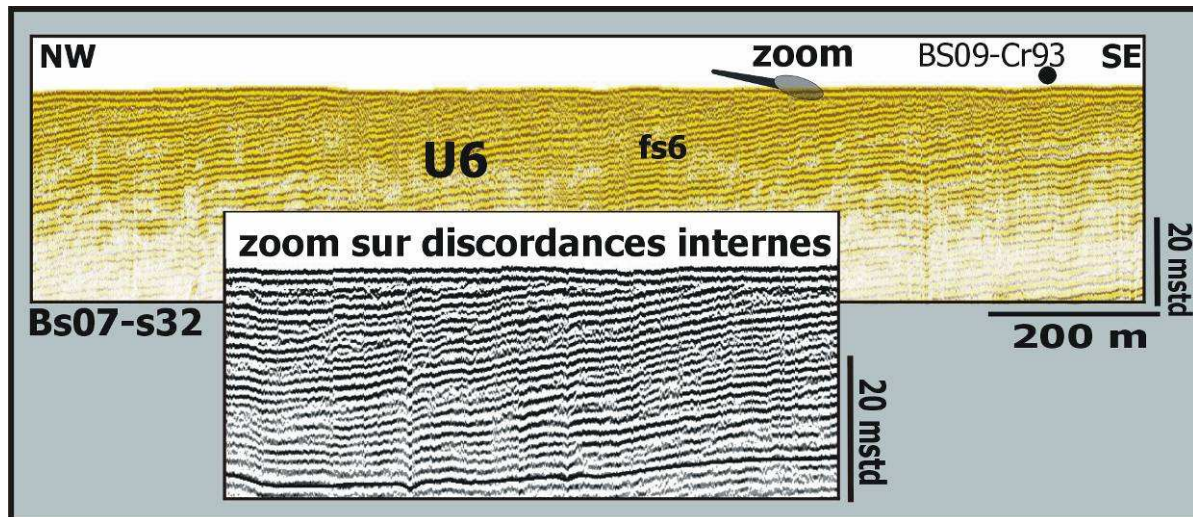


Figure 1.20 : Profil sismique Bs07-s32 d'orientation NW-SE présentant l'unité sismique U9 au large du Bessin. Le point de prélèvement de la mission CarobSeine en 2009 (BS09-Cr93) permet d'attribuer l'unité U6 au Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont (Bathonien moyen). Photographie des falaises de Longues-sur-mer montrant les litages obliques dans le Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont.

3.1.8 Unité sismique U7

L'unité sismique U7 (Figure 1.21) est représentée au large du Port-en-Bessin. Elle se caractérise par un ensemble de réflecteurs continus, parallèles, d'amplitude forte et de fréquence moyenne à haute (Fs4) (Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.35). 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 prélevée au large de Port-en-Bessin et de la campagne de Caen lors de la mission CarobSeine de 2009 (station BS09-CR63, Tableau 1.5). Elle est attribuée au Calcaire de Blainville du Bathonien moyen.

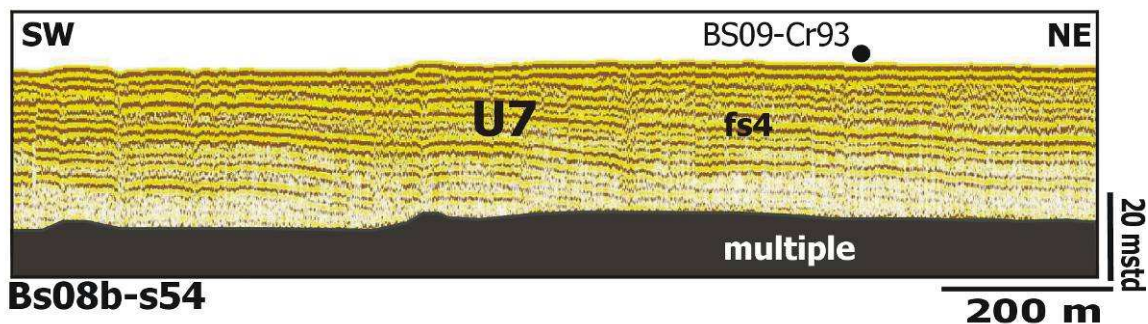


Figure 1.21 : Profil sismique Bs08b-s54 d'orientation SW-NE présentant l'unité sismique U7 au large du Port-en-Bessin. Le point de prélèvement de la mission CarobSeine en 2009 (BS09-Cr93) permet d'attribuer l'unité au Calcaire de Blainville (Bathonien moyen).

3.1.9 Unité sismique U8

L'unité sismique U8 (Figure 1.22) présente à l'Est de Port-en-Bessin constitue une unité repère qui comprend plusieurs corps successifs d'une hauteur de 10 à 15 m, avec une géométrie progradante (configuration sigmoïde progradante, Fs6) et séparés par des surfaces d'érosion (Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.35). La base érosive de chacune des sous-unités progradantes est souvent marquée par des réflecteurs de plus forte amplitude. Ces corps progradants seront plus précisément décrits et interprétés dans le chapitre 4. Les réflecteurs de cette unité se terminent à la base en *downlap* et au sommet par une troncature.

L'unité sismique U8 a été prélevée par plusieurs points de carottage, lors de la mission CarobSeine de 2009 (stations BS09-CR62 et BS09-CR74, Tableau 1.55). Sa géométrie et les données stratigraphiques permettent d'interpréter cette unité sismique U8 comme correspondant au Calcaire de Ranville (Bathonien supérieur). Le toit du Calcaire de Ranville correspond à terre à une surface d'érosion (Surface de Ranville). Cette troncature est décrite pour la première fois en baie de Seine.

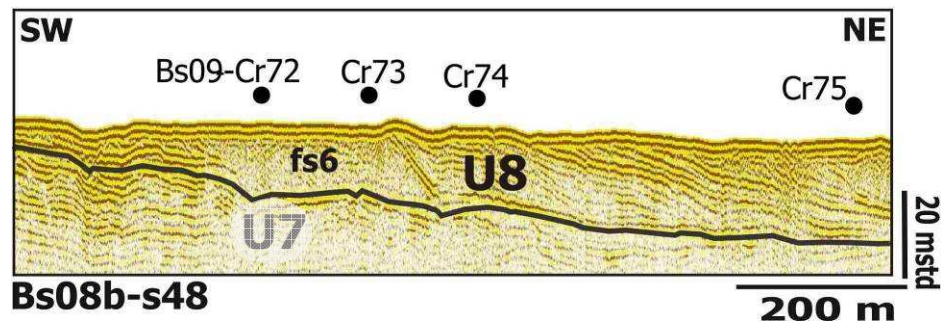


Figure 1.22 : Profil sismique Bs08b-s48 d'orientation SW-NE au large du Port-en-Bessin. Il présente le faciès de l'unité sismique U8. Les points de prélèvements de la mission CarobSeine en 2009 (BS09-Cr72, 73 et 74), localisés sur le profil, permettent d'attribuer cette unité au Calcaire de Ranville (Bathonien supérieur).

3.1.10 Unité sismique U9

L'unité sismique U9 (Figure 1.23) est décrite au large de la campagne de Caen. Son faciès sismique se caractérise par un ensemble de réflecteurs discontinus à continus, avec des discordances internes (Fs7) (Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.35). L'unité sismique U9 recouvre en *onlap* l'unité U8, via une discordance correspondant à la Surface de Ranville mentionnée précédemment. La limite supérieure de l'unité sismique U9 est une surface de troncature qui passe latéralement à une surface concordante. Cette unité sismique U9 se caractérise localement par des géométries lenticulaires d'épaisseur métrique et de longueur d'onde de l'ordre de 100 mètres.

Cette unité sismique a été échantillonnée par plusieurs carottages, lors de la mission CarobSeine (exemple station BS09-CR105, Tableau 1.5). Les échantillons décrivent les Caillasses de la Basse-Écarde (Bathonien supérieur). Les corps lenticulaires caractéristiques de l'unité sismique U9 pourraient correspondre aux biohermes d'éponges visibles dans les falaises de Saint-Aubin-sur-Mer (Dugué *et al.*, 1998). Ces biohermes seront détaillés dans le chapitre 4 (Figures 1.59 et 1.60).

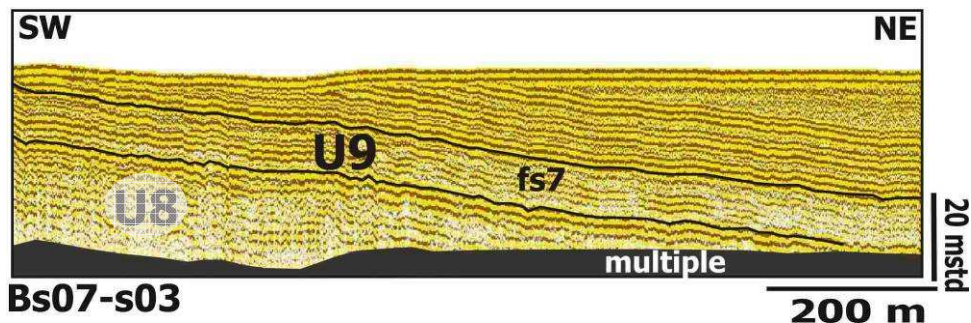


Figure 1.23 : Profil sismique Bs07-s03 d'orientation SW-NE localisé au centre de la baie de Seine présente l'unité sismique U9, attribuée à les Caillasses de la Basse-Écarde (Bathonien supérieur).

3.1.11 Unité sismique U10

L'unité sismique U10 (Figure 1.24) est présente au centre de la baie de Seine (Figure 1.36). Elle est représentée par le faciès sismique Fs8 (Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.35) qui est caractérisé par des réflecteurs continus, d'amplitude forte et de basse fréquence. L'unité sismique U10 repose sur l'unité U9 en biseau d'aggradation et elle est limitée au sommet par une surface de concordance et de forte amplitude. L'épaisseur de cette unité sismique est d'environ 20 mstd.

L'unité sismique U10 a été échantillonnée par plusieurs points de carottage en 2009, au centre de la baie de Seine et au large de la campagne de Caen (exemple station BS09-Cr109, Tableau 1.5). Elle est interprétée comme étant le Calcaire de Langrune (Bathonien supérieur).

Le faciès sismique de l'unité sismique U9 présente des variations de réflecteurs discontinus à des réflecteurs continus vers le sommet. L'absence de discontinuité marquée ou de changement de faciès entre les unités sismiques U9 et U10 ne permet pas toujours de suivre la limite cartographique des ces deux unités. Ceci nous a conduit à regrouper ces deux unités en une seule sur la carte géologique révisée de la baie de Seine (Caillasses de la Basse-Écarde et Calcaire de Langrune ; Figure 1.36).

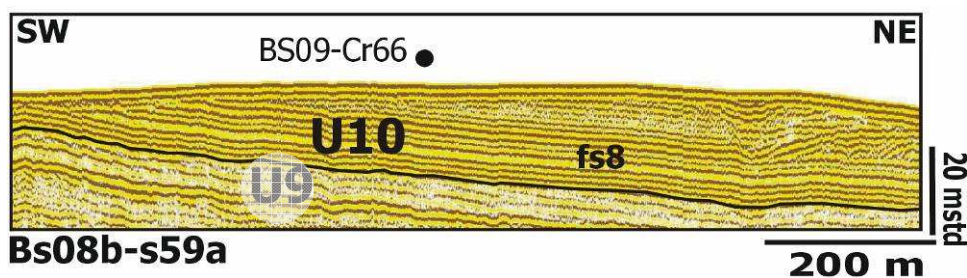


Figure 1.24 : Profil sismique Bs08b-s59a d'orientation SW-NE localisé au centre de la baie de Seine présentant l'unité sismique U10. Le point de prélèvement CarobSeine (BS09-Cr66) permet de corréler cette unité avec le Calcaire de Langrune (Bathonien supérieur).

3.1.12 Unité sismique U11

L'unité sismique U11 (Figure 1.25) occupe l'Est de la baie de Seine et présente des réflecteurs continus, d'amplitude faible à moyenne et de haute fréquence (Fs10). Elle est limitée à la base et au sommet par une surface de concordance de forte amplitude. L'épaisseur de l'unité sismique U11 est d'environ 60 mstd (Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.5).

Les points de carottage de CarobSeine (2009) qui ont échantillonné l'unité sismique U11 au large de l'embouchure de l'Orne (station BS09-CR67, Tableau 1.5) permettent de corréler cette unité sismique aux Argiles de Lion (Bathonien terminal). L'ensemble sommital de réflecteurs continus est interprété comme représentant les alternances

marno-calcaires callovo-oxfordiennes (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 terrigènes ont également été reconnues dans les forages réalisés au large du Havre (Guyader, 1968). La surface supérieure marquée par un réflecteur de forte amplitude correspond probablement à l'Oolithe ferrugineuse de Villers (Oxfordien inférieur).

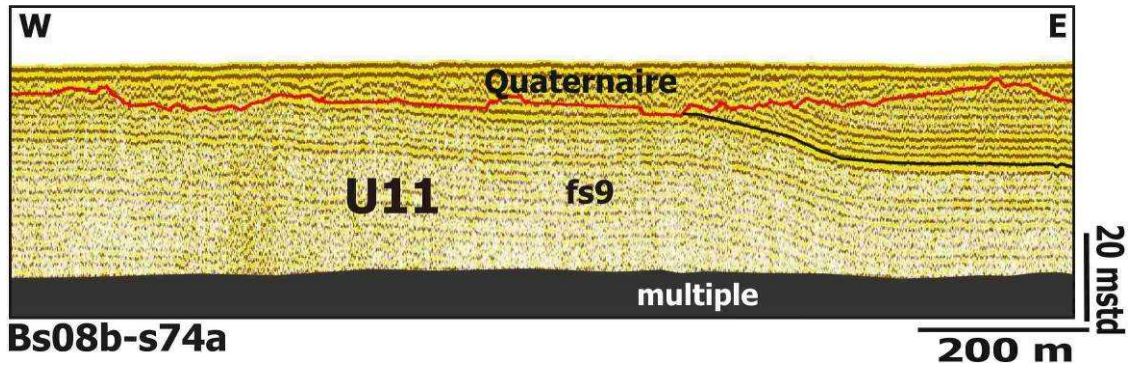


Figure 1.25 : Profil sismique Bs08b-s74a d'orientation W-E localisé à l'Est de la baie de Seine présentant l'unité sismique U11 attribuée aux marnes et calcaires du Callovo-Oxfordien inférieur. La surface supérieure de l'unité U11 marquée par un trait noir correspond probablement à l'Oolithe ferrugineuse de Villers (Oxfordien inférieur).

3.1.13 Unité sismique U12

L'unité sismique U12 (Figure 1.26) occupe la partie orientale de la baie de Seine (Figure 1.36). Elle est caractérisée en grande partie par les faciès sismiques Fs3 (Figure 1.26) et Fs9 (Figure 1.27). (Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.35). L'unité sismique U12 surmonte l'unité U11 par une surface de concordance de forte amplitude et elle est limitée au sommet par une surface de troncature (Figure 1.27). Son épaisseur dépasse les 80 mstd.

Aucune station de carottage n'a prélevé l'unité sismique U12 lors de la mission CarobSeine (2009). En revanche, elle a été traversée par les forages situés au large du Havre (Guyader, 1968, Figure 1.12). Cette unité est corrélée au calcaire de l'Oxfordien moyen. La limite supérieure de troncature de cette unité sismique U12 est interprétée comme la Surface de Blangy, surface d'érosion à la limite de l'Oxfordien moyen et l'Oxfordien supérieur. Cette discontinuité reconnue dans tout le Pays d'Auge (Rioullet & Fily, 1975 ; Dugué, 1989), est mise en évidence pour la première fois, en baie de Seine.

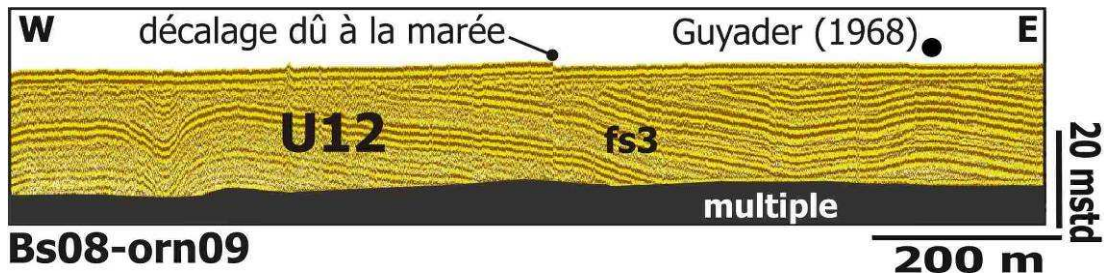


Figure 1.26 : Profil sismique Bs08b-orn09 d'orientation W-E localisé dans la partie orientale de la baie de Seine présentant l'unité sismique U12. Le point de carottage (Guyader, 1968) permet de corrélérer cette unité avec la série calcaire de l'Oxfordien moyen.

3.1.14 Unité sismique U13

L'unité sismique U13 (Figure 1.27) est décrite au large du Havre et présente le faciès sismique Fs4 à la base et le faciès Fs8 au sommet (Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.35). Elle repose sur l'unité U2 par des biseaux d'aggradation (*onlap*) et elle est limitée au sommet par une surface de troncature. Son épaisseur est d'environ 80 mstd.

Cette unité n'a pas été carottée. Sur la base des connaissances à terre et de l'interprétation des unités sous- et sus-jacentes, cette unité sismique U13 est attribuée à la série terrigène de l'Oxfordien supérieur -Kimméridgien.



Figure 1.27 : Profil sismique Bs08b-s74 d'orientation W-E localisé dans la partie orientale de la baie de Seine. Il présente le faciès de l'unité sismique U13 attribuée à la série marneuse de l'Oxfordien supérieur – Kimméridgien.

3.1.15 Unité sismique U14

L'unité sismique U14 (Figure 1.28) affleure au large de cap d'Antifer où elle repose en discordante sur les terrains du Jurassique supérieur (U11, 12 et 13). En revanche, au Nord de la baie de Seine, elle est rarement reconnue. L'unité sismique U14 est constituée principalement par les faciès Fs 10 à la base et Fs 1 au sommet (Tableaux 1.3

et 1.4 ; Figure 1.35). Ces deux faciès sont séparés par une surface d'érosion irrégulière. Son épaisseur acoustique est d'environ 40 mstd.

Sur la base des faciès sismiques (Fs12 et Fs 2) qui reflètent plutôt des sédiments sableux fins à la base (Fs 10) et grossiers au sommet (Fs 2), l'unité sismique U14, discordante sur les terrains jurassiques, est attribuée aux formations détritiques du Crétacé inférieur (faciès wealdien, Aptien-Albien ; Guyader & Lapierre, 1972).

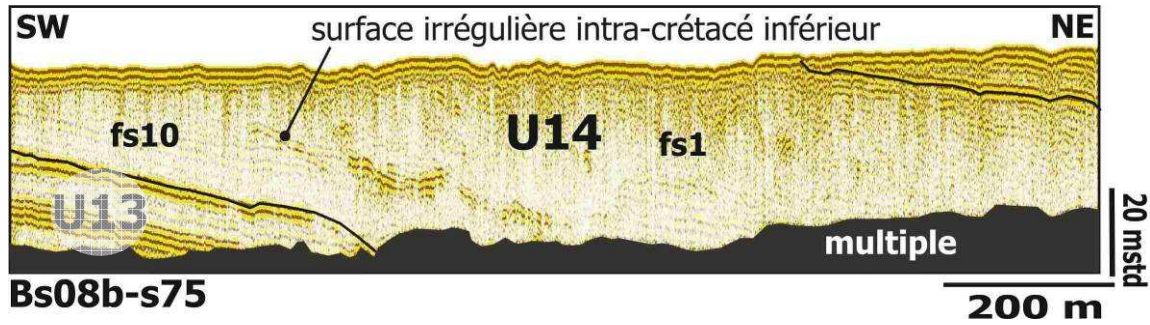


Figure 1.28 : Profil sismique Bs08b-s75 d'orientation SW-NE localisé dans la partie orientale de la baie de Seine. Il présente le faciès de l'unité sismique U14 attribuée à la série du Wealdien et de l'Aptien-Albien.

3.1.16 Unité sismique U15

L'unité sismique U15 (Figure 1.29) affleure au large de cap d'Antifer et au Nord de la baie de Seine (Figure 1.36). Elle présente des réflecteurs continus obliques, d'amplitude moyenne, de haute fréquence (Fs3, Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.35). L'unité sismique U15 repose en biseau d'aggradation (*onlap*) sur l'unité sismique U14 et elle est limitée au sommet par une surface de troncature. Son épaisseur est d'environ 35 mstd.

L'unité sismique U15 échantillonnée par plusieurs points de carottage (groupe Norois, 1972, station 12, 610, et CarobSeine 2009, stations BS09-CR78, 92, Tableau 1.5) correspond à la craie du Cénomani.



Figure 1.29 : Profil sismique Bs08b-s75 d'orientation SW-NE localisé au Nord de la baie de Seine présente l'unité sismique U15. Le point de prélèvement (station 610, groupe Norois, 1972) permet d'attribuer cette unité à la craie cénomaniennne.

3.1.17 Unité sismique U16

L'unité sismique U16 (Figure 1.30) affleure également au large de cap d'Antifer et au Nord de la baie de Seine (Figure 1.36). Elle est représentée par des réflecteurs discontinus, d'amplitude moyenne et de fréquence faible (Fs2, Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.35). Elle repose en *onlap* sur l'unité U15 et elle est limitée au sommet par une surface de troncature. Son épaisseur est d'environ 20 mstd.

L'unité sismique U16 a été échantillonnée par plusieurs points de carottages étudiés par le groupe Norois 1972 (station 654). Elle est attribuée à la craie du Turonien.

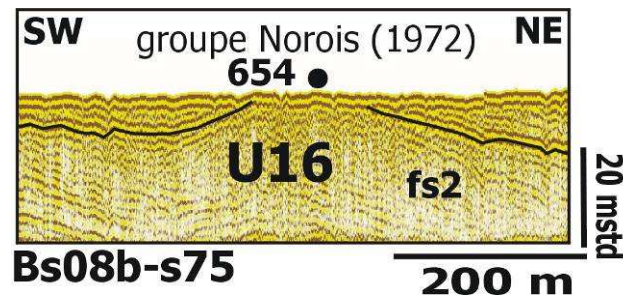


Figure 1.30 : Profil sismique Bs08b-s75 d'orientation SW-NE localisé au Nord de la baie de Seine présentant l'unité sismique U16. Le point de prélèvement (station 654, le groupe Norois, 1972) permet d'attribuer cette unité à la craie turonienne.

3.1.18 Unité sismique U17

L'unité sismique U17 (Figure 1.31) est largement représentée au large de cap d'Antifer et au Nord de la baie de Seine (Figure 1.36). Elle est représentée par des réflecteurs continus, d'amplitude moyenne et de haute fréquence (Fs5, Tableaux 1.3, 1.4 et 1.5). Elle est limitée à la base par une surface en discordance (biseau d'aggradation) bien visible au Nord du Cotentin et au sommet, par une surface de troncature. Son épaisseur est d'environ 60 mstd. Au large du cap d'Antifer, l'unité sismique U17 se distingue par des réflecteurs ondulés, avec une amplitude de 20 mstd.

L'unité sismique U17 a été échantillonnée par plusieurs points de carottage (groupe Norois, 1972 et CarobSeine 2009, stations BS09-Cr58, 80, Tableau 1.5), l'attribuant à la craie blanchâtre du Sénonien. Cette série épaisse repose en discordance sur le Lias et le socle, au large de la côte septentrionale du Cotentin. Les réflecteurs ondulés correspondent aux stratifications irrégulières décrites par Kennedy & Juignet (1974), puis Lasseur (2007), dans la craie du Sénonien du pays de Caux.

Remarque sur la géométrie ondulée au large d'Antifer : Dans les falaises d'Étretat (pays de Caux, Juignet & Kennedy, 1974 ; Quine & Bosence, 1991 ; Lasseur, 2007) et en mer, au large d'Étretat (Larsonneur *et al.*, 1974), des géométries spectaculaires sont décrites dans les craies turono-coniaciennes, avec des ondulations de longueur d'onde de plusieurs centaines de mètres et des amplitudes de l'ordre de la cinquantaine de mètres.

Ces géométries ont été aussi décrites sur les profils sismiques au Sud de l'Angleterre (Evans & Hopson, 2000). Trois interprétations ont été proposées par de nombreux auteurs :

- d'après Kennedy et Juignet (1974), cette géométrie est interprétée comme des structures d'accumulation d'origine biogénique (*mud-mounds*) ;
- d'après Evans *et al.* (2003), ces géométries sont liées à l'influence de la circulation océanique avec des structures d'accumulations ;
- d'après Evans & Hopson (2000), cette géométrie est liée à une tectonique syn-sédimentaire ;

Les profils sismiques étudiés de la baie de Seine ne présentent pas d'accident tectonique dans cette zone et une origine sédimentaire semble la plus logique d'après Lasseur (2007), qui a démontré que les processus sédimentaires sont prédominants dans la formation de ces géométries.

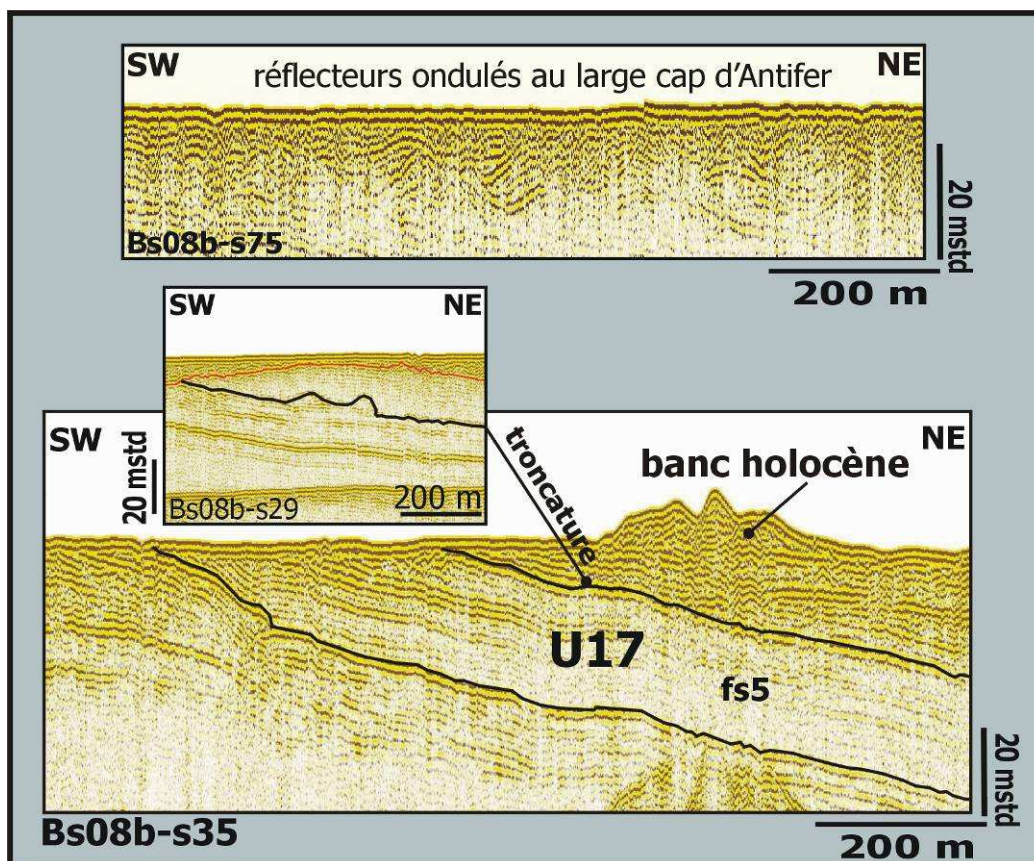


Figure 1.31 : Profil sismique Bs08b-s35 d'orientation SW-NE localisé au Nord de la baie de Seine présentant l'unité sismique U17 attribuée à la craie blanchâtre du Sénonien. Le profil sismique Bs08b-s29 d'orientation SW-NE montre la géométrie de la limite supérieure de l'unité U17. Le profil sismique Bs08b-s75 d'orientation SW-ESE présente les réflecteurs ondulés, au large d'Antifer.

3.1.19 Unité sismique U18

L'unité sismique U18 (Figure 1.32) présente des réflecteurs discontinus, d'amplitude faible à moyenne et de fréquence faible (Fs12) (Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.35). Elle repose en *onlap* sur l'unité U17 et au sommet, elle est limitée par une surface de troncature. Son épaisseur varie entre 10 et 20 mstd.

L'unité sismique U18 a été échantillonnée par plusieurs points de carottage (groupe Norois, 1972 et CarobSeine 2009, station BS09-Cr83, Tableau 1.5). Le caractère sismique de l'unité sismique U18 et les prélèvements réalisés nous permettent de l'interpréter comme des dépôts argileux et sableux du Thanétien-Yprésien. Cette unité a aussi été décrite dans les travaux précédents (Larsonneur, 1971 ; Auffret *et al.*, 1983)

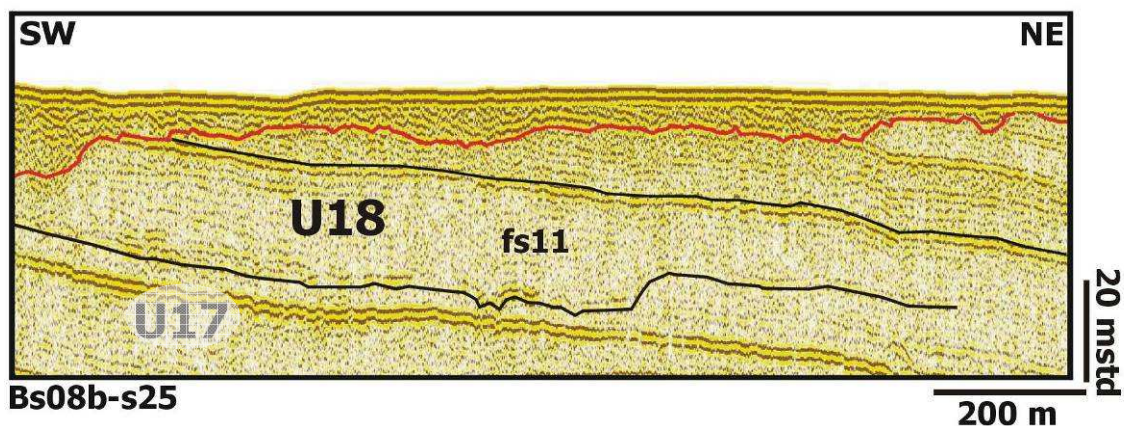


Figure 1.32 : Profil sismique Bs08b-s25 d'orientation SW-NE localisé au Nord de la baie de Seine, présentant l'unité sismique U18 attribuée aux argiles et aux sables du Thanétien–Yprésien.

3.1.20 Unité sismique U19

L'unité sismique U19 (Figure 1.33) se caractérise par le faciès sismique Fs9, avec des réflecteurs qui se terminent à la base en *onlap* et au sommet par une surface de troncature. Son épaisseur est d'environ 50 mstd (Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.35). Cette unité sismique a été plusieurs fois échantillonnée (groupe Norois, 1972 et CarobSeine 2009, station BS09-Cr81, Tableau 1.5). Il s'agit d'un sable calcaire à bryozoaires attribué à un falun du Lutétien (rapport Eradata, 2010, étude biostratigraphique 202/03-10/FR ; Annexe 1).

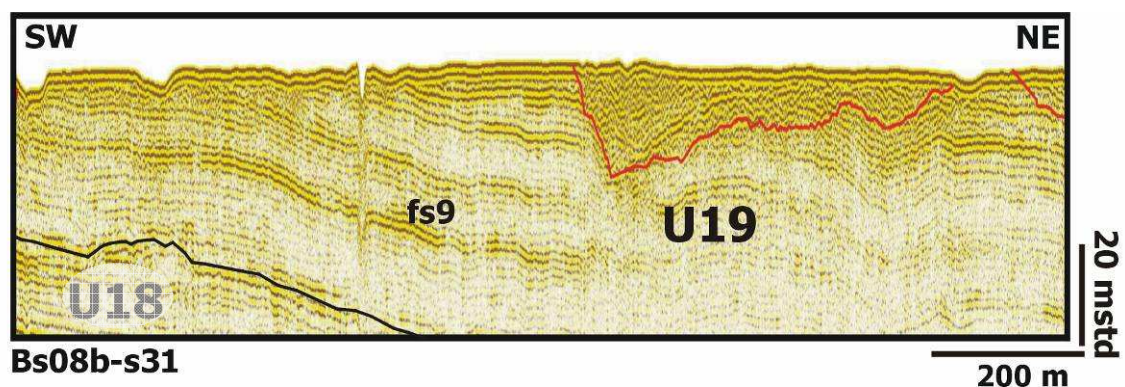


Figure 1.33 : Profil sismique Bs08b-s31 d'orientation SW-NE localisé au Nord de la baie de Seine, présentant l'unité sismique U19 attribuée aux faluns lutétiens.

3.1.21 Unité sismique U20

L'unité sismique U20 (Figure 1.34) est caractérisée par une constitution complexe, avec plusieurs surfaces en onlap et downlap internes (Fs12) (Tableaux 1.3 et 1.4 ; Figure 1.35). Elle repose sur l'unité U19 en biseau de progradation (ou d'aggradation ?) érodant localement profondément les formations sous-jacentes. L'analyse minutieuse de la partie basale de cette unité sismique U20 indique que les surfaces et terminaisons de réflecteur à la base de U20 appartiennent à des blocs glissés le long de failles obliques. Ces blocs et failles obliques seront décrits plus en détail dans le chapitre 4. Les faciès sismiques préservés dans les blocs sont caractérisés par une signature sismique identique à celle des formations lutétiennes ou jurassiques sous-jacentes. La limite supérieure de l'unité sismique U20 est une surface d'érosion plus ou moins prononcée, correspondant soit au fond de la mer, soit à la base d'incisions fluviales plio-quadernaires. L'épaisseur de l'unité sismique U20 varie entre 10 et 70 mstd.

Les points de prélèvements réalisés en 2009 (stations BS09-CR89, 90 et 57, Tableau 1.5) dans la partie supérieure de l'unité sismique U20 ont livré des sables marneux, quartzeux, coquilliers et fossilifères. L'analyse biostratigraphique de leurs associations de foraminifères benthiques (échantillon BS09-CR89 et CR90, Tableau 1.5) a fourni un âge Bartonien (rapport Eradata, 2010 étude biostratigraphique 202/03-10/FR ; Annexe1).

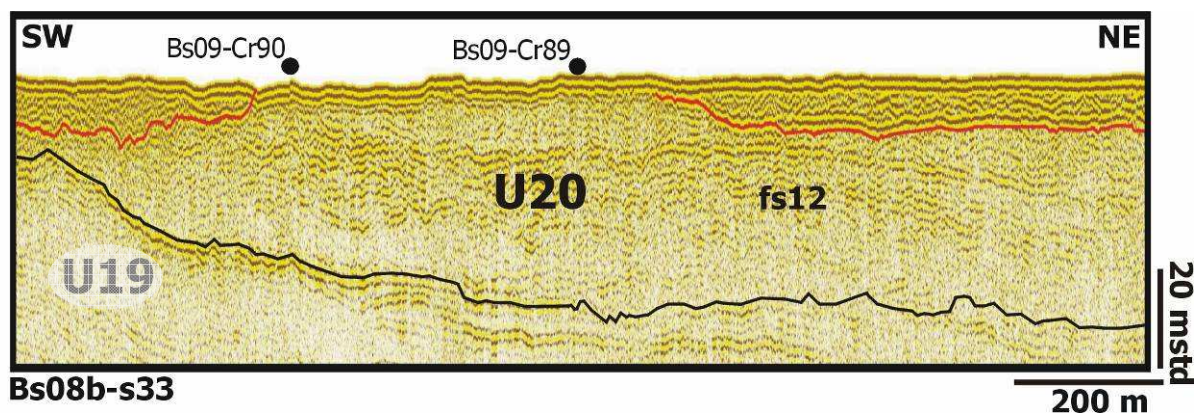


Figure 1.34 : Profil sismique Bs08b-s33 d'orientation SW-NE localisé au Nord de la baie de Seine présentant l'unité sismique U20. Les points de prélèvements CarobSeine (BS09-Cr90 et BS09-Cr89) permettent d'attribuer cette unité à la série bartonienne.

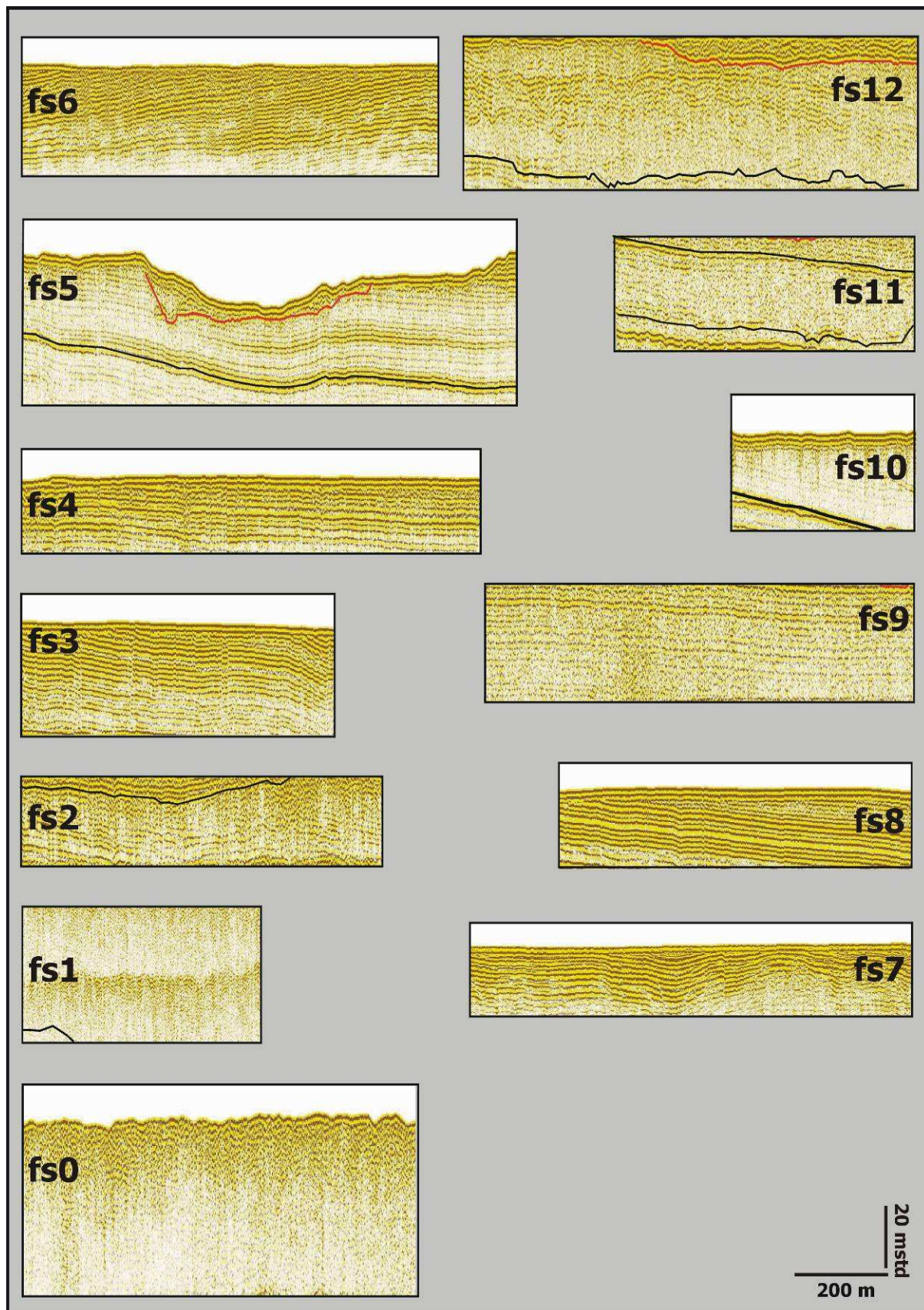


Figure 1.35: Planche récapitulative des différents faciès sismiques caractéristiques reconnus dans le substratum géologique de la baie de Seine.

Tableau 1.3 : Caractéristiques des principaux faciès acoustiques rencontrés en baie de Seine.

Faciès sismiques	Caractéristiques des réflecteurs			
	continuité	Amplitude	Fréquence	Configuration
fs12	faible	faible	moyenne	parallèle à oblique, localement discontinu, subparallèle, chaotique.
fs11	faible à moyenne	faible	basse	parallèle
fs10	bonne	faible	moyenne	parallèle
fs9	bonne	faible	haute	parallèle
fs8	bonne	forte	basse à moyenne	parallèle
fs7	faible à bonne	moyenne à forte	moyenne à haute	oblique divergente
fs6	moyenne	forte	haute	sigmoïdale
fs5	bonne	moyenne à faible	haute à moyenne	oblique parallèle
fs4	bonne à moyenne	moyenne à forte	haute à moyenne	parallèle
fs3	bonne	forte	haute à moyenne	oblique-parallèle
fs2	moyenne à faible	forte à moyenne	haute	discontinu oblique, parallèle tangentielle, localement chaotique
fs1	faible	faible	faible	discontinu, chaotique
fs0	-	-	-	transparent (voire chaotique)

Tableau 1.4 : Caractéristiques des principales unités sismiques reconnues en baie de Seine et interprétation stratigraphique.

Unités sismiques	Épaisseur (mstd)	Limites des réflecteurs		Faciès sismiques des unités	Stratigraphie
		base	sommet		
U20	10 à 70	<i>Downlap(ou onlap ?)</i>	troncature	fs12	Bartonien
U19	50	<i>onlap</i>	troncature	fs9	Lutétien
U18	10 à 20	<i>onlap</i>	troncature	fs12	Thanétien – Yprésien
U17	60	<i>onlap</i>	troncature	fs5	Sénonien
U16	20	<i>onlap</i>	troncature	fs2	Turonien
U15	35	<i>onlap</i>	troncature	fs3	Cénomaniens
U14	40	<i>onlap</i>	troncature	fs10, f1	Crétacé inférieur
U13	80	<i>onlap</i>	troncature	fs4, fs8	Oxfordien sup. - Kimméridgien
U12	80	concordante	troncature	fs3, fs9	Oxfordien inf. - Oxfordien sup.
U11	80	concordante ?	concordante	fs9	Bathonien sup. - Oxfordien inf.
U10	20	<i>onlap</i>	concordante	fs8	Bathonien supérieur
U9	5 à 20	<i>onlap</i>	troncature à concordante	fs7	Bathonien supérieur
U8	20	<i>downlap</i>	troncature	fs6	Bathonien supérieur
U7	20	concordante	concordante	fs4	Bathonien moyen
U6	10 à 35	<i>downlap</i>	concordante	fs6	Bathonien moyen
U5	35	concordante	troncature	fs5	Bathonien inférieur
U4	20	légère <i>onlap</i>	concordante	fs4	Aaléno-Bajocien
U3	40	<i>onlap</i>	légère troncature	fs3	Sinémurien-Toarciens
U2	10 à 40	<i>onlap</i>	troncature	fs3	Hettangien
U1	>10	<i>onlap ?</i>	troncature	f1, fs2	Trias
U0			troncature ou surface irrégulière	fs0	Socle briovérien, Paléozoïque et Granite de Barfleur,

Tableau 1.5 : Localisation 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 et analyse biostratigraphique des échantillons indiqués par * (Eradata, 2010, Bourdillon, Annexe 1).

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	-0,8423333333	BS09-CR89*	faluns	Bartonien
49,82121667	-0,774783333	BS09-CR81*	calcaire bioclastique à milioles	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	calcaire marneux	Callovien Argiles de Lion
49,3801	-0,3399	BS09-CR109	calcaire	Bathonien supérieur Calcaire de Langrune
49,41156667	-0,59145	BS09-CR105	calcaire marneux	Bathonien supérieur Caillasses de Basse-Ecarde
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 Marnes de Port-en-Bessin
49,4163	-0,82405	BS09-CR102	marnes	Bathonien inférieur 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	Briovérien, Ordovicien

3.2 Découpage stratigraphique des formations géologiques de la baie de Seine

Les lithologies du substratum géologique de la baie de Seine sont variées, comprenant, des granites et des roches métamorphiques (socle armoricain), des sables et argiles (Trias, Crétacé inférieur, Pléistocène inférieur, Callovien moyen), des calcaires (Hettangien, Pliensbachien, Toarcien moyen et supérieur, Bajocien, Bathonien, Oxfordien moyen et supérieur, Éocène, Miocène moyen, Pléistocène inférieur), des calcaires marneux ou des marnes (Sinémurien, Toarcien inférieur, Bathonien inférieur, Callovien à Oxfordien inférieur, Oxfordien supérieur, Kimméridgien, Crétacé inférieur, Oligocène inférieur, Pléistocène inférieur), et des craies (Crétacé supérieur).

Ces grands ensembles lithologiques qui correspondent soit aux systèmes Jurassique et Crétacé, soit au Tertiaire, avaient déjà été retenus par King (1954) ; Larssonneur (1971) ; Larssonneur *et al.* (1974) ou Auffret *et al.*, (1982) pour la réalisation de leurs cartes géologiques respectives. Cette diversité lithologique (Tableau 1.6) a de nouveau été utilisée pour découper l'ensemble des terrains géologiques reconnus en baie de Seine (Figure 1.36), avec une précision au moins égale à celle définie à terre. Ce découpage est à l'échelle de formations dont l'épaisseur peut dépasser 5 mètres. Un tel découpage est également facilité par la reconnaissance des discontinuités séparant la plupart des assises.

La nouvelle carte géologique proposée (Figure 1.36) apparaît par conséquent comme une extension en baie de Seine, des terrains géologiques du littoral normand. Elle est construite à la fois sur l'interprétation de nombreux profils sismiques (3130 km) et sur l'étude stratigraphique de nouveaux prélèvements sur les fonds sous-marins, venant compléter les précédentes campagnes des années 70.

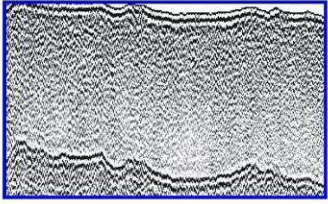
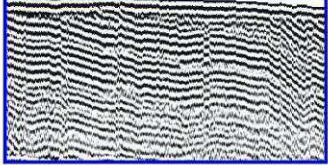
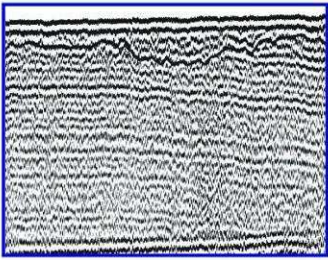
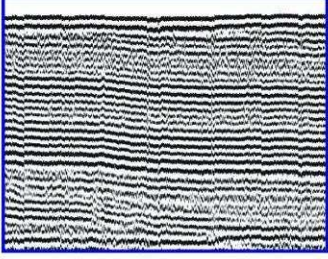
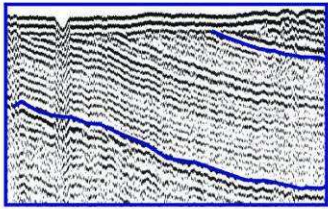
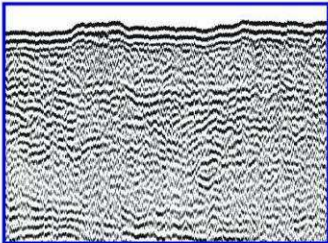
La quantité des nouvelles données sismiques acquises entre 2007 (Guennoc *et al.*, 2009) et 2008 et leur très bonne qualité apportent de nouveaux éclairages par rapport aux études antérieures. Cette précision dans la résolution du substratum géologique de la baie de Seine confirme aussi certains gradients paléogéographiques déjà décrits à terre (Riout *et al.*, 1991 ; Dugué, 2007...).

Les cartes géologiques publiées par Larssonneur *et al.* (1974) et Auffret *et al.* (1982) regroupaient les différentes assises jurassiques de baie de Seine en trois ensembles lithologiques, l'ensemble du Jurassique inférieur, l'ensemble du Jurassique moyen et celui du Jurassique supérieur. Nous pouvons dorénavant les subdiviser en plusieurs formations géologiques jurassiques (Figure 1.36) et y reconnaître certaines des surfaces-limites remarquables.

La cartographie des terrains précambriens, paléozoïques (U0) et triasiques (U1) montre qu'ils affleurent à l'Est du Cotentin sous forme d'auréoles d'environ 6 km de largeur. Ils constituent ainsi le prolongement en mer du Massif armoricain (Figures 1.36 et 1.37). Ces terrains permo-Triasiques (unité sismique U1.), reposent sur un socle acoustique constitué par le Granite de Barfleur et le Paléozoïque du Cotentin et des Îles de Saint-Marcouf, c'est la discordance varisque (Figure 1.37). Ces terrains anciens

(précambriens, paléozoïques et triasiques) sont recouverts vers l'Est et au Nord du Cotentin, par une couverture mésozoïque, d'épaisseur très variable.

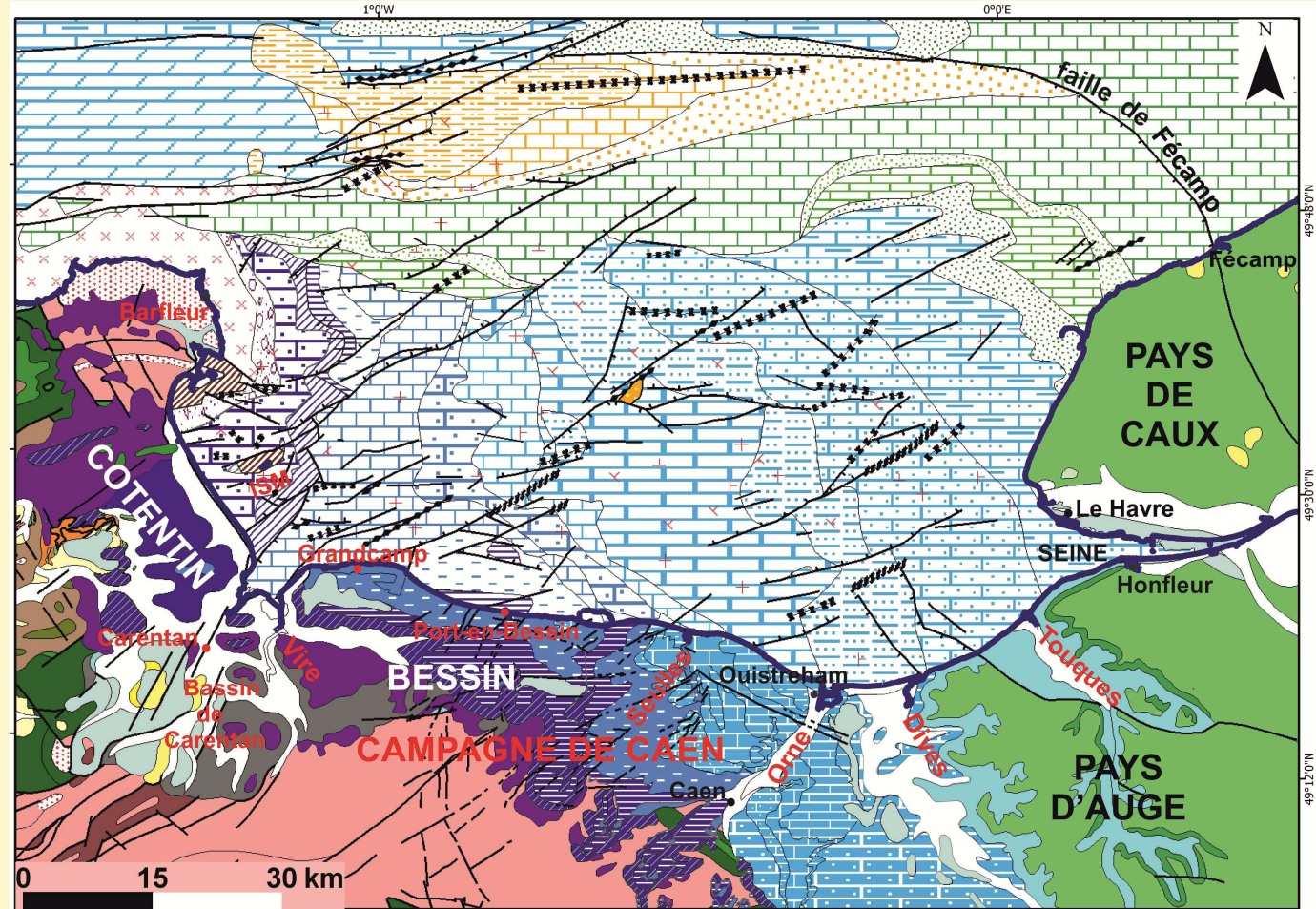
Tableau 1.6 : Principaux faciès sismiques et lithologies associées rencontrés dans le substratum de la baie de Seine. Avec des conditions d'acquisition et de traitement identiques, ces données de faciès acoustiques peuvent être appliquées pour des interprétations lithologiques en dehors de la baie de Seine.

Faciès sismiques	Interprétation
	Terrains granitiques, schistes roches métamorphiques exemple socle armoricain
	Alternances calcaires/marnes (dominante calcaire) exemple terrains bathoniens supérieurs
	Alternances marnes/calcaires (dominante marnes) exemple terrains bathoniens inférieurs/moyens
	Terrains calcaires argileux exemple terrains jurassiques inférieurs et supérieurs
	Terrains crayeux exemple terrains crétacés supérieurs
	Terrains Silto-sableux et calcaires lumachelliques exemples cénozoïques

20 mstd
500 m

Formations en baie de Seine

- Plio-Pliocène ? (Sables de Saint-Vigor ?)
- Bartonien-(Miocène ?) (U20)
- Lutétien (U19)
- Thanétien-Yprésien (U18)
- Maastrichtien (U17)
- Turonien (U16)
- Cénomanién (U15)
- Crétacé inférieur (U14)
- Oxfordien supérieur-Kimméridgien (U13)
- Oxfordien moyen (U12)
(Calcaire de Blangy, Coral-rag, Calcaire oolithique de Trouville, Calcaire d'Auberville).
- Bathonien terminal-Oxfordien inférieur (U11)
(Argiles à *Lophogræra*, Oolithe ferrugineuse de Villers, Marnes de Villers, Marnes de Dives, Marnes sableuses et calcaires de Crèvecœur, Marnes à *Belemnopsis latesulcata*, Marnes d'Argences, Marnes d'Escoville et Argiles de Lion)
- Bathonien supérieur (U9-U10)
(Calcaire de Langrune et Caillasses de la Basse Ecarde)
- Bathonien supérieur (U8)
(Calcaire de Ranville)
- Bathonien moyen (U7)
(Calcaire de Blainville)
- Bathonien moyen (U6)
(Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont)
- Bathonien inférieur-Bathonien moyen (U5)
(Marnes de Port-en-Bessin)
- Jurassique inférieur à moyen (Nord Cotentin)
- Aalénien-Bajocien (U4)
(Mallere, Oolithe ferrugineuse de Bayeux et Calcaire à Spongiaires)
- Sinémurien-Toarcién (U3)
(Calcaire à Gryphées, Calcaire à Bélemnites, Argiles à Poissons et Calcaires à Ammonites)
- Hettangien (U2)
- Trias (U1)
- Paléozoïque (U0)
- Granite, Briovérien (U0)
- Pendage horizontal
- Sens du pendage
- Faille avec indication du regard
- Faille
- Axe anticlinal
- Axe synclinal
- Flexure
- Contour stratigraphique
- Îles de Saint Marcouf
- Unité sismique



Formations sur le littoral

- | | | | | | |
|-------------|-------------------|--|---|-------------------|---------------------|
| Holocène | Oligocène | Oxfordien moyen-Kimméridgien | Bathonien supérieur (Calcaire de Langrune et Caillasses de la Basse Ecarde) | Aalénien-Bajocien | Dévonien |
| Pléistocène | Eocène | Bathonien terminal-Oxfordien inférieur (Argiles à <i>Lophogræra</i> , Oolithe ferrugineuse de Villers, Marnes de Villers, Marnes de Dives, Marnes sableuses et calcaires de Crèvecœur, Marnes à <i>Belemnopsis latesulcata</i> , Marnes d'Argences, Marnes d'Escoville et Argiles de Lion) | Bathonien supérieur (Calcaire de Ranville) | Jurassique | OrdoVICIEN |
| Pliocène | Crétacé supérieur | Bathonien moyen (Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont) | Bathonien moyen (Calcaire de Blainville) | Trias | Cambrien-OrdoVICIEN |
| Miocène | Crétacé inférieur | Bathonien inférieur-Bathonien moyen (Marnes de Port-en-Bessin) | Bathonien terminal (Argiles de Lion) | Permien | Briovérien |
| | | | | Carbonifère | Granite |

Figure 1.36 : Carte géologique révisée de la baie de Seine. (Benabdellouahed *et al.*, 2010a).carte géologique de la bordure littorale normande (extraite de la carte géologique de la France à 1/1 000 000, 6ème édition ; Chantraine *et al.*, 1999).

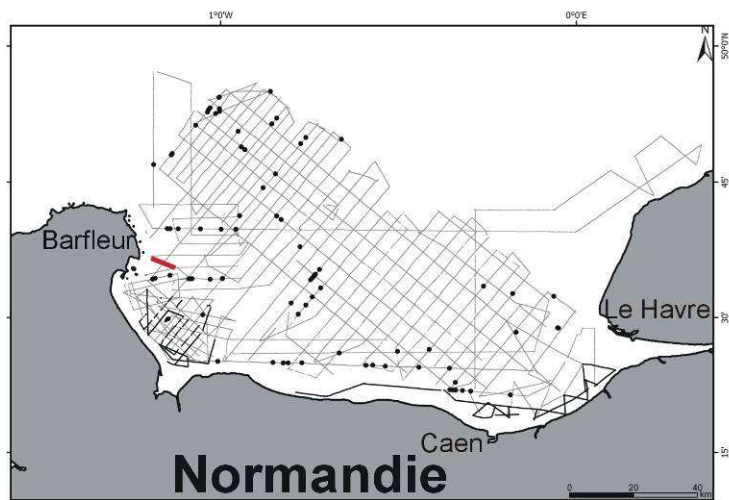
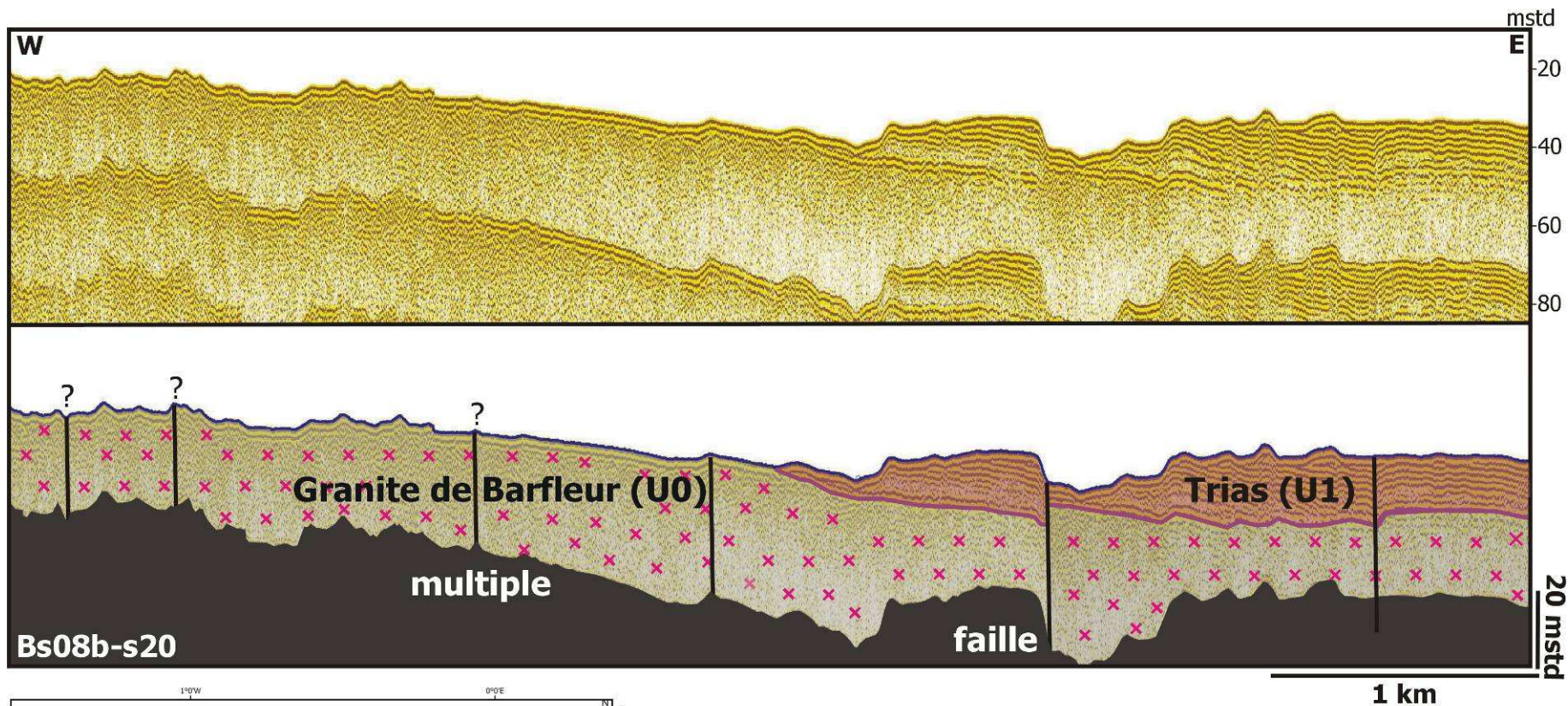


Figure 1.37 : Profil sismique Bs08-s20 d'orientation W-E et interprétation montrant les relations entre le granite de Barfleur et les terrains triasiques, au large de Barfleur.

La cartographie montre que les affleurements des terrains jurassiques s'organisent en plusieurs auréoles d'Ouest en Est (Figure 1.36).

Une première vaste auréole de terrains hettangiens (unité sismique U2) dont l'épaisseur verticale de la série peut atteindre environ 50 m existe au large de la côte Est du Cotentin (Figure 1.37). À terre, il s'agit essentiellement d'alternances d'argiles et de calcaires (Argile et calcaire d'Huberville et Calcaire de Valognes, environ 40 m dans le Cotentin). Au large de la baie des Veys, les formations hettangiennes sont tronquées par une importante surface d'érosion attribuée à la Surface d'Osmanville. Sur cette surface, reposent en discordance les formations marno-calcaires sinémuriennes (Calcaire à gryphées) et probablement recouvertes en transgression par la série du Pliensbachien (Calcaire à bélemnites) et du Toarcien (Argiles à poissons Calcaire à ammonites) (unité sismique U3). L'épaisseur globale de cette unité U3 (Sinémurien-Toarcien) est estimée à environ 60 m, comparable à celle connue à terre dans les environs de Carentan (environ 60 m) (Figure 1.4, chapitre 1).

Les séries aaléno-bajociennes (unité sismique U4, environ 30 m d'épaisseur) et du Bathonien inférieur et moyen (unité sismique U5, environ 35 m, Marnes de Port-en-Bessin) décrites dans les falaises côtières du Bessin et se poursuivent en mer, sur une largeur inférieure à 10 kilomètres. Ces deux unités sismiques U4 et U5 se retrouvent également à l'Est de la Pointe de Barfleur. Au large du Bessin, ces formations sont interrompues par des failles d'orientation E-W, les mettant en contact avec les calcaires du Bathonien moyen (unité sismique U6).

Les calcaires bathoniens (Bathonien moyen et supérieur) occupent la plus grande partie de la baie de Seine. La série calcaire du Bathonien moyen (unité sismique U6, Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont) présente une épaisseur maximale d'environ 50 m, au large de la baie des Veys, mais se biseaute progressivement vers l'Est, atteignant 15 m d'épaisseur, au large du méridien de Grandcamp, pour finalement disparaître sous les séries les plus récentes. À l'Est, cette puissante série calcaire est surmontée par l'unité sismique U7 attribuée à la Formation du Calcaire de Blainville (environ 30 m d'épaisseur, Bathonien supérieur). Dans les falaises côtières du Bessin, l'épaisseur de la série du Bathonien moyen peut atteindre environ 60 mètres.

La partie centrale de la baie de Seine est représentée essentiellement par la série carbonatée du Bathonien supérieur (Figure 1.36). Ces terrains du Bathonien supérieur, sont attribués aux unités sismiques U8 (Calcaire de Ranville, environ 35 m), U9 et U10 (Caillasses de la Basse-Écarde et Calcaire de Langrune, environ 45 m). À terre, comme en mer, il s'agit de formations massives de calcaires cimentés homogènes (autrefois exploitées à terre comme pierres de taille), séparées par des intervalles plus marneux (caillasses). Ils sont surmontés, vers l'Est, par les marnes et calcaires marneux du Bathonien terminal-Callovien inférieur. L'épaisseur de la série du Bathonien supérieur dans les falaises littorales (falaises de Luc-sur-Mer et de Saint-Aubin-sur-Mer) atteint environ 30 m et augmente en direction du centre de la baie de Seine. L'épaisseur de la série du Bathonien supérieur est estimée à environ à 50 mètres, à une trentaine de kilomètres des côtes du Bessin.

Les marnes entre le Bathonien terminal et l'Oxfordien inférieur (unité sismique U11, Argiles de Lion, Marnes d'Escoville, Marnes d'Argences, Marnes à *Belemnopsis*

latesulcata, Marnes sableuses et calcaires de Crèvecoeur, Marnes de Dives et Marnes de Villers) affleurent dans la partie orientale de la baie de Seine, sous une épaisseur d'environ 70 mètres. Une épaisseur similaire est observée dans les falaises côtières normandes (Dugué *et al.*, 1998).

L'épaisseur des calcaires de l'Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur présents dans la partie orientale de la baie (unité sismique U12) est estimée à environ 120 m et celle de la série plus terrigène de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien (unité sismique U13) avoisine environ 120 mètres. Cette dernière formation (unité sismique U12) se caractérise par des faciès argileux ou marneux à intercalations calcaires qui ont été reconnus dans le forage de Guyader (1968, Figure 1.12). L'épaisseur de la série entre le Bathonien terminal et le Kimméridgien montre une similitude avec celle des séries mesurées dans les falaises normandes.

Remarque : *Les formations géologiques (Permo-Trias et Jurassique) décrites dans le forage profond Nautile (Figure 1.13) de la mer de la Manche orientale et au Nord de la faille de Fécamp présentent des épaisseurs plus importantes. Il est probable que le secteur soit plus subsident que celui la baie de Seine.*

La série du Crétacé (unités sismiques U14, U15, U16 et U17) est conservée exclusivement au large du parallèle « cap Antifer-Barfleur ». Au large du cap d'Antifer, les séries détritiques du Crétacé inférieur occupent une auréole d'une quinzaine de kilomètres de largeur et présentent une épaisseur d'environ 35 mètres. Celles du Crétacé supérieur, largement réparties au Nord de la baie de Seine, mesurent environ 150 m d'épaisseur. En revanche, au Nord du Cotentin, Les profils sismiques montrent plutôt que les craies du Crétacé supérieur reposent directement sur le socle armoricain.

Plus au Nord et à proximité du 50° parallèle, la série tertiaire affleure (unités sismiques U18, U19 et U20). Son épaisseur totale diminue d'Est (environ 180 m) en Ouest (environ 70 m). Cette série cénozoïque est caractérisée par de très nombreuses surfaces d'érosion, d'origine marine ou continentale. Mise à part la surface plane au toit de la série attribuée au Thanétien-Yprésien, les autres surfaces d'érosion d'âge tertiaire présentent des irrégularités dans l'ensemble des profils sismiques. Cette irrégularité des différentes surfaces d'érosion explique les variations importantes d'épaisseur dans les séries tertiaires : épaisseur de la série du Thanétien-Yprésien comprise entre 10 à 30 m, lutétienne entre 20 à 50 m et série bartonien entre 15 m à 100 mètres.

Aucun sondage, que ce soit lors de la mission Carobseine 2009 ou du groupe Norois (1972), n'a prélevé de faciès néogènes. Il est pourtant largement représenté à terre, dans le Cotentin (Dugué *et al.*, 2007) et à travers tout le Massif armoricain : Bretagne (Guillocheau *et al.*, 2003 ; Brault, *et al.*, 2004), basse Normandie (Elhaï, 1963 ; Lautridou *et al.*, 1999b ; Dugué *et al.*, 2007...) et à Fécamp (pays de Caux : Bassompierre *et al.*, 1972 ; Cavelier & Kuntz, 1974 ; Lautridou, *et al.*, 1999b). L'absence de prélèvements réussis par carottage à roche pourrait s'expliquer par la nature lithologique meuble des formations du Néogène, mais ne permet pas a priori d'exclure leur existence. Cette probable existence des formations néogènes et du Plio-Pléistocène inférieur sera discutée à partir des géométries sismiques, dans le chapitre 4 (Figures 1.62 et 1.69).

3.3 Structuration de la baie de Seine

Deux grandes structures géologiques sont reconnues en baie de Seine : la structure monoclinale des terrains géologiques mésozoïques et le synclinal tertiaire au Nord de la baie de Seine. Ces deux structures sont affectées aussi par des ondulations et par des failles.

3.3.1 Structure monoclinale de la baie de Seine

Les terrains triasiques et jurassiques de la structure monoclinale de la baie de Seine (Figures 1.38 et 1.39) sont caractérisés par une inclinaison régulière et une direction constante de leurs couches, vers le NE de la baie de Seine. Le pendage, calculé à partir de la base du Calcaire de Langrune ou de la base de l'Oxfordien supérieur, varie entre $0,4^\circ$ et $0,7^\circ$ (Figure 1.38). Au Sud de Caen, la direction moyenne des couches des terrains pliensbachiens est N 140° , avec un plongement de $0,5^\circ$ à 2° vers le NE (Gigot *et al.*, 1999). Les formations oxfordiennes affleurant dans les falaises littorales du pays d'Auge ou forées au large du Havre (Guyader, 1968) montrent que les couches de l'Oolithe ferrugineuse de Villers (Oxfordien inférieur) plongent d'environ un demi-degré vers l'Est. (Guyader, 1968).

Les variations du pendage des couches sont liées principalement à la présence ou à l'absence de plis ou failles dans le substratum. Le pendage est plus faible ($0,4\%$) et constant au large du Havre, proximité de la cuesta oxfordienne (Figure 1.39). Cette zone semble moins faillée. En revanche, le pendage de la structure monoclinale devient plus important à proximité des flexures et des plissements dans les terrains du Bathonien supérieur (Figures 1.40) affleurant au centre de la baie (au large du Bessin).

Dans le détail, la structure monoclinale de la couverture mésozoïque de la baie de Seine est plus complexe (Figure 1.40). Au centre de la baie de Seine, elle est découpée par des failles de direction SW-NE et à regard vers le NW qui isolent plusieurs hémigrabens dans les calcaires massifs du Bathonien moyen et supérieur (Figures 1.39 et 1.40). Ces calcaires bathoniens confèrent une pente générale du substratum géologique vers le NW, en direction de la mer de la Manche centrale. Cette pente générale vers le NW se surimpose donc au pendage vers le NE donné par la structure monoclinale (Figures 1.38 et 1.40).

3.3.2 Description de la cuesta de la baie de Seine

La cuesta de la baie de Seine est formée par les calcaires plus massifs de l'Oxfordien moyen reposant en concordance sur la série terrigène meuble callovo-oxfordienne. En négligeant les variations de faciès à l'intérieur de ces deux ensembles lithologiques (Figure 1.39),

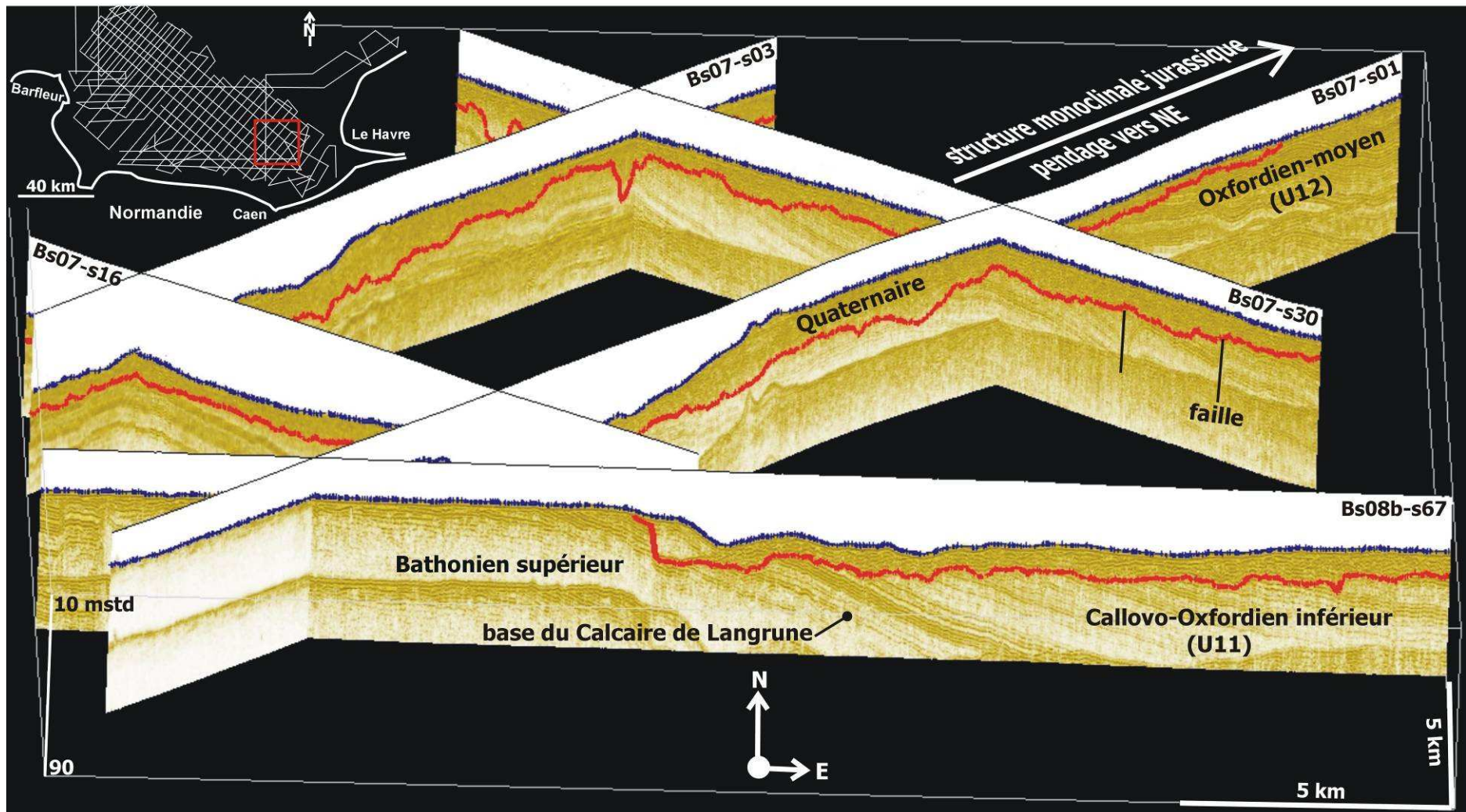


Figure 1.38 : Représentation en 3D de la structure monoclinale dans les séries bathoniennes-oxfordiennes, au large de l'estuaire de la Seine.

il s'agit d'un ensemble calcaire dur d'une trentaine de mètres d'épaisseur au minimum, reposant sur un ensemble tendre d'une cinquantaine de mètres. Ce contraste lithologique la structure monoclinale, puis les différentes érosions d'origine continentale (de type fluviale) au Cénozoïque sont responsables de la formation de la cuesta, par érosion différentielle (Figure 1.39).

Plus à l'Est et au large du pays de Caux (Figure 1.39), la cuesta du pays d'Auge se retrouve au large du cap d'Antifer (Figure 1.39), sur les profils sismiques avec la discordance des craies cénomaniennes sur les sables du Crétacé inférieur. La formation des cuestas de baie de Seine sera discutée dans la seconde partie de la thèse.

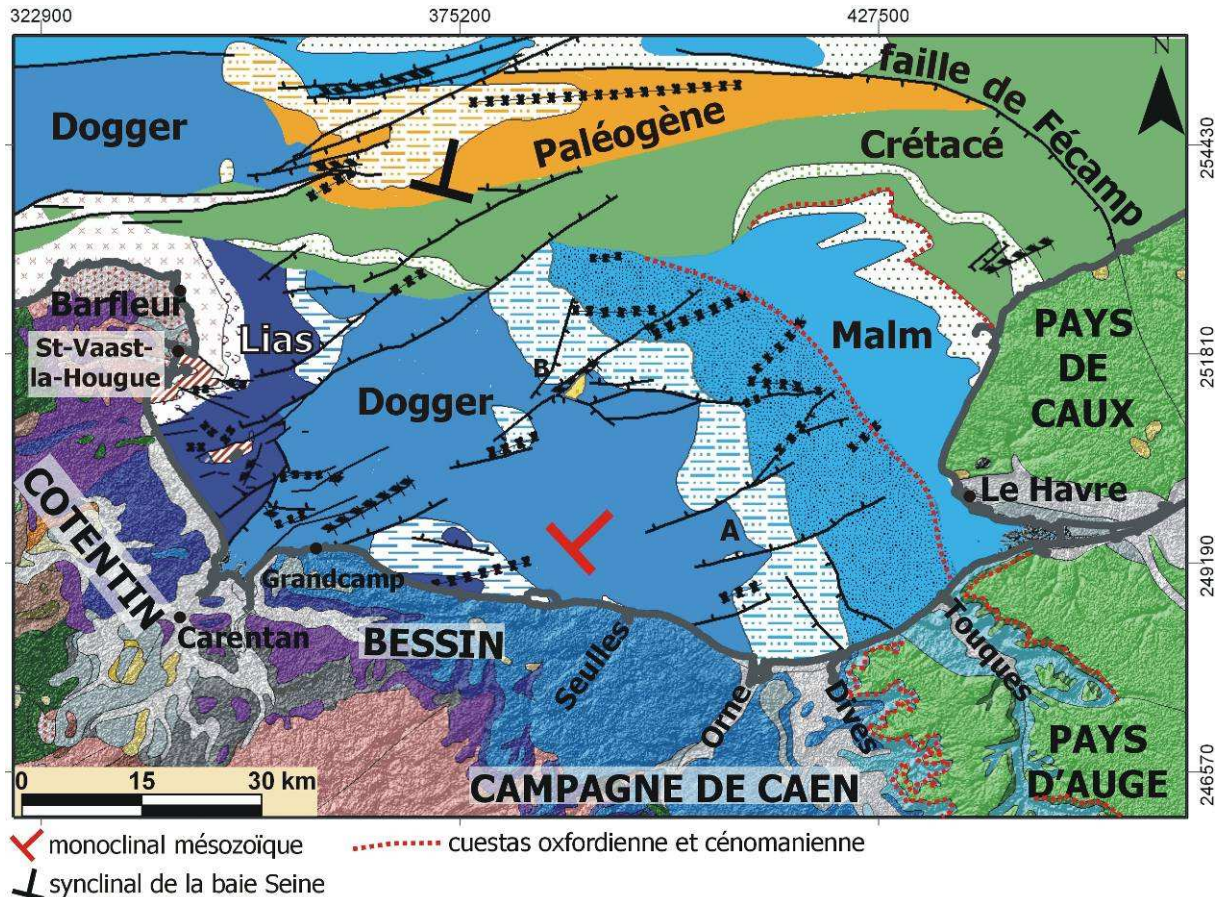


Figure 1.39 : Carte géologique simplifiée de la baie de Seine et de sa bordure littorale, montrant les cuestas à terre et leur prolongement en baie de Seine (légende détaillée dans la Figure 1.36).

3.3.3 Structure synclinale au Nord de la baie de Seine

En mer de la Manche centrale, les terrains crétacés à cénozoïques sont structurés selon un synclinal dissymétrique orienté W-E appelé « synclinal de la baie de Seine » par Auffret *et al.* (1982) et limité au Nord par le prolongement occidental de la faille de Fécamp, à regard vers le Sud (1.39). Vers l'Ouest, un relais de failles d'orientation NE-

SW et à regard vers le Sud met en contact les terrains crétacés à cénozoïques, avec ceux du Jurassique moyen et supérieur. Les échantillons de dragage (BS09-Cr89, BS09-Cr90) (rapport Eradata, 2010) prélevés au cœur de la structure synclinale ont fourni un âge Bartonien, confirmant par conséquent l'hypothèse de l'existence d'affleurements bartoniens en baie de Seine, par Auffret *et al.* (1982).

3.3.4 Directions structurales de la baie de Seine

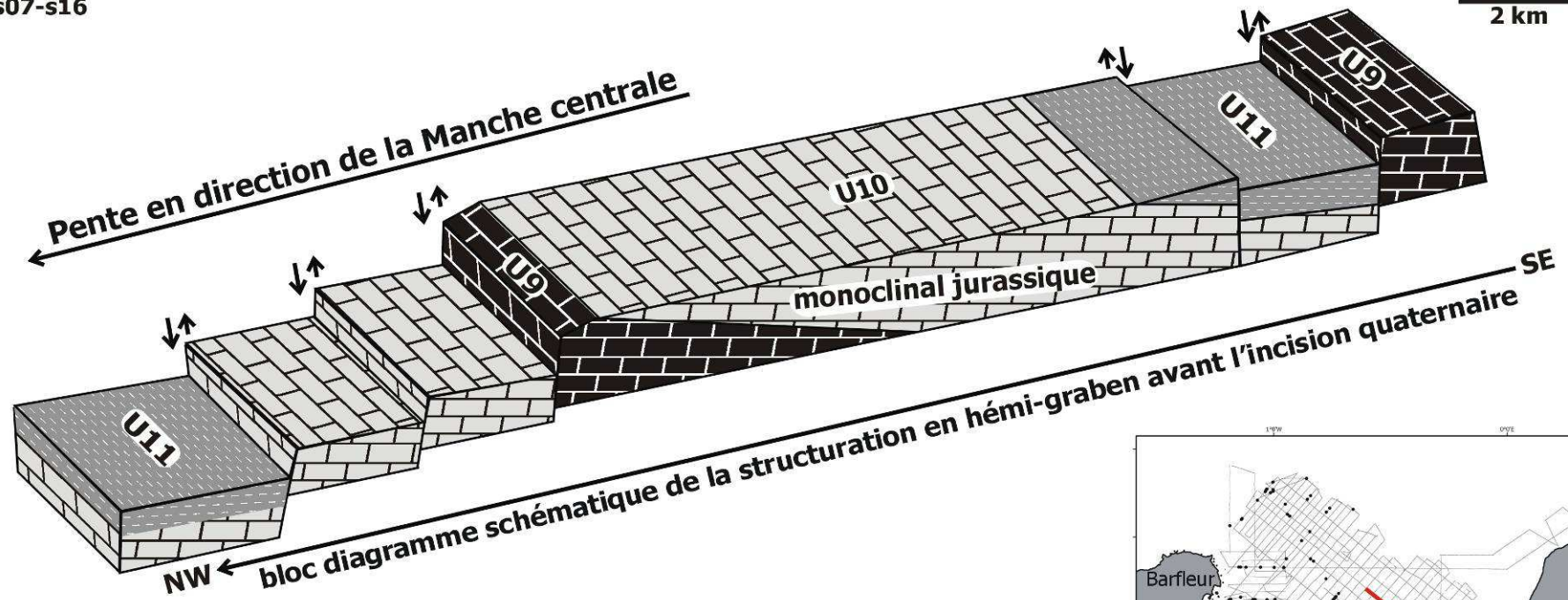
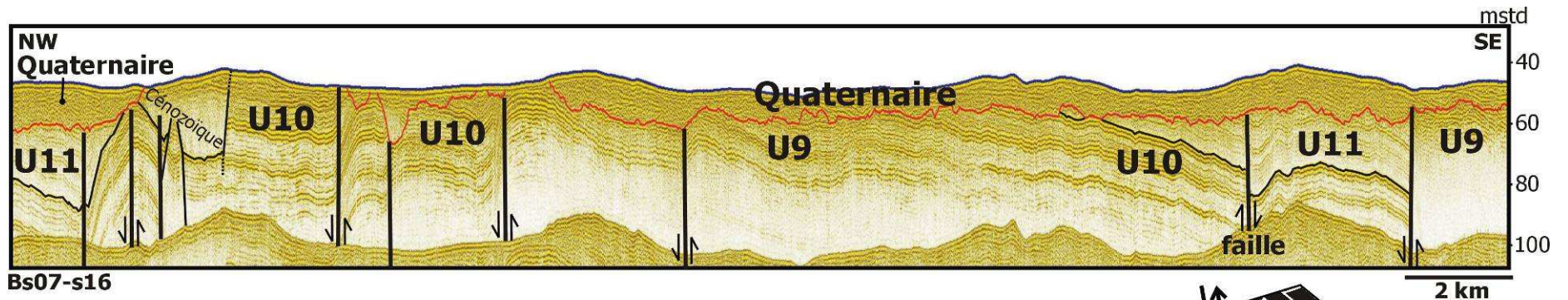
L'interprétation des profils sismiques à travers toute la baie de Seine permet de distinguer trois principales directions de failles et structures affectant le substratum géologique (Figures 1.36 et 1.39) et permettant ainsi de les comparer avec celles décrites à terre :

- la direction NE-SW est la mieux représentée en baie de Seine, entre Saint-Vaast-la-Hougue à l'Ouest et l'estuaire de la Dives à l'Est (Figures 1.36 et 1.39). Le regard de ces failles est orienté vers le NW, sauf au large du granite de Barfleur. Au large de la baie Seine, entre le Bessin et la campagne de Caen, plusieurs failles de direction NE-SW s'amortissent vers le NE, sous forme de structures plissées et de flexures anticlinales. Vers le Nord, en direction de la Manche centrale, ce système de failles NE-SW est limité par la faille majeure courbe W-E, puis NNW-SSE de Fécamp (Figures 1.36 et 1.39). Enfin, au large de la côte orientale du Cotentin, une faille de direction NE-SW affecte les terrains paléozoïques des Îles de Saint-Marcouf et les terrains liasiques de la baie des Veys.

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) (Figures 1.36 et 1.39). Une autre faille de même direction limite vers l'Est, les terrains bathoniens de la baie des Veys. Cette direction NE-SW est également celle de la plupart des synclinaux et anticlinaux déformant les terrains jurassiques de la baie de Seine.

- La direction NW-SE est surtout représentée au large des falaises du pays d'Auge (Figures 1.36 et 1.39), 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 décrite à terre (falaise de Villers). En mer et à environ 15 km des côtes, ces deux failles sont limitées par une voussure anticlinale transversale (Figure 1.36).

- la direction W-E est moins bien représentée. Elle s'exprime à environ 10 km au large du Bessin et de la campagne de Caen, avec deux failles à regard Nord, dans les terrains bathoniens. Elles sont associées à une petite voussure anticlinale qui amène l'unité sismique U4 (Aaléno-Bajocien) à l'affleurement. Une structure similaire est connue à terre, sur le littoral normand, avec la faille W-E des Hachettes, présentant un rejet vertical entre 5 et 8 m, entre Sainte-Honorine-des-Pertes et Port-en-Bessin et mettant en contact les formations de la Malière (Aaléno-Bajocien) au Nord et du Calcaire à spongiaires (Bajocien) au Sud (Eudes-Deslongchamps, 1865 ; Fily *et al.*, 1989).



- U11 : marnes du Bathonien terminal-Oxfordien supérieur**
- U10 : Calcaire de Langrune, Bathonien supérieur**
- U9 : Caillasses de la Basse-Ecarde, Bathonien supérieur**

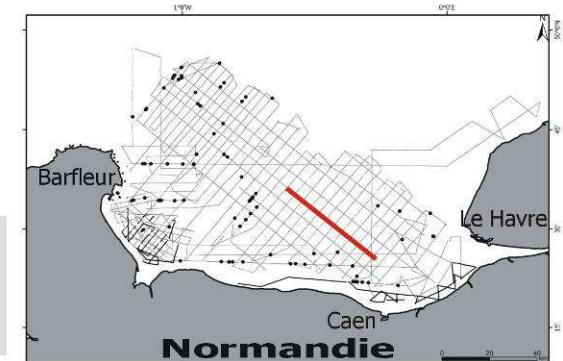


Figure 1.40 : Profil sismique Bs07-s16 interprété recoupant la structure monoclinale selon une direction NW-SE. Bloc diagramme simplifié de direction NW-SE interprétant les blocs basculés dans les calcaires bathoniens (les plis ne sont pas représentés).

Plus au large, cette direction W-E devient prédominante dans le synclinal cénozoïque de baie de Seine ou au large du Nord Cotentin (Figures 1.36 et 1.39).

L'expression de la structuration de la baie de Seine apparaît contrôlée par la lithologie des terrains affectés. En effet, dans la série très épaisse du Jurassique inférieur et moyen (Hettangien-Bathonien, environ 150 m), principalement carbonatée, les déformations y sont surtout cassantes. En revanche, la série terrigène callovo-oxfordienne, aussi épaisse (environ 200 m) présente de fréquentes déformations sous forme de plis à grand rayon de courbure (> 500 m de rayon).

Au Nord de la baie de Seine, les structures observées dans la couverture crétacée et tertiaire témoignent d'une tectonique polyphasée. Ce polyphasage se matérialise par la présence de failles de direction NE-SW et E-W, plissements, plusieurs surfaces d'érosion. Cette partie Nord de la baie de Seine présente des directions structurales majeures NE-SW et E-W, cette dernière étant prédominante.

3.3.5 Conclusion





















L'interprétation des profils sismiques et l'analyse de la carte géologique révisée de la baie de Seine permettent de dégager les points suivant :

- les terrains triasiques et jurassiques présentent une structure monoclinale avec un pendage régional vers le NE ;
- au large du pays de Caux, la structure monoclinale jurassique est recouverte par les terrains du Crétacé inférieur (Wealdien), sous le Crétacé supérieur. Les terrains jurassiques sont affectés par d'importantes déformations et érosions intervenant entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. Cet événement est contemporain de l'ouverture du Golfe de Gascogne (Le Pichon *et al.*, 1971 ; Ziegler, 1990) ;
- une pente structurale vers le NW est favorisée par une succession d'hémigrabens limités par des failles NE-SW. La présence de terrains jurassiques faillés et basculés vers le NW, en direction de la mer de la Manche centrale, constitue le trait structural majeur de la baie de Seine ;
- la structuration en hémigraben qui recoupe le monoclinale jurassique, confirme une déformation postérieure au Crétacé inférieur ;
- Dans la partie septentrionale, le synclinal cénozoïque de la baie de Seine génère une pente générale, vers l'Ouest.

4 Carte géologique révisée de la baie de Seine : les nouveaux apports

Ce quatrième chapitre détaille présente les apports nouveaux obtenus à partir de l'étude du substratum géologique de la baie de Seine, par rapport aux cartes et études publiées par Larsonneur (1971) ; Robert (1972) ; Larsonneur *et al.* (1974) et Auffret *et al.* (1982)...

Le substratum de la baie de Seine est étudié par secteurs. Une évolution géodynamique de la baie de Seine est proposée en conclusion.

Legende de certaines unités sismiques		
 Quaternaire	 Jurassique supérieur	 Incision plio-quaternaire
 Plio-Pléistocène	 Bathonien supérieur	 Multiple
 Bartonien (U20)	 Calcaire de Langrune (U10)	 Lias
 Lutétien (U19)	 Caillasses de la Basse-Ecarde (U9)	 Hettangien
 Turonien (U16)	 Calcaire de Ranville (U8)	 Trias
 Cénomannien (U15)	 Bathonien moyen	 Socle granitique
 Crétacé inférieur (U14)		 Socle paléozoïque

4.1 Limites structurales de la baie de Seine

Si la limite méridionale de la baie de Seine est aujourd'hui bien identifiée par le rivage normand actuel, sa limite septentrionale avec la mer de la Manche centrale reste plus difficile à établir. Pour le groupe Norois (1972), cette limite Nord coïncide avec la terminaison des affleurements jurassiques ou le début des affleurements crétacés, entre Barfleur et le cap d'Antifer (Figure 1.41). La limite Nord de la baie de Seine est donc une limite d'érosion.

Dans la baie de Seine, trois domaines géologiques ont été identifiés (Figures 1.36, 1.39 et 1.41) : le substratum armoricain, la structure monoclinale de la couverture mésozoïque et le synclinal tertiaire de la baie de Seine.

A l'Ouest, le substratum armoricain de la baie de Seine apparaît dans le prolongement du Massif armoricain. Au centre, les alternances de séries marneuses et calcaires jurassiques, recouvertes en discordance par les terrains crétacés, sont organisées selon un dispositif monoclinale. Cette série mésozoïque appartient au Bassin parisien. Au Nord, les séries sableuses, crayeuses ou calcaires datées entre le Crétacé et le Tertiaire sont organisées selon une structure synclinale, elles appartiennent également au Bassin anglo-parisien, bien que certains de ces terrains sont moins connus à terre.

Les principales failles affectant les terrains jurassiques de la baie de Seine changent de direction, à proximité du synclinal tertiaire de la baie de Seine. Le prolongement occidental de la faille de Fécamp et son relais de failles d'orientation NE-SW en direction de la Fosse centrale (Partie 2) représentent une limite paléogéographique durant tout le Jurassique (sillon marneux péri-armoricain de Rioult, 1980 ; Rioult *et al.*, 1991) et au Cénozoïque (Bignot, 1962).

L'organisation lithologique des terrains et des structures atteste que la couverture sédimentaire jurassique, crétacée et tertiaire de la baie de Seine reste comparable à celle décrite à terre, dans son bassin versant côtier de la baie de Seine. La limite septentrionale de la baie de Seine ne peut pas être uniquement définie sur un critère lithologique, elle est également structurale, avec la présence du synclinal de la baie de Seine et le prolongement de la faille de Fécamp, au droit du 50° parallèle (Figure 1.41).

Selon ce schéma structural, la baie de Seine se subdivise ainsi en deux grandes unités structurales (Figure 1.41) :

- une baie de Seine monoclinale telle qu'elle a été définie par le groupe Norois (1972). Elle s'étend de la pointe de Barfleur au cap d'Antifer, au Sud des affleurements crétacés (Figure 1.41). Ce domaine est caractérisé par la structure monoclinale des terrains mésozoïques avec un pendage vers le NE. Les terrains du Trias et du Jurassique s'envoient vers le NE, sous une couverture crétacée discordante. Les caractères lithologiques et structuraux de ce domaine de baie de Seine prolongent ceux de son bassin versant côtier.

- Une baie de Seine synclinale représentée dans la partie septentrionale, par des terrains crétacés et tertiaires organisés en synclinal. Cette zone est intermédiaire entre la baie de Seine monoclinale et celle de la Manche centrale. Ses caractères lithologiques et

structuraux sont proches de ceux de la Manche centrale, avec la présence de terrains tertiaires conservés, la prédominance des failles de direction E-W et surtout l'existence de fosses qui seront détaillées dans la seconde partie de la thèse.

4.1.1 La baie de Seine monoclinale

La baie de Seine monoclinale (Figure 1.41) comprend dans le détail, d'Ouest en Est : la baie des Veys et les prolongements en mer du Bessin, de la campagne de Caen, du pays d'Auge et du pays de Caux. Pour faciliter la description du substratum géologique de cette baie de Seine monoclinale, nous avons distingué trois secteurs :

- secteur de la pointe de Barfleur à la baie des Veys (au large du Cotentin) ;
- secteur au large du Bessin et de la campagne de Caen (au large du Calvados);
- secteur de l'estuaire actuel de Seine (au large du pays d'Auge et pays de Caux).

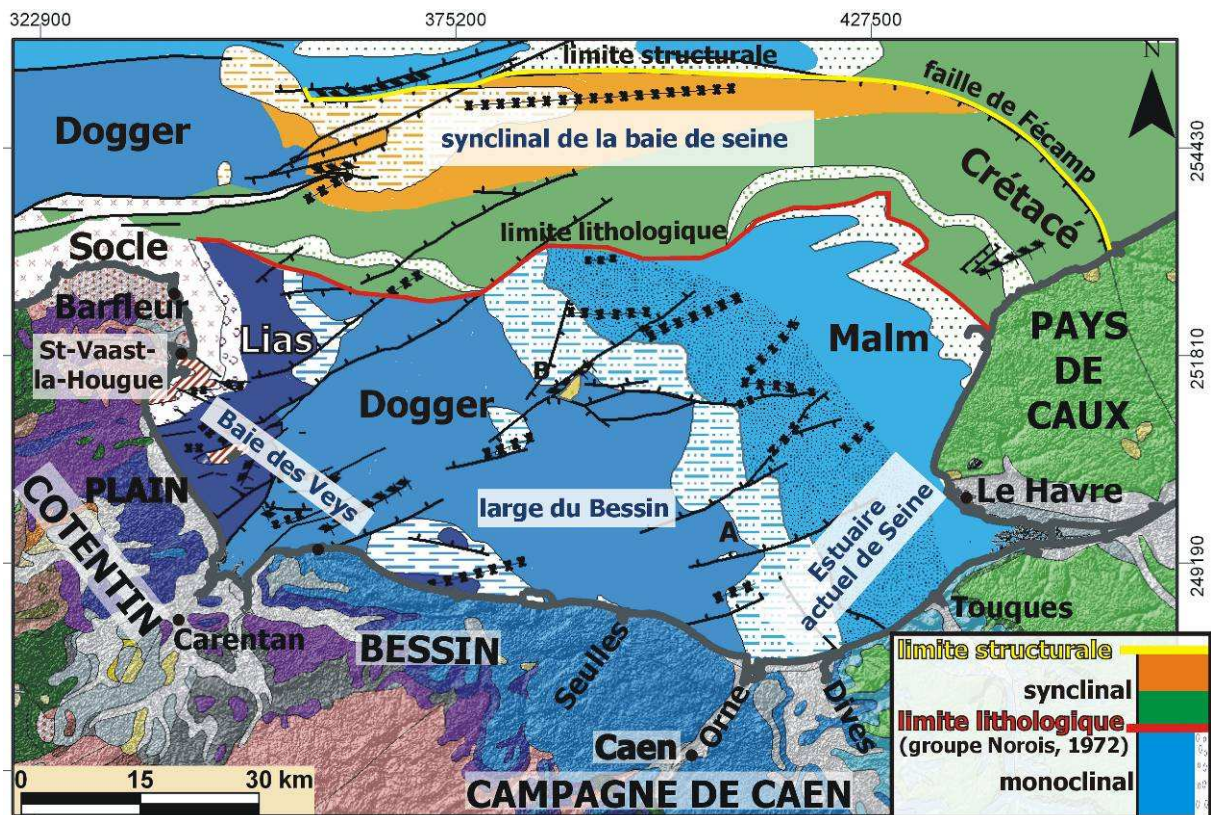


Figure 1.41 : Carte géologique simplifiée montrant les limites structurale et lithologique entre la baie de Seine et la Manche centrale.

4.1.1.1 Secteur de la pointe de Barfleur à la baie des Veys

Les nouveaux apports stratigraphiques et structuraux de la carte géologique de la baie de Seine, entre la pointe de Barfleur et la baie des Veys (Figure 1.41) sont les suivants :

- les Îles de Saint-Marcouf : relations stratigraphiques entre les terrains hettangiens et paléozoïques ;
- passage Hettangien/Sinémurien ;
- Structuration de la baie de Seine, entre Saint-Vaast-la Hougue et la baie des Veys (Figure 1.41).

4.1.1.1.1 Les Îles de Saint-Marcouf : relations stratigraphiques entre les terrains hettangiens et paléozoïques

Le substratum géologique de la côte orientale du Cotentin (Plain) (Figure 1.41) est représenté essentiellement par les calcaires et marnes du Lias, et plus au large par les calcaires de l'Aaléno-Bajocien. Les terrains paléozoïques affleurent sur le platier rocheux du Plain (Pareyn & Royant, 1964) et au large, dans les Îles de Saint-Marcouf (Figures 1.36 et 1.41). Ce sont d'ailleurs les seuls affleurements paléozoïques connus en baie de Seine (Figure 1.42).

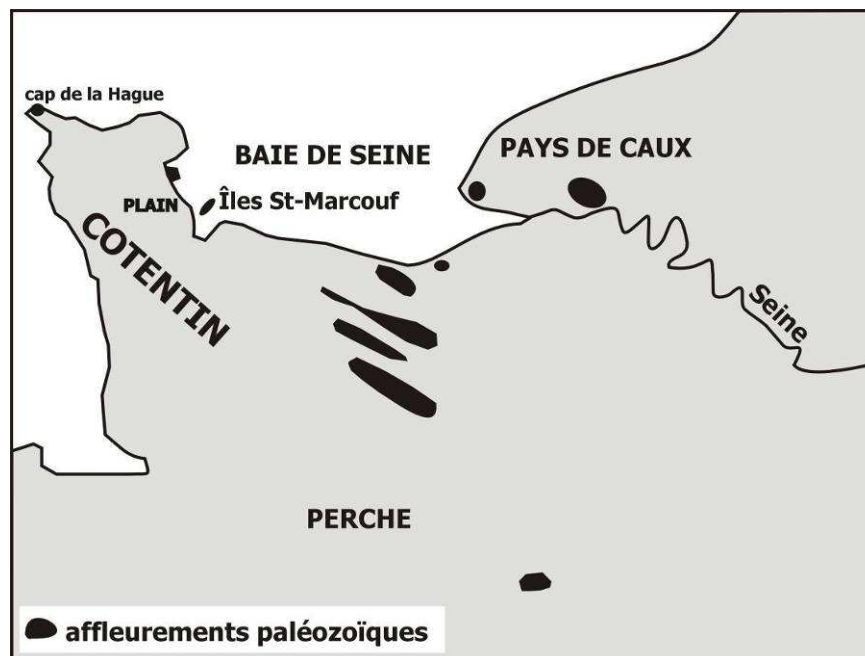


Figure 1.42 : Localisation des affleurements paléozoïques de la bordure armoricaine (Rioult, 1968a, modifié) et des terrains paléozoïques reconnus dans les forages profonds de la vallée de la basse Seine

En Normandie, de nombreux paléoécueils paléozoïques sont connus dans les environs de Caen (Figure 1.42). Ces paléoécueils paléozoïques contrôlent les modalités de la transgression jurassique (Rioult, 1985 ; Dugué, 2007). Les derniers écueils rocheux sont recouverts au Callovien, mais bon nombre ont été ensevelis dès le Lias. Selon Rioult (1968b, 1980), ces écueils rocheux disparaissent au Nord de Caen. Les nouvelles données sismiques acquises en baie de Seine (2007 et 2008) confirment l'hypothèse de Rioult (1968b, 1980), car aucun écueil rocheux paléozoïque n'a été reconnu au large du Bessin et de la campagne de Caen (Figure 1.42). En revanche, aucun profil sismique ne présente les relations stratigraphiques ou structurales entre les terrains paléozoïques des Îles Saint-Marcouf et ceux affleurant sur la côte Est du Cotentin. Le multiple masque cette information sismique.

Les affleurements hettangiens sont sub-affleurant sur une bande d'environ 10 km de largeur apparente, autour des terrains paléozoïques de Saint-Marcouf et diminuent de largeur vers le Nord, au large de Barfleur, atteignant environ 1 kilomètre (Figure 1.36). Le contact entre ces terrains hettangiens et paléozoïques des Îles de Saint-Marcouf est difficile à établir. Larsonneur (1971) envisage un contact structural anormal entre les terrains paléozoïques des Îles de Saint-Marcouf et les calcaires hettangiens, matérialisé par des failles de part et d'autre des îles.

Les nouveaux profils sismiques mettent (exemple Bs08-s39, Figures 1.43 et 1.44) en évidence une structure plus complexe, caractérisée par :

- une surface de transgression (*onlap*) (Figure 1.43 et profil Bs08-s39, Figure 1.44) des terrains hettangiens sur les terrains paléozoïques de Saint-Marcouf ;
- une structure monoclinale des terrains liasiques ;
- des failles d'orientation SW-NE situées à la périphérie des Îles de Saint-Marcouf ont été décrites par Larsonneur (1971). Elles affectent à la fois le Paléozoïque, le Lias et plus vers l'Est, le Bathonien moyen (profil BS08b-s39, Figure 1.44) ;
- le pendage des couches dans le monoclinale devient plus important à l'approche des terrains paléozoïques sur la côte Est des Îles de Saint-Marcouf est légèrement penté vers l'Ouest voire horizontal sur le côté NW des îles (Figure 1.43).

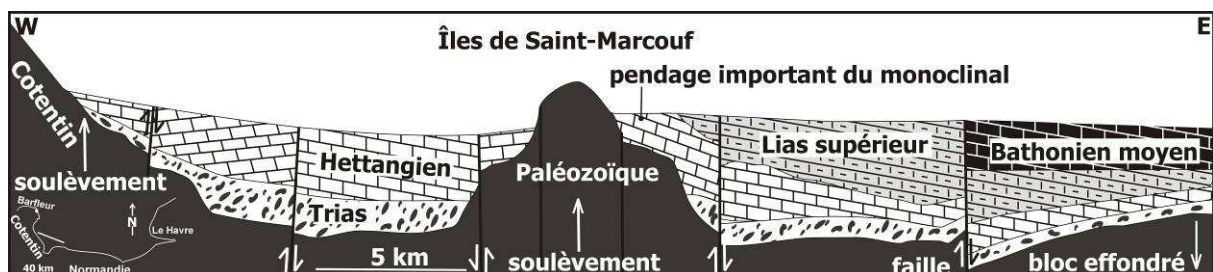


Figure 1.43 : Coupe synthétique d'orientation W-E montrant les relations entre les formations géologiques au large de la baie des Veys.

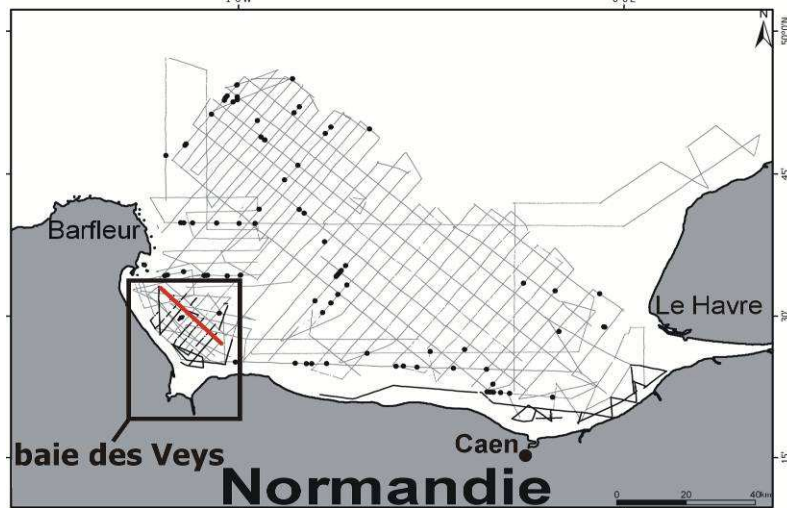
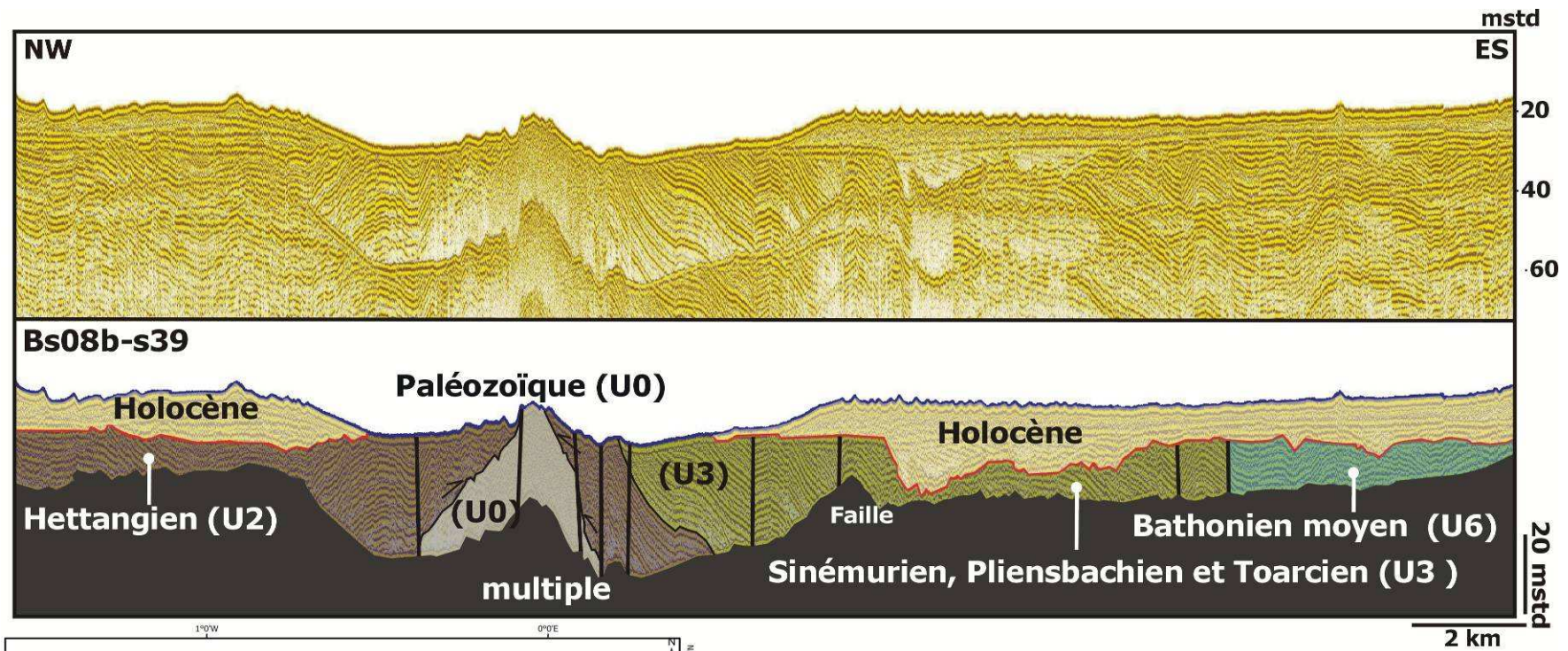


Figure 1.44 : Profil sismique BS08b-s39 d'orientation NW-ESE et interprétation montrant les relations géométriques entre le Grès armoricain ordovicien (unité U0) et les terrains hettangiens (unité U2), autour des Îles de Saint-Marcouf.

Les profils sismiques autour des Îles de Saint-Marcouf correspondent à un haut-fond paléozoïque (Figures 1.42, 1.43 et 1.44) présent lors de la transgression hettangienne, puis recouvert par la transgression sinémurienne

La structure monoclinale est faillée et le pendage des couches autour du relief paléozoïque des Îles Saint-Marcouf est exagéré (Figure 1.43). Il est probable que ce Paléozoïque ait joué durant les déformations tertiaires.

4.1.1.1.2 Passage Hettangien/Sinémurien

Le Calcaire à gryphées (Sinémurien) affleure sur la côte orientale du Cotentin (Figure 1.36) avec des caractères lithologiques similaires à ceux décrits à terre, comme ont pu le montrer les dragages du groupe Norois (1972). Ces épaisses alternances marno-calcaires (environ 60 m) reposent en transgression (*onlap*) sur des calcaires hettangiens (50 m) déformés (Figures 1.45 et 1.46). Cette surface de transgression bien exprimée dans les profils sismiques orientés Est-Ouest (profil BS08b-08, Figure 1.46) est reconnue pour la première fois en mer, au large du Cotentin. À terre (Figure 1.45), cette discontinuité a été historiquement décrite par Eudes-Deslongchamps (1865), dans la carrière d'Osmanville, près d'Isigny-sur-Mer et appelée Surface d'Osmanville par Rioult & Fily (1975). Elle correspond à une déformation associée à une surface d'érosion importante, avec la disparition de la presque totalité de l'Hettangien supérieur, dans le Cotentin (Rioult, 1968b). Rappelons que la Surface d'Osmanville (Rioult & Fily, 1975 ; Dugué, 2007) témoigne d'une déformation régionale affectant toute la bordure anglo-normande, entre l'Hettangien inférieur et le Sinémurien basal, avec le basculement régional de l'actuelle vers l'Est baie des Veys. Ce basculement a ensuite amplifié la transgression sinémurienne.

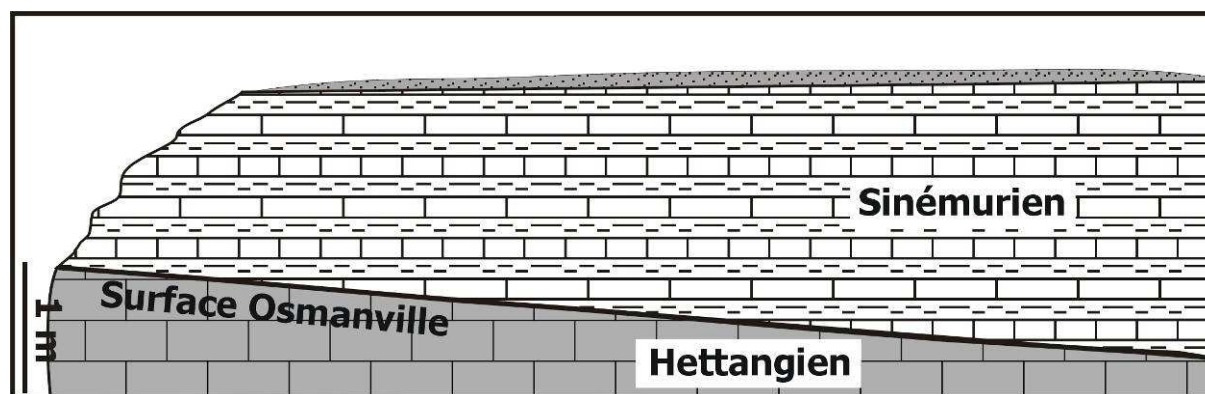


Figure 1.45 : Coupe simplifiée des affleurements liasiques dans la carrière d'Osmanville montrant le passage Hettangien/Sinémurien (Surface d'Osmanville) (d'après Eudes-Deslongchamps, 1865, modifié).

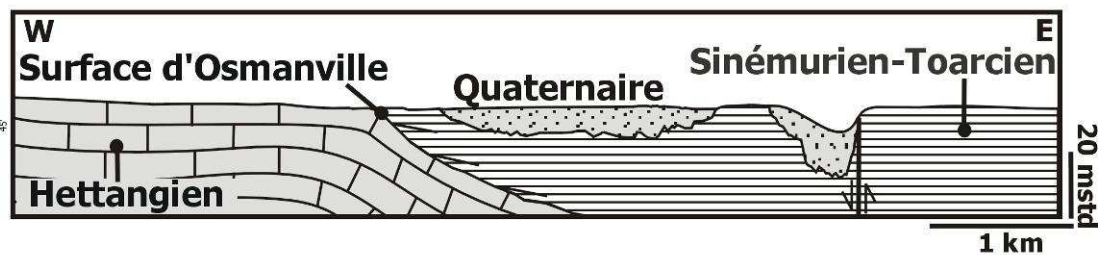
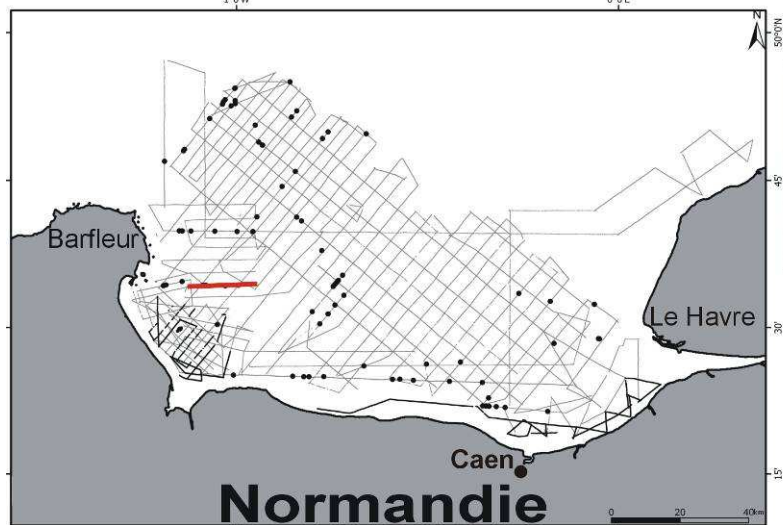
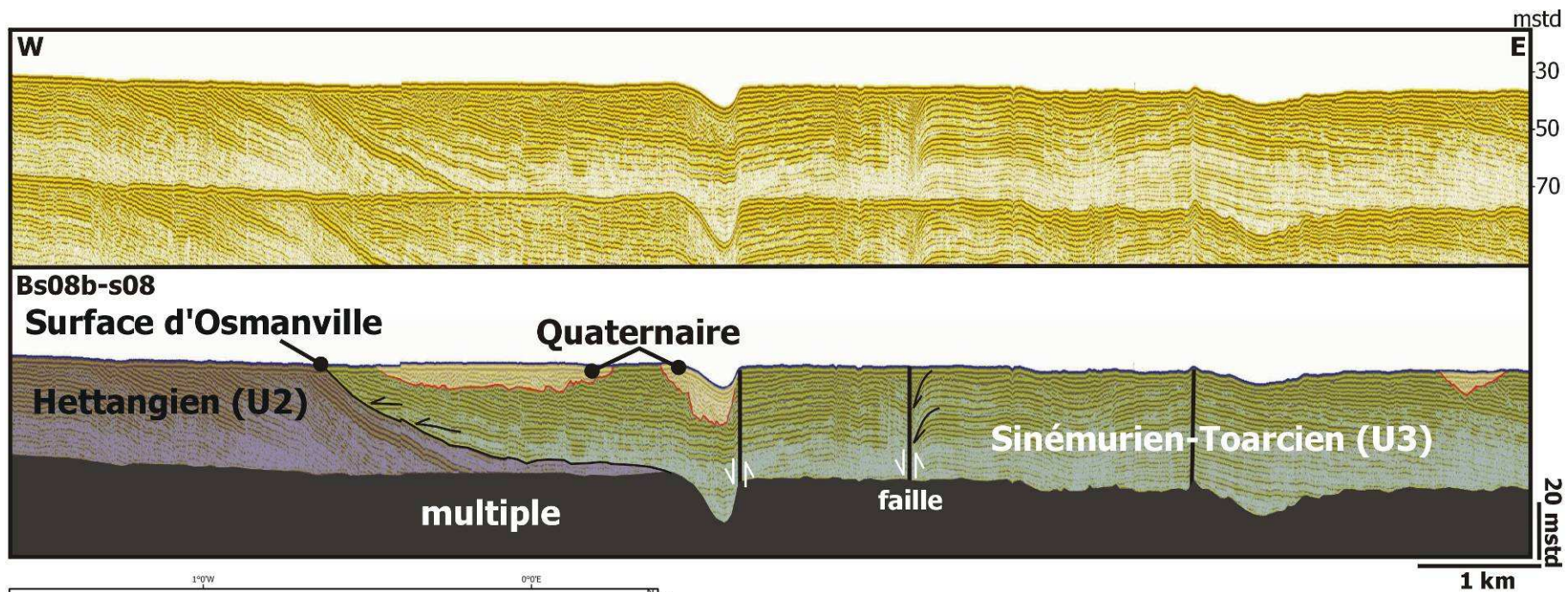


Figure 1.46 : Profil sismique BS08b-s08 d'orientation W-E et interprétation présentant les relations géométriques (onlap) entre les terrains hettangiens et les terrains sinémuriens, au large de la baie des Veys.

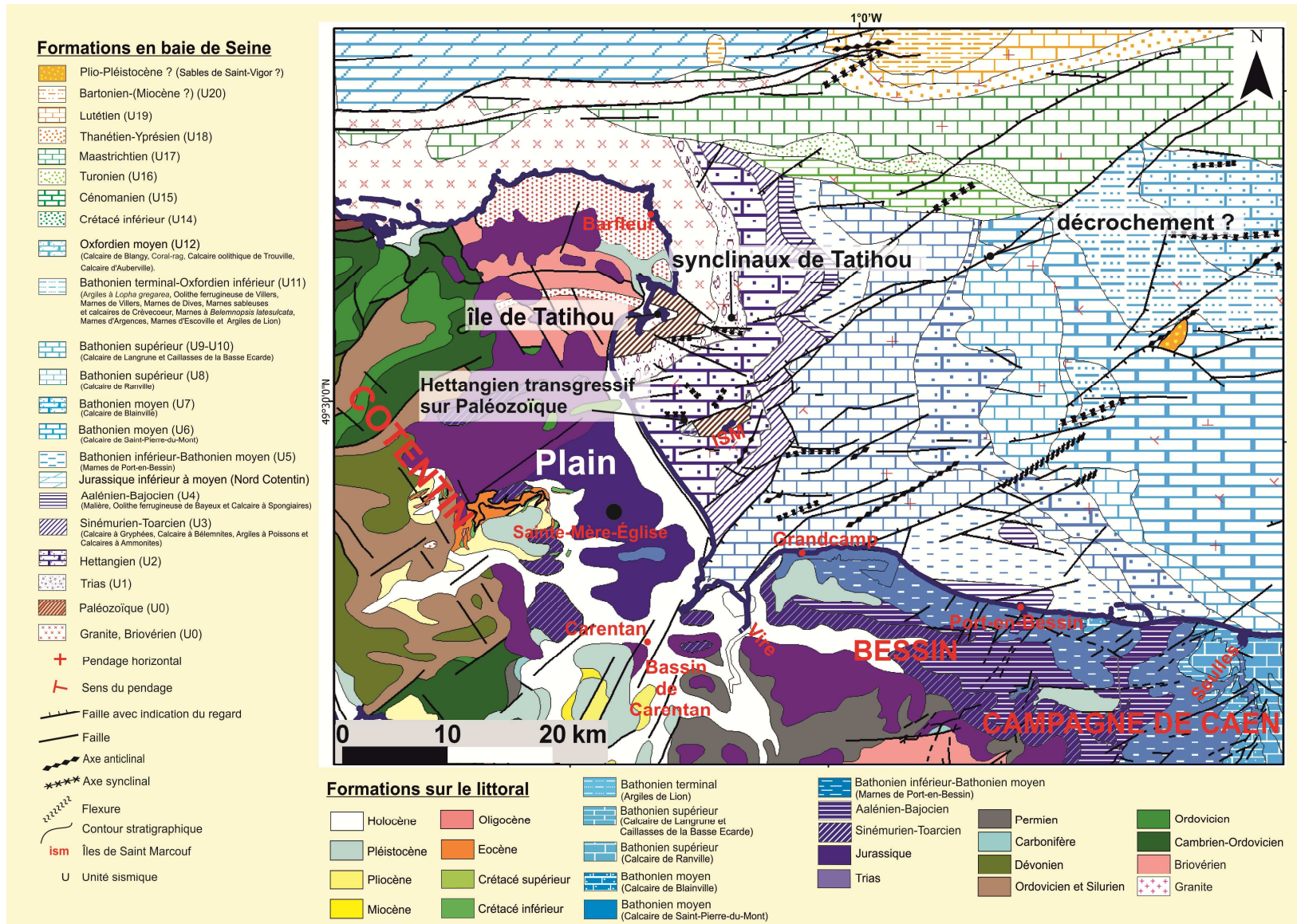


Figure 1.47 : Carte géologique révisée de la baie des Veys à la côte orientale du Cotentin et carte géologique de la bordure littorale de la baie des Veys (extrait de la carte géologique de la France à 1/1 000 000. 6è édition, Chantraine *et al.*,1999).

4.1.1.1.3 Structuration de la baie de Seine, entre Barfleur et la baie des Veys

Le domaine marin, au large de la côte orientale du Cotentin (Plain) et de la baie des Veys, présente une structuration plus complexe par rapport au reste de la baie de Seine (Figure 1.47).

Au large de la côte, entre Barfleur et la baie des Veys, le substratum géologique correspond à des affleurements granitiques, paléozoïques, triasiques et surtout liasiques. C'est la partie la plus déformée de la baie de Seine (Figure 1.47), avec des déformations souples (Figures 1.48 et 1.49) ou cassantes (Figures 1.44, 1.46 et 1.49).

Les terrains hettangiens et sinémuriens sont affectés par des plis d'axe SW-NE, avec des longueurs d'onde d'ordres plurimétrique (Figure 1.47) à kilométrique. Par exemple, au large de l'Île de Tatihou (Figure 1.47) deux synclinaux orientés Est-Ouest affectent les terrains triasiques et hettangiens : le premier avec une longueur d'environ 2 km et le second avec une longueur d'environ 500 mètres (Figure 1.48). La discordance varisque est bien exprimée dans ces deux synclinaux, avec les terrains du Trias et de l'Hettangien discordants sur le socle armoricain (Figure 1.48). Ce domaine côtier se caractérise également par des affleurements paléozoïques (Îles de Saint-Marcouf et environs de l'Île de Tatihou).

Entre les secteurs du Plain (Manche) et du Bessin (Calvados), la baie des Veys actuelle représente un graben limité par un réseau de failles normales de direction WSW-ENE à regard NW et SE. la baie des Veys présente aussi de nombreux synclinaux et anticlinaux de directions SW-NE et E-W. Ce même style structural se retrouve dans les marais de Carentan, entre Isigny-sur-Mer et Grandcamp (Pareyn, 1980a ; Baize *et al.*, 1997). Le rejet des failles est variable, de l'ordre de quelques mètres à quelques centaines de mètres (profils Bs08-s11 et Bs08-s17, Figures 1.48 et 1.49).

Au large de la côte orientale du Cotentin, entre Barfleur et la baie des Veys, deux secteurs sont distingués : un secteur oriental bathonien correspondant à la baie des Veys actuelle et un secteur occidental liasique situé au large du Plain (Figure 1.47 et 1.50). Un relais de failles de direction SW-NE à WSW-ENE sépare ces deux secteurs. Dans la baie des Veys, le compartiment bathonien oriental au large de Grandcamp est affaissé d'environ 100 m, par rapport au compartiment liasique occidental (Figures 1.47 et 1.50), confirmant l'hypothèse d'effondrements (1865), dans le bassin de Sainte-Mère-Église proposée par Eudes-Deslongchamps.

La Figure 1.51 présente une succession de plis affectant la couverture liasique, au Sud des Îles de Saint-Marcouf et à l'extrémité de la faille qui passe au Nord de la baie des Veys (Figures 1.47 et 1.50). Ce dispositif structural qui n'est pas décrit à terre témoigne de la présence d'une faille décrochante. En effet, les bancs gréseux ordoviciens des Îles de Saint-Marcouf présentent un décalage latéral important vers le Sud qui a conduit plusieurs auteurs (Pareyn & Royant, 1964 ; Larsonneur, 1971) à supposer la présence d'un décrochement parallèle à la côte. La cartographie des failles et les plis observés sur les profils montrent plutôt un décrochement perpendiculaire à la côte.

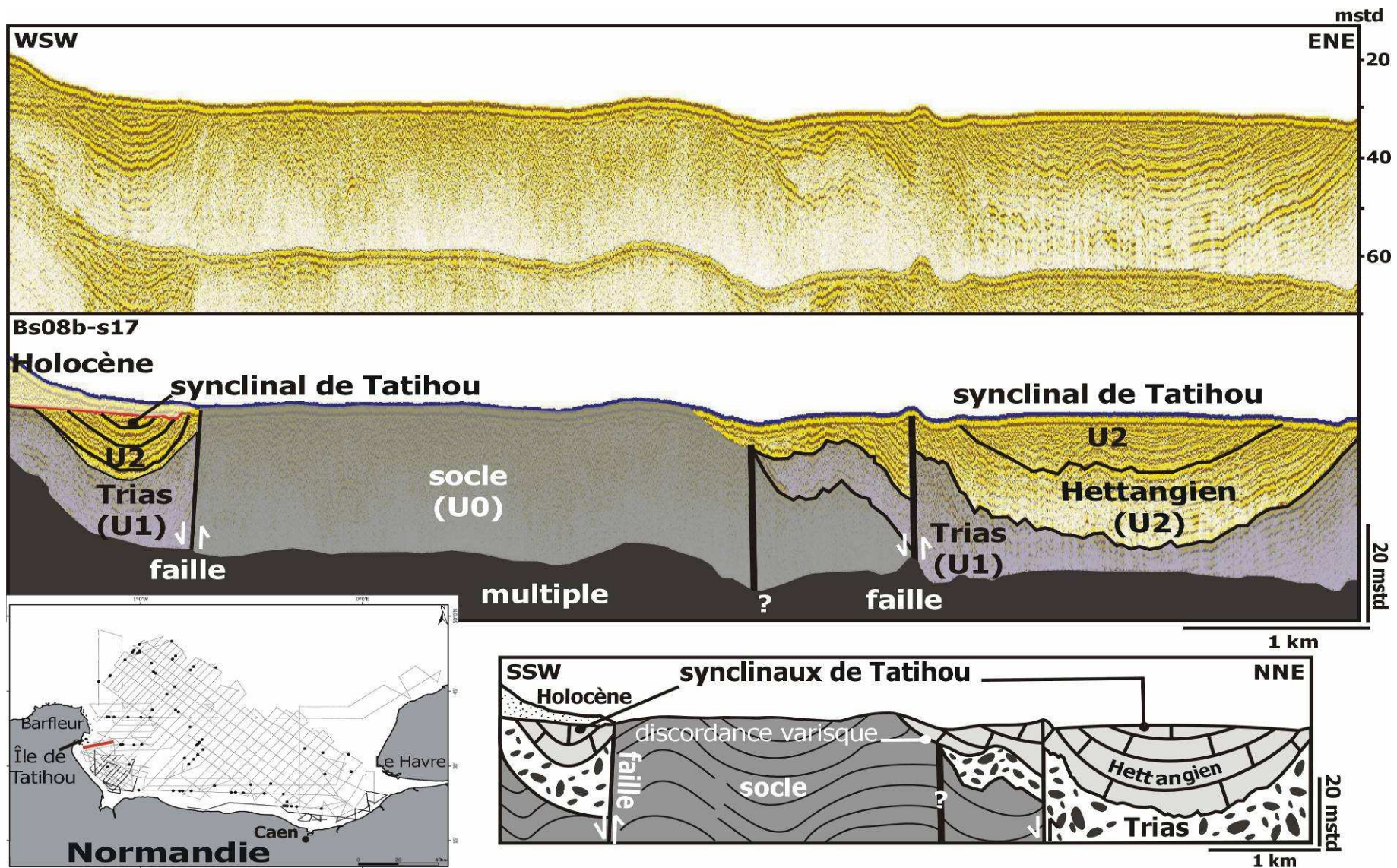


Figure 1.48 : Profil sismique BS08b-s17 d'orientation WSW-ENE et interprétation présentant les synclinaux de Tatihou et les relations géométriques entre les terrains triasiques, hettangiens avec le socle, au large de la baie des Veys.

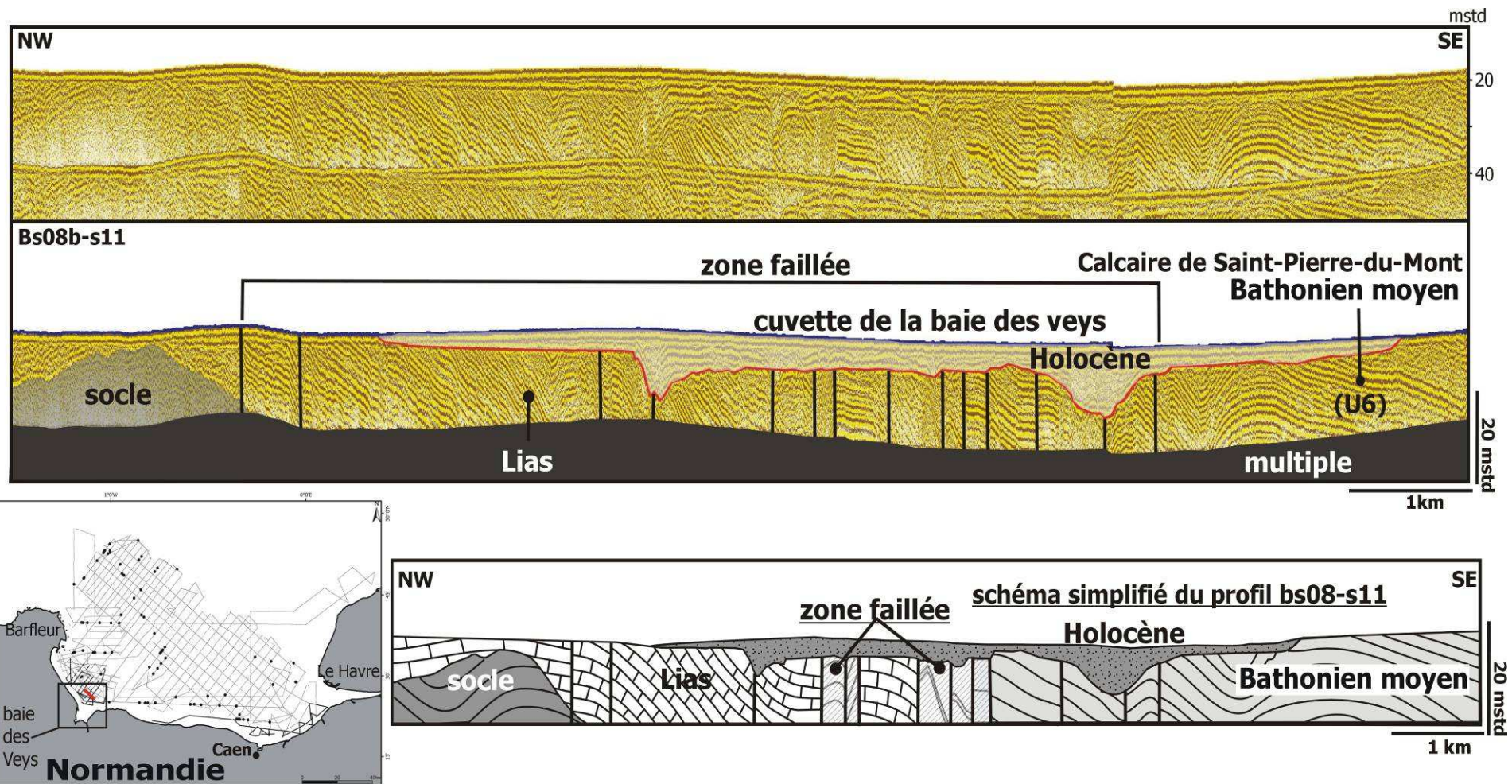


Figure 1.49 : Profil sismique BS08b-s11 d'orientation NW-SE et interprétation montrant le contact faillé Lias/ Bathonien moyen en baie des Veys. Noter la fréquence de la fracturation dans le Sinémurien (Lias) et des plis à grand rayon de courbure dans le Bathonien moyen.

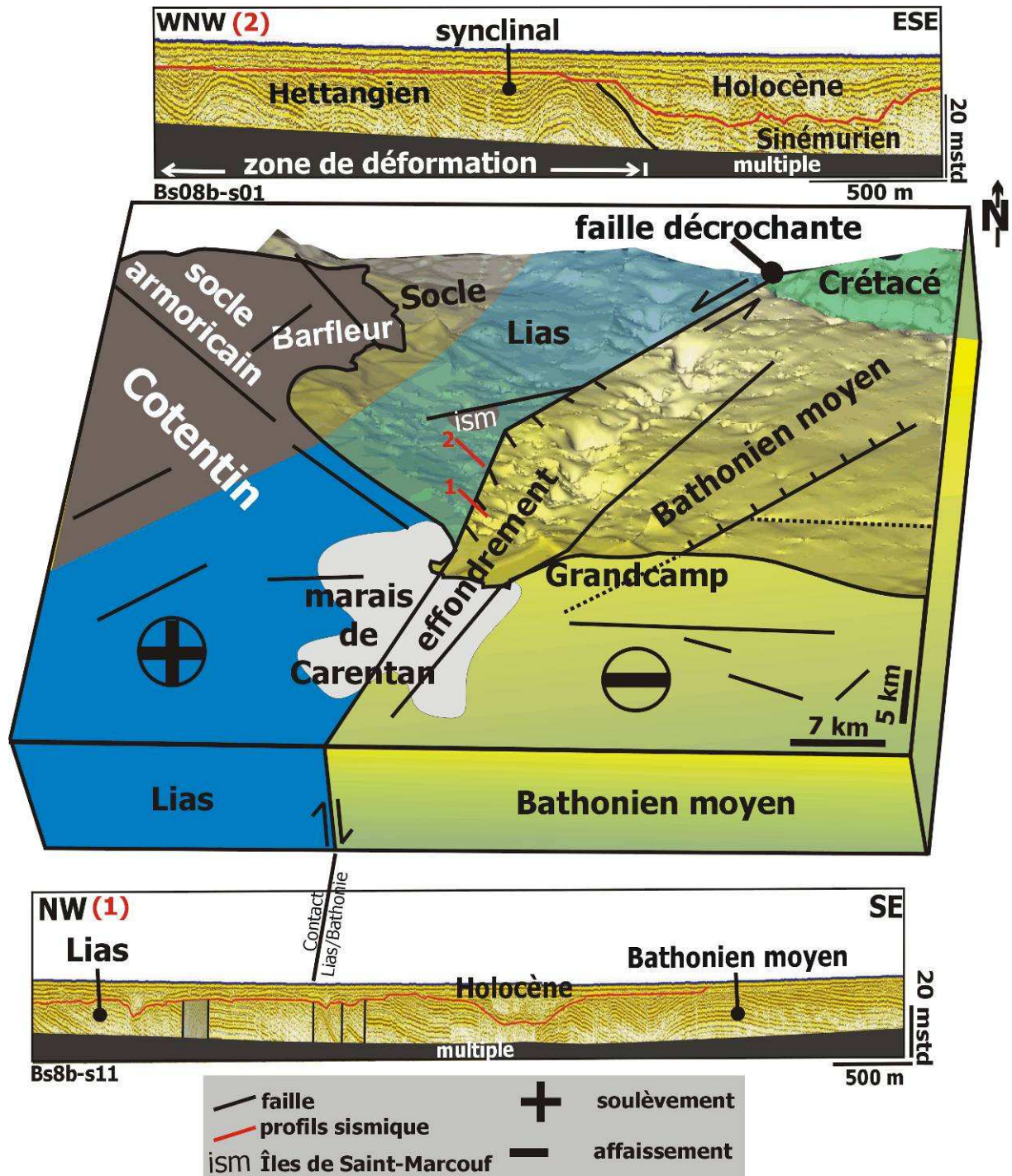


Figure 1.50 : Bloc diagramme présentant le schéma structural simplifié de la partie occidentale de la baie de Seine. Profil sismique BS08b-s01 d'orientation WNW-ESE montrant des ondulations dans les terrains liasiques. La faille décrochante SW-NE dessinée sur le bloc diagramme pourrait être à l'origine de ces ondulations. Le profil sismique BS08b-s11 d'orientation NW-SE montre le contact Lias/Bathonien

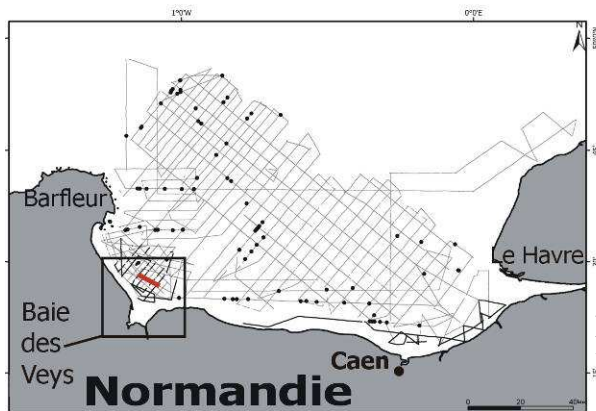
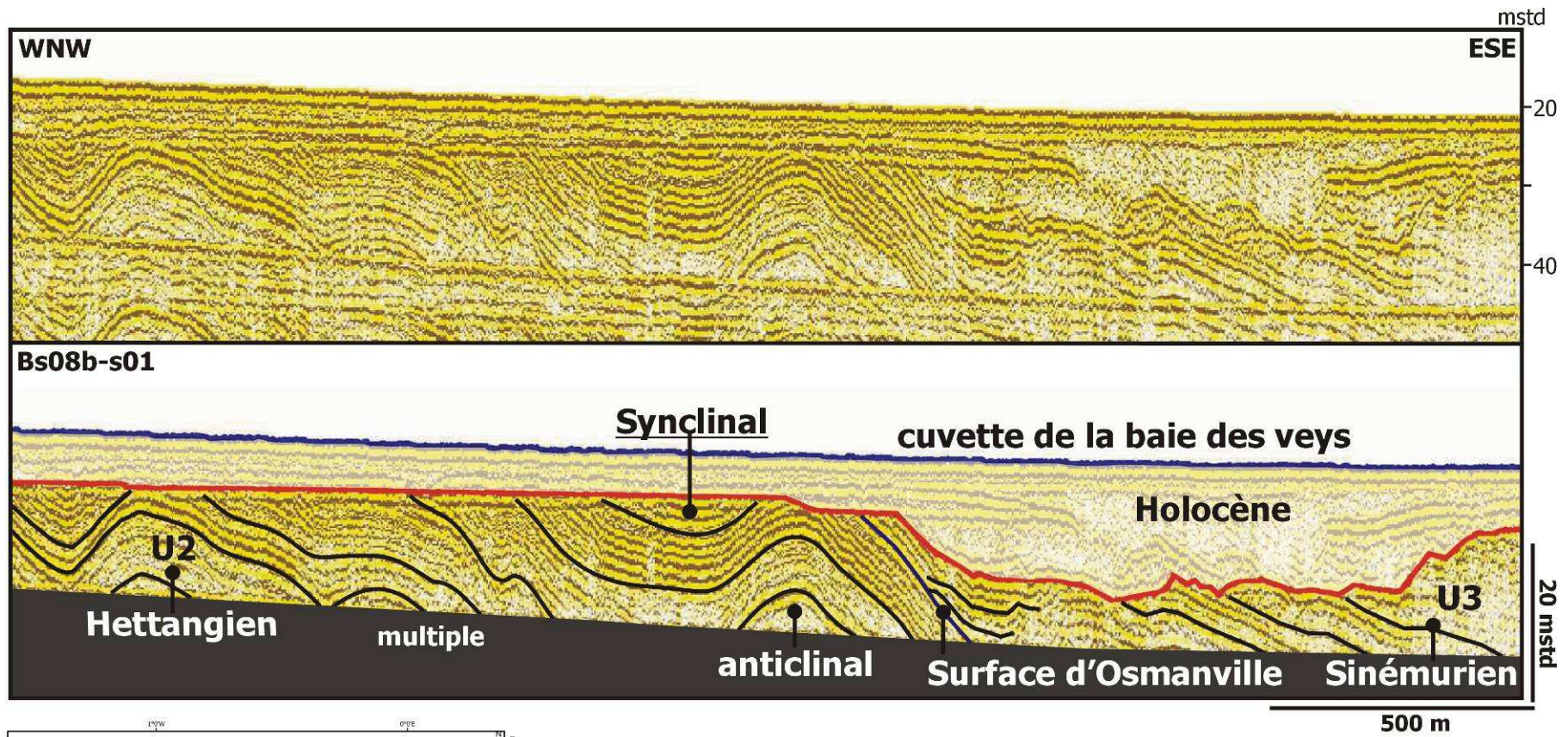


Figure 1.51 : Profil sismique BS08b-s01 orienté WNW-ESE et interprétation montrant la déformation des terrains de l'Hettangien, au Sud des Îles de Saint-Marcouf.

Cette étude met en évidence les directions structurales majeures SW–NE et NW-SE probablement responsables de la formation de la dépression de la baie des Veys (Figure 1.50). Cette baie correspond aujourd'hui au débouché du réseau hydrographique des bassins versants de la région de Cherbourg (Douve et Merderet), du bocage virois (Vire, Drôme) et du Bessin (Aure), en baie de Seine (Le Gall, 1970).

L'estuaire actuel de la Vire ou baie des Veys, reçoit également l'Aure, la Vire, la Taute et la Douve. Son substratum est caractérisé par les calcaires du Bathonien moyen (Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont) qui sont faillés ou qui présentent des plis à grand rayon de courbure (Figures 1.49 et 1.50).

4.1.1.2 Secteur au large du Bessin et de la campagne de Caen

L'ensemble des observations acquises dans ce secteur au large du Bessin et de la Campagne de Caen sont les suivantes :

- mise en évidence d'une progradation dans le Calcaire de Ranville (Bathonien supérieur) ;
- mise en évidence de discontinuités intra-Bathonien supérieur ;
- mise en évidence de géométries de type bioherme dans le Bathonien supérieur ;
- existence probable de sables du Pléistocène inférieur.

4.1.1.2.1 Mise en évidence d'une progradation dans le Calcaire de Ranville (Bathonien supérieur)

Le Calcaire de Ranville (Figure 1.4) se dépose au début du cycle majeur de transgression/régression Bathonien supérieur-Oxfordien moyen (Rioutt *et al.*, 1991 ; Dugué, 2007). Le long de la bordure Est-armoricaine (Figure 1.52), la plate-forme carbonatée bajo-bathonienne prograde en direction du NE (Bessin), jusqu'à la fin du Bathonien moyen. Sur un profil Sud-Nord, entre l'Éperon du Perche et le Bessin, les mégarides de sables oolithiques et bioclastiques recouvrent les dépôts marneux de la vasière externe septentrionale du Sillon marneux (Bessin) (Fily, 1978). Cette progradation est stoppée au début du Bathonien supérieur, à la suite du basculement de la bordure Est-armoricaine, vers le Sud, favorisant ainsi l'initiation de la transgression "callovienne" (Dugué, 2007). Cela induit également une rotation de la résultante des paléocourants tidaux, vers le Sud.

La formation du Calcaire de Ranville est caractérisée par des sables calcaires bioclastiques grossiers, organisés en litages obliques (Fily, 1978 ; Dugué *et al.*, 1998) plans ou arqués avec des faisceaux d'épaisseur métrique (Figure 1.53). Les chenaux y sont rares et de dimension métrique. Cette formation affleure au Nord de Caen et se biseaute vers le Sud (Gigot *et al.*, 1999). Les dépôts du Calcaire de Ranville sont interprétés comme des faciès tidaux à mégarides (Fily, 1978).

Dans les profils sismiques de baie de Seine (exemple profil Bs08b-48, Figure 1.54), la formation du Calcaire de Ranville est décrite par l'unité sismique U8 (Tableau 1.3) qui comprend dans le détail, plusieurs corps sédimentaires successifs (Figures 1.53 et 1.54) entre 10 et 15 m de hauteur et de longueur d'onde kilométrique. Des épaisseurs comparables (8 à 12 m) sont décrites dans les affleurements bathoniens de la Côte de Nacre (Maurizot *et al.*, 2000). En sismique, les corps sédimentaires successifs reflètent une progradation vers l'Est (Figures 1.53 et 1.54). Leur architecture interne est complexe, avec des clinofformes bien marquées (Figures 1.53 et 1.54). Sur les profils sismiques orientés SW-NE, les pentes apparentes de progradation avoisinent 2 à 3°.

Les profils sismiques (Figure 1.54) présentent aussi plusieurs discontinuités qui interrompent le dépôt de ces calcaires. Elles correspondent à des surfaces majeures de troncature qui traduisent plusieurs étapes dans la construction des corps sédimentaires. Ces surfaces de forte amplitude correspondent probablement aux surfaces durcies décrites dans le Calcaire de Ranville à terre. La dernière surface de troncature, plus importante, est interprétée comme la Surface de Ranville, surmontée par l'unité sismique U9 associée aux Caillasses de la Basse-Écarde (Figure 1.54).

À partir des données sismiques et des données à terre, les géométries préservées dans le Calcaire de Ranville sont interprétées comme le résultat de la progradation de systèmes d'avant-plage (Figure 1.52).

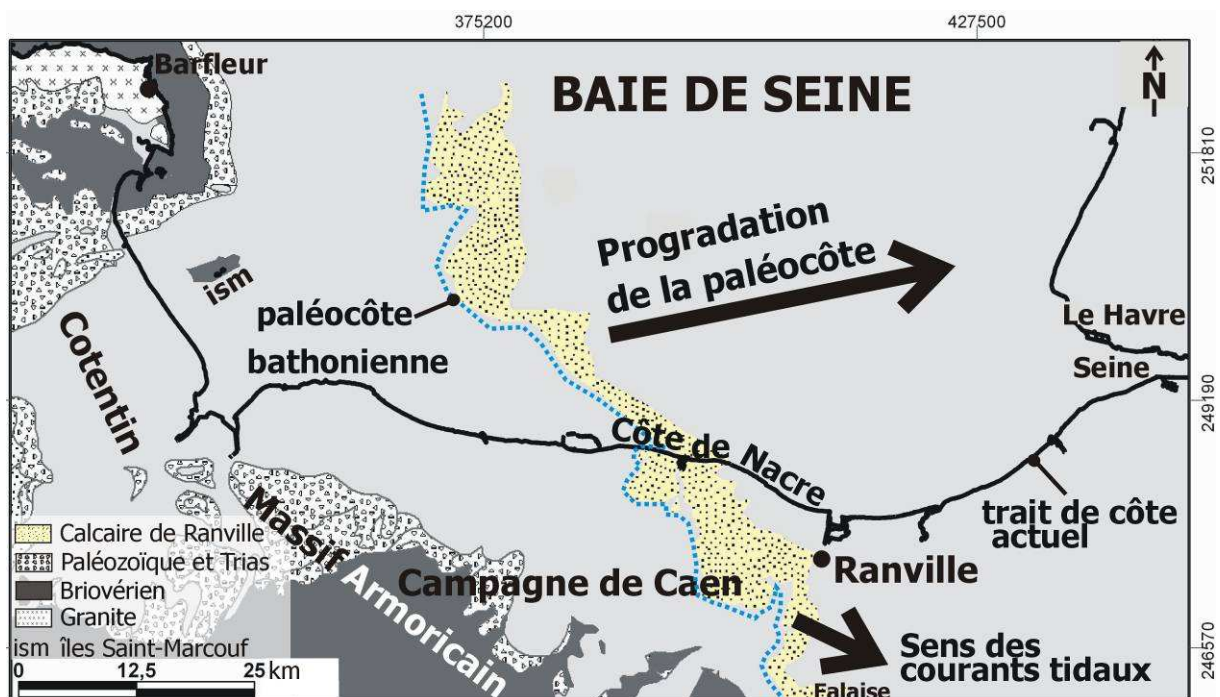


Figure 1.52 : Carte présentant la paléocôte bathonienne et la direction de progradation vers le NE dans le Calcaire de Ranville, à partir de l'interprétation des profils sismiques (Figures 1.53 et 1.54).

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 de l'avant-plage est dirigé vers l'Est. Cela révèle l'obliquité, voire le parallélisme des directions de courants tidaux par rapport à l'orientation de la ligne de rivage. Il s'agit

d'une disposition très classique le long des systèmes côtiers appartenant à des plates-formes tidales.

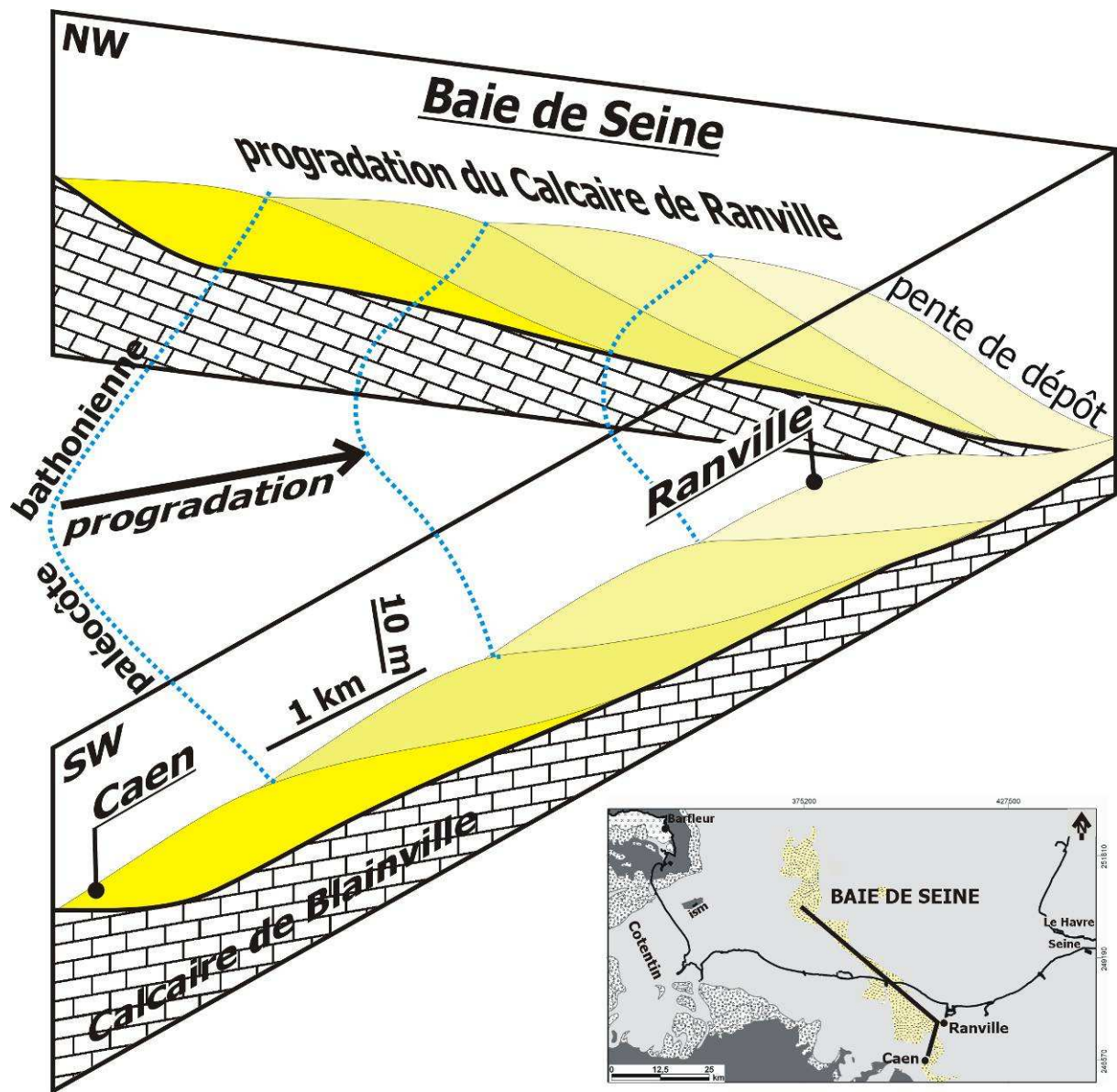


Figure 1.53 : Représentation 3D de la progradation vers le NE du Calcaire de Ranville (Bathonien supérieur), entre Caen et la baie de Seine.

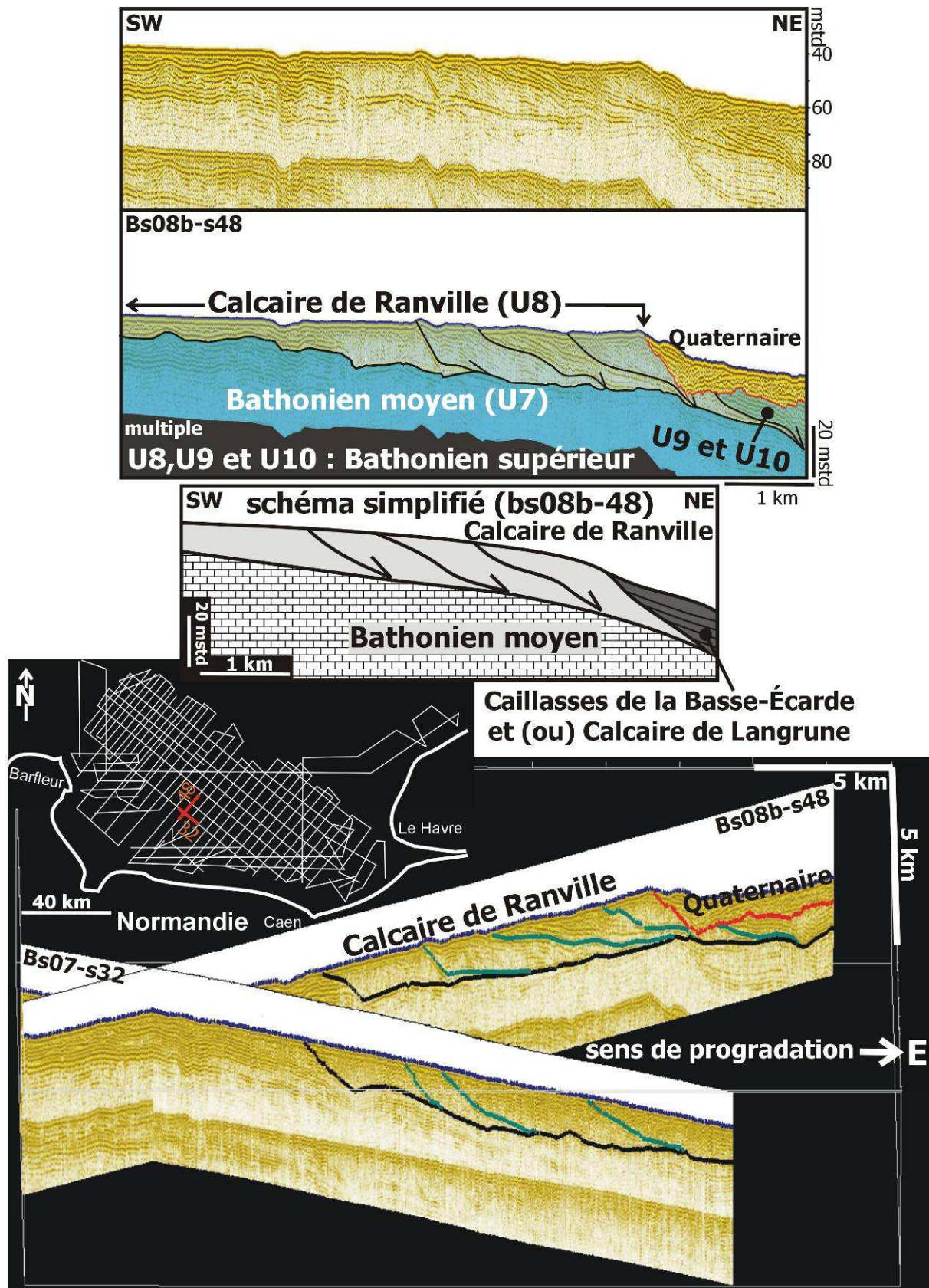


Figure 1.54 : Profil sismique BS08-s48 interprété d'orientation SW-NE et représentation en 3D des profils Bs08-s48 (SW-NE) et Bs07-s32 (NW-SE) montrant les progradations vers l'Est dans le Calcaire de Ranville (Bathonien supérieur).

4.1.1.2.2 Mise en évidence de discontinuités sédimentaires du Bathonien supérieur

La série littorale du Bathonien supérieur, entre Saint-Aubin-sur-Mer et Lion-sur-Mer est caractérisée par deux importantes surfaces d'érosion : Surface de Ranville et Surface de Lion (Tableau 1.1) :

- Surface de Ranville (Bathonien supérieur)

Plusieurs discontinuités tronquent la formation du Calcaire de Ranville ; elles sont à la fois reconnues dans les profils sismiques et à l'affleurement (Figure 1.53). Les profils sismiques (Bs07-s16, Bs08-s74b, Bs08-03 : Figure 1.55 et Bs07-s16 : Figure 1.56) réalisés à une quarantaine de kilomètres, au large des falaises de la côte de Nacre présentent une remarquable discordance sismique caractérisée par un réflecteur sismique de forte amplitude et irrégulier. Cette discordance sismique intra-Bathonien supérieur, au toit du Calcaire de Ranville est mise en évidence pour la première fois, en mer. Elle est attribuée à la Surface de Ranville. Les formations de la Caillasses de la Basse-Écarde et du Calcaire de Langrune (unités sismiques U9-U10) (Figure 1.56) présentent des *onlaps* sur la Surface de Ranville. Le même dispositif est observé dans la campagne de Caen (Rioult, 1980 ; Rioult *et al.*, 1991).

Le faciès sismique des Caillasses de la Basse-Écarde (unité U9) se caractérise par un ensemble de discordances internes dans les réflecteurs (Figures 1.23 et 1.24). Comme le démontre le profil Bs08b-74 (Figure 1.55), ce faciès sismique de l'unité U9 passe progressivement, du large des falaises littorales actuelles vers le Nord, à des réflecteurs discontinus (Figures 1.23 et 1.24), plus au moins parallèles à des réflecteurs lités, continus et parallèles (Figures 1.55 et 1.56). Cette dernière configuration permet de mieux visualiser les *onlap* des unités U9-U10, sur la Surface de Ranville (Figure 1.55).

L'extension de la Surface de Ranville qui s'étend à toute la Normandie (Rioult & Fily, 1975 ; Rioult *et al.*, 1991) se poursuit en baie de Seine.

- Surface de Lion (Bathonien terminal)

À terre, une surface durcie, encroûtée et d'érosion appelée Surface de Lion, marque la fin du régime carbonaté bathonien, au Bathonien supérieur. Elle présente localement des dénivellations d'échelle métrique et elle est décrite entre la Normandie et le Maine et dans le Sud de Angleterre (Rioult & Fily, 1975 ; Dugué, 1989 ; Rioult *et al.*, 1991). Cette discontinuité sédimentaire sépare les formations du Calcaire de Langrune sous-jacent et des Argiles de Lion sus-jacentes.

En baie de Seine, la Surface de Lion est moins bien exprimée dans les profils sismiques et correspond à un horizon concordant, continu et de forte amplitude (Figure 1.57).

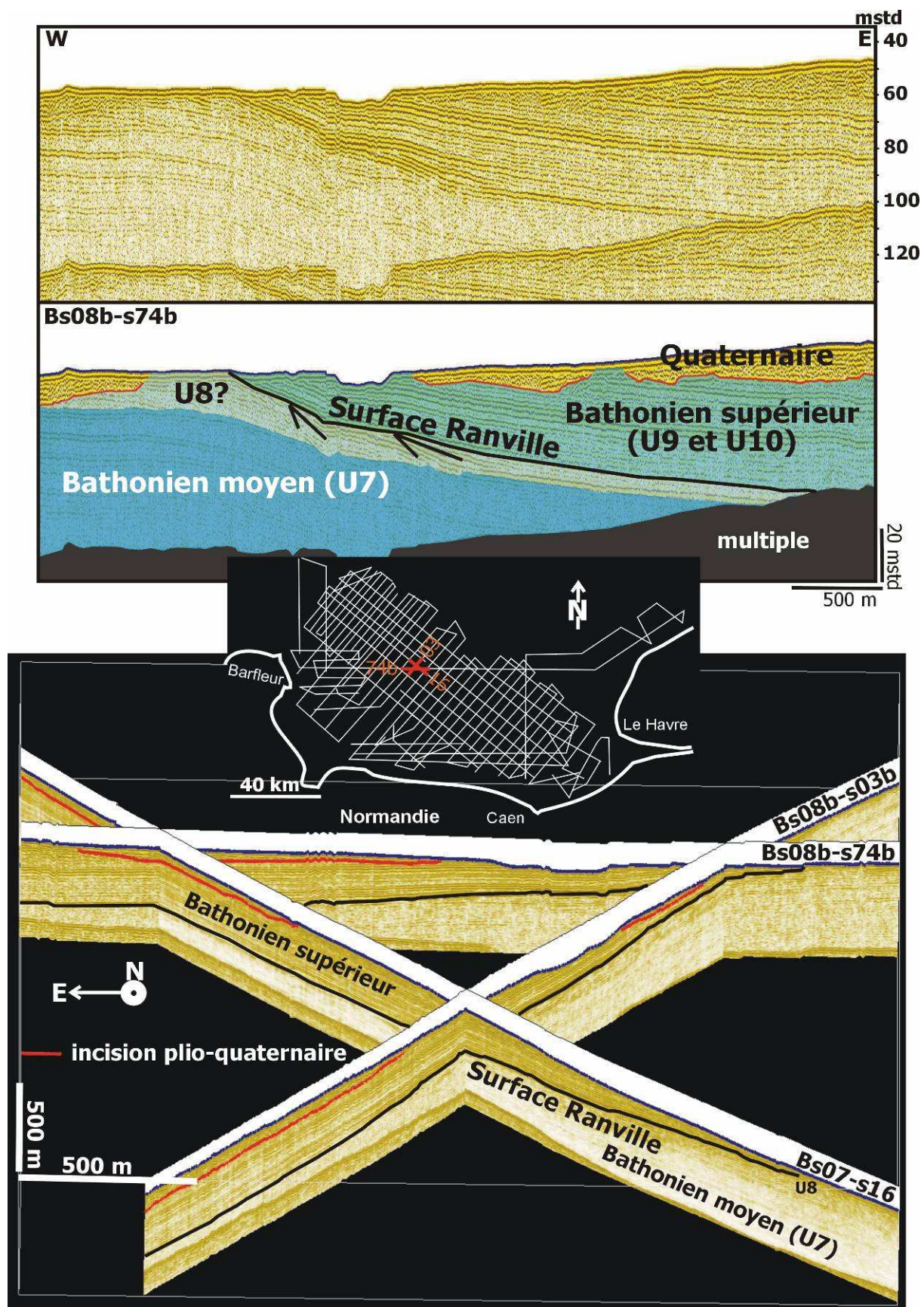


Figure 1.55 : Profil sismique BS08b-s74b interprété et représentation 3D de quelques profils sismiques montrant la Surface de Ranville (surface d'érosion au contact du Calcaire de Ranville : U8 et des Caillasses de la Basse-Écarde : U9), en baie de Seine.

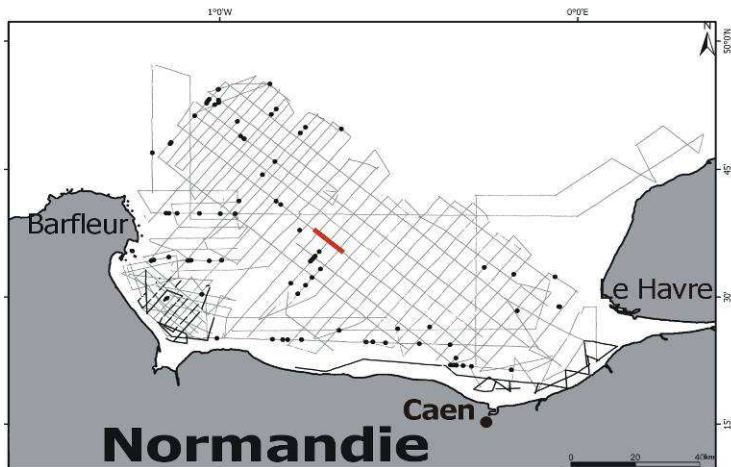
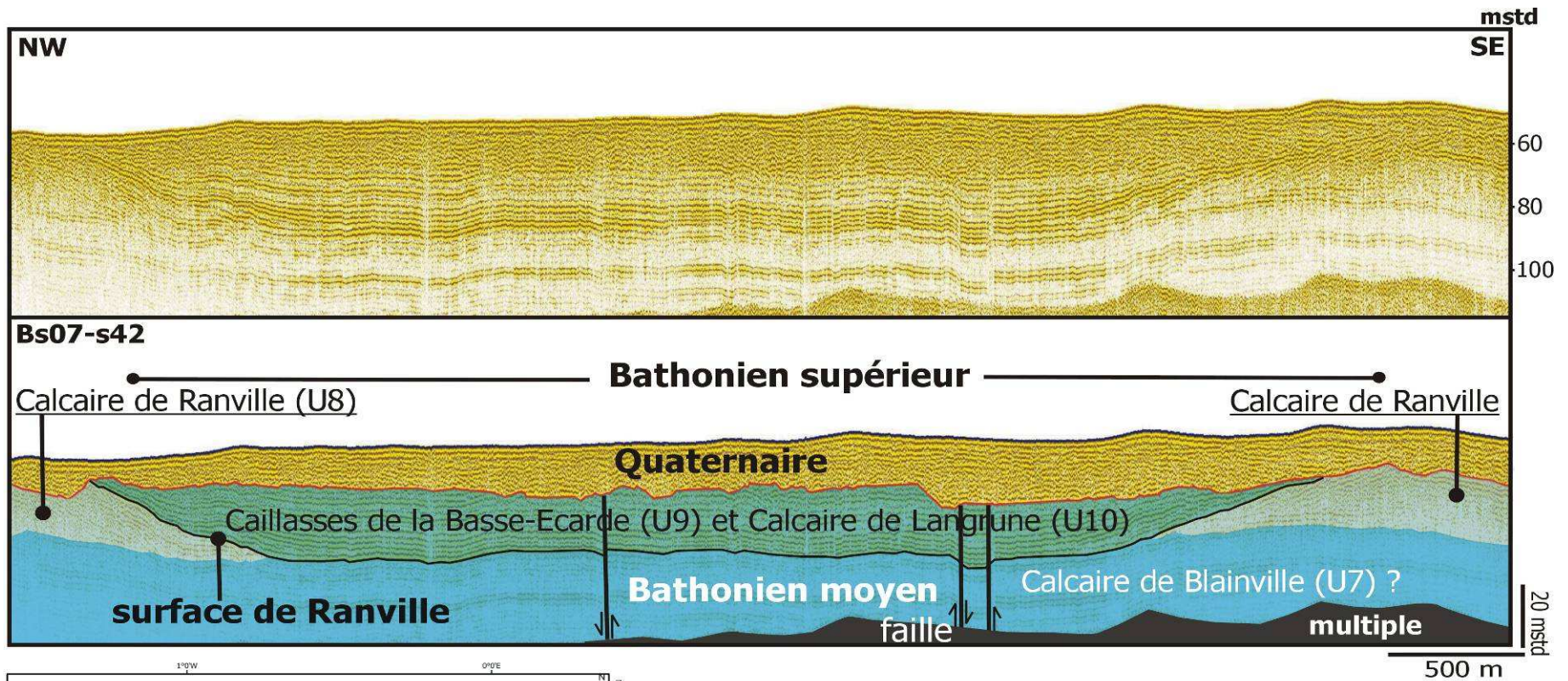


Figure 1.56 : Profil sismique Bs07b-s42 orienté NW-SE et interprétation présentant les relations géométriques entre l'unité sismique U8 (Calcaire de Ranville) et l'ensemble des unités sismiques U9-U10 (Caillasses de la Basse-Écarde et Calcaire de Langrune).

Cet horizon marque la limite du changement de faciès sismiques, entre l'unité sismique (U10) attribuée au Calcaire de Langrune (Bathonien supérieur) et l'unité sismique (U11) de faible amplitude et transparent, à la base des Argiles de Lion (Bathonien terminal-Callovien). Cette configuration transparente à la base de U11 complique la visualisation du biseau d'agradation. Ce réflecteur constitue le toit du Calcaire de Langrune. Il est peu érodé par l'incision fluviale plio-quaternaire de la paléoSeine, prouvant sa grande résistance à l'érosion.

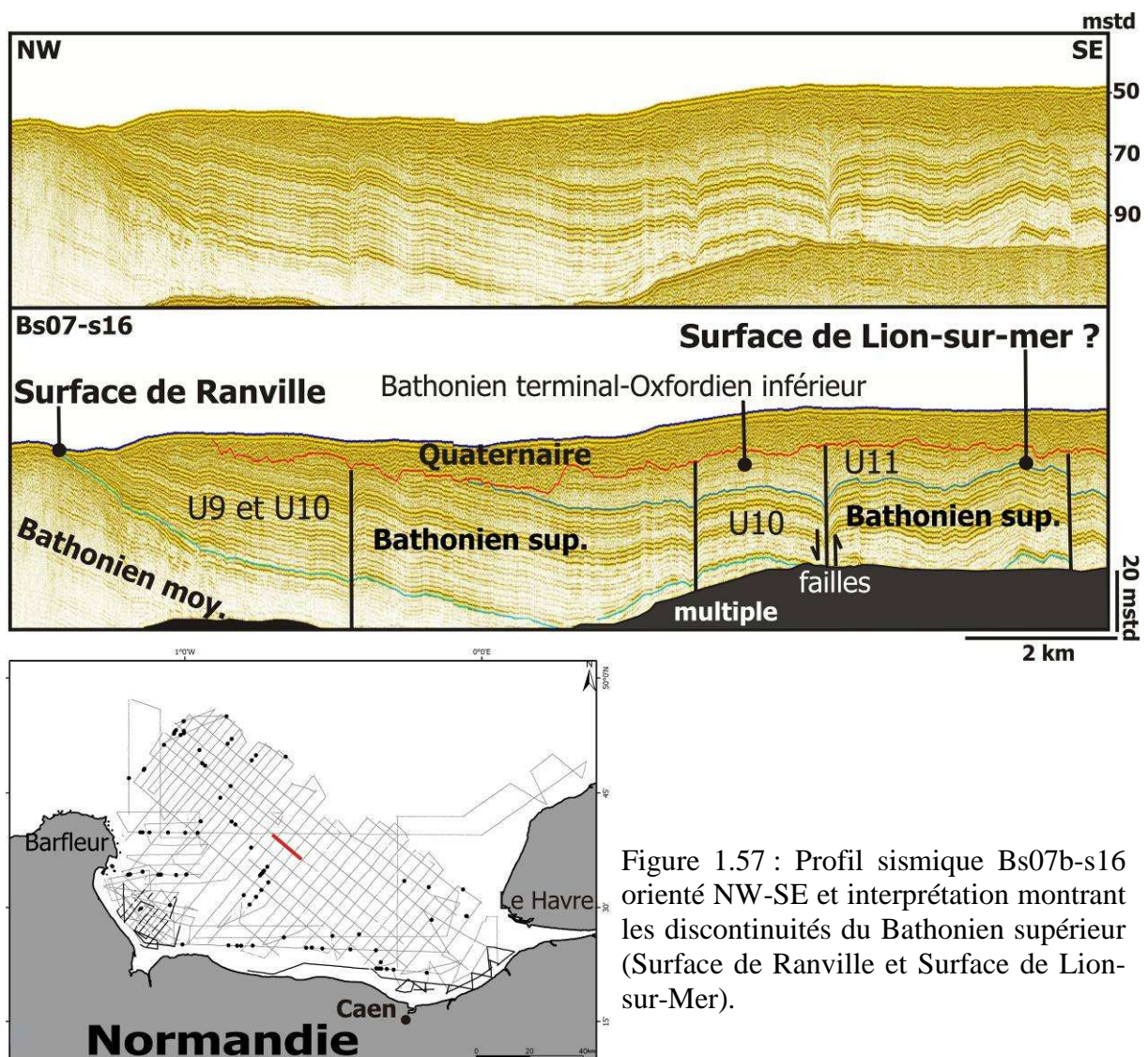


Figure 1.57 : Profil sismique Bs07b-s16 orienté NW-SE et interprétation montrant les discontinuités du Bathonien supérieur (Surface de Ranville et Surface de Lion-sur-Mer).

4.1.1.2.3 Mise en évidence de géométries de type "bioherme" au Bathonien supérieur

La coupe géologique (Rioult *et al.*, 1991) des falaises de Saint-Aubin-sur-Mer (Cap Romain) montre de bas (platier rocheux) en haut (Figures 1.58) :

- le sommet du Calcaire de Ranville (platier rocheux) ;
- les bancs calcaires fossilifères bioclastiques à intercalation marneux à la base de la falaise (Caillasses de la Basse-Écarde) ;
- le calcaire bioclastique avec biohermes à éponges au sommet des Caillasses de la Basse-Ecarde ;
- la terrasse marine quaternaire et lœss (Pléistocène supérieur)

Plusieurs biohermes à éponges sont décrits dans la coupe verticale des Caillasses de la Basse-Écarde (Bathonien supérieur ; Rioult & Fily, 1975) (Figure 1.58). Ces biohermes d'amplitude métrique sont également reconnus sur le platier rocheux de Luc-sur-Mer (Rioult & Fily, 1975). Les Caillasses de la Basse-Écarde, intercalées entre le Calcaire de Ranville à la base et le Calcaire de Langrune au sommet (Bathonien supérieur) ont une épaisseur variable entre 2 à 10 m et présentent dans le détail, plusieurs faciès lithologiques, séparés par autant de surfaces d'arrêt de sédimentation ou d'érosion.

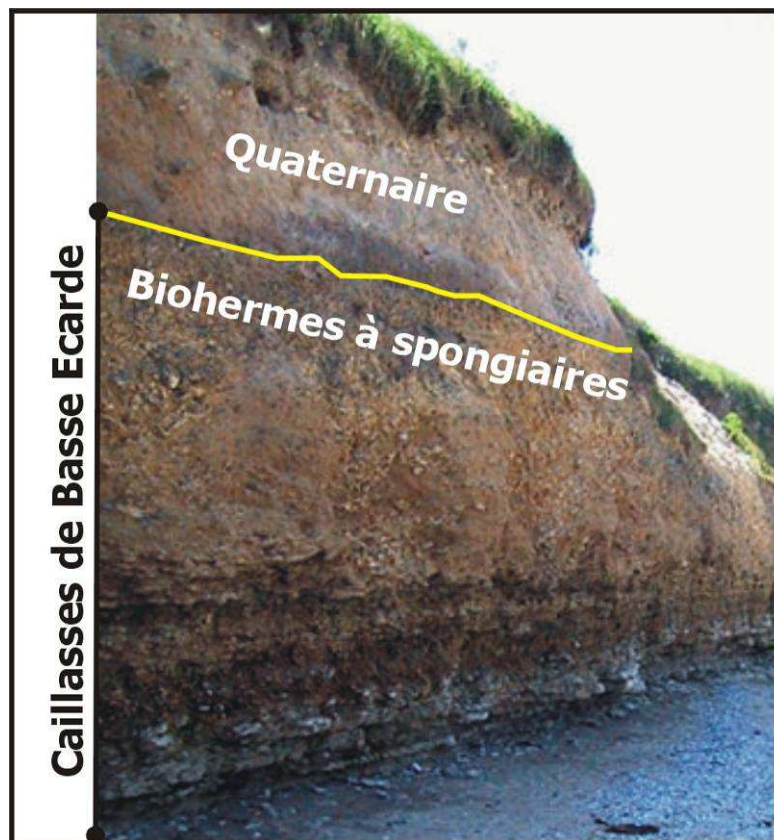


Figure 1.58 : Photographie de la falaise de Saint-Aubin montrant les biohermes du Bathonien supérieur (Caillasses de Basse-Écarde, photographie d'après la lithothèque de Normandie www.etab.ac-Caen.fr/discip/geologie/).

La prolongation en mer de cette formation est confirmée par les nouveaux profils sismiques réalisés au large de Saint-Aubin-sur-Mer. Certains (Figures 1.59 et 1.60) présentent des géométries lenticulaires, d'amplitude plurimétrique (environ 10 m d'épaisseur, Figure 1.60), et de longueur d'onde de l'ordre de 100 mètres au sein de l'unité sismique U9, interprétée comme les Caillasses de Basse-Ecarde. Ces géométries pourraient correspondre à des biohermes d'éponges, comme celles qui affleurent dans les falaises de Saint-Aubin-sur-Mer (Figure 1.58). Ces géométries dans l'unité U9 disparaissent progressivement, vers le Nord à une trentaine de kilomètres de la côte (Bs07-s03, Figure 1.60).

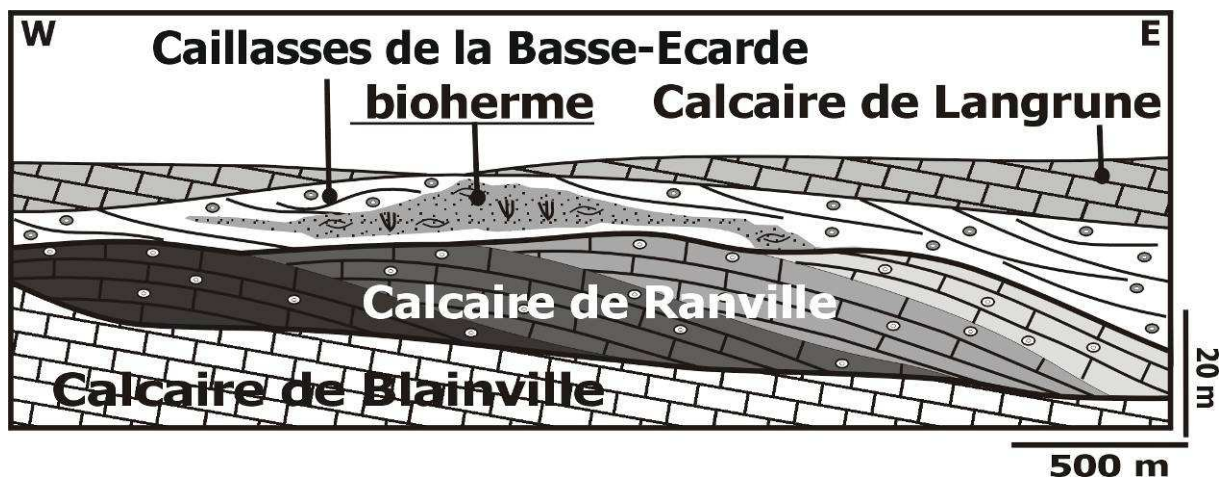


Figure 1.59 : Coupe simplifiée du Bathonien moyen (Calcaire de Blainville) et supérieur d'orientation W-E montrant le contact entre le Calcaire de Ranville, les biohermes et Calcaire de Langrune au Bathonien supérieur.

En revanche, les récifs à polypiers de l'Oxfordien moyen, décrits le long de la bordure Est-armoricaine (Mont Canisy, Lisieux, Bellême) (Dugué, 1989) n'ont pas été retrouvés, en baie de Seine. Dans le pays d'Auge (Mont-Canisy), cette construction récifale (environ 20 m d'épaisseur) s'édifie au-dessus d'une barrière sédimentaire oolithique (20 m) qui sépare une plate-forme carbonatée protégée à l'Ouest (falaises des Vaches noires), d'une plate-forme orientale plus ouverte (falaises des Roches noires) sur le large. L'orientation de cette barrière est parallèle à celle de la faille de Villers d'orientation N 120.

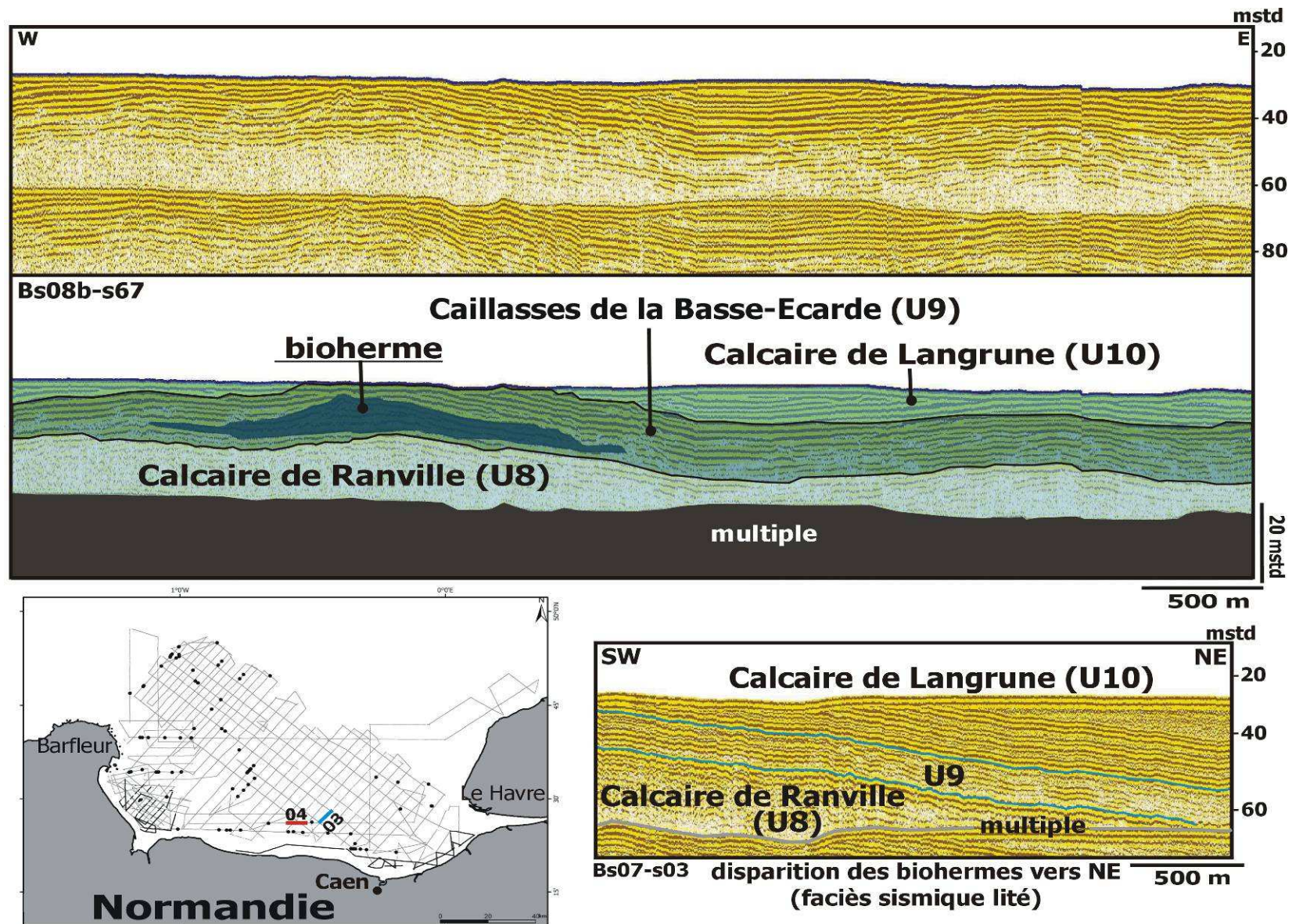


Figure 1.60 : Profil sismique Bs08b-s67 d'orientation W-E et interprétation montrant les biohermes du Bathonien supérieur et leur passage latéral (Bs07-s03).

4.1.1.2.4 Existence probable de sables plio-pléistocène inférieurs

Dans le centre-Cotentin, des sables quartzeux azoïques marins attribués au Plio-Pléistocène inférieur (Dugué, 2007) (Sables de Saint-Vigor, environ 30 m d'épaisseur, Figures 1.61 et 1.62) sont transgressifs sur toutes les formations mésozoïques à pliocènes sous-jacentes et débordent les limites du bassin. Des faciès similaires sont retrouvés dans le Bessin (Saint-Vigor, Bayeux) (Baize, 1998) et en haute-Normandie (Sables de Saint-Eustache ; Kuntz & Lautridou, 1974) (Figure 1.61).

Ces sables quartzeux n'ont jamais été retrouvés sur les fonds de la baie de Seine (Larsonneur, 1971 ; groupe Norois, 1972 ; Auffret *et al.*, 1982) ou dans les prélèvements de la mission Carobseine 2009. Cependant, une structure synforme faillée, présente au centre de la baie (Figure 1.62) a pu préserver ces sables quartzeux. Cette synforme de géométrie allongée en direction NE-SW (Figure 1.62) est localisée sur le méridien de Port-en-Bessin, à une vingtaine de kilomètres de la côte et déforme les terrains du Dogger. Elle mesure environ 2 km de longueur, sur 1 km de largeur et 15 m d'épaisseur (Figures 1.61 et 1.62).

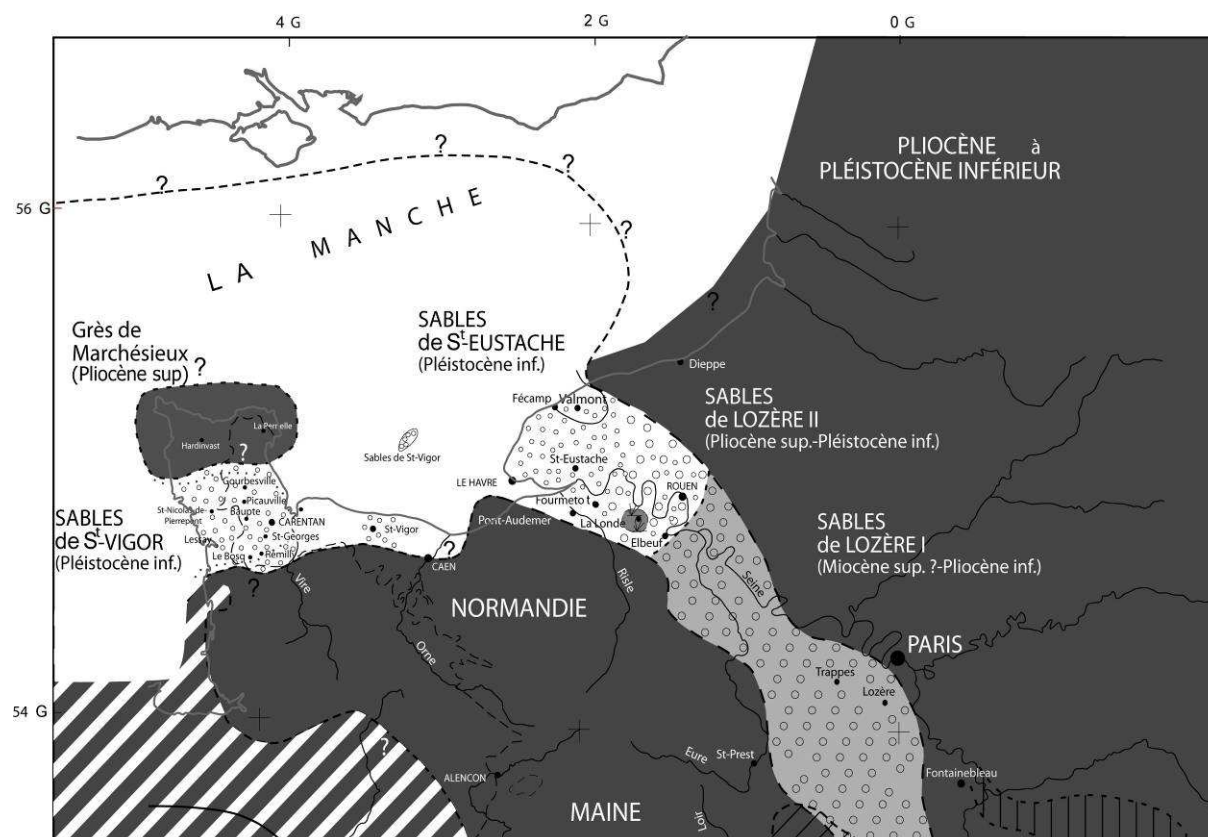


Figure 1.61 : Paléogéographie de la mer de la Manche et de la bordure occidentale du Bassin parisien, au Pliocène-Pléistocène inférieur (d'après Cope *et al.*, 1992, modifié). Localisation probable des Sables de Saint-Vigor en baie de Seine (à partir de l'interprétation sismique).

La description de l'unité sismique attribuée au Plio-Pléistocène inférieur n'a pas été décrite dans le chapitre 2. Cette unité sismique est caractérisée par un faciès sismique transparent, parfois chaotique qui présente de rares réflecteurs progradant probablement vers l'estuaire actuel de la Seine. Reposant en discordance sur le substratum, cette unité sismique est surmontée par un faciès chaotique du remplissage quaternaire de la paléovallée de la Seine (Figure 1.62).

Cette unité n'a pas pu être draguée et il n'existe donc aucune preuve stratigraphique de son attribution au Plio-Pléistocène inférieur. En revanche, plusieurs arguments géométriques permettent de les comparer aux sables quartzeux du Pléistocène inférieur (Sables de Saint-Vigor ou (Sables de Saint-Eustache) décrits à terre :

- la signature sismique de cette unité est proche de celle décrite dans les différentes unités sableuses décrites sur l'ensemble des profils sismiques de la baie de Seine (sables wealdiens, apto-albiens, yprésiens ou bartoniens (faciès fs12, Figure 1.34 et 1.35) ;
- cette unité sismique isolée sur la plate forme bathonienne de baie de Seine est proche des affleurements de Sables de Saint-Vigor du littoral normand ;
- les Sables de Saint-Vigor sont retrouvés dans plusieurs endroits de la Normandie (Nord de Caen, Pellerin *et al.*, 1970 ; Cotentin ; Baize, 1998...), il est donc possible d'envisager leur existence plus au large, en baie de Seine (Figures 1.61 et 1.62);
- cette unité sismique est conservée dans une structure tectonique de géométrie et d'orientation similaire à celle du Bessin (Figure 1.61).

Une telle hypothèse constituerait donc un jalon intermédiaire supplémentaire dans la paléogéographie du Pléistocène inférieur, entre les affleurements du Cotentin, du Bessin et ceux de haute-Normandie.

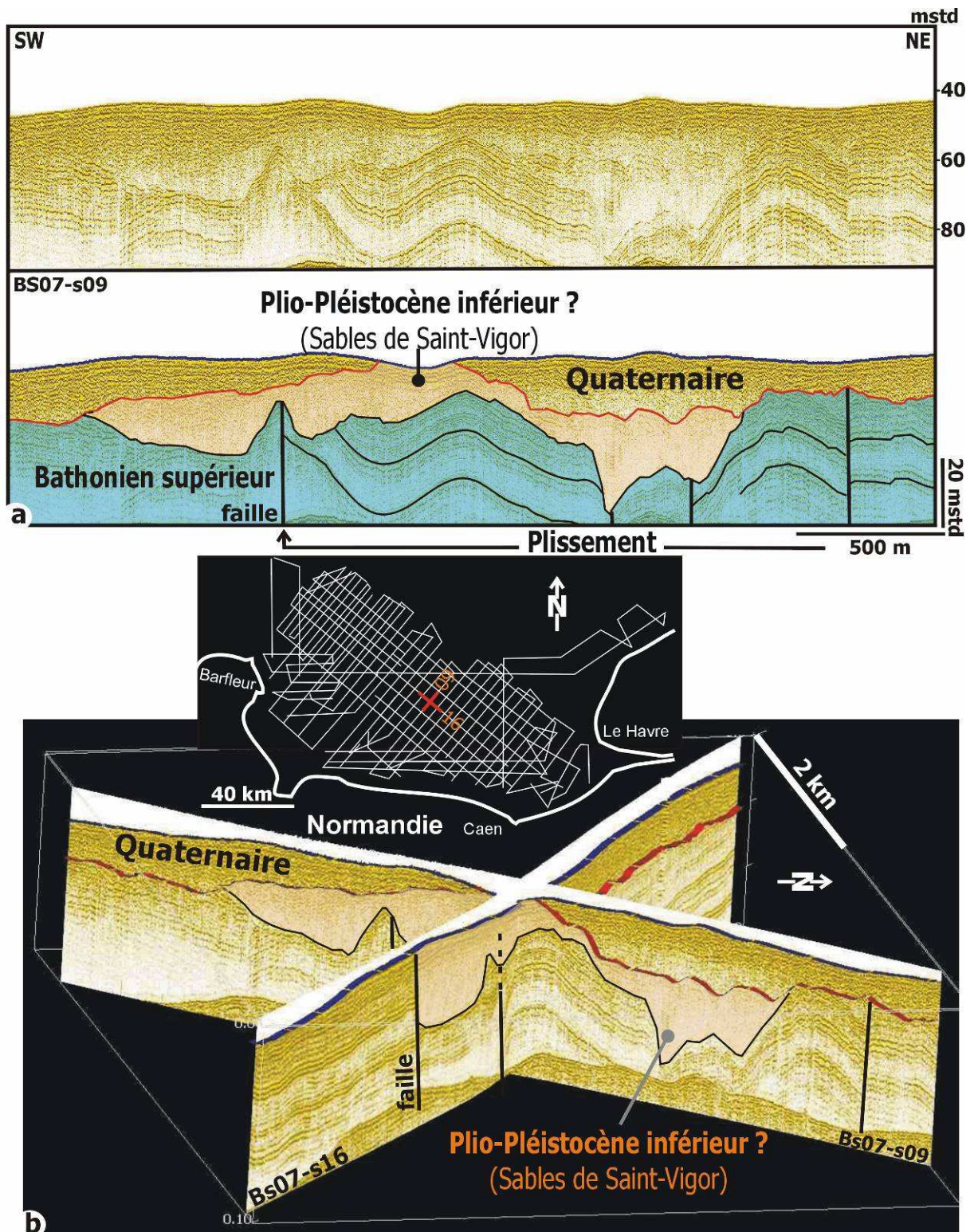


Figure 1.62 : a) Profil sismique Bs07-s09 d'orientation SW-NE et interprétation b) Intersection entre les profils Bs07-s09, orienté SW-NE et Bs07-s16, orienté NW-SE montrant la géométrie 3D des sables attribués au Plio-Pléistocène inférieur (Sables de Saint-Vigor ou Sables de Saint-Eustache), en baie de Seine.

4.1.1.3 Substratum géologique de l'embouchure actuelle de la Seine

L'embouchure actuelle de la Seine est située sur les terrains du Jurassique supérieur. On y retrouve les grands traits structuraux décrits à terre, dans les falaises du pays d'Auge et du pays de Caux. L'analyse des nouvelles données permet de compléter les connaissances géologiques de cette zone, sur :

- la structuration ;
- la discontinuité intra-Oxfordien moyen (Surface de Blangy).

4.1.1.3.1 Structuration

La carte géologique révisée (Figure 1.36), au niveau de l'embouchure de la Seine, permet de distinguer deux principales directions de failles et structures :

- une direction structurale NW-SE présente au large des falaises du pays d'Auge, avec principalement les failles de Dives et de Villers à regard vers le SW.

La faille de Dives apparaît dans le prolongement de l'estuaire actuel de la Dives, affectant les terrains du Bathonien terminal-Oxfordien inférieur. Cette faille est cartographiée pour la première fois en mer. La faille de Villers est située au large de Villers. À terre, cette dernière met en contact les marnes calloviennes, avec la craie cénomanienne. La faille de Villers a été cartographiée en mer par Larsonneur (1971). Les profils sismiques montrent que ces deux failles s'interrompent en mer, à environ 15 km de la côte, par une structure plicative SW-NE dans les terrains callovo-oxfordiens. L'estimation du rejet apparent de ces deux failles d'après les images sismiques n'a pas été possible à cause de la présence du multiple.

- une direction NE-SW, direction prédominante dans toute la baie de Seine, entre Barfleur à l'Ouest à l'embouchure de la Seine (sous chapitre 3.3.3). Certaines de ces failles NE-SW évoluent en structures plicatives (Figure 1.63). En effet, la majorité des failles NE-SW affectant les calcaires du Bathonien supérieur se poursuivent dans les terrains du Callovo-Oxfordien moyen. En direction de l'Est, elles s'amortissent progressivement dans des plis (Figure 1.63).

Les terrains du Jurassique supérieur sont affectés par des plis NE-SW de grande longueur d'onde, d'ordre kilométrique. Des plis de plus faible longueur d'onde sont également présents dans les formations marneuses de la fin du Dogger (Bathonien terminal à Callovien), mais ces plis ne sont pas associés à des failles importantes et sont situés dans des zones peu déformées, comme par exemple, au large de Ouistreham.

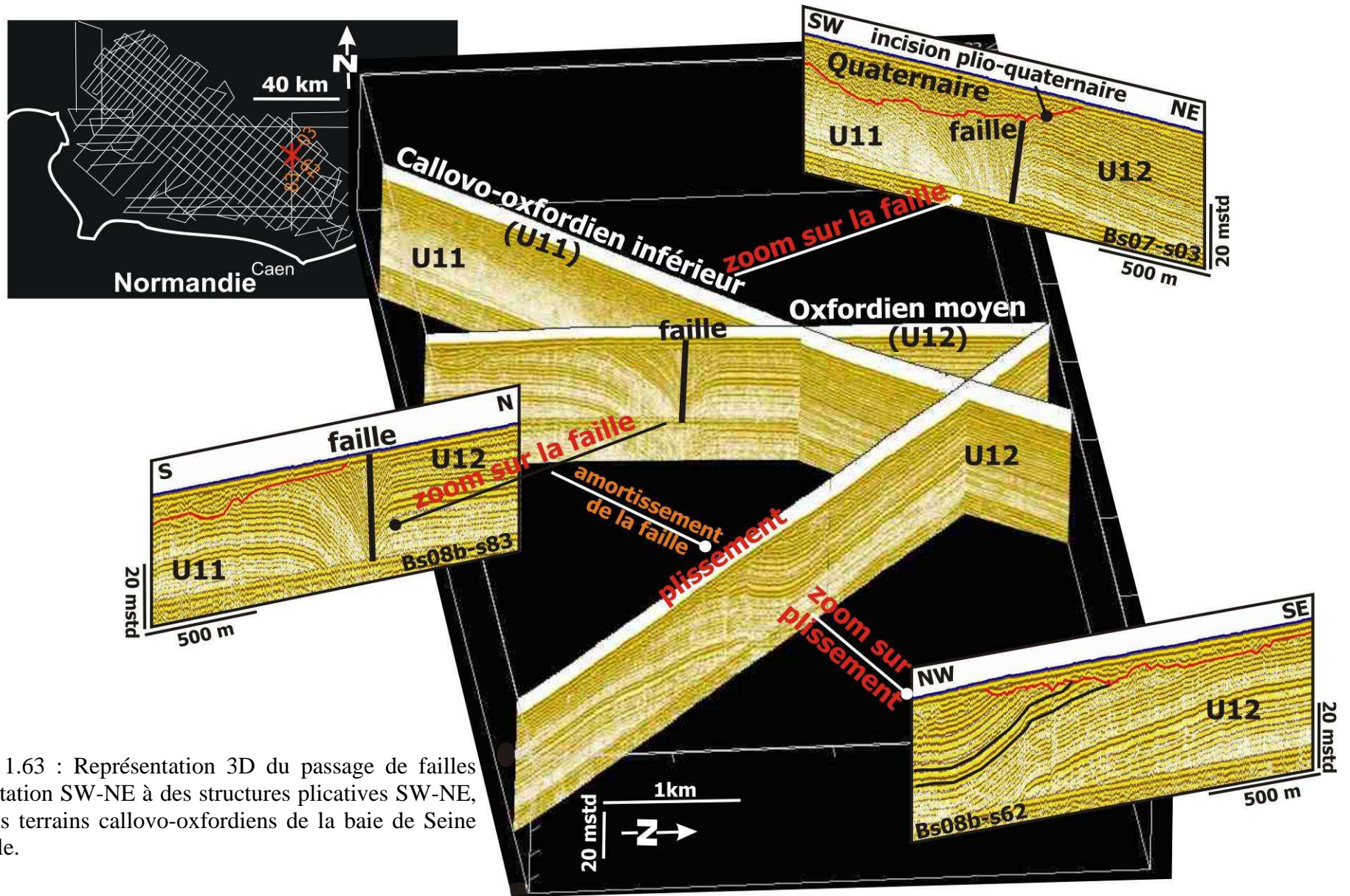
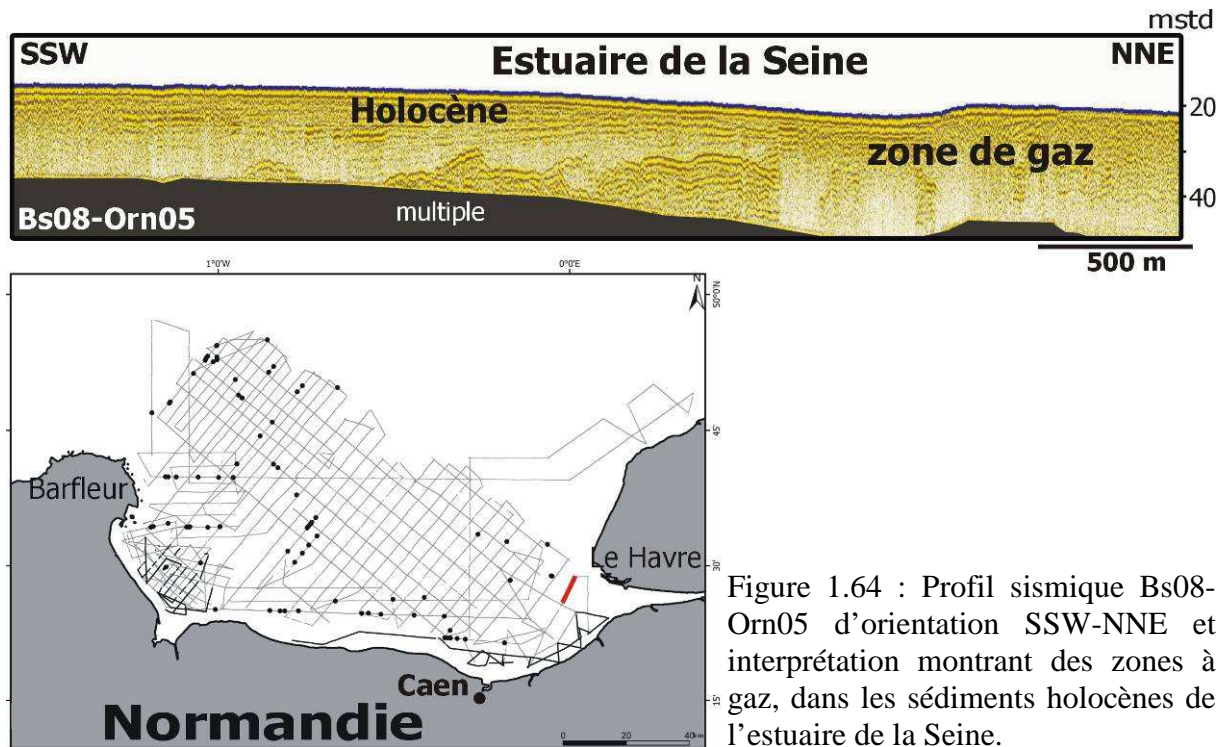


Figure 1.63 : Représentation 3D du passage de failles d'orientation SW-NE à des structures plicatives SW-NE, dans les terrains callovo-oxfordiens de la baie de Seine orientale.

Il est probable que d'autres failles et structures d'orientation différente demeurent masquées par des zones acoustiques sourdes. Ces zones sourdes, situées au large des embouchures actuelles (embouchures de la Seine et Dives...) résultent de la présence de gaz piégés dans les sédiments, par des couches imperméables les empêchant de migrer en surface (Figure 1.64). Ces gaz entraînent un effet de rétro-diffusion des ondes acoustiques (Fleischer *et al.*, 2001 ; Gorgas *et al.*, 2002 ; Wilkens & Richardson, 1998 ; Weber, 2004 ; Baltzer, 2010).



4.1.1.3.2 Discontinuité sédimentaire intra-Oxfordien moyen (Surface de Blangy)

Le toit de l'unité sismique U12 (Oxfordien moyen) est caractérisé par une discontinuité importante présente au large du pays de Caux et dans une zone peu déformée (exemple profil Bs08b-74b, Figure 1.65). Elle n'est pas visible dans l'embouchure de la Seine, en raison de la présence du gaz et du multiple.

C'est une surface d'érosion légèrement inclinée vers le NE, présente au sommet des terrains de l'Oxfordien moyen. La discordance sismique tronque les réflecteurs de l'unité U12 (*Toplap*). L'unité U13 repose en concordance sismique sur cette discordance. Cette surface d'érosion, corrélée à la Surface de Blangy, est décrite pour la première fois, dans la partie orientale de la baie de Seine.

À terre, la discontinuité sédimentaire intra-Oxfordien moyen est définie sous le nom Surface de Blangy (Figure 1.4) et reconnue dans tout le pays d'Auge. Elle correspond à une surface d'érosion, avec localement des galets intraformationnels (Lisieux) et associée à une lacune biostratigraphique de plus en plus importante du Sud (Orne) vers le Nord (pays d'Auge) (Riout et Fily, 1975 ; Dugué, *et al.*, 1998 ; Riout *et al.*, 1991). Dans la série jurassique normande, elle clôture l'évolution sédimentaire de la plateforme carbonatée oxfordienne et marque le début de l'instabilité tectonique oxfordienne, avec le soulèvement de la partie septentrionale de la bordure Est-armoricaine (pays d'Auge et Dorset).

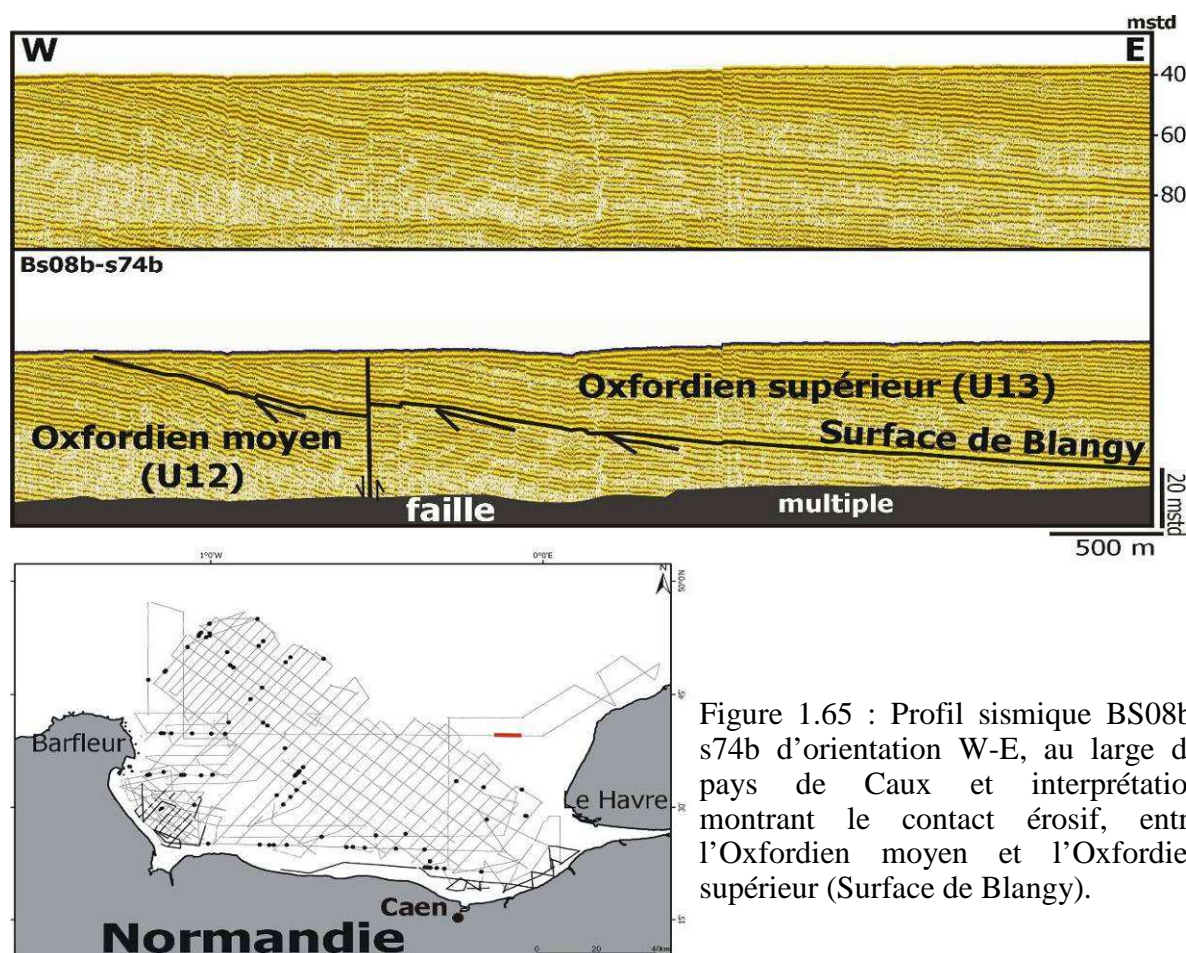


Figure 1.65 : Profil sismique BS08b-s74b d'orientation W-E, au large du pays de Caux et interprétation montrant le contact érosif, entre l'Oxfordien moyen et l'Oxfordien supérieur (Surface de Blangy).

4.1.2 La baie de Seine synclinale

La baie de Seine synclinale (Figure 1.41) correspond au synclinal situé entre le parallèle du cap-Antifer/Barfleur et le 50° parallèle. Cette région est essentiellement caractérisée par des terrains crétacés et tertiaires (Figure 1.36) et présente des caractères structuraux similaires à ceux décrits dans la mer de la Manche centrale (Robert, 1972). L'étude détaillée des nouveaux profils sismiques a permis de mettre en évidence :

- une discordance cartographique des terrains du Crétacé sur ceux du Jurassique et des discordances sédimentaires intra-crétacées ;
- l'existence de terrains tertiaires au Nord de la baie de Seine :
 - un remplissage paléocène dans les systèmes karstiques ;
 - une structuration tertiaire ;
 - un dispositif en blocs faillés, dans le synclinal.

4.1.2.1 Discordance cartographique Crétacé/Jurassique et discordances sédimentaires intra-crétacées

4.1.2.1.1 Discordance cartographique des terrains du Crétacé sur ceux du Jurassique

Les terrains crétacés sont discordants sur les séries jurassiques (Figures 1.66 et 1.67), à travers toute la baie de Seine et en particulier, au voisinage du parallèle cap d'Antifer-Barfleur (Figure 1.36). Au large du pays de Caux, le Crétacé inférieur est discordant sur les terrains érodés du Jurassique supérieur (exemple profil Bs08b-s75, Figure 1.66), confirmant les résultats antérieurs de Larssonneur *et al.* (1974).

Au Nord du Cotentin, le Crétacé supérieur est directement transgressif sur le socle armoricain ou les séries triasiques et parfois sur les séries jurassiques (exemple Bs 08b-s47, Figure 1.67). Les terrains jurassiques ont donc subi une déformation, puis une érosion intense, entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur.

4.1.2.1.2 Discordances sédimentaires intra-crétacées

La série crétacée est caractérisée par plusieurs discontinuités sédimentaires importantes, visibles au large du pays de Caux peu déformée. Le profil sismique Bs08-s75 (Figure 1.66) réalisé au large du pays de Caux est un bel exemple présentant plusieurs discontinuités crétacées, de la plus ancienne à la plus récente :

- surface intra-Crétacé inférieur : Le dépôt du Crétacé inférieur est attribué à l'unité sismique U14 définie principalement par un faciès acoustique lité de faible amplitude à la base et par un faciès transparent et chaotique au sommet.

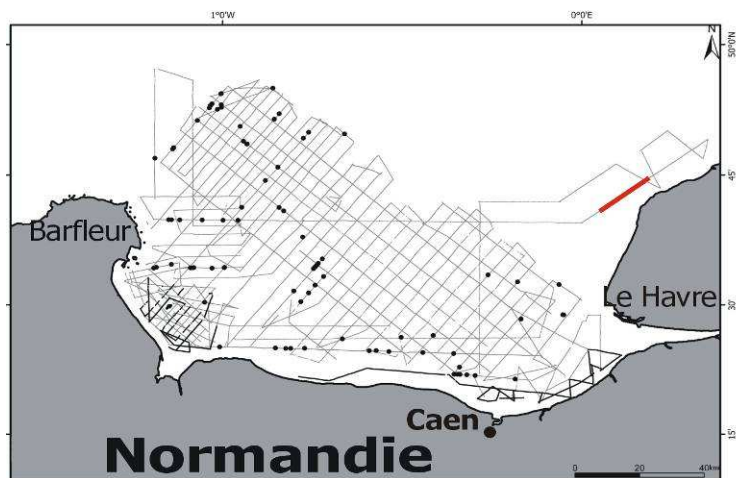
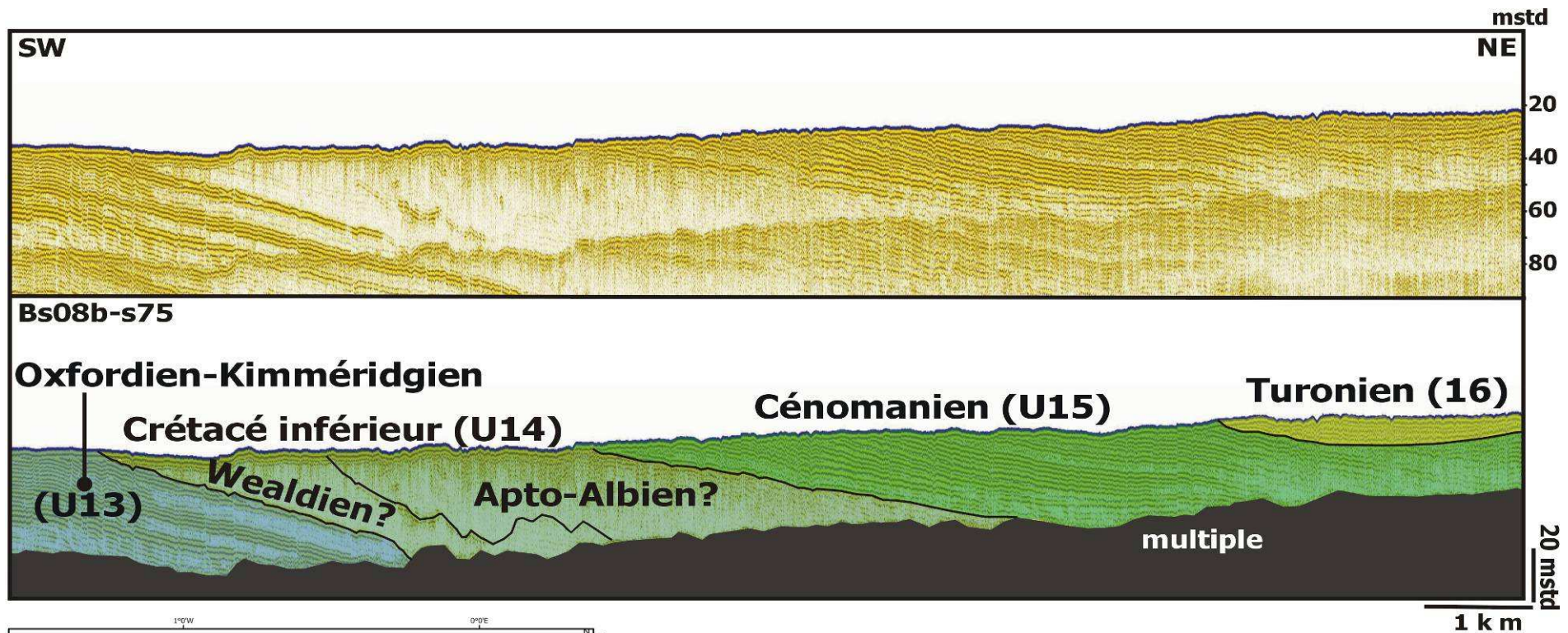


Figure 1.66 : Profil sismique Bs08b-s47, d'orientation SW-NE, au large du pays de Caux et son interprétation montrant la discordance cartographique du Crétacé inférieur sur le Jurassique supérieur, les contacts entre le Wealdien/Apto-Albien, Apto-Albien/Cénomanién et le Cénomanién/Turonien.

Ces deux faciès sont séparés par un réflecteur sinueux de moyenne amplitude. Ce réflecteur est interprété comme étant la limite entre les faciès continentaux wealdiens et les premiers dépôts marins apto-albiens (Figure 1.66) ;

- surface de transgression cénomanienne : Le dépôt cénomanien est attribué à l'unité sismique U15 définie par un faciès acoustique lité de forte amplitude. Cette unité U15 est séparée de l'unité U14 par un horizon rectiligne de forte amplitude, incliné vers le NE. Ce réflecteur est attribué à la limite entre le Crétacé inférieur et le Céno-manien (Figure 1.66) ;
- surface de transgression turonienne : le dépôt turonien est attribué à l'unité sismique U16 définie par un faciès acoustique discontinu, parallèle et localement chaotique. Ces dépôts turoniens (unité sismique U16) reposent en *onlap* sur la formation du Céno-manien (unité sismique U15) (exemple ; profil Bs08b-s75, Figure 1.66).

Dans la partie occidentale de la baie de Seine, ces différentes discontinuités générées par les variations relatives du niveau marin, au Céno-manien et au Turonien, sont peu visibles sur les profils sismiques. Ceci s'explique probablement par l'absorption du signal acoustique étant donnée l'épaisseur importante de la formation du Crétacé supérieur et la remontée du multiple primaire masquant la base du Crétacé.

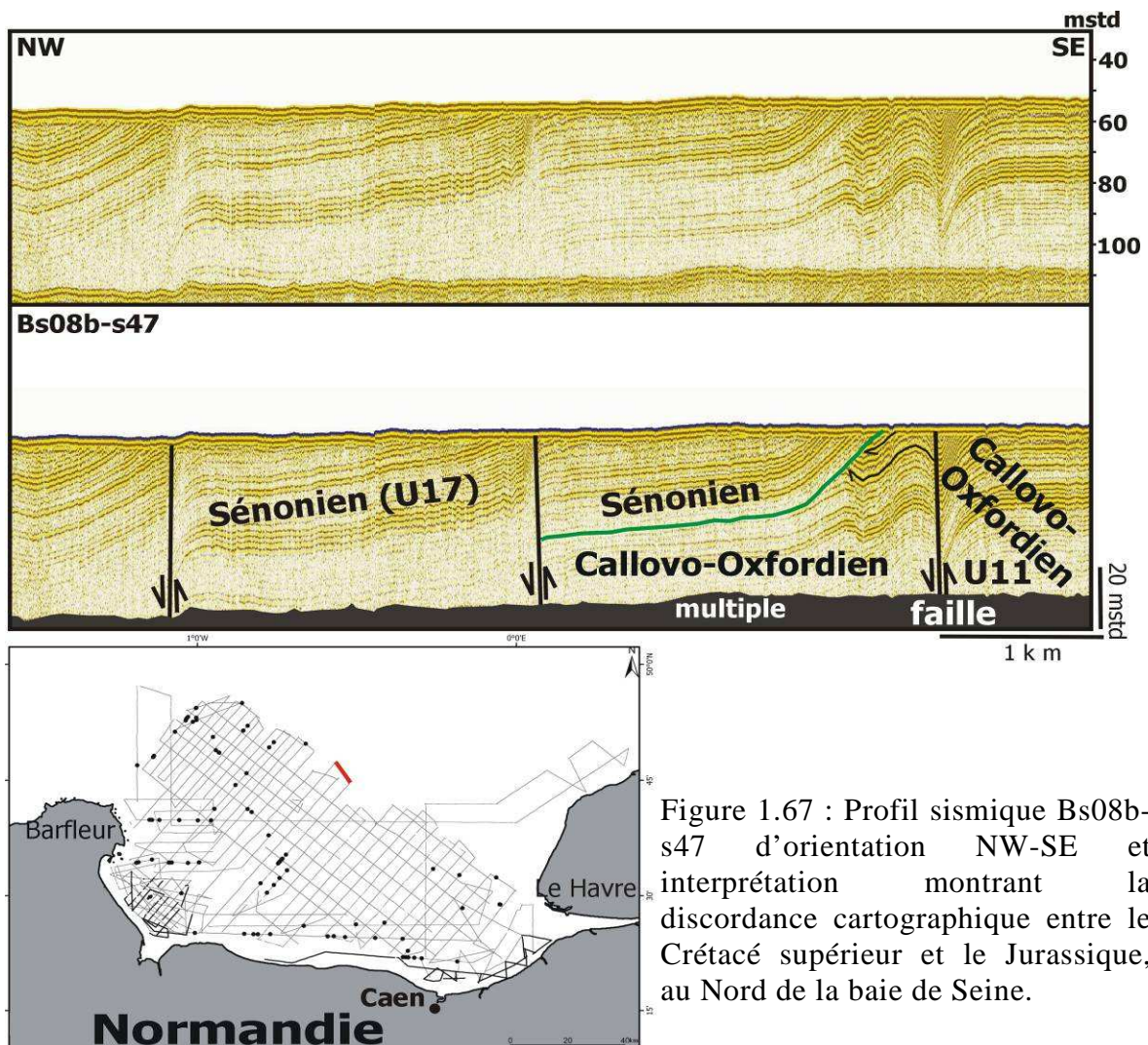


Figure 1.67 : Profil sismique Bs08b-s47 d'orientation NW-SE et interprétation montrant la discordance cartographique entre le Crétacé supérieur et le Jurassique, au Nord de la baie de Seine.

En revanche, la transgression sénonienne (Figure 1.67) est généralisée à l'ensemble des assises de baie de Seine. En effet, les dépôts sénoniens, sont attribués à l'unité sismique U17 définie par un faciès acoustique lité qui repose en *onlap* sur plusieurs formations au Nord de la baie. Ce dépôt repose en *onlap* sur le socle armoricain et les séries triasiques au large du Cotentin et sur le Callovo-Oxfordien (Figure 1.67) au Nord de la baie de Seine (Figure 1.36).

4.1.2.2 Les terrains tertiaires au Nord de la baie de Seine

Les profils sismiques réalisés au Nord de la baie de Seine mettent en évidence plusieurs structures, dans les terrains tertiaires, échantillonnés lors de la campagne de carottages en baie de Seine (Mission CarobSeine, N/O Ifremer/Genavir Thalia, Avril 2009). L'étude biostratigraphique des échantillons (partie 2 ; Tableau 2.4 ; Annexe 1) a confirmé la présence d'un dépôt bartonien déjà envisagée par Auffret *et al.* (1982).

4.1.2.2.1 Remplissages paléocènes dans des karsts créacés

L'analyse des profils sismiques montre que le toit du Crétacé supérieur (unité sismique U17) est marqué par un réflecteur irrégulier. Ce réflecteur présente localement des dépressions d'environ 10 mstd comblées par un faciès sismique chaotique. Ces dépressions de largeur décamétrique sont interprétées comme des karsts (Figure 1.68) au toit des terrains du Crétacé supérieur. Une telle surface karstique implique une phase d'émersion, malheureusement, le sédiment préservé au sein de certaines dépressions n'a pas pu être prélevé, pour une datation stratigraphique précise (Figure 1.68). Ce sédiment est intercalé entre le toit du Crétacé supérieur (U17) et le Thanétien-Yprésien (U18), avec une attribution stratigraphique indirecte au Paléocène continental (profil Bs07-s13, Figure 1.68)

L'émersion fini-crétacée ou au début du Cénozoïque est marquée, en Normandie comme dans tout le Bassin parisien, par une érosion importante des assises créacées ou de leurs altérites, voire localement par des dissolutions karstiques (Bignot 1965 ; Juignet, 1980 ; Quesnel, 1997). De très rares témoins de cette surface d'érosion irrégulière sont conservés à terre. Ils ont été souvent effacés par la transgression thanétienne (Pomerol, 1973 ; Dugué, *et al.*, 2005).

En mer de la Manche, la base du Paléocène (Bignot & Masson, 1968 ; Auffret & Gruas-Cavagnetto, 1975 ; Bignot, 1984, 1995) est représentée par des argiles de sables rubéfiés à concentrations ferrugineuses, contenant localement de petits galets de silex. Ils sont l'équivalent des *Reading-Beds* (Curry, 1962) et des dépôts du Cap d'Ailly, dans les falaises du pays de Caux décrits par Bignot (1965). Ces dépôts continentaux reposent en discontinuité sur la craie turonienne ou sénonienne (Auffret & Gruas-Cavagnetto, 1975) et correspondraient aux dépressions mises en évidence en sismique. Ce faciès sparnacien a été retrouvé en place, au large de Cherbourg (King, 1954) et au Nord de Roscoff (Boillot, 1964). Il est donc possible d'envisager l'existence du Paléocène dans le synclinal de la baie de Seine.

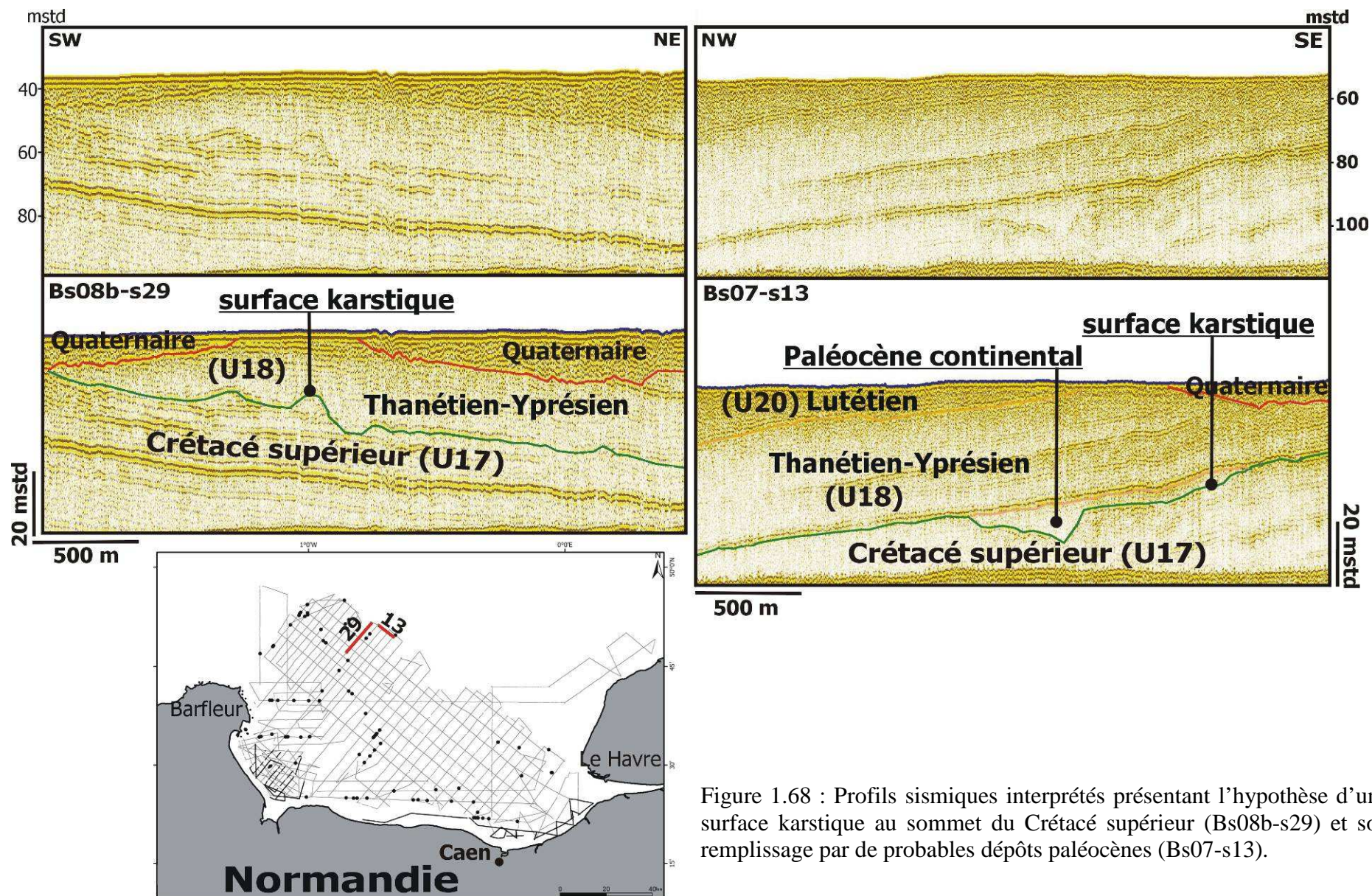


Figure 1.68 : Profils sismiques interprétés présentant l'hypothèse d'une surface karstique au sommet du Crétacé supérieur (Bs08b-s29) et son remplissage par de probables dépôts paléocènes (Bs07-s13).

4.1.2.2 Structuration tertiaire et synclinal de la baie de Seine

Le substratum au Nord de la baie de Seine est représenté par plusieurs formations tertiaires (Figure 1.36) affleurant à proximité de la paléovallée de la Seine. Ces formations tertiaires et le remplissage des paléovallées présentent des faciès sismiques souvent comparables, compliquant ainsi leur reconnaissance sur les profils sismiques. Par exemple, la distinction entre l'unité sismique U20 (terrains bartoniens) et le remplissage quaternaire (partie 2 ; Figure 2.25) reste difficile à établir car présentant la même signature sismique.

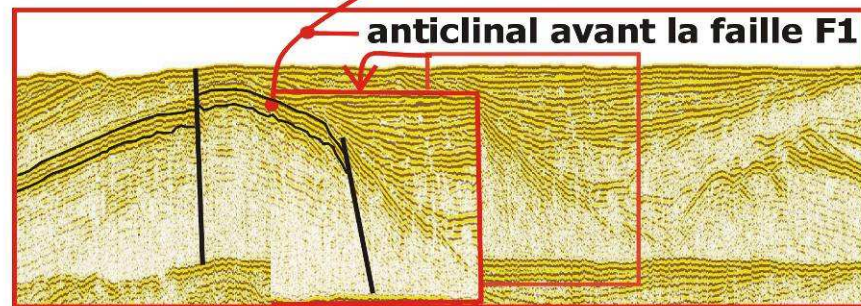
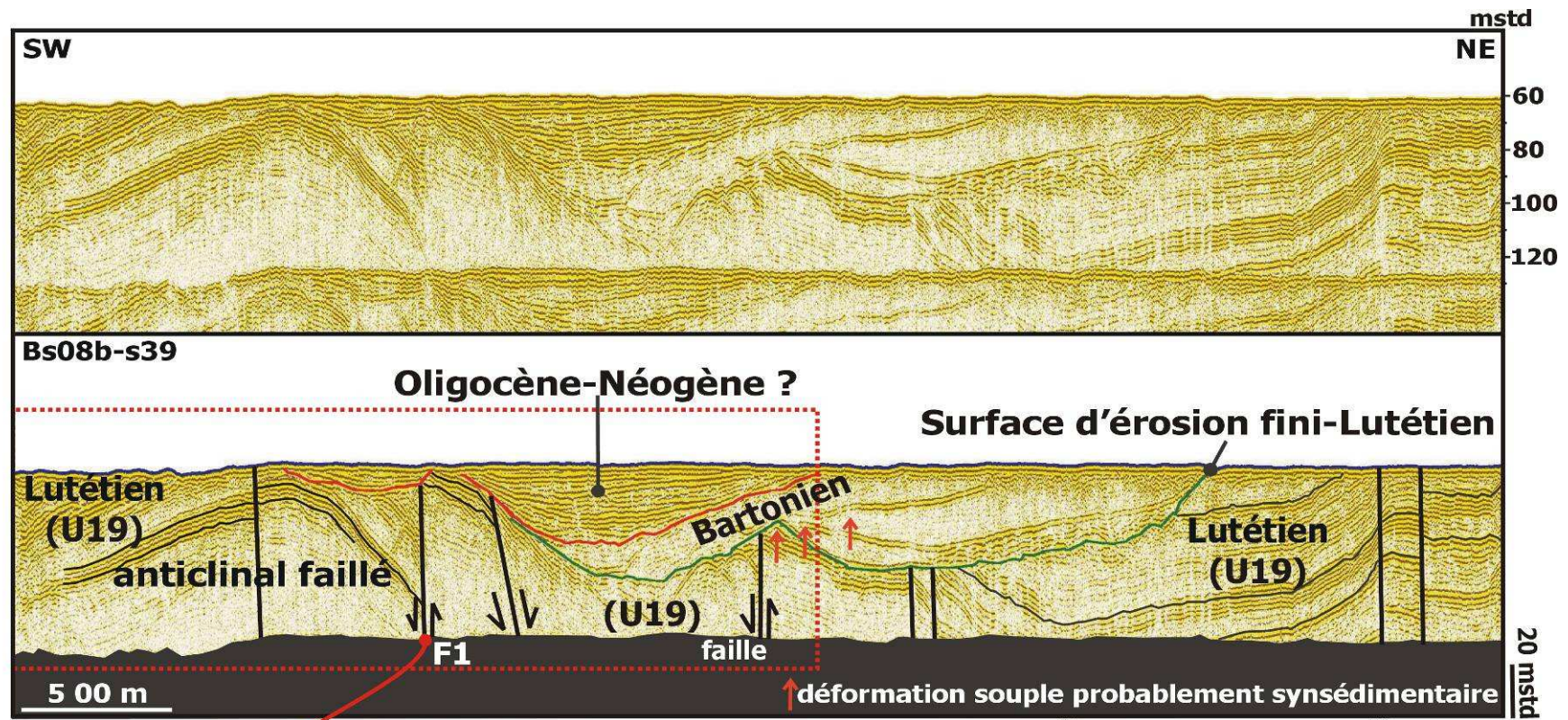
Le toit des terrains crétacés correspond à une importante surface d'érosion ou de dissolution (Figure 1.68) surmontée par différentes formations tertiaires qui occupent une zone d'environ 90 km de longueur maximale sur 14 km de largeur maximale (Figure 1.36). Sur la carte géologique révisée (Figure 1.36), ces formations tertiaires s'organisent selon un synclinal de direction E-W (synclinal de la baie de Seine). L'épaisseur de cette série tertiaire atteint environ 200 mètres. À l'Ouest et au large de Barfleur, le synclinal se ferme (Figure 1.36). Au Nord, le synclinal tertiaire de baie de Seine est limité par une faille E-W, dans le prolongement occidental de la faille de Fécamp, puis au NNW, par un anticlinal de direction E-W qui passe vers l'Ouest, à des failles en relais, d'orientation NE-SW. Elles mettent en contact les séries crétacées à cénozoïques, avec la série du Jurassique moyen et supérieur. La formation la plus récente, prélevée au cœur de ce synclinal de la baie de Seine, est datée du Bartonien, à partir l'étude des associations de foraminifères benthiques (rapport Eradata, 2010, Annexe 1).

Les séries tertiaires (Thanétien-Yprésien, Lutétien et Bartonien) sont séparées par des discontinuités bien visibles sur les profils sismiques (Figures 1.32, 1.33, 1.34 et 1.68).

L'unité sismique U19 (faluns lutétiens) est affectée par des plis à grand rayon de courbure faillés et érodés. Ces plis isolent des dépressions qui seront ensuite comblées par les dépôts du Bartonien (unité sismique U20) et probablement de l'Oligocène à Néogène (profil sismique Bs08b-s39, Figures 1.69 et 1.70) et finalement les paléovallées plio-quaternaires (Figure 1.71).

La série bartonienne (unité sismique U20) comporte une structure complexe dans laquelle se distinguent des déformations de grande longueur d'onde d'ordre métrique (Figure 1.69)

Si les terrains éocènes sont bien représentés au Nord de la baie de Seine, en revanche, les dépôts oligo-miocènes sont presque absents, alors qu'ils affleurent à terre (Vieillard & Dollfus, 1875 ; Dugué *et al.*, 2007). Toutefois, sur le profil Bs08b-s39 situé au large du Cotentin (Figure, 1.69), il existe un faciès sismique lité, différent de ceux décrits dans les dépôts quaternaires. Cette unité sismique est caractérisée par des réflecteurs sismiques transgressifs sur la série déformée éocène. Ce secteur pourrait avoir préservé des dépôts oligo-miocènes. Il s'agit d'une unité sismique de géométrie allongée, d'environ 1,5 km de longueur et d'environ 15 m d'épaisseur, préservée dans un synclinal faillé formant un graben (Figure 1.70). Ce remplissage Oligocène-Néogène apparaît discordant sur les formations éocène.



reconstitution de l'anticlinal faillé

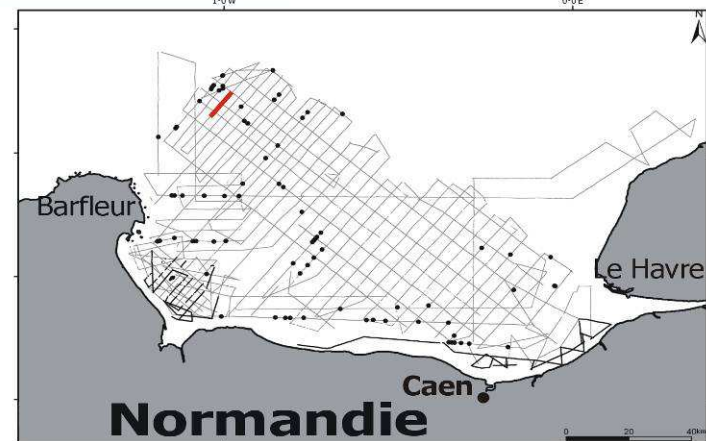


Figure 1.69 : Profil sismique Bs08b-s39, d'orientation SW-NE interprété présentant le style des déformations tertiaires, au Nord de la baie de Seine et la géométrie des dépôts bartoniens et oligocène-néogène ?.

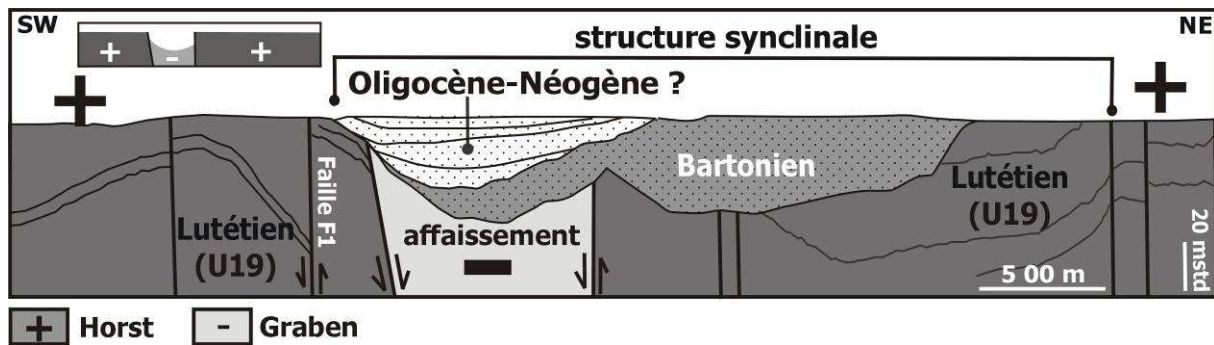


Figure 1.70 : Interprétation du profil sismique BS08b-s39 montrant la géométrie en graben dont lequel sont préservés des dépôts bartoniens et probablement oligocènes à néogènes.

Le même dispositif, en discordance angulaire, est observé dans le Rupélien du Bassin de Rennes et en Baie de Concarneau (Delanoë, 1988), entre l'Eocène terminal et l'Oligocène supérieur (Menier, 2004 : p 27)

Dans l'état actuel des connaissances et en l'absence de nouveaux prélèvements, l'hypothèse de terrains oligocènes et miocènes ne doit pas être exclue. Les séries n'ont pas été représentées sur la carte géologique révisée de la baie de Seine (Figure 1.36).

4.1.2.2.3 Dispositif de blocs basculés faillés dans la série tertiaire

Pour la première fois en baie de Seine, des géométries de blocs glissés sont observées sur les profils sismiques réalisés au large du Cotentin (Figures 1.71 et 1.72). Ce dispositif a déjà été reconnu au Sud du bassin du canal Saint-Georges (Angleterre) et au Sud du bassin de la Manche (Bois *et al.*, 1991 ; Lericolais, 1997, p 16). Deux géométries de blocs glissés sont observées dans les profils sismiques de baie de Seine :

a) Première géométrie (profil sismique Bs08b-s71) :

Sur le profil Bs08b-s71 orienté Nord-Sud (Figure 1.71), l'unité sismique U19 (calcaires lutétiens) et le sommet de l'unité sismique U20 (marnes bartoniennes) présentent des blocs limités par des failles. Cet alignement de blocs s'étend sur une distance d'environ 3 km de long. Ces panneaux d'échelle décamétrique sont limités par des failles avec de faibles pendages. Vers le Nord, la structuration en blocs basculés est incisée par la paléovallée plio-quadernaire (Figure 1.71).

Les informations principales reportées sur la figure 1.71 peuvent être résumées de la manière suivante :

- les blocs observés surmontant le toit de l'unité U19 (horizon vert) ont la même signature sismique que celle de l'unité U19 attribuée à la formation lutétienne. Ces blocs correspondraient à des blocs détachés du substratum lutétien, puis glissés le long de sa surface terminale.
- Les glissements interviennent au toit de la série lutétienne, sur une pente réelle d'environ 6 %, orientée vers le Nord. Le toit du substratum lutétien (l'unité U19) correspond à une surface d'érosion (Figure 1.71)

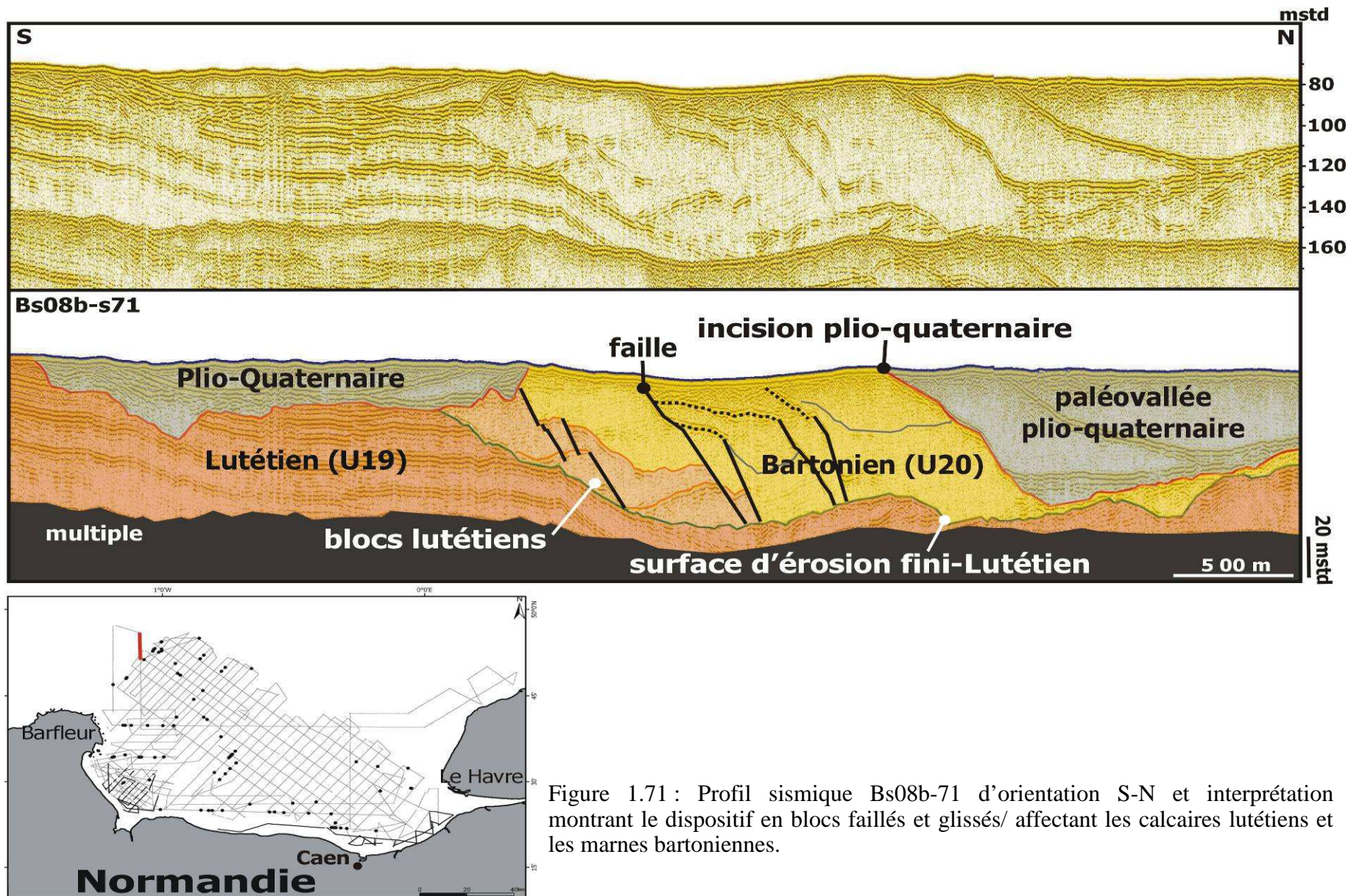


Figure 1.71 : Profil sismique Bs08b-71 d'orientation S-N et interprétation montrant le dispositif en blocs faillés et glissés/ affectant les calcaires lutétiens et les marnes bartoniennes.

- Ce glissement est vraisemblablement sous-marin, sans doute après le retour de la mer bartonienne. Néanmoins, les données ne permettent pas d'exclure un glissement en domaine continental, car les modélisations des glissements de terrain (Huynh, 2005) démontrent que des glissements de terrain restent possibles pour des pentes inférieures à 8°.
- D'autres blocs sont observés dans la série bartonienne (unité U20). Cependant, les failles constituant les plans de glissement de ces blocs (Figure 1.71) présentent des pentes sub-verticales. Peut-être s'agit-il ici de glissements continentaux plus tardifs intervenant à l'Oligocène-Miocène.

L'analyse structurale du profil Bs08b-70 montre que le déclenchement du glissement des blocs serait facilité par le rejeu de failles récentes responsables probablement de paleoséismes. Ces failles bien visibles sur le profil permettent de conclure en faveur du rôle important des phases tectoniques tertiaires, dans la morphogenèse des fosses, comme la fosse centrale.

b) Deuxième géométrie (profil sismique Bs08b-s69) :

Le profil Bs08b-s69 (Figure 1.72), localisé sur la zone de "Samdi" au Nord de la pointe de Barfleur (Lericolais, 1997 ; Lericolais *et al.*, 2003), montre une importante incision au toit de la série du Bathonien moyen avec la formation d'une fosse. Cette incision est d'origine plio-quadernaire pour Auffret *et al.*, (1980) ; Lericolais (1997) et Lericolais *et al.* (2003), ces auteurs distinguant plusieurs étapes de remplissage dans cette paléovallée plio-quadernaire. Les nouvelles données sismiques acquises montrent que le remplissage se caractérise par une géométrie ondulée et légèrement déformée. Ce remplissage a été mis en place à la suite d'un glissement gravitaire, expliquant le faciès sismique identique à celui des terrains jurassiques, mais plus perturbé et ondulé (Figure 1.72). De telles géométries présentent beaucoup de similitudes avec celles trouvées dans les vallées emboîtées quadernaires et peuvent être donc facilement confondues.

Les falaises du Bessin présentent les mêmes formations bathoniennes à l'affleurement (Marnes de Port en Bessin et Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont). Ces falaises du Bessin sont actuellement instables et de nombreux mouvements gravitaires de terrain, d'ampleur variable, les ont façonnées. Le dernier glissement récent important est intervenu le 5 août 1981, dans les falaises du Bouffay (Maquaire & Gigot, 1988). Confirme l'instabilité de ces formations calcaires et marneuses constituant un argument supplémentaire pour notre interprétation.

Reste à comprendre **quand et comment ce glissement est-il intervenu ?** Deux hypothèses peuvent être proposées :

Première hypothèse d'événements tectoniques cénozoïques.

La figure (1.72) illustre le décollement de la couverture sédimentaire de part et d'autre du socle paléozoïque. Des mouvements importants du socle au large du Cotentin et au cours de compressions tertiaires, seraient à l'origine de glissements gravitaires.

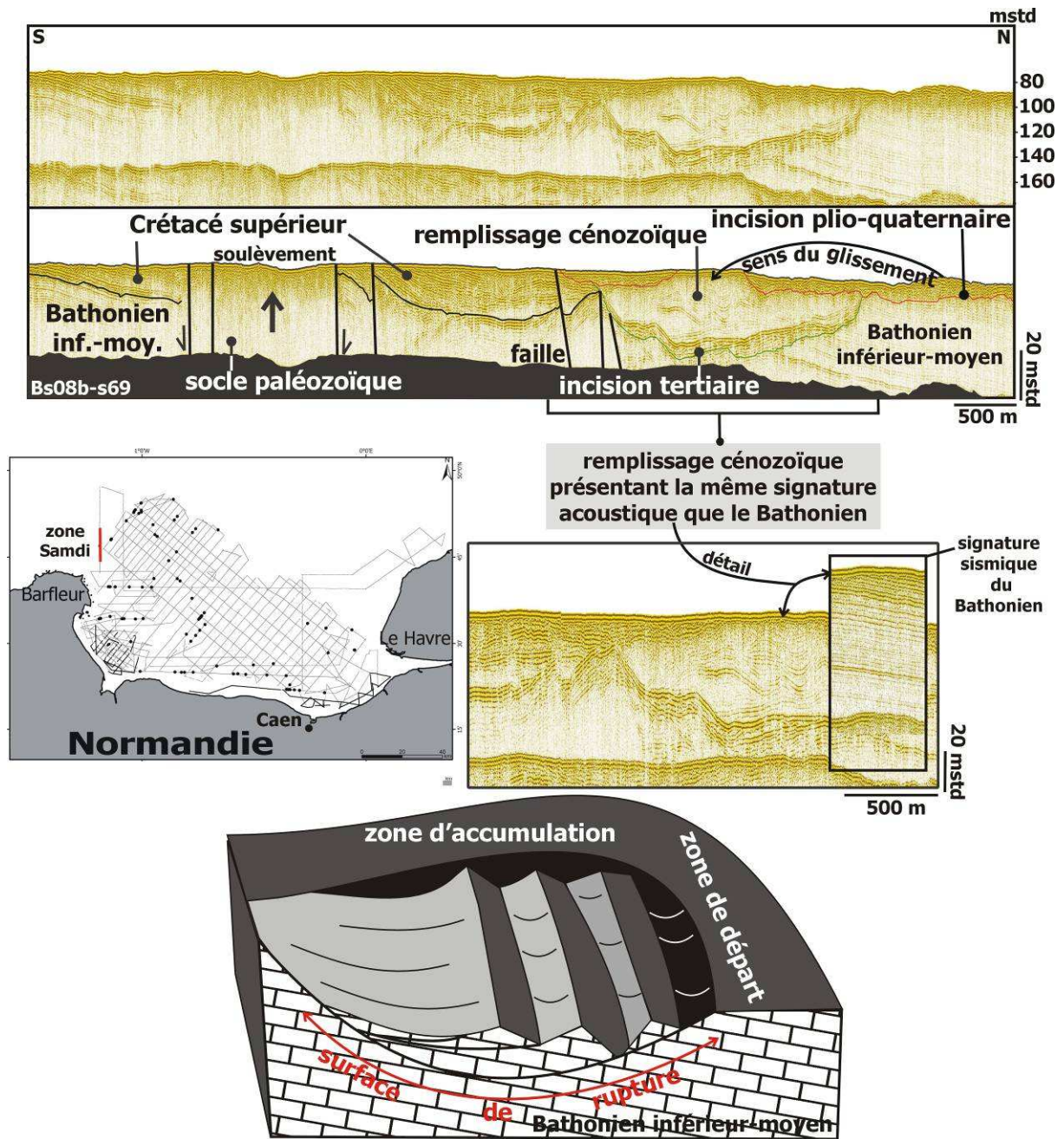


Figure 1.72 : Profil sismique Bs08b-s69 d'orientation S-N situé au large du Cotentin et interprétation présentant le glissement des blocs du Bathonien dans une fosse situé au large du Cotentin. Le fond de la fosse est une surface d'érosion au toit du Lutétien ; Reconstitution 3D du dispositif (échelle non respectée).

Ce glissement se serait donc produit dans une fosse déjà existante, entre la fin du Lutétien et le début du Bartonien (Figure 1.72).

De telles structures post-lutésiennes pourraient coïncider avec l'épisode d'inversion structurale positive des failles de la mer de la Manche.

Seconde hypothèse d'événements climatiques cénozoïques.

Le glissement intervient durant les périodes froides cénozoïques. Dans un contexte froid et sec, le permafrost bloque l'infiltration d'eau en profondeur et la mobilisation sur les versants de la couche active par gélifluxion fournit alors une masse considérable de sédiments qui engendre le comblement de la fosse de la zone de Samdi.

4.2 Conclusion

Ce travail sur le substratum géologique insiste de nouveau sur la stricte corrélation entre le domaine continental (bassin versant) et le domaine marin (baie de Seine). À partir de la reconnaissance des différentes discontinuités sur les profils sismiques, nous avons établi la continuité stratigraphique des terrains géologiques décrits à terre et leurs continuités en baie de Seine. À l'exception du récif oxfordien présent dans le pays d'Auge, mais absent en baie de Seine, il existe une stricte similitude géologique entre la baie de Seine et son bassin versant.

Les discontinuités reconnues sur les profils sismiques confirment les mouvements épirogéniques du Massif armoricain, décrits en domaine de plate forme supposée stable, par Rioult & Fily (1975). Les discontinuités les plus importantes peuvent être parallélisées avec les principales phases de déformation décrites en France et en Europe de l'Ouest (Tableau 1.7).

L'analyse de la carte géologique révisée de la baie de Seine montre également que la couverture crétacée, cénozoïque et une partie de la série jurassique ont été érodées. L'érosion et les déformations de la série jurassique sont plus importantes vers l'Ouest, en direction du Massif armoricain, la couverture sédimentaire ayant été préférentiellement érodée dans la zone soulevée.

Le secteur au large du Cotentin et au Nord de la baie de Seine, limité par la faille de Fécamp a préservé une série tertiaire à la fois plus complète et plus épaisse que celle décrite à terre, caractérisant probablement un domaine plus subsident.

Au terme de cette première partie plusieurs questions majeures sont donc posées :

Quel est le rôle du soulèvement armoricain cénozoïque sur le tracé, puis le remplissage de la paléovallée plio-quadernaire de la Seine ?

À l'approche du secteur subsident au Nord de la baie de Seine que deviennent le tracé de la paléovallée de la Seine et son remplissage quadernaire ?

5 Conclusion : évolution géodynamique de la baie de Seine

La baie de Seine forme aujourd'hui une vaste dépression marine d'environ 5 000 km², située entre la Manche centrale au Nord, le Cotentin à l'Ouest et le Bassin parisien à au Sud et à l'Est.

À la fin du Paléozoïque, la fragmentation de la chaîne varisque donne naissance à des fossés d'effondrement dans tout le NW de l'Europe et le long d'anciennes fractures permo-carbonifères. L'évolution géodynamique du rift Atlantique Nord-Arctique (Ziegler, 2000) sera à l'origine du futur océan Atlantique, de la mer du Nord, de la mer de la Manche et finalement de la baie de Seine.

Entre la fin du Jurassique et le début du Crétacé, le soulèvement régional du Massif armoricain en relation avec l'ouverture du golfe de Gascogne (Le Pichon *et al.*, 1971 ; Larssonneur, 1972 ; Ziegler, 1990), initie des déformations à l'origine de la structure monoclinale des terrains mésozoïques de la baie de Seine, avec un pendage général des terrains vers le Nord-Est. Les faciès marins du Crétacé inférieur et supérieur recouvrent en discordance les terrains jurassiques déformés au Nord de la baie de Seine (Figure 1.67).

L'Ère Tertiaire est caractérisée par une réorganisation des plaques lithosphériques (Dercourt *et al.*, 1986, 2000 ; Ziegler, 1990), avec la fermeture de la Téthys et les compressions pyrénéennes et alpines, entre l'Éocène supérieur et l'Oligocène inférieur (Ziegler, 1988), puis au début du Miocène inférieur (Desegaulx *et al.*, 1990).

Au Cénozoïque, la baie de Seine est donc une partie intégrante de la Normandie et subit cette évolution géodynamique avec plusieurs déformations compressives. La structure monoclinale de la baie Seine est affectée par des failles NE-SW qui isolent les terrains calcaires bathoniens rigides, en blocs successifs effondrés (Figure 1.40). En direction de la mer de la Manche centrale, les terrains crétacés à cénozoïques s'organisent en un synclinal dissymétrique orienté W-E (synclinal de la baie de Seine, Figure 1.36). Ce dernier génère une pente vers Ouest. L'intensité de la déformation semble maximale au Nord de la baie de Seine. Cette déformation sera à l'origine de glissements gravitaires au pied des compartiments soulevés (Figures 1.72 et 1.74).

Dans le détail, l'intervalle anté-Thanétien-Yprésien est caractérisé en baie de Seine, par une érosion importante des assises crétacées et par une probable dissolution karstique d'après l'interprétation des profils sismiques (Figure 1.68). À terre, 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 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).

Dans les Entrées de la mer de la Manche et dans la baie de Seine, une sédimentation marine se poursuit entre l'Yprésien et le Lutétien, tandis que le Cotentin reste soulevé et émergé.

L'évolution géodynamique entre le Lutétien et le Quaternaire est résumée dans les figures 1.73 et 1.74. À la fin de l'Éocène moyen (Lutétien supérieur et Bartonien), En baie de Seine, les profils sismiques présentent une épaisse série lutétienne (environ 120 m) déformée, avec rejeu de failles et au moins, une importante phase d'érosion à la fin-

du Lutétien ou début Bartonien ? (profil Bs08b-s39, Figure 1.73 et Bs08b-s71, Figure 1.74). Cette érosion probablement marine, entre la fin du Lutétien et le début du Bartonien, tronque les plis de la baie de Seine, formant une vaste dépression dont laquelle s'accumulent des blocs gravitaires et les dépôts bartoniens. Sur la bordure Sud-armoricaine (baie de Concarneau ; Brault, 2002), les profils sismiques témoignent également d'une déformation lutétienne, avec un rejeu de failles inverses.

Les failles, les déformations et les surfaces d'érosion observées dans les différentes assises tertiaires (Figures 1.71, 1.72, 1.73 et 1.74) confirment l'existence en baie de Seine de plusieurs phases de soulèvement et d'érosion, entre l'Éocène supérieur-l'Oligocène inférieur et Miocène. Ces phases de soulèvement ont affecté le socle armoricain affleurant en baie de Seine, au large du Cotentin (Figure 1.72).

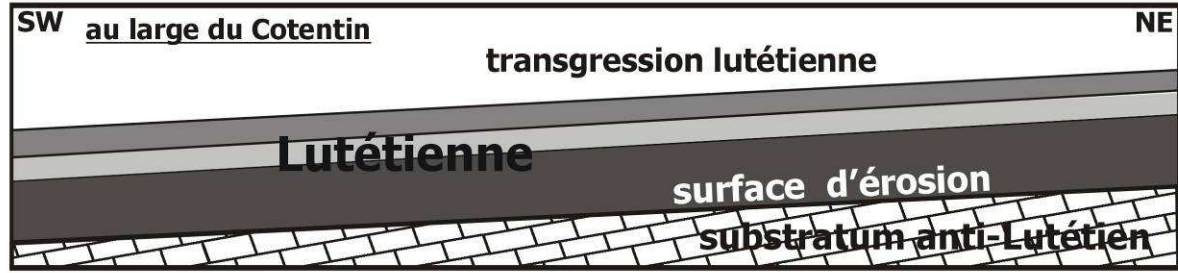
Les compressions pyrénéennes ont créé plusieurs bassins sédimentaires paléogènes le long de décrochements d'orientation N170 participe au soulèvement du Massif armoricain et à la genèse des fosses au Nord du Cotentin. Les témoins d'une sédimentation d'âge Oligocène à Miocène sont peu ou pas représentés en baie de Seine (Figure 1.73) avec probablement des argiles discordantes sur les séries paléogènes déformées sous-jacentes.

La transgression pliocène aborde le Nord du Massif armoricain (Cotentin) au Pliocène supérieur (Reuvérien dans la chronologie NW européenne) (Clet *et al.*, 1999), en parallèle à la Bretagne. Vers la fin du Pliocène supérieur, cette plate-forme évolue vers des environnements terrigènes estuariens de plus en plus internes. Une dernière transgression intéresse la marge Nord-armoricaine, au Pléistocène inférieur (Tiglien, chronologie NW européenne), déposant des marnes marines, puis des sables quartzeux tidaux (Sables de Saint-Vigor, Tiglien b et c) transgressifs sur tous les terrains géologiques du Centre-Cotentin. Cette transgression qui déborde le Centre Cotentin, atteint le Bessin (Elhaï, 1963 ; Pareyn, 1980b), la basse vallée de la Seine (Sables de Saint-Eustache ; Kuntz & Lautridou, 1974) et donc sans doute recouvre la baie de Seine (Figure 1.62).

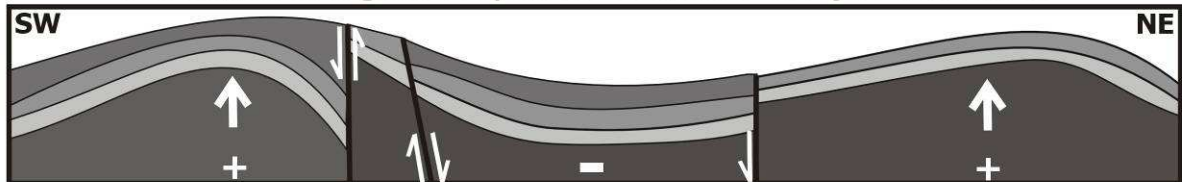
Dès la fin du Tertiaire et avant les glaciations quaternaires, la pré-structure de la baie de Seine est donc acquise. Le climat quaternaire et les fluctuations glacio-eustatiques vont ensuite entailler le substratum de la baie de Seine pour constituer le réseau des paléovallées périglaciaires quaternaires qui est détaillé dans la partie II.

L'un des faits nouveaux de cette étude est la reconnaissance de déformations dans les séries tertiaires, s'accompagnant de blocs basculés et faillés (Figures 1.72, 1.73 et 1.74) qui étaient auparavant interprétées comme appartenant au réseau des vallées fluviales plio-quaternaires. L'ensemble des critères géométriques et biostratigraphiques utilisés pour la caractérisation de la base des paléovallée plio-quaternaire sera de nouveau présenté et discuté dans la partie 2.

1 puissance du remplissage (> 50 m)

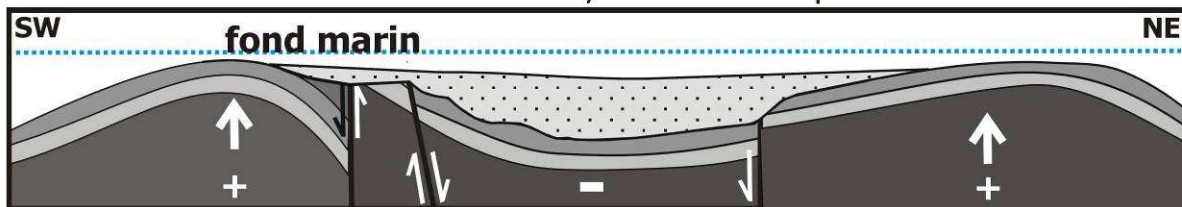


2 Déformation à grand rayon de courbure et rejeu des failles



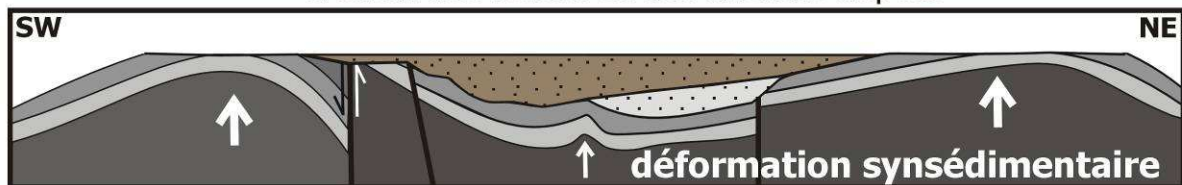
3. Transgression : Lutétien supérieur - Bartonien

souèvement, érosion et dépôt



4. Émersion : Bartonien - Oligocène

érosion des reliefs et des anciens dépôts



5. Transgression : Oligocène-Néogène

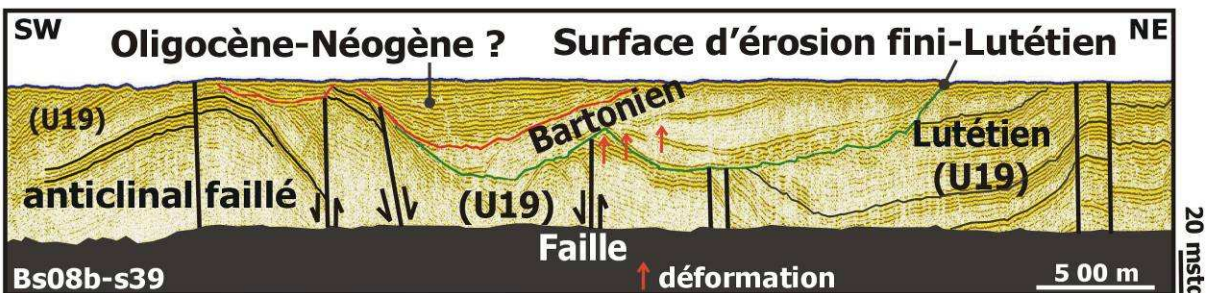


Figure 1.73 : Les différentes étapes de l'évolution structurale tertiaire de la baie de Seine, à partir du profil sismique Bs08b-s39 d'orientation SW-NE, au large du Cotentin.

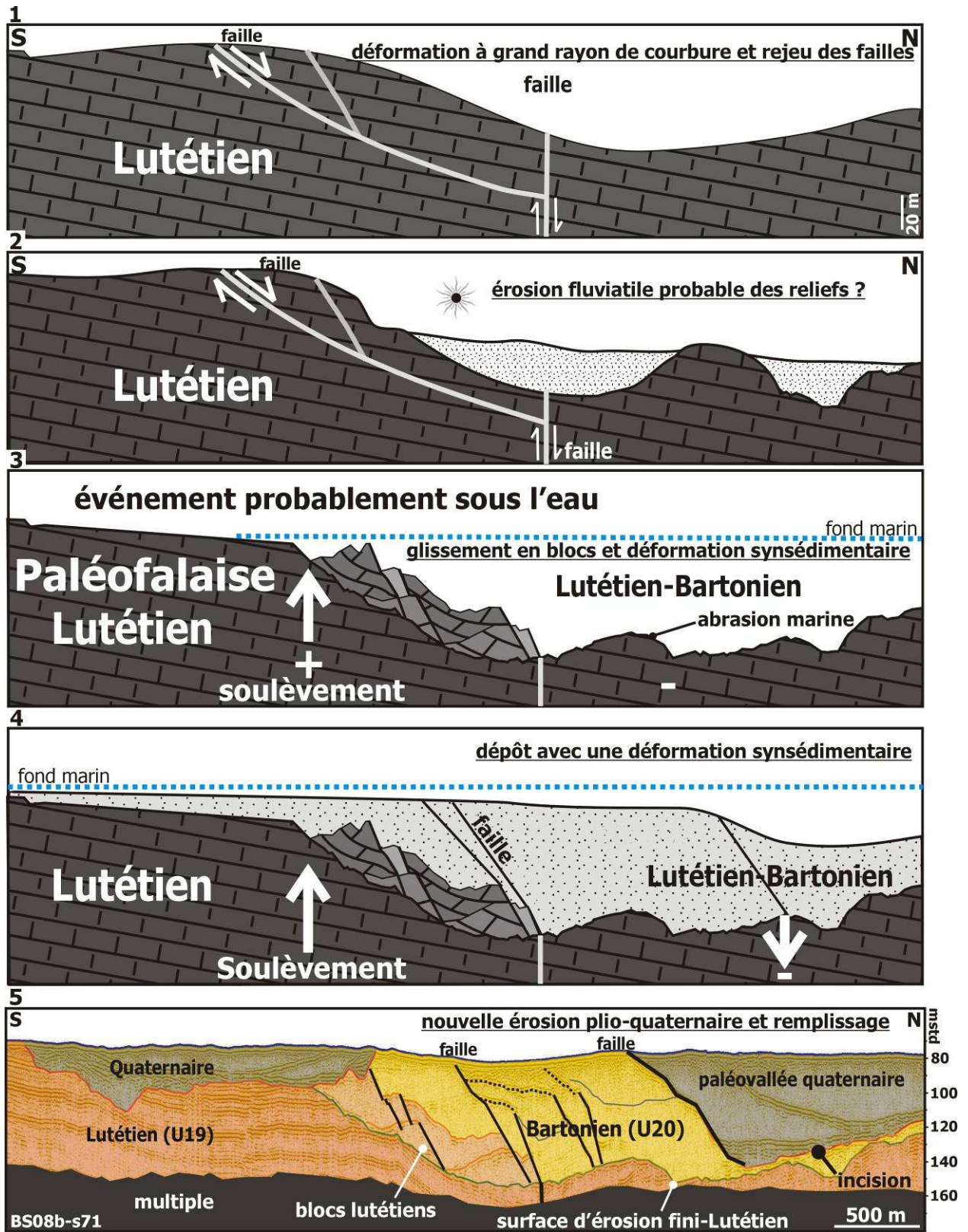


Figure 1.74 : Les différentes étapes de l'évolution structurale tertiaire de la baie de Seine à partir du profil sismique BS08b-s71 d'orientation SW-NE, au large du Cotentin.

**Partie 2 : PALÉOVALLÉES
PÉRIGLACIAIRES
PLIO-QUATERNAIRES
DE LA BAIE DE SEINE**

1 Paléovallées périglaciaires plio-quaternaires de la baie de Seine : bilan des connaissances

Ce premier chapitre est une synthèse bibliographique succincte sur les paléovallées périglaciaires plio-quaternaires et en particulier sur les travaux réalisés à terre ou en mer concernant la vallée de la Seine, de la Normandie aux fosses du Nord Cotentin.

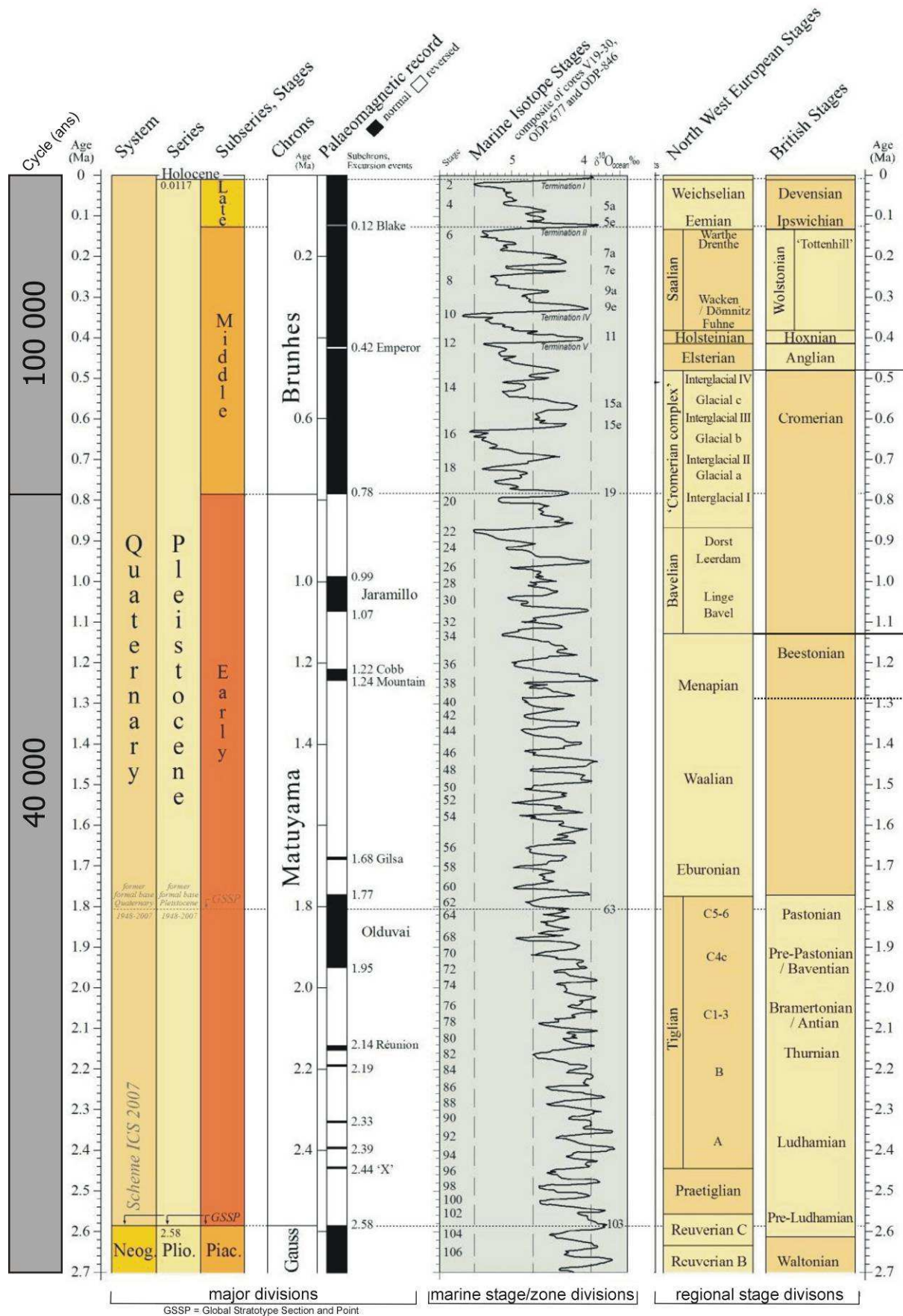


Tableau 2.1 : Chronostratigraphie plio-quaternaire du Nord de l'Europe et variations du $\delta^{18}\text{O}$ (d'après Gibbard & Cohen, 2008, modifié).

1.1 Singularités de la période Plio-Quaternaire

L'histoire des fleuves plio-quaternaires de l'Europe du Nord ne peut pas être comprise, sans aborder les variations climatiques plio-quaternaires et les alternances de phases glaciaires et interglaciaires.

Le Quaternaire représente l'unité stratigraphique la plus citée dans la littérature scientifique (Voisin, 2010). La limite Pliocène/Pléistocène a été l'objet d'un demi-siècle de discussions (Gradstein *et al.*, 2004 ; Gibbard & Kolfschoten, 2005 ; Gibbard & Head, 2009). Le Quaternaire a même été dernièrement supprimé dans l'échelle stratigraphique proposée par Gradstein *et al.* (2004), puis rétabli comme étant le système/période le plus récent du Cénozoïque, dans l'échelle stratigraphique. En 2009, la Commission de Stratigraphie (ICS) a fixé cette limite plio-quaternaire à 2,588 Ma, correspondant à peu près, à la limite des magnétochrones Gauss/Matuyama (Tableau 2.1).

Le Quaternaire est composé du Pléistocène (de 2,58 Ma jusqu'à 11,7 ka ; ka = kilo-années = 1 000 ans), puis de l'Holocène, entre 11,7 ka B.P. (Before Present = 1950) jusqu'à l'Actuel (Walker *et al.*, 2009). Le Pléistocène est subdivisé en Pléistocène inférieur, moyen et récent (Tableau 2.1) qui ont une durée respective décroissante, de l'ordre de 1,8 Ma pour le Pléistocène inférieur, de 0,78 Ma pour le Pléistocène moyen, et de 120 ka pour le Pléistocène supérieur. Les limites des différents étages du Quaternaire sont également variables selon les régions.

Durant cette période, des facteurs internes (noyau, manteau) et externes (cycles astronomiques, rayonnement solaire) se sont traduits par des marqueurs physiques, chimiques et biologiques qui ont été enregistrés de manière presque continue par les sédiments ou par la glace. Actuellement, l'effet de paramètres internes sur le climat, tels que l'intensité du champ magnétique terrestre ou les phénomènes d'accrétion et de subduction n'est pas encore bien établi. Par contre, les facteurs externes et, en particulier les cycles astronomiques (connus comme la théorie de Milankovitch) sont considérés comme ayant eu une grande influence sur le climat (Lambeck *et al.*, 2002). Ces cycles auraient aussi une influence sur certains facteurs internes, comme le champ magnétique terrestre (Yamazaki & Oda, 2002, 2005). Il est généralement admis qu'une des conséquences majeures des cycles astronomiques est de faire varier l'insolation sur la surface terrestre. Cette variation d'insolation (considérée par convention à 65°N) est responsable de l'augmentation ou de la réduction des calottes glaciaires aux pôles et induirait, entre autres, une fluctuation des rivages marins par l'intermédiaire d'une variation du niveau moyen des océans, des modifications de la composition isotopique des océans, et par conséquent une variation de la distribution des faunes et microfaunes marines. Bien que les maxima d'insolation ne coïncident pas parfaitement avec les maxima interglaciaires (Karner & Muller, 2000), la théorie de Milankovitch est aujourd'hui une hypothèse astronomique acceptée par la communauté scientifique, pour expliquer les relations entre le climat et les fluctuations du niveau marin (Kim *et al.*, 1998).

1.1.1 Variations astronomiques

La combinaison de trois phénomènes astronomiques cycliques a été formalisée par Milankovitch, géophysicien yougoslave, dans les années 1920 (Abreu & Anderson, 1998). Cette théorie explique que le flux solaire reçu en un lieu donné et à un moment précis de l'année fluctue au cours de différentes périodes. La répartition de l'énergie solaire à la surface de la Terre est déterminée par des variations de l'orbite terrestre autour du Soleil. La théorie de Milankovitch distingue ainsi trois types de périodicité (Figure 2.1) :

- l'excentricité (Figure 2.1) de la trajectoire de la Terre autour du Soleil. Elle varie au cours d'un pseudo-cycle de 100 ka, entre 0,0005 et 0,0607 (valeur actuelle = 0,0167). En conséquence, l'orbite terrestre varie d'une orbite presque circulaire à une orbite très elliptique. L'augmentation de l'excentricité de l'orbite a pour conséquence de réduire et d'intensifier les périodes hivernales et estivales (en réduisant les printemps et les automnes) ;

- l'obliquité ou inclinaison qui est l'angle entre l'axe de rotation de la Terre avec celui de la perpendiculaire au plan de l'orbite terrestre (Figure 2.1). Il est actuellement de $23^{\circ}27'$ par rapport à la normale de l'écliptique. L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre présente des variations comprises entre $22^{\circ}02'$ et $24^{\circ}30'$ et une période de 41 000 ans. Cet angle détermine le contraste saisonnier et la température moyenne des saisons. Lors des périodes glaciaires, sa valeur devient minimale ; les zones polaires reçoivent moins d'énergie solaire qu'au cours des périodes interglaciaires ;

- la précession des équinoxes dépend principalement de la précession de l'axe de rotation de la Terre et de la précession de l'orbite terrestre. En conséquence, l'axe de rotation de la Terre dessine dans l'espace, un cône au cours de deux cycles de 19 ka et 23 ka, entraînant une variation des insolation saisonnières.

La combinaison de ces trois paramètres cycliques entraîne des variations complexes de l'insolation. Elle permet d'expliquer et d'interpréter les glaciations quaternaires et les variations du niveau marin associées, en prenant comme référence les variations de l'insolation à 65°N . Ces trois périodicités se retrouvent dans les périodes glaciaires et interglaciaires quaternaires, mais la périodicité de 100 ka semble plus marquée. Par exemple, la périodicité des cycles climatiques glaciaires/interglaciaires, reconnue au Quaternaire, passant d'une périodicité de 41 ka (Pléistocène inférieur) à 100 et 20 ka (Pléistocène moyen et supérieur). Ce changement de cyclicité dans les cycles astronomiques de Milankovitch s'expliquerait par la mise en place de calottes de glace massives aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord. Cette transition commençant au début du Pléistocène moyen correspond à la Révolution du Pléistocène Moyen (MPR : *Middle Pleistocene Revolution*) proposée par Bassinot *et al.* (1994). L'excentricité n'apparaît donc pas comme le seul facteur déterminant, il est sans doute nécessaire de prendre également en compte l'ensemble des périodicités connues.

Au cours de la période Quaternaire, la Planète Terre a connu des alternances de périodes plus froides et des périodes plus tempérées, avec des températures proches de l'Actuel (phases interglaciaires). La compréhension de la naissance, de la croissance et du retrait des calottes glaciaires est fondamentale, car ces trois phénomènes impliquent

d'importantes variations océaniques. Nous présenterons ici deux types de fluctuations induites par des cycles glaciaires-interglaciaires : les variations climato-eustatiques et les variations de la composition isotopique de l'oxygène dans les océans. Ces deux fluctuations sont étroitement liées, car la composition isotopique des eaux océaniques dépend du volume des glaces stockées aux pôles et aux inlandsis et donc du volume d'eau présent dans les océans.

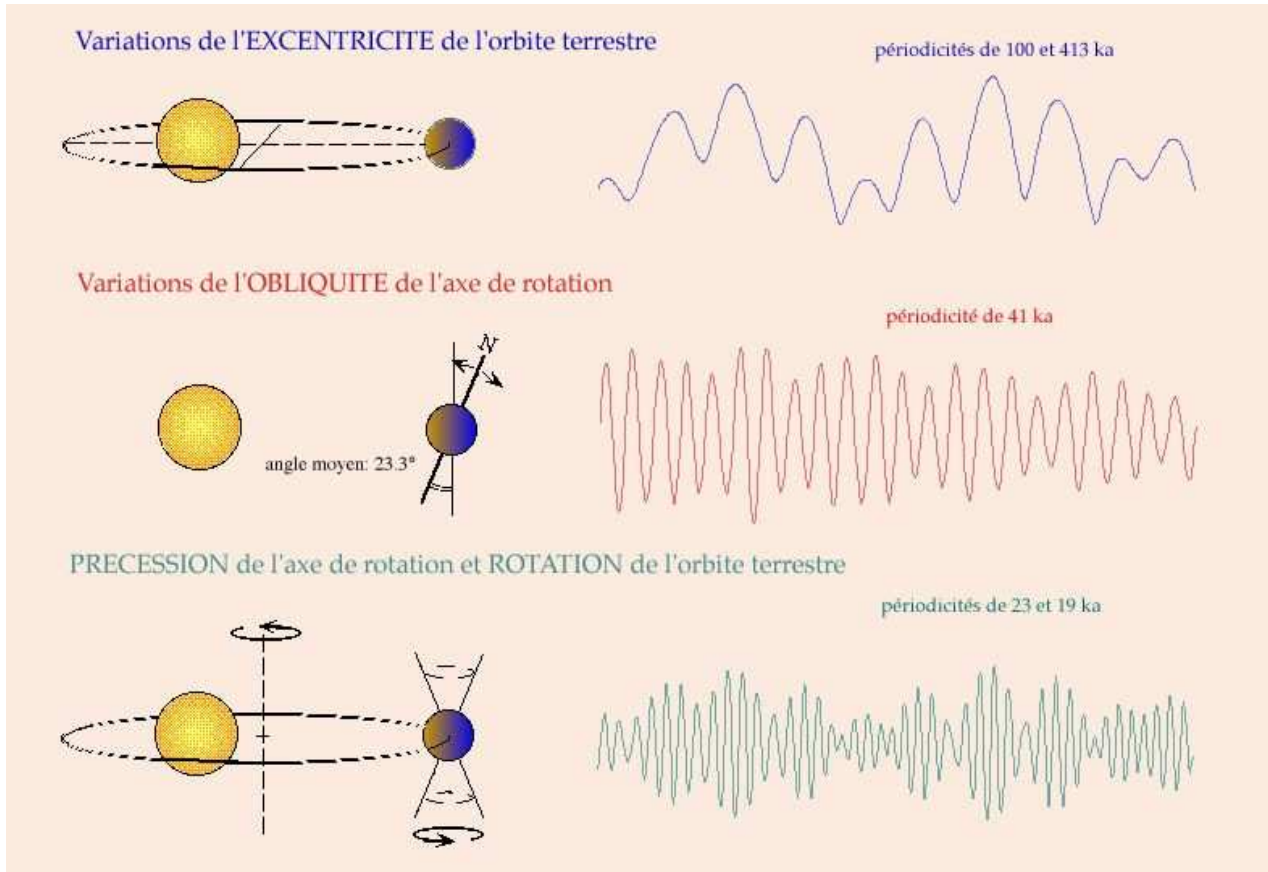


Figure 2.1 : Théorie astronomique du climat et évolution des paramètres orbitaux (excentricité, obliquité et précession, <http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOMquaternaire.xml>).

1.1.2 Variations eustatiques du niveau marin

Les variations eustatiques plio-quaternaires liées au changement du volume des eaux océaniques peuvent avoir des origines diverses résultant de variations du volume des calottes glaciaires (climato-eustatisme, Haq *et al.*, 1988 ; Hardenbol *et al.*, 1998) ou d'une modification de la morphologie des bassins océaniques (tectono-eustatisme). Au Quaternaire, il s'agit essentiellement de changements climato-eustatiques (Lambeck *et al.*, 2002). Au cours du Quaternaire, les océans jouent le rôle de réservoir pour la formation de la glace sur les continents, en particulier aux pôles Nord et Sud. Les oscillations du niveau marin s'expliquent par un stockage d'eau sous forme solide dans les calottes glaciaires et les glaciers (phase glaciaire), puis une fonte de ces eaux en domaine océanique (phase interglaciaire). Les variations eustatiques quaternaires correspondent donc, dans une très large mesure, aux variations des glaciations enregistrées dans les montagnes et les inlandsis. Il existe ainsi des phases de haut niveau marin (période chaude : phase ou stade interglaciaire) et des phases de bas niveau marin (période froide : phase ou stade glaciaire), entrecoupées de montées et de descentes eustatiques plus ou moins continues. Les variations sont extrêmement complexes : par exemple, à l'intérieur d'une phase de haut niveau marin (stade ou phase interglaciaire) se distinguent en réalité plusieurs phases de haut niveau relatif (interstade ou interphase) entrecoupées de phases de bas niveau relatif.

1.1.3 Variations isotopiques de l'oxygène

Le volume des eaux retenues sous forme de glaces peut être estimé d'après le rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des eaux océaniques, lui-même déduit à partir du rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ trouvé dans les organismes vivant dans ces eaux océaniques. Depuis les travaux d'Emiliani (1978), la mesure des isotopes stables de l'oxygène sur les foraminifères planctoniques ou benthiques recueillis dans les carottes sédimentaires océaniques ont donc renseigné sur les fluctuations thermiques des eaux océaniques. Shackleton (1987) a ensuite établi la corrélation entre ces variations de température des eaux océaniques et les variations dans le volume des calottes glaciaires, permettant ainsi d'établir une échelle chronologique des variations eustatiques au Pléistocène.

Dans le détail, deux mécanismes de fractionnement isotopique sont à prendre en compte, un premier entre les carbonates des tests d'animaux et les eaux océaniques et un second qui est en fonction des changements d'états de l'eau océanique. Dans les océans et en fonction de la température de l'eau, le O^{18} augmente avec l'augmentation du volume de la calotte glaciaire et le O^{16} s'évapore et stocké par suite sous forme de glace (Shackleton & Opdyke, 1973). L'oxygène possède deux isotopes stables, mais l'isotope ^{18}O est en quantité plus faible dans l'eau de mer, par rapport à l'isotope ^{16}O . Le rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'eau des océans est exprimé par rapport à une référence internationale ($\delta^{18}\text{O}$).

Le $\delta^{18}\text{O}$ mesuré dans les tests carbonatés et dans la glace caractérise le fractionnement isotopique de l'oxygène en fonction de la température de l'eau. Lors d'une évaporation,

il y a appauvrissement de la vapeur d'eau en ^{18}O , alors que les précipitations et la condensation favorisent au contraire un enrichissement relatif en ^{18}O . Durant une période froide, l'évaporation à la surface des océans est assez faible et concerne surtout les isotopes "légers" de l'oxygène (^{16}O) ; il y a alors appauvrissement en " isotopes lourds" (^{18}O). Les précipitations alimentent les glaces qui sont relativement enrichies en ^{16}O . Lors des périodes chaudes, l'évaporation des eaux océaniques augmente et la vapeur d'eau se trouve enrichie en " isotopes lourds" (^{18}O). Les précipitations alimentant les glaces sont enrichies en ^{18}O .

Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ ont pu être établies sur de très nombreuses carottes océaniques dont la chronologie a été déterminée par des datations radiométriques et des mesures magnétiques. On définit ainsi des stades isotopiques (S.I.) et des sous-stades isotopiques (S.S.I.) de l'oxygène. Les périodes à faible valeur de $\delta^{18}\text{O}$ indiquent une période chaude, avec la fonte des glaces et par conséquent une augmentation du niveau marin relatif. Dans un cycle climatique, elles correspondent à une période interglaciaire. Par convention, ces stades isotopiques sont désignés par un nombre impair. Il s'agit par exemple de la période actuelle de l'Holocène (S.I. 1). En revanche, les périodes à forte valeur de $\delta^{18}\text{O}$ indiquent une période froide, avec un accroissement du volume des glaces et une diminution du niveau marin relatif. Dans un cycle climatique, ils correspondent à une période glaciaire. Par convention, ces stades isotopiques sont désignés par un nombre pair. Les stades isotopiques enregistrent souvent une augmentation progressive du $\delta^{18}\text{O}$ et une baisse plus brutale.

Mais certaines phases interglaciaires ou glaciaires peuvent présenter des fluctuations mineures, comme le dernier interglaciaire (S.I. 5) constitué de trois hauts niveaux relatifs entrecoupés par deux bas niveaux relatifs. Les interstades sont nommés par des lettres (a, b, c, d, e) ou par des décimales (5.1, 5.2, 5.3).

Il n'est pas encore possible de paralléliser de manière parfaite les variations calculées par la théorie de Milankovitch, les variations eustatiques et les variations isotopiques pour une mêmes périodes (Lambeck *et al.*, 2002).

1.1.4 Glaciations quaternaires en Europe

Le climat plio-quaternaire est contrôlé par des alternances de phases glaciaires et interglaciaires (Labeyrie, 2006).

Le dernier million d'années (limite Pléistocène inférieur à moyen) a enregistré une dizaine de cycles climatiques d'une durée moyenne de 100 ka, mais dans le détail, leur durée et amplitude ont été variables. Par rapport au Pléistocène inférieur, la durée des cycles devient plus courte et les variations plus fortes.

Lors des glaciations plio-quaternaires, les glaces ont pu atteindre la latitude 42°N en Amérique et 52°N en Europe. La température baisse sur les continents enneigés durant quelques milliers d'années, puis au cours du réchauffement, l'inlandsis fond et les continents perdent leur couverture de glace, au rythme de 50.10^6 km^3 de glace en 10 ka, pour la dernière glaciation (Labeyrie, 2006). La présence ou la disparition d'une calotte glaciaire sur des inlandsis a joué le rôle d'un régulateur thermique en Europe et en Amérique du Nord, au cours du Quaternaire. Un bref résumé est présenté ici pour les grandes glaciations quaternaires en Europe du NW (Ehlers & Gibbard, 2007 ; Toucanne, 2008 ; Toucanne *et al.*, 2010).

En Europe du NW, les grandes phases climatiques quaternaires ont été historiquement définies dans les évolutions palynologiques des Pays-Bas, puis étendues à travers tout le continent européen. Le Pléistocène inférieur (entre 2,58 Ma et 780 ka) marque l'installation des premiers froids glaciaires, définissant l'étage nordique Prétiglien (~2.4 Ma, Zagwijn, 1986). Le climat se réchauffe ensuite, définissant l'étage Tiglien. Une dégradation climatique succède au Tiglien et se décompose en trois phases, d'abord froide (étage Éburonien), puis chaude (étage Waalien) et de nouveau froide (étage Ménapien, stade isotopique 34). L'étage Bavélien enregistre ensuite plusieurs fluctuations climatiques. L'étage Cromérien marque la fin du Pléistocène inférieur et se poursuit au Pléistocène moyen. L'amplitude des fluctuations de la courbe ^{18}O augmente et passe à une fréquence de 100 Ka. Il débute par une phase interglaciaire de réchauffement qui dure environ 50 ka. Ce complexe cromérien (Tableau 2.1) est caractérisée par trois interglaciaires (I, II, III et IV) et deux glaciations (a, b et c) Laban & Van den Meer, 2004). Les stades glaciaires (a, b et c) cromérien sont représentés par la présence de deux calottes glaciaires séparées sur la Scandinavie et les Îles britanniques (Overeem *et al.*, 2001).

À l'Elstérien, les calottes scandinave et britannique finissent par se réunir (Figure 2.2) et atteindre le Nord de la Tamise (Angleterre, Bowen, 1999 ; Clark *et al.*, 2004 ; Pawley *et al.*, 2008), la Thuringe et la Saxe (Allemagne, Ehlers, 1996 ; Ehlers *et al.*, 2004). Cette réunion des calottes aura pour conséquence une réorganisation des réseaux de drainage des fleuves européens (Gibbard, 1988 ; Ehlers *et al.*, 2004). La glaciation elstérienne qui dure environ 350 ka est considérée comme la glaciation la plus importante du Pléistocène moyen (Ehlers & Gibbard, 2004). Elle est suivie d'un interglaciaire définissant l'étage Holsteinien, ou Mindel-Riss, dans la chronologie alpine.

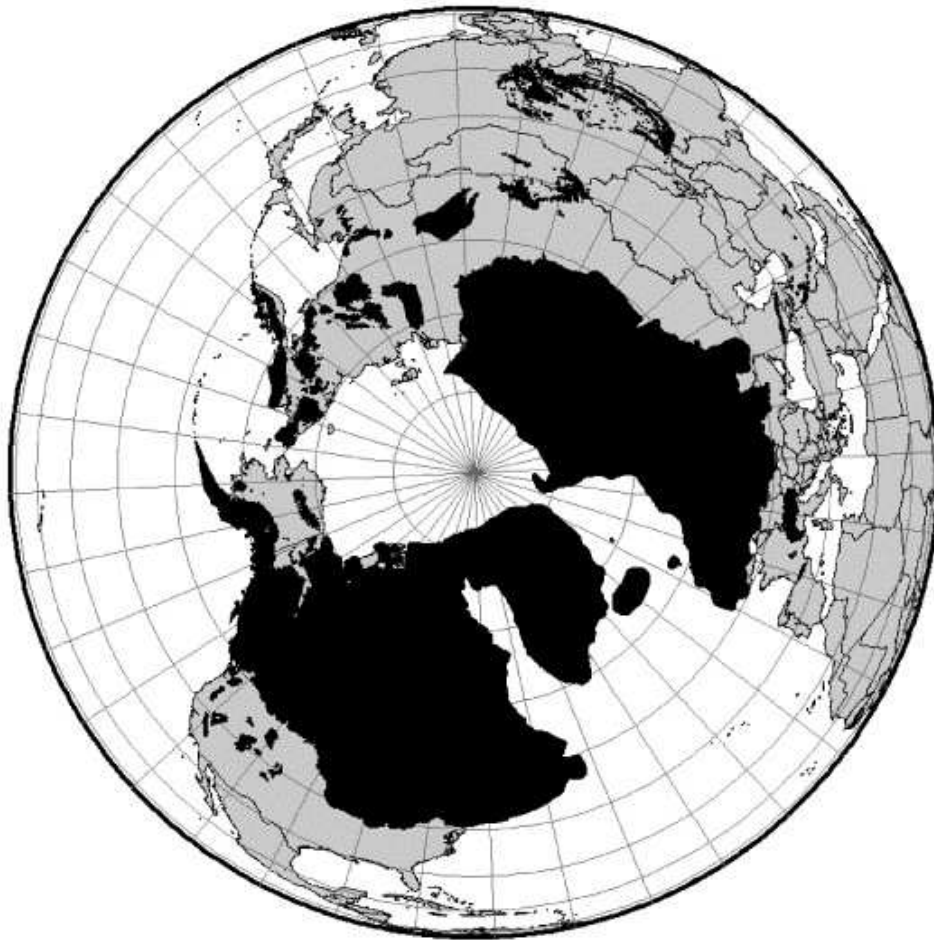


Figure 2.2 : Extension des calottes glaciaires elstériennes (en noir sur la figure) sur l'hémisphère Nord (Ehlers & Gibbard, 2004).

La fonte des glaces elstériennes serait à l'origine du débordement de l'axe anticlinal Weald-Artois et du Pas-de-Calais (Smith, 1985 ; Gibbard, 1988, 1995 ; Gupta *et al.*, 2007).

Une nouvelle glaciation définissant l'étage Saalien (Figure 2.3) intervient à la fin du Pléistocène moyen, sa durée est d'environ 100 ka et correspond à la glaciation du Riss alpin. Cette glaciation est envisagée comme l'une des plus intenses durant le Quaternaire (Ehlers & Gibbard, 2004), mais entrecoupée d'interstades de réchauffement. La calotte de glace saalienne recouvre une grande partie du Nord-Ouest de l'Europe et présente une extension géographique plus importante qu'à l'Elstérien (Sejrup *et al.*, 2000 ; Ehlers *et al.*, 2004 ; Laban & Van den Meer, 2004 ; Clark *et al.*, 2004 ; Carr, 2004 ; Winsemann *et al.*, 2007 in Toucanne, 2008).

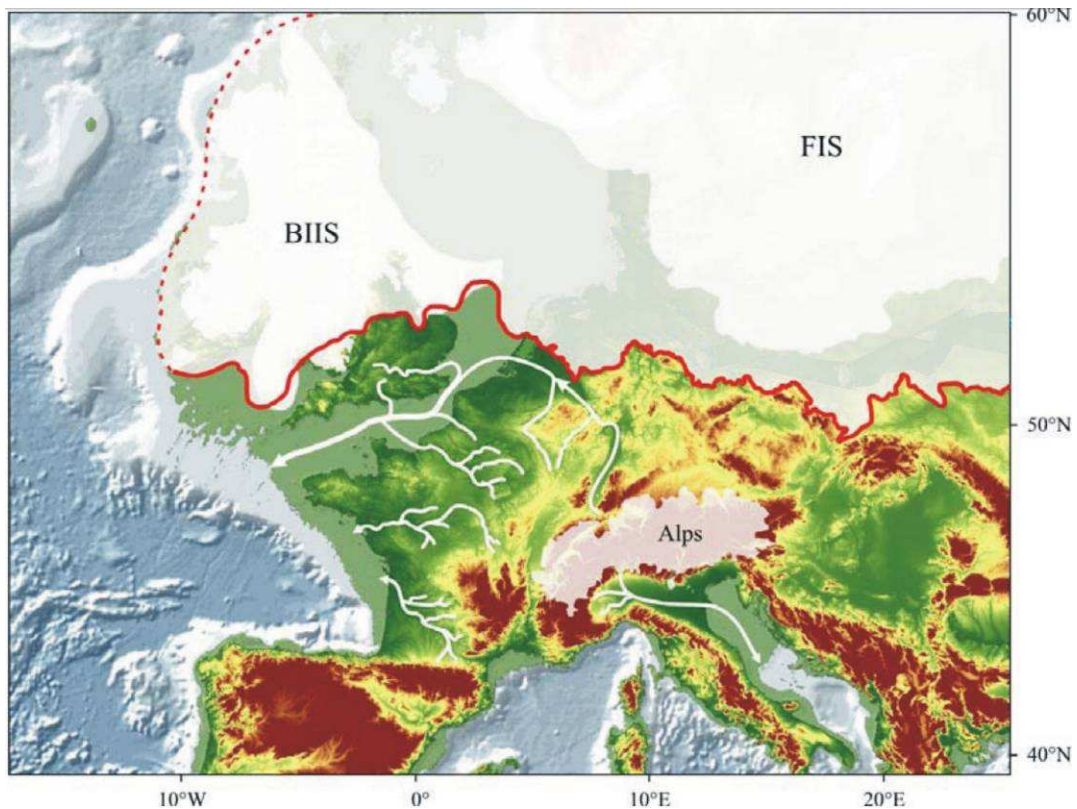


Figure 2.3 : Extension maximale des calottes glaciaires britannique (BIIS) et fennoscandinave (FIS) réunies au Saalien (Gibbard, 1988 ; Ehlers *et al.*, 2004 in Toucanne, 2008).

Le Pléistocène supérieur débute par une période de réchauffement climatique définissant l'étage interglaciaire Éémien (entre 130 et 110 ka, stade isotopique 5e) ou l'interglaciaire alpin Riss-Würm. Il correspond à des dépôts marins à faunes de mollusques de climat plus tempéré que l'Actuel, en Hollande (Rognon & Miskovsky, 2002).

Enfin, la dernière glaciation reconnue en Europe définit l'étage glaciaire Weichsélien (ou Würm alpin) (Figure 2.4). Cette glaciation est l'une des plus étudiées. Dans le détail, elle apparaît saccadée, avec une succession de stades froids et d'interstades chauds. Le maximum de froid et d'aridité de cette phase glaciaire intervient vers 25 ka caractérisant le Pléniglaciaire (stades isotopiques 4 à 2c), qui est également enregistré dans les lœss d'Europe du NW (Lautridou, 1985). La glaciation weichsélienne se termine vers 12,5 ka, avec le Tardiglaciaire, précédant l'interglaciaire actuel de Holocène. D'après la position des moraines laissées par cette dernière glaciation weichsélienne, les inlandsis s'arrêtent aux latitudes 52°30 N en Europe et 42° N en Amérique du Nord. Au Sud du fleuve Manche, des Pyrénées aux Carpates, soit une bande de près de 800 km de largeur, un climat froid et sec, périglaciaire prédomine toute l'année, avec une végétation de type steppe accueillant de grands mammifères herbivores (Labeyrie, 2006).

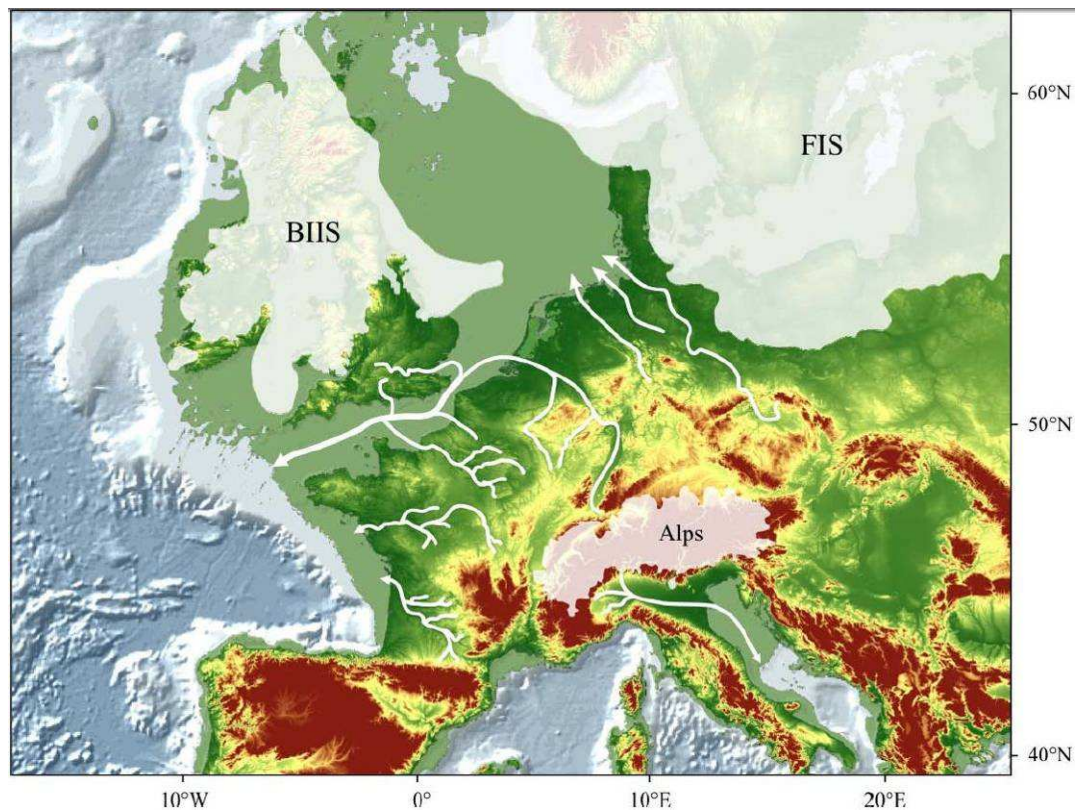


Figure 2.4 : Extension maximale des calottes de glace européennes lors du dernier maximum glaciaire weichsélien (25-20 ka) (Elhers et Gibbard, 2004 *in* Toucanne *et al.*, 2010).

Durant chaque phase glaciaire, définissant les étages Nord européens Prétigien, Éburonien Ménapien, Elsterien, Saalien et Weichsélien (Tableau 2.1), des volumes d'eau sont immobilisés dans ces calottes polaires, provoquant une importante chute du niveau marin (glacio-eustatisme). Au contraire, durant les phases interglaciaires définissant les étages Nord européens du Tiglien, Waalien, Cromérien, Holsteinien, Émien et Holocène, la fonte des glaces restitue ce volume d'eau liquide au domaine océanique provoquant une importante montée du niveau marin (glacio-eustatisme).

Pendant les glaciations quaternaires et dans le secteur de la mer de la Manche, le niveau de la mer peut descendre à -110 m (par rapport au 0 des cartes marines), au niveau du rebord des fosses (NE du Cotentin) de la Manche (Lautridou *et al.*, 1999a) et découvrir ainsi la totalité du plateau continental (voir paragraphe I.2.2). Lors de ces périodes de bas niveau marin, la ligne de rivage se situe à l'Ouest de la Fosse Centrale dans laquelle des séquences de type delta-lacustre sont observées (Lericolais, 1997 ; Lericolais *et al.*, 2003).

Les bas niveaux marins pléistocènes (Prétigien, Éburonien, Ménapien, Elstérien, Saalien et Weichsélien) ont donc favorisé la mise en place du fleuve Manche. Ce dernier devient plus important durant les dernières glaciations du Pléistocène (Gibbard, 1988 ; Toucanne, 2008, Toucanne *et al.*, 2010), car le fleuve Manche constitue le seul exutoire des fleuves d'Europe centrale et du Nord (Gibbard, 1988). Le Pléniglaciaire (environ 25 000 ans B.P.) définit le niveau marin le plus bas (environ -130 mètres). En revanche,

durant l'interglaciaire Éémien, le niveau marin relatif est estimé à environ 5 à 6 m au-dessus du rivage actuel, l'extension géographique des calottes glaciaires étant proche de celle d'aujourd'hui (Van Vliet-Lanoë, 2007).

Le fleuve Manche draine les fleuves et les rivières du Sud de l'Angleterre (Avon, Solent) et du Nord-Ouest de la France (Somme, Seine) (Graindor, 1964 ; Larssonneur, 1971 ; Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980, 1982 ; Smith, 1985 ; Gibbard, 1988 ; Lericolais, 1997 ; Lautridou *et al.*, 1999b ; Antoine *et al.*, 2003). Lors du dernier maximum glaciaire (~22 ka). Toucanne (2008) propose un débit solide du fleuve Manche proche du débit actuel du fleuve MacKenzie (Canada), soit environ 2710^6 t.an^{-1} et jusqu'à $13010^6 \text{ t.an}^{-1}$, entre 18 et 17 ka.

Plusieurs auteurs (Gibbard, 1995 ; Meijer & Preece, 1995 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2000a) ont également établi que le détroit du Pas-de-Calais a été à plusieurs reprises ouvert ou fermé durant tout le Plio-Quaternaire. Si son ouverture en période de bas niveau marin reste discuté (Bridgland & D'Olier, 1995 ; Bridgland, 2002), le débordement d'un lac glaciaire semble faire l'unanimité (Smith, 1985 ; Gibbard, 2007 ; Gupta *et al.*, 2007).

1.1.5 Domaine périglaciaire

Le terme "périglaciaire" a été introduit pour la première fois par Lozinski, en 1909, désignant les zones soumises aux effets du froid, autour des glaciers. Ce terme a été ensuite généralisé aux régions où l'action du gel constitue le processus dominant (Lautridou *in* Miskovsky, 2002). Les domaines périglaciaires sont des environnements où l'action du gel et du dégel est dominante, induisant des modifications dans la morphologie des sols et dans les paysages (Evans, 1994).

En milieu périglaciaire ou/et glaciaire, les systèmes fluviaux présentent un réseau hydrographique semblable à celui de la Léna, en Sibérie (Gautier & Costard, 2000) ou à la Sagavanirktok, dans le Nord de l'Alaska (Bridge, 2006).

Ces systèmes fluviaux se caractérisent par un réseau de drainage avec des chenaux multiples et larges, séparés par de vastes îles. Ces systèmes fluviaux sont désignés sous les termes de chenaux en tresses (*braided river*) lorsque la sinuosité est faible (<1,5) et de chenaux anastomosés lorsque la sinuosité des chenaux multiples dépasse 1,5. Il faut admettre que la distinction entre ces deux styles fluviaux, en tresses et anastomosés, reste délicate à établir.

Les milieux tempérés quant à eux sont généralement caractérisés par des systèmes fluviaux à réseau hydrographique droit ou méandrique (Blum & Törnqvist, 2000).

Au cours des alternances de cycles interglaciaires-glaciaires quaternaires, les styles fluviaux évoluent de réseaux droits ou méandriques vers des réseaux en tresses (Bridge, 2006). Toutefois, la figure 2.5 (Bridge, 2006) présente la coexistence de chenaux décrits comme méandriques et de chenaux en tresses, attestant que l'architecture fluviale n'est pas toujours identique sous un même climat.



Figure 2.5 : Photographie du Sagavanirktok, Nord de l'Alaska (USA), un système fluvial périglaciaire (in Bridge, 2006).

Les fleuves périglaciaires demeurent actifs durant une courte période allant du printemps au début de l'été, mais mobilisent une quantité considérable de matériel alluvial.

Lors des périodes interglaciaires, les calottes glaciaires ont un volume minimal et le niveau marin est proche du niveau actuel. Au cours de la phase de glaciation, le volume des calottes de glaces devient important et le niveau marin peut alors descendre jusqu'à une profondeur de -120 m sous le niveau actuel.

Les fleuves et les rivières sont très sensibles aux variations du niveau marin (Schumm, 1977 ; Miall, 1996). Le niveau de base des cours d'eau (ou la pente du cours d'eau) est modifié, soit par érosion (lors de la baisse du niveau marin), soit par aggradation (lors de la remontée de la mer) (Posamentier & Vail, 1988). L'aggradation de matériaux fluvial constitue les nappes alluviales.

L'ensemble des cours d'eaux tend à approfondir leur lit pour atteindre leur profil d'équilibre (Figure 2.6). Cette érosion qui affecte leur les lits des fleuves et les rivières est nommée érosion verticale (Figure 2.6, B, C). Cette dernière est une incision fluviale dépendant de plusieurs paramètres (lithologie, fracturation, débit liquide et flux sédimentaires). L'érosion linéaire s'oppose à l'érosion qui peut s'effectuer latéralement, et appelée érosion latérale (Ferry, 2010) (Figure 2.6, B).

L'enfoncement des cours d'eau n'atteint pas toujours la ligne du rivage. En conséquence une érosion régressive se développe (Figure 2.6, A), depuis le point le plus bas à l'aval, avant de remonter peu à peu, vers l'amont du profil. Cette érosion rétrogradante provoque une rupture de pente (*knickpoint*, Gardner, 1983 ; Holbrook & Schumm, 1999).

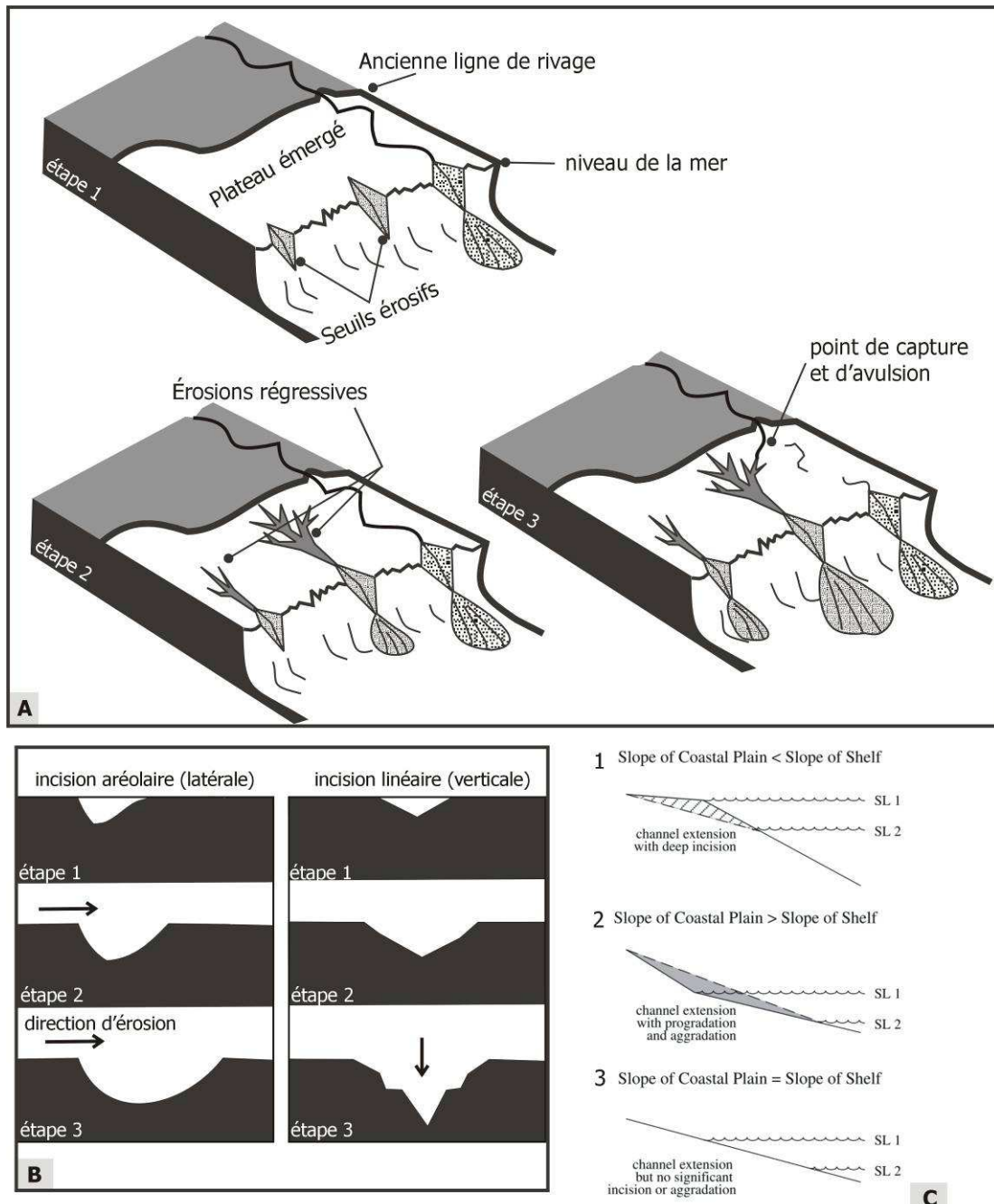


Figure 2.6 : Réponses des fleuves aux variations eustatiques. (A) Évolution de l'érosion régressive (Wescott, 1993) (B) Évolution de l'érosion verticale et latérale (C) Modèle de réponse fluviale et régularisation de la pente de la plate-forme, lors d'une chute du niveau marin (Blum & Törnqvist, 2000).

La succession de périodes froides et de périodes interglaciaires quaternaires entraîne des processus d'érosion et de dépôt aboutissant à la formation de terrasses fluviales. Les terrasses fluviales sont d'anciens dépôts fluviaux abandonnés après l'encaissement de la rivière dans son substratum. Une terrasse est formée de matériaux alluviaux reposant sur une surface d'incision. On distingue en général deux systèmes de terrasses alluviales : les terrasses emboîtées de comblement ou d'aggradation et les terrasses érosives ou terrasses étagées (Figure 2.7).

Les terrasses emboîtées sont représentées par un remplissage sédimentaire important. Elles sont caractérisées par des talus qui sont taillés dans les matériaux fluviaux préexistants. Les nappes sont organisées dans une série stratigraphique normale.

Les terrasses étagées sont caractérisées par une importante incision qui se poursuit dans le substratum. Elles sont représentées par des nappes perchées les unes par rapport aux autres. Contrairement à l'emboîtement, les terrasses le plus ancien occupe la position topographique la plus élevée. Parfois, les nappes alluviales sont complètement érodées et seule des replats (ou paliers) d'érosion sont préservés.

Une terrasse représente donc un stade de la position du cours d'eau (Figure 1.7). Mais, lorsque les dépôts fluviaux ont complètement disparu, seul un replat d'érosion est préservé dans la morphologie. Les replats d'érosion ou paliers d'érosion représentent d'anciennes positions du lit du fleuve ou de la rivière. En effet, quand ce fleuve ou rivière reprend son incision verticale, elle s'enfonce dans ses dépôts alluviaux, laissant des replats d'érosion. Ces derniers peuvent avoir préservés des témoins d'anciennes nappes alluviales (Tricart, 1947) (Figure 2.8).

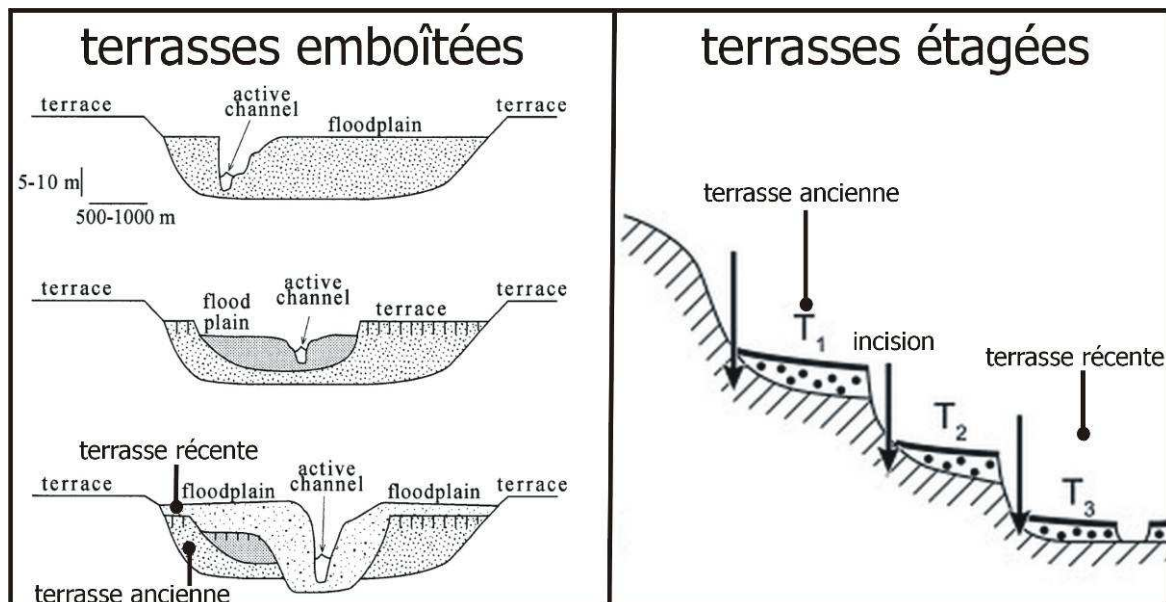


Figure 2.7 : La géométrie des systèmes de terrasses fluviales : système emboîtées (Blum & Törnqvist, 2000) et terrasses étagées (Lewin & Gibbard, 2010)

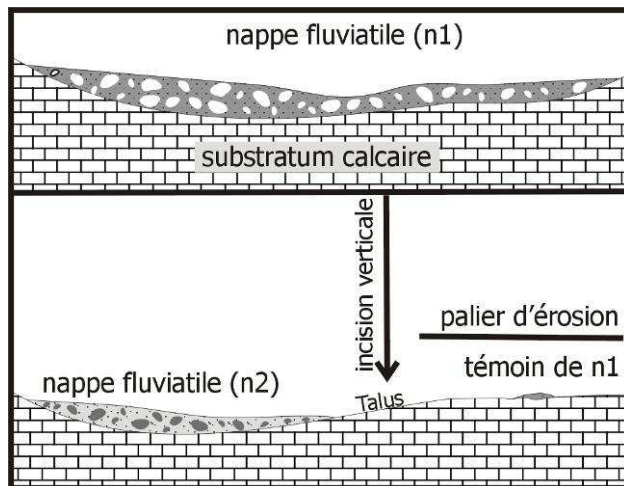


Figure 2.8 : Schéma simplifié illustrant l'érosion d'une nappe ancienne (n1) et la formation d'un palier d'érosion puis la mise en place d'une nouvelle nappe fluviatile (n2).

Ces différentes géométries alluviales peuvent se retrouver dans une même vallée, soit d'amont en aval (exemple du Rhin, Europe de l'Ouest et centrale), soit entre des dépôts d'âges différents (exemple Dniestr, Europe de l'Est) (Bridgland *et al.*, 2009).

D'autres dépôts périglaciaires existent, avec les dépôts sédimentaires gravitaires de pente, de type *heads* qui correspondent à des blocs anguleux hétérométriques formés de roches locales et noyés dans une matrice d'éléments fins (Lautridou, 1985). Le Nord Cotentin (la Hague) fournit un exemple remarquable d'un dépôt de *head* d'une épaisseur de 20 mètres (Dangeard, 1951). Les grèzes litées correspondent à des dépôts de pente moins grossiers. Ils sont stratifiés et composés d'éléments anguleux dont la taille ne dépasse pas celle des graviers, selon la définition de Guillien (1964). Mais, les dépôts périglaciaires les plus étendus sont les sables et limons d'origine éolienne, les loess. Durant les périodes sèches et froides, le vent souffle sur des lits fluviatiles asséchés et transporte des matériaux alluvionnaires fins et secs à l'origine des loess déposés, sur toute la France septentrionale (Bretagne, Normandie et Picardie), le Bassin parisien, (Lautridou & Sommé, 1974 ; Sommé *et al.*, 1980 ; Lautridou, 1985 ; Antoine *et al.*, 1998, 2000 ; Lautridou *et al.*, 2000), mais également en Europe du Nord (Sud-Est des Îles britanniques : Murton et Lautridou, 2003 ; Allemagne : Moine *et al.*, 2008 ; Pays-Bas : Kasse *et al.*, 2007) et Europe centrale (Hongrie : Ujvari *et al.*, 2008). Ces loess se déposent sous la forme d'une couverture continue sur les plateaux et sur les versants (Antoine, 1988 ; Antoine, 2002 ; Antoine & Lautridou, 2003), dans des environnements périglaciaires (Figure 2.9).

En Normandie, l'origine de ces matériaux terrigènes fins éoliens est à rechercher sur les fonds émergés de la mer de la Manche où soufflaient des vents de Nord-Ouest et d'Ouest (Lautridou, 1985 ; Lautridou *et al.*, 2000). Les loess les plus épais et les mieux conservés sont surtout datés du Weichsélien et plus précisément du dernier maximum glaciaire (entre 22-20 et 16-15 Ka BP, Antoine *et al.*, 1999). Ils décrivent la dernière période froide débutant par un remaniement d'altérites ou de gelifracts. Au Sud de Caen, ces loess sont séparés par un sol noir. Dans un tel contexte de dénudation périglaciaire, il subsiste peu de loess anté-weichséliens, selon Lautridou *et al.* (2000).

Les loëss recouvrent la majeure partie des graviers fluviatiles, colmatant les vallées fluviatiles de la Somme, Seine, Orne,..., à la fin du Pléniglaciaire supérieur (Weichsélien moyen) (Antoine *et al.*, 1998 ; Antoine *et al.*, 2002).

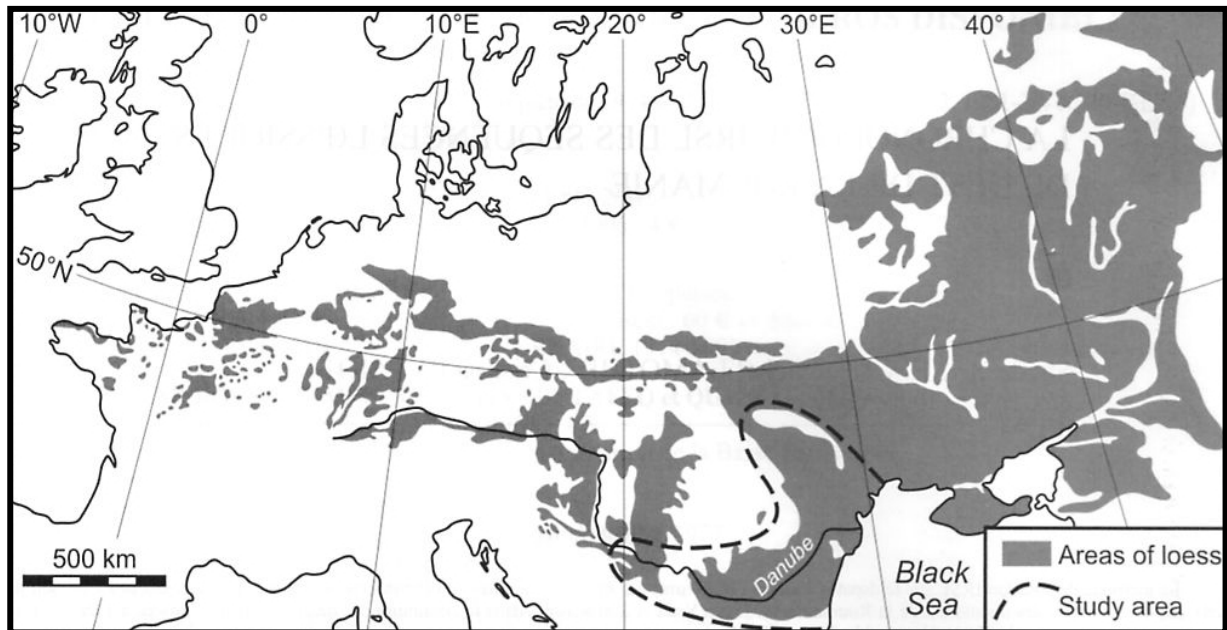


Figure 2.9 : Localisation des dépôts de loëss sur l'Europe (Flint, 1971 in Balescu *et al.*, 2010).

1.2 Terrasses fluviatiles et origines de leur étagement

Les fleuves et rivières sont particulièrement sensibles aux variations climatiques (Figure 2.10) et/ou tectoniques quaternaires. La morphologie des terrasses fluviatiles varie selon de leur localisation géographique et la zonation climatique Bridgland, *et al.*, (2009).

Les terrasses fluviatiles sont décrites dans la plupart des fleuves du monde. Les systèmes de terrasses plus anciennes sont datés du Pléistocène moyen et supérieur, voire du Pléistocène inférieur, Pliocène ou même Miocène (Bridgland, *et al.*, 2009). Mais, l'origine climatique ou tectonique de l'étagement des terrasses est toujours débattue (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1997 ; Antoine, *et al.*, 1998 ; Bridgland, *et al.*, 2009...).

1.2.1 Origine climatique de l'étagement des terrasses

L'origine climatique de l'étagement des terrasses fluviatiles est une théorie ancienne (Zeuner, 1945 ; Bourdier, 1969). Un grand nombre de datations radiochronologiques

dans les terrasses ont permis de retrouver des cycles de 100 ka pour les terrasses du Pléistocène moyen et supérieur. Les incisions fluviales apparaissent comme une conséquence des forçages climato-eustatique. L'incision peut être rapportée à la transition glaciaire-interglaciaire et à la transition interglaciaire-glaciaire (Figure 2.10). Toutefois, certains fleuves ont conservé plus de terrasses, par période de 100 ka, ce qui s'expliquerait par :

- une incision du substratum à la fois au début et à la fin d'une glaciation (Figure 2.10) (Vandenberghe, 2008 ; Bridgland, 2000). C'est le cas de la Solent et la Tamise, en Angleterre (Westaway *et al.*, 2006) ou de la Meuse, en France (Westaway, 2002) (Figure 2.11) ;
- une réponse à des fluctuations climatiques secondaires (Bridgland, *et al.*, 2009), comme pour la Somme (Figure 2.11) et l'Yonne (Antoine, 1994 ; Antoine *et al.*, 2000 ; 2007) en France.

Pour Bridgland, *et al.* (2009), la plupart des vallées présentant des terrasses supplémentaires seraient situées dans les bassins versants de l'océan Atlantique. Les fleuves très sensibles aux variations climatiques présentent une réponse plus rapide aux fluctuations climatiques. Les paléovallées du fleuve Manche et de ses affluents dont la paléoSeine démontrent au contraire que malgré leur position proche de l'Atlantique, le nombre des terrasses pour la durée du Pléistocène (entre 3 et 6 nappes décrites dans les fosses et dans la vallée de la Seine) reste inférieur à la préservation d'une terrasse enregistrée par intervalle de 100 k ans.

En revanche, d'autres vallées fluviales ont conservé moins de terrasses, par période de 100 ka. Dans ce cas, il est proposé que la vallée n'enregistre que les supercycles de Kukla* (2005) ou événements climatiques majeurs (Tableau 2.2). C'est par exemple, les cas des vallées de la Seine, en France (Antoine, *et al.*, 1998 ; Lautridou *et al.*, 1999b, 2003) et de la Svatka, en Tchéquie (Kukla, 1977 ; Bridgland & Westaway, 2008a, b). L'absence de terrasses fluviales, dans des zones de basse latitude (exemple Le Vaal, en Afrique du Sud (Figure 1.11), pourrait s'expliquer par l'absence de fluctuations climatiques glaciaires et interglaciaires (Büdel, 1977, 1982).

Les travaux récents de Veldkamp *et al.* (2007) sur les fleuves Le Tana (Kenya), la Prana, (Uruguay, Ubilla, 2004) ou l'Amazone (Latrubesse & Rancy, 2000 ; Westaway *et al.*, 2006) attestent l'existence de terrasses, sous les basses latitudes. L'hypothèse de la absence de terrasses ne sont pas formées en zone intertropical est donc fautive (Bridgland, *et al.* 2009). Le climat n'apparaît donc pas comme le seul paramètre contrôlant l'étagement des terrasses.

*Le supercycle de Kukla (Tableau 2.2, Kukla, 2005) est composé de plusieurs cycles glaciaires et il est limité par les interglaciaires reconnus de façon globale (exemples Eémien , Holocène...).

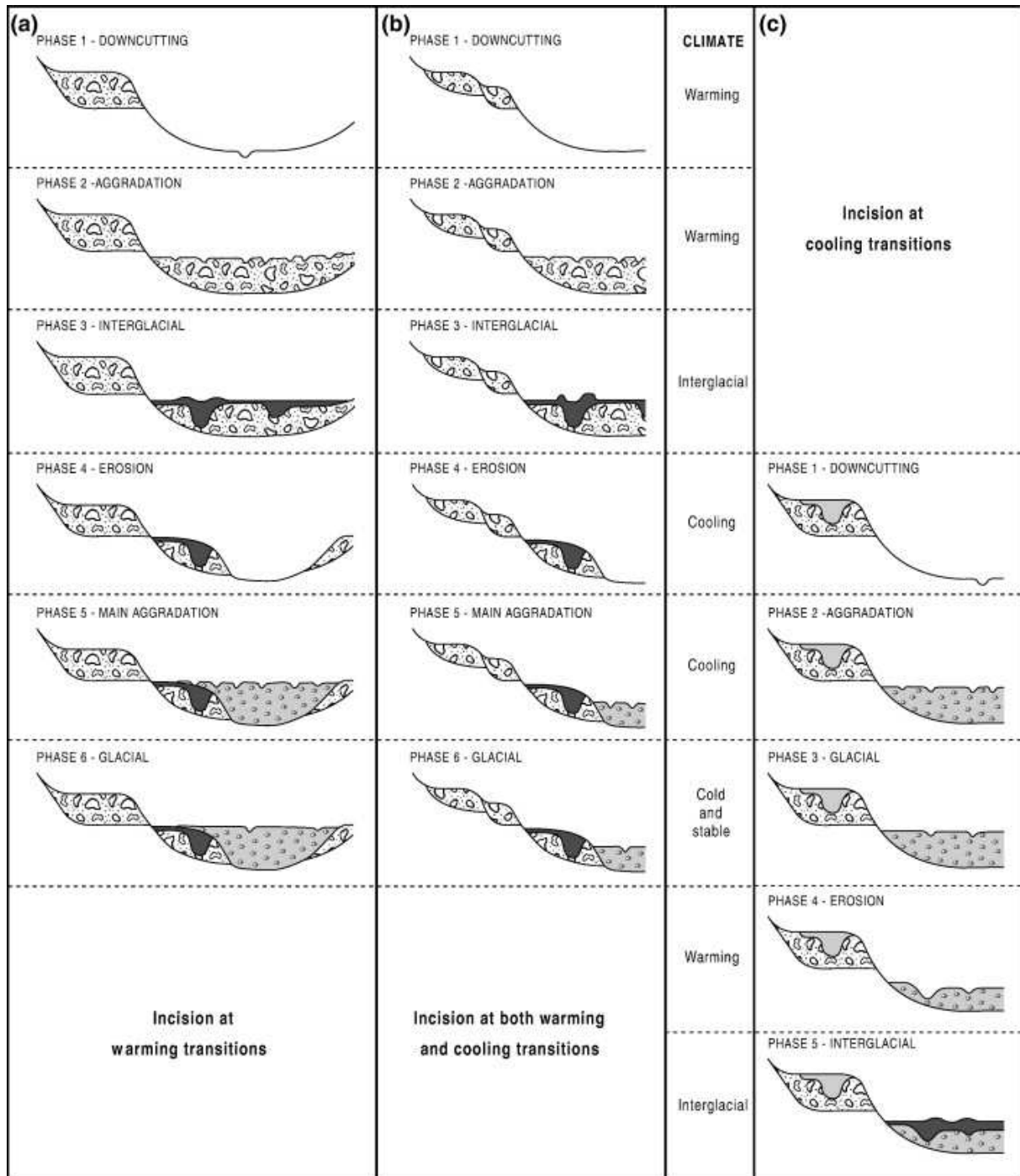
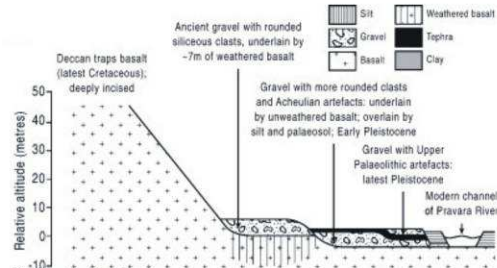


Figure 2.10 : Modèle de formation des terrasses en réponse aux forçages climatiques : (a) modèle de l'incision à la transition glaciaire-interglaciaire de Bridgland (2000), (b) modèle de l'incision à la fois à la transition glaciaire-interglaciaire et interglaciaire-glaciaire (Bridgland, 2006), (c) modèle de l'incision à la transition interglaciaire-glaciaire (Bridgland & Westaway, 2008).

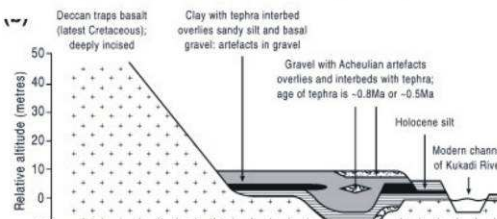
Tableau 2.2 : Supercycles des évènements climatiques majeurs de Kukla (2005)

	Age ka	Supercycle de Kukla	Stratigraphie Europe du Nord
Pléistocène supérieur	10	1	Holocène
	140	2	Weichsélien Éémien
Pléistocène moyen	750	3	Saalien Holsteinien
			Elstérien Cromérien
Pléistocène inférieur	2,58 ma	4	Bavélien Ménapien Waalien Éburonien Tiglien Prétiglien

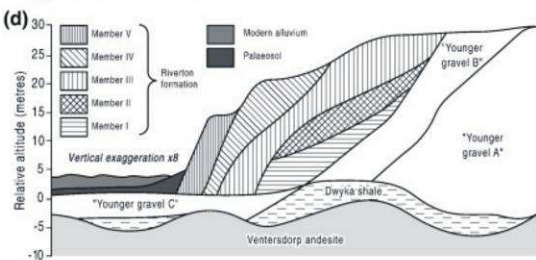
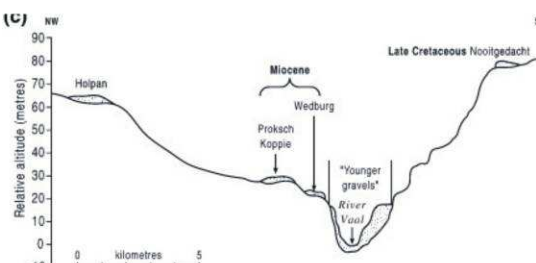
Paravara, Inde (Bridgland & Westaway, 2008a)



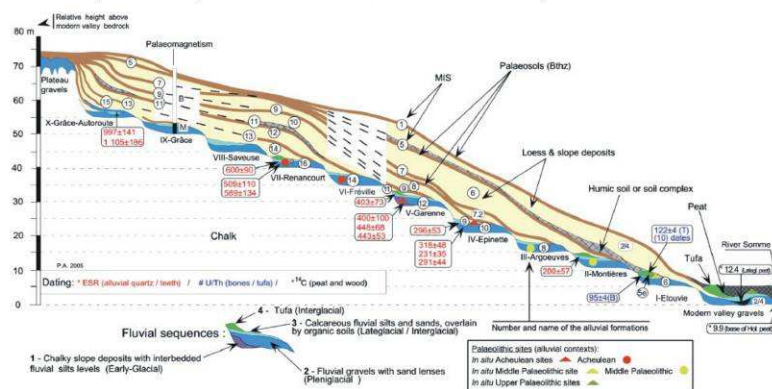
Kukadi, Inde (Bridgland & Westaway, 2008a)



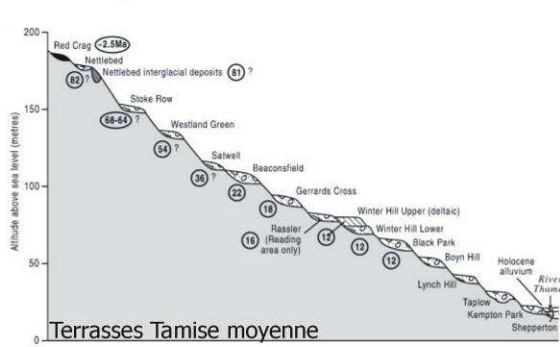
Vaal, Afrique du Sud (Bridgland & Westaway, 2008a)



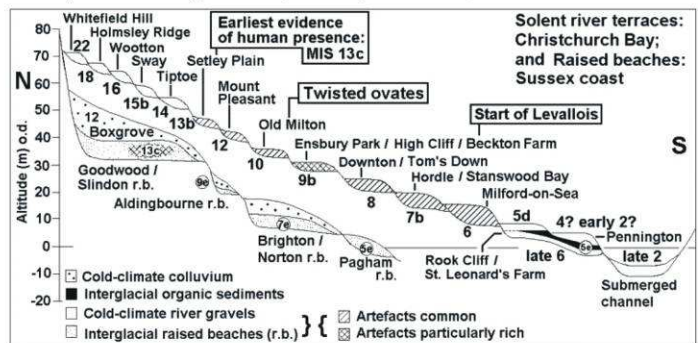
Somme, France (Antoine et al., 2000 ; Antoine et al., 2007)



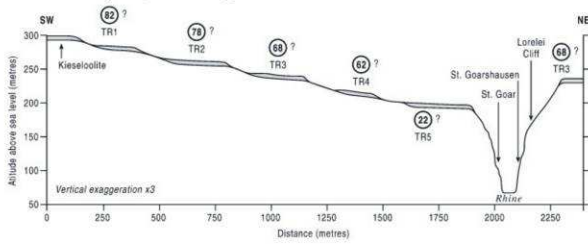
Tamise, Angleterre (Bridgland, 2006 ; Bridgland & Westaway, 2008b)



Solent, Sud de l'Angleterre (Westaway et al., 2006)



Rhin moyen, Allemagne (Westaway, 2002)



La Moselle, France

(Cordier et al., 2006 in Westaway et al., 2009)

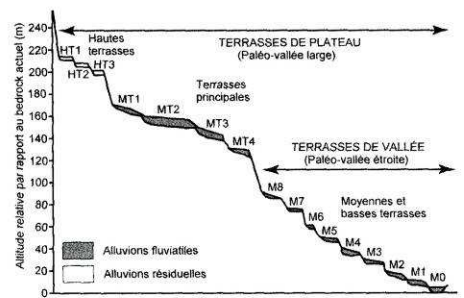


Figure 2.11 : Exemples de terrasses fluviales dans le monde : profils longitudinaux montrant une large plaine alluviale du Rhin moyen et une vallée étroite en gorge du Rhin inférieur, un nombre important d'étagements dans la Tamise, Solent, Moselle et la Somme et étagement faible ou absent des terrasses (Paravara et Kukadi en Inde ; Vaal en Afrique du Sud).

1.2.2 Origine tectonique de l'étagement des terrasses

La période Quaternaire a été essentiellement définie et subdivisée selon des critères climatiques. Toutefois, plusieurs travaux portant sur les incisions fluviales en Europe (par exemples : Lefebvre *et al.*, (1994) ; Bonnet (1998) ; Lautridou *et al.* (1999b) ; Antoine *et al.* (2000) ; Bonnet *et al.*, (2000) ; Brault *et al.* (2004) ; Bridgland & Schreve (2009) ; Lefort (2011) ont aussi insisté sur le rôle prépondérant de la tectonique, dans l'évolution géomorphologique des paysages quaternaires. Ces auteurs ont expliqué la formation des terrasses quaternaires, à la suite d'un soulèvement épirogénique, au cours de la fin du Cénozoïque. Ils envisagent un âge Pléistocène récent pour les incisions fluviales en réponse à la surrection de l'Ouest européen. La surrection pléistocène se surimpose ainsi à une baisse généralisée du niveau de base, en réponse aux cycles glaciaires quaternaires (Haq *et al.*, 1987 ; Shackleton, *et al.*, 1988 ; Gibbard & Cohen, 2008).

Ces mouvements s'expliquent par la collision des plaques eurasienne et africaine (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1997 ; Bonnet *et al.*, 2000 ; Cloetingh *et al.*, 2005) ou par l'orogénèse de panaches mantelliques (Bridgland *et al.*, 2009). Mais plusieurs exemples de terrasses étagées sont aussi décrits dans des zones en distension, et hors des zones de collision (Bridgland, *et al.*, 2009).

Dans une synthèse des terrasses fluviales à l'échelle mondiale, Bridgland & Westaway (2008a), puis Bridgland *et al.* (2009) démontrent que l'étagement est un phénomène général, avec d'importantes incisions à la fin du Cénozoïque, et en particulier au Pléistocène moyen et supérieur. Cette étagement est lié au soulèvement vertical. Ces soulèvements verticaux sont expliqués (Bridgland *et al.*, 2009 ; Westaway *et al.*, 2009) par des processus de surface soumis à l'interaction entre forçage climatique et les flux induits dans la croûte inférieure. Cette hypothèse explique la présence des terrasses situées dans des zones de distension et hors de l'influence de la collision Eurasie/Afrique, comme dans le cas du Colorado et du Rio Grande (Bridgland, *et al.*, 2009).

En revanche, l'absence de terrasses fluviales (ou faiblement étagées) dans certaines régions du monde, comme pour la Paravara a et la Kukadi en Inde (Figure 2.11) pourrait s'expliquer par la présence d'un craton stable (Bridgland & Westaway, 2008a).

1.2.3 Conclusion

Les terrasses fluviales décrites dans la plupart des fleuves du monde (Antoine *et al.*, 1998 ; Lautridou, *et al.*, 1999b ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2000b ; 2003 ; Westaway *et al.*, 2006 ; Bridgland & Westaway, 2008 a, b ; Westaway *et al.*, 2009 ; Westaway *et al.* 2011...) montrent que les forçages climatiques sont des facteurs majeurs, mais non exclusifs (Bridgland *et al.*, 2009). Les terrasses pourraient être associées par exemple à un soulèvement de la croûte (Bridgland & Westaway, 2008a ; Bridgland *et al.* 2009). La genèse des terrasses alluviales apparaît ainsi influencée à la fois par les facteurs internes

et par des facteurs externes (climat, soulèvement et eustatisme). D'autres facteurs, comme la nature du substratum géologique, jouent un rôle important dans la morphologie des terrasses ou dans l'encaissement d'une rivière dans des roches dures, (formation d'une vallée étroite en gorge dans le cas du Rhin inférieur par exemple, Figure 2.11).

1.3 La Seine plio-quaternaire périglaciaire, entre la Normandie et la baie de Seine

La Seine représente l'un des fleuves les plus importants du Bassin parisien. Elle traverse les formations tertiaires et crétacées à terre et se prolonge en mer, incisant alors les terrains jurassiques. La Seine a fait l'objet de nombreuses études et publications depuis plus d'un siècle. Parmi les travaux les plus importants du début XX^e siècle, citons les synthèses de Chaput (1924), Tricart (1947) et Bourdier (1969) qui ont proposé un contrôle climatique de la sédimentation des graviers alluviaux durant les périodes froides. Tricart (1947) introduit le rôle de l'eustatisme et de la tectonique dans le contrôle de la sédimentation alluviale. Les travaux plus récents d'Auffret *et al.* (1980) ont permis ensuite de comprendre que les vallées de la Seine et de la Somme se poursuivent en aval, en mer de la Manche, jusqu'aux grandes fosses de la Manche, au large de Cherbourg, confirmant ainsi l'hypothèse de Graindor (1964). Parallèlement, le groupe Seine (Alduc *et al.*, 1979 ; Roblin-Jouve, 1980 ; Lécolle, 1989 ; ...) a cartographié les terrasses fluviales à terre en les raccordant aux nappes alluviales trouvées en mer de la Manche (paragraphe I.3.1, b).

Les travaux plus récents de Lericolais (1997), Lericolais *et al.* (2003) ont porté sur les remplissages alluviaux des fosses, tandis que les synthèses de Lautridou *et al.* (1999) et Antoine *et al.* (2003) se sont intéressées aux relations de la Seine, de la Somme et de la Solent avec le fleuve Manche.

1.3.1 Le fleuve Seine à terre

1.3.1.1 La Seine au Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur

L'histoire du fleuve Seine débute au Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur. Cette pré-Seine (et pré-Loire) est attestée surtout par les Sables de Lozère (Tourenq *et al.*, 1991 ; Lautridou *et al.*, 1999b) reconnus dans toute la vallée de la Seine et conservés en poches ou en placages, sur le pays de Caux et entre Rouen et Pont d'Audemer (Kuntz & Lautridou, 1974, 1980).

Les Sables de Lozère sont des dépôts fluviaux d'un système en tresses fonctionnant jusqu'au Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur. Ils drainent la bordure septentrionale du Massif Central, jusqu'aux environs de Rouen (Sables de Lozère I, Figure 2.12). Ils passent ensuite vers l'aval à un domaine fluvio-marin (Sables de Lozère II, Figure 2.12) (Dugué, 2007). Ces sables disparaissent au Nord du Havre et probablement sur les fonds de la Manche (Figure 2.12).

Au-dessus des Sables de Lozère, se dépose la formation des Argiles de la Londe, dans un environnement lagunaire à marécageux (Elhaï, 1963 ; Kuntz *et al.*, 1979 ; Lautridou, 1985). Ces dépôts sont recouverts par les Sables de Saint-Eustache, formation azoïque attribuée au Tiglien (Dugué, 2007). La flore postiglienne (Clet-Plerin, 1983) témoignent que l'incision des vallées n'avait pas encore débuté (Lautridou *et al.*, 1999b).

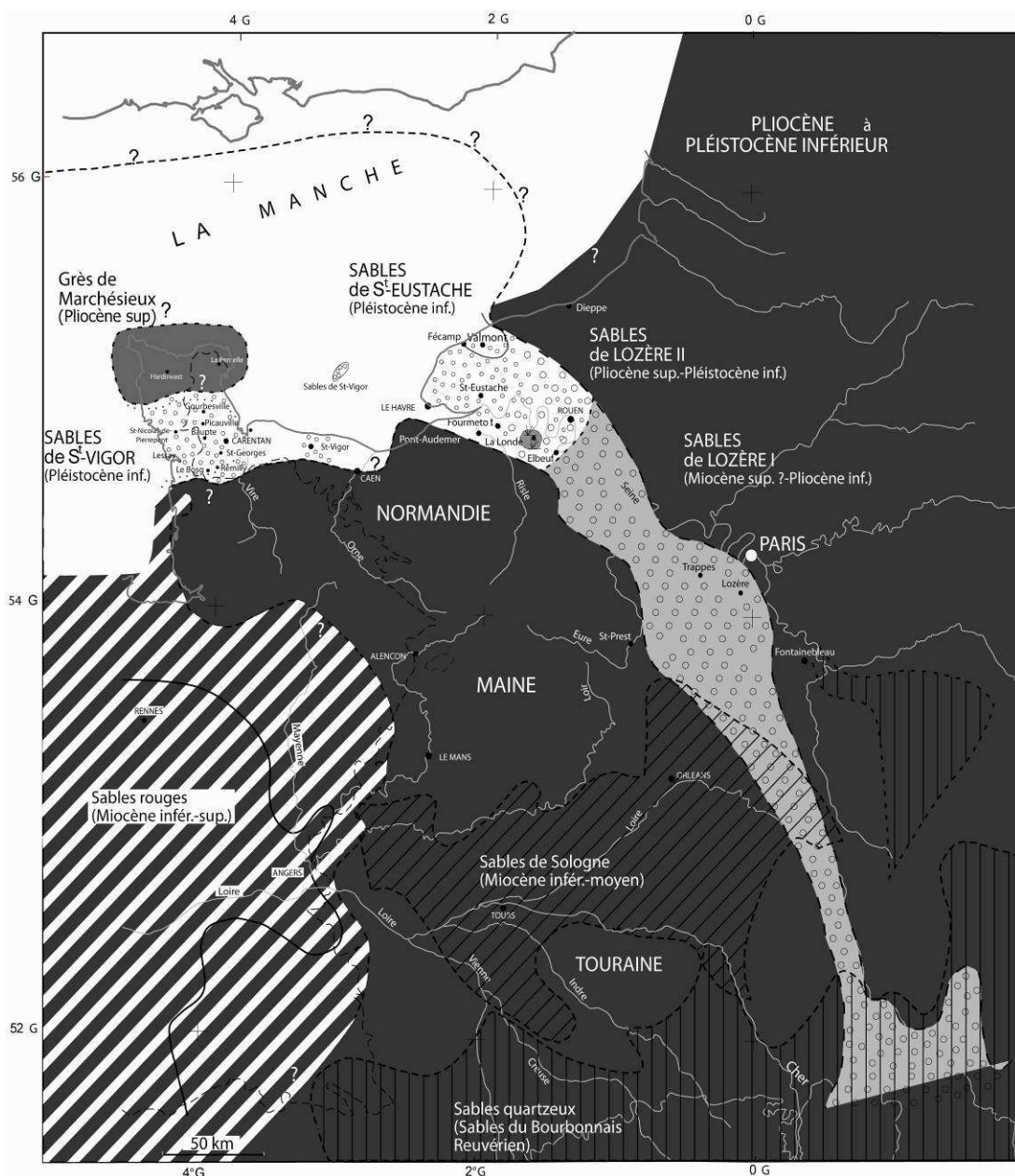


Figure 2.12 : Localisation de la Seine anté-Quaternaire et des Sables de Lozère, dans la vallée de la Seine (*in Cope et al.*, 1992, modifié).

1.3.1.2 La Seine au Pléistocène moyen-supérieur et son système de terrasses

Les premières phases d'encaissement (20 à 30 m de profondeur selon Lautridou *et al.*, 1999b) des plateaux de la vallée de la Seine et de la vallée de la Somme (Antoine, *et al.*, 1998) sont datées précisément d'1 million d'années (Tourenq & Pomerol, 1995, Antoine, *et al.*, 2003), à partir de la présence d'augite dans ces dépôts. Ce pyroxène a été transporté par l'Allier, puis par la Loire qui confluaient comme pour le fleuve des Sables de Lozère, avec la Seine vers Montereau (Île-de-France). Ces nappes de la basse Seine, qui témoignent des premières incisions correspondent à la formation de Bord (Tableau 2.3, Antoine *et al.*, 1998).

La vallée de la Seine est caractérisée par un système de terrasses étagées (Figures 2.13 et 2.14) associées à de grands méandres, probablement surimposés aux sables du Pléistocène inférieur ou Sables de Lozère (Lefebvre, 1987 ; Lefebvre *et al.*, 1994 ; Lautridou *et al.*, 1999b). Le nombre de terrasses de la Seine est limité : 7 terrasses selon Bourdier (1969) et Lefebvre *et al.* (1994) 8 terrasses pour Lautridou *et al.* (1999b), voire 10 terrasses pour Antoine *et al.* (2003). En revanche, la Somme comporte 14 replats d'érosion, soit une séquence par période froide (Antoine, 1993 ; Lefebvre *et al.*, 1994 ; Antoine *et al.*, 2000, 2007 ; Bridgland *et al.*, 2009).

Les terrasses les plus hautes et les plus anciennes de la Seine, à l'exception de celle de Martot (+ 70 m N.G.F), sont représentées par des lambeaux très altérés (Lautridou, 1985 ; Lautridou *et al.*, 1999b). Sous cette terrasse ancienne, est préservée la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf (+ 30 m N.G.F, Alduc *et al.*, 1979 ; Antoine *et al.*, 2007) surmontant d'environ 10 m, la terrasse d'Oissel (Lautridou, 1985). Cette dernière est située à environ 12 m au dessus de la terrasse de Tourville qui couvre trois périodes froides anté-éémienne et deux interglaciaires estuariens (Tableau 2.3) (Lautridou *et al.*, 1999b ; Lautridou *et al.*, 2003). Enfin, deux nappes dénommées Rouen 2 et Rouen 1 sont reconnues sous les dépôts holocènes et correspondent aux graviers de fond. La nappe "Rouen 1" est la plus récente, d'âge fini-Pléniglaciaire (fin de période froide) (Lautridou *et al.*, 1999b).

La présence de formations marines interglaciaires (paléoestuariens de Tourville, Figure 2.13) dans la formation de Tourville est utile pour calage chronologique. Les dépôts des paléoestuariens ont été datés par les méthodes IRSL (Balescu *et al.*, 1997) et ESR (Stremme, 1985). Les dates proposées par Lautridou *et al.* (1999b) sont résumées dans le Tableau 2.3.

Le replat supportant la terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf est amorcé au stade 22 (fin du Pléistocène inférieur ; Lautridou *et al.*, 1999b). Ce replat a été repris durant les stades 20 et 18. Le replat de la terrasse d'Oissel a commencé à la fin du stade 16 (650 000 BP). Le replat supportant la terrasse de Tourville débute à la fin du stade 12 (450 000 B.P.) et se poursuit durant les stades 10, 8 et 6. Enfin, le replat principal des galets de fond est amorcé à la fin du stade 6 (150 000 B.P.) et se poursuit pendant les stades 4 et 2 (Rouen 1 et Rouen 2, Tableau 2.3 ; Figure 2.14) (Lechevalier, 1984 ; Lefebvre *et al.*, 1994 ; Lautridou *et al.*, 1999b, 2003).

Ce dispositif enregistre un nombre limité de 8 terrasses étagées (Lautridou *et al.*, 1999b) par rapport au nombre de périodes froides (Lefebvre *et al.*, 1994 ; Lautridou *et al.*, 1999b).

L'étagement des terrasses est expliqué par la succession de cycles glacio-eustatiques, lors d'un lent soulèvement du Bassin parisien, estimé à environ 150 m durant le Quaternaire (Wyns, 1977 ; Pomerol, 1978 ; Colbeaux *et al.*, 1980 ; Lefebvre *et al.*, 1994 ; Lautridou *et al.*, 1999b), soit environ 7 m par intervalle de 100 000 ans. Dans ce contexte, la formation de replats d'érosion se produit au cours du bas niveau marin, tandis que l'alluvionnement se réalise pendant la remontée du niveau marin pléistocène (Lefebvre *et al.*, 1994).

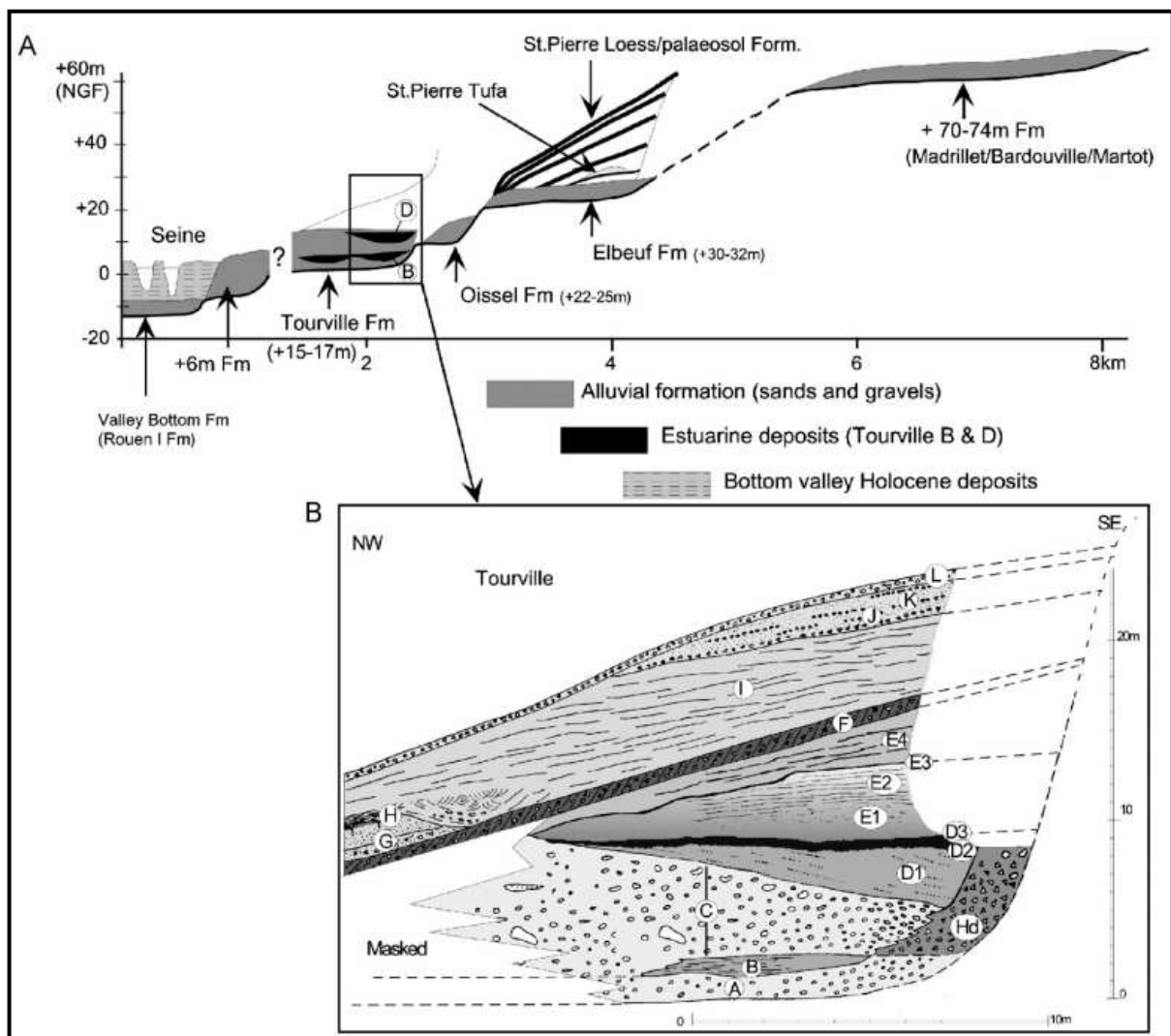


Figure 2.13 : (A) coupe synthétique de la basse terrasse de la Seine dans les environs de Rouen. (B) détail stratigraphique de la séquence de Tourville (Lautridou, 1985, A et C - graviers fluviaux périglaciaires B - paléostuaire (limons argileux, stade 9), D - paléostuaire (stade 7) : D1- sables et limons lités à mollusques et restes de mammifères, D2 - limons et sables humifère, D3 - limons argileux humifères, E - sables fluviaux lités à horizon humifère . F - sables rougeâtres à silex de gélifluxion, G - sables à quelques fragments de silex. H1 - sables fins légèrement calcaires avec des débris de mollusques. H2 - horizon humifère avec de traces de gel, I- sables lités . J et K - dépôts de pente à bandes ferrugineuses (Éémien ?). L - pavage de silex géolifracés (*in* Antoine *et al.*, 2007).

	Formations marines/estuariennes Normandie	Formations fluviatiles basse Seine
Weichsélien		Rouen 2 et Rouen 1
Saalien	Le Havre	Formation de Tourville
	estuarien Tancarville	
	Formation de Marmitaine	
Holsteinien Elstérien		
Complexe Cromérien Interglaciaire IV glaciaire c Interglaciaire III glaciaire b Interglaciaire II glaciaire a Interglaciaire I	Formation de Val de Saire	Oissel
		Saint-Pierre-lès-Elbeuf
		Martlot
		Formation de Bord
Bavelien		
Ménapien	Formation de la Lande lagunaire ou marécageuses	
Waalien		
Éburonien		
Tiglien	Sables de Lozère fluviatile en tresses, fluvio-marin en aval	
Prétiglien		
Reuvérien C		
Reuvérien B		

Tableau 2.3 : Récapitulatif des formations (Fs) quaternaires de la basse Seine (Antoine *et al.*, 1998 ; Lautridou *et al.*, 1999b ; 2003).

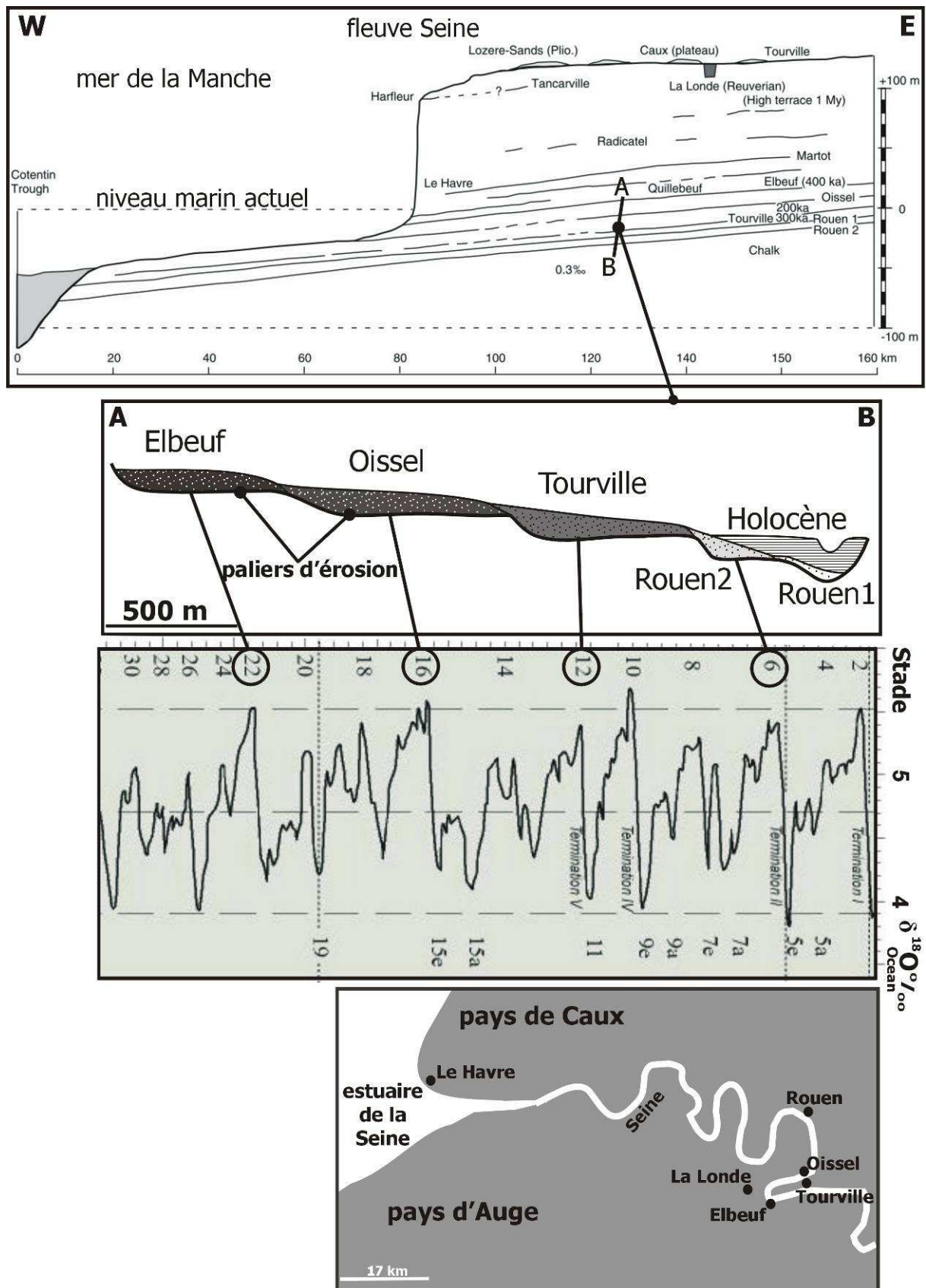


Figure 2.14 : Profils longitudinaux du système des terrasses de la basse Seine et prolongement en mer (Antoine *et al.*, 2003). Profil longitudinal (A-B) présentant la morphologie des terrasses de la basse Seine (Lefebvre, *et al.*, 1994) et mise en parallèle des paliers d'érosion avec la courbe de variations du $\delta^{18}\text{O}$ de Gibbard & Cohen (2008).

1.3.2 Le fleuve Seine plio-quaternaire en baie de Seine

Avant de détailler les travaux sur le fleuve Seine, en mer de la Manche, nous présenterons les grands traits morphologiques du fleuve Manche (Figure 1.15), décrits dans les thèses de Alduc (1979), Quesney (1983), Lericolais (1997) et Toucanne (2008).

Aujourd'hui, la mer de la Manche est un domaine marin peu profond, dont la plus grande partie est occupée par une vaste surface d'érosion (Alduc, 1979). Cette dernière se raccorde au domaine continental actuel, par des falaises d'une vingtaine de mètres de hauteur. La profondeur de la mer de la Manche varie entre -30 m dans le Pas-de-Calais et en bordure du littoral normand (pays de Caux à Bessin) à -60 m en Manche centrale et au Nord du Cotentin (Alduc, 1979 ; Auffret et al., 1980). La profondeur des fosses de la mer de la Manche peut atteindre -110 m (cartes marines SHOM, 1994 ; Quesney, 1983 ; Lericolais, 1997). Les pentes y demeurent faibles avec en moyenne 0,5 ‰ (Alduc, 1979) et exceptionnellement 2 ‰ (Alduc, 1979) à 3 ‰ (Lericolais, 1997) dans les fosses.

La mer de la Manche présente trois provinces avec d'Est en Ouest : la Manche orientale, la Manche centrale et la Manche occidentale (Larsonneur, 1971). La mer de la Manche orientale et centrale est parcourue par un réseau de vallées (Figure 2.15) bien marquées dans la bathymétrie actuelle. Ce réseau dessine un système fluvial à tracé subrectiligne (Auffret et al. 1982) ou anastomosé (Lautridou et al., 1999b). Graindor (1964), Larsonneur (1971), Auffret et al. (1980, 1982) et Smith (1985) ont démontré que ce réseau de vallées aujourd'hui submergées se situe dans la prolongation des vallées côtières actuelles : Avon et Solent au Sud de l'Angleterre, Somme et Seine (Figure 1.16) au Nord-Ouest de la France (Figures 2.15, et 2.17). La large vallée provenant de la mer du Nord, via le détroit du Pas de Calais, et les vallées transversales issues des bassins versants côtiers français et anglais forment le fleuve Manche qui se poursuit en aval jusqu'aux grandes fosses de la Manche, puis dans l'océan Atlantique. Cet immense fleuve comprend deux grands bassins versants : au Sud, le bassin de Paris d'une part et au Nord, une grande partie du bassin de Londres d'autre part.

La carte bathymétrique des fonds marins de la mer de la Manche, puis l'analyse du paléoréseau hydrographique du fleuve Manche au toit du bed-rock, révèlent l'existence de dépressions fermées et profondes appelées fosses (Dangeard, 1928 ; Quesney, 1983 ; Auffret *et al.*, 1980 ; Lericolais, 1997 ; Lericolais *et al.*, 2003...), avec d'Est en Ouest :

- la fosse Dangeard, dans le Pas-de-Calais ;
- la fosse Sainte-Catherine, la fosse du Cotentin, la fosse médiane et la fosse centrale de la Hague, en Manche centrale ;
- la fosse d'Ouessant, la fosse de l'Île Vierge, la fosse Centrale et la fosse du Pluteus en Manche occidentale.

Ces fosses sont dépourvues d'un remplissage sédimentaire (fosses d'Ouessant, de l'Île Vierge et de Sainte-Catherine) ou partiellement comblées (fosse centrale de la Hague) ou entièrement comblées et masquées dans la morphologie actuelle (fosse du Pluteus ; Boillot, 1964). Les fosses de la mer de la Manche surcreusent le substratum jusqu'à des profondeurs importantes : - 270 m pour la fosse centrale de la Hague et - 280 m, pour la fosse d'Ouessant (Lericolais, 1997).

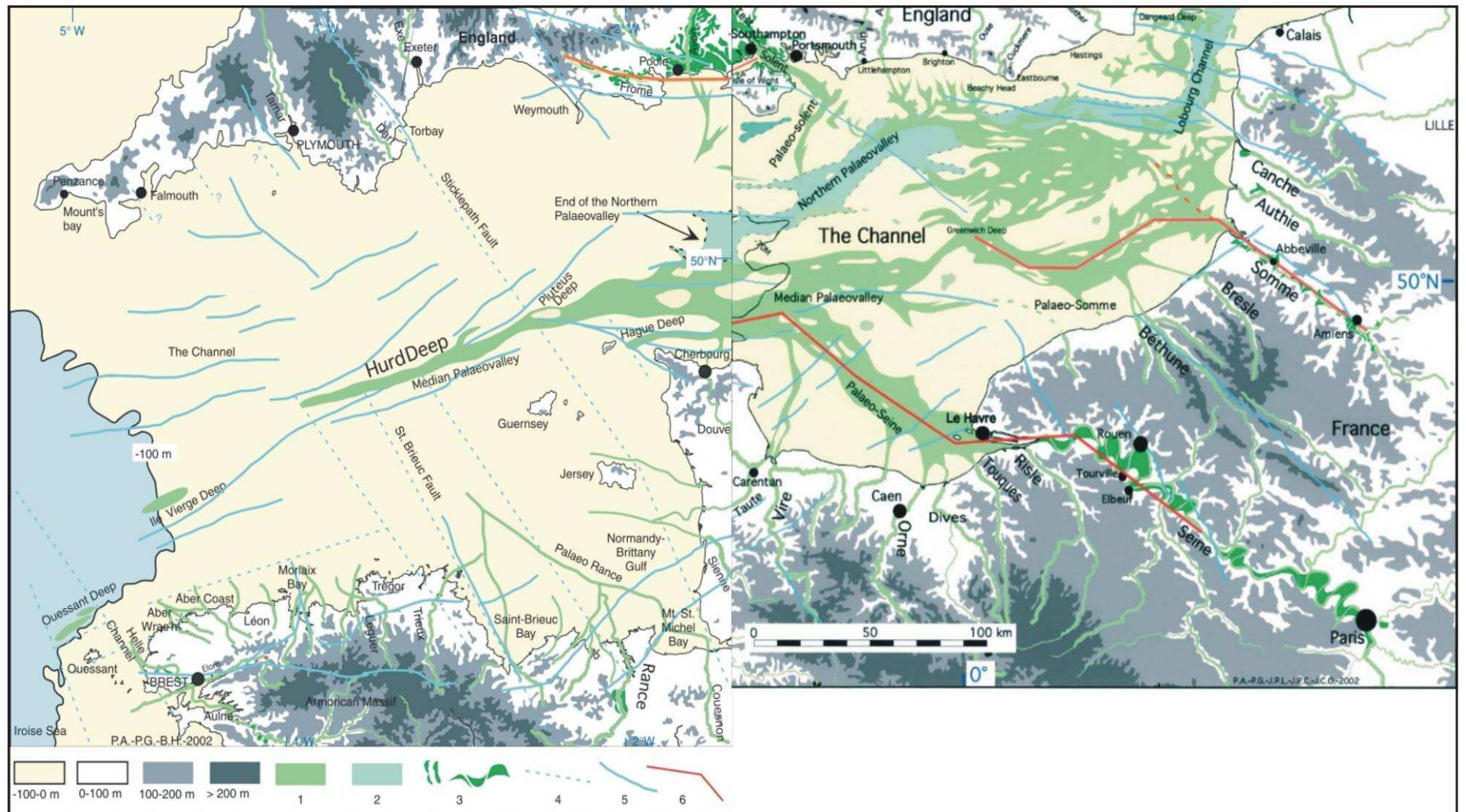


Figure 2.15 : Localisation du système fluvial plio-quadernaire de la Manche et de ses différents affluents, avec leur prolongement dans les bassins versants français et anglais. Localisation des fosses (*deep*) en mer de la Manche. (1) fleuve Manche, (2) paléovallées dépourvues du remplissage sédimentaire (3) terrasses, (4) et (5) (failles) et (6) la coupe simplifiée de la vallée de la Seine (Figure 2.16) (Antoine *et al.*, 2003).

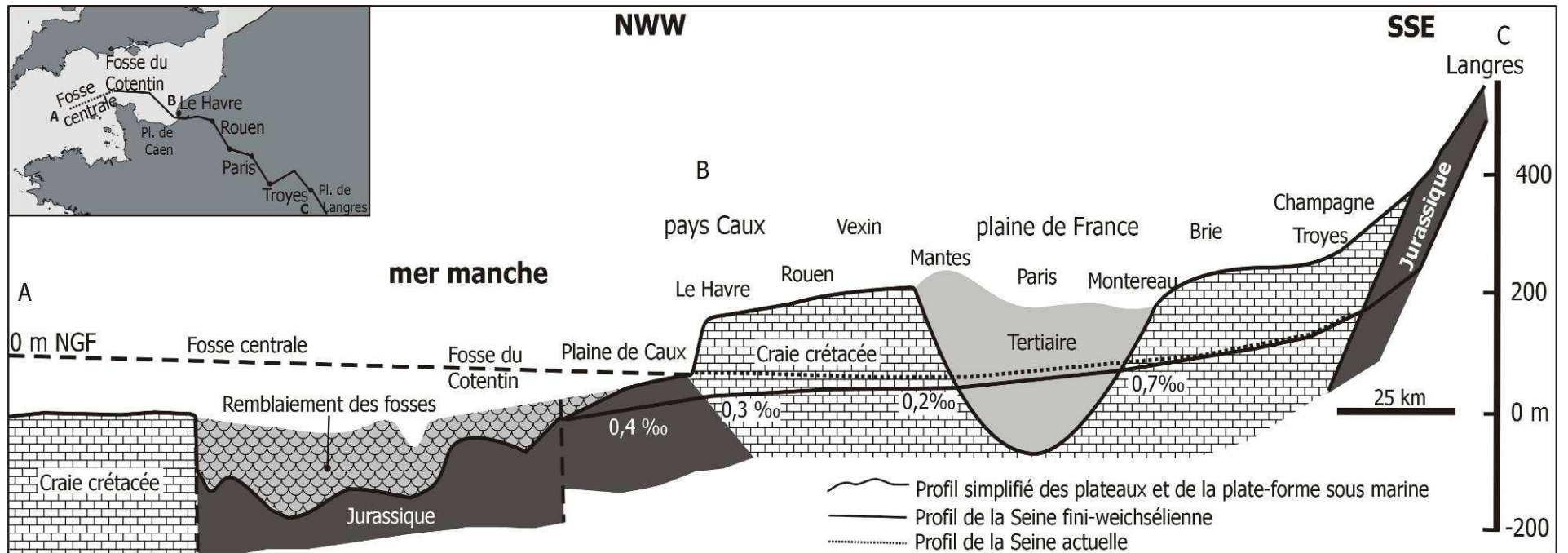


Figure 2.16 : Profil longitudinal de la paléoSeine, de la source à la fosse centrale (d'après Lautridou, 1985 ; Auffret *et al.*, 1980 in Lautridou *et al.*, 1999b).

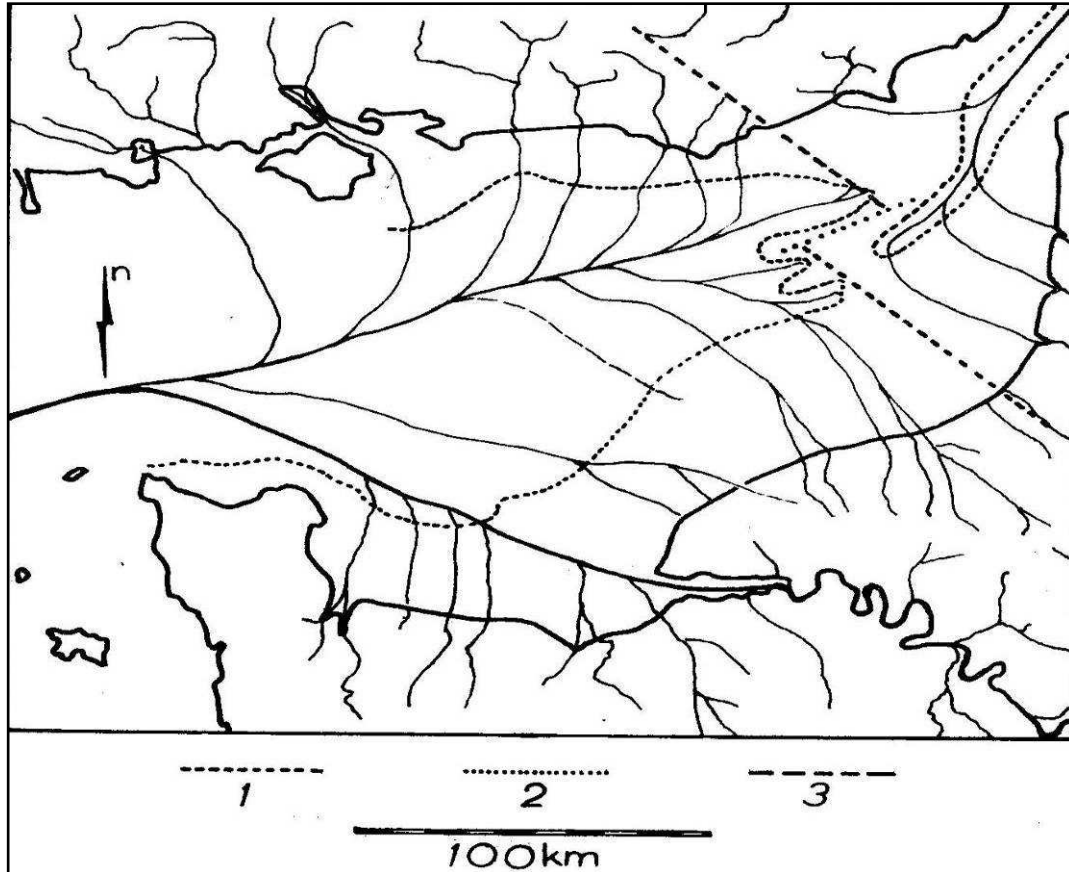


Figure 2.17 : Première proposition d'un système fluvial en mer de la Manche (Graindor, 1964). (1) isobathe actuelle, (2) décrochement profond de direction calédonienne, (3) axe du Bray et des Downs (direction varisque).

L'origine des fosses fait toujours débat : origine tectonique (Delesse, 1871 ; Dangeard, 1928 ; Furnestin, 1943 ; Hirschberger, 1963) ; origine fluviale et fluvio-marine (Horn *et al.*, 1966 ; Larssonneur, 1971 ; Auffret & Larssonneur, 1977 ; Hamilton & Smith, 1972) ; déflation éolienne (Hirschberger, 1963), origine karstique (Boillot, 1964) ; façonnement glaciaire (Berthois, 1938 ; Kellaway *et al.*, 1975 ; Lautridou, 1982 ; Lautridou *et al.*, 1986), voire récemment origine catastrophique (Smith, 1985 ; Gupta *et al.*, 2007). Selon Lericolais (1997), aucune hypothèse ne peut s'appliquer de façon générale à toutes les fosses. L'auteur suggère une origine catastrophique pour les fosses de la Manche Nord orientale, une origine fluvio-marine pour les fosses de la Manche centrale et origine tectonique pour la fosse Centrale (Lericolais *et al.*, 1995 ; Lericolais *et al.*, 1996).

Trois principales paléovallées (Figure 2.15) caractérisent les parties orientale et centrale du fleuve Manche : paléovallée septentrionale (Solent et le paléochenal de Lobourg Figure 2.15), paléovallée médiane (paléoSomme) et paléovallée méridionale (paléoSeine) (Figures 2.15 et 2.18).

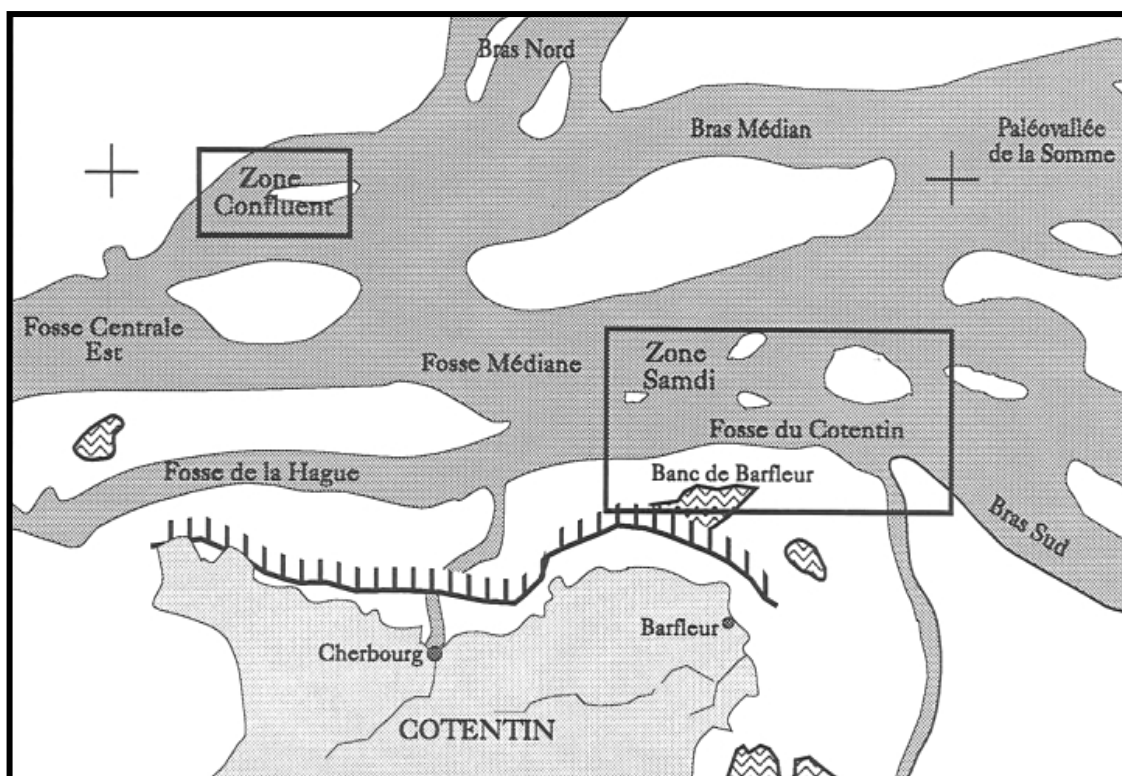


Figure 2.18 : Localisation de la zone de confluence montrant la zone Samdi et la zone Confluent, ainsi que les fosses au Nord du Cotentin (Lericolais, 1997).

Ces trois paléovallées débouchent dans la zone de confluence (Alduc, 1979 ; Alduc *et al.*, 1979 ; Lericolais, 1997 ; Lericolais *et al.*, 2003) située au Nord du Cotentin (Figure 2.18) et correspondant également à la zone de confluence des paléovallées de la mer de la Manche orientale. Ce secteur correspond à la zone de la fosse du Cotentin, de la fosse médiane, de la fosse de la Hague, et de la fosse centrale orientale qui se prolonge vers l'Ouest par la fosse centrale occidentale (*Hurd Deep*).

Lericolais (1997) distingue deux sous-zones, dans la zone de confluence : une sous-zone (appelée zone "Samdi") correspondant à la confluence des paléovallées de la Seine et de la Somme, et une sous-zone (appelée zone "Confluent") représentant la confluence de la paléovallée septentrionale avec la paléovallée médiane ou paléoSomme (Figure 2.18).

1.3.2.1 Paléovallée septentrionale

La paléovallée septentrionale, longue de 270 km, parcourt la mer de la Manche orientale, entre le chenal du Lobourg dans le Pas-de-Calais et la fosse centrale à l'Ouest (Figure 2.15). Cette paléovallée draine les rivières côtières de l'Angleterre (exemple la Solent) et des bras secondaires de la plaine médiane, elle capture la paléoSomme en amont. Le raccord de la paléovallée septentrionale avec le chenal méridional de la mer du Nord

s'effectue dans le Lobourg (Figure 2.15) où la profondeur atteint environ 60 m, avec une pente de 0,03 % (Alduc, 1979). Par contre, dans l'axe de cette vallée, les profondeurs sont d'environ - 45 m ; la pente estimée à environ 0,1 ‰ est dirigée vers l'Ouest. Au niveau du Lobourg (Figure 2.15), deux fosses comblées sont mises en évidence dans la paléovallée septentrionale : la fosse Dangeard et ses satellites au Nord du Pas-de-Calais et la fosse de la Bassurelle sous le banc sableux (Alduc, 1979).

1.3.2.2 Paléovallée médiane

Elle correspond à un cours ancien de la Somme et de ses affluents de la plaine médiane, entre l'estuaire actuel de la Somme et la fosse Greenwich (Figure 2.15). La paléoSomme est longue de 120 km et sa largeur dépasse 15 km, avec un lit encombré d'îlots. La paléoSomme s'abaisse de -25 m à son embouchure actuelle, pour atteindre -55 m, soit une pente moyenne de 0,2 ‰. La paléoSomme possède deux petites fosses, l'une à l'Ouest de la baie de Somme et l'autre au nord du cap d'Ailly. La paléovallée médiane suit l'affleurement des sables argileux wealdiens, yprésiens ou éocènes.

1.3.2.3 PaléoSeine

La paléoSeine (paléoSeine supérieure) située en baie de Seine se termine dans la fosse du Cotentin (Alduc, 1979 ; Quesney, 1983 ; Lericolais, 1997 ; Lautridou *et al.*, 1999b). Elle présente une direction Est-Ouest, depuis l'estuaire actuel de la Seine jusqu'au méridien de l'Orne (Alduc, 1979), puis se dirige vers le NW (Alduc, 1979 ; Auffret & Larsonneur, 1977 ; Larsonneur & Walker, 1982). Son tracé est conservé dans la bathymétrie actuelle (Alduc, 1979 entre le NE de Barfleur et le méridien de l'Orne, puis disparaît sous le banc de Seine ou du prisme sédimentaire estuarien (Auffret & Larsonneur, 1977). La longueur du tracé de la paléoSeine est d'une centaine de kilomètres, pour une largeur d'environ 15 kilomètres.

Le toit du bed-rock s'abaisse de -30 m au niveau du Havre, -50 m au méridien de Courseulles et - 60 m sur celui de Bayeux, correspondant à une pente moyenne de 0,4 ‰ (Auffret & Alduc, 1977).

Selon Alduc (1979), le tracé de la paléoSeine indépendant des accidents tectoniques est principalement contrôlé par les lithologies. À terre, la Seine s'écoule selon une pente monoclinale vers le NE et sur des terrains de plus en plus anciens de l'amont vers l'aval (Lefebvre *et al.*, 1994). À Tancarville, le substrat est crayeux, dans la région havraise et jusqu'au large du Havre, ce sont des terrains sablo-argileux apto-albiens, puis des formations marno-calcaires du Jurassique supérieur (Auffret & Alduc, 1977 ; Alduc, 1979).

Plus en aval, la paléoSeine s'écoule sur un substrat crayeux affaissé entre deux failles (Figure 2.15). Sur cette assise crayeuse, un écoulement karstique a pu être possible (Alduc, 1979). Au NE de Barfleur, la paléoSeine entaille le bassin tertiaire du Nord de la

baie de Seine, représenté par des alternances de sables et d'argiles de l'Yprésien, puis des calcaires grossiers, marnes, sables et argiles du Lutétien. Le parcours de la paléoSeine butte ensuite contre le prolongement E-W de la faille de Fécamp-la Hague, mettant en contact les terrains éocènes et jurassiques. La paléoSeine conflue avec la vallée médiane pour déboucher dans la fosse centrale (Figure 2.18).

Les paléovallées de la mer de la Manche sont partiellement comblées par des nappes alluviales, à l'exception de la paléovallée septentrionale dépourvue de sédiments. Dans la paléoSeine, ce remplissage alluvial présente deux morphologies de nappes : 1) nappes alluviales étagées dans sa partie supérieure (amont), et 2) nappes alluviales emboîtées à l'approche des fosses au Nord du Cotentin (Auffret, *et al.*, 1980)

1.3.3 Remblaiement alluvial et corrélation des terrasses fluviales terrestres et sous marines

1.3.3.1 Terrasses fluviales étagées

Ce dispositif morphologique de terrasses fluviales étagées, décrit à terre et dans l'estuaire actuel de la Seine (Figure 2.19), se rencontre principalement dans le Pas-de-Calais, sur la plus grande partie du cours de la paléovallée septentrionale et dans la paléoSeine (Auffret, *et al.*, 1980).

Entre le Havre et Barfleur, la paléoSeine présente deux niveaux d'érosion submergés (Alduc, 1979). Au Nord-Est de Barfleur, la paléoSeine devient encaissante, passant brutalement à des nappes emboîtées (Figure 2.20) (Alduc, 1979 ; Quesney, 1983).

Si une corrélation entre le système des terrasses étagées décrites à terre (Lautridou *et al.* 1974 ; Lefebvre *et al.*, 1994 ; Lautridou *et al.*, 1999b) et les fosses du Cotentin et centrale (Lericolais, 1997 ; Lericolais *et al.*, 2003) a pu être proposée par Lericolais (1997) (Figure 2.21), les corrélations entre les terrasses de la vallée de Seine (à terre) et des nappes des fosses du Cotentin et de la fosse centrale en mer d'une part et les terrasses de la zone intermédiaire dans la paléoSeine supérieure (zone entre l'estuaire de la Seine actuelle et Barfleur) d'autre part restent toujours débattues (Figure 2.21). En effet, cette zone de transition a préservé un nombre moins important de nappes alluviales par rapport à celles reconnues dans la fosse centrale ou à terre (Alduc, 1979). Un essai de corrélation proposé par Alduc (1979) a démontré l'existence de deux niveaux d'érosion étagés. Si, à terre 8 épisodes de creusement ont été décrits, deux seulement ont pu être décelés en baie de Seine. La nappe de fond de la paléovallée est constituée de cailloutis dont l'épaisseur dépasse généralement 10 m (Alduc, 1979). Cette nappe est mise en équivalence avec la nappe des cailloutis de fond identifiée au large du Havre (nappe I, Guyader, 1968, ou Rouen 1, Lautridou *et al.*, 1984) et représentant le dernier stade du remblaiement pléistocène (Auffret & Alduc, 1977 ; Lefebvre *et al.*, 1994). Le deuxième niveau d'érosion a été corrélié avec la nappe II de la basse Seine (Rouen II, Lautridou *et al.*, 1984),

Une deuxième hypothèse de corrélation a été proposée pour la région havraise par Lechevalier (1984). Entre les isobathes 0 et -35 m, les travaux portuaires havrais ont permis de reconnaître quatre niveaux d'étagement (Figure 2.19) :

- palier d'érosion le plus ancien ou niveau IV, reconnu entre -7 m, au rebord de l'estuaire, et 0 m NGF ;
- niveau III s'enfonçant entre - 9 et -12 m NGF ;
- niveau II s'enfonçant entre -18 et -22 m NGF ;
- niveau I atteignant - 35 m NGF, dans la zone portuaire (Guyader, 1968, 1977).

Ce dernier palier d'érosion ou niveau I est le plus récent. Il est remblayé entièrement par la nappe inférieure des graviers de fond ou nappe weichsélienne, dont l'épaisseur est entre 5 à 10 m (Guyader, 1968). En baie de Seine, au delà du port du Havre, la reconnaissance des différentes générations de nappes étagées et les corrélations sont difficiles, comme le sont les corrélations avec les nappes emboîtées présentes au Nord du Cotentin (Figure 2.21).

Les terrasses supérieures reconnues sur le continent semblent donc avoir été érodées en baie de Seine (Alduc, 1979 ; Alduc, *et al.*, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980). Les travaux de Lericolais (1997) et Lericolais *et al.* (2003) ont permis de mieux connaître les remplissages alluviaux des fosses de la Manche (Figure 2.21) et d'établir des corrélations avec la vallée de la Seine.

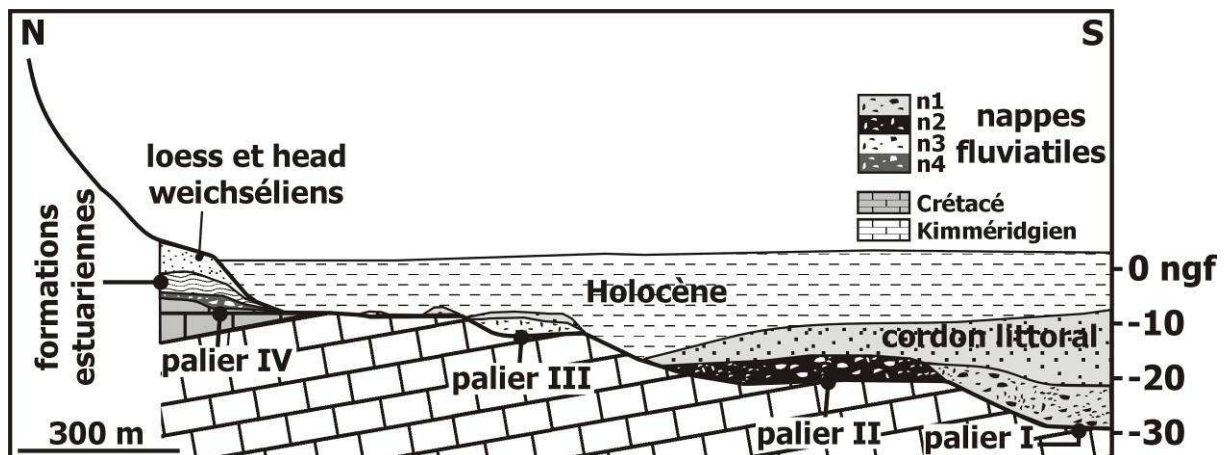


Figure 2.19 : Coupe géologique des formations quaternaires montrant les terrasses étagées de l'estuaire de la Seine, dans la région du Havre (Lechevalier, 1984, modifié)

1.3.3.2 Nappes alluviales emboîtées

Les paléovallées de la Manche orientale et de la baie de Seine confluent au Nord du Cotentin (zone de confluence) qui est caractérisé par la présence de plusieurs fosses (Figure 2.18) : fosse médiane, fosse du Cotentin, fosse de la Hague et fosse centrale Est (Alduc, 1979 ; Quesney, 1983 ; Lericolais, 1997).

La fosse centrale Est se poursuit vers l'Ouest, par la fosse centrale (*Hurd Deep*, Figure 2.15) qui a joué le rôle d'un collecteur pour l'ensemble des réseaux de paléovallées (Auffret, *et al.*, 1980) et dans laquelle des séquences de remblaiement sont observées (Lericolais, 1997 ; Lericolais *et al.*, 2003).

Les fosses du Nord du Cotentin sont caractérisées par un nombre important de phases de remplissage (Quesney, 1983 ; Lericolais, 1997 ; Lericolais *et al.*, 2003) qui correspondent à des nappes emboîtées (Figure 2.20). Ces dernières sont au nombre de 6 dans la fosse Centrale orientale et de 5 dans la fosse de la Hague (Alduc, 1979). Plus en aval, le remplissage s'épaissit, atteignant une centaine de mètres, avec 4 nappes reconnues dans la fosse centrale occidentale (Quesney, 1983 ; Lericolais, 1997 ; Lericolais *et al.*, 2003). Ces nappes alluviales sont séparées par des surfaces d'érosion majeure (discontinuité Rsd, Figures 2.20 et 2.21).

La plupart des périodes pléistocènes se caractérisent par des niveaux marins modérément bas (-50 m) (Lericolais, 1997) et un réseau de paléovallées s'écoule à l'Est du Cotentin, sur une plate-forme émergée, puis se jette dans la fosse centrale (Lericolais, 1997). En revanche, la mer de la Manche occidentale reste immergée (Lericolais, 1997).

Les grandes phases d'incision du substratum en mer de la Manche centrale et ses périodes de dépôt sur le rebord du plateau continental ont été rapportées aux chutes majeures du niveau de base quaternaire (stades isotopiques 22, 16, 10, 6 et 2), en rapport avec le développement maximal de la calotte glaciaire (Lericolais, 1997 ; Lericolais *et al.*, 2003). Les discontinuités (Rsd1, Rsd2, Rsd3 et Rsd4) observées sur les profils sismiques (Figures 2.20 et 2.21) sont parallélisées aux périodes de forte chute du niveau marin relatif (stades isotopiques 22, 16, 10, 6 et 2) (Lericolais, 1997 ; Lericolais *et al.*, 2003). Durant ces périodes où le niveau marin chute de -100 m, les différentes vallées (paléoSeine, paléoSomme...) forment le fleuve Manche qui débouche dans un delta ou estuaire (bancs de mer Celtique) (Bouysse *et al.*, 1976 ; Pantin & Evans, 1984 ; Lericolais, 1997 ; Reynaud *et al.*, 1999 ; Bourillet *et al.*, 2003 ; Lericolais *et al.*, 2003).

En revanche, le remplissage des paléovallées témoigne d'un retour à des conditions tempérées, avec des matériaux issus de l'altération périglaciaire et d'un transport par les fleuves (Lericolais, 1997 ; Lericolais *et al.*, 2003). Ces périodes de relative stabilité (période froide-interstade) sont à l'origine des phases d'agradation (Sd1, Sd2, Sd3, Sd4 et Sd5, Figure 2.21) dans les paléovallées de la mer de la Manche centrale.

Les hypothèses de Lericolais (1997) et Lericolais *et al.* (2003) sont en accord avec les conclusions sur les terrasses étagées de la vallée de la Seine (Figure 2.21) (Lautridou *et al.*, 1974 ; Lefebvre *et al.*, 1994 ; Lautridou *et al.*, 1999b).

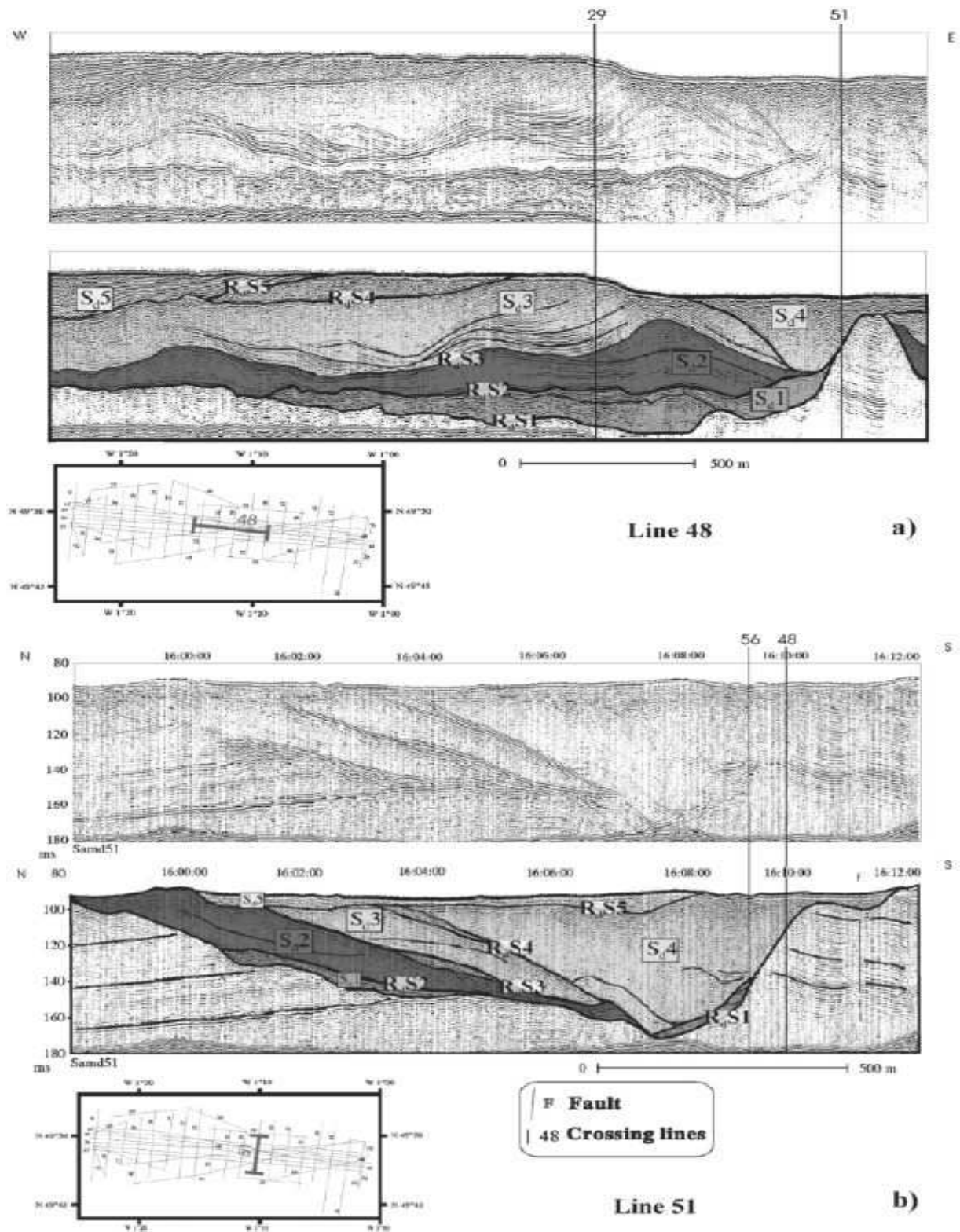


Figure 2.20 : Profil sismique (Line 51) et son interprétation d'après Lericolais *et al.* (2003). Cette image montre les géométries du remplissage de la zone Samdi.

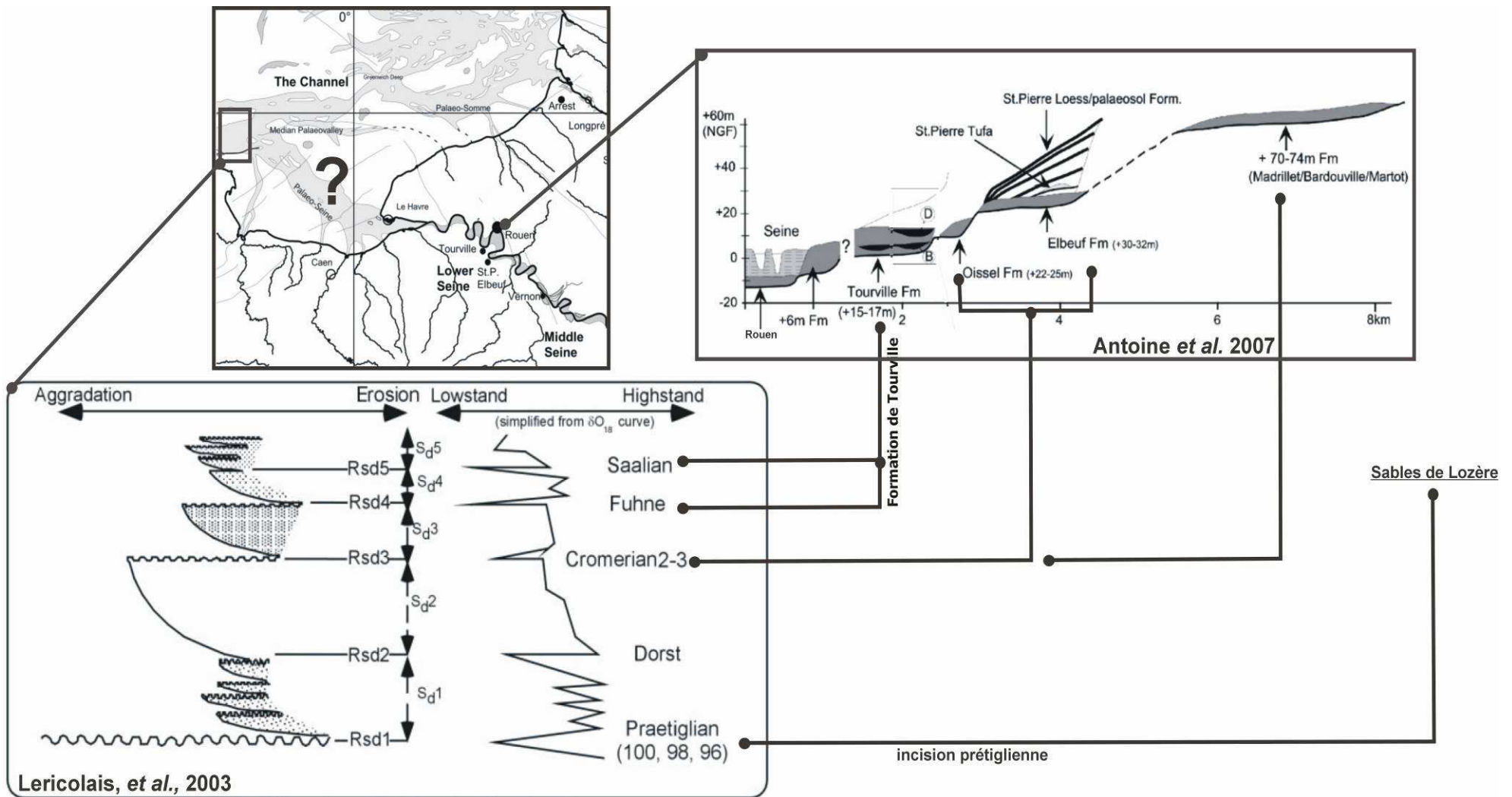


Figure 2.21 : Chronostratigraphie et corrélation des formations quaternaires de la basse Seine (Antoine *et al.*, 2007) avec les nappes reconnues en sismique dans les fosses du Cotentin (d'après Lericolais, 1997 et Lericolais *et al.*, 2003). (?) sur la figure représente la paléoSeine supérieure en en érosion ou zone lacunaire.

1.4 Conclusion

L'histoire du fleuve Manche et de la paléoSeine plio-quadernaire est surtout d'origine climatique (Lautridou *et al.*, 1999b). Le début de l'histoire du fleuve Seine est surtout attesté par la présence de dépôts du Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur (Sables de Lozère) reconnus dans toute la vallée de la Seine.

Au Pléistocène, les premières phases d'encaissement des plateaux de la vallée de la Seine (Lautridou *et al.*, 1999b) et de la vallée de la Somme (Antoine *et al.*, 1998) sont datées précisément d'1 million d'années, à partir de la présence d'augite (Tourenq & Pomerol, 1995 ; Antoine *et al.*, 2003).

La vallée de la Seine est caractérisée par un système des terrasses étagées ; elle est associée à de grands méandres (Lautridou *et al.*, 1999b). Cette morphologie se rencontre aussi dans la paléoSeine, constituant le prolongement sous-marin (baie de Seine) de la vallée de la Seine, avec seulement deux terrasses (Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980). La paléoSeine présente une direction Est-Ouest, depuis l'estuaire actuel de la Seine jusqu'au méridien de l'Orne (Alduc, 1979), puis se dirige vers le NW (Alduc, 1979 ; Auffret & Larssonneur, 1977 ; Larssonneur & Walker, 1982).

Ce dispositif de terrasses étagées est expliqué par une succession des cycles glacio-eustatiques dans le cadre d'un lent soulèvement du Bassin parisien estimé à environ 150 m durant le Quadernaire (Wyns, 1977 ; Pomerol, 1978 ; Colbeaux *et al.*, 1980 ; Lefebvre *et al.*, 1994 ; Lautridou *et al.*, 1999), soit environ 7 m par 100 000 ans. En revanche, l'étagement des terrasses décrit à terre constitue un nombre limité de terrasses, par rapport au nombre de périodes froides connues.

Plus en aval, au Nord du Cotentin, la paléoSeine présente un système de nappes emboîtées (Alduc, 1979 ; Quesney, 1983 ; Lericolais, 1997 ; Lautridou *et al.*, 1999b). Elles sont caractérisées par un nombre important de phases de remplissage (Quesney, 1983 ; Lericolais, 1997, Lericolais *et al.*, 2003) avec 6 nappes dans la fosse Centrale orientale et 5 nappes dans la fosse de la Hague (Alduc, 1979). Plus en aval, le remplissage s'épaissit, atteignant une centaine de mètres, avec 4 nappes reconnues dans la fosse centrale occidentale (Quesney, 1983 ; Lericolais, 1997 ; Lericolais *et al.*, 2003). Ces nappes alluviales sont séparées par des surfaces d'érosion majeures, en relation avec les chutes majeures du niveau de base quadernaire.

2 Paléovallées fluviales de la baie de Seine : apports nouveaux

Ce deuxième chapitre propose une révision stratigraphique des terrains cénozoïques du synclinal de la baie de Seine. Il est également l'occasion de présenter les relations qui existent entre le substratum géologique et l'incision plio-quaternaire de la paléovallée de la Seine, la géométrie de la paléovallée, et finalement de discuter les contrôles lithologique, structural et morphologique de cette incision, au toit du substratum.

2.1 Bathymétrie actuelle de la baie de Seine

Les principaux traits géomorphologiques de la baie de Seine peuvent être décrits à partir de la carte bathymétrique actuelle (Figure 2.22). Il s'agit d'une vaste plaine entaillée par le tracé principal de la paléoSeine et d'un tracé secondaire de la paléoVire, dans le prolongement de la Vire. La paléoSeine, large de 4 à 8 km au large de l'estuaire actuel, disparaît sous le banc de Seine et du prisme holocène (Auffret & Larssonneur, 1977 ; 1980 ; 1982 ; Delsinne, 2005). Elle se poursuit vers le NW, sur environ 100 km pour se terminer dans les fosses du Cotentin. Cette morphologie déjà décrite par plusieurs auteurs (Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980 ; 1982) présente un contraste entre le tracé sous-marin de la paléoSeine et son tracé méandrique observé à terre (Figure 2.21). Cette variation morphologique le long de son cours d'amont en aval est l'une des questions traitées dans ce chapitre. En revanche et à l'exception de la paléoVire, le tracé des autres affluents du fleuve Seine, paléoTouques, paléoDives, paléoOrne et paléoSeulles, n'est pas observé dans la bathymétrie actuelle de la baie de Seine. Ces affluents sont soit entièrement comblés et masqués par des sédiments récents, soit érodés.

Le tracé principal, paléoSeine, conserve également dans la bathymétrie actuelle la présence de hauts fonds. Ces derniers s'organisent en bancs isolés, dont les plus importants sont situés au niveau du méridien de Grandcamp. Ces hauts fonds, du méridien de Grandcamp, apparaissent comme des bancs longs de 5 km et larges de 2 km au maximum avec une direction NW-SE. La nature et l'âge de ces hauts fonds sont discutés dans le sous chapitre 2.2.2.

2.2 Morphologie des incisions fluviales plio- quaternaires de la baie de Seine : relations avec le substratum géologique de la baie de Seine

Avant de décrire la morphologie des incisions fluviales plio-quaternaires de la baie de Seine, il est nécessaire de préciser la stratigraphie des terrains cénozoïques, dans le synclinal au Nord de la baie de Seine, à partir de nouvelles datations, biostratigraphiques établies sur des points de dragage (paragraphe 1.2.1). Cette révision biostratigraphique permet de distinguer le substratum tertiaire du remplissage quaternaire de la paléovallée.

Utiliser pour la révision de la carte géologique des fonds de la baie de Seine, les 3 000 km de profils de sismique réflexion THR ont été aussi utilisés pour préciser le contour et détailler le remplissage des paléovallées plio-quaternaires de la baie de Seine. La qualité des enregistrements sismiques couplés aux prélèvements a permis d'améliorer la connaissance des paléovallées plio-quaternaires en baie de Seine.

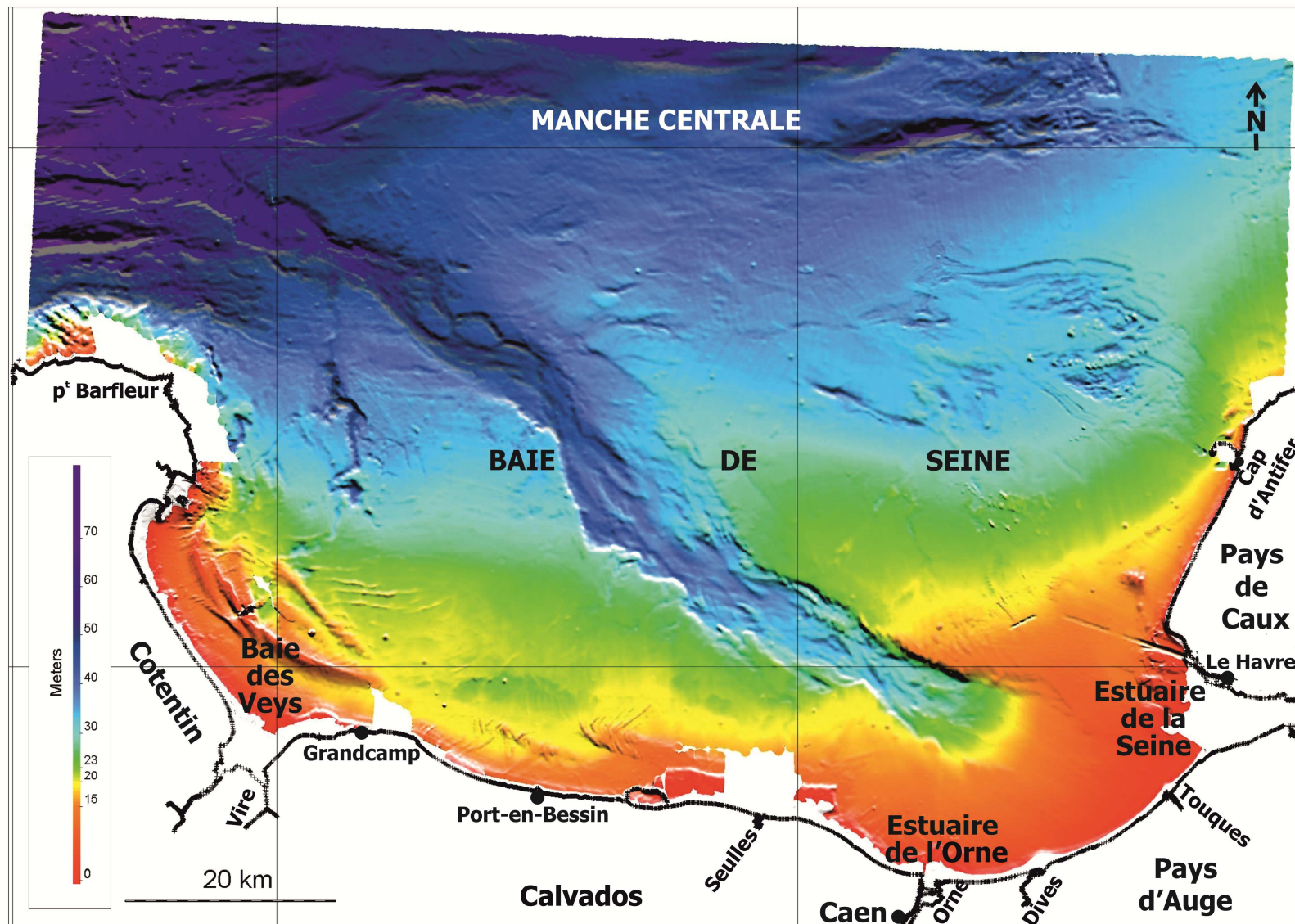


Figure 2.22 : Modèle Numérique de Terrain bathymétrique de la baie de Seine (interpolation des sondes hydrographiques du SHOM à l'aide du logiciel ArcGis8, maille de la grille de 200 mètres) (Benabdellouahed *et al.*, 2009 ; 2010, MNT corrigé au BRGM par Fabien Paquet et Isabelle Thinon).

L'ensemble des unités qui reposent sur le substratum géologique mésozoïque (Figure 2.23), est caractérisé par un faciès sismique chaotique composé de réflecteurs discontinus et de discordances internes, d'amplitude moyenne et de haute fréquence, à l'inverse des faciès sismiques du substratum géologique. La base de ces formations sédimentaires correspond à une surface d'érosion appelée R1, incisant le substratum géologique (Figure 2.23).

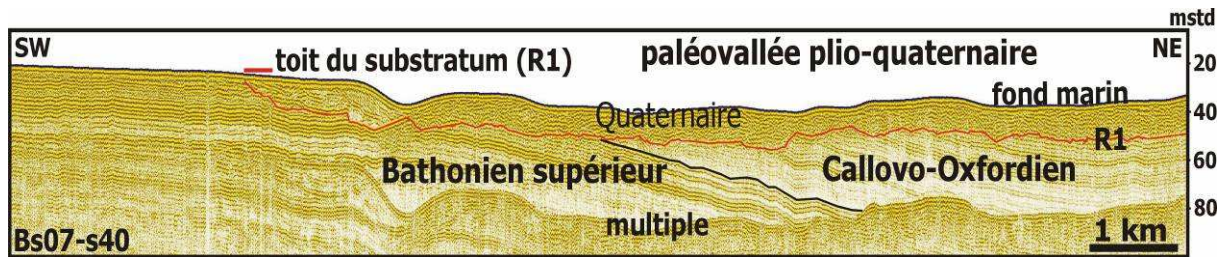


Figure 2.23 : Profil sismique interprété (Bs07-s40) orienté SW-NE (localisation sur la Figure 2.24) et localisé au large de l'estuaire de la Seine. Il présente le remplissage de la paléovallée datée du Quaternaire, ainsi que la surface d'érosion appelée R1 (horizon rouge) séparant les dépôts quaternaires, du substratum géologique mésozoïque.

2.2.1 Discussion sur la limite Tertiaire/paléovallée plio-quaternaire, dans le synclinal de baie de Seine

Ce paragraphe présente un bref récapitulatif de la nature du remplissage et de la géométrie dans certaines fosses présentes au Nord du Cotentin (synclinal de la baie de Seine, partie 1, chapitre 4.1.2) à partir des données sismiques et des prélèvements réalisés, afin de placer avec précision la base des paléovallées plio-quaternaires.

Lors de la mission Carobseine 2009, quatre échantillons (Figure 2.24) ont été prélevés sur le fond marin d'une paléovallée décrite par Auffret *et al.* (1977, 1980) située au large du Cotentin. Les profils sismiques montrent que cette paléovallée est comblée par des nappes emboîtées. L'étude biostratigraphique de ces échantillons (Tableau 2.4, rapport Eradata, 2010, étude 202/03-10/FR, Annexe 1) a confirmé l'existence de sédiments datés du Lutétien terminal à Bartonien (Éocène moyen), dans cette paléovallée étudiée par Auffret *et al.* (1977, 1980) (Figure 2.25). Les échantillons prélevés au sommet de l'unité sismique U20 ont livré une association de foraminifères benthiques très abondants et bien conservés, caractéristiques d'un milieu marin, infralittoral proximal de type lagon (rapport Eradata, 2010, Annexe 1).

Les corrélations de plusieurs profils (Figure 2.26) confirment l'existence du Bartonien, dans des géométries auparavant considérées comme des paléovallées plio-quaternaires, même si des prélèvements dans le secteur NNW des profils sismiques au Nord du Cotentin (exemples Bs08b-071, Bs07-31 et Bs 08b-39...) n'ont pas pu être réalisés.

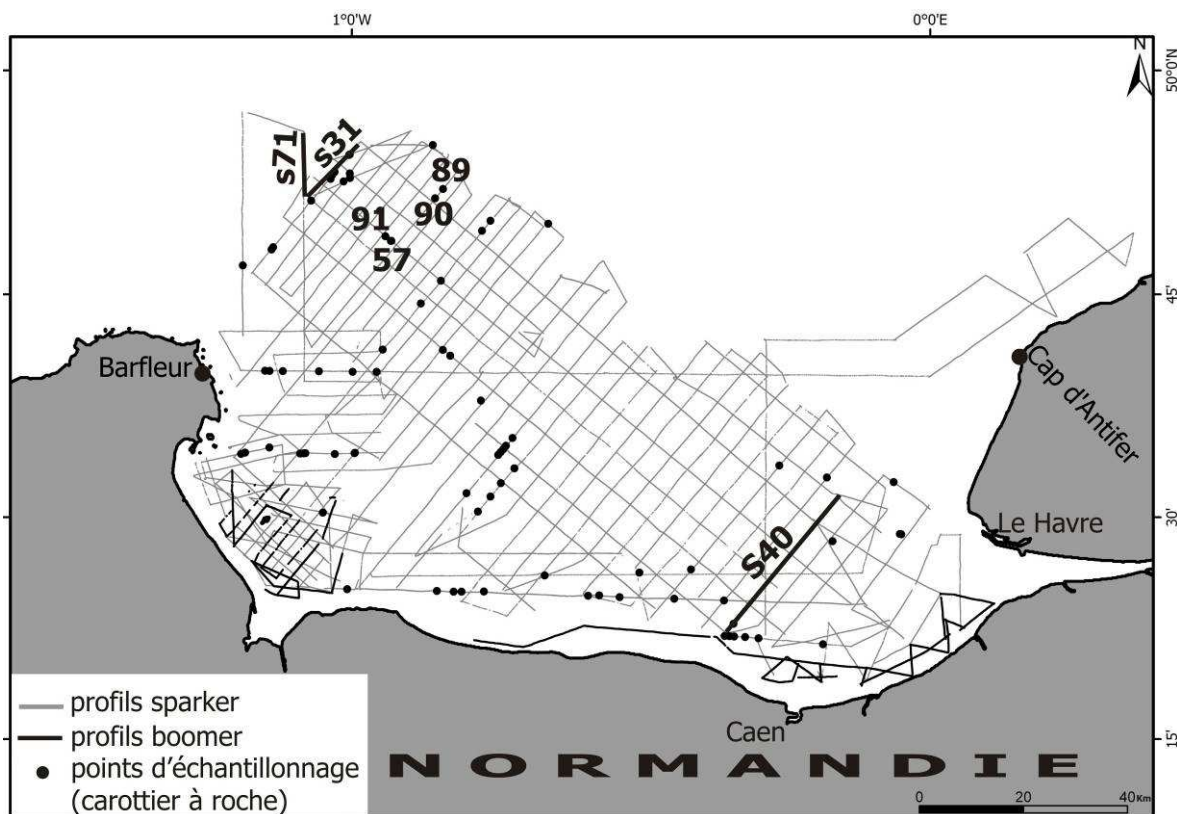


Figure 2.24 : Carte de localisation des points de prélèvement (57, 81, 89 et 91) ayant fait l'objet d'une datation biostratigraphique (Rapport Eradata, 2010, étude 202/03-10/FR, Annexe 1) et localisation des profils sismiques des figures 2.23 et 2.27.

Tableau 2.4 : Localisation des échantillons et interprétation environnementale et biostratigraphie (rapport Eradata, 2010, Annexe 1).

numéro échantillon	numéro lame mince	coordonnées		foraminifères (rapport Eradata, 2010)		milieu de dépôt, paléo-environnement (rapport Eradata, 2010)	biostratigraphie (rapport Eradata, 2010)
		Lat.	Long.	planctoniques	benthiques		
BS09-CR90	éch. meuble	49,85730	-0,85608333	absents	très abondants, bien conservés et diversifiés	marin, infralittoral proximal de type lagon ou lagune en domaine périrécifal	Bartonien inférieur à moyen
BS 09-CR57	C 51297	49,80988	-0,93165	absents	très fréquents	matériel de milieu marin infralittoral moyen, roulé, oxydé puis repris en milieu plus proximal, et évolution proche du médiolittoral	Eocène moyen - Lutétien supérieur ou Bartonien
BS 09-CR81	C 51304	49,82122	-0,77478333	absents	abondants	probable faciès de tempête, en milieu côtier	Eocène moyen bien marqué
BS 09-CR89	C51311	49,86790	-0,84233333	absents	abondants	milieu marin côtier agité	Eocène moyen - Bartonien

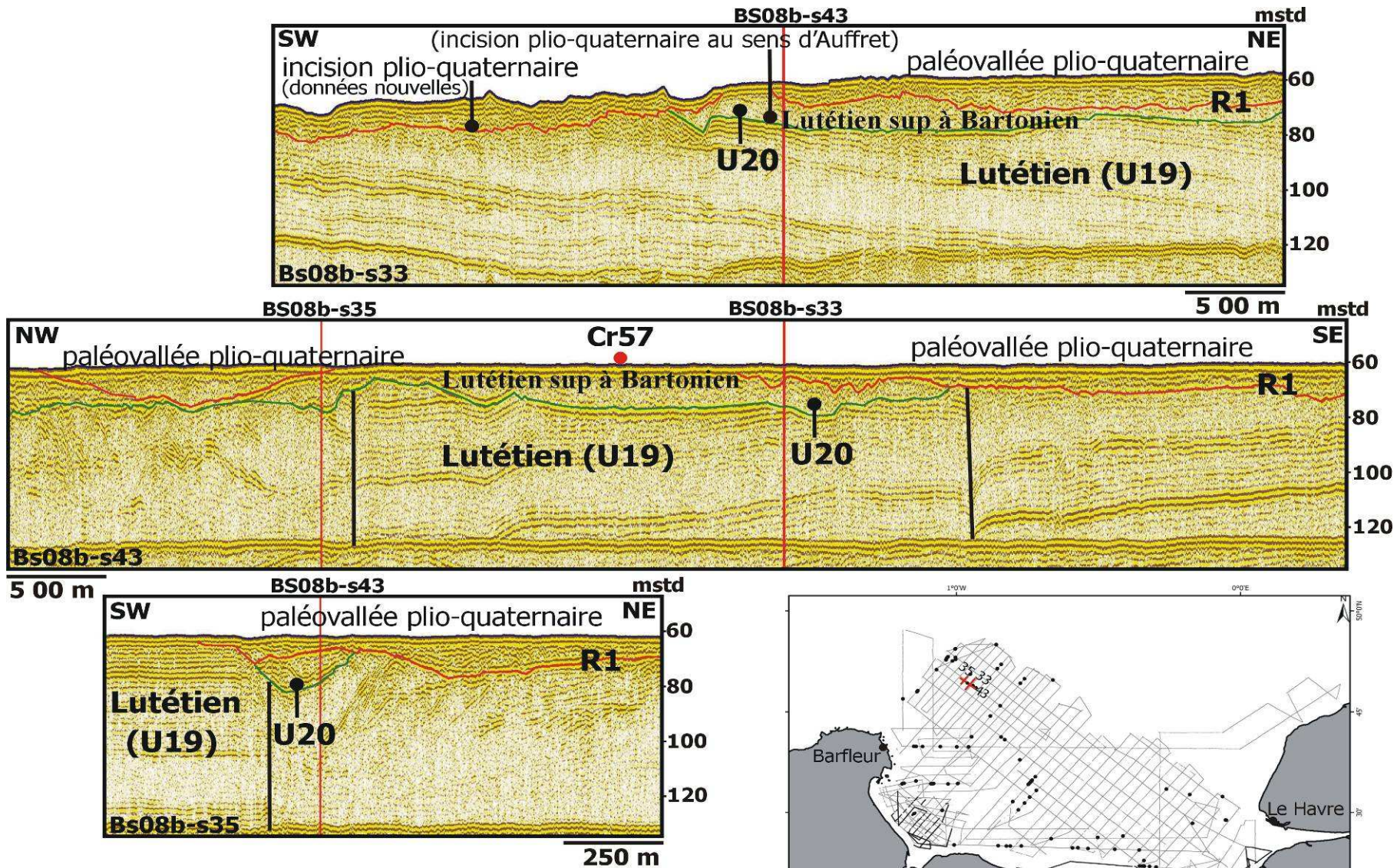


Figure 2.25 : Profils sismiques (BS08b-33, 43 et 35) des paléovallées plio-quaternaires situées au NE de Barfleur, réinterprétés à la lecture des nouvelles études biostratigraphiques obtenues (rapport Eradata, 2010)

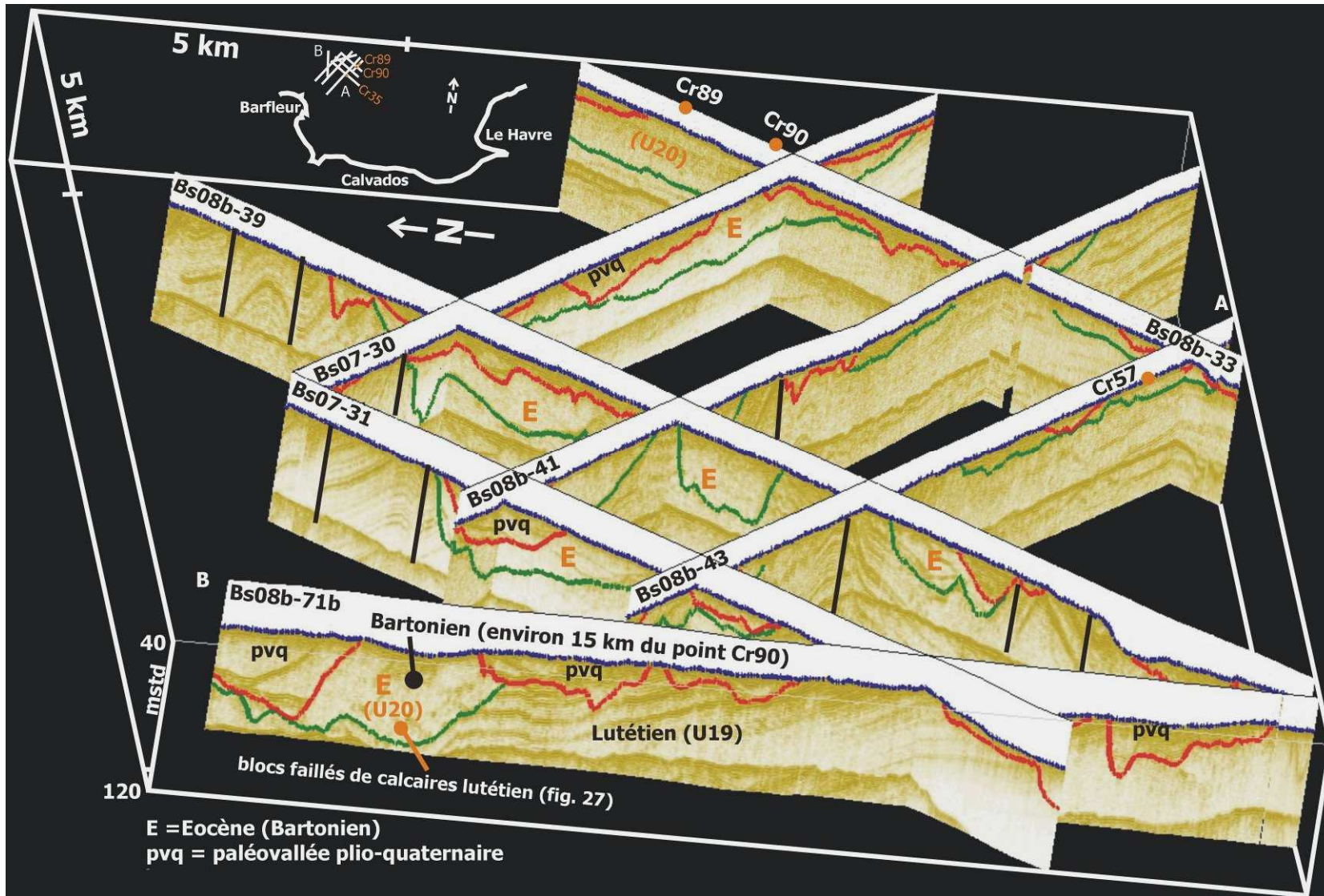


Figure 2.26 : Représentation 3D des profils sismiques présentant l'extension des terrains de l'Éocène moyen (Lutétien à Bartonien), depuis les prélèvements datés (Cr89, Cr90 et Cr57) jusqu'aux environs du méridien de Barfleur. (horizon vert : base Bartonien ; horizon rouge : base du Plio-Puaternaire)

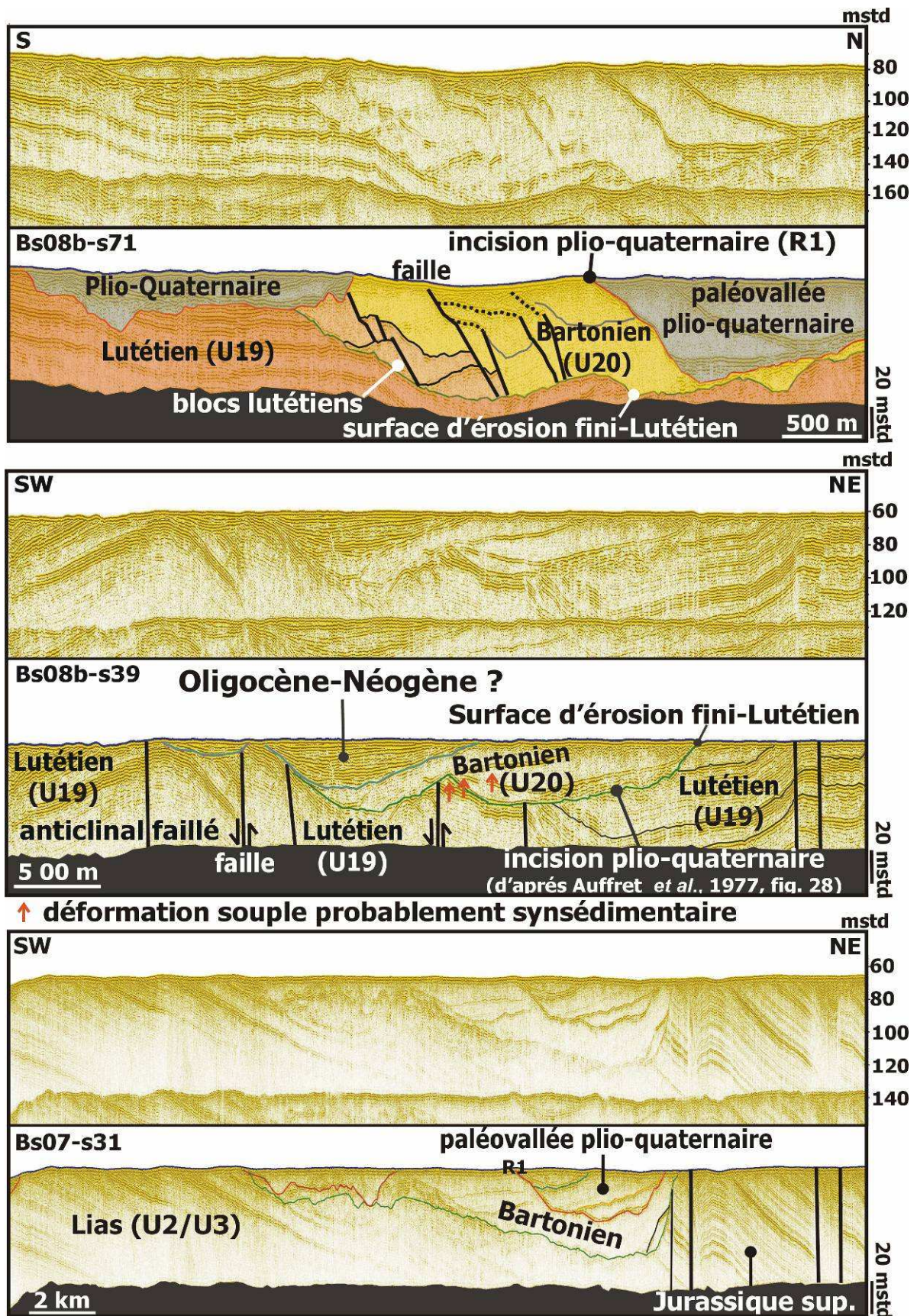


Figure 2.27 : Profils sismiques interprétés (Bs08-s71, 39 et 31) montrant la base de la paléovallée plio-quaternaire et ses relations géométriques avec les terrains tertiaires (à la limite entre le lutétien et bartoniens) Ces profils sismiques montrent aussi les blocs glissés et les déformations dans les terrains tertiaires, au Nord du Cotentin.

Toutefois, le grand nombre et la bonne qualité des données sismiques permettent de suivre ces faciès sismiques par corrélation, d'un profil à l'autre, jusqu'au Nord du Cotentin (entre le point de prélèvement Cr90 et le profil sismique Bs08b-71b (Figure 2.26), sur une distance d'environ 15 kilomètres.

La figure 2.27 présente un ensemble de profils sismiques orientés NE-SW et N-S (profil sismique Bs08b-71b). Les faciès sismiques attribués aux terrains bartoniens présentent une géométrie et une signature sismique très similaires à celle des paléovallées plio-quaternaires. Les profils sismiques réalisés au cœur du synclinal tertiaire de la baie de Seine (partie 1 ; Figures 1.71 et 1.72) présentent des blocs de terrains lutétiens et bartoniens, déformés et faillés (Figure 2.27), dont les géométries n'ont pas été retrouvées dans les séries quaternaires de la mer de la Manche.

Contrairement à l'interprétation proposée pour le profil Bs08b-39 (Figure 2.27), cette géométrie a été interprétée par Auffret & Larsonneur (1977) comme des paléovallées plio-quaternaires enregistrant au moins six stades de remplissage (Figure 2.28). Notre interprétation des séries tertiaires (biostratigraphique et structuration) et des paléovallées plio-quaternaires (Figure 2.27) s'explique par :

- un apport plus important de nouvelles données sismiques et de prélèvements ;
- une amélioration de la qualité des données sismiques. La haute résolution des profils permet d'imager les géométries et les faciès sismiques (Figure 2.28) ;
- de nouvelles connaissances sur la structuration et la stratigraphie du substratum géologique ;
- une datation des échantillons.

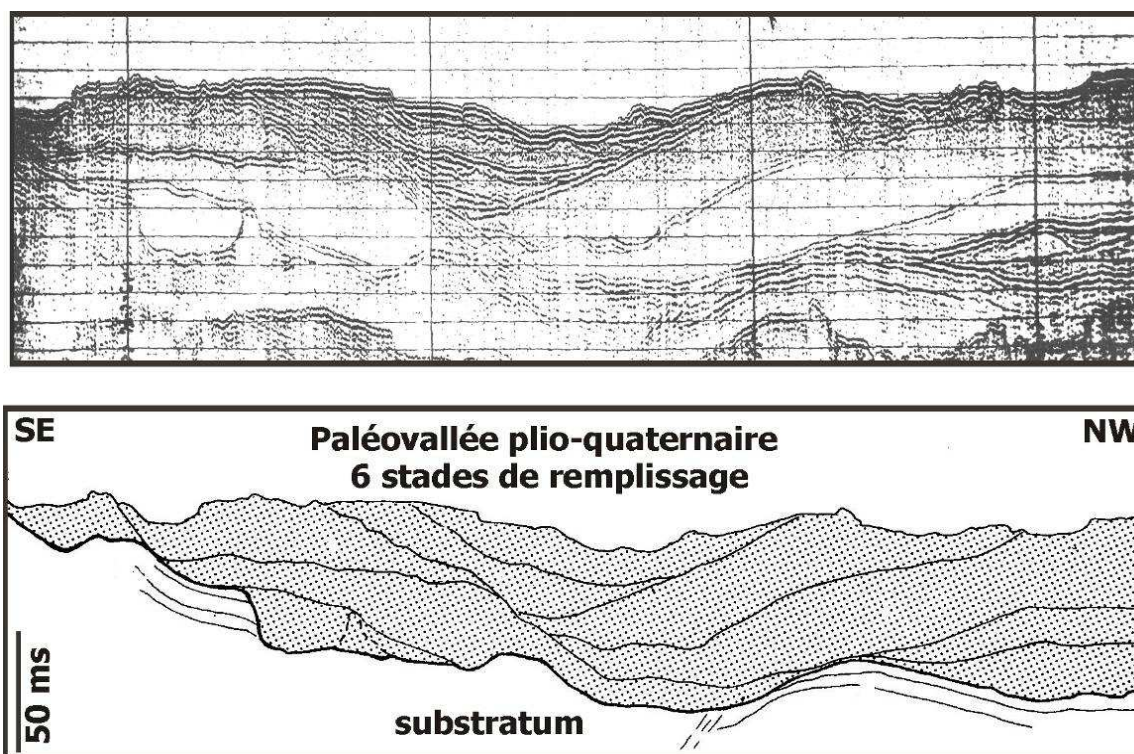


Figure 2.28 : Profil sismique situé dans la zone du profil Bs08b-39 (Figure 2.25) et son interprétation d'après Auffret & Larsonneur (1977). La paléovallée plio-quaternaire présente au moins 6 stades de remplissage (Auffret & Larsonneur, 1977).

Ce dispositif décrit sur la Figure 2.27 a été également observé dans la Manche orientale au niveau des fosses Dangeard (Figure 2.29), chenal du Lobourg (Figure 2.15). Il est caractérisé par un remplissage d'âge éocène et du néogène et pléistocène (Delestret, 2004 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2010, Figure 2.29).

Tous ces résultats géophysiques, structuraux et biostratigraphiques indiquent finalement que la base des paléovallées plio-quadernaires telle qu'elle a été définie par Auffret & Larssonneur (1977) (Figure 2.28) correspond, dans le synclinal de la baie de Seine, à une surface d'âge tertiaire et non à la base plio-quadernaire. La base des paléovallées plio-quadernaires doit être donc rajeunie dans les profils sismiques utilisés (Figure 2.25).

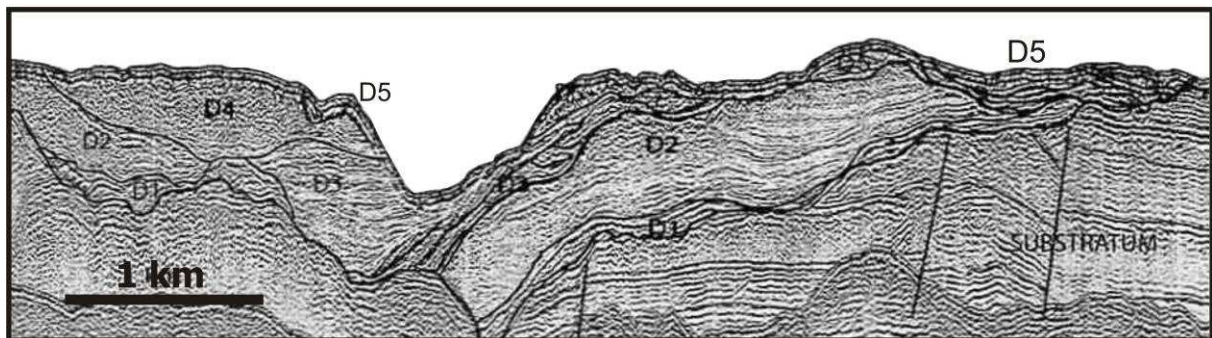


Figure 2.29 : Profil sismique interprété des fosses Dangeard Est montrant une géométrie similaire aux fosses Nord Cotentin (profil Bs08B-s39, Figure 2.27) avec un remplissage éocène-néogène (D1, D2, D3 et D4) et pléistocène (D5), (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2010).

L'existence de ces terrains tertiaires dans les fosses du Cotentin nécessite donc la révision (Figure 2.30) de la carte des isopaques et des isohypses des paléovallées quadernaires de la baie de Seine, publiée par Auffret *et al.* (1980, 1982).

En absence de prélèvements, cette étude montre une nouvelle fois la nécessité d'une étude sismostratigraphique et structurale du substratum géologique (Partie 1), avant d'analyser les paléovallées plio-quadernaires.

2.2.2 Incision plio-quadernaire

Quelle est la géométrie de l'incision formant la base des paléovallées de la baie de Seine ?

Cette étude définit la base des paléovallées plio-quadernaires, c'est-à-dire le toit du substratum géologique mésozoïque ou tertiaire (R1) de la baie de Seine. Elle permet ainsi de reconstituer le réseau hydrographique ancien de la Seine, entre son embouchure actuelle et le Nord-Cotentin. Afin de visualiser cette géométrie, une cartographie du toit

du substratum (carte isohypse) ainsi qu'une carte des épaisseurs du remplissage plio-quaternaire (carte isopaques) sont proposées (Figure 2.).

Le toit du substratum de la baie de Seine est une surface d'érosion (R1), plus au moins régulière. C'est une incision majeure qui entaille les formations géologiques du plateau continental, entre l'embouchure actuelle de la Seine et la mer de la Manche occidentale. Au large de Barfleur, le toit du substratum présente une morphologie plus irrégulière. C'est dans ce secteur que les profondeurs de l'incision au toit du substratum apparaissent maximales (-140 m dans la fosse du Cotentin ; Lericolais, 1997). Au contraire des paléoreliefs (îlots) ont été parfois préservés de l'érosion, au large de Barfleur.

La profondeur de l'incision (R1) et les paléoreliefs contrôlent en partie la géométrie du remplissage sédimentaire des paléovallées de la baie de Seine. Les sédiments sont piégés à l'intérieur des fosses protégées de l'érosion par les paléoreliefs. Quatre unités sismiques N1, N2, N3 et N4 qui seront décrites dans le chapitre 3 sont distinguées dans ce remplissage.

La surface érosion R1 a été cartographiée afin d'établir la morphologie des paléovallées et de reconstituer le paléoréseau hydrographique de la baie de Seine. Le modèle numérique de terrain (MNT) de cette surface présente deux grands tracés de paléovallées, débutant du trait de côte et entaillant le plateau continental (Figure 2.30).

Le premier tracé de la paléovallée, long d'environ 100 km et d'une largeur maximale de 20 km, correspond à l'écoulement de la paléoSeine vers le NW. Le second tracé est plus étroit et moins long, correspondant à la paléoVire s'écoulant vers le Nord. Le tracé des autres affluents de la paléoSeine est moins bien représenté, comme par exemples la paléoSeulles, la paléoOrne, la paléoDives et la paléoTouques. La discrétion des incisions fluviales plio-quaternaires des affluents de la paléoSeine seront discutée dans les sous chapitres 2.3.5.

Il existe un contraste morphologique entre le style méandrique de la Seine continentale et son tracé plus rectiligne en baie de Seine.

La paléoSeine présente un profil transversal assez régulier et symétrique. Au large des côtes, à moins de 5 km du Havre et 7 km au large de Ouistreham, la profondeur de l'incision au toit du substratum atteint -20 mètres. L'incision peut atteindre -40 m pour une distance à la côte de 20 kilomètres. En revanche, à partir du méridien de Ouistreham, au niveau de la courbe - 40 m et sur une trentaine de kilomètres de largeur, l'encaissement apparaît peu important, avec un dénivelée de 10 m (entre les courbes -40 et -50 m, Figure 2.32). Cependant, de brusques changements dans les profondeurs existent au Nord de Barfleur, dans la fosse du Cotentin où l'encaissement atteint -100 mètres. Ce secteur représente l'exutoire de la paléoSeine supérieure.

Le MNT révèle aussi l'existence de reliefs sur un substratum non incisé ou faiblement incisé, surtout au Nord de la baie de Seine (Figures 2.30, 2.31 et 2.32). Des reliefs du substratum caractérisent également le centre de la baie de Seine, à environ 20 km au large de Ouistreham. Ces reliefs sont souvent orientés vers le NW, dans le sens d'écoulement de la paléoSeine et traduisent la résistance inégale des lithologies du substratum. Les roches résistantes arment les reliefs, tandis que les lithologies meubles sont plus facilement évidées en cuvettes par érosion différentielle, comme dans l'exemple des fosses de Cotentin.

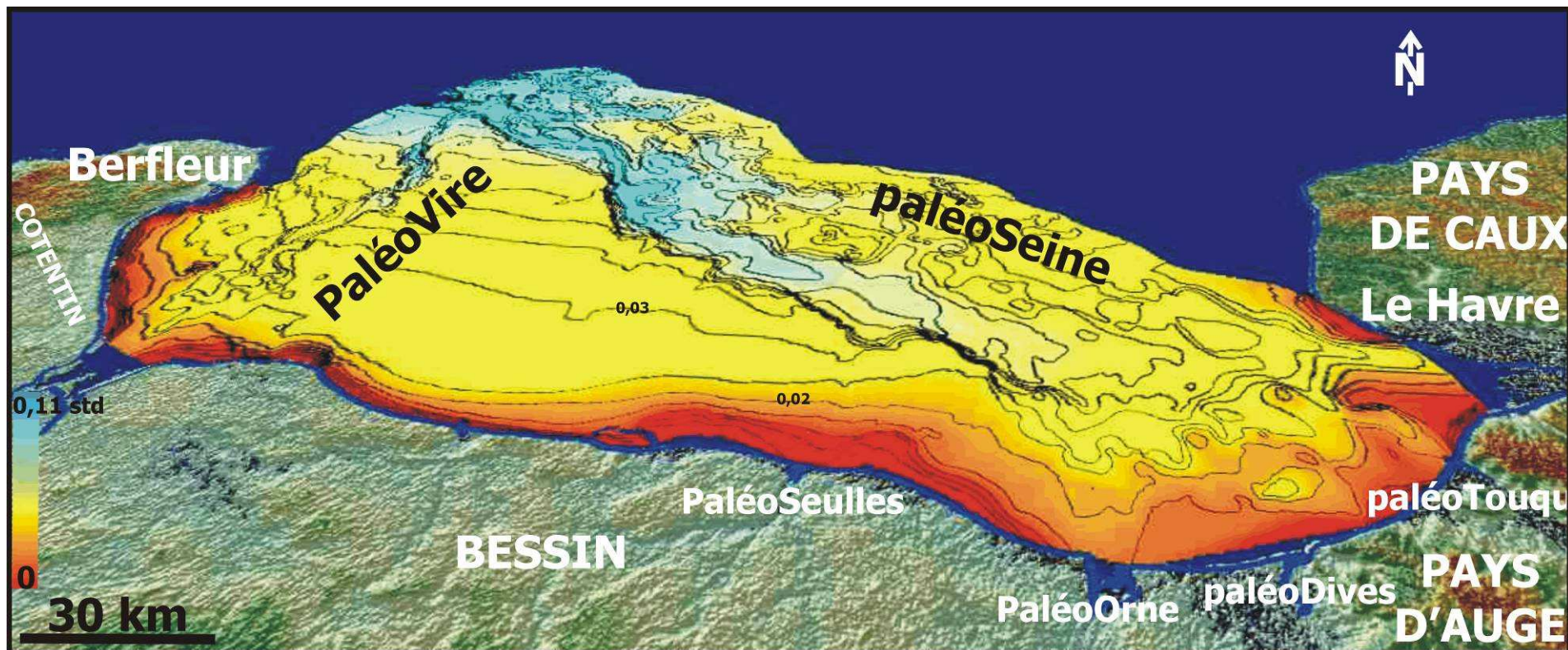


Figure 2.30 : Modèle Numérique de Terrain de la profondeur du toit du substratum géologique (en seconde temps double) et les courbes d'isohypses (équidistance 0,005 std) établit à partir de l'interpolation des interprétations des données sismiques THR (MNT corrigé au BRGM par Fabien Paquet et Isabelle Thinon).

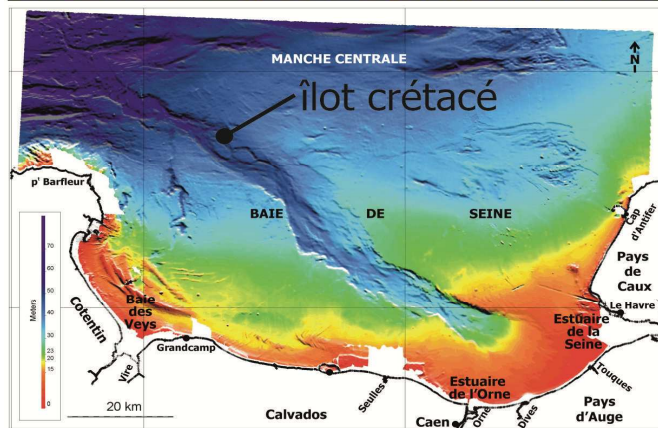
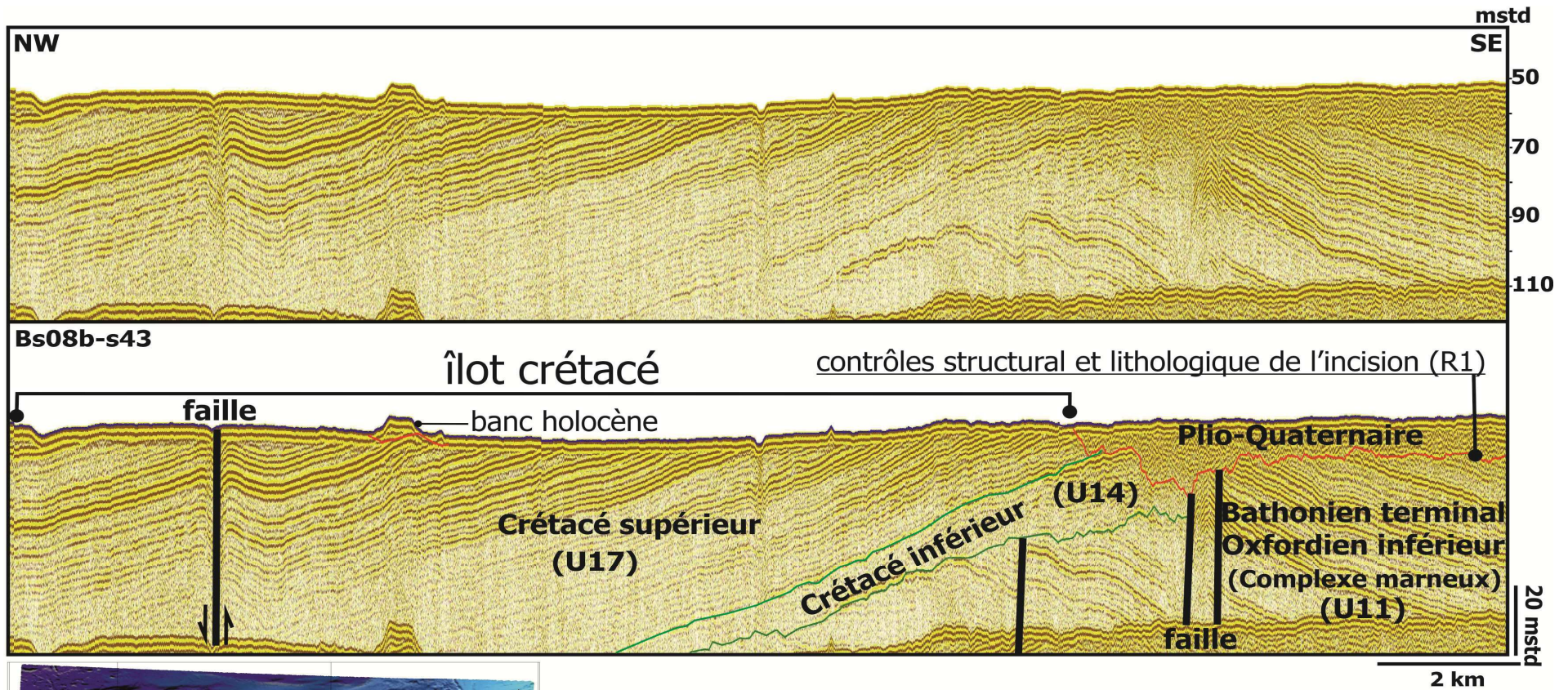


Figure 2.31 : Profil sismique Bs08b-s43 d'orientation NW-SE, au large de Barfleur, interprété montrant un îlot (haut-fond) préservé dans la série crétacée et une paléovallée plio-quaternaire, incisant à la fois les séries crétacées et marneuses jurassiques (Bathonien terminal à Oxfordien inférieur). La carte bathymétrique ainsi que le MNT (Figures 2.30 et 2.32) montrent cet îlot dans les formations crétacées.

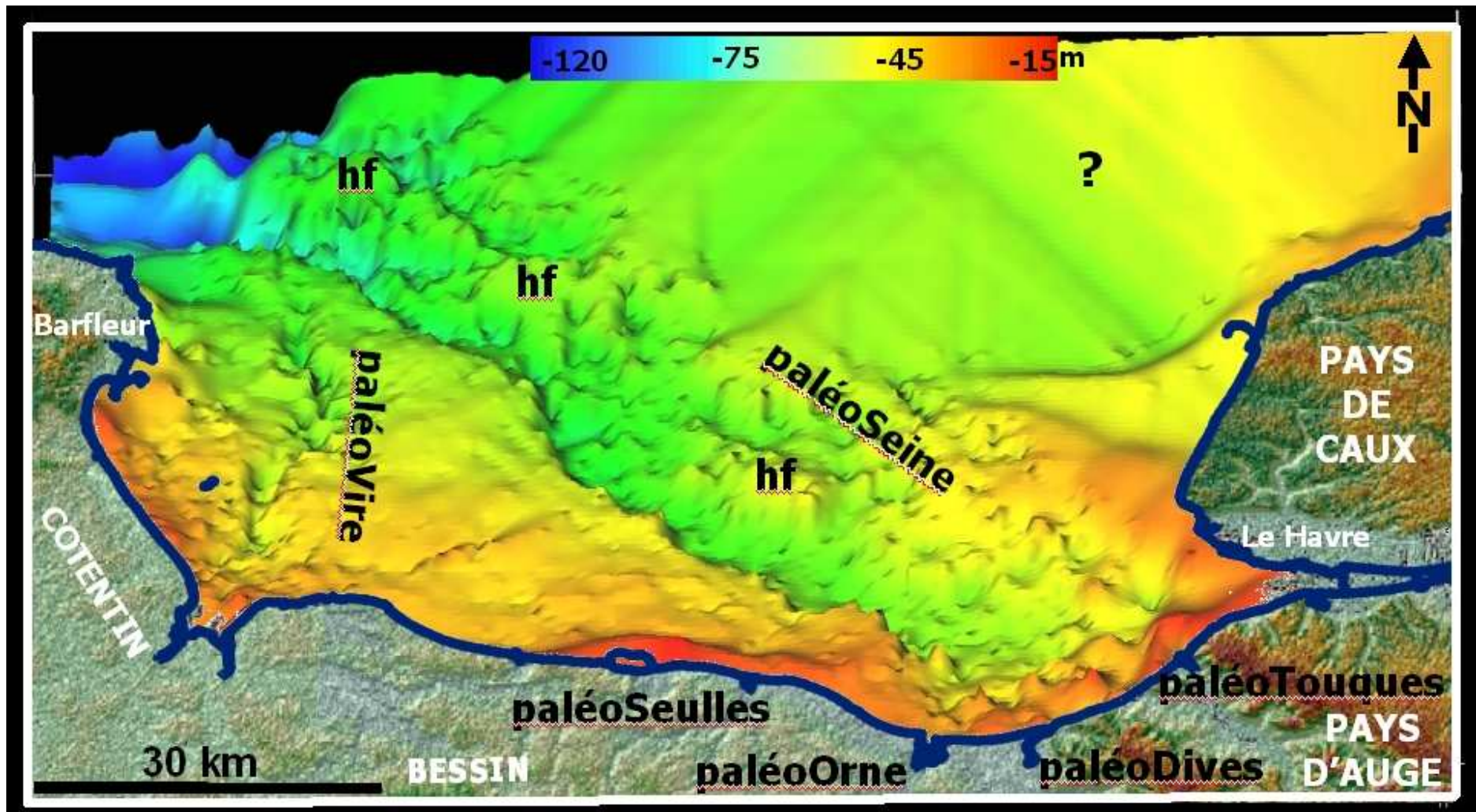


Figure 2.32 : Bloc diagramme en mètres du toit du substratum géologique établi à partir du Modèle Numérique de Terrain d'isohypse en temps double, montrant la paléoSeine, la paléoVire et les haut fond (hf) (? lacune de données) (Benabdellouahed *et al.*, 2009 ; 2010b).

Dans la paléovallée supérieure de la paléoSeine, la pente moyenne est estimée entre 0,02 % et 0,04 %. Ensuite, la déclivité décroît au niveau des reliefs situés au Nord de la baie. Dans sa partie aval (fosse du Cotentin), la pente augmente de nouveau, autour de 0,5 %. Alduc (1979) interprète ce brutal changement dans les pentes, comme étant la limite aval de l'érosion régressive du dernier cours de la paléoSeine.

Les paléoVire, paléoAure et paléoDouve qui drainent le bassin versant du Cotentin, forment un cours unique appelé paléoVire. Contrairement à la paléoSeine, la paléoVire conserve en baie de Seine la même morphologie fluviale qu'à terre.

En effet, en baie de Seine, la paléoVire présente une légère sinuosité (indice de sinuosité de 1,10), dessinant une courbure vers l'Est, tandis que le cours actuel de la Vire dessine sur le continent une courbure vers l'Ouest, dans les environs d'Isigny-sur-Mer, avec une augmentation de la sinuosité au Sud de cette localité. Le tracé de la paléoVire se suit sur environ 40 km en baie de Seine et présente une largeur maximale d'environ 3 kilomètres. Elle conflue avec la paléoSeine, au Nord du Cotentin.

Le point marquant de cette analyse du MNT au toit du substratum est l'absence du tracé des anciens affluents de la paléoSeine, comme la paléoSeulles au large du Bessin ou peu marqué, comme la paléoOrne, au large de la Campagne de Caen. En revanche, les profils sismiques de type boomer réalisés à proximité de la côte du Bessin présentent une légère incision pour la paléoSeulles. En rive droite de la paléoSeine, aucun témoin d'affluent n'a été retrouvé bien qu'Alduc (1979) envisage les témoins d'un réseau hydrographique né sur le Pays de Caux.

2.3 Discussion sur l'origine de l'incision plio-quaternaire : relations morphologiques des incisions fluviales et substratum géologique

Pour de nombreux auteurs (Larsonneur, 1971 ; Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980), le réseau des paléovallées en baie de Seine (Figure 2.33) résulterait d'une incision en période de bas niveau marin plio-quaternaire. Il est cependant difficile d'expliquer l'orientation, la profondeur et la morphologie du réseau de paléovallées. En d'autres termes :

- Quels contrôles lithologiques ou tectoniques doit-on envisager pour comprendre l'installation du réseau des paléovallées ?
- Quel est le rôle du substratum géologique dans la morphogenèse des paléovallées ?
- Est-ce que le réseau des paléovallées plio-quaternaires résulte de la reprise d'un ancien réseau fluvial tertiaire ?

Toutes ces questions suggèrent que le climat n'apparaît pas comme le seul facteur déterminant dans l'incision ; il est sans doute nécessaire de prendre également en compte le rôle du substratum géologique et d'envisager d'autres mécanismes allocycliques.

L'étude du substratum géologique de la baie de Seine (Partie 1) nous a conduites à envisager une histoire géologique complexe pour expliquer la morphologie du toit du substratum, avec plusieurs phases de déformation et d'érosion au Jurassique, au Crétacé et Paléogène, voire durant le Plio-Quaternaire. Pour la plupart des auteurs (Graindor, 1964 ; Larsonneur, 1971 ; Auffret *et al.* 1980, Lefebvre *et al.* 1994 ; Lautridou *et al.*, 1999b), cette incision plio-quaternaire en baie de Seine est d'origine fluviale. De nombreux travaux sur les incisions fluviales insistent sur des mécanismes allocycliques responsables de cette érosion, comme le climat, la tectonique et la variation du niveau de base (Schumm, 1993 ; Antoine, 1994 ; Antoine *et al.*, 2000 ; Bridgland, 2000 ; Houtgast *et al.*, 2002 ; Macklin *et al.*, 2002 ; Westaway *et al.*, 2006 ; Bridgland *et al.*, 2009 ; Westaway *et al.*, 2011). En l'absence d'un de ces facteurs, l'incision devient négligeable selon Schumm (1993). Dans le cas de la baie de Seine, l'incision au toit du substratum géologique est importante et bien conservée, ce qui nous amène à proposer l'hypothèse d'une incision fluviale résultant d'une combinaison de plusieurs de ces mécanismes allocycliques. Quel que soit le mécanisme de creusement, cette surface est également influencée par la nature lithologique, la structuration et la morphologie (pente et cuesta) du substratum géologique.

La carte géologique des fonds de la baie de Seine (Figures 2.33 et 2.34) permet de comprendre comment la lithologie et la structure du substratum géologique interviennent dans la morphologie des incisions fluviales plio-quaternaires.

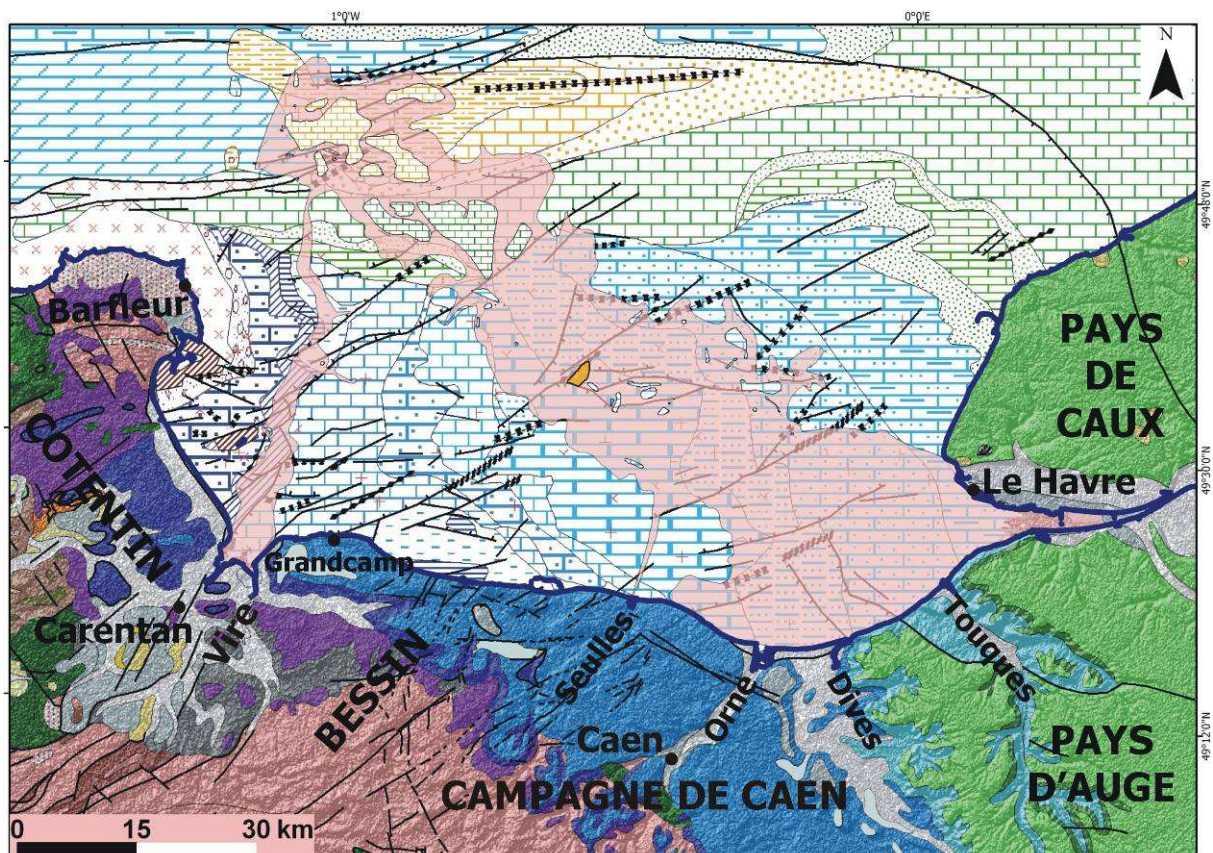


Figure 2.33 : Tracés de la paléoSeine et de ses affluents (en marron clair) superposés à la carte géologique révisée du substratum de la baie de Seine.

Le présent chapitre s'attache aux relations morphologiques des incisions avec le substratum géologique, les objectifs principaux sont de décrire d'une part, le rôle de la lithologie et d'autre part le rôle de la structure du substratum (Figures 2.33 et 2.34). D'autres paramètres, comme la présence de cuesta et la pente du substratum jouent aussi un rôle prépondérant dans la mise en place de ces paléovallées, mais, dépendent indirectement de la lithologie et de la structuration.

2.3.1 Contrôle lithologique des morphologies fluviales de la baie de Seine

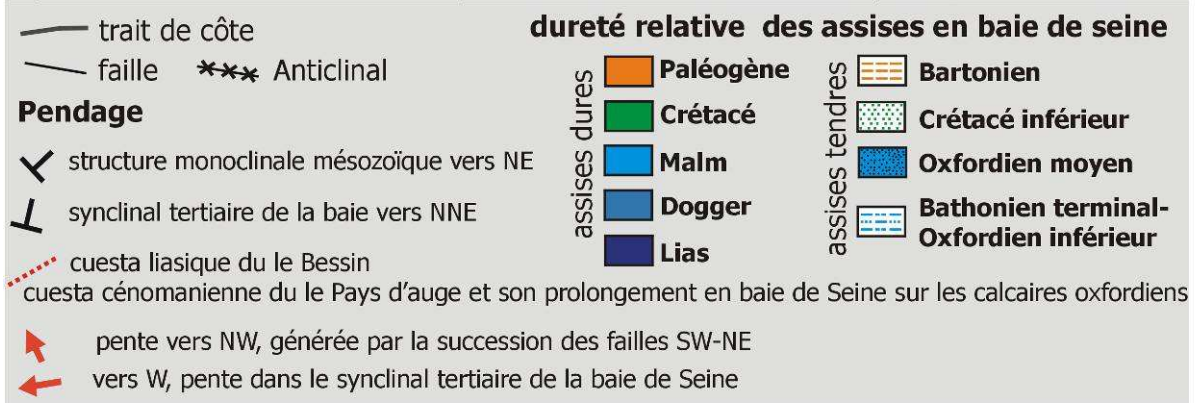
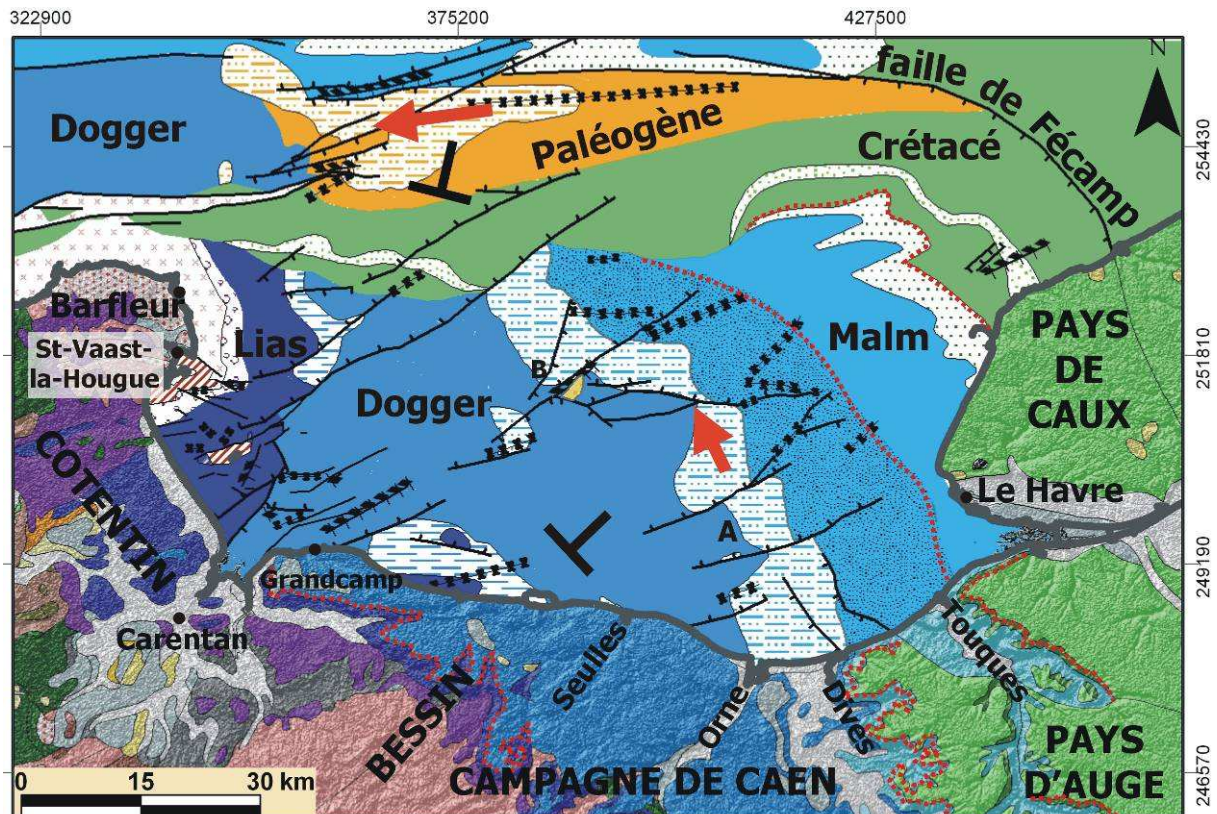
Les travaux publiés depuis le début des années 80, insistent sur le rôle prépondérant de la lithologie dans l'érosion fluviale (Schumm, 1981 ; Schumm & Ethridge, 1994 ; Bonnet, 1998 ; Blum & Törnqvist, 2000 ; Menier, 2004). En Normandie, Lefebvre (1987) a démontré le rôle des différents faciès crétacés, dans la genèse des méandres de la basse Seine. Alduc (1979) envisage également un contrôle exclusif de la lithologie dans les incisions fluviales de baie de Seine.

Rappelons que les lithologies du substratum géologique de la baie de Seine sont très variées (Figure 2.34), avec des granites et roches métamorphiques (socle armoricain), des sables et argiles (Trias), des calcaires et marnes (Lias, Aaléno-Bajocien à Bathonien supérieur, Oxfordien moyen), des marnes (Toarciens, Bathonien inférieur, Callovien à Oxfordien inférieur), des marnes sableuses (Oxfordien supérieur, Kimméridgien) et des sables quartzeux (Crétacé inférieur), des craies (Crétacé supérieur) ou des calcaires coquilliers (Éocène).

Cette diversité peut être regroupée en deux grands ensembles lithologiques à l'échelle de la baie de Seine :

- un groupe lithologique de roches dures et résistantes à l'érosion. Ce sont les calcaires cimentés du Bathonien supérieur, les craies du Crétacé supérieur ou les calcaires lumachelliques de l'Éocène (synclinal de la baie de Seine, Figure 2.34). Ces lithologies calcaires peuvent également présenter des dissolutions karstiques, en particulier dans la craie crétacée ;
- un groupe lithologique de roches plus friables et plus faciles à éroder, avec des marnes et alternances marno-calcaires (Lias, Aaléno-Bajocien, caillasses bathoniennes, Bathonien terminal, Oxfordien inférieur et supérieur) et les sables bartoniens.

Dans ces formations marneuses, généralement plus tendres, la perméabilité est réduite. Selon la théorie de Horton (1945), le ruissellement augmente avec la diminution de la capacité d'infiltration. L'énergie du ruissellement dans la paléoSeine varie avec la variation de la lithologie du substratum : le ruissellement est important dans les marnes et moins important dans les calcaires fracturés. Les particules grossières transportées par le ruissellement peuvent avoir un effet abrasif sur ces lithologies.



complexe marneux = Bathonien terminal-Oxfordien inférieur
 Bathonien supérieur = Caillasses Basse-Ecarde (BE) et Calcaire de Langrune

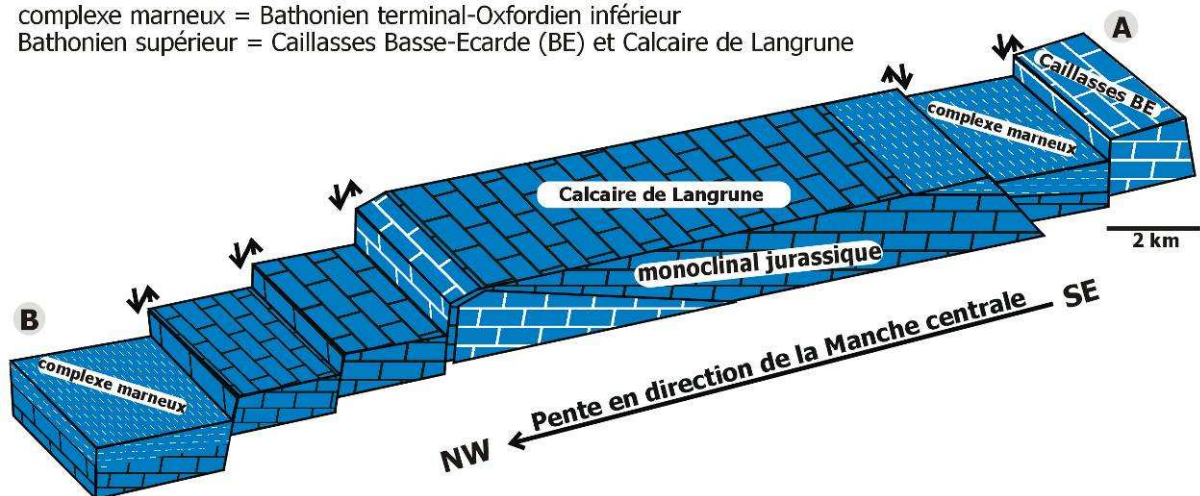


Figure 2.34 : Carte géologique et géomorphologique (cuesta, pente, lithologie) simplifiée présentant la structure monoclinale des terrains mésozoïques des fonds de la baie de Seine découpée en blocs. Ces blocs sont organisés en marches d'escalier (coupe A-B) vers le NW.

Le meilleur argument pour illustrer le rôle important de la lithologie, dans l'incision fluviale nous est donné par le tracé des paléovallées de la paléoSeine superposé au substratum géologique (Figure 2.33). En effet, la paléovallée de la Seine, au centre de la baie, occupe la totalité de l'auréole marneuse (Bathonien terminal/Oxfordien inférieur, U11) plus facile à éroder.

Les profils sismiques (Figures 2.35, 2.36 et 2.37) réalisés au droit de la structure monoclinale mésozoïque illustrent l'installation préférentielle de la paléovallée de la Seine, entre les calcaires cimentés très durs du Bathonien supérieur (U10) à l'Ouest et les marnes plus tendres du Bathonien terminal/Oxfordien inférieur (U11), à l'Est. Cette incision devient plus importante, dépassant 10 m, dans les terrains plus marneux du Bathonien terminal/Oxfordien inférieur. Dans les calcaires du Bathonien supérieur, cette incision atteint environ 5 mètres.

Dans l'embouchure actuelle de la Seine, le profil sismique Bs07-s16 (Figure 2.35) réalisé, à une quarantaine de kilomètres du Bessin, illustre le rôle l'érosion différentielle dans les lithologies. La profondeur de cette incision dans le substratum géologique diminue au fur et à mesure que la paléoSeine s'écoule vers l'Ouest, évoluant latéralement d'assises de plus en plus marneuses, vers les assises calcaires du Bathonien supérieur. Cette incision met à l'affleurement, des terrains calcaires plus résistants qui constituent aujourd'hui, la rive droite de la paléoSeine (Figure 2.33).

Au Nord de la baie de Seine, l'encaissement devient plus discret, avec des îlots préservés dans les craies blanches du Crétacé supérieur (Figure 2.33) armées de silex et plus résistantes à l'incision. Alduc (1979) propose l'hypothèse d'un écoulement karstique dans ces craies qui aurait provoqué une perte du débit liquide par infiltration et un rétrécissement de la vallée.

Au Nord de Barfleur, le secteur aval de la paléoSeine représente le secteur le plus spectaculaire d'un point de vue morphologique. Le substratum tertiaire et en particulier les sables bartoniens est profondément incisé, sur environ 50 m de profondeur.

Comme pour la paléoSeine, la paléoVire présente une tendance à l'incision dans les lithologies tendres, comme les calcaires argileux du Sinémurien. La paléoVire longe l'auréole liasique et son incision atteint rarement 10 mètres. Pour les autres affluents (paléoSeulles) circulant sur les calcaires durs du Bathonien supérieur, les incisions deviennent plus discrètes.

Conclusion

Les profils sismiques ainsi que la cartographie du tracé des incisions et des formations géologiques du substratum illustrent le rôle majeur des lithologies dans l'importance de l'érosion fluviale. Toutefois, les effets combinés de la fracturation et des alternances gel/dégel sur les lithologies peuvent également modifier les caractères physiques des roches, et donc par conséquent, influencer la géométrie des incisions par rapport à des terrains moins fracturés ou moins gélifractés. Ces processus seront discutés dans les prochains paragraphes.

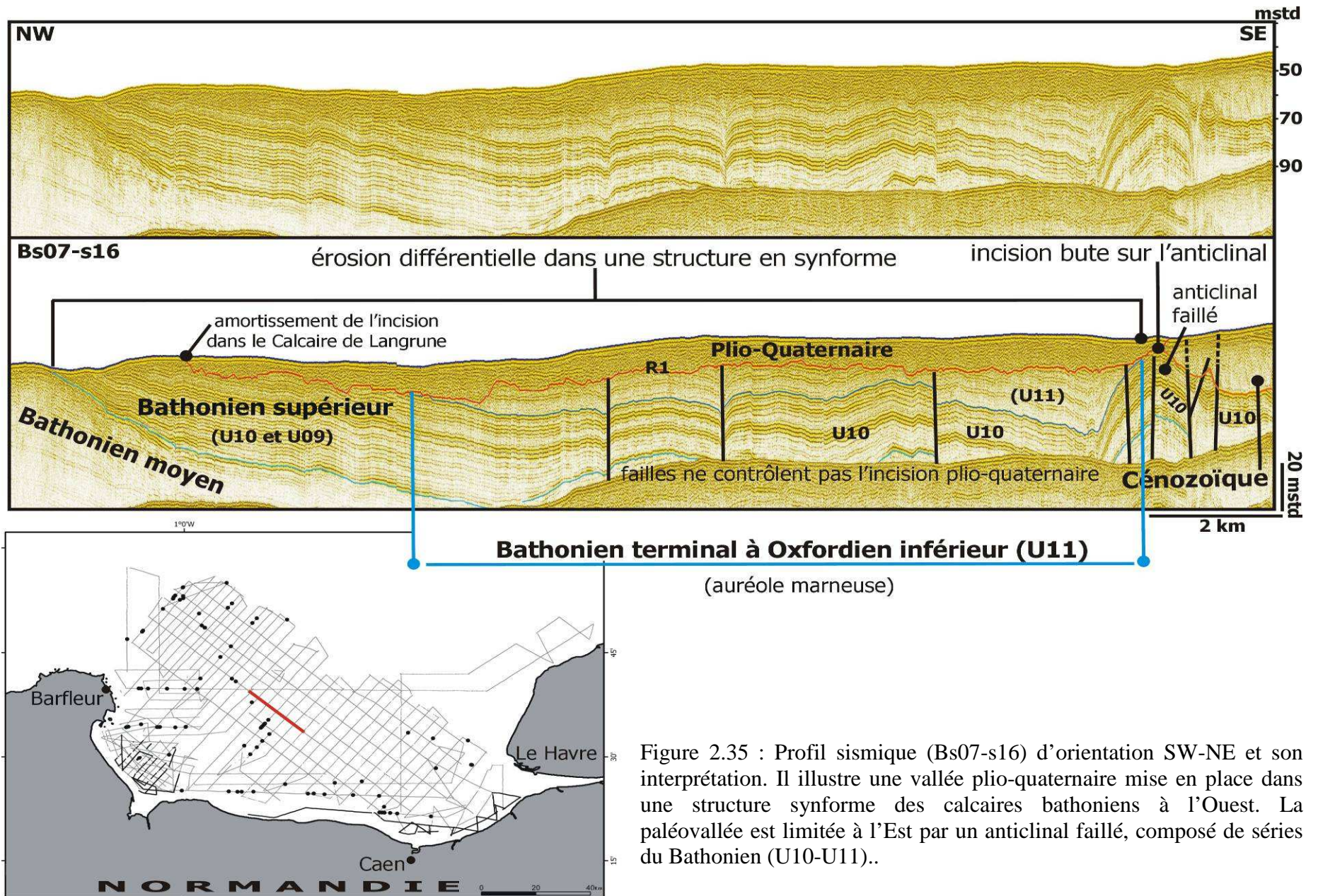


Figure 2.35 : Profil sismique (Bs07-s16) d'orientation SW-NE et son interprétation. Il illustre une vallée plio-quaternaire mise en place dans une structure synforme des calcaires bathoniens à l'Ouest. La paléovallée est limitée à l'Est par un anticlinal faillé, composé de séries du Bathonien (U10-U11)..

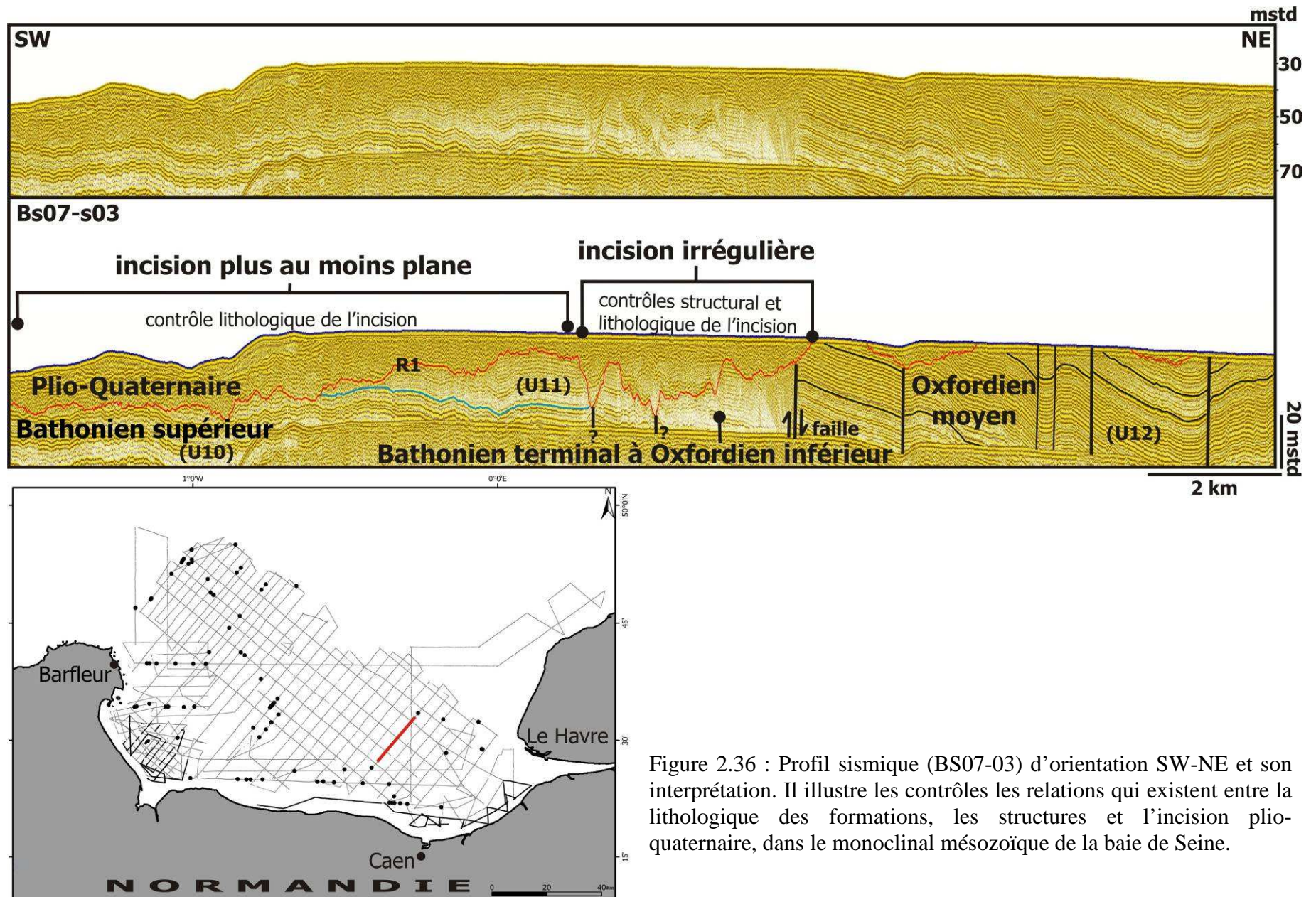


Figure 2.36 : Profil sismique (BS07-03) d'orientation SW-NE et son interprétation. Il illustre les contrôles les relations qui existent entre la lithologique des formations, les structures et l'incision plio-quaternaire, dans le monoclinale mésozoïque de la baie de Seine.

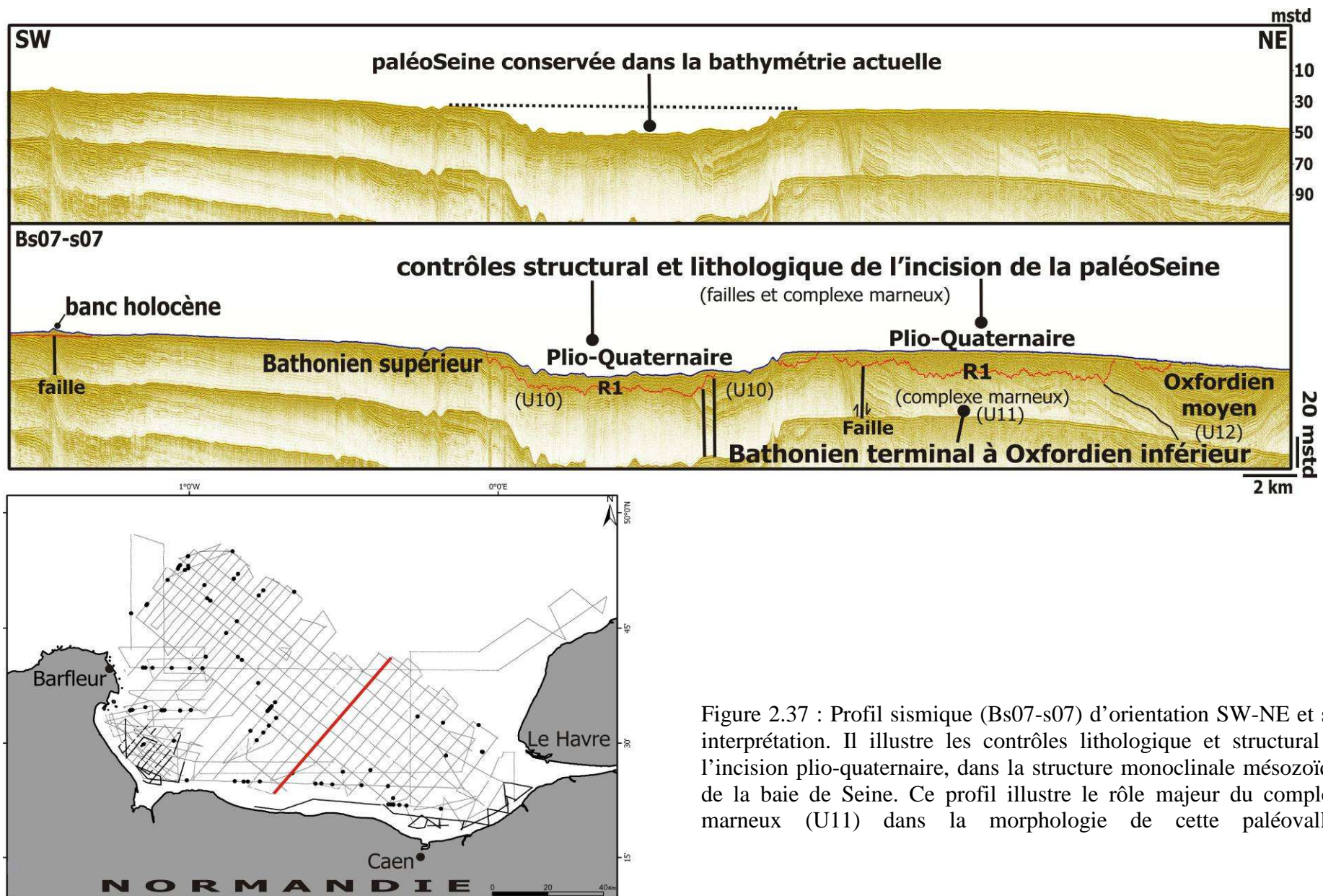


Figure 2.37 : Profil sismique (Bs07-s07) d'orientation SW-NE et son interprétation. Il illustre les contrôles lithologique et structural de l'incision plio-quaternaire, dans la structure monoclinale mésozoïque de la baie de Seine. Ce profil illustre le rôle majeur du complexe marneux (U11) dans la morphologie de cette paléovallée.

2.3.2 Contrôle structural des morphologies fluviales de la baie de Seine

Deux ensembles structuraux ont été définis dans la présente étude et cartographiés sur la carte géologique révisée du substratum de la baie de Seine (Figures 2.33 et 2.34) :

- une structure monoclinale dans les terrains mésozoïques et pour l'essentiel jurassiques, avec dans le détail, des structures plissées et faillées (Figures 2.36, 2.37 et 2.38). La direction NE-SW des failles et des structures est la mieux représentée en baie de Seine, entre Barfleur et l'estuaire de la Dives. Ces failles ont un regard orienté vers le NW et elles délimitent des hémigrabens. La baie des Veys est caractérisée par un réseau très dense de failles normales de direction SW-NE et à regards NW et SE, avec de nombreux petits synclinaux et anticlinaux de directions SW-NE et E-W, déformant les terrains triasiques et jurassiques (Figure 2.39 et 2.40) ;
- une structure synclinale orientée W-E ou synclinal de la baie de Seine qui déforme les terrains crétacés à bartoniens. Ce synclinal est limité au Nord par une faille d'orientation E-W, dans le prolongement occidental de la faille de Fécamp (Figures 2.33 et 2.34).

Certains profils sismiques (Bs07-s16, 03 et 07, Figures 2.35, 2.36 et 2.37) illustrent bien le rôle des structures dans la morphogénèse des paléovallées de la baie de Seine. En effet, certaines incisions irrégulières (Bs07-s03, Figure 2.36) peuvent s'expliquer par la proximité de failles, de synclinaux ou d'anticlinaux (Figures 2.35 et 2.36). À la suite d'ondulations à grand rayon de courbure ou de failles, les paléovallées traversent différentes lithologies (dures ou tendres). Les paléoréseaux fluviaux s'écoulent soit parallèlement aux structures géologiques (ex paléoVire), soit les recoupent (ex. paléoSeine) (Figure 2.33).

Dans cette discussion du contrôle structural des incisions fluviales de la baie de Seine, il est toutefois nécessaire de distinguer les échelles régionale et locale.

À l'échelle régionale et dans le secteur de la structure monoclinale mésozoïque de la baie de Seine, le contrôle structural de l'incision fluviale est illustré par le découpage de cette structure monoclinale en hémigrabens, mettant à l'affleurement des assises tantôt tendres, tantôt dures. Dans le secteur du synclinal tertiaire à cœur bartonien de la baie de Seine, le contrôle structural est illustré par une géométrie en gouttière orientée Est-Ouest, qui chenalise l'écoulement de la paléoSeine, dans des argiles bartoniennes.

À une échelle locale, les structures déterminent également la géométrie des paléovallées, en baie de Seine et en baie des Veys (Tableau 2.5). En effet, ces structures (failles, synclinaux et anticlinaux) provoquent localement, une diminution ou une augmentation des pentes (entre 0,03 à 0,17 %, Tableau 2.5) et modifient le pendage de la structure monoclinale (exemple Bs08-Orn10, Figure 2.38). Au Nord de Barfleur, les failles peuvent être à l'origine de ruptures de pente, avec des incisions dont la profondeur peut dépasser 100 m, au niveau des fosses.

Le cas le plus spectaculaire est celui de la baie des Veys. L'écoulement de la paléoVire est coincé le plus souvent au cœur des synclinaux faillés liasiques ou bathoniens

(Figure 2.39 et Tableau 2.5). Le profil sismique Bs08b-05 par exemple illustre une incision de la paléoVire qui longe un synclinal à cœur bathonien moyen. Cette incision de la paléoVire suit préférentiellement l'orientation des failles et des synclinaux situés à la limite de l'auréole liasique (Figure 2.33). Cette incision peut être également localisée dans des zones faillées formant des hémigrabens ou des grabens, d'environ 1,5 km de largeur (Figure 2.40).

Toutefois, l'analyse des profils sismiques montre que les paramètres lithologique et structural ne sont pas toujours faciles à distinguer, comme peuvent l'illustrer les figures 2.38 ; 2.39 et 2.40 et le Tableau 2.5. Dans de nombreux cas, les deux paramètres demeurent indissociables. L'incision peut s'installer sur un compartiment soulevé si les lithologies sont tendres ou au contraire réduire cette érosion, sur un compartiment soulevé si les lithologies sont dures. Ce mécanisme provoque des ruptures de pente ou *knickpoint* (Gardner, 1983 ; Holbrook & Schumm, 1999), le long d'un profil d'écoulement. Le toit du substratum est accidenté par de telles ruptures de pente et l'étude des profils sismiques soulignent que la géométrie des incisions est liée à des *knickpoints* d'origine lithologique ou structurale (Figure 2.38).

Conclusion

L'interprétation des profils sismiques de la baie de Seine insiste sur le rôle des failles, des synclinaux et des anticlinaux, dans les irrégularités morphologiques de l'incision. Toutefois, les conséquences des failles peuvent être considérables dans le cas où leur rejet favorise le contact entre des assises de lithologies très différentes. Un contraste lithologique peut se créer et par conséquent, influencer la géométrie des incisions, par rapport aux cas de failles affectant des lithologies identiques.

Les failles dont le rejet dépasse 30 m (exemples : Bs07-s03, Figure 2.36 ; Bs07-s07, Figure 2.37 et Bs08b-s07, Figure 2.40), mettant en contact deux formations de dureté très différente (exemple des calcaires durs du Bathonien supérieur et du complexe marneux friable du Bathonien terminal à l'Oxfordien inférieur) génèrent une irrégularité dans la géométrie de l'incision et provoque des ruptures de pente ou *knickpoint*. Au contraire, des failles affectant une même formation sont généralement sans influence, ou très légère, dans la géométrie de l'incision (Bs07-s16, Figure 2.35).

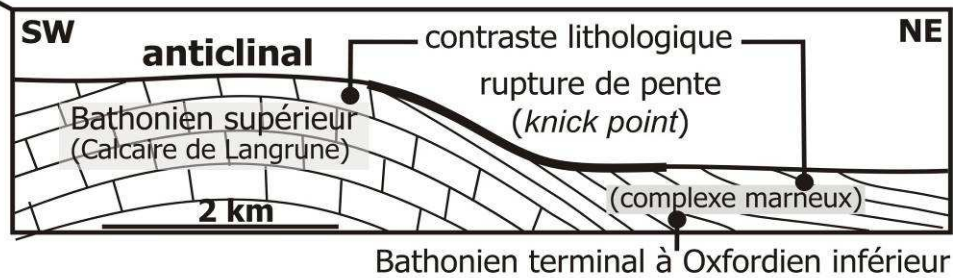
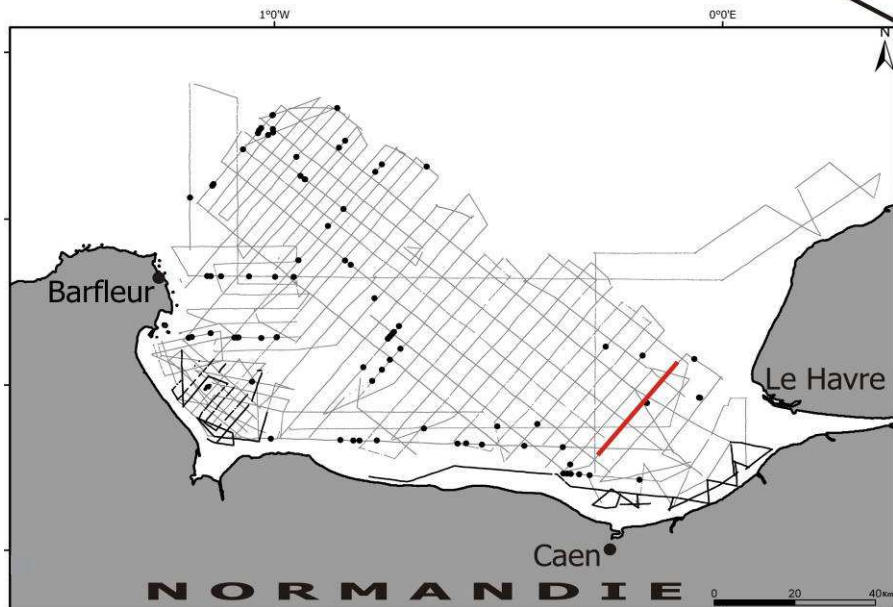
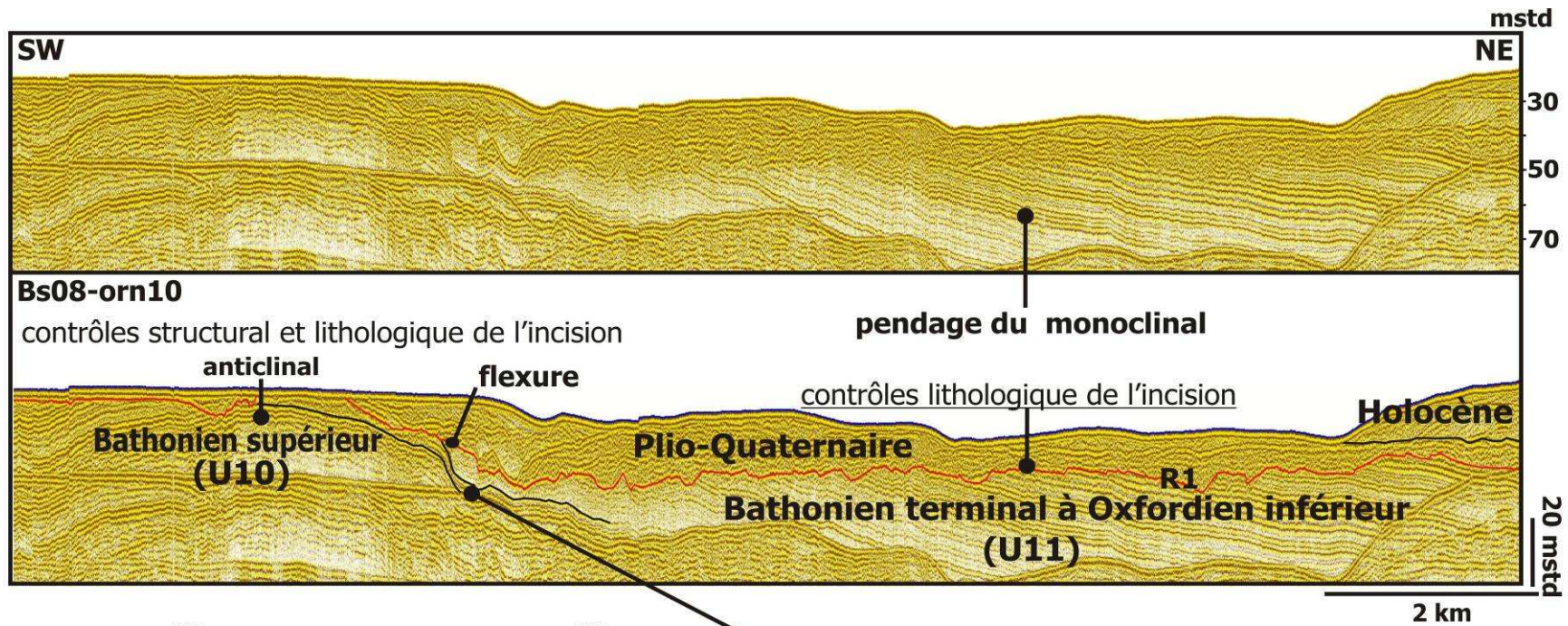


Figure 2.38 : Profil sismique Bs08-orn10 d'orientation SW-NE situé au large de l'estuaire de la Seine et son interprétation. Il illustre la rupture de pente (*knickpoint*) au niveau de la structure anticlinale du Bathonien supérieur.

Tableau 2.5 : Récapitulatif des principaux caractères morphologiques des incisions plio-quadernaires de la baie de Seine et du rôle de la structuration du substratum.

Géométrie de l'incision fluviale	Contrôle structural	Profils sismiques interprétés
plane dans le complexe marneux	<ul style="list-style-type: none"> - failles avec impact négligeable sur l'incision - rejet faible des failles. 	<p>NW Bs07-s16 SE</p> <p>Plio-Quaternaire</p> <p>(U11)</p> <p>(U10)</p> <p>(U10)</p> <p>failles sans impact</p> <p>20 mstd</p> <p>2 km</p>
incision fluviale plane	l'incision bute sur les calcaires durs bathoniens de l'anticlinal bathonien à l'Est	<p>NW Bs07-s16 SE</p> <p>Plio-Quaternaire</p> <p>(U11)</p> <p>(U10)</p> <p>(U10)</p> <p>faille sans impact</p> <p>Cénozoïque</p>
incision fluviale irrégulière (incision plus importante au niveau des marnes)	<ul style="list-style-type: none"> - contrôle par faille - contraste lithologique important, entre les calcaires durs bathoniens et les marnes du Bathonien terminal-Oxfordien inférieur 	<p>SW Bs07-s05 NE</p> <p>Plio-Quaternaire</p> <p>(U10)</p> <p>(U10)</p> <p>(U09?)</p> <p>(U11)</p> <p>jeu des failles</p>
incision fluviale irrégulière (paléovire)	- contrôle structural (faille et synclinal) de la paléovire	<p>W Bs08b-s05 E</p> <p>paléovire dans un synclinal faillé</p> <p>Plio-Quaternaire</p> <p>U3</p> <p>zone de failles ?</p> <p>U6</p> <p>faille</p> <p>500 m</p> <p>faille</p>

(U3) Lias, (U6) Bathonien moy., (U9 et U10) Bathonien sup., (U11) Bathonien terminal-Oxfordien inf.

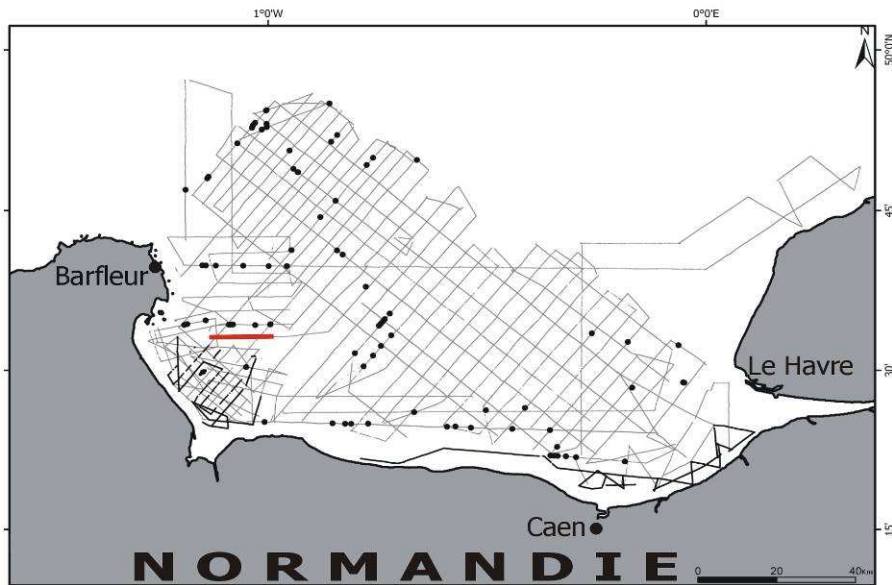
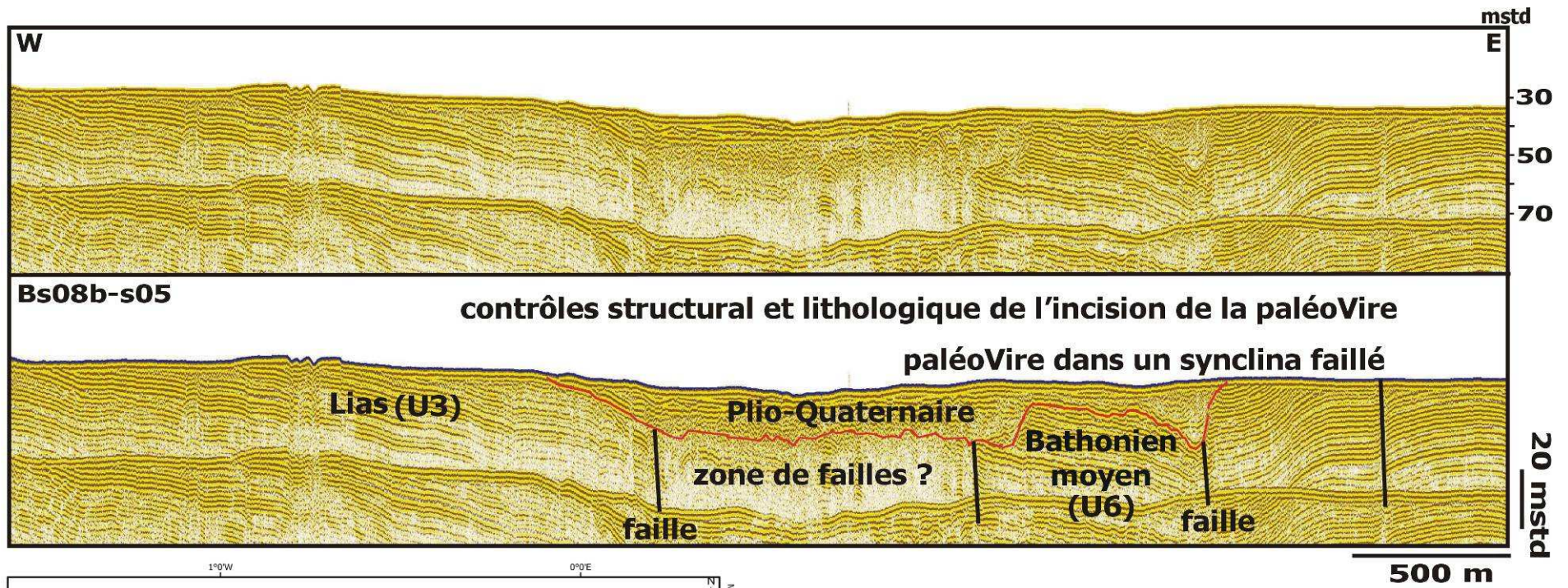


Figure 2.39 : Profil sismique (Bs08b-s05) d'orientation W-E situé au large des Îles de Saint-Marcouf et son interprétation. Il montre la paléoVire qui incise le cœur d'un synclinal faillé composé de formations bathoniennes.

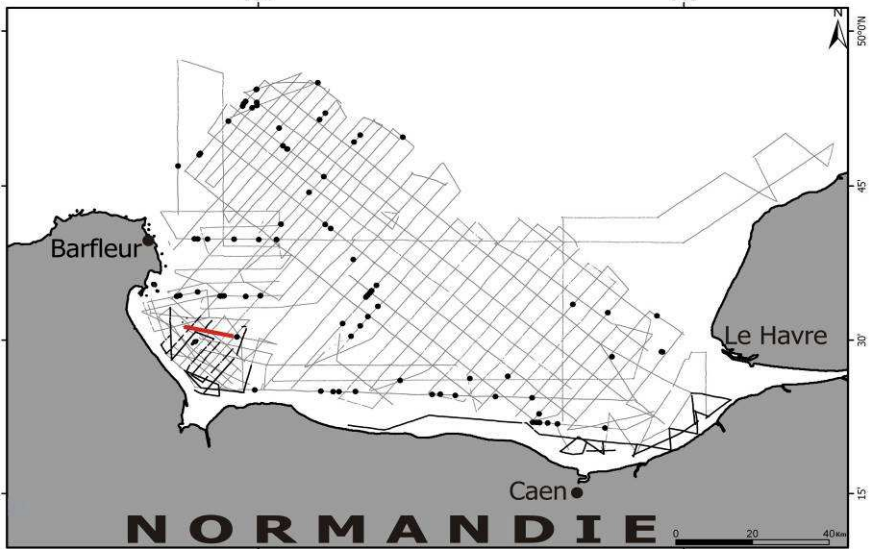
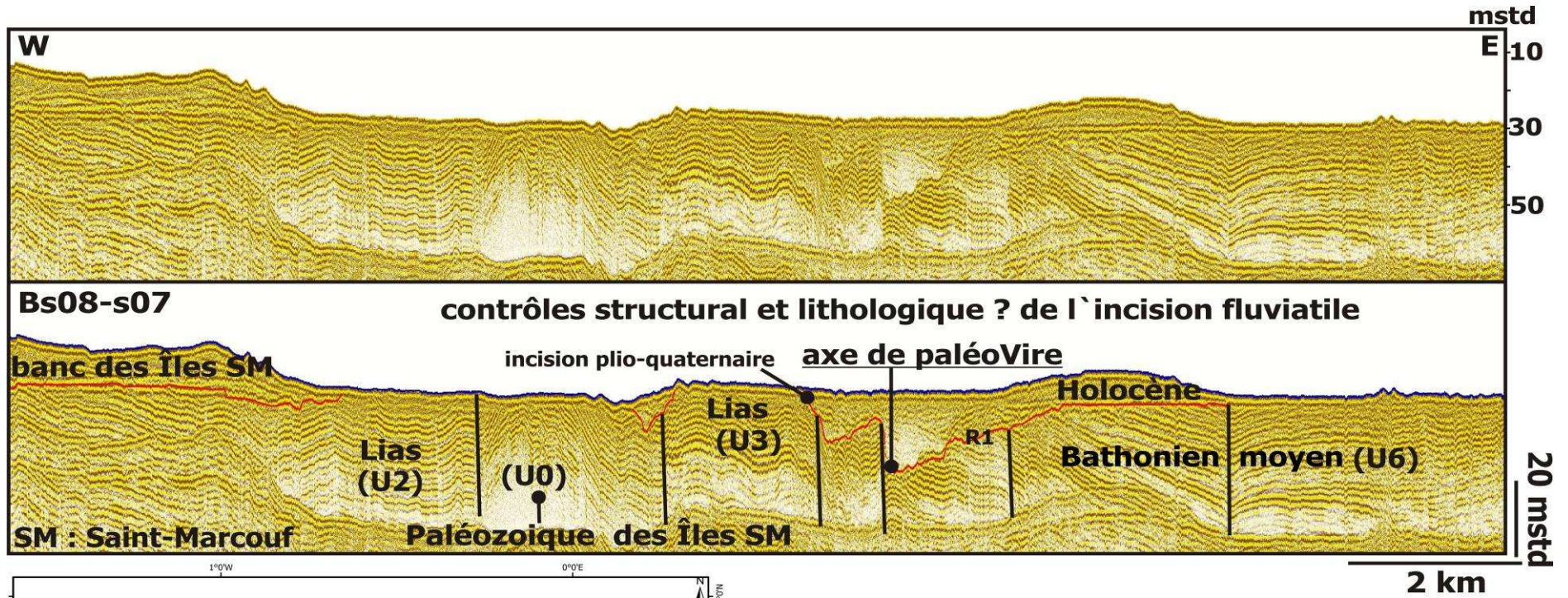


Figure 2.40 : Profil sismique (Bs08-s07) d'orientation W-E au large des Îles de Saint-Marcouf (SM) et son interprétation. Il montre l'incision de la paléovire, dans les formations liasiques faillées.

2.3.3 Relations entre les paléovallées plio-quaternaires et les cuestas de la baie de Seine

La cuesta est un terme d'origine texane popularisé par Davis (1896) pour désigner "un front, plus au moins abrupt, dû à l'interruption de la couche résistante». Un tel relief est formé par l'érosion d'une structure monoclinale formée par l'alternance de couches tendres et résistantes".

2.3.3.1 À terre (bassin versant côtier de la baie de Seine)

Les études géomorphologiques ont reconnu plusieurs surfaces d'érosion majeures dans les reliefs normands (Elhaï, 1963 ; Klein, 1973) (Figure 2.34). Ces surfaces anciennes de 100 à 200 m d'altitude sont encore conservées sur les plateaux du pays d'Auge, avec les altérites de type Argiles à silex couvrant de vastes étendues, dans le Bocage normand et dans le Cotentin (Lautridou, *et al.*, 2000).

Les cartes géomorphologiques régionales établies par Elhaï (1963), Klein (1973) ou Lautridou *et al.*, (2000) ont reconnu plusieurs cuestas qui se prolongent en baie de Seine. La cuesta liasique (Figure 2.34) est conservée dans le Bessin depuis la côte actuelle de Grandcamp jusqu'au Sud de la campagne de Caen.

La cuesta cénomanienne est décrite dans le pays d'Auge et se retrouve sur les plateaux de haute-Normandie et du Perche. Sur cette surface, s'est inscrit le réseau hydrographique quaternaire du Bassin parisien (Antoine *et al.*, 1998).

2.3.3.2 En mer (baie de Seine)

Les cuestas présentes à l'Est de la baie de Seine (Figure 2.34) illustrent le rôle des lithologies dans le façonnement du substratum géologique (Figure 2.41). Les variations lithologiques présentes dans ce secteur oriental de la baie de Seine ont facilité l'érosion différentielle des terrains géologiques légèrement inclinés vers le NE (Figure 2.41). Au centre de la baie de Seine, entre le Havre et Barfleur, la série mésozoïque s'organise selon une structure monoclinale, avec un pendage vers le NE, variant entre 0,4° à 0,7° (Figure 2.41). Ce pendage est calculé en prenant comme surfaces de référence, le mur du Calcaire de Langrune et le mur des calcaires de l'Oxfordien moyen. À l'Est du monoclinale où l'érosion différentielle est contrastée entre les terrains tendres du Bathonien terminal/Oxfordien inférieur et plus résistants de l'Oxfordien moyen, une cuesta est également présente au sommet des calcaires de l'Oxfordien moyen et dans le prolongement de la cuesta cénomanienne du pays d'Auge (Figure 2.34). La couverture cénomanienne a donc été érodée en baie de Seine. L'encaissement des rivières plio-quaternaires du bassin versant parisien apparaît contrôlé en partie par la cuesta du pays d'Auge (Antoine *et al.*, 1998).

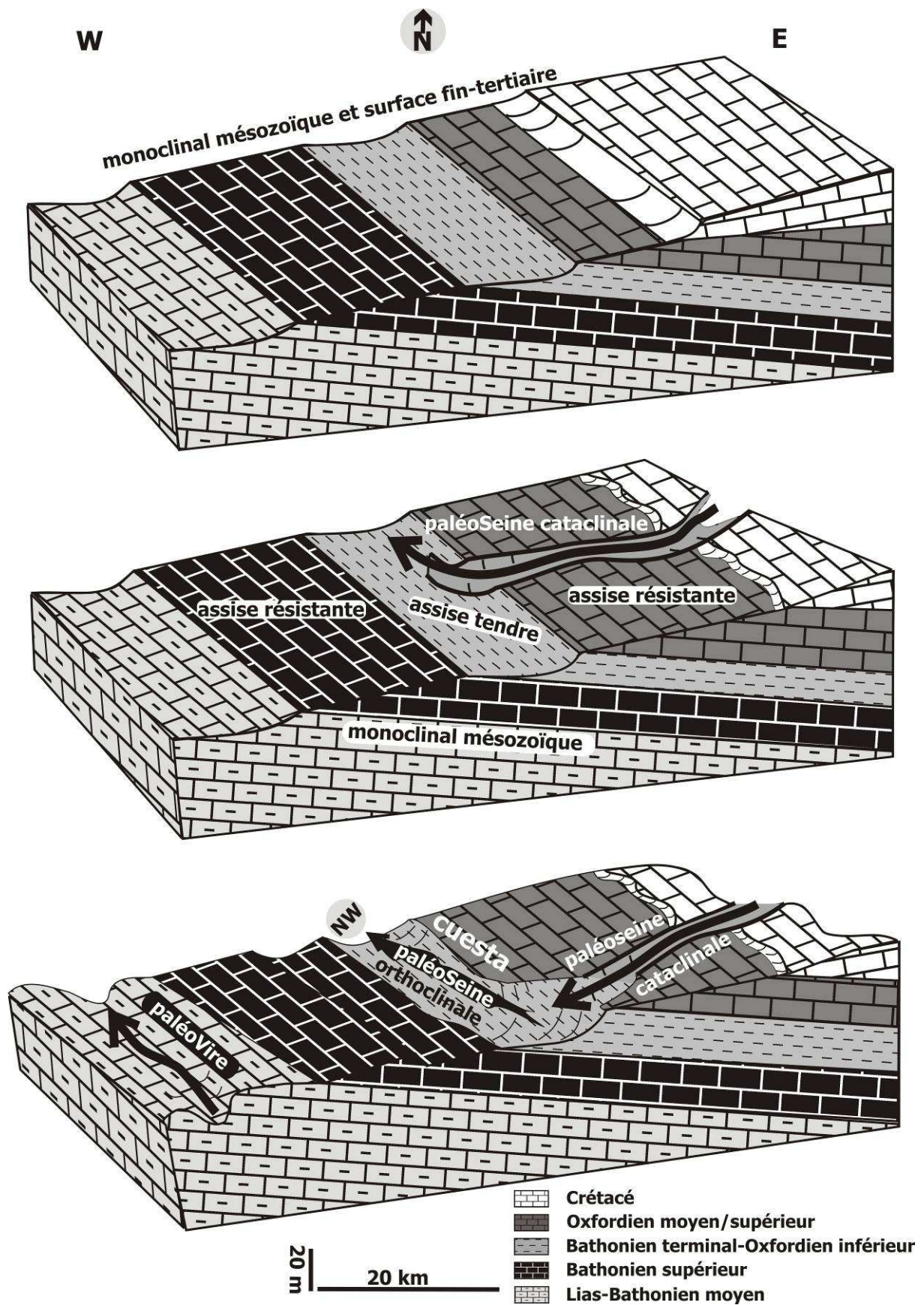


Figure 2.41 : Blocs diagrammes illustrant l'évolution de la cuesta depuis la fin du Tertiaire et son rôle dans l'écoulement de la paléoSeine (les systèmes de failles ne sont pas représentés).

Il est probable que son prolongement en baie de Seine, contrôle également l'encaissement de la paléoSeine (Figure 2.41). Cette cuesta limite la rive droite de la paléoSeine, tandis que des calcaires bathoniens très résistants affleurent sur sa rive gauche (Figure 2.41). Entre ces deux ensembles calcaires jurassiques cohésifs de la structure monoclinale, il existe un épais intervalle marneux facile à éroder avec les marnes callovo-oxfordiennes constituant le substratum sur lequel s'écoule la paléoSeine. Sous l'embouchure actuelle de la Seine, la paléovallée perpendiculaire au pendage de la structure monoclinale est anaclinale. En baie de Seine, cette paléovallée devient orthoclinale, en s'écoulant parallèlement au front de la cuesta oxfordienne (Figure 2.41).

Dans le cas de la paléoVire, son encaissement est sans doute contrôlé par la cuesta liasique. Cette paléoVire est probablement orthoclinale, mais la cuesta liasique est peu ou pas conservée en baie des Veys.

2.3.4 Relations morphologiques des incisions fluviales plio-quaternaires avec les pentes du substratum de baie de Seine

Si la lithologie, la structuration et la formation de la cuesta ont favorisé la localisation préférentielle des incisions fluviales, le sens d'écoulement de la paléoSeine dépend de la pente structurale du substratum géologique. L'analyse morphologique du toit du substratum géologique en baie de Seine a mis en évidence deux principales pentes. Ces pentes ont été calculées le long de deux profils traversant la baie de Seine du NW vers le SE (profils A et B Figure 2.42). Le choix de ces deux profils est justifié par la forme en V des courbes de niveau, les pointes du V plus ou moins aigues indiquant l'amont de la vallée. Ces pointes de V ont été utilisées pour la reconstitution du réseau hydrographique (Figure 2.42). Les profils Nord (A) et Sud (B) se superposent aux deux grands réseaux hydrographiques (Figure 2.42).

2.3.4.1 Pente vers le NW, dans la structure monoclinale mésozoïque

Elle constitue la principale pente du substratum géologique en baie de Seine (Figure 2.42). La couverture mésozoïque a été déformée par des plis à grand rayon de courbure, à la fin du Jurassique, au Crétacé, puis au Tertiaire. La direction NE-SW des structures devient prépondérante contrôlant la pente du substratum vers le NW. La succession de failles parallèles d'orientation NE-SW forme un système en marches d'escalier, entre l'estuaire actuel de la Seine et les affleurements sous-marins crétacés au Nord de la baie, créant aussi une succession d'hémigrabens (Figure 34). Le sens de l'écoulement de la paléoSeine, entre l'estuaire actuel et le parallèle de Barfleur, apparaît donc influencé par la pente NW du substratum. Sur le profil Nord (Figure 2.42 et Tableau 2.6), les pentes au toit du substratum varient entre 0,03 et 0,04 %, sauf vers l'isobathe -30 m. Dans cette

zone, la pente augmente (environ 0,17 %, *knickpoint*, Figure 2.42) au niveau d'une faille située à une vingtaine de kilomètres au large de Ouistreham (Figure 2.42 et Figures 2.36, Bs07-s03.), puis elle diminue (entre 0,01 et 0,02 %) dans les affleurements du Jurassique supérieur, sur environ 2 kilomètres. En revanche, une augmentation des pentes (entre 0,033 à 0,04 %) est relevée au Nord de la baie au niveau de la faille. Cette faille est située au contact Jurassique supérieur Crétacé (Figure 2.42).

Les pentes enregistrées sur le profil situé le plus au Sud (profil B, Figure 2.42 et Tableau 2.6) varient entre 0,02 et 0,22 %, dans l'embouchure actuelle, atteignant 0,22 % au large de la Touques. Cette augmentation de la pente peut s'expliquer par la présence d'un plus grand nombre d'affluents de la paléoSeine (Touques, Dives et Orne), bien que des facteurs lithologiques et structuraux aient été évoqués pour expliquer cette rupture de pente. En revanche, des pentes presque similaires au profil Nord (profil A) sont relevées au Nord de la baie (Tableau 2.6),

2.3.4.2 Pente vers l'Ouest, dans le synclinal cénozoïque de baie de Seine

Dans la partie septentrionale de la baie, la pente vers l'Ouest est créée par le synclinal cénozoïque de la baie de Seine. Les pentes deviennent plus accusées et les profils présentent des pentes pouvant atteindre 3 % (Tableau 2.6). Ces augmentations de pente s'expliquent principalement par la lithologie, avec le passage d'une craie dure crétacée à des sables et des argiles meubles tertiaires. Toutefois, le rôle de la tectonique est également significatif dans cette zone avec la présence de failles importantes. Les deux paramètres lithologiques et structuraux sont à l'origine de *knickpoint* et donc d'une augmentation des pentes (Figure 2.42).

En résumé, les pentes sont importantes dans la structure monoclinale jurassique par rapport à celle observées à terre, en basse Seine (0,02 à 0,03 %, Figure 2.16 ; Lautridou, 1985). Les pentes moyennes calculées sur le profil B (au Sud) sont plus importantes que sur le profil A (au Nord) (Tableau 2.6). La pente dans les assises crétacées de la baie (0,021 à 0,033 %) est similaire à celle observée dans les terrains crétacés de haute Normandie (0,02 à 0,03 %), démontrant une nouvelle fois, l'importance de la lithologie dans l'évolution de la géométrie de l'incision.

Tableau 2.6 : Pentés (%) amont/aval de l'incision au toit du substratum.

Altitude incision (- m)	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80
pente % profil A (nord)	0,038	0,17	0,033	0,04	2,78	-
moyenne des pentes % entre max et min (profil A, nord)	0,039 ((0,038 + 0,04)/2)					
pente % profil B (sud)	0,22	0,07	0,021	0,049	0,09	1,38
moyenne des pentes % entre max et min profil A (nord)	0,13 ((0,22 + 0,049)/2)					

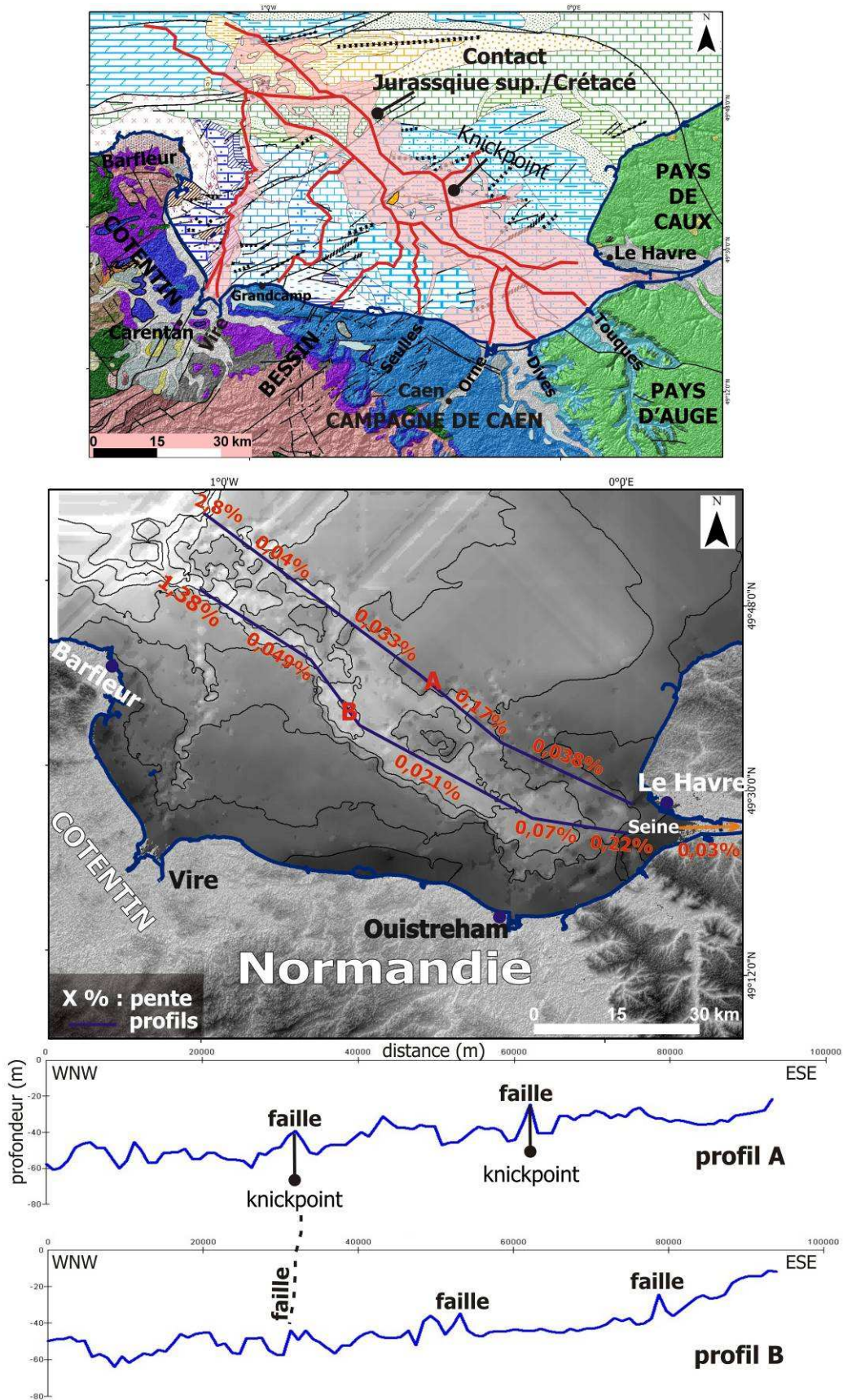


Figure 2.42 : Localisation des profils géomorphologiques et des *knickpoints* sur un fond de carte simplifiée des isohypses, au toit du substratum (courbe isobathes en mètres). Profils géomorphologiques (A, B) au toit du substratum montrant l'évolution des profondeurs et des pentes de l'incision, depuis l'estuaire de la Seine au Sud, jusqu'au Nord du Cotentin

2.3.5 La discrétion des incisions fluviales plio- quaternaire des affluents de la paléoSeine

Contrairement à la paléoVire dont l'incision atteint une quinzaine de mètres, celle de la paléoTouques, paléoDives et paléoOrne n'atteignait qu'une dizaine de mètres profondeur. Pourtant ces rivières coulent sur un substratum tendre (Bathonien terminal-Oxfordien moyen). L'incision de paléoOrne, la paléoDives et la paléoTouques s'explique principalement par la dimension plus modeste de leurs bassins versants. Ces fleuves rattrapent rapidement leur niveau de base (paléoSeine) à une dizaine de kilomètres. En revanche, la paléoVire traverse une distance d'une cinquantaine de kilomètres avant de rattraper son niveau de base. La paléoSeulles, présente une incision moins profonde (Figures 2.43) qui peut s'expliquer soit par la nature du substratum soit par des processus accrus d'abrasion :

- Substratum géologique

Entre l'Est de l'Orne et la Vire, le substratum est essentiellement constitué par des calcaires bathoniens durs, très résistants à l'incision. Les profils sismiques boomer acquis à proximité de la côte (entre la courbe isobathes -10 à -15 m) révèlent la présence d'une faible incision (Figure 2.43) qui n'apparaît pas sur les profils sparker réalisés plus au large de la Seulles, autour de l'isobathe -20 m (Figure 2.44). Il est possible que cette discrète incision du plateau calcaire bathonien reflète une abrasion marine post-glaciaire. Une telle abrasion marine peut-elle toutefois être suffisante pour éroder au moins 5 m dans les calcaires bathoniens ?

Un autre facteur explique sans doute la disparition de cette incision.

- Processus périglaciaires dans les formations dures et abrasion marine

Les phénomènes d'érosion périglaciaire observés au Pays Bas (Hoek, 1997 ; Isarin, 1997) apparaissent plus ou moins efficaces en Normandie, selon la lithologie et les propriétés mécaniques des roches (Lautridou & Ozouf, 1985 ; Letavernier, 1987 Letavernier & Ozouf, 1987). Les calcaires et les craies sont des roches dites microgélives, l'action du gel/dégel aboutissant à un débitage en petits morceaux (calcaires en plaquettes) (Letavernier, 1987). Les processus d'érosion périglaciaire (cryoturbation, gélifraction, solifluxion,..) ont façonné les reliefs des versants et des interfluves en Normandie, durant le Pléistocène.

Le sommet des affleurements calcaires bathoniens présente une intense gélifraction dans les falaises côtières du Calvados (Figure 2.45), rendant ces calcaires plus tendres et plus friables. La gélifraction visible dépasse rarement 2 m, mais des profondeurs plus importantes sont proposées dans les versants exposés aux vents froids (6 m).

En baie de Seine, l'incision des calcaires bathoniens durs a pu être auparavant facilitée par une gélifraction du substratum (Figure 2.45).

Sur les profils sismiques au Nord du Cotentin, des formes d'érosion liées à des processus périglaciaires ont été proposées par Lericolais (1997) et Lericolais *et al.* (2003). La fragilisation des calcaires bathoniens par des processus périglaciaires a donc pu faciliter son abrasion marine post-glaciaire.

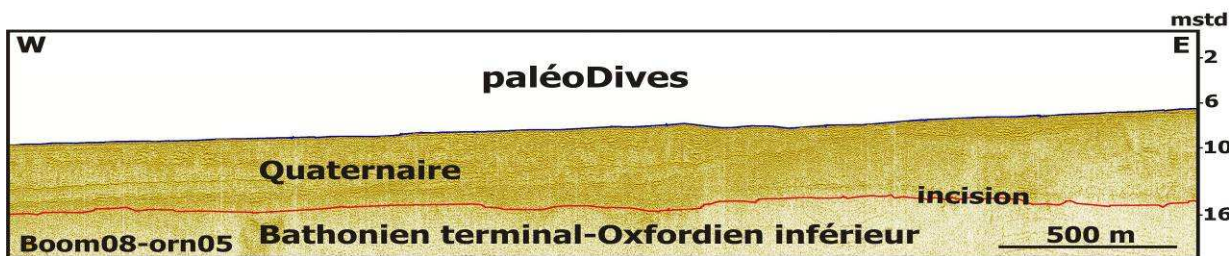
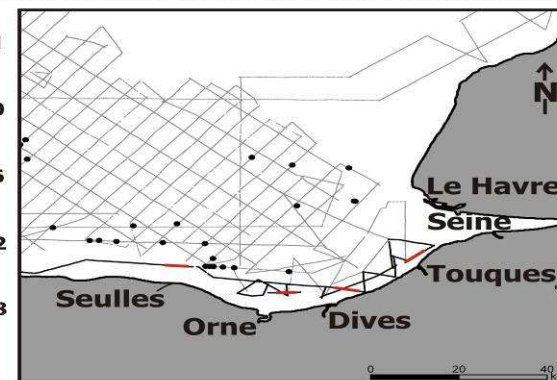
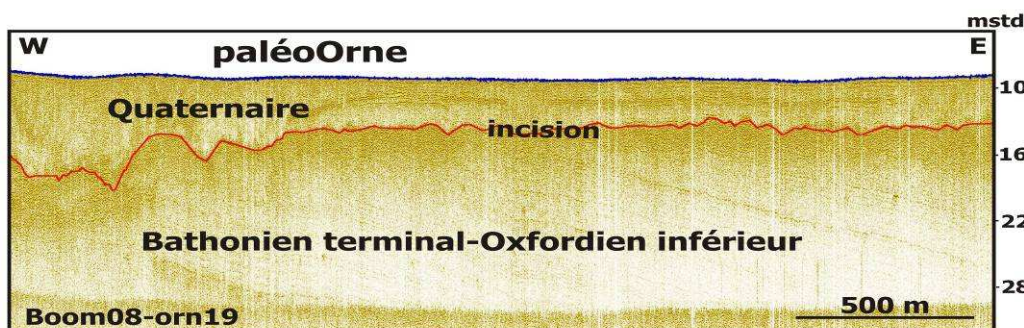
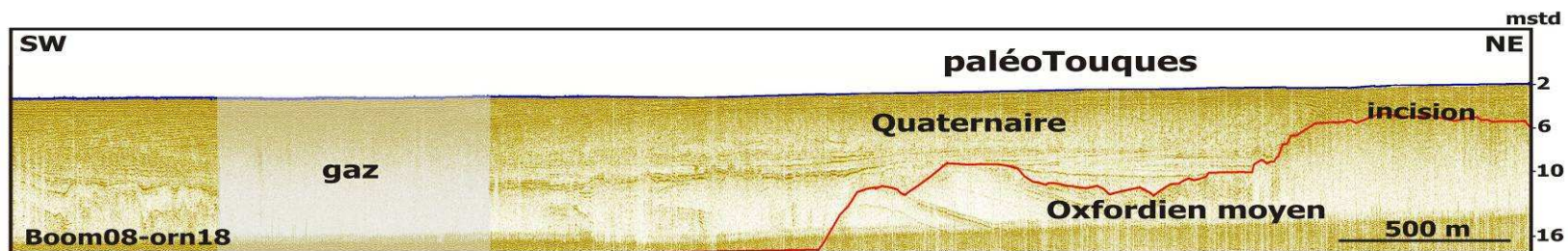
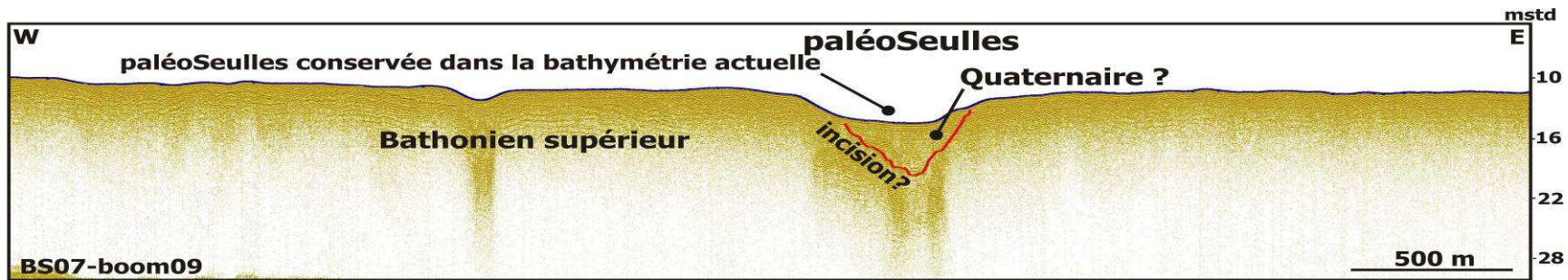


Figure 2.43 : Profils sismiques boomer montrant les incisions de la paléoSeulles, paléoOrne, paléoDives et de la paléoTouques, situées dans la partie orientale de la baie de Seine.

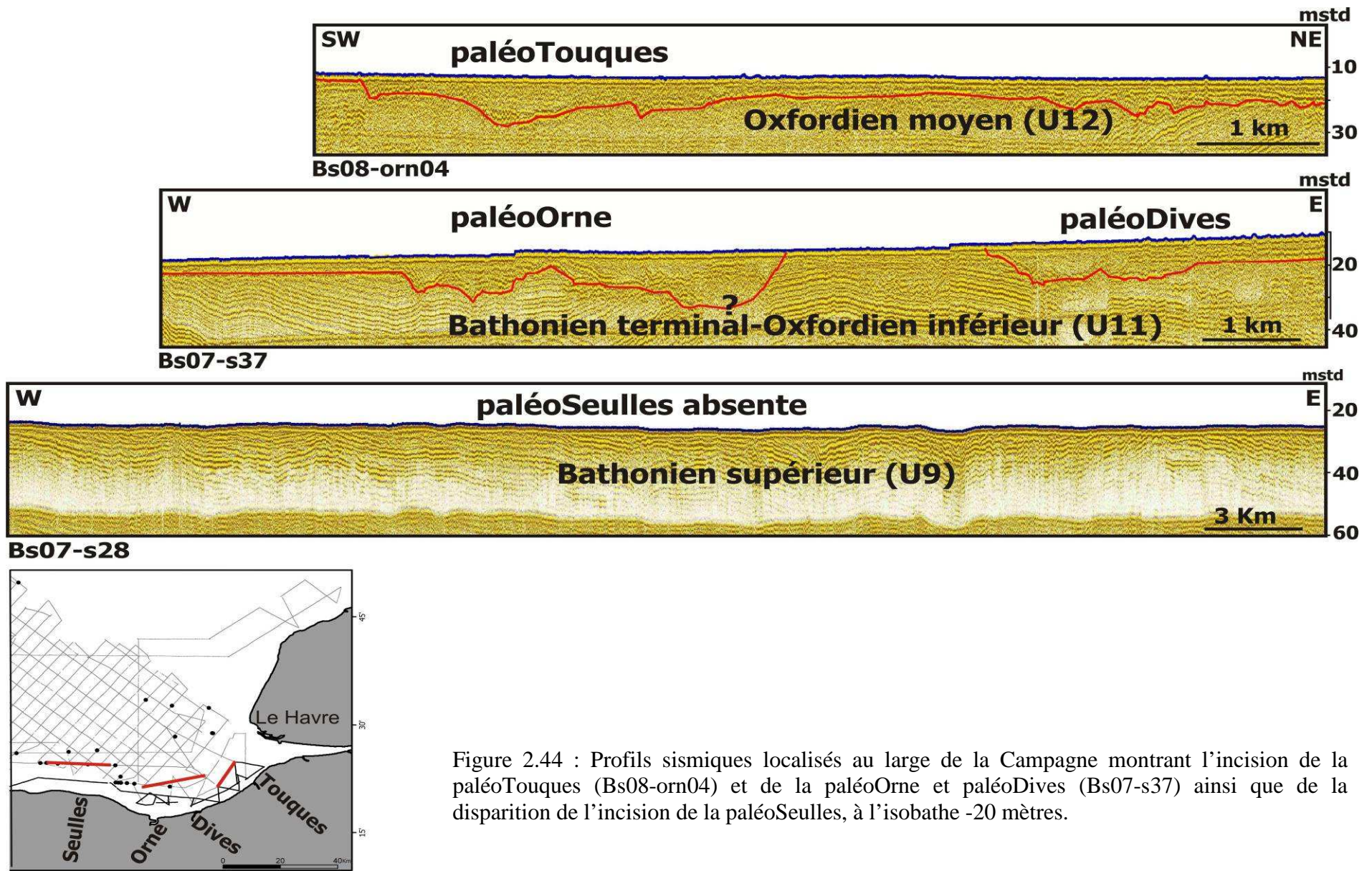


Figure 2.44 : Profils sismiques localisés au large de la Campagne montrant l'incision de la paléoTouques (Bs08-orn04) et de la paléoOrne et paléoDives (Bs07-s37) ainsi que de la disparition de l'incision de la paléoSeulles, à l'isobathe -20 mètres.



| Loess
 | partie supérieure très cryoturbée (a)
 | partie inférieure plus au moins saine (b) } Calcaire de Langrune (Bathonien supérieure)
 ▨ partie cryoturbée érodée par une abrasion marine post-glaciaire

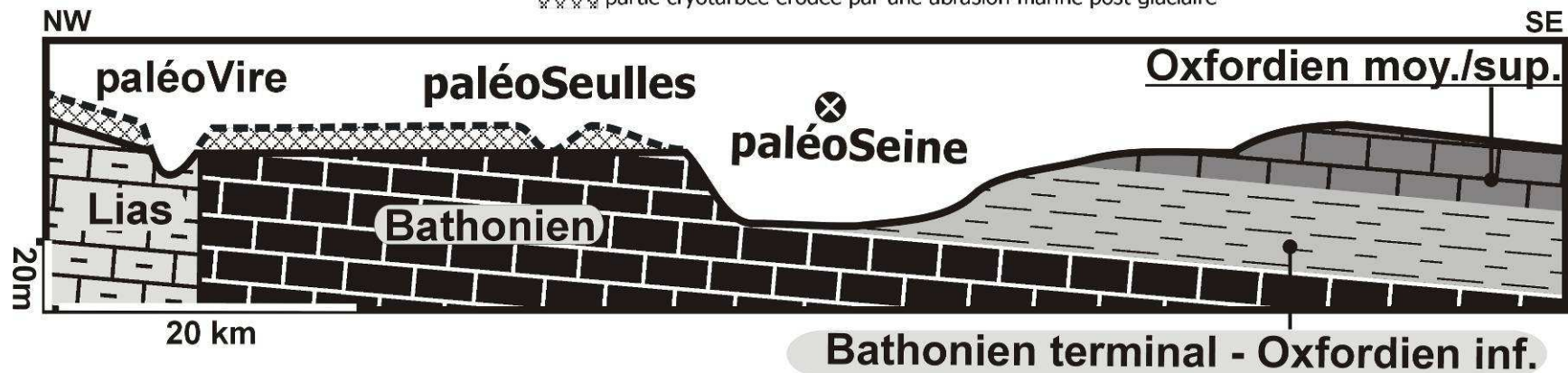


Figure 2.45 : Photo de la falaise littorale de Lion-sur-mer et détails présentant la formation bathonienne du Calcaire de Langrune, avec cryoturbation de sa partie terminale, sous une couverture loessique. En bas : profil WSW-ESE interprétatif présentant la partie terminale cryoturbée des calcaires bathoniens en baie de Seine, avant son abrasion marine post-glaciaire.

Les processus d'altération et de karstification dans les calcaires bathoniens sont également à envisager. De tels phénomènes expliquent éventuellement l'absence ou la mauvaise conservation des affluents de la paléoSeine

2.4 Conclusion

Les grands traits morphologiques (incisions et remplissage des paléovallées) pléistocènes sont restés conservés jusqu'à nos jours, avec des vallées pléistocènes non complètement comblées. L'abrasion marine post-glaciaire n'a donc pas effacé les empreintes pléistocènes (Figure 2.22).

Ce chapitre a permis de distinguer les différents facteurs favorables à l'incision du substratum géologique. L'érosion fluviale dépend à la fois de facteurs climatiques, tectoniques et de variations de niveau de base (Schumm, 1993 ; Antoine, 1994 ; Antoine *et al.*, 2000 ; Bridgland, 2000 ; Houtgast *et al.*, 2002 ; Macklin *et al.*, 2002 ; Maddy, 2002 ; Westaway *et al.*, 2006 ; Bridgland *et al.*, 2009 ...). Si le réseau des paléovallées de la baie de Seine a été creusé en période de bas niveau marin au Pléistocène (Larsonneur, 1971 ; Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980), le seul paramètre climatique ne peut pas expliquer l'origine de certaines morphologies.

D'autres facteurs comme la lithologie, la structuration, la pente générale au toit du substratum ou l'existence de la structure monoclinale sont également évoqués dans la formation des morphologies incisées. Il reste toutefois difficile de privilégier un seul de ces paramètres.

La paléoSeine et la paléoVire constituent de vastes paléovallées fluviales pléistocènes qui incisent le substratum de la baie de Seine. Elles sont reconnues depuis le rivage actuel normand et débouchent dans les fosses au Nord du Cotentin. La structuration du substratum regroupant l'ensemble des ondulations à grand rayon de courbure, des plis et des failles explique que ces paléovallées traversent des terrains avec des caractères lithologiques très différents. Elle explique l'érosion différentielle des terrains géologiques de baie de Seine et la formation d'une cuesta à l'Est de la baie de Seine. Cette cuesta oxfordienne décrite en mer prolonge la cuesta cénomanienne du pays d'Auge. Le tracé de la paléoSeine est anaclinal dans l'embouchure actuelle de la Seine, il devient orthoclinale, avec un écoulement parallèle à la cuesta oxfordienne et perpendiculaire au pendage de la structure monoclinale.

Le sens de l'écoulement de la paléoSeine est sous le contrôle de la pente locale du substratum, dirigée vers le NW, au niveau de la structure monoclinale mésozoïque, puis orientée vers l'Ouest, dans sa partie septentrionale, en relation avec le synclinal tertiaire de la baie de Seine. Ces pentes résultent d'une succession de failles en marches d'escalier dans la structure monoclinale et du synclinal tertiaire de la baie de Seine.

Au Nord de la baie de Seine, l'incision reste peu marquée dans les affleurements crétacés. Les phénomènes de dissolution prédominent probablement, car les craies sont plus sensibles à l'érosion chimique et à la formation de karsts (Kaufmann et Braun,

2001). Ces karsts sont responsables de la perte d'énergie fluviale et par conséquent de la diminution de l'érosion mécanique.

En aval de la paléoSeine, au Nord du Cotentin, le substratum devient plus incisé dans les sables bartoniens, plus faciles à déblayer, ainsi que dans le synclinal tertiaire de la baie de Seine.

Ces faits contredisent l'hypothèse d'Alduc (1979) envisageant le paramètre lithologique, comme seul facteur contrôlant l'incision aux dépens de la structuration.

Le cours plio-quaternaire de la paléoSeine peut également s'expliquer par son héritage cénozoïque. Les premiers témoins du réseau hydrographique sont à rechercher sans doute au début du Néogène. La surimposition de la paléoSeine sur les terrains mésozoïques et la présence de témoins plio-pléistocènes inférieur trouvés en baie de Seine et en haute Normandie (Dugué, 2007) donnent une idée plus précise sur l'âge de cette paléovallée, au moins d'âge fini Néogène. La paléoSeine érode les terrains tertiaires, en laissant ainsi des témoins cénozoïques à l'affleurement (Sables de St-Eustache) âge Plio-Pléistocène inférieur au centre de la baie de Seine.

3 Comblement du réseau des paléovallées plio-quaternaires de la baie de Seine : analyse et interprétation des données sismiques

Ce chapitre détaille le remplissage des paléovallées périglaciaires plio-quaternaires de la baie de Seine, les corrélations entre les terrasses étagées et emboîtées et discute leur prolongement à terre (basse Seine).

3.1 Carte des isopaques du remplissage des paléovallées de baie de Seine

Selon Tricart (1974), il faut rechercher la base des alluvions pour reconstituer le lit du creusement qui a précédé l'accumulation, et le sommet de la nappe alluviale, représentant le profil du remblaiement. Si rechercher la base des alluvions dans les affleurements ou dans les carottes de forage est toujours très délicat, en revanche, la base des alluvions est aisément reconnaissable en sismique.

La carte des isopaques du remplissage des incisions fluviales (Figure 2.46) est représentée par l'intervalle acoustique entre le toit du substratum et le fond marin. Les courbes des isopaques correspondent à l'épaisseur réelle en mètres de cette couverture sédimentaire, en envisageant une vitesse de propagation du son de 1 800 m/s, pour le remplissage des nappes et de 1 650 m/s pour les dépôts holocènes (Lericolais, 1997).

En baie de Seine, la carte des isopaques (Figure 2.46) présente une couverture sédimentaire importante, avec deux zones d'accumulation sédimentaire bien distinctes (zones A1 et A2) et une zone en érosion (zone E). La zone d'accumulation sédimentaire la plus importante (zone A1) est localisée au Nord du Cotentin, dans des fosses se prolongeant vers l'Ouest, dans la fosse centrale (Lericolais, 1997). L'épaisseur du remplissage sédimentaire au Nord Cotentin dépasse 40 mètres. La seconde zone d'accumulation sédimentaire (zone A2) est située entre l'embouchure actuelle de la Seine et le parallèle de Barfleur/Cap-Antifer, l'épaisseur moyenne des sédiments est de l'ordre d'une quinzaine de mètres.

Entre ces deux zones d'accumulations sédimentaires (A1 et A2), affleurent les reliefs crétacés et lutétiens, correspondant à une zone de faible dépôt ou secondairement érodée (zone E).

Des forages réalisés au large du Havre (Guyader, 1968 ; 1977 ; Michel, 1968) ont traversé la zone de sédimentation A2. Il s'agit d'alluvions grossières avec des graviers, galets ou blocs, emballés dans une gangue sableuse ou silto-argileuse et reposant sur un substratum jurassique. Les silex représentent les matériaux principaux de ce remplissage alluvionnaire (Larsonneur, 1971). Les profils sismiques recoupant ces alluvions grossières indiquent un remplissage alluvial non homogène, avec la mise en évidence de plusieurs nappes limitées par des discontinuités et qui ont été interprétées comme autant de surfaces d'érosion.

À l'embouchure de la Seine, ce cailloutis est surmonté par des dépôts postglaciaires holocènes qui ont fait l'objet de nombreux travaux (Avoine, 1981 ; Garnaud *et al.*, 2002 ; Garnaud, 2003 ; Lessueur *et al.*, 2003 ; Delsinne, 2005 ; Sorrel *et al.*, 2009 ; Tessier *et al.*, 2010). Les autres affluents de la paléoSeine sont moins bien représentés sur la carte des isopaques. Leur remplissage peut atteindre une dizaine de mètres, mais la plus grande partie est constituée par des dépôts estuariens et marins d'âge holocène.

Les alluvions quaternaires de la paléoVire dépassent rarement une dizaine de mètres. Ils sont recouverts par des dépôts postglaciaires holocènes et par le banc de Saint-Marcouf. Ces dépôts postglaciaires se déposent parfois directement sur l'incision de la paléoVire.

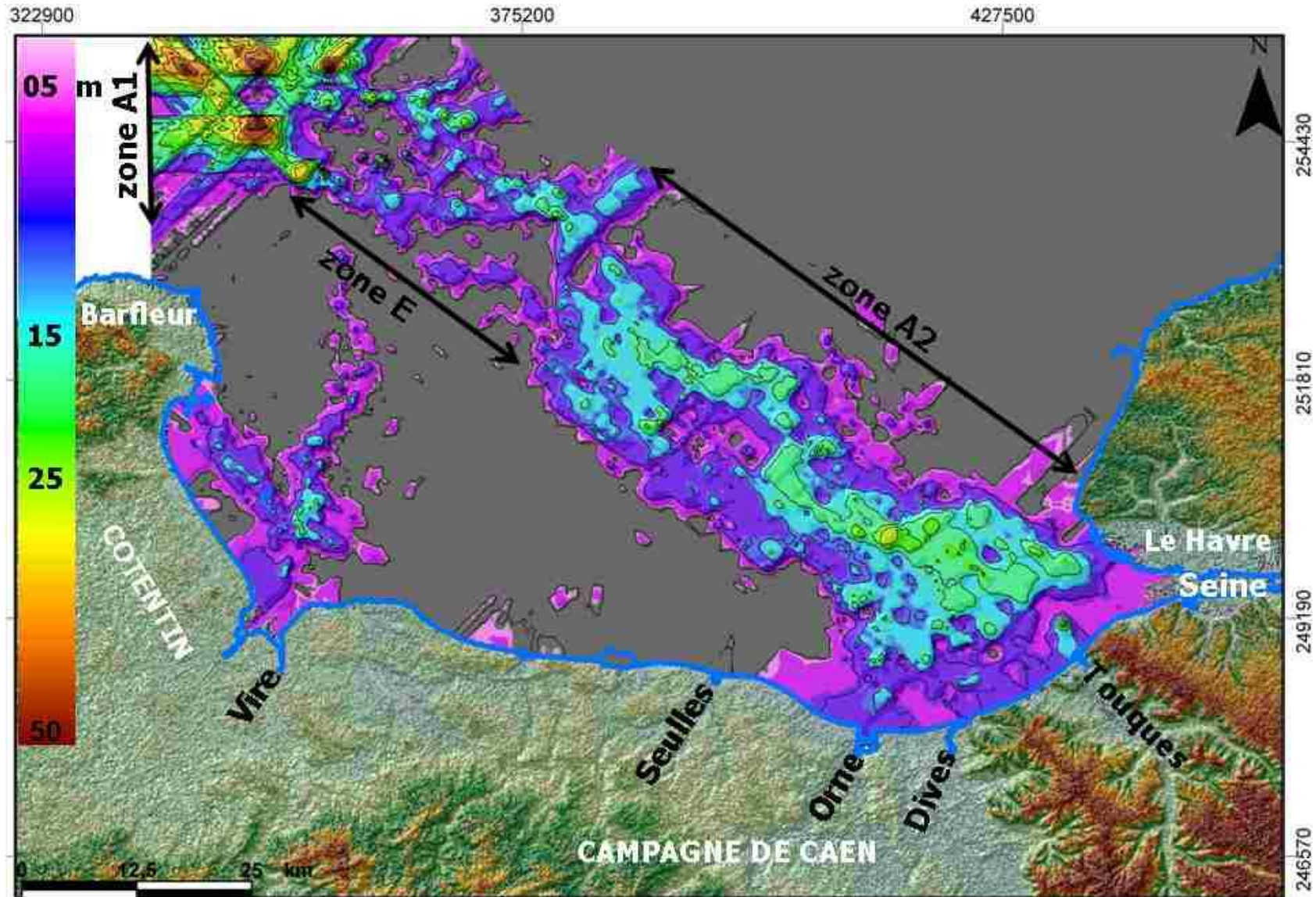


Figure 2.46 : Carte des isopaques des nappes alluviales pléistocènes et des dépôts holocènes en baie de Seine, montrant les deux zones d'accumulation sédimentaire (zones A1 et A2) et la zone en érosion (zone E) pour la paléoSeine.

3.2 Géométrie des terrasses : analyse des données sismiques

Ce chapitre détaille le remplissage sédimentaire des paléovallées plio-quadernaires de la baie de Seine, à partir de l'analyse des profils sismiques, pour comprendre et suivre les évolutions latérale et verticale des alluvions quadernaires. L'objectif est de distinguer les facteurs autocycliques ou allocycliques à l'origine de la mise en place des dépôts, puis de leur préservation. Cette étude est basée sur les données sismiques, les alluvions quadernaires n'ayant pas fait l'objet de prélèvements.

Le substratum géologique, le plus souvent caractérisé par un faciès acoustique lité, est recouvert d'alluvions quadernaires, par l'intermédiaire d'une discordance (R1). L'interprétation sismique indique que le remplissage quadernaire n'est pas homogène (Tableau 2.7). Cinq unités sismiques (de N1 à N5) sont distinguées, surmontant le toit du substratum (R1). Ces unités sont séparées par des discontinuités d'érosion (R2, R3, R4). Les unités sismiques N1, N2, N3 sont définies au Nord de la baie de Seine et localement dans la fosse de la baie de Seine (Bs07-s30, Figure 2.47). En revanche, l'unité sismique N4 représente l'unité dominante décrite en baie de Seine. L'unité sismique N5, la plus récente, correspond au remplissage holocène de l'embouchure actuelle de la Seine et de la baie des Veys.

L'interprétation des profils sismiques à travers le remplissage quadernaire des paléovallées de la baie de Seine révèle deux grands types de nappe alluviale reposant sur un substratum varié. Les unités sismiques N1, N2, N3 et N4 sont des terrasses étagées ou emboîtées. Ces terrasses témoignent des différentes étapes de creusement et de remplissage. Chaque terrasse est caractérisée par sa topographie et sa hauteur relative par rapport à la terrasse précédente, par la géométrie et l'épaisseur de son remplissage. Les nappes alluviales de la baie de Seine sont décrites pour chaque zone d'accumulation A1 et A2 (Figure 2.46).

3.2.1 Les nappes alluviales emboîtées

Dans notre site d'étude, au Nord du Cotentin, la géométrie des paléovallées (fosses) présente une forme de fer à cheval (U) qui résulte d'une érosion latérale et horizontale, affectant un substratum bartonien de faible dureté. Ces paléovallées sont à la fois larges (environ 2 km) et profondes (environ - 90 m au toit du substratum, par rapport à la côte actuelle). Des géométries similaires sont également signalées dans la paléoSomme, avec un même nombre de nappes, voire trois nappes (Auffret *et al.*, 1980).

La lithologie des nappes comblant ces paléovallées reste peu connue. Les données disponibles, principalement fournies par des profils sismiques (Larsonneur, 1971 ; Auffret & Larsonneur (1977) ; Auffret *et al.*, 1982), indiqueraient des nappes constituées de silex, sables et silts provenant d'une érosion des formations crétacées et tertiaires (Alduc, 1979).

Les nappes alluviales emboîtées sont situées dans la zone d'accumulation A1 (Figure 2.46) et constituent le remplissage de ces fosses en forme de fer à cheval (U). Leurs géométries sont parmi les plus spectaculaires des paléovallées plio-quaternaires de la baie de Seine (Tableau 2.7 et Figure 2.48). Elles sont de forme lenticulaire et emboîtées. Ces nappes sont au nombre de trois (unités sismiques N1, N2 et N3) et sont séparées par des discontinuités représentées par des réflecteurs de forte amplitude, bien visibles sur les profils sismiques (Figure 2.48). L'épaisseur totale de ces trois nappes dépasse 40 m, mais peut atteindre 60 à 80 m, dans la zone de confluence, au Nord du Cotentin (Alduc, 1979 ; Quesney, 1983 ; Lericolais, 1997).

3.2.1.1 Unité sismique N1

L'unité sismique N1 est présente au Nord de la baie de Seine et dans la fosse de la baie de Seine (Figure 2.47). Elle repose sur un substratum mésozoïque ou tertiaire. Cette unité sismique n'affleure jamais sur le fond marin de la baie de Seine. Cette unité présente une géométrie lenticulaire avec un faciès acoustique transparent à chaotique. Cette unité sismique est limitée à la base par le toit du substratum (R1) et au sommet par un réflecteur continu et de forte amplitude (R2). Son épaisseur est comprise entre 0 et 5 ms (0- 9 m) (Tableau 2.7 et Figure 2. 48).

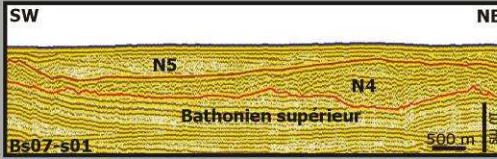

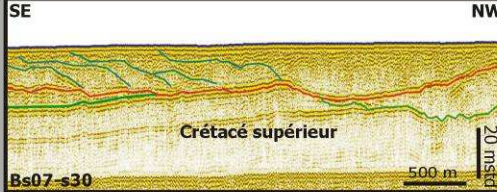
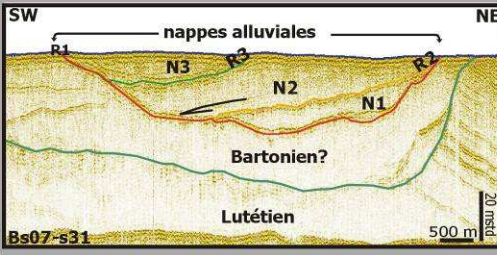
3.2.1.2 Unité sismique N2

L'unité sismique N2 affleure souvent au Nord de la baie de Seine et dans la fosse de la baie de Seine (Figure 2.47). Cette unité sismique N2 repose sur le substratum mésozoïque ou tertiaire, voire sur l'unité sismique N1. Sa géométrie reste lenticulaire comme pour l'unité sismique N1. Le faciès acoustique de cette unité se caractérise par un ensemble de réflecteurs lités, parallèles obliques vers le SE de haute fréquence et de faible amplitude. Les relations entre les réflecteurs internes et la limite supérieure de cette unité sont de types *toplap* (R3) et *downlap* avec la surface inférieure (R2). Son épaisseur est comprise entre 0 et 12 ms (0-21 m) et peut atteindre 20 ms (36 m) au Nord du Cotentin (Tableau 2.7 et Figure 2. 48).

3.2.1.3 Unité sismique N3

L'unité sismique N3 repose sur l'unité sismique N2. Sa géométrie est également lenticulaire. C'est une unité aggradante qui présente un faciès acoustique lité, avec des réflecteurs parallèles de moyenne fréquence et de forte amplitude.

Tableau 2.7 : Nomenclature et caractéristiques des unités et faciès sismiques reconnus dans les paléovallées plio-quadernaire de la baie de Seine.

Unités sismiques	Localisation	Épaisseur en mstd	Géométrie de l'unité sismique	Surface inférieure	Surface supérieure	Configuration interne (faciès sismique)	Caractéristiques des réflecteurs			Illustrations des faciès et des unités
							fréquence	amplitude	continuité	
nappe N5 (unité holocène)	embouchure de la Seine et baie des Veys	0 à 20	progradante, agradante, chenalisante	downlap concordant	fond marin	transparent sub-parallèle à parallèle	--	--	--	
nappe N4	entre l'estuaire de la Seine et Barfleur	~ 20	agradante, chenalisante	toit du substrat	fond marin ou troncature	chaotique	+	+	+	
	NE de Barfleur sur le substratum Crétacé	~ 20	progradante, chenalisante	toit du substrat	fond marin	sub-parallèle à parallèle	--	+	--	
nappe N3	principalement au Nord de Barfleur	0 à 20	lenticulaire, chenalisante	downlap	fond marin	sub-parallèle à parallèle	+	+	+	
nappe N2		0 à 24	lenticulaire, progradante	downlap concordant	toplap	oblique parallèle, tangentielle, pendage moyen à fort	+	-	+	
nappe N1		0 à 10	lenticulaire	toit du substrat			transparent, chaotique	-	-	

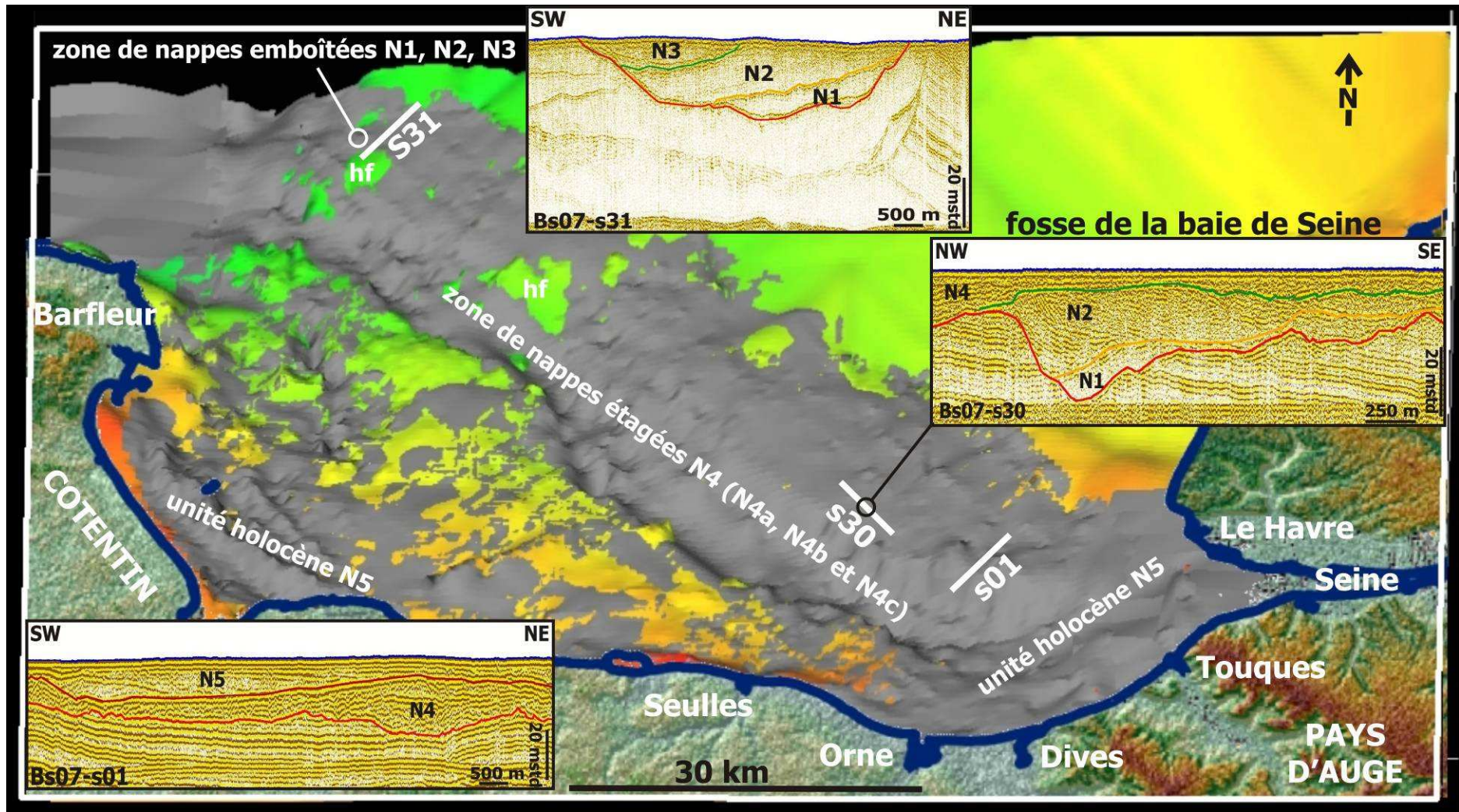


Figure 2.47 : Modèle numérique de terrain (MNT) du toit du substratum géologique et du remplissage sédimentaire (en gris) des paléovallées de la baie de Seine, montrant la localisation des quatre unités sismiques reconnues dans les paléovallées et localisation de l'unité U5 (Holocène).

Les relations entre les réflecteurs internes et la limite inférieure sont de type *toplap* (R3). Sa limite supérieure représente le fond marin. Son épaisseur est comprise entre 0 et 10 ms (0-18 m) et peut atteindre 20 ms (36 m) au Nord du Cotentin (Tableau 2.7 et Figure 2. 48).

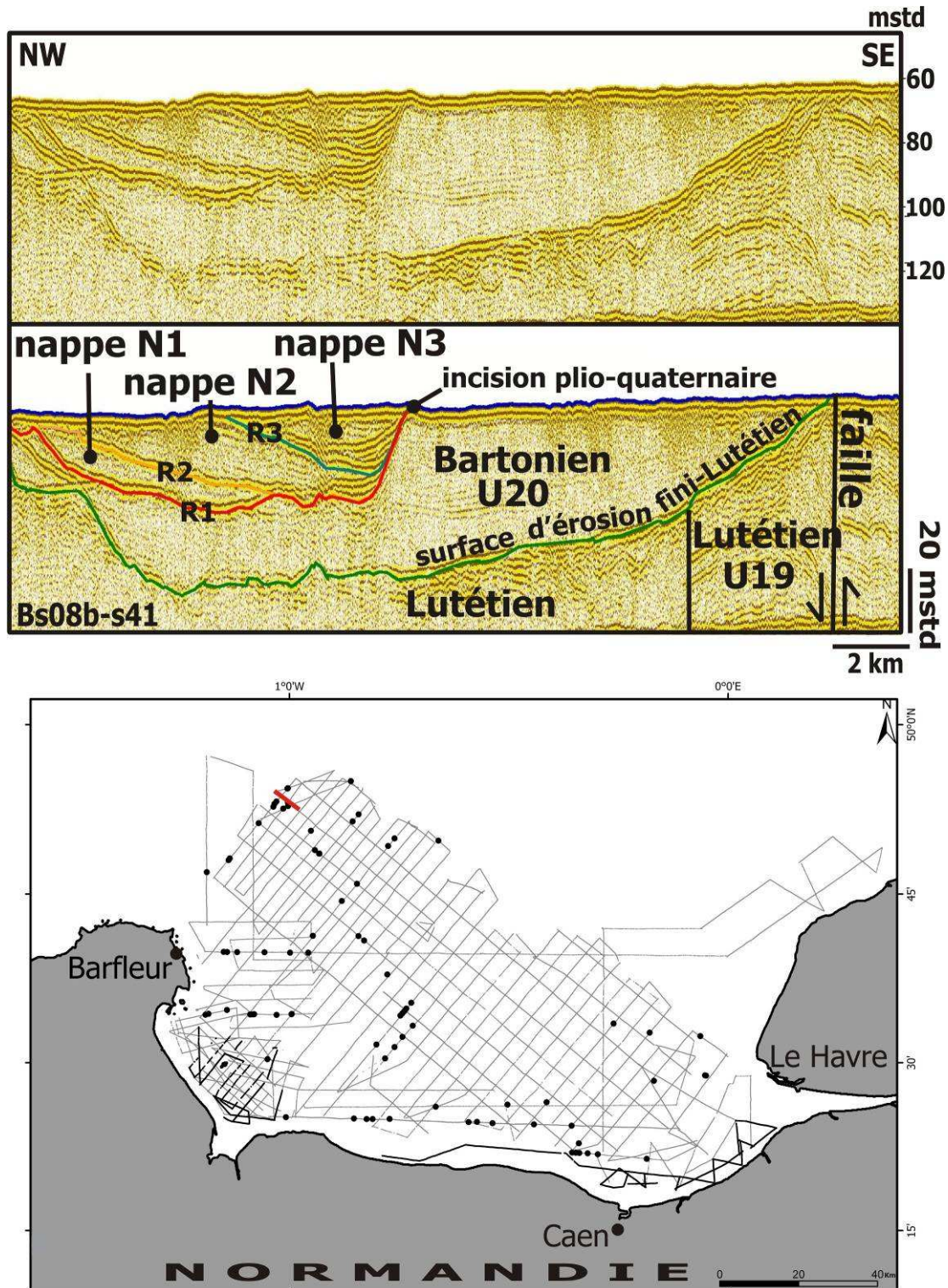


Figure 2.48 : Profil sismique (Bs07-s05) d'orientation NW-SE au large du Bessin et son interprétation. Il présente l'emboîtement des trois terrasses fluviales (N3, N2 et N1) de baie de Seine.

3.2.2 Les nappes alluviales étagées

L'unité sismique N4 couvre la plus grande partie de la baie de Seine, entre l'embouchure actuelle de la Seine et le Nord de Barfleur (Tableau 2.7). Elle représente la deuxième zone d'accumulation A2 (Figure 2.46) qui correspond dans le détail à trois nappes étagées (N4a, N4b et N4c). Elle est localisée au niveau de la structure monoclinale mésozoïque (Figure 2.34), entre l'estuaire actuel et le parallèle cap Barfleur/Antifer. Chaque nappe étagée (N4a, N4b et N4c) a son équivalent dans les nappes emboîtées.

3.2.2.1 Unité sismique N4

Cette unité sismique est caractérisée par un faciès acoustique chaotique de haute fréquence et de forte amplitude, présentant de multiples troncatures internes et des configurations chenalisantes. Ce faciès acoustique présente parfois des réflecteurs continus de forte amplitude. L'unité sismique N4 repose directement sur le substratum, sauf au niveau de la fosse de la baie (Figure 2.47) où elle repose directement sur l'unité sismique N2. Son épaisseur maximale est de l'ordre de 12 ms (environ 21 m). Sa limite supérieure représente le fond marin, sauf au niveau de l'embouchure actuelle où l'unité sismique N5 (Holocène) la surmonte par l'intermédiaire d'une surface de troncature (R4). N4 est divisée en trois nappes étagées (N4a, N4b et N4c, Figures 2.49 et 2.50)

Cet étagement des nappes est bien conservé à proximité des hauts-fonds de la baie de Seine (Figures 2.49 et 2.50) qui constituent des talus. Le talus le plus récent et le mieux conservé est situé dans la paléoSeine supérieure. Il présente une largeur de 2 km au maximum, sur une hauteur d'environ 10 m, au niveau d'un substratum dur, dans les terrains du Bathonien supérieur et du Crétacé formant des hauts fonds. Toutefois, ces talus n'apparaissent pas sur tous les profils sismiques à travers les nappes et sont parfois très dégradés par l'érosion.

Ces nappes étagées (N4a, N4b et N4c) reconnues dès le large du Havre s'étendent vers le NW sur environ 60 kilomètres. Toutefois, dans l'embouchure actuelle de la Seine, seuls des paliers d'érosion demeurent conservés (Figure 2.51). Ces paliers sont des surfaces planes se présentant sous forme de corniches en escaliers, probablement entaillés dans les calcaires durs oxfordiens. Ces paliers représentent les témoins d'anciens lits fluviaux. Ces replats sont situés (côte marine) entre - 9 et - 11 m (P1 ?) et entre -18 et - 20 m (P2) (Figure 2.51). Le dernier replat (P3) est bien conservé dans l'ensemble de la baie, entre le Havre et Barfleur ; il supporte la nappe la plus récente. Cette nappe est encore conservée dans la zone havraise et tapisse l'ensemble des paliers d'érosion.

3.2.2.1.1 *Nappe alluviale étagée supérieure N4a*

Elle correspond à la nappe alluviale supérieure la plus ancienne conservée en baie de Seine. Elle est représentée par des lambeaux de nappes dispersées sur la rive droite de la de paléoSeine.

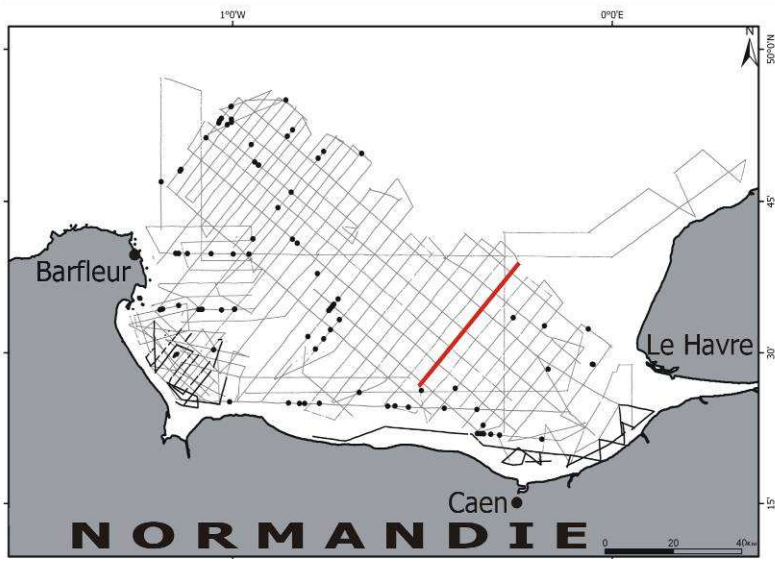
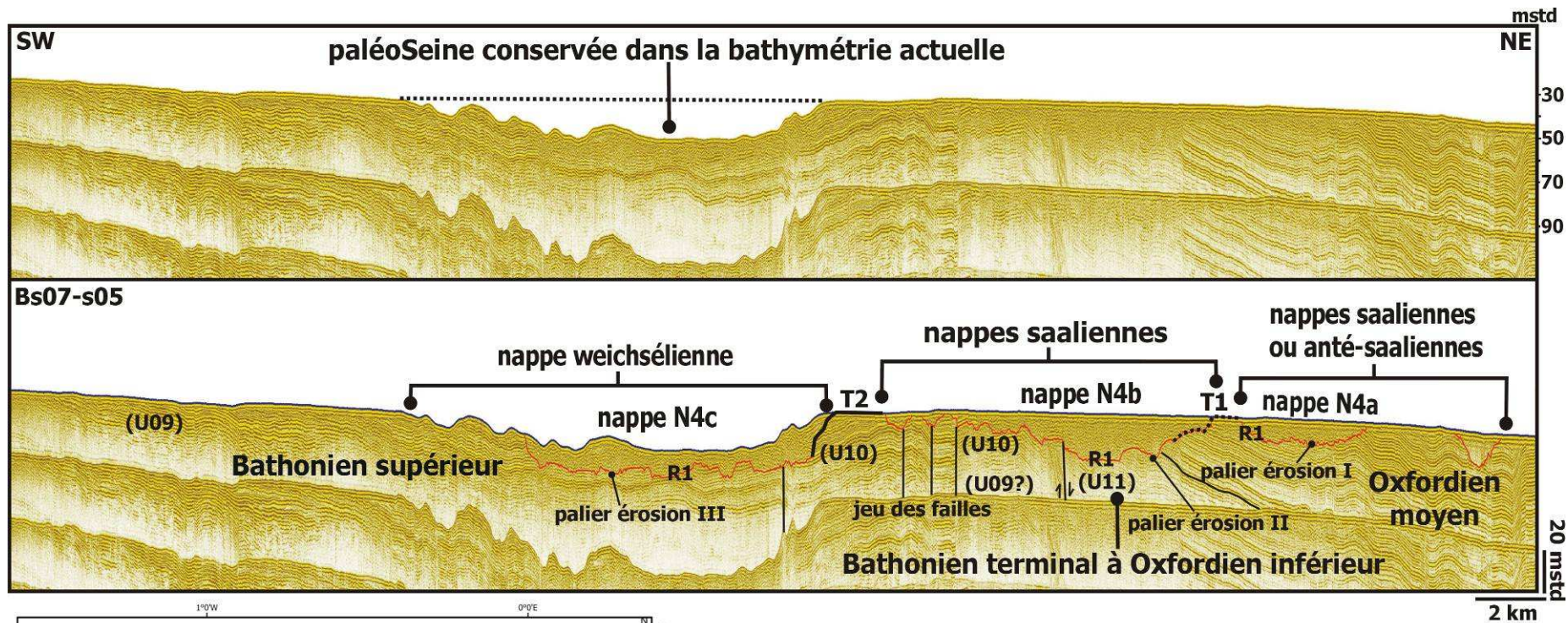


Figure 2.49 : Profil sismique (BsS07-s05) d'orientation SW-NE au large du Bessin et son interprétation, présentant l'étagement des trois terrasses fluviales (weichsélienne (N4c) et saalienne (N4b) et saalienne ou anté-saalienne (N4a) de la paléoSeine, en baie de Seine (les hypothèses de datation sont abordées dans le sous chapitre 3.4).

Certains profils sismiques (Bs07-s05, Figure 2.49 et Bs07-s25, Figure 2.50) présentent la continuité cette nappe alluviale sur une largeur, d'environ 3 km du cours de la paléoSeine et avec une épaisseur d'environ 7 mètres. Elle représente la nappe alluviale la moins bien conservée et la moins étendue en largeur dans le système des trois nappes étagées N4. Cette nappe N4a se raccorde au palier d'érosion supérieur (bathymétrie au toit du substratum entre -9 et à -12 m), situé au niveau de l'estuaire actuel (Figure 2.51).

3.2.2.1.2 Nappe alluviale étagée moyenne N4b

Cette nappe alluviale intermédiaire est continue et bien conservée, sauf dans l'embouchure actuelle de la Seine. Sa limite avec la nappe étagée supérieure (N4a) est difficile à établir. Elle présente une largeur d'environ 7 km, pour une épaisseur d'une quinzaine de mètres. Cette nappe est trouvée au dessus d'un substratum de roches dures du Bathonien supérieur et du Crétacé. Dans cette zone (substratum crétacé), le faciès sismique chaotique de cette nappe change en devenant lité et chenalisé (Tableau 2.7). Ce faciès montre des réflecteurs de forte amplitude, légèrement obliques. Ces réflecteurs obliques sont continus sur une dizaine de kilomètres.

Le toit des deux nappes (N4a et N4b), coïncidant ici avec le fond marin, est horizontal pour l'ensemble des données sismiques. Ces deux nappes représentent deux anciennes paléovallées complètement comblées et érodées par l'abrasion marine, puis abandonnées avant la mise en place de la nappe suivante (N4c).

3.2.2.1.3 Nappe alluviale étagée inférieure N4c

Cette nappe alluviale inférieure est la plus récente (Figures 2.49 et 2.50), correspondant au dernier tracé reconnu de la paléoSeine. Ce tracé est continu, sans interruption, dans l'ensemble des profils sismiques, depuis l'embouchure actuelle jusqu'au Nord de la baie de Seine. La nappe alluviale recouvre tous les paliers d'érosion conservés dans cette zone (Figure 2.51). Sa largeur moyenne est d'environ 10 km et son épaisseur atteint une dizaine de mètres. Elle se biseaute au niveau des hauts-fonds crétacés au Nord de la baie de Seine. Le toit de la nappe N4c est légèrement ondulé, avec une géométrie légèrement convexe vers le haut. Cette nappe ne comble pas la totalité de la paléovallée de la Seine, son tracé étant encore conservé dans la bathymétrie actuelle. Au niveau de l'embouchure actuelle, l'unité sismique N5 (Holocène) recouvre la nappe N4c par l'intermédiaire d'une surface de troncature (R4).

3.2.3 Unité sismique N5

L'unité sismique N5 représente l'unité la plus superficielle rencontrée en baie de Seine, à l'embouchure de la Seine et dans la baie des Veys. Elle est attribuée à l'Holocène. Elle repose sur l'unité sismique N4, par l'intermédiaire d'une surface d'érosion, plus ou moins irrégulière et souvent plane (R4). Cette unité sismique présente un faciès acoustique de faible amplitude, de fréquence et continuité moyenne (Tableau 2.7).

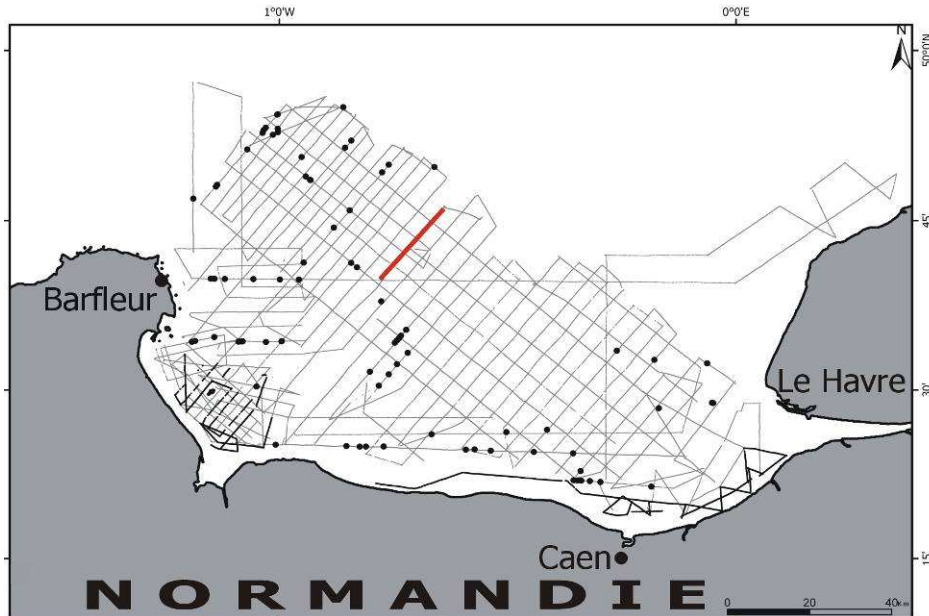
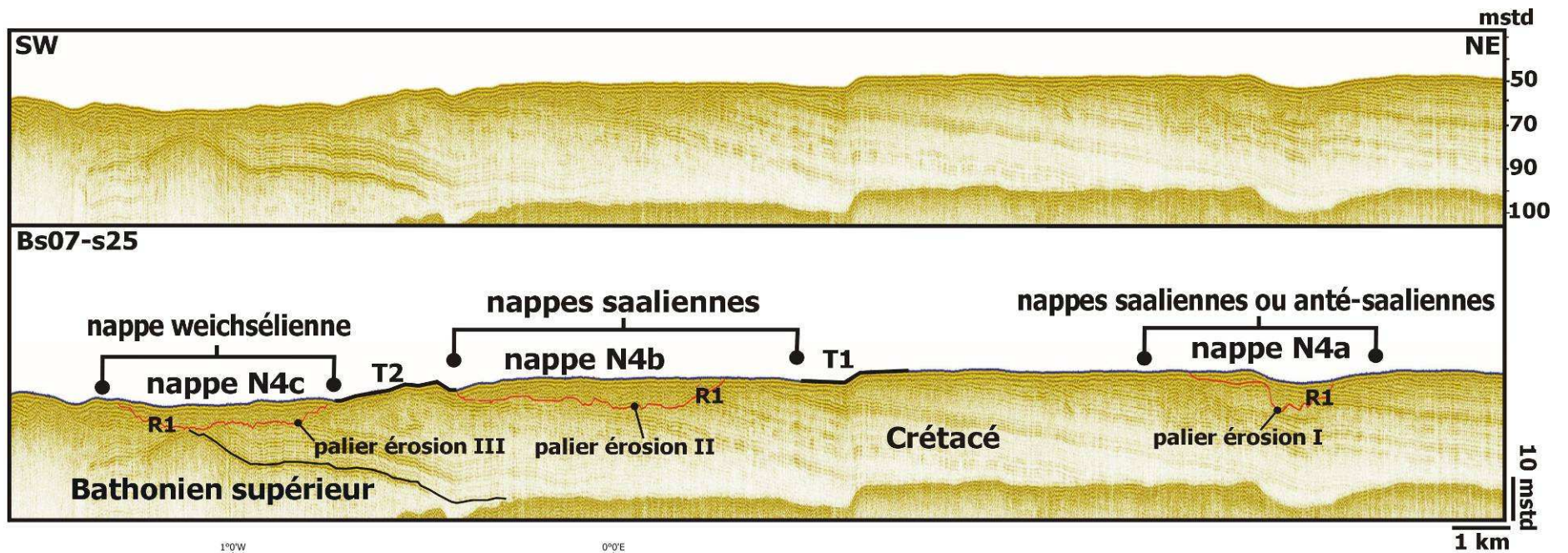


Figure 2.50 : Profil sismique (BS07-s25) d'orientation SW-NE et son interprétation présentant l'étagement des trois terrasses fluviales (weichsélienne et saalienne ou anté-saalienne) dans le substratum crétacé.

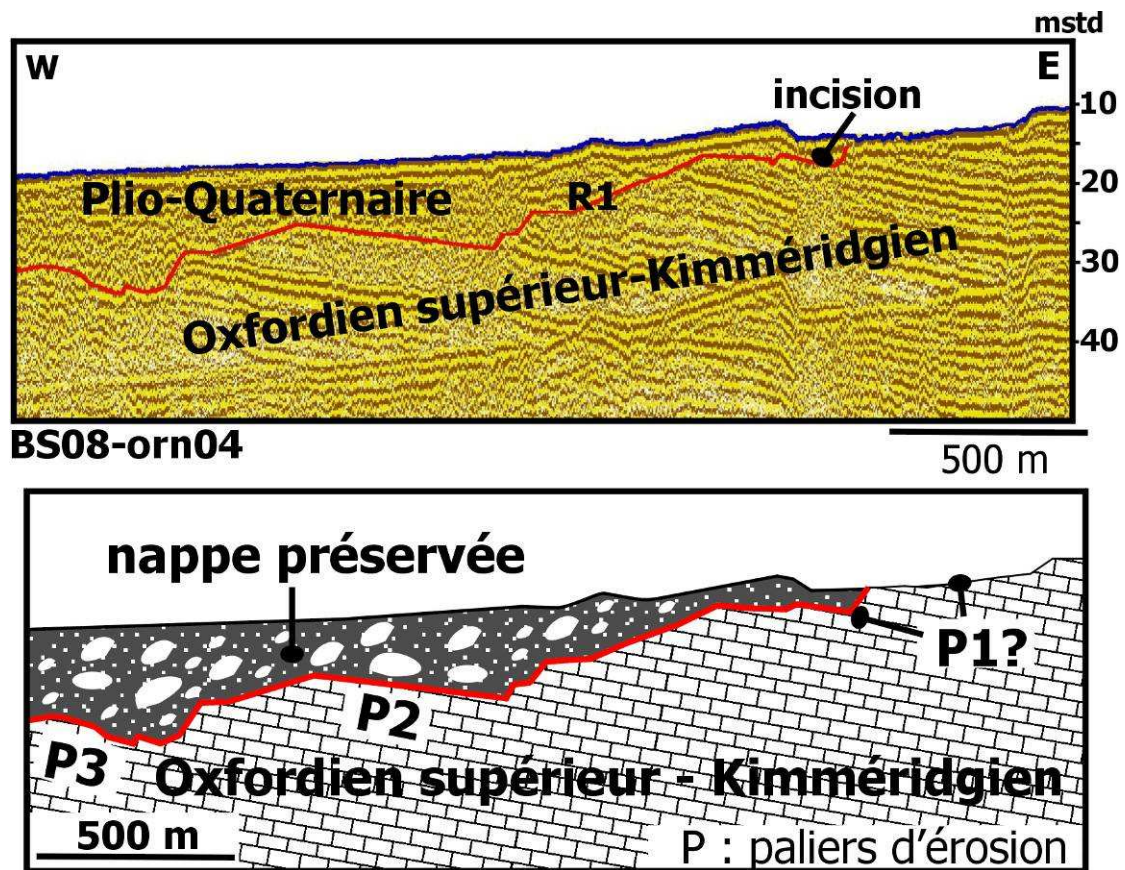


Figure 2.51 : Profil sismique (BS08-orn04) d'orientation W-E situé au large du Havre et interprétation présentant l'étagement des paliers d'érosion (P1, P2 et P3).

En résumé, l'unité sismique N4 présente un complexe de trois "sous" unités (N4a, N4b et N4c) formant des nappes généralement étagées. Cette subdivision de N4 en "sous" unités N4a, N4b et N4c est possible grâce à leur l'étagement, car la signature sismique similaire de N4a, N4b et N4c ne permettrait pas de les subdiviser. Cet étagement est surtout visible à proximité des hauts fonds. Il est également possible que chacune de ces nappes constitue un amalgame de plusieurs nappes, indissociables en sismique, étant donné la nature chaotique du faciès N4.

Le remplissage des nappes emboîtées N1, N2 et N3 (faciès transparent et lité) décrites en aval a donc probablement une lithologie différente de celle de la nappe N4 présentant un faciès sismique chaotique d'un sédiment grossier. Les faciès acoustiques de N1, N2, N3 mettent plutôt en évidence des lithologies contrastées, en accord avec l'interprétation d'Alduc (1979).

3.3 Essai de corrélation amont/aval des nappes étagées et emboîtées plio-quaternaires de baie de Seine

Pour qu'il y ait la formation d'une terrasse, il est nécessaire de disposer des preuves d'un remblaiement fluvial. Avant d'essayer d'en rechercher les causes, il est nécessaire de reconstituer dans l'espace, le volume des dépôts fluviaux déposés et leurs extensions d'amont en aval et latérale. La corrélation d'amont en aval (Tableau 2.8) des nappes alluviales de la baie de Seine reste néanmoins un exercice délicat.

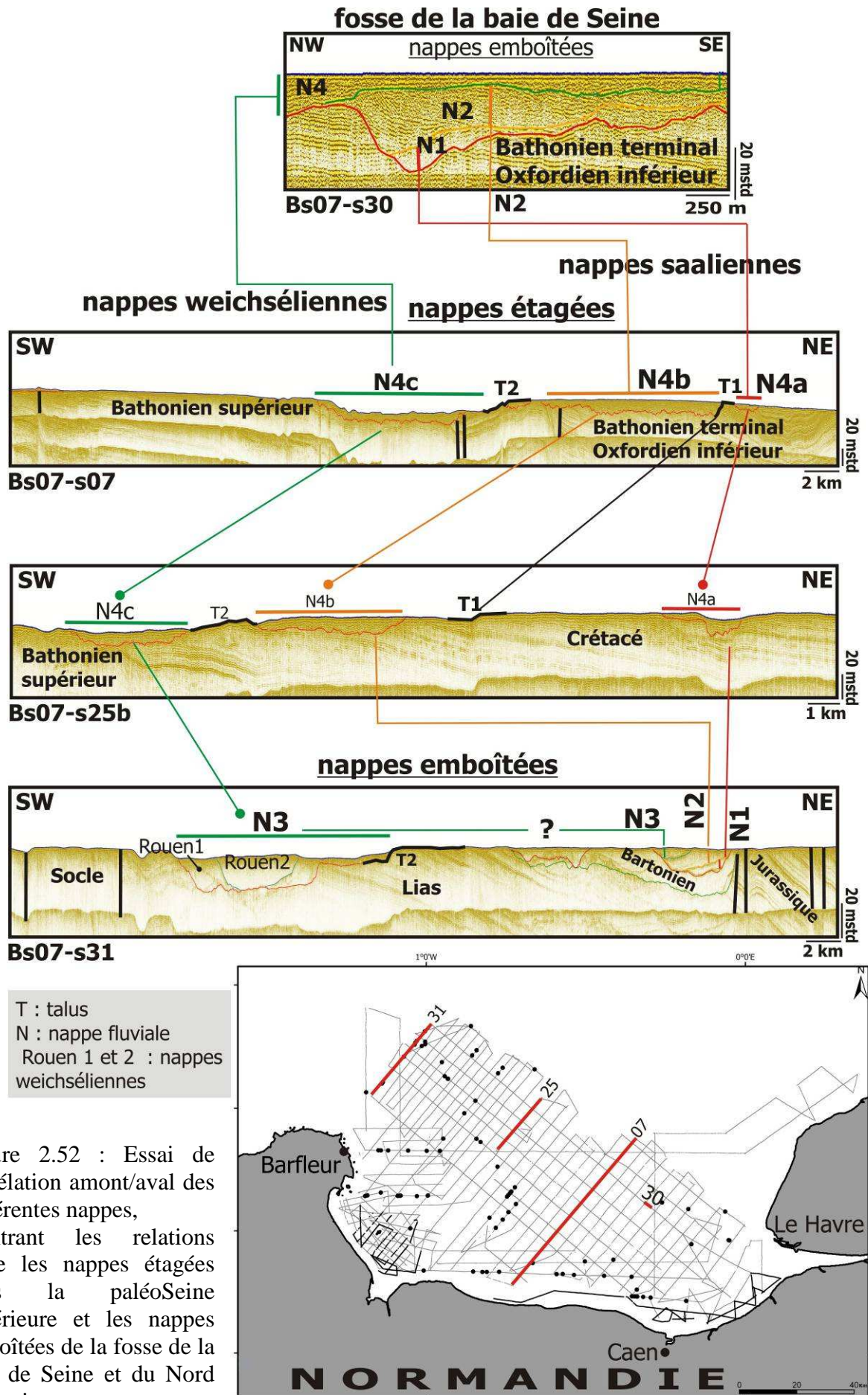
Le passage du complexe de nappes étagées N4 (N4a, N4b et N4c) décrit à l'amont de l'estuaire actuel aux nappes emboîtées N1, N2 et N3 préservées en aval, dans les fosses du Cotentin est difficile à localiser avec précision. De plus, la forme lenticulaire et discontinue des nappes emboîtées complique les corrélations. Ces problèmes ont déjà été soulignés par Hamilton & Smith (1972), pour la fosse centrale. En baie de Seine, cette corrélation est rendue encore plus délicate par l'existence du haut fond crétacé et lutétien. Ce secteur, probablement en érosion, marque le passage des nappes étagées d'une paléoSeine supérieure aux nappes emboîtées de la paléoSeine inférieure, au Nord du Cotentin.

3.3.1 La fosse de la baie de Seine

Dans le secteur des nappes étagées (N4) présentes à une vingtaine de kilomètres au large de la campagne de Caen (Bs07-Spk30, Figures 2.47 et 2.52), il existe une petite fosse large d'environ 2 km et profonde de 20 m, qui forme une incision en forme de V, dans les calcaires bathoniens durs. Cette fosse est comblée par des nappes alluviales emboîtées de forme lenticulaire de type N1 et N2, (sous chapitre 3.2). Ces deux nappes sont surmontées par la nappe N4c (Figures 2.47 et 2.52). Contrairement au secteur du Nord Cotentin, les nappes emboîtées apparaissent, dans cette fosse de la baie en continuité latérale avec le complexe des trois nappes étagées N4 (N4a, N4b et N4c).

Tableau 2.8 : Corrélations entre les nappes étagées (unités sismiques N4a à N4c) de la paléoSeine supérieure et les nappes emboîtées (unités sismiques N1 à N3) des fosses du Nord Cotentin.

localisation	amont (paléoSeine supérieure)		aval (Nord Cotentin)	chronologie relative	
type de nappe	paliers d'érosion	nappes étagées	nappes emboîtées		
corrélation	P3	N4	N4c	N3	récente
	P2		N4b	N2	médiane
	P1		N4a	N1	ancienne



Il est donc possible d'établir une corrélation des nappes remplissant la petite fosse présente au large de la campagne de Caen, avec celles plus importantes du Nord Cotentin (Figure 2.52 et Tableau 2.8).

En résumé, la présence d'étagements au sein de cette unité sismique N4 indique l'existence d'un système complexe de trois nappes étagées (N4a, N4b et N4c). Ces trois terrasses étagées sont corrélées aux trois nappes emboîtées reconnues en aval dans le Nord Cotentin (N1, N2 et N3) (Figure 2.52).

3.4 Essai de datation des nappes alluviales plio-quadernaires du système Seine

L'attribution stratigraphique des nappes alluviales de la baie de Seine est essentiellement établie sur les données de la région havraise (Lechevalier, 1984), puis par corrélation successive de profil sismique à profil sismique (Figures 2.52 et 2.53). Cependant, pour valider ces corrélations, il faudrait s'assurer que la base de chaque nappe (palier d'érosion) diminue bien d'amont vers l'aval formant ainsi une pente vers l'aval.

Dans la région du Havre, de nombreux sondages ont traversé les formations alluviales et marines (Guyader, 1968 ; Lechevalier, 1974 ; 1975 ; 1984) et par conséquent les dépôts anté-holocènes. Trois niveaux de replat sont distingués (Alduc, 1979 ; Lechevalier, 1984 ; Lautridou, *et al.*, 2003) : un replat vers - 20/- 22 m NGF, un second entre - 10 et - 12 m NGF et un dernier, le plus ancien, entre - 5 et 0 m NGF. Ces trois paliers peuvent être comparés respectivement aux paliers trouvés sur le profil BS08-orn04 (P3, P2 et P1, Figure 2.51) décrits dans le port du Havre, vers - 24 /- 25 m (P3) et - 12 m (P2) et - 9/- 11 m (P1 ?). Les deux paliers (P1 et P2) sont situés sous la nappe N4c reconnue dans la région havraise, vers - 30 m et datée de l'étage Weichsélien (Alduc *et al.*, 1979). Cette attribution au Weichsélien est basée sur la datation des lœss de Saint-Romain (pays de Caux), par la méthode TL OSL (Wintle *et al.*, 1984) et des lœss de Saint-Pierre, par la méthode de susceptibilité magnétique (Antoine *et al.*, 1998).

Dans la basse Seine, cette nappe weichsélienne, également appelée nappe des "graviers de fond", regroupe les terrasses "Rouen 1" et "Rouen 2" décrites à terre et correspondant aux stades isotopiques 2 et 4 (Lautridou *et al.*, 1984 ; Lefebvre *et al.*, 1994). Cette nappe weichsélienne est composée par des galets et graviers hétérométriques, emballés dans une matrice sablo-argileuse. Les galets sont polygéniques, avec des silex prédominants et un assemblage hétérogène de grès tertiaires et de craies (Alduc, 1979).

En baie de Seine, la nappe N4c ou nappe inférieure est la plus récente et correspond donc bien à la nappe weichsélienne (Figures 2.49 et 2.50). La nappe N4c est décrite sur la rive gauche de la paléoSeine, depuis l'estuaire de la Seine actuel jusqu'au Nord du Cotentin (Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980). Elle surmonte directement les nappes alluviales emboîtées N1 et N2 dans la fosse de la baie de Seine et se raccorde à la nappe emboîtée N3 dans les fosses du Nord Cotentin (Figure 2.52).

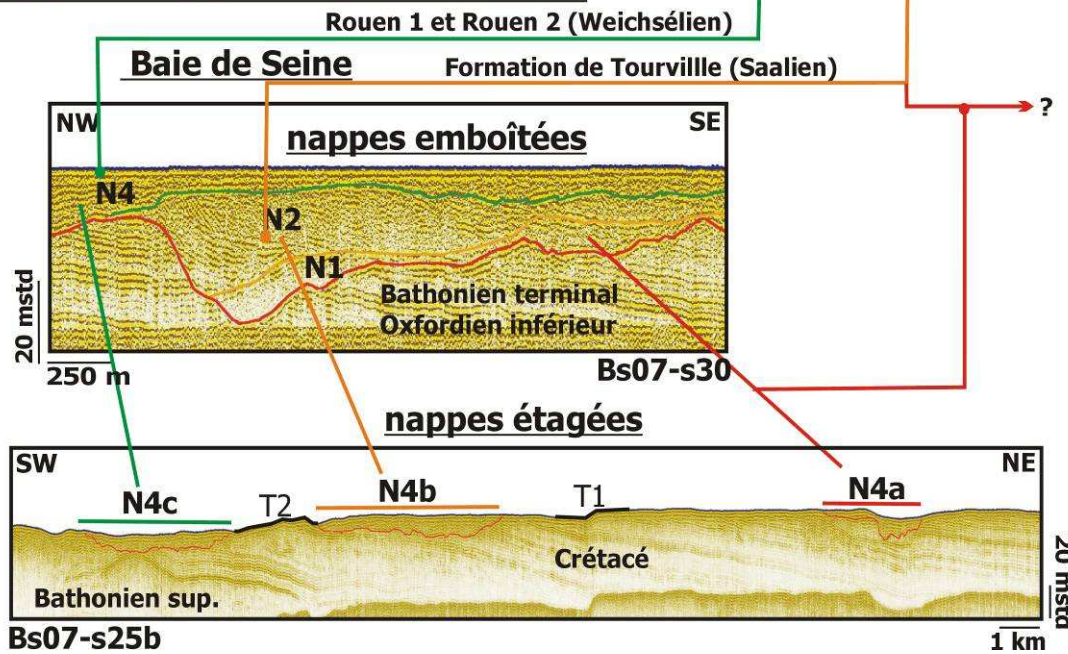
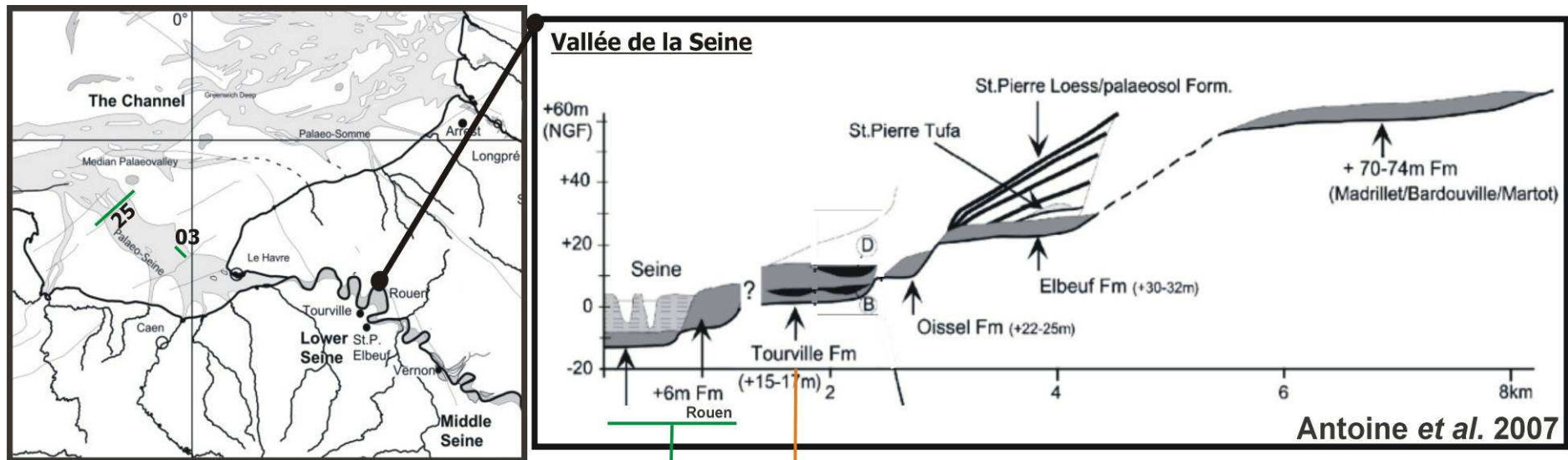


Figure 2. 53 : Essai de corrélation et de datation entre les terrasses du Pléistocène moyen et supérieur décrites dans la vallée de la Seine (Tourville, de Cléon et de Tancarville) (Antoine *et al.*, 2007) avec les terrasses identifiées dans les profils sismiques de baie de Seine.

La nappe N3 est représentée par l'emboîtement de deux sous nappes alluviales, séparées par une surface d'érosion (Figure 2.52).

Cette observation confirme la complexité des cailloutis weichséliens (nappe N4c). Dans la basse Seine, les deux nappes weichséliennes (Rouen 1 et Rouen 2) reposent sur le même palier d'érosion (Lautridou *et al.*, 1984). Cette formation est connue aussi dans la vallée de la Seine, entre Cléon et Tancarville (Figure 2.53) (Lautridou *et al.*, 2003 ; Cordy *et al.*, 2003). Cette information à terre nous laisse supposer que la nappe N3 est représentée par l'équivalent des nappes Rouen 1 et Rouen 2 (Figures 2.52 et 2.53).

Selon Westaway *et al.*, (2009), une information chronologique indépendante de la datation des terrasses dans un secteur suffit pour en déduire la chronologie relative des autres terrasses. C'est le cas de la paléoSeine, puisque la nappe inférieure N4c et la nappe emboîtée N3 sont d'âge Weichsélien ; il est donc possible de proposer une attribution stratigraphique pour les autres nappes. Les nappes emboîtées N1 et N2 du Nord Cotentin se raccordent respectivement à la nappe étagée supérieure N4a et à la nappe étagée intermédiaire N4b (Figure 2.52 et Tableau 2.8). Ces deux dernières nappes étagées N4a et N4b plus anciennes que la nappe étagée N4C attribuée au Weichsélien, seraient donc d'âge anté-Weichsélien, c'est-à-dire au moins du Saalien. Des terrasses saaliennes sont également décrites dans la Formation de Tourville, de la basse Seine (Figure 2.53) (Antoine *et al.*, 1998 ; Lautridou *et al.*, 2003 ; Lautridou *et al.*, 2003 ; Cordy *et al.*, 2003).

3.5 Les dépôts marins

3.5.1 Éémien (stade isotopique 5e)

Sur les profils sismiques et sur la base des signatures acoustiques, aucun dépôt marin anté-weichsélien n'apparaît conservé en baie de Seine. Ces dépôts ont sans doute été érodés postérieurement par les systèmes fluviaux ou par l'abrasion marine holocène.

Dans la vallée de la Seine (Figure 2.53), l'Éémien peu représenté est décrit dans la dune de Tancarville représentant le seul témoin éémien connu (Lautridou *et al.*, 2003). Toutefois, de nombreux sondages réalisés sur le versant à l'Est du Havre indiquent la présence de sables marins, sous les lœss weichséliens (Lautridou *et al.*, 2003). À terre, sur les littoraux de Calvados et du Bessin, l'étage Éémien est rarement reconnu, mais plus fréquemment, sur les rivages du Cotentin et du Golfe normand-breton (Lautridou, 1985 ; Lautridou *et al.*, 1999a, 2003 ; Lefort, 2011), jusqu'à + 2 m, au-dessus des plus hautes mers actuelles (Lautridou *et al.*, 1999c).

3.5.2 Holocène

Sur les profils sismiques, seul le dernier stade interglaciaire, holocène, est préservé, représenté par l'unité sismique U5. Cette dernière est bien développée dans la baie des Veys, dans les incisions des paléoOrne, paléoDives et paléoTouques (Fig. 2.40) et surtout à l'embouchure de la Seine où elle constitue l'essentiel du remplissage de l'incision (Delsinne, 2005 ; Tessier *et al.*, 2010). Deux cortèges de dépôt sont alors distingués au-dessus de la nappe N4c :

- un cortège transgressif constitué de faciès de marais maritimes riches en matière organiques, mis en place entre 8 500 et 6 500 ans B.P. (début de l'inondation marine de l'incision) ;
- un cortège de haut niveau, déposé après 6 500 ans B.P., représenté par des faciès estuariens d'embouchure et des dépôts de barrières littorales

3.6 Relation entre l'étagement des terrasses de la paléoSeine et le soulèvement régional

Selon Lautridou *et al.* (1999b), l'âge des terrasses de la Seine est inférieur à 1 million d'années et aucun témoin plus ancien de la Seine, entre 1 et 2 millions d'années, n'a été signalé à terre. La même observation est faite pour la plupart des terrasses en Amérique du Nord (exemple le Mississippi-Missouri ; Clet-Pellerin & Occhietti, 2000 ; Blum *et al.*, 2000 ; Blum & Straffin, 2001). En baie de Seine, la paléoSeine a conservé trois terrasses fluviales à partir de la fin du Pléistocène inférieur (début du complexe Cromérien), période couvrant six cycles glaciaire - interglaciaire de 120 ka. Le climat a constitué un facteur essentiel dans l'évolution de cette vallée périglaciaire, mais le soulèvement régional du bassin versant a contrôlé également la mise en place et l'évolution des terrasses de la Seine.

Dans le domaine intracratonique d'Europe occidentale, des indices de soulèvement épirogénique sont signalés dès le Cénozoïque supérieur (Maddy, 1997 ; Lautridou *et al.*, 1999b ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2000a ; Antoine *et al.*, 2003 ; Lagarde *et al.*, 2003 ; Lefort, 2011). Cette surrection de la bordure Ouest du bassin de Paris a débuté depuis 20 Ma (Wyns, 1977 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2000b), mais reste faible en Normandie.

L'augmentation des vitesses de soulèvement en Europe coïncide avec les changements climatiques du Pléistocène moyen et l'apparition de cycles climatiques de 100 ka (Kukla, 1977 ; Bridgland, *et al.*, 2009). Cette observation a pu être généralisée à l'ensemble de la planète (Antoine *et al.*, 2000 ; Bridgland, 2000 ; Westaway *et al.*, 2002, 2006).

La paléoSeine et ses trois terrasses reconnues en baie de Seine (Figure 2.54) évoluent dans le même cadre climatique que la basse Seine qui possède 8 terrasses ou la Somme qui compte 14 terrasses. La paléoSeine a toutefois conservé moins de terrasses que dans son bassin versant côtier. Le dernier étagement de la paléoSeine qui est le mieux

préservé présente une dénivelée d'environ 7,5 à 10 m, comme en basse Seine (10 m). Le dispositif des terrasses en baie de Seine indique que le soulèvement moyen (*uplift*) serait de l'ordre de 7 à 10 m, pour 100 ka, soit environ, 0,07 à 0,1 mm/an. Des vitesses similaires de soulèvement ont été trouvées à partir des terrasses marines de l'Éémien (stade isotopique 5e) du Val de Saire (Nord Cotentin ; Coutard, *et al.* 2006). Toutefois, il faut admettre que l'étagement des deux terrasses anté-weichséliennes (N4a et N4b) en baie de Seine est mal conservé.

Les profils sismiques réalisés au Nord du Cotentin, dans le système des nappes emboîtées des fosses (Figure 2.55), confirment l'hypothèse de ce soulèvement. En effet, les deux systèmes d'emboîtement, situés au Nord et au Sud du profil Bs07-s31 (Figure 2.55), présentent un étagement identique à celui des terrasses étagées de la paléoSeine supérieure. Les deux systèmes de terrasses sont donc à la fois emboîtés et étagés.

La vitesse moyenne de soulèvement est proche des taux moyen d'incision de la baie de Seine et de beaucoup d'exemples dans le Monde entier (Tableau 2.9).

3.7 Bilan d'érosion

Suite à une chute du niveau de base général, l'érosion fluviale est retenue comme étant le seul facteur responsable de la géométrie présentée sur le MNT (Figure 2.32). L'analyse géomorphologique de l'incision au toit du substratum reconnaît deux types d'érosion : l'érosion verticale et l'érosion horizontale (Ferry, 2010) qui ont toutes les deux contribué à la formation de la paléoSeine.

L'érosion verticale est à l'origine d'un approfondissement inégal du lit de la paléoSeine. Dans sa partie supérieure, entre l'estuaire actuel et Barfleur, l'incision de la paléoSeine ne dépasse pas 60 m de profondeur, alors qu'au Nord de Barfleur, elle dépasse plus de 100 mètres. Il n'est donc pas possible d'estimer la vitesse d'érosion, à partir de l'érosion verticale, en l'absence d'une datation fine des nappes alluviales.

L'érosion latérale (Figure 2.54) représente toute la largeur de la paléoSeine. Ce type d'érosion est prédominant et permet une meilleure approche de la vitesse d'érosion, contrairement à l'érosion verticale. La largeur maximale de la paléoSeine creusée est d'environ 20 km, pour toute la durée du Pléistocène (2,48 Ma), soit une vitesse d'érosion moyenne de 8 m pour 1 000 ans. Cette estimation de la vitesse d'érosion est proche de celle de la Somme et de la basse Seine (5 m pour 1 000 ans) ou de la moyenne Seine (6,5 m pour 1 000 ans) (Lefebvre *et al.*, 1994).

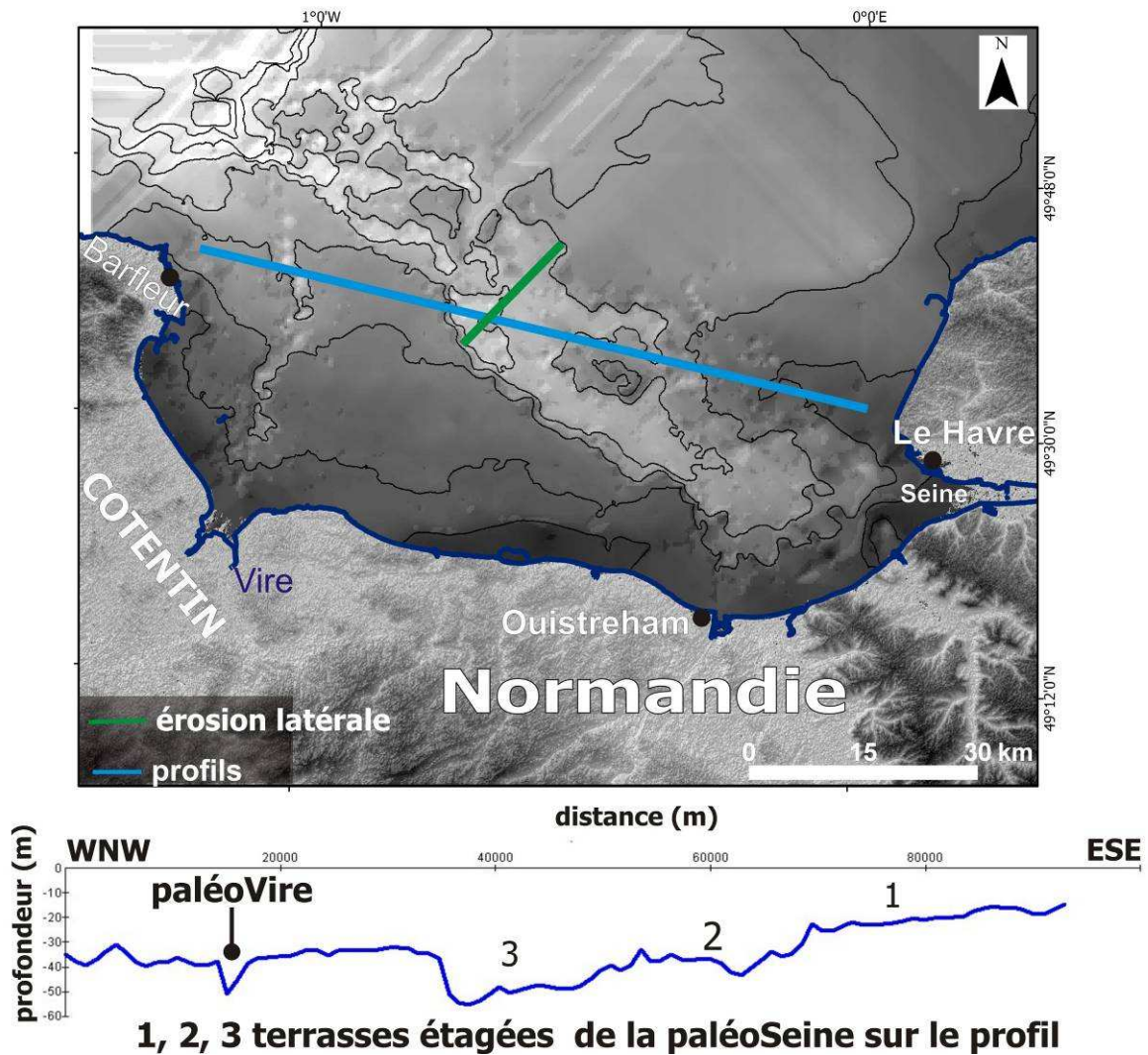


Figure 2.54 : Carte des isobathes de la base des paléovallées montrant l'érosion latérale (trait vert) et profil topographique d'orientation WNW-ESE montrant les trois terrasses étagées (1, 2 et 3) dans la paléoSeine.

Tableau 2.9 : Taux moyen d'incision de différentes rivières et fleuves dans le monde (d'après Bridgland *et al.*, 2009). Comparaison avec la paléoSeine

rivières, fleuves	taux moyen d'incision (mm/an)	région	taux moyen des soulèvements (mm/an)
PaléoSeine (Nord France)	0,08	Europe	0,06 et 0,1 mm/an
Somme (France) (Antoine <i>et al.</i> , 2003)	0,06		
Tamise (Angleterre) (Maddy, 1997)	0,07		
Rhin (Allemagne) (Bridgland <i>et al.</i> , 2009)	0,2	Amérique du Nord	0,1
Susquehanna (NE de USA) (Westaway, 2007)	0,03		
Colorado (SW de USA) (Bridgland <i>et al.</i> , 2009)	0,4	Méditerranée	0,1 à 0,4
Euphrate (Syrie) (Demir <i>et al.</i> , 2007)	0,02	Australie	0,05
Shoalhaven (Bridgland & Westaway 2008a)	-		

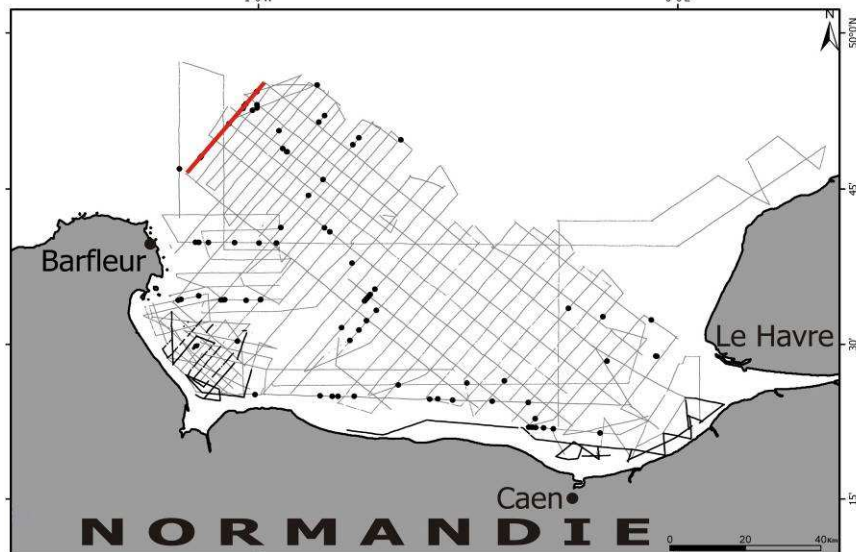
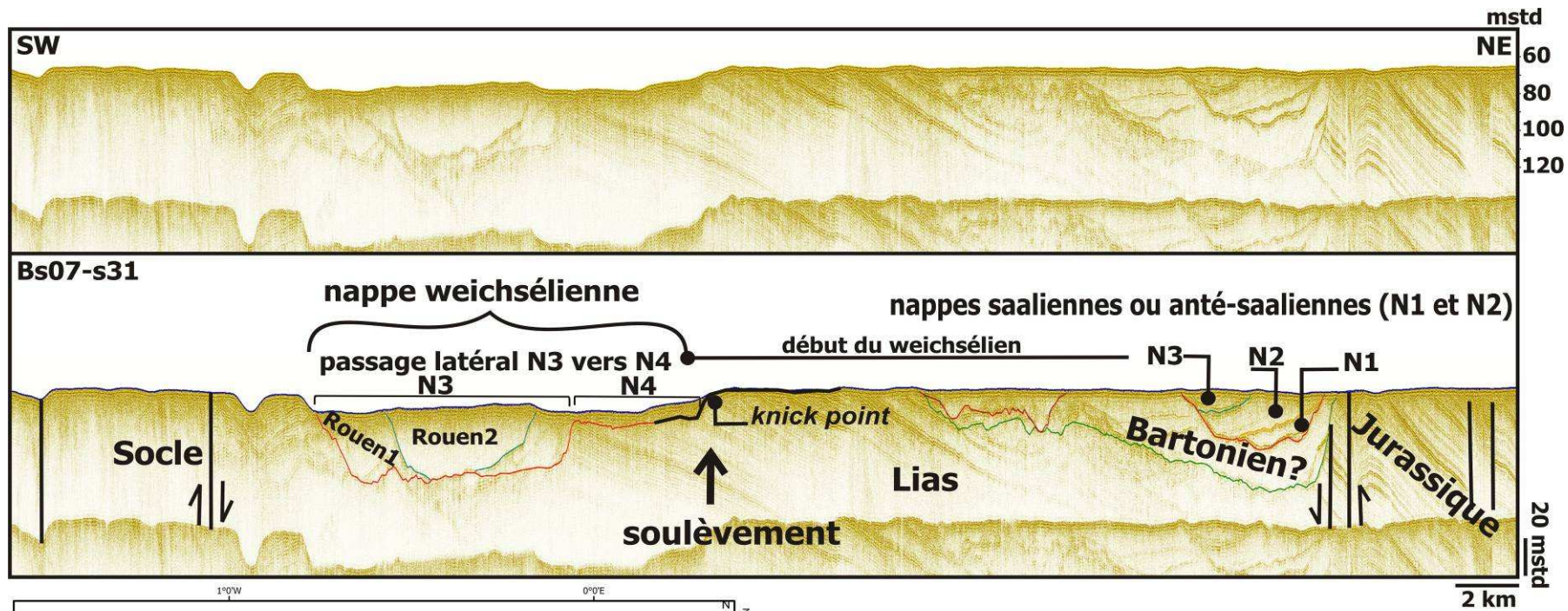


Figure 2.55 : Profil sismique (Bs07-s31) d'orientation SW-NE et son interprétation présentant deux systèmes de nappes emboîtées au Nord du Cotentin. Ces deux systèmes de nappes emboîtées sont aussi étagés et séparés par une rupture de pente (*knickpoint*). Weichsélien.

3.8 Origine de l'emboîtement des nappes de la paléoSeine

Les fosses au large du Cotentin sont situées dans un domaine qui préserve une épaisse série tertiaire. Ce secteur est un domaine probablement subsident au Tertiaire. Le soulèvement ne semble pas affecter ce secteur à nappe emboîtée, durant une grande partie du Tertiaire et Quaternaire. Il est probable que cette zone soit restée stable en abri-soulèvement, au cours du Pléistocène.

Les fosses du nord du Cotentin sont limitées par des failles (Figures 2.55 et 2.48) et correspondent à des compartiments affaissés (Figures 2.55 et 2.48). Il apparaît donc que cette "subsidence" génère un emboîtement des formations alluviales.

Cette "subsidence" au large du Cotentin intervient dans un contexte de soulèvement global. L'accélération du soulèvement ou le ralentissement de la subsidence, à la fin du Saalien, a provoqué l'étagement dans les deux systèmes de nappes emboîtées (Figure 2.55).

3.9 Styles hypothétique de l'évolution plio-quaternaire de la paléoSeine

Ce travail a été abordé après l'étude du remplissage des nappes, de la morphologie des terrasses, de leurs corrélations et des tentatives de datation des nappes alluviales de la baie de Seine d'amont en aval, afin d'aboutir à une vision la plus précise possible sur les styles fluviaux de la paléoSeine. En dépit de l'absence de forages dans les nappes alluviales, la synthèse des différentes études de profils sismiques (type de faciès sismique, géomorphologie et corrélation) permet néanmoins de discuter des styles fluviaux. Plusieurs caractères peuvent définir le style fluvial de la paléoSeine.

3.9.1 Energie de dynamique fluviale

Le faciès sismique chaotique des nappes N4a, N4b et N4c indiquerait plutôt un sédiment grossier de type galets et sables. Le cailloutis de fond de la nappe N4c est corrélé à celui reconnu dans la nappe weichsélienne de la région havraise (Guyader, 1968 ; Lechevalier, 1974). À l'exception des fosses et de la nappe N4 située au niveau du substratum crétacé (Figure 2.56, Tableau 2.7), ce faciès sismique est reconnu dans toutes les terrasses ou recouvrent les paliers d'érosion étagée de la paléoSeine.

Il faut donc envisager un système fluvial de forte énergie, avec des courants capables de mobiliser des sédiments grossiers (sables, de silex ou calcaires).

3.9.2 Evolution fluviatile longitudinale

Le faciès sismique du cailloutis N4 (N4a, N4b et N4c) est homogène dans l'ensemble de la paléoSeine, reflétant un système en tresses proximal (Tableau 2.10). Toutefois la nappe N4b, montre localement des réflecteurs légèrement obliques, (Bs07-30 Figure 2.56, Tableau 2.7) interprétés comme des grandes surfaces d'érosion liées à la migration de bancs longitudinaux lors de la divagation des chenaux fluviatiles. Ces systèmes sont fréquents dans la paléovallée médiane (Auffret *et al.*, 1980). Il s'agit de réseaux dont les sont peu encaissés, appelés réseau divagant à nappes chenalisées (Figure 2.56) (appellation choisie dans les réseaux de la paléovallée médiane par Auffret *et al.*, 1980). La présence de ces surfaces d'érosion interne dans les dépôts fluviatiles confirme un régime fluviatile de forte énergie, mais son faciès sismique atteste l'existence dans cette partie aval de sédiments moins grossiers que précédemment (nappe N4).

Ces différentes observations issues des faciès sismiques des nappes suggèrent la présence de sédiments grossiers, sous forme de lits très étendus et d'extension kilométrique. Le nombre important de discontinuités illustre la forte instabilité de l'écoulement hydrodynamique fluviatile.

Toutes ces conclusions permettent d'envisager la mise en place de cailloutis, dans un milieu fluviatile en tresses (*braided channel*). Ce style fluviatile en tresses est connu en l'Europe de l'Ouest, sous des conditions périglaciaires (Gibbard, 1985 ; Antoine *et al.*, 2000 ; Blum & Törnqvist, 2000 ; Vandenberghe, 2008).

En réponse à un changement climatique, un système fluviatile peut toutefois évoluer d'un système en tresses, à un système linéaire ou méandrique ou inversement (Bridge, 2006). Ce phénomène est observé dans d'autres vallées de l'Europe de l'Ouest, pour la Somme (Antoine, 1994 ; Antoine *et al.*, 2003), la Selle (Antoine, *et al.*, 2000) et la Meurthe-Moselle (Cordier *et al.*, 2006 ; Westaway *et al.*, 2009).

La phase d'incision est en relation avec la détérioration du climat pléistocène en Normandie. Cette phase d'incision provoque l'érosion des dépôts fins préexistants, déposés par une paléoSeine de style méandrique durant une période tempérée ou de réchauffement. L'absence d'archivage sédimentaire de ce système fluviatile méandrique s'expliquerait donc par ces phases d'érosion.

Tableau 2. 10 : Relation entre les pentes longitudinales de la paléoSeine et le style fluviatile.

Bathymétrie au toit du substratum (en mètres)	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80
Localisation	paléoSeine supérieure				Nord Cotentin	
Réseau fluviatile nord (de N4a à N1)	tresses proximal (cailloutis)				emboîtées	-
Réseau fluviatile intermédiaire (de N4b à N2)	tresses proximal (cailloutis)		tresses distal (sables ?)		emboîtées	
Réseau fluviatile sud (de N4c à N3)	tresses proximal (cailloutis)				emboîtées	

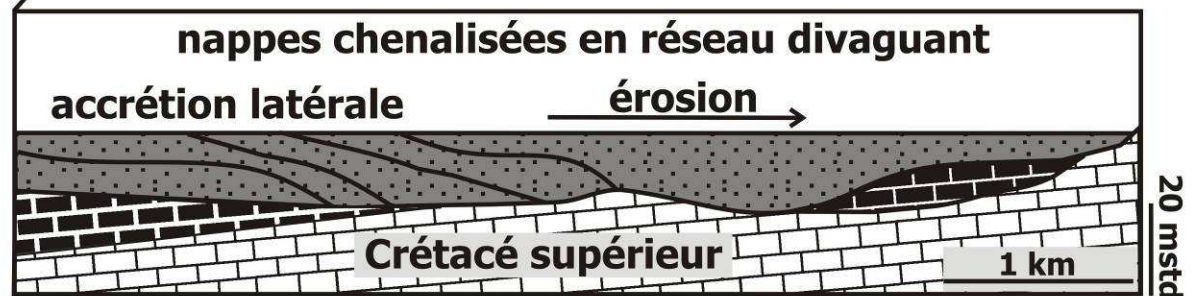
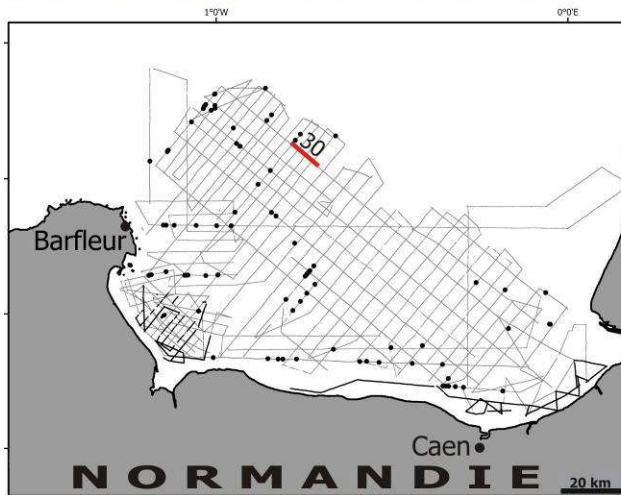
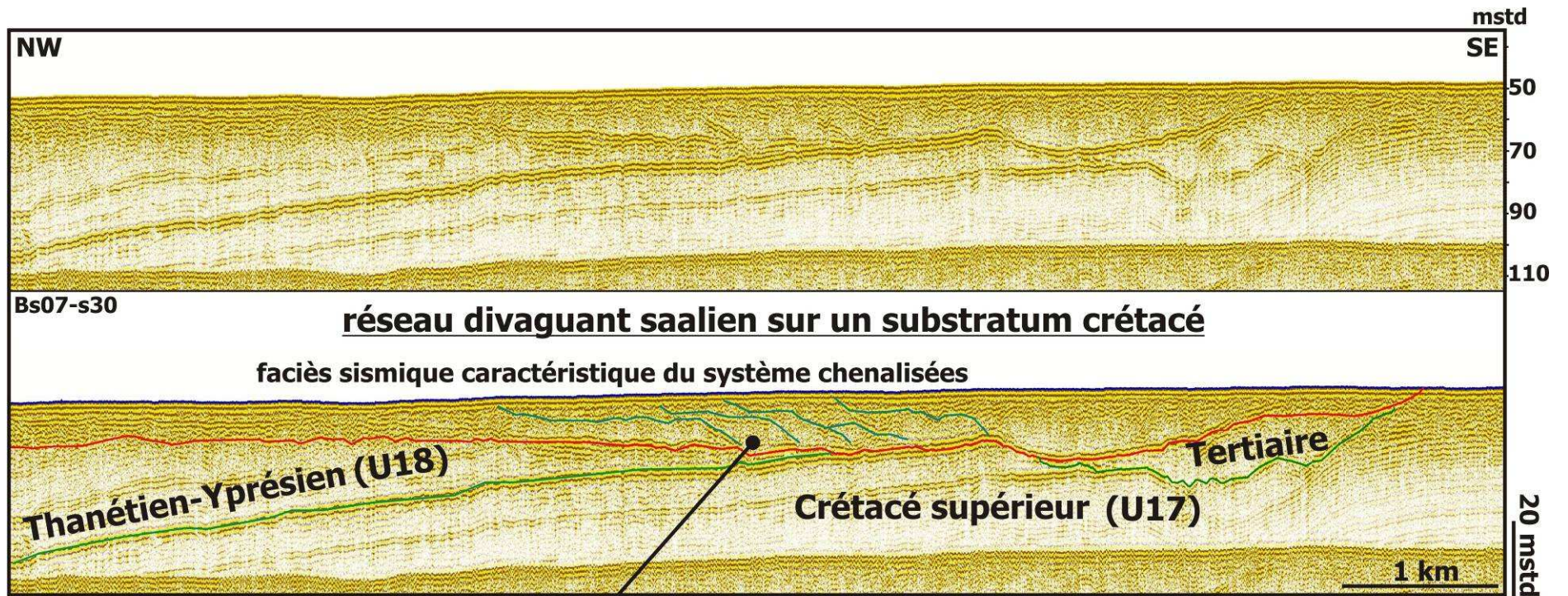


Figure 2.56 : Profil sismique (Bs07-s30) d'orientation NW-SE présentant un système fluvialite chenalisé divagant, incisant le substratum crétacé.

4 Conclusion : modèle de dépôt de la Seine périglaciaire en baie de Seine

Ce dernier paragraphe retrace l'évolution de la Seine plio-quadernaire, actuellement immergée en baie de Seine. La quantité et la qualité des nouvelles données sismiques THR ont apporté de nouvelles informations sur l'évolution de la paléoSeine au Plio-Quadernaire.

La période Plio-Quadernaire est caractérisée par des alternances climatiques très contrastées, avec des phases glaciaires et interglaciaires, à l'origine d'importantes fluctuations du niveau marin (Lambeck *et al.*, 2002). Lors des glaciations pléistocènes (Cromérien, Elstérien, Saalien et Weichsélien), les calottes glaciaires peuvent atteindre des latitudes très basses (Weichsélien : 42° N en Amérique et 52° N en Europe) (Benn & Evans, 1998 ; Bowen, 1999 ; Ehlers & Gibbard, 2004 ; Pawley *et al.*, 2008).

Les incisions fluviales apparaissent comme une conséquence des forçages externes (climato-eustatique). L'incision peut être rapportée à la transition glaciaire-interglaciaire, dans le cas où des dépôts interglaciaires sont à la base de chacune des formations alluviales, comme pour la Tamise (Bridgland, 2000). En revanche, l'incision peut intervenir également à la transition interglaciaire-glaciaire si les sédiments interglaciaires sont au sommet des formations alluviales, comme pour la basse-Seine (Lefebvre *et al.*, 1994) et la Somme (Antoine *et al.*, 2000, 2003).

Durant la chute du niveau marin plio-quadernaire, un réseau dense de paléovallées a été mis en évidence le long des côtes françaises : en mer de la Manche (Larsonneur, 1971 ; Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980, 1982 ; Lericolais, 1997, Lericolais *et al.*, 2003), sur la marge Atlantique (Lericolais *et al.*, 2001 ; Proust *et al.*, 2001, 2010 ; Menier, 2004 ; Chaumillon *et al.*, 2008) et en Méditerranée (Monaco, 1970 ; Tesson *et al.*, 2010). En baie de Seine, dès la chute du niveau marin plio-quadernaire, la paléoSeine et ses affluents s'écoulent sur une surface polygénique pré-Plio-Pléistocène inférieur (Pliocène pour Alduc, 1979) de la plate-forme continentale, incisant profondément le substratum géologique (Figure 2.32) jusqu'aux fosses du Cotentin. Une partie de ce réseau de paléovallées est encore visible dans la bathymétrie actuelle de baie de Seine (Figure 2.22). L'estimation du taux d'incision de la paléoSeine est d'environ 0,08 à 0,1 m/an, proche de celle proposée en basse Seine ou pour la Somme (Lefebvre *et al.*, 1994).

Cette paléovallée présente une morphologie accidentée (Figure 2.57), partiellement comblée par des alluvions grossières, épaisses d'environ 15 m dans la paléoSeine supérieure et dépassant 40 m dans le Nord Cotentin.

L'étude détaillée a permis d'identifier au moins trois paléovallées étagées et parallèles dans la paléoSeine supérieure, débouchant dans les fosses au Nord du Cotentin caractérisées en revanche par des nappes emboîtées.

L'étagement des deux premières nappes (N4a et N4b) peut être encore discuté, puisque la nappe supérieure la plus ancienne (N4a) est mal conservée et son talus généralement dégradé. En revanche, l'étagement des nappes N4c et N4b est bien conservé, dans les profils sismiques.

Cet étagement est estimé entre 7 et 10 m (Figure 2.57), valeur proche des étagements observés en basse Seine (10 m). Le système à huit terrasses est restreint à la basse Seine (Lautridou *et al.*, 1985). On suppose que cet étagement est lié principalement à un soulèvement décrit en haute-Normandie (Lautridou *et al.*, 1999b).

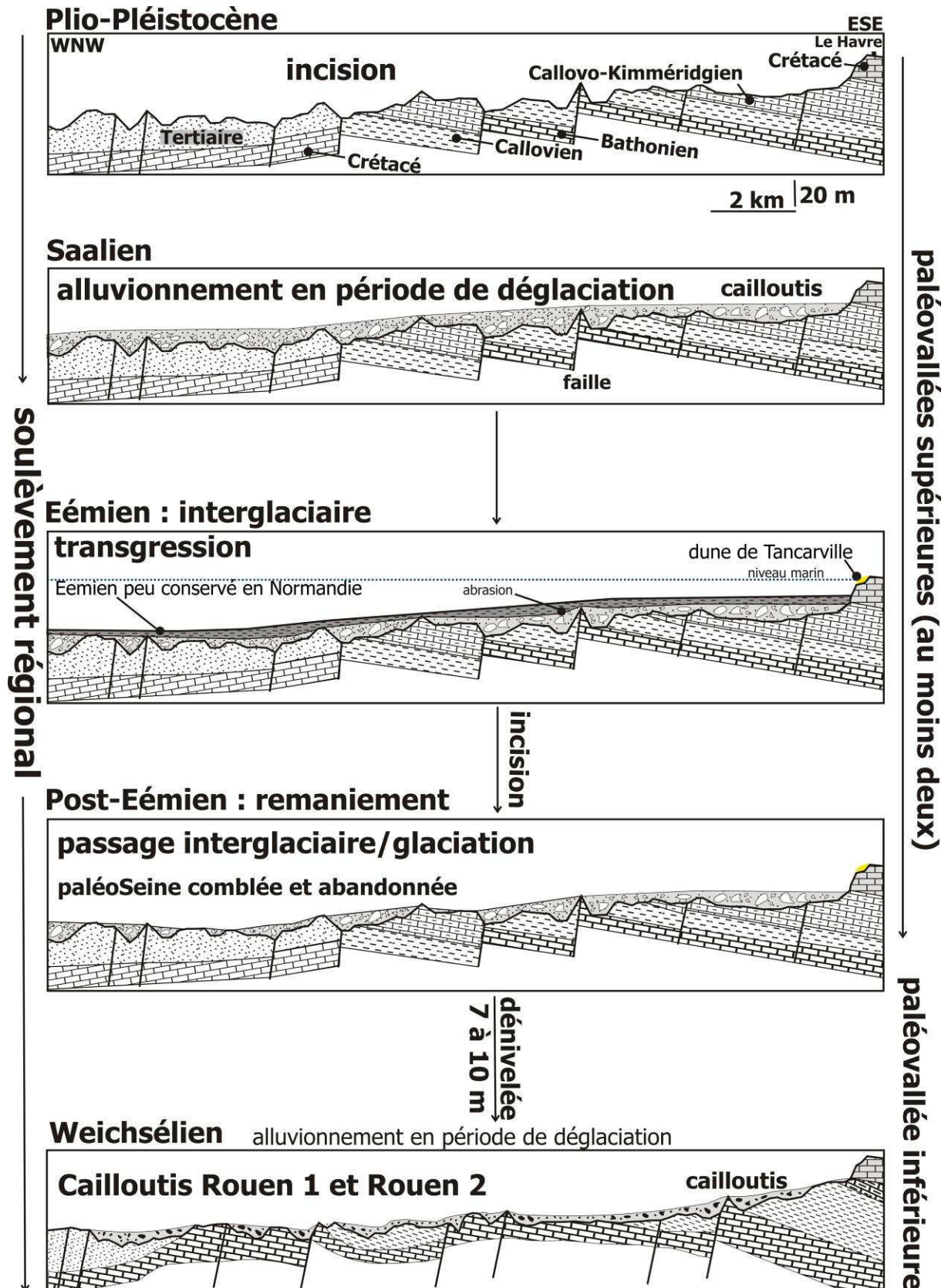


Figure 2.57 : Reconstitution schématique de l'évolution de la paléoSeine à travers les glaciations pléistocènes. Au Weichsélien la Seine abandonne complètement son cours saalien, à la suite du soulèvement de la partie Nord de la baie de Seine (Figure 2.59, 2.60 et 2.61).

Selon Lautridou *et al.*, (1999a), le soulèvement de la haute-Normandie a été plus important entre le Pliocène supérieur et la fin du Pléistocène inférieur. Les nouvelles données sismiques établies en baie de Seine indiquent plutôt des soulèvements continus au moins jusqu'à la fin du Pléistocène moyen. Ce soulèvement est responsable de la migration de la paléoSeine du Nord vers le Sud. Il explique le passage de la paléoSeine s'écoulant sur un substratum tendre marneux et facile à éroder, passant à un écoulement sur un substratum calcaire bathonien plus dur.

Dans ce contexte de soulèvement global de l'Europe de l'Ouest, des zones stables ou probablement en subsidence peuvent exister localement. C'est le cas des fosses du Cotentin, où cette stabilité ou subsidence a provoqué l'emboîtement des nappes alluviales au large du Cotentin (Figure 2.55). Chacune des nappes alluviales emboîtées ou étagées, enregistre un cycle glaciaire- interglaciaire, l'évolution de la paléoSeine plio-quadernaire se décline donc selon deux échelles : échelle cycle glaciaire- interglaciaire et échelle pléistocène.

4.1 Evolution d'un réseau fluvial au cours d'un cycle glaciaire-interglaciaire

La transition interglaciaire-glaciaire dans un environnement périglaciaire est caractérisée par une faible couverture végétale et par une reprise de l'érosion (Figure 2.58a). La quantité de sédiments issus de l'érosion des versants et des berges peut dépasser la capacité de la paléoSeine. La divagation de ces sédiments grossiers et en particulier des silex, dans le lit du fleuve provoque l'érosion et la divagation des dépôts fluviaux préexistants, voire l'incision du substratum géologique. Cet événement se produit au début de chaque glaciation. Nous raccordons par conséquent les incisions du substratum de la paléoSeine au début d'un refroidissement glaciaire (Figure 2.58a).

Pendant la période glaciaire caractérisée par l'absence de couverture végétale, des altérations périglaciaires se développent (cryoturbation, fentes de gel, etc...). Cette période est caractérisée par des dépôts de pente (head) et par une sédimentation éolienne avec le dépôt des loess (Lautridou & Cliquet, 2006) (Figure 2.58b).

La fin de la glaciation est caractérisée par le passage d'un climat froid et aride vers un climat toujours froid, mais humide. Au cours de cette période, la paléoSeine reste toujours alimentée par une importante sédimentation (cailloutis) formant des bancs instables dans un système fluvial en tresses (Figure 2.58c).

Le retour à un climat plus tempéré durant une période interglaciaire ne semble pas enregistré en baie de Seine. Il est probable que des modifications majeures du régime fluvial interviennent au cours de cette période, avant le retour de la mer à proximité des rivages actuels. Le réchauffement climatique favorise l'installation d'une couverture végétale, la stabilisation des berges et des versants et finalement la diminution du taux d'érosion et des apports sédimentaires (Figure 2.58d). Les dépôts terrigènes sont essentiellement fins transportés et déposés dans un système fluvial méandrique (Figure 2.58d).

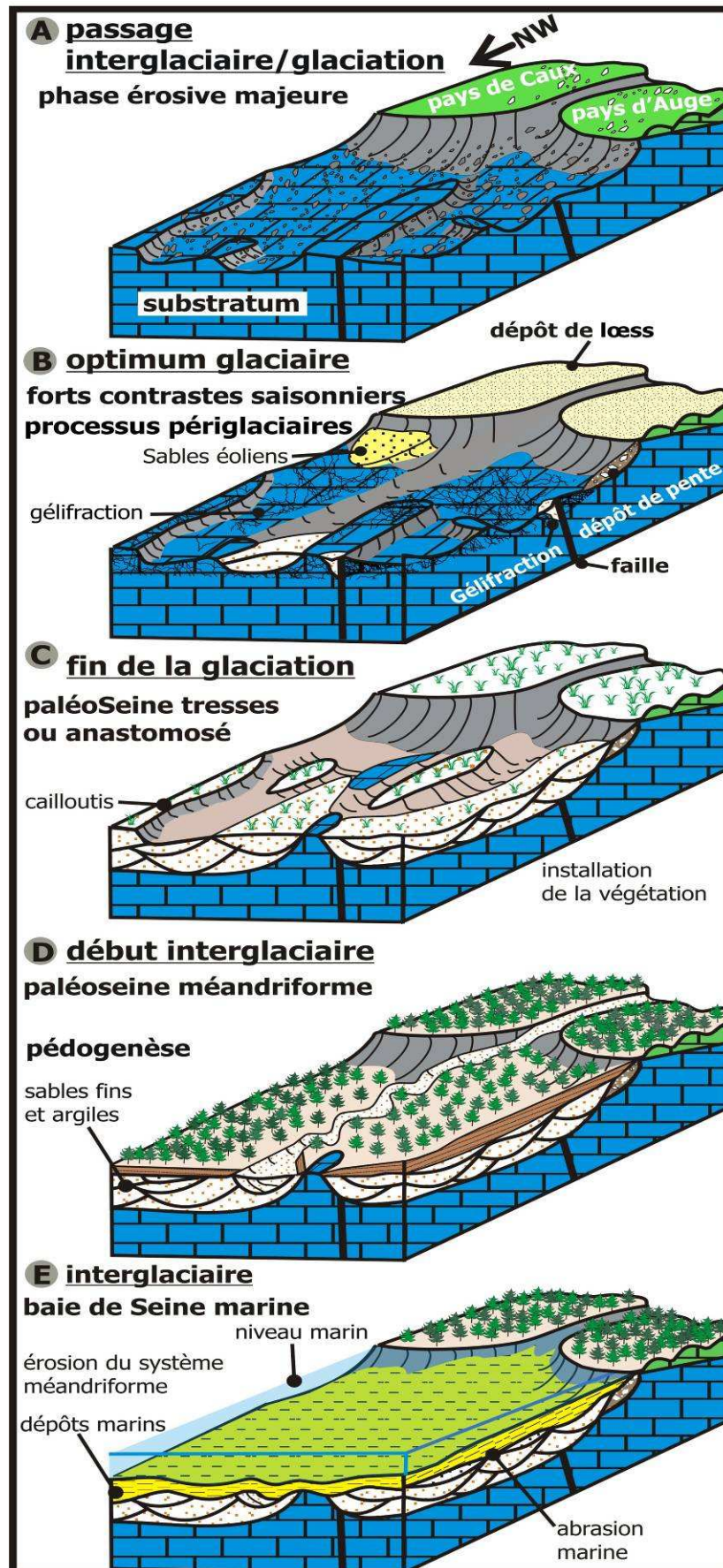


Figure 2.58 : Reconstitution de l'évolution de la paléoSeine en réponse aux variations climatiques à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire.

Durant l'optimum interglaciaire, le niveau de la mer peut atteindre les rivages actuels. L'absence d'archivage sédimentaire de ce système fluviatile méandrique, à la transition glaciaire-interglaciaire, s'expliquerait par une abrasion marine ultérieure (Figure 2.58e).

4.2 Le fleuve Seine en baie de Seine, au Pléistocène

Les nappes de la baie de Seine, tout comme celles de la basse vallée de Seine (Lautridou *et al.*, 1999a) sont datées de la seconde moitié du Pléistocène. Les différentes étapes de l'évolution de la paléoSeine, au cours du Pléistocène, sont donc :

4.2.1 La Seine ancienne (début du Pléistocène moyen)

La paléoSeine au début du Pléistocène moyen est représentée par sa nappe supérieure, la plus ancienne (N4a). Elle est très discontinue et mal conservée (Figure 2.59). Cette vallée entièrement comblée n'est pas conservée dans la bathymétrie actuelle. La largeur maximale préservée est d'environ 5 kilomètres. Cette paléoSeine présente un style fluviatile en tresses ou anastomosé, reconnu grâce aux données sismiques.

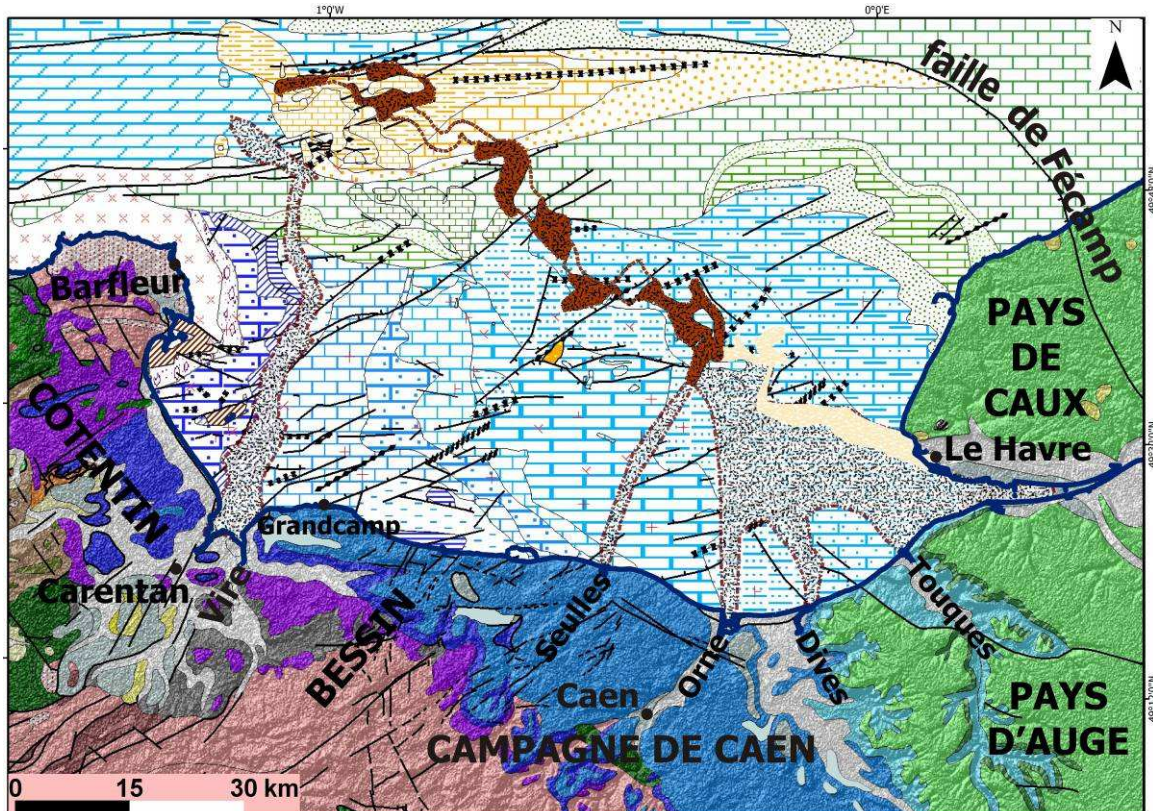


Figure 2.59 : Reconstitution de la paléoSeine ancienne (Pléistocène moyen), à partir de la cartographie de la terrasse N4a (en foncé) et probablement les affluents de la paléoSeine (en gris). Le jaune pâle au large du Havre représente les paliers d'érosion et la nappe dégradée.

4.2.2 La Seine saaliennne

La Seine saaliennne correspond à la paléovallée intermédiaire (Figure 2.60). Elle est continue et bien conservée dans l'ensemble des profils sismiques (N4b). Son étagement par rapport à la paléovallée précédente est cependant souvent difficile à caractériser. La Seine saaliennne entièrement comblée n'est pas conservée dans la bathymétrie. Elle présente une vallée d'environ 7 km de largeur et un remplissage pouvant dépasser 15 m d'épaisseur (environ 20 m). Les pentes sont variables dans cette paléovallée. Le style fluvial de la Seine saaliennne change en fonction des pentes et de la nature du substratum. Dans le substratum jurassique de la baie de Seine, la pente varie entre 0,03 et 0,17 % et le style fluvial reconnu est identique au style en tresses de la paléovallée précédente anté-saaliennne.

Dans le substratum crétacé, les profils sismiques présentent un faciès lité avec de grandes surfaces obliques d'accrétion latérale (N2) (Figure 2.56). Cette géométrie et le faciès sismique définissent un style fluvial probablement plus divagant et dans des sédiments plus fins que pour la partie supérieure du fleuve s'écoulant sur les terrains jurassiques. Plus au Nord, sur le substratum bartonien, une nouvelle rupture de pente est enregistrée. Dans cette zone au Nord du Cotentin, la paléoSeine saaliennne s'emboîte dans la nappe précédente. Ces nappes seraient assimilées à la formation fluvial de Tourville définie à terre, dans la basse Seine (Lautridou *et al.*, 2003)

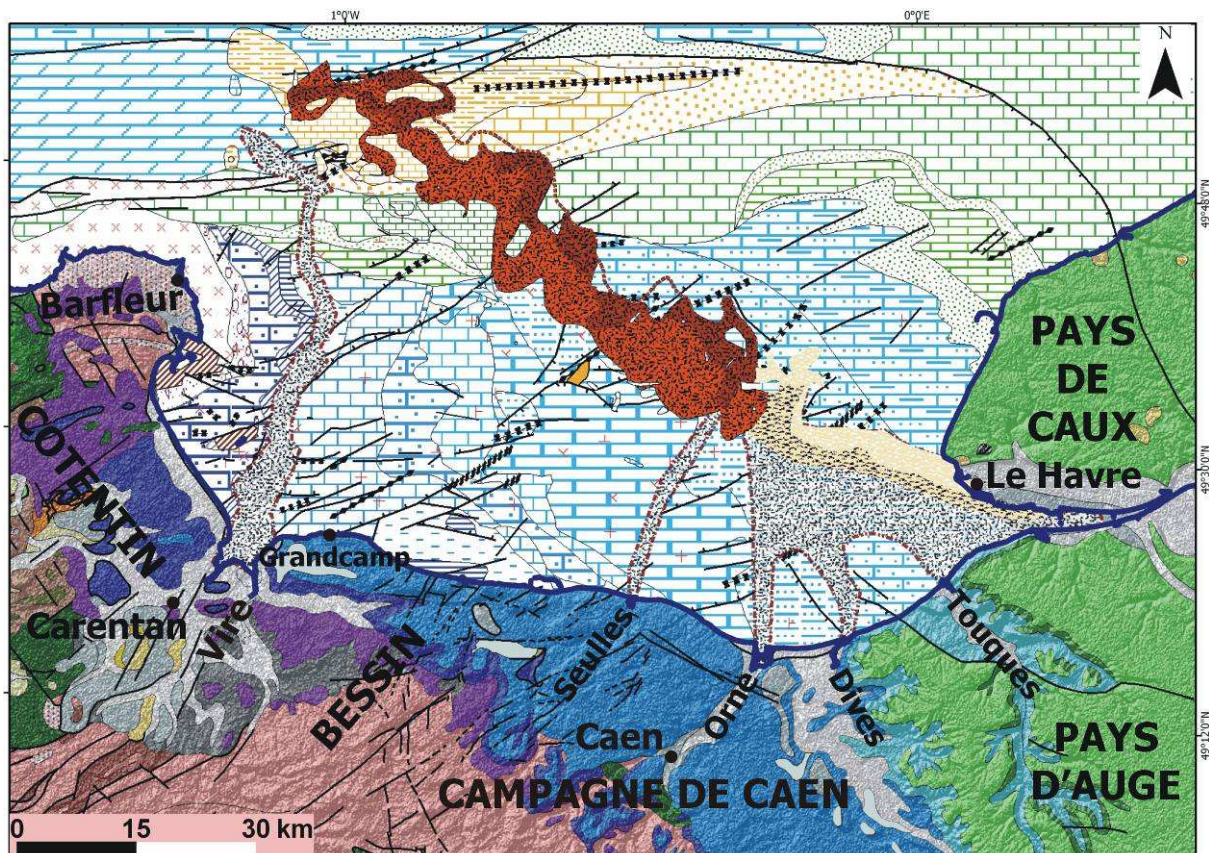


Figure 2.60 : Reconstitution de la paléoSeine saaliennne, à partir de la cartographie de la terrasse intermédiaire N4b (en marron rouge). La nappe ancienne est représentée en marron foncé, les affluents de la paléoSeine (en gris) et les paliers d'érosion en jaune pâle au large du Havre.

4.2.3 La Seine weichsélienne

La Seine weichsélienne est la seule vallée conservée dans la bathymétrie (Figure 2.61). Elle est séparée de la nappe précédente par un talus d'environ 10 mètres. Cette paléovallée est caractérisée par un remplissage de cailloutis (Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980 ; Lechevalier, 1984).

L'épaisseur de la nappe weichsélienne en amont (N4c) est moins importante (15 m maximum), dans la paléoSeine supérieure, par rapport à la paléoSeine saalienne (environ 20 m), mais sa largeur est plus importante (maximum préservé 10 km). En aval (Nord du Cotentin), la nappe N3 comprend deux nappes emboîtées qui pourraient correspondre dans la basse vallée actuelle, aux deux nappes weichséliennes décrites sous le nom de Rouen 1 et de Rouen 2 (Lautridou *et al.*, 1984 ; 2003). Aucune subdivision n'a été reconnue sur les profils sismiques dans N4c dont les faciès caractérisent un système fluvial en tresses comme pour N4a et N4b. Dans les estuaires actuels de la baie de Seine, ces paléovallées sont recouvertes par les dépôts holocènes (Figure 2.62). La transgression holocène a joué un rôle prépondérant dans la modification du milieu et peut-être même, dans l'érosion de certaines terrasses non reconnues sur les profils sismiques.

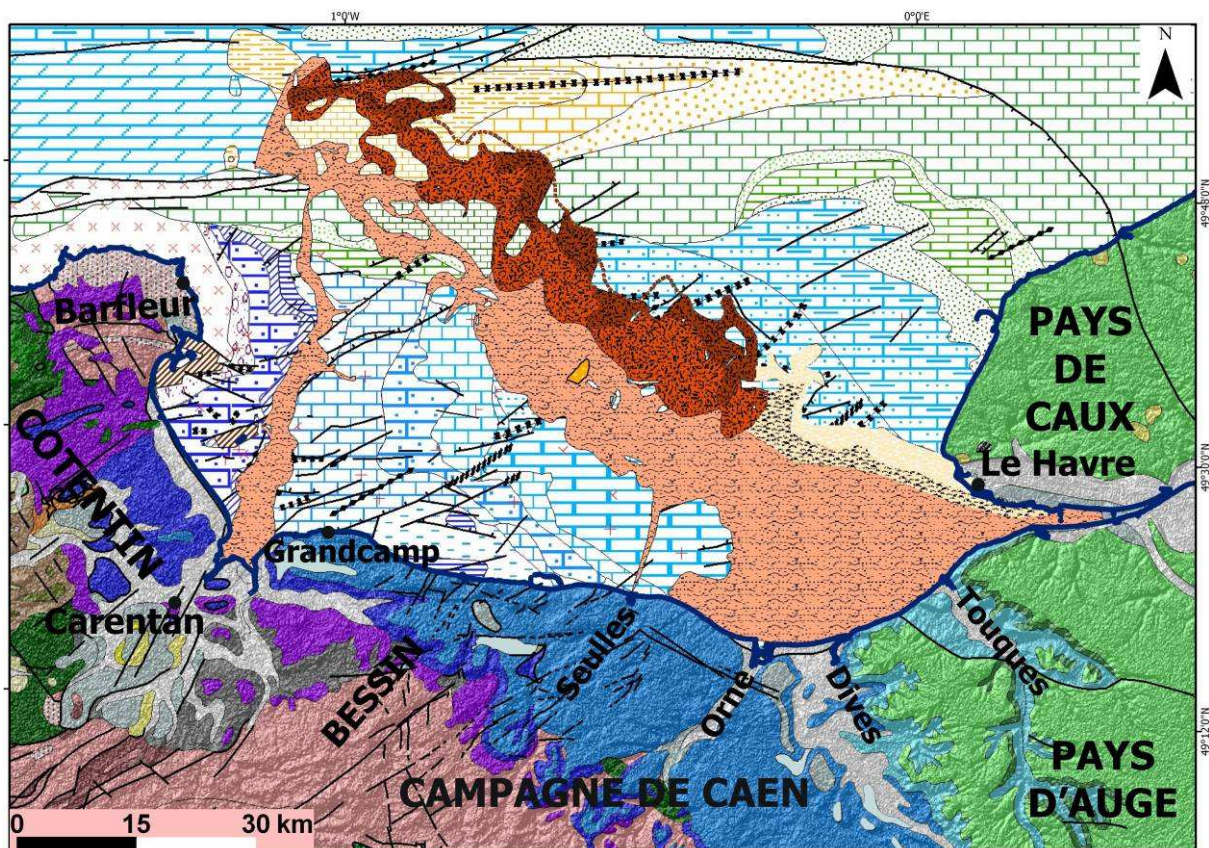


Figure 2.61 : Reconstitution de la paléoSeine et la paléoVire weichsélienne à partir de la cartographie de la terrasse inférieure N4c (en marron rose). Les nappes anciennes et saalienne sont représentées respectivement en marron foncé et en marron clair.

Seul ce stade interglaciaire, Holocène, est préservé, en baie de Seine. Le prisme sédimentaire holocène (Figure 2.62) est bien développé dans les embouchures de la baie des Veys, de l'Orne, de la Dives et de Touques et surtout dans l'embouchure de la Seine.

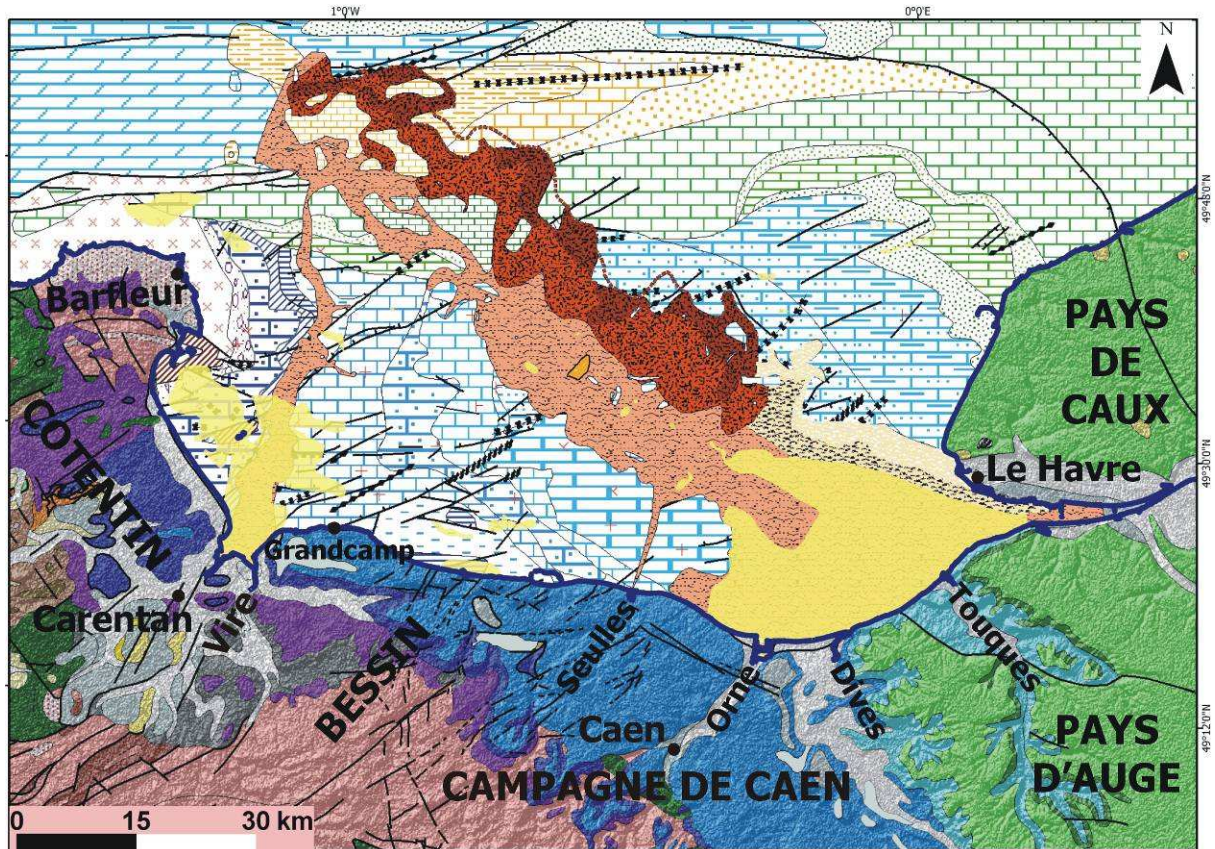


Figure 2.62 : Reconstitution de l'environnement actuel de la Baie de Seine montrant les différentes paléovallées de la baie de Seine et leurs relations géométriques avec le prisme sédimentaire holocène (en jaune).

4.3 Epilogue : évolution future de la Seine, en baie de Seine

À partir de l'évolution spatio-temporelle de la paléoSeine, il est possible de suggérer le devenir de la Seine. Dans le cas d'une nouvelle glaciation de type weichsélienne et avec une même vitesse de soulèvement, la Seine utilisera probablement le même tracé weichsélien. Ce dernier est toujours non comblé et conservé dans la bathymétrie actuelle, avec une légère pente de 0,01 % (Figure 2.63).

Si on suppose un soulèvement constant et une nouvelle succession de cycle glaciaire–interglaciaire d'environ 3 Ma (équivalent du Plio-Quaternaire), une succession de terrasses se formera de nouveau (Figure 2.63). Sous l'effet du soulèvement la migration de la Seine vers le SW se poursuivra, pouvant conduire le fleuve à s'écouler dans les marais du Cotentin, via baie de Veys (Figure 2.64). La Seine aura donc un écoulement anaclinal. Il est probable que la Vire disparaîtra de la baie de Seine, alors que les autres affluents (Touques, Dives, Orne, Seulles) se couleront en direction de la Seine (Figure 2.64).

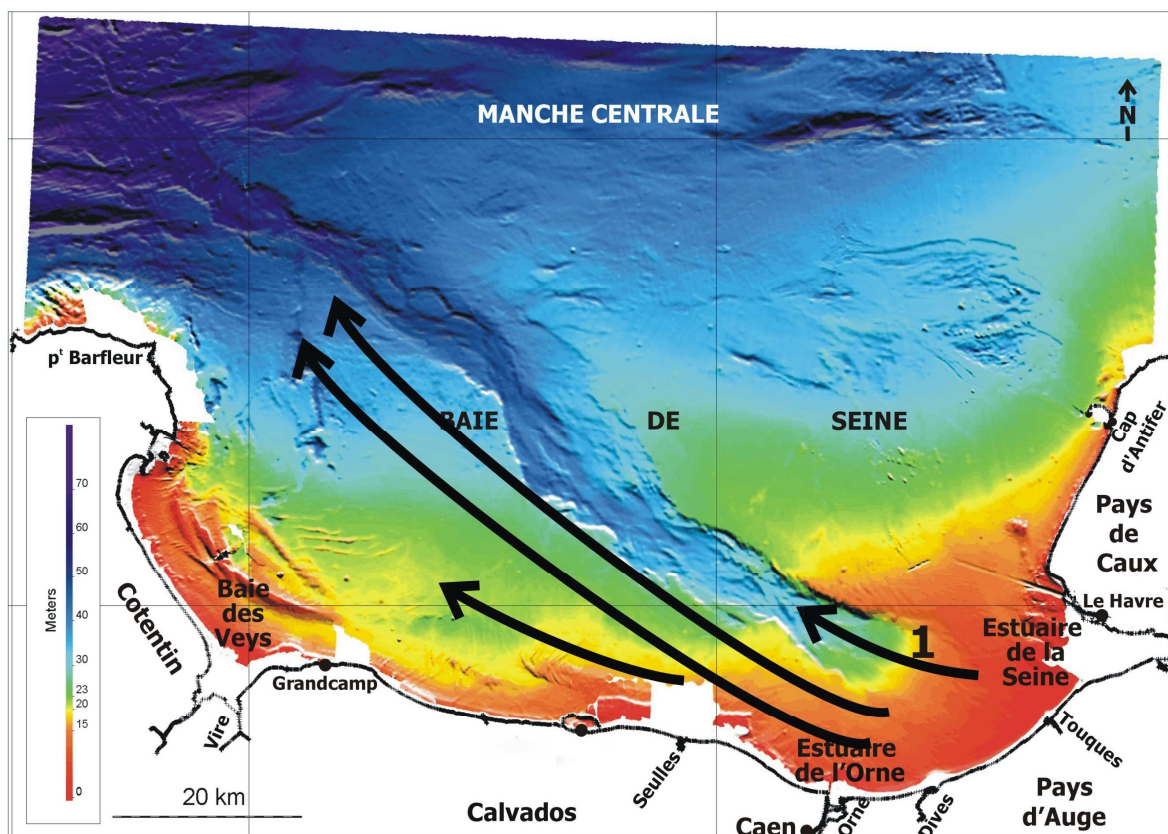


Figure 2.63 : Carte de la bathymétrie actuelle montrant les futures trajectoires de la Seine dans une nouvelle succession de cycle glaciaire–interglaciaire de type plio-quaternaire et dans un contexte de soulèvement général.

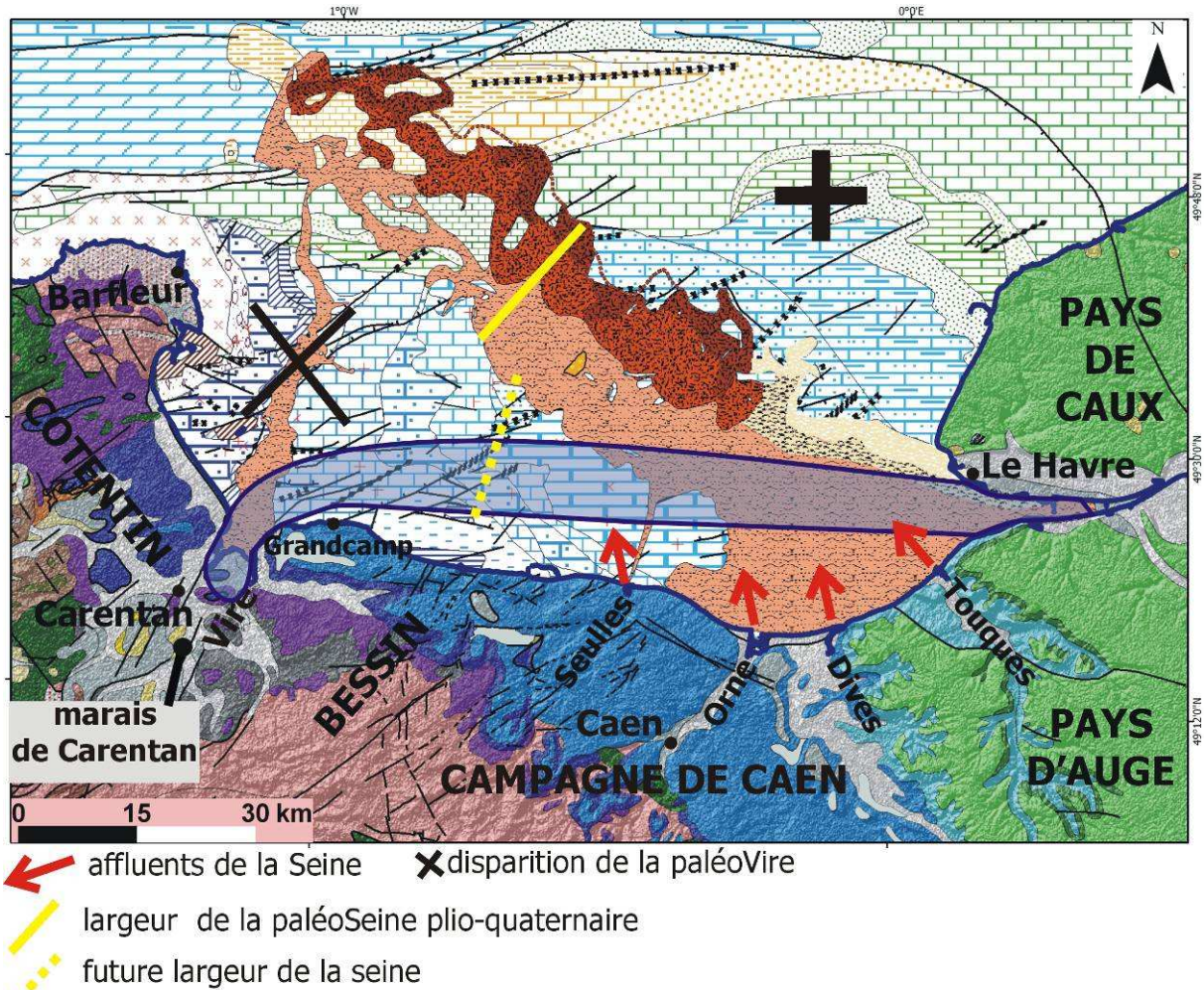


Figure 2.64 : Reconstitution du tracé futur de la Seine et de ses affluents dans le cas d'une nouvelle succession de cycle glaciaire–interglaciaire de type plio-quaternaire et dans un contexte de soulèvement général.

Partie 3 : Conclusion générale

Ce travail contribue à la compréhension du fonctionnement des systèmes fluviaux périglaciaires plio-quadernaires à travers l'exemple des paléovallées de la baie de Seine. Les questions posées au début de la thèse étaient : (1) les paléovallées de la baie de Seine, avec leur remplissage quadernaire ont-elles été contrôlées par des fluctuations glacio-eustatiques ou par le soulèvement du NW de l'Europe, dans la logique des déformations cénozoïques du domaine intraplaque ? (2) l'héritage géologique de la baie de Seine a-t-il eu un rôle dans la localisation et le façonnement de cette paléovallée ?

Pour répondre à ces questions, le substratum géologique de la baie de Seine a été révisé. Il présente des formations et des structures géologiques similaires à celles décrites dans le bassin versant de la baie de Seine. Ce substratum géologique de la baie de Seine consiste en une structure monoclinale dans l'ensemble de la baie et en une structure synclinale au Nord de la baie, toutes deux affectées par des failles normales. Parmi les nombreuses directions structurales décrites à terre et en baie de Seine, les failles de direction SW-NE apparaissent dominantes. Ces failles sont à l'origine d'une structuration en marches d'escalier, générant une pente vers le NW, au toit du substratum de la baie de Seine (Figure 3.1). Au large du Cotentin, l'épaisse série tertiaire limitée caractérise probablement un domaine plus subsident durant le cénozoïque.

Cette structuration du substratum anté-quadernaire a été acquise, après l'ouverture du golfe de Gascogne (Crétacé inférieur) et après les phases tectoniques compressives présentant deux paroxysmes au Crétacé-Tertiaire et au Mio-Pliocène.

Les dépôts alluvionnaires plio-quadernaires sont contrôlés par des alternances de phases glaciaires et interglaciaires. Lors des chutes du niveau marin durant les phases glaciaires, des réseaux de vallées ont incisé le substratum géologique de la baie de Seine qui présente des lithologies et des structures variées. En effet, sa structuration en anticlinaux, synclinaux et failles est à l'origine de la diversité des terrains géologiques affleurant en baie de Seine. Cette diversité de formations géologiques dans le substratum monoclinale se matérialise par des terrains durs (calcaires) et tendres (marnes et sables). Ce paramètre est à l'origine de l'érosion différentielle des terrains et des ruptures de pentes (*knickpoints*).

L'incision fluviale sur le plateau continental de la baie de Seine est provoquée par la chute du niveau marin plio-quadernaire. En revanche, la géométrie et l'orientation des incisions de la paléoSeine et de ses affluents sont contrôlées principalement par la nature lithologique, par la fracturation, par la morphologie du toit du substratum géologique (pentes et cuesta) et surtout par les plissements à grand rayon de courbure qui dominent le bassin versant et la baie de Seine.

L'évolution plio-quadernaire des paléovallées de la baie de Seine a été étudiée au travers de la description des terrasses étagées et des nappes emboîtées observées en sismiques. La description de la géomorphologie des terrasses et de leurs géométries ont permis de reconstituer l'évolution spatio-temporelle de la paléoSeine plio-quadernaire. La confrontation des données morphologiques et géologiques du bassin versant de la baie de Seine (Lautridou, 1999b, Antoine, *et al.*, 2007), des données sismiques anciennes (Larsonneur, 1997 ; Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1982 ; Lautridou *et al.*, 1999b ; Lericolais, 1997) et récentes (campagnes

Bs07, Bs08, Bs08b) et des données géologiques récentes (campagne de carottage Carobseine09) ont permis de proposer une approche pluridisciplinaire des systèmes fluviaux de cette région.

Le climat et la nature du substratum (pente, lithologie, structurale et cuesta) jouent un rôle majeur dans l'évolution du système fluvial de la paléoSeine. Au cours du cycle glaciaire-interglaciaire d'environ 100 000 ans (Figure 3.1 A, B, C, D), la paléoSeine a évolué d'un système fluvial en tresses (Figure 3.1 C) semblable à celui de la Léna, (Sibérie) vers un système fluvial méandrique (Figure 3.1 D), proche de la vallée de Seine actuelle. L'absence d'archivage sédimentaire de ce système fluvial méandrique s'expliquerait par l'abrasion marine dans la transgression éémienne ou holocène (Figure 3.1 E).

A terre dans la vallée de la Seine, les premières évidences de la présence de la vallée de la Seine sont représentées par des dépôts de Sables de Lozère, datés du Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur. En revanche, en baie de Seine l'âge des terrasses conservées de la paléoSeine est inférieur à 800 000 ans et aucun témoin plus ancien n'a été archivé en baie de Seine.

A l'échelle du Pléistocène moyen, la paléoSeine a enregistré l'étagement de trois terrasses alluviales, dans la baie de Seine (paléoSeine supérieure) (Figure 3.1). La comparaison de ces terrasses avec les terrasses de la vallée de la basse Seine a permis de proposer une chronologie des étapes dans l'évolution de la paléoSeine (1. Seine ancienne, au début du Pléistocène moyen ; 2. Seine saaliennaise et 3. Seine weichsélienne). Chacune de ces terrasses de la paléoSeines est caractérisée par au moins un cycle glaciaire-interglaciaire d'une durée de 100 000 ans (Figure 3.1).

La reconnaissance des terrasses pléistocènes de la PaléoSeine permet également de distinguer, au moins un épisode important de surrection (Figure 3.1). Au Pléistocène moyen (fin-Saalien début Weichsélien) dont le taux est estimé à environ 0,07 à 0,1 mm/an. Cette estimation de la vitesse de soulèvement est proche de la vitesse d'érosion de la paléoSeine estimée à environ 0,08 mm/an.

Cette surrection quaternaire qui a causé l'étagement des terrasses alluviales de la paléoSeine apparaît dans le prolongement du soulèvement connu en Europe du Nord, depuis le Néogène associé à des mouvements compressifs liés à la convergence Afrique-Eurasie (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2000a). Les mouvements tectoniques du substratum géologique de l'Europe du Nord-Ouest ne s'achevant pas à la fin du Tertiaire, le Quaternaire est bien une unité indissociable du Néogène, sur le plan géodynamique.

À l'échelle locale, les fosses du Nord du Cotentin sont caractérisées par des nappes emboîtées. Ces dernières sont situées à la limite des grands accidents et sur les compartiments affaissés du substratum au Nord du socle armoricain (Figure 3.1). Cet emboîtement des nappes quaternaires est donc situé dans une zone qui a évolué en subsidence durant le Tertiaire et probablement au Quaternaire. Cette subsidence intervient dans un contexte de soulèvement global, connu en Europe du Nord. La paléoSeine est caractérisée par l'étagement de l'ensemble des terrasses à la fin du Saalien (Figure 3.1), témoignant d'une légère accélération du soulèvement ou d'un ralentissement de la subsidence de cette zone Nord

Cotentin. Cette zone, située au Nord du cisaillement Sud-armoricain, est subsidente depuis le Paléogène (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002).

Reste la question posée, est-ce que la transgression holocène a également été influencée par le substratum géologique ?

Ce travail permet finalement de définir de nouvelles perspectives à l'échelle régionale et à l'échelle globale.

Perspective à l'échelle régionale

- durant l'étude des profils sismiques, certaines structures localisées dans le substratum de la baie de Seine peuvent être interprétées comme des failles inverses, jusque là inconnues dans ce secteur de la Manche. Un travail d'analyse structurale serait nécessaire ;
- la paléoVire (*cf.* Figures 2.39 et 2.40) et la paléoTouques (*cf.* Figure 2.43) montrent au moins deux terrasses étagées. On pourrait les corréliser aux trois nappes de la paléoSeine et envisager d'étendre ces terrasses de la paléoVire et la paléoTouques en amont, dans les vallées connues à terre.

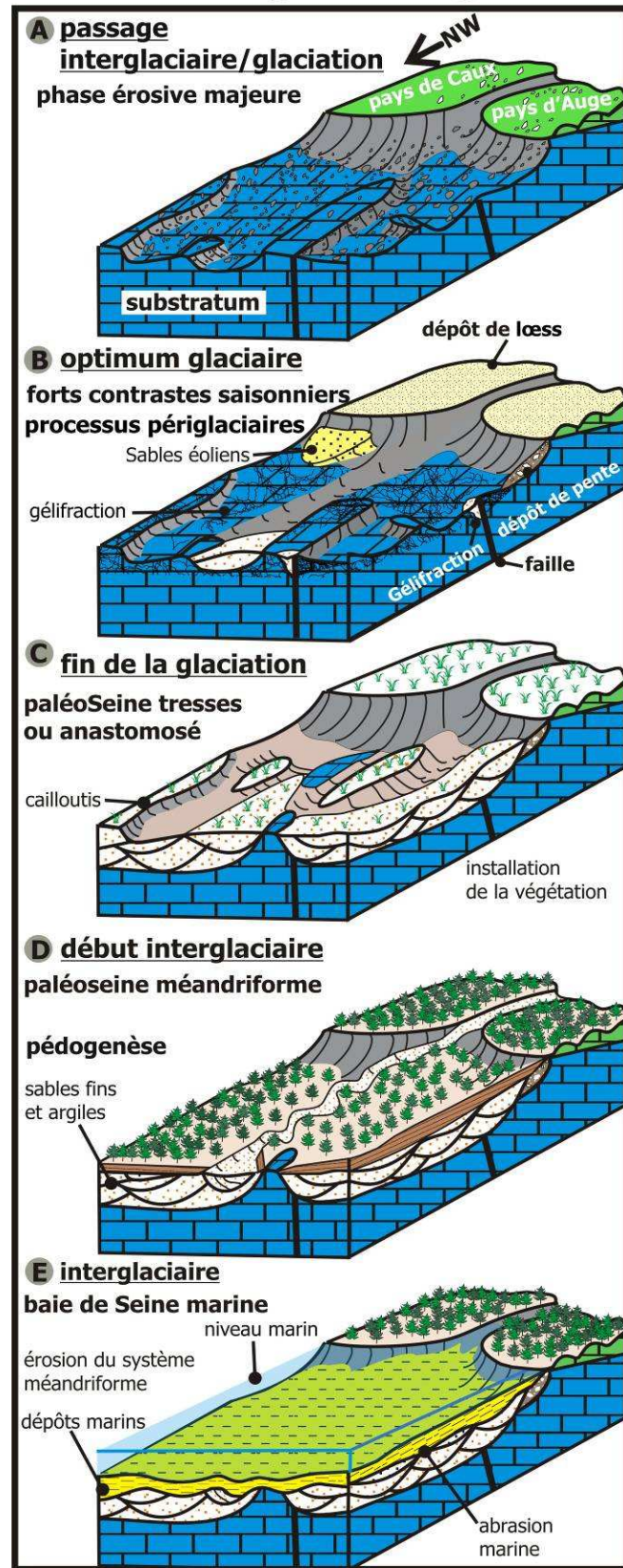
Perspective à l'échelle globale

Des styles fluviaux actuels, en tresses ou anastomosés, sont connus aussi bien en région périglaciaire (Gautier E. & Costard 2000 ; Costard *et al.*, 2007), qu'en régions aride (Gibling *et al.*, 1998) et intertropicale (Smith, 1999). Il est intéressant de comparer la paléoSeine avec des vallées des régions arides et intertropicales pour envisager un modèle général de l'évolution des fleuves et des fleuves périglaciaires. Cette conformation permettrait de mieux cerner l'origine des terrasses fluviales. Les recherches récentes ont permis de lier l'étagement des terrasses fluviales au soulèvement dont l'origine reste encore discutée. D'autres hypothèses envisagées sont la rhéologie crustale héritée des temps géologiques (Westaway, 2004 ; Bridgland *et al.*, 2009) et la convergence des plaques (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1997).

Il serait intéressant de comparer la paléoSeine avec :

- 1) une vallée côtière présentant un substratum similaire à celui de la paléoSeine, mais présentant des vitesses de soulèvement importantes, comme en Méditerranée ;
- 3) une vallée possédant un substratum similaire à celui de la baie de Seine, avec un faible soulèvement quaternaire (un substratum stable archéen ou paléozoïque), mais éloignée de la côte comme par exemple les vallées du Sahara ;
- 2) une vallée côtière et périglaciaire possédant un plus petit bassin versant que la paléoSeine comme par exemple la Somme.

Echelle interglaciaire-glaciaire



Echelle du Plio-Quaternaire

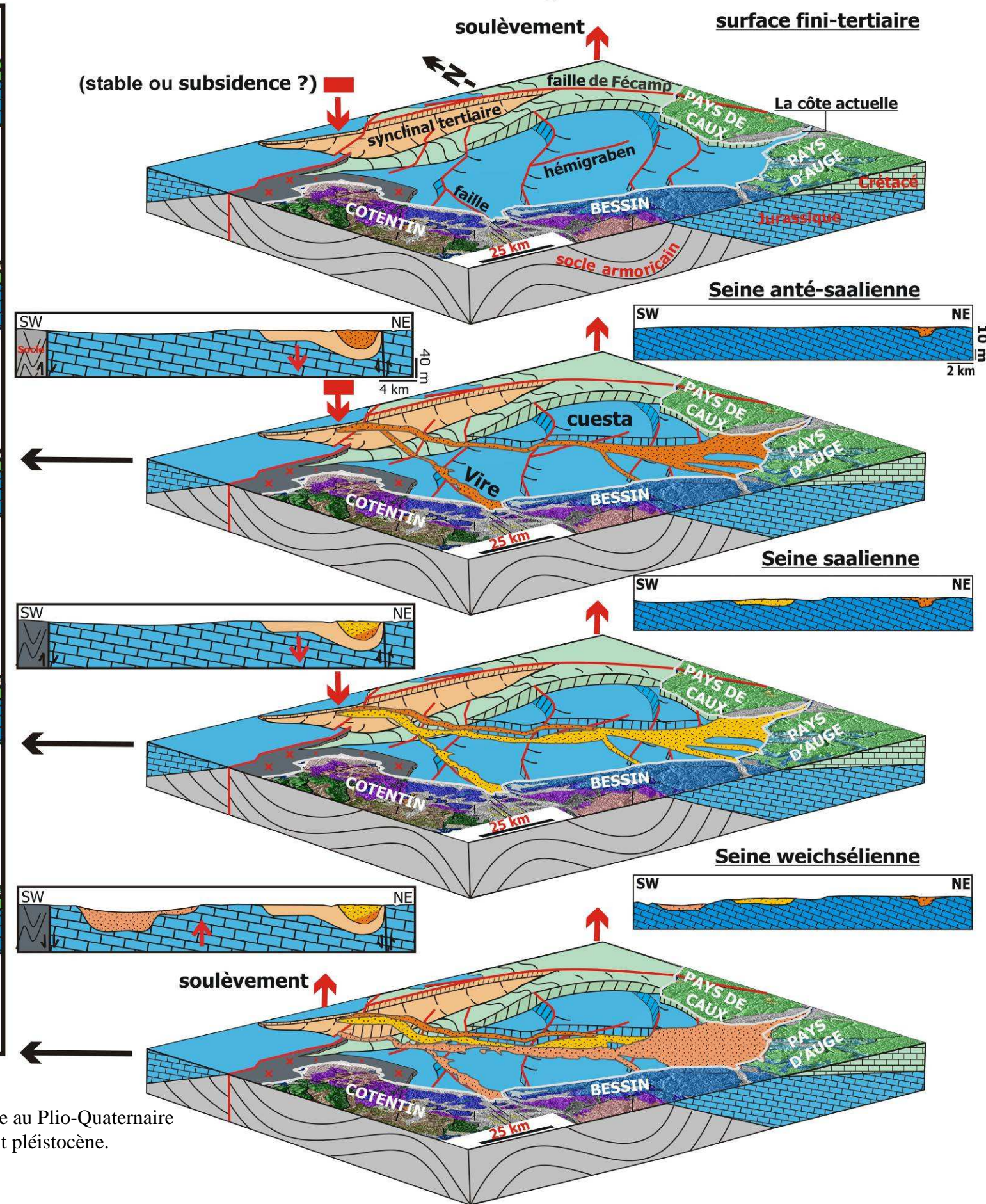


Figure 3.1 : Modèle de l'évolution de la paléSeine périglaciaire au Plio-Quaternaire en réponse aux variations climatiques (A,B,C,D) et soulèvement pléistocène.

Glossaire

Bassin versant : espace géographique bien circonscrit, drainé par un cours d'eau et ses affluents. Il a pour limite la ligne de partage des eaux le séparant des autres bassins adjacents. Il comprend un bassin de réception, une zone de transit (équilibre dynamique entre l'érosion et la sédimentation) et une zone de dépôt (un cône de déjection, par exemple).

Charge fluviale : matériaux transportés par les cours d'eau est la somme de :

- la charge solide correspondant à la charge de fond, transportée par charriage (galets, gravillons et sables grossiers), et la charge en suspension (argiles, limons et sables très fins) ;
- la charge dissoute ou soluble, dispersée dans le courant (fer, matière organique...).

Cuesta : est un terme d'origine texane popularisé par Davis (1896) pour désigner « un front, plus au moins abrupt, dû à l'interruption de la couche résistante ». Un tel relief est formé par l'érosion d'une structure monoclinale formée par l'alternance de couches tendres et résistantes.

Mouvement de terrain : Déplacement en masse appliqué à un sol ou au substratum rocheux. Les mouvements impliquent une rupture superficielle ou profonde (faille listrique) et un déplacement simultané des matériaux. Parmi les mouvements de terrain, on distingue les écroulements, les éboulements, les glissements-décollements banc-sur-banc, les glissements rotationnels, les mouvements panaméens et les mouvements de masse dans les formations meubles (solifluxions, coulées boueuses)

Niveau de base : surface topographique théorique définissant l'ensemble des points de non-dépôt d'un système fluvial. Le niveau de base général est le niveau marin, c'est à dire la surface universelle à partir de laquelle l'énergie cinétique des cours d'eau se dissipe. Le niveau de base conditionne l'évolution géomorphologique des grands bassins d'alimentation. Les niveaux de base fluviales locaux désignent le niveau d'une vallée principale ou d'une confluence importante soulignant une rupture de pente importante entre la zone amont (incision) et une zone aval (accumulation). L'évolution géomorphologique des bassins versants dépend du creusement des vallées en relation avec les mouvements verticaux relatifs et par les variations du niveau marin (glacio-eustatisme).

Pendage : orientation d'une couche géologique dans l'espace et par rapport à l'horizontal.

Pente : est l'inclinaison d'un terrain. Elle se mesure en degrés ou en pourcentage et elle n'est pas toujours conforme au pendage. La pente ne doit pas être confondue avec le pendage qui s'applique aux couches géologique

Knickpoint : ou rupture de pente est la modification brutale de la pente

Profil d'équilibre : Tout cours d'eau tend à régulariser son profil longitudinal par érosion ou par dépôt en fonction de son énergie. La concavité d'un profil d'équilibre d'une rivière est liée à la réduction progressive de la pente vers l'aval. Le profil est généralement accidenté par des ruptures ou *knickpoint* (rapides et biefs) d'origine tectonique ou eustatique (variations du niveau de la mer ou d'un lac). Un profil d'équilibre régularisé est atteint lorsque l'énergie disponible est utilisée de manière optimale et lorsque la production de débris et leur évacuation sont globalement équilibrées. La vitesse du courant assure, alors, le transport de la totalité de la charge solide venue d'amont sans qu'il n'y ait creusement ou accumulation.

Rivière anaclinale ou obséquente : cours d'une rivière dont la direction d'écoulement est contraire au pendage des couches géologiques.

Rivière cataclinale ou conséquente : cours d'une rivière dont la direction d'écoulement est dans le sens du pendage des couches.

Rivière orthoclinale ou subséquente : se dit d'un cours d'une rivière dont la direction d'écoulement est perpendiculaire au pendage des couches géologiques.

Références bibliographiques

- Abreu V. & Anderson J. (1998). Glacial eustacy during the Cenozoic : sequence stratigraphic implications. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 82, pp.1385-1400.
- Alduc D. (1979). La Manche orientale, étude géomorphologique du réseau des paléovallées. Thèse doct. 3^e cycle, univ. de Caen, 140 p.
- Alduc D., Auffret J.-P., Carpentier G., Lautridou J.-P., Lefebvre D. & Porcher M. (1979). Nouvelles données sur le pléistocène de la basse vallée de la seine et on prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 16, pp. 27-33.
- Amr R. (1971). Carte géologique de la marge continentale française, Boulogne-sur-mer-Caen-Wight, 1: 250 000. Géologie et structure. Notice explicative. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 12 p.
- Andreieff P., Bouysse P., Horn R. & Monciardini C. (1972). Contribution à l'étude stratigraphique des terrains secondaires et tertiaires affleurant en Manche occidentale. *Mémoires Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 79, pp. 31-48.
- Antoine P. (1988). Contribution à l'étude des lœss du Pléistocène supérieur du Bassin de la Somme. In : « Cultures et industries en milieu lœssique ». *Revue Archéologique de Picardie*, 1-2, pp. 25-44.
- Antoine P. (1993). Le système de terrasses du bassin de la Somme : modèle d'évolution morpho-sédimentaire cyclique et cadre paléoenvironnemental pour le Paléolithique. *Quaternaire* 4-1, pp. 3-16.
- Antoine P. (1994). The Somme Valley terrace system (northern France) : a model of river response to Quaternary climatic variations since 800 000 BP. *Terra Nova* 6, pp. 453-464.
- Antoine P. (2002). Le système de terrasses de la moyenne vallée de la Somme L'Acheuléen dans la vallée de la Somme. Données récentes. Publication du Centre de Recherches et d'Études préhistoriques, Lille, (CERP) 6, pp. 29-35.
- Antoine P., Lautridou J.-P., Sommé J., Auguste P., Auffret J.-P., Baize S., Clet-Pellerin M., Coutard J.-P., Dewolf Y., Dugué O., Joly F., Laignel B., Laurent M., Lavollé M., Leuret P., Lécolle F., Lefebvre D., Limondin-Lozouet N., Munaut A., Ozouf J.-C., Quesnel F. & Rousseau D. (1998). Les formations quaternaires de la France du Nord-Ouest. *Quaternaire*, 9-3, pp. 227-241.
- Antoine P., Lautridou J.-P. & Laurent M. (2000). Longterm fluvial archives in NW France : response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea level changes. *Geomorphology*, 33, pp. 183-207.
- Antoine P., Munaut A., Limondin-Lozouet N., Ponel P. & Fagnart J. (2002). Réponse des milieux de fond de vallée aux variations climatiques (Tardiglaciaire et début Holocène) d'après les données du bassin de la Selle (Nord de la France). Processus et bilans sédimentaires. In : Bravard, J.P. & Magny, M. (dir.), *Les fleuves ont une histoire. Paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*, Errance Éd., pp. 15-27.
- Antoine P., Coutard J.-P., Gibbard P., Hallégouët B., Lautridou J.-P. & Ozouf, J. C. (2003). The Pleistocene rivers of the English Channel region. *Journal of Quaternary Science*, 18, pp. 227-243.
- Antoine P. & Lautridou J.-P. (2003). La séquence du dernier cycle (Éémien-Weichsélien) dans les lœss de la France septentrionale. In : Colloque international « Données récentes sur les modalités de peuplement et sur le cadre chronostratigraphique, géologique et paléogéographique des industries du Paléolithique inférieur et moyen en Europe, Rennes, 22-25 septembre 2003, pp. 20-21.
- Antoine P., Limondin-Lozouet, N., Chaussé C., Lautridou J.-P., Pastre J., Auguste P., Bahain J., Falguères C. & Galehb B. (2007). Pleistocene fluvial terraces from northern France (Seine, Yonne, Somme) : synthesis and new results from interglacial deposits. *Quaternary Science Reviews*, 26, (22-24). pp. 2701-2723.
- Arkell W. (1933). *The Jurassic System in Great Britain*. Clarendon Press, 681 p.
- Auffret J.-P. & Gruas-Cavagnetto C. (1975). Les formations paléogènes sous-marines de la Manche orientale. Données palynologiques. *Bulletin de la Société géologique de France* 7, XVII-5, pp. 642-655.

Auffret J.-P. & Alduc D. (1977). Ensembles sédimentaires et formes d'érosion du Quaternaire sous-marin de la Manche orientale. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 14, pp. 71-75.

Auffret J.-P. & Colbeaux J. (1977). Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bulletin de la Société géologique de France*, pp. 1047-1055.

Auffret J.-P. & Larsonneur C. (1977). Paléovallées et bancs sableux entre l'estuaire de la Seine et le Nord du Cotentin. *Bulletin de la Société géologique de Normandie*, 64, pp. 21-34.

Auffret J.-P., Alduc, C. Larsonneur C. & Smith, A. (1980). Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. *Annales de l'Institut Océanographique*, 56, pp. 21-35.

Auffret J.-P., Alduc D. & Larsonneur C. (1982). La Manche orientale, carte des paléovallées et des bancs sableux à 1/500 000. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

Avoine J. (1981). L'estuaire de la Seine : sédiments et dynamique sédimentaire. Thèse doct. 3^e cycle, univ. de Caen, 236 p.

Baize S. (1998). Tectonique, eustatisme et climat dans un système géomorphologique côtier. Le nord-ouest de la France au Plio-Pléistocène. Document Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 289, 366 p.

Baize S., Aubry J.-P., Laignel B., Lautridou J.-P., Ozouf J.-C., Pareyn C. & Zwingelberg F., (1997). Carte géologique de France (1/50 000). Notice explicative de la feuille de Carentan (117) à 1/50 000. Bureau de Recherches Géologiques et Minières XVII-16, 70 p.

Balescu S., Lamothe M. & Lautridou J.-P. (1997). Luminescence evidence for two Middle Pleistocene interglacial events at Tourville, north-western France. *Boreas*, 26, pp. 61-72.

Balescu S., Lamothe M., & Panaiotu C. (2010). La chronologie IRSL des séquences loessiques de l'est de la Roumanie. *Quaternaire*, 21-2, pp. 115-126.

Baltzer A. (2010). Une lecture acoustique des archives sédimentaires : du processus au climat (des gaz et gaz hydrates aux déglaciations quaternaires). Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, univ. de Caen, 193 p.

Bassinot F. C., Labeyrie L. D., Vincent E., Quidelleur X., Shakleton N. J. & Lancelot Y. (1994). The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 126, pp. 91-108.

Bassompierre P., Brébion P., Buge E., Lauriat A., Le Calvez Y. & Martin P. (1972). Le gisement Redonien de Fécamp (Seine-Maritime). *Bulletin Bureau de Recherches Géologiques et Minières* (2^e série), I-1, pp. 29-48.

Benabdellouahed M., Dugué O., Tessier B., Thinon I., & Guennoc P., (2009). Morphogenèse de la vallée quaternaire de la Seine : rôle du substratum dans la géométrie et le remplissage des paléo-vallées quaternaires de la Baie de Seine. 12^{ème} Congrès français de Sédimentologie, Renne, Livre des résumés, p 32.

Benabdellouahed M., Dugué O., Tessier B., Thinon I., & Guennoc P. (2010a). Revised geological map of the Bay of Seine. STRATI 2010, 4th Congress on Stratigraphy, Paris, Livre des résumés, p. 27.

Benabdellouahed M., Dugué O., Tessier B., Thinon I., Guennoc P. Paquet F. & Bourdillon C. (2010b). Morphology and infill geometry of the Seine River drowned valley (Bay of Seine). Bedrock, tectonic and climato-eustatic controls. STRATI 2010, 4th Congress on Stratigraphy, Paris, Livre des résumés, p. 29-31.

Benn D.-I. & Evans, D.-J. (1998). *Glaciers and Glaciations*, Edition Arnold, 734 p.

Berthois L. (1983). Étude des sédiments dragués par le "Président Théodore Tissier". *Revue des Travaux de l'Institut des Pêches Maritimes*, pp. 381-424.

Bignot G. (1962). Étude sédimentologique et micropaléontologique de l'Éocène du cap d'Ailly (près de Dieppe, Seine-Maritime). Thèse 3^e cycle, univ. de Paris, 130 p.

Bignot G. (1965). Le gisement éocène du Cap d'Ailly (près de Dieppe; Seine-Maritime). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7-VII, pp. 273-283.

Bignot G. (1984). Le calcrète de la base des faciès sparnaciens de la région de Reims est également présent au cap d'Ailly (Haute-Normandie). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris* 27-4, pp. 51-61.

- Bignot G. (1995). Les deux épisodes à microcodium du Paléogène parisien replacé dans un contexte périthésien. *Newsletter in Stratigraphy*, 32-2, pp. 79-89.
- Bignot G., Hommeril P. & Larsonneur C. (1968). Le Lutétien au large du Cotentin. Colloque sur l'Éocène, Paris. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 58, pp. 405-416.
- Bignot G. & Masson M. (1968). Sondages anciens et récents dans l'Éocène entre Dieppe et le Cap d'Ailly (Seine-Maritime). *Revue des Sociétés Savantes de Haute-Normandie*, 52, pp. 3-18.
- Bignot G. & Larsonneur C. (1969). Étude du Crétacé supérieur au large du Cotentin et remarques sur les Planorbulina du Crétacé supérieur et du Paléocène. *Revue Micropaléontologie* 12-1, pp. 25-39.
- Bigot A. (1885). Esquisse géologique de la Basse-Normandie. Laboratoire de Géologie de la Faculté des sciences de l'univ. de Caen, 2^e année, 2, pp. 65-92.
- Billeaud I. (2007). Dynamique de construction d'un prisme sédimentaire littoral en régime mégatidal (la Baie du Mont-Saint-Michel). Thèse doct. univ. de Caen, 239 p.
- Blum M. D., Guccione M. J., Wysocki, D., Robnett P. C. & Rutledge E. (2000). Late Pleistocene evolution of the lower Mississippi River valley, southern Missouri to Arkansas. *Geological Society of America bulletin*, 112, pp. 221-235.
- Blum M. D. & Törnqvist T. E. (2000). Fluvial responses to climate and sea-level change : a review and look forward. *Sedimentology*, 47, pp. 2-48.
- Blum M. & Straffin E. (2001). Fluvial responses to external forcing : examples from the French Massif Central, the Texas Coastal Plain (USA), The Sahara of Tunisia, and the Lower Mississippi Valley (USA). In : D. Maddy M.G. Macklin and J. Woodward (Édit.) *River Basin Sediments Systems*. Archives of Environmental Change, Balkema, Rotterdam, pp. 195-228.
- Boillot G. (1963). Sur une nouvelle fosse de la Manche occidentale. La "fosse du Pluteus". *Comptes Rendus de l'Académie des sciences, Paris*, 257, pp. 3348-3451.
- Boillot G. (1964). Géologie de la Manche Occidentale : fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. *Annales de l'Institut océanographique*, XLII-1, 220 p.
- Boillot G. & Horn J. (1972). Évolution structurale de la Manche occidentale au Secondaire et au Tertiaire. Colloque sur la Géologie de la Manche. In : groupe Norois, Contribution à l'étude stratigraphique des terrains affleurant en Manche centrale et orientale. *Mémoires de Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 79, pp. 79-86.
- Bois C., Gariel, O., Mascle, A. & Schroeder I. (1991). Les bassins sédimentaires de mer Celtique et de Manche : apport des profils sismiques SWAT. *Mémoires de la Société géologique de France*, 159-1, pp. 25-66.
- Bonnet S. (1998). Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. Thèse univ. de Rennes I, 352 p.
- Bonnet S., Guillocheau F., Brun J. & Van Den Driessche J. (2000). Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic Paleozoic basement : The Armorican Massif, NW France. *Journal of Geophysical Research*, 105, B8, pp. 19, 273-19, 288.
- Bourdier F. (1969). Étude comparée des dépôts quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 21, pp. 165-231.
- Bourdillon C. (2010). Stratigraphie de quatre échantillons de sédiments dragués dans la baie de Seine, France. *Rapport Eradata, Le Mans, France 202/03-10/FR*, 11 p.
- Bourillet J., Reynaud J.Y., Baltzer A. & Zaragosi S. (2003). The "Fleuve Manche" : the sub-marine sedimentary features from the outer shelf to the deep sea fans. *Journal of Quaternary Science*, 18, 3-4, pp. 261-282.
- Bouysse P., Horn, R., Lapierre, F. & Le Lann, F. (1976). Étude des grands bancs de sable du Sud-Est de la Mer Celtique, *Marine Geology*, 20, pp. 251-275.
- Bowen D. Q. (1999). Only four major 100 ka glaciations during the Brunhes Chron ? *International Journal of Earth Sciences*, 88, pp. 276-284.

- Brault N. (2002). Ressources du sous-sol et environnements en Bretagne. Genèse, géométrie et propriétés de différents types d'aquifères. Thèse univ. de Rennes 1, 190 p.
- Brault N., Bourquin S., Guillocheau F., Dabard M., Bonnet S., Courville P., Esteoule-Choux, J. & Stepanoff F. (2004). Mio-Pliocene to Pleistocene paleotopographic evolution of Brittany (France) from a sequence stratigraphic analysis : relative influence of tectonics and climate. *Sedimentary Geology*, 163, pp. 175-210.
- Bridge J. (2006). Fluvial facies models : Recent Developments. In : Posamentier H. W. and Walker R. G., Crossey L. J. & McNeill, D.S (Ed.), *Facies models revisited*. Society for Sedimentary Geology sp. pub. 84, pp. 86-170.
- Bridgland D. R. (2000). River terrace systems in north-west Europe : an archive of environmental change, uplift and early human occupation. *Quaternary Science Reviews*, 19-13, pp. 1293-1303.
- Bridgland, D. R. (2002). Fluvial deposition on periodically emergent shelves in the Quaternary : examples records from the shelf around Britain. *Quaternary International* 92, pp. 25-34.
- Bridgland, D. R. (2006). The Middle and Upper Pleistocene sequence in the Lower Thames: a record of Milankovitch climatic fluctuation and early human occupation of southern Britain: Henry Stopes Memorial Lecture. *Proceedings of the Geologists' Association*, 117, pp. 281-305
- Bridgland D. & D'Olier B. (1995). The Pleistocene evolution of the Thames and Rhine drainage systems in the southern North Sea Basin. In : Preece, R. C. (Ed.). *Island Britain : a Quaternary perspective*. Geological Society of London, sp. pub. 96, pp. 27-45.
- Bridgland D. R., Schreve D. C., Allen P. & Keen D. H. (2003). Key Middle Pleistocene localities of the Lower Thames: site conservation issues, recent research and report of a Geologists Association excursion. *Proceedings of the Geologists Association*, 114, pp. 211-225.
- Bridgland D. & Westaway R. (2008a). Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*, 98, (3-4), pp. 285-315.
- Bridgland D. R. & Westaway R. (2008b). Preservation patterns of Late Cenozoic fluvial deposits and their implications : Results from IGCP 449. *Quaternary International*, 189, (1), pp. 5-38.
- Bridgland D. & Schreve D. (2009). Implications of new Quaternary uplift models for correlation between the Middle and Upper Thames terrace sequences, UK, *Global and Planetary Change*, 68-4. pp. 346-356.
- Bridgland D., Westaway R. & Cordier S. (2009). Les causes de l'étagement des terrasses alluviales à travers le monde : causes of river terrace formation worldwide. *Quaternaire*, 20, pp. 5-23.
- Büdel, J. (1977). *Klima-Geomorphologie*. Gebrüder Borntraeger, Berlin. 298 p.
- Büdel, J. (1982). *Climatic Geomorphology*. English translation by Fischer L. & Busche D. Princeton University Press, 443 p.
- Caumont A. de (1825). Sur quelques terrains de la Normandie occidentale. *Mémoires de la Société Linnéenne du Calvados*, 2, pp. 447-597.
- Carr S. J. (2004). The North Sea Basin. In : Ehlers, J., Gibbard, P. L. (Ed.): *Quaternary Glaciations : Extent and Chronology, Europe*. Developments in Quaternary Science. Elsevier, Oxford, 1, pp. 261-270.
- Cavelier C. & Küntz G. (1974). Découverte du Pliocène marin (Redonien) à Valmont (Seine-Maritime) dans le Pays de Caux. Conséquences sur l'âge post-Redonien des Argiles rouges à silex de Haute-Normandie. *Comptes-rendus sommaires de la Société géologique de France*, XVI-6, pp. 160-162.
- Chantraine J., Autran A., Cavelier C. et coll. (1996) Carte géologique de la France à 1/1 000 000, 6e édition. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans.
- Chaput, E. (1924). Recherches sur les terrasses alluviales de la Seine. *Bulletin des Services de la carte géologique de la France*, 153, 141 pp.
- Chaumillon E. ; Proust J. ; Menier D. & Weber, N. (2008). Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the Bay of Biscay (France) : a synthesis. *Journal of Marine System*, 72, pp. 383-396.
- Clarke G. K. C., Leverington D. W. & Teller D. A. S. (2004). Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. *Quaternary Science Reviews*, 23, pp. 389-407.

Clet-Pellerin M. & Occhietti S (2000). Pleistocene palynostratigraphy in the St. Lawrence Valley and middle Estuary. *Quaternary International*, 68-71, pp. 39-57.

Clet-Pellerin M. (1983). Le Plio-Pléistocène en Normandie. Apports de la palynologie. Thèse doct. 3^e cycle, univ. de Caen, 135 p.

Clet-Pellerin M., Lautridou J.-P., Morzadec-Kerfourn M., 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 : Wrenn J. H., Suc J. P., Leroy S. A. G. (Ed.). *The Pliocene : Time of changes*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, pp. 131-143.

Cloetingh S., Ziegler P., Beekman F., Andriessen P., Matenco L., Bada G., Garcia-Castellanos D., Hardebol N., Dèzes P. & Sokoutis D. (2005). Lithospheric memory, state of stress and rheology : neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography. *Quaternary Science Reviews*, 24, (3-4), pp. 241-304.

Colbeaux J., Dupuis C., Robaszynski F., Auffret J.-P., Haesaerts P. & Sommé, J. (1980). Le détroit du Pas-de-Calais : un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe nord-occidentale. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 17-4, pp. 41-54.

Cope J. C. W., Inghman J. K. & Rawson P.-F. (1992). *Atlas of palaeogeography and lithofacies*. Geological Society of London, *Memoirs*, 13, 153 p.

Cordier S., Harmand D., Frechen M. & Beiner M. (2006). Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (Paris basin and Rhenish Massif). *Quaternary Science Reviews*, 25, pp. 1460-1474.

Cordy J. M. & Carpentier G. & Lautridou J.-P. (2003). Les paléo-estuaire du stade isotopique 7 à Tourville-la-rivière et à Tancarville (Seine) : faune de rongeurs et cadre stratigraphique. *Quaternaire*, 14-1, pp. 15-23.

Costard F., Gautier E Brunstein D., Hammadi J., Fedorov A. & Yang D. (2007). Impact of the global warming on the fluvial thermal erosion over the Lena River in Central Siberia. *Geophysical Research Letters*, 34-L14501, 4 p.

Coutard S., Lautridou J.-P., Rhodes E. & Clet M. (2006). Tectonic, eustatic and climatic significance of raised beaches of Val de Saire, Cotentin, Normandy, France. *Quaternary Science Reviews*, 25, (5-6), pp. 595-611.

Curry D. (1962). A lower Tertiary outlier in the Central English Channel, with notes on the beds surrounding it. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 118-2, pp. 177-205.

Curry D., Hamilton, D. & Smith, A. (1970). Geological and shallow subsurface geophysical investigation in the western approaches to the English Channel. *Report of Institute of Geological Sciences*, 70, 3, 12 p.

Dangeard L. (1928). Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche. Croisières du "Pourquoi-Pas ?" Institut Océanographie, 196 p.

Dangeard L. (1951). *La Normandie*. Hermann Éd., 241 p.

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. *Bulletin de la Société géologique de France*, XIII-5, pp. 73-79.

Davis W. M. (1896). The Seine, the Meuse and the Moselle. *National Geographic Magazine*, 7, pp. 189-202 et 228-238.

Dassibat C., Doré F., Kuntz G., Le Gall J., Rioult M. & Verron G. (1982). Carte géologique de France (1/50 000). Notice explicative de la feuille d'Alençon. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, XVII-16, 70 p.

Debrand-Passard S., Enay R. & Rioult M. (Coord.) (1980). In : Mégnien C. (Ed.), *Chapitre Jurassique supérieur, Synthèse géologique du Bassin de Paris*. Mémoires Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 101, pp. 214-216.

Delanoë Y. (1988). Les grands traits de la structure et de l'évolution géodynamique des dépôts tertiaires du plateau continental sud-armoricain d'après les enregistrements de réflexion sismique. *Géologie de la France*, 1, pp. 79-90.

Delcaillau B. (2004). *Reliefs et Tectonique récente : Les systèmes géomorphologiques dans les domaines à déformation active*. Ed. Vuibert, Paris, 259 p.

Delesse A. (1871). Carte lithologique des mers de France. *Annuaire des cinq départements de la Normandie (Caen)* 37, pp. 56-422.

Delestret F. (2004). Les fosses Dangeard des palléovallées tertiaires ou quaternaires ? Apports de la sismique très haute résolution. Mémoire de D.E.A., univ. de Lille 1, 46 p.

Delsinne N. (2005). Évolution pluri-millénaire à pluri-annuelle du prisme sédimentaire d'embouchure de la Seine. Facteurs de contrôle naturels et d'origine anthropique. Thèse doct. univ. de Caen, 180 p.

Demir T., Westaway R., Bridgland D., Pringle M., Yurtmen S., Beck A. & Rowbotham G. (2007). Ar-Ar dating of late Cenozoic basaltic volcanism in northern Syria Implications for the history of incision by the River Euphrates and uplift of the northern Arabian Platform. *Tectonics*, 26-3, TC3012.

Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet J., Crasquin S. & Sandulescu, M. (2000). Atlas Peri-Tethys. Palaeogeographical maps. CCGM. Paris, 269 p.

Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou V. G., Le Pichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sborshchikov, I. M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D. H., Boulain J., Sibuet, J. C., Savostin L. A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P. & Biju-Duval B. (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, (1-4), pp. 241-315.

Desegaulx P., Roure F. & Villien A. (1990). Structural evolution of the Pyrenees tectonic heritage and flexural behavior of the continental crust. In : Letuzey J., *Petroleum and tectonics in Mobile Belts*. Technips Éd., pp. 34-48.

Dissler E. (1987). Évolution géodynamique cadomienne du Nord-Cotentin (Massif armoricain). Thèse doct. univ. de Caen, 255 p.

Dissler E., Doré F., Dupret L., Gresselin F. & Le Gall J. (1988). L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricain. *Bulletin de la Société géologique de France*, 8-IV, pp. 801-814.

Doré F. (1969). Les formations cambriennes de Normandie. Thèse doct. État, univ. de Caen, 790 p.

Doré F. (1972). La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du massif Armoricain. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7-XIV, pp. 79-93.

Doré F. & Le Gall J. (1972). Sédimentologie de la "Tillite de Feuguerolles" (Ordovicien supérieur de Normandie). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7-XIV, pp. 199-211.

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 doct. univ. de Caen, 593 p.

Dugué O. (1995). Séismes dans le Jurassique supérieur du Bassin anglo-parisien (Normandie, Oxfordien supérieur, Calcaire gréseux de Hennequeville). *Sedimentary geology*, 99, pp. 73-93.

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). Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Univ. de Caen, Mémoire Géosciences Rennes, 309 p.

Dugué O., Fily G. & Rioult M. (1998). Le Jurassique des côtes du Calvados. Biostratigraphie, sédimentologie, paléocologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. *Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*, 85-2, 132 p.

Dugué O., Lautridou J.-P., Quesnel F., Poupinet N., Clet M., Camuzard J.-P., Coutard S., Bourdillon C., Freslon M., Auffret J.-P., Laville E. & Gain O. (2005). Le Cotentin du Mésozoïque au Cénozoïque. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 42-2, pp. 6-68.

Ehlers J. & Gibbard P. L. (2007). The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation Quaternary International, From the Swiss Alps to the Crimean Mountains - Alpine Quaternary stratigraphy in a European context, 164-165, pp. 6-20

Ehlers J. (1996). *Quaternary and glacial Geology*. John Wiley & Sons, 578 p.

Ehlers J., Eissmann L., Lippstreu L., Stephan H. J. & Wansa S. (2004). Pleistocene glaciations of North Germany. In : Ehlers J., Gibbard, P. L. (Ed.) : *Quaternary Glaciations : Extent and Chronology Europe*. Developments in Quaternary Science. Elsevier, Oxford, 1.

Elhaï H. (1963). La Normandie entre la Seine et le Golfe normand-breton. Étude morphologique. Thèse doct. État lettres, univ. de Bordeaux, 624 p.

Emiliani C. (1978). The cause of the ice ages. *Earth and Planetary Science Letters*, 37, pp. 349-352.

Eudes-Deslongchamps E. (1865). Études sur les étages jurassiques inférieurs de la Normandie. Thèse doct. des sciences univ. Paris (1864) et Mémoires de la Société Linnéenne de Normandie, XV, 296 p.

Evans D. & Hopson P. (2000). The seismic expression of synsedimentary channel features within the Chalk of southern England. *Proceedings of the Geologist's Association*, 111, pp. 219-230.

Evans D. (1994). *Cold Climate Landforms*. J. Wiley and Sons Ltd. pp. 526.

Evans, D.J., Hopson, P.M., Kirby, G.A. & Bristow, C.R., 2003. The development and seismic expression of synsedimentary features within the Chalk of southern England. *Journal of the Geological Society* 160, pp. 797-813. London.

Ferry S. (2010). Vitesses des processus sédimentaires érosifs au cours des cycles de variation du niveau de base. STRATI 2010, 4^{ème} Congrès de Stratigraphie, Paris, p. 95-96.

Fily G. (1975). Observations lithostratigraphiques et sédimentologiques sur le Bathonien moyen d'Englesqueville-Saint-Pierre-du-Mont (Calvados). *Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie*, 104, pp. 107-120.

Fily G. (1978). Les paléocourants marins du Bathonien moyen au Bathonien supérieur dans le nord de la Campagne de Caen (Normandie). *Sedimentary geology* 20, pp. 49-74.

Fily G. (1980). Bathonien de Normandie. In : Mégnien C. (Ed.), *Synthèse géologique du Bassin de Paris*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, T. III, pp. 103-105, 108-110, 113-114, 120, 126, 136-137, 145, 164, 166, 172, 173-176.

Fily G. & Rioult M. (1978). Contrôle sédimentaire et paléogéographie des biohermes à éponges calcaires : Exemple du Bathonien supérieur de Normandie (France). *Comptes Rendus de l'Académie des sciences*, 287, pp. 587-590.

Fily G. & Rioult M. (1980). Chapitre Jurassique moyen, Normandie et Maine. *Synthèse géologique du Bassin de Paris*. In : Thierry J. (Coord.). *Mémoires Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 101, pp. 145-150.

Fily G., Coutard J.-P., Rioult M., Auffret J.-P., Larsonneur C. & la Querrière P. de (1989). Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000). Feuille Grandcamp-Maisy (95). Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 55 p.

Fleischer P., Orsi T., Richardson M. & Anderson A. (2001). Distribution of free gas in marine sediments : a global overview. *Geomarine Letter* 21-2, pp. 103-122.

Flint R. (1971). *Glacial and Quaternary Geology*. Wiley, 892 p.

Font M., Amorese D. & Lagarde J.-L. (2010). DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). *Geomorphology*, 119, pp. 172-180.

Furnestin J. (1943). Remarques sur la géologie sous-marine du plateau continental de la mer celtique et de la mer du nord. *Revue des Travaux de l'Institut des Pêches Maritimes*, 13, pp. 1-4.

Fürsich F. & Palmer T. (1979). Development of relief on a Middle Jurassic cemented sea floor : origin of submarine pseudo-anticlines in the Bathonian of Normandy. *Sedimentology*, 26, pp. 441-452.

Garcin M., Farjanel G., Courbouleix S., Barrier P., Braccini E., Brebion P., Carbonel G., Carriol R. P., Casanova J., Clet-Pellerin, M., Janin M. C., Jehenne F., Jolly M. C., Lauriat-Rage A., Merle D., Morzadec-Kerfourn M. T., Pareyn C., Rosso A., Sanogo, A., Toumarkine, M. & Williamson, D. (1997). La longue séquence pliocène de Marchésieux (Manche). Résultats analytiques et premiers éléments d'interprétation. *Géologie de la France*, 3, pp. 1-40.

Gardner T. W. (1983). Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, 94, pp.664-672

Garnaud S., Lesueur P., Lesourd S., Poupinet N. & Brun-Cottan J.C. (2002). Caractérisation des variations lithologiques saisonnières des sédiments de la baie de Seine orientale, impact des crues de la Seine (France). *Comptes Rendus Geosciences*, 334-5, pp. 323-330.

Garnaud, S. (2003). La Sédimentation fine sur une plate-forme interne actuelle macrotidale : La Baie de Seine Sud-Orientale (France), Thèse doct. univ. de Caen, 278 p.

- Gautier E. & Costard F. (2000). Les systèmes fluviaux à chenaux anastomosés en milieu périglaciaire : la Léna et ses principaux affluents en Sibérie Centrale. *Géographie physique et Quaternaire*, 54, pp. 327-342.
- Gibbard P. L. & Cohen K. M. (2008). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Episodes*, 3, 2, pp. 243-247.
- Gibbard P. L. & Head, M. (2009). The definition of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch. *Quaternaire*, 20, pp.125-133.
- Gibbard P. L. & Van Kolfshoten T. (2005). *The Pleistocene and Holocene Series*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Gibbard P. L. (1985). *The Pleistocene History of the Middle Thames Valley*. Cambridge University Press, 155 p.
- Gibbard P. L. (1988). The history of great northwest European rivers during the past three millions years. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, b318, pp. 559-602.
- Gibbard P. L. (1995). The formation of the Strait of Dover. In: Preece, R.C. (Ed.). *Island Britain : a Quaternary Perspective*. Geological Society of London Special Publication n° 96, London, pp. 15-26.
- Gibbard P. L. (2007). How Britain became an island. *Nature* 448, pp. 259-260.
- 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 géologique France (1/50 000). Feuille Falaise (176). Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 154 p.
- Gorgas T. J., Wilkens R. H., Fu S. S., Frazer L. N., Richardson M. D. Briggs K. B. & Lee H. (2002) In situ acoustic and laboratory ultrasonic sound speed and attenuation measured in heterogeneous soft seabed sediments : Eel River shelf, California. *Marine Geology*, 182, pp.103-119
- Gradstein F., Ogg A., Bleeker W. & Lourens L. (2004). A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. In : Gradstein F., Ogg J., & Smith A. (Ed) : *A Geologic Time Scale*. Episodes 27, pp. 83-100.
- Graindor M.-J. (1957). *Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn*. Thèse doct. État univ. de Caen, 211 p.
- Graindor M.-J. (1959). *Le Briovérien et le Paléozoïque*. Bulletin du Service des cartes géologiques de France (1/50 000). Feuille de Cherbourg, LVI-257, pp. 323-335.
- Graindor M.-J. (1964). *Le Quaternaire marin de Normandie*. Bulletin de la Société géologique de Normandie, 54, pp. 1-15.
- Graindor M.-J. & Pareyn C. (1969). Carte géologique de France (1/50 000). Feuille de Saint-Vaast-la-Hougue (73). Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- Groupe Norois (1972). Contribution à l'étude stratigraphique des terrains affleurant en Manche centrale et orientale. *Mémoires Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 79, pp. 123-170.
- Guennoc P., Tessier B., Thinon I., Benabdellouahed M., & Dugué O (2007). La Baie de Seine : relations substratum, paléovallées, prismes holocènes. Résultats préliminaires d'une nouvelle campagne de prospection sismique THR. 11è Congrès français de Sédimentologie, Caen, Livre des résumés, pp. 151.
- Guilcher A. (1951). Formation de la mer du Nord, du Pas-de-Calais et des plaines maritimes environnantes. *Revue de géographie de Lyon*, pp. 311-339.
- Guillaume L. (1927). Observation sur le Bathonien moyen et supérieur de la région au Nord et à l'Est de Caen. *Compte rendu sommaire des séances de la société géologique de France*, pp. 123-125.
- Guillien Y. (1964). Grèzes litées et bancs de neige. *Geologie en Mijnbouw*, pp. 103-112.
- Guillocheau F., Brault N., Thomas E., Barbarand J., Bonnet S. & Bourquin S. (2003). Histoire géologique du Massif armoricaïn depuis 140 Ma (Crétacé –Actuel). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 40-1, pp. 13–28.
- Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N., Dromart G., Friedenber R., Garcia J.-P., Gaulier J., Gaumet B., Hannot F., Le Strat P., Mettraux M., Nalpas T., Prijac T., Rigollet C., Serrano O. & Grandjean G.

(2000). Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13, pp. 189-246.

Gupta S., Collier J. S., Palmer-Felgate A. & Potter G. (2007). Catastrophic flooding origin of shelf valley systems in the English Channel. *Nature*, 448, pp. 342-345.

Guyader J. (1968). Le Jurassique supérieur de la Baie de la Seine. Étude stratigraphique et microplaéontologique. Thèse doct. ingénieur univ. de Paris, 200 p.

Guyader J. (1977). Le Quaternaire de la zone portuaire havraise. *Bulletin de la Société Géologique de Normandie et Amis du Muséum du Havre*, LXIV (4), 39-63.

Guyader J. & Lapierre F. (1972). Le contact Jurassique-Crétacé au large du cap d'Antifer. In : Groupe Norois, Contribution à l'étude stratigraphique des terrains affleurant en Manche centrale et orientale. *Mémoires Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Paris, 79, pp.185-191.

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*, 107 p.

Hamilton D. & Smith A. J. (1972). The origin and sedimentary history of the Hurd Deep, English Channel, with additional notes on other deeps in the western English Channel. *Mémoires du Bureau de Recherches géologiques et Minières* 79, pp. 59-78.

Haq B. U., Hardenbol J. & Vail P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235, pp. 1156-1167.

Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In : Wilgus C.K. *et al.* (Ed.) *Sea level changes : an integrated approach*. sp. publ. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 42, pp. 71-108.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M., Jacquin T., Graciansky P. C. de. & Vail P. R. (1988). Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic chart. In : Graciansky P.C. de (Ed.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European basins*. Society for Sedimentary Geology, sp. publ. 60, pp. 3-13.

Hinschberger F. (1963). Un problème de morphologie sous-marine : la fosse d'Ouessant. *Noroi*, 10, pp. 217-233.

Hoek, W. (1997). Palaeogeography of Lateglacial Vegetations. PhD-thesis, Vrije univ. Amsterdam, 2 parts, *Netherlands Geographical Studies* 160 p. *Netherlands Geographical Studies*, 176 p.

Holbrook J. & Schumm S. A. (1999). Geomorphic and sedimentary réponse of rivers to active deformation : a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancien settings. *Tectonophysics*, 305, pp. 287-306.

Horn R., Vanney J., Boillot G., Bouysse P. & Leclaire L. (1966). Résultats géologiques d'une prospection sismique par la méthode "boomer" au large du Massif Armoricaire méridional. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences*, 263, pp. 1560-1563.

Horton R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 56, pp. 275-370.

Houtgast R., Van Balen R., Bouwer L., Brand G. & Brijker J. (2002). Late Quaternary activity of the Feldbiss Fault Zone, Roer Valley Rift System, the Netherlands, based on displaced fluvial terrace fragments. *Tectonophysics*, 352, pp. 295-315.

Huynh, D. (2005). Modélisations des glissements de terrain comme un problème de bifurcation. Thèse doct. Institut National Polytechnique Grenoble, 244 p.

Isarin, R F.B. (1997). The climate in north-western Europe during the Younger Dryas. A comparison of multi-proxy climate reconstructions with simulation experiments. PhD-thesis, Vrije univ. Amsterdam, *Netherlands Geographical Studies*, 229, 176 p.

Juignet P. (1971). Modalités du contrôle de la sédimentation sur la marge armoricaine du Bassin de Paris à l'Aptien-Albien-Cénomani. *Bulletin Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 2, (I, 3), pp. 113-126.

Juignet P. (1974). La transgression crétacée sur la bordure orientale du Masif armoricain : Aptien, Albien, Cénomani. Thèse doct. État univ. de Caen, 806 p.

Juignet P. (1980). Cénomaniens. In : Les Etages français et leurs stratotypes. (Ed. Cavelier C. & Roger J.), Mémoires Bureau de Recherches Géologiques et Minières, pp. 130-138.

Juignet P. & Kennedy W. (1974). Structures sédimentaires et mode d'accumulation de la craie du Turonien supérieur et du Sénonien du Pays de Caux. Bulletin Bureau de Recherches Géologiques et Minières, IV, pp.19-47.

Juignet P. & Breton G. (1992). Mid-cretaceous sequence stratigraphy and sedimentary cyclicity in the western Paris Basin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 91, pp. 197-218.

Karner D. B. & Muller R. A. (2000). A causality problem for Milankovitch. Science, 288, pp. 2143-2144.

Kasse C., Vandenberghe J., Van Huissteden J., Bohncke S.J.P. & Bos J.A.A. (2003). Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climate change (Nochten mine, eastern Germany). Quaternary Science Reviews, 22, pp. 2141-2156.

Kaufmann G. & Braun J. (2001). Modelling karst denudation on a synthetic landscape. Terra Nova 13, pp. 313-320.

Kellaway G., Redding J., Shepard-Thorn E. & Destombes J. (1975). The Quaternary history of the English Channel. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 279, pp. 189-218.

Kennedy W. & Juignet P. (1974). Carbonate banks and slump beds in the upper Cretaceous (upper Turonian-Santonian) of Haute Normandie, France. Sedimentology, 21, pp. 1-42.

Kim S., Crowley T. J. & Stossel A. (1998). Local orbital forcing of Antarctic climate change during the Last Interglacial. Science 280, pp.728-730.

King W. (1954). The geological history of the central English Channel. The Quarterly Journal of the Geological Society of London, 104, pp. 327-337.

Klein C. (1973). Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Normandie, Maine, Anjou, Touraine, Poitou septentrional et contrées adjacentes. Fondation Baulig Strasbourg, T XII, 882 p.

Kukla G. (1977). Pleistocene land-sea correlations I. Europe. Earth-Science Reviews, 13-4, pp.307-374.

Kukla G. (2005). Saalian supercycle, Mindel/Riss interglacial and Milankovitch's dating. Quaternary Science Reviews, 24, (14-15), pp. 1573-1583.

Küntz G. & Lautridou J.-P. (1980). Sables de Lozère normands. Synthèse géologique du Bassin de Paris. Atlas des noms de formation. Mégnien F. (Coord). Mémoires Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 103, p 393.

Küntz G., Lautridou C. & Clet M. (1979). Le Plio-Quaternaire de Haute-Normandie. Bull. Inf. Géol. Bass. Paris. Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 16-3, pp. 94-125.

Küntz 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. Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire 3, 4, 40-41, pp. 27-39.

La Bêche, H. de (1822). On the geology of the coast of France, and of the inland country adjoining, from Fécamp, Département de la Seine Inférieure, to St. Vaast, Département de la Manche. Geological Society of London, 2-1, pp.73-89, 3 pl.

Laban C. & Van den Meer J. J.M. (2004). Pleistocene glaciations in the Netherlands. In : Ehlers, J. & Gibbard, P. L. (Ed.) : Quaternary Glaciations : Extent and Chronology. Europe. Developments in Quaternary Science, Elsevier, 1, pp. 251-260.

Labeyrie J. (2006). Paléoclimats et mécanismes climatiques. Comptes Rendus Palevol, climats-cultures-sociétés aux temps préhistoriques, de l'apparition des Hominidés jusqu'au Néolithique, 5, pp. 27-34

Lagarde J.-L., Amorese D., Font M., Laville E., Dugué O. (2003). The structural evolution of the English Channel area. Journal of Quaternary Science, 18 (3-4), pp. 201-213.

Lambeck K., Yokoyama Y., Johnston P. & Purcell A. (2002). into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2, Quaternary Science Reviews 21, pp. 343-360.

- Lambooy M. (1965). Contribution à l'étude des formations triasiques du Cotentin. *Revue des Sociétés Savantes de haute-Normandie*, 37, pp. 35-79.
- Lapierre F., Robert J. & Ville P. (1970). Nouvelles données sur la géologie de la Manche centrale. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences*, 271, pp. 20-23.
- Larsonneur C. (1962). Faciès, Faune et flore du Keuper supérieur dans la région d'Airel (Bordure Sud du Bassin de Carentan). *Memoires de la Société nationale des Sciences naturelles et mathématiques de Cherbourg L*, 5-X, pp. 71-118.
- Larsonneur C. (1971). Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. Thèse doct. État univ. de Caen, 394 p.
- Larsonneur C. (1972). Données sur l'évolution paléogéographique post-hercynienne de la Manche. *Mémoires Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 79, pp. 203-214.
- Larsonneur C. & Lapparent A. (1966). Un dinosaure carnivore *Halticosaurus*, dans le Rhétien d'Airel (Manche). *Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie*, 10-7, pp. 108-117.
- Larsonneur C., Horn, R., Auffret J.P., Hommeril P. & Moal A. (1974). Géologie de la partie méridionale de la Manche centrale. *Philosophical Transactions of the Royal Society London*, A 279, pp. 145-153.
- Larsonneur C. & Walker P. (1982). Le golfe normand-breton : synthèse sédimentologique. Univ. de Caen, Contrat CNEXO, 81-6646, 79 p.
- Lasseur E. (2007). La Craie du Bassin de Paris (Cénomaniens-Campanien, Crétacé supérieur). *Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D*, Thèse doct. univ. Rennes 1, pp. 409.
- Latrubesse E. & Rancy A. (2000). Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late Quaternary : the Moa and Ipixuna river basins, Brazil. *Quaternary International*, 72, pp. 67-72.
- Lautridou J.-P. (1982). The Quaternary of Normandy. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen*, 26, 88 p.
- Lautridou J.-P. (1985). Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse doct. État univ. de Caen, Centre de Géomorphologie (Ed.) Caen, 907 p.
- Lautridou J.-P. (2002). Dépôts périglaciaires in Miskovsky J.C. (dir.), *Géologie de la Préhistoire*. Géopré Ed., pp. 119-124.
- Lautridou J.-P., Lefebvre D., Lécolle F., Carpentier G., Descombes J., Gaquerel C. & Huault M.-F. (1984). Les Terrasses de la Seine dans le méandre d'Elbeuf, corrélations avec celles de la région de Mantes *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 1, (2,3), pp. 27-32.
- Lautridou J.-P., Masson, M., Paepe, R., Puissegur, J. & Verron, G. (1974). Löss, nappes alluviales et tufs de Saint-Pierre-les-Elbeuf, près de Rouen. Les terrasses de la Seine de Muids à Caudebec. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 3-4, pp. 193-201.
- Lautridou J.-P. & Sommé J. (1974). Les lœss et les provinces climato-sédimentaires du Pléistocène supérieur dans le Nord-Ouest de la France. Essai de corrélation entre le Nord et la Normandie. *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 11, (3-4), pp. 237-241.
- Lautridou J.-P. & Ozouf J.-C. (1985). Définition de normes d'analyses physiques des roches. Centre de Géomorphologie, Caen, 2 fascicules. fasc. I-21 p., fasc. II-21 p.
- Lautridou J.-P., Monnier J., Morzadec M., Somme J. & Truffeau A. (1986). The Pleistocene of Northern France. *Quaternary Science Reviews*, 5, pp. 387-393.
- Lautridou J.-P., Baize S., Clet M., Coutard J.-P. & Ozouf J.-C. (1999a). Les séquences plio-pléistocènes littorales et estuariennes de Normandie. *Quaternaire* 10, (2-3), pp. 161-169.
- Lautridou J.-P., Auffret J.-P., Baltzer A., Clet, M., Lécolle F., Lefebvre D., Lericolais G., Roblin-Jouve A., Balescu S., Carpentier G., Descombes S. & Rousseau D.-D. (1999b). Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bulletin de la Société géologique de France*, 170, pp. 545-558.
- Lautridou J.-P., Auffret J.-P., Coutard J.-P., Lavollé M., Ozouf J.-C. & Vérague, J., (2000) Synthèse sur les formations superficielles cénozoïques de Basse-Normandie, feuille de Caen (1/250 000). *Géologie de la France*.

- Lautridou J.-P., Auguste P., Carpentier G., Cordy J., Lebret P., Lechevalier C. & Lefebvre D. (2003). L'Éémien et le Pléistocène moyen récent fluvio-marin et continental de la vallée de la Seine de Cléon au Havre (Normandie). *Quaternaire*, 14-1, pp. 25-30.
- Lautridou J.-P. & Cliquet D. (2006). Le Pléistocène supérieur de Normandie et peuplements paléolithiques. *Quaternaire*, 17-3, pp. 187-206.
- Le Gall J. (1970). La baie des Veys : Caractères principaux de la sédimentation et faciès de dépôt. Thèse Doct. 3^e cycle, univ. de Caen, 151 p.
- Le Gall J., Doré F., Gresselin F. & Pareyn C. (1989). Le magmatisme alcalin de la distension post-varisque dans le Nord du Massif armoricain : exemples des volcanites carbonifères du bassin de Carentan et des lamprophyres du Nord-Cotentin. *Annales de la Société Géologique du Nord*, CVIII, pp. 25-33.
- Le Gall J. & Dugué O. (2003). La Normandie physique, Chap. I : une longue histoire mouvementée. In : Guérin A. (Coord.) : *La Normandie*, bibliothèque du Naturaliste, Delachaux et Niestlé Ed. pp. 10-11.
- Le Pichon X., J. Bonnin J., Francheteau J. & Sibuet J. (1971). Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. *Collection colloques et séminaires*. Institut Français du Pétrole. France, Technip Éd., pp. 1-11.
- Lechevalier C. (1974). Les gisements paléolithiques des plages du Havre et Sainte Adresse : données anciennes et nouveaux éléments. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, p. 213-218.
- Lechevalier C. (1975). Plateau, vallées et littoral du Caux occidental, étude morphologique. Thèse de 3^e cycle univ. de Paris 10, 97 p.
- Lechevalier C. (1984). Le Pléistocène de la région du Havre. *Bulletin du Centre de Géomorphologie*, Caen, 29, pp. 103-120.
- Lécolle F. (1989). Le cours moyen de la Seine au Pléistocène moyen et supérieur. *Géologie et Préhistoire*. Thèse doct. Etat, univ. de Paris IV (1987). Centre Géomorphologie Éd., 579 p.
- Lecornu M. (1888). L'axe du Merlerault. *Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie*, 4, 2, pp. 291-303.
- Lefebvre D. (1987). Les méandres de la basse Seine. In : 112^eème congrès national des sociétés savantes (Lyon, 1987). Section géographie physique et humaine, pp. 73-93.
- Lefebvre D., Antoine P., Auffret J.-P., Lautridou J.-P. & Lécolle F. (1994). Réponses de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent : rythmes et taux d'érosion. *Quaternaire*, 5, 3-3, pp. 165-172.
- Lefort J. (2011). Deep structural control on distribution of raised beaches and Quaternary sedimentation in Brittany? A review *Quaternary International*, Differences and Similarities in Quaternary Stratigraphy between Atlantic and Continental Europe - Selected Papers from the SEQS 2008 Conference, Rennes, France, 231, pp. 4-9.
- Lericolais G. (1997). Évolution plio-quaternaire du fleuve Manche : Stratigraphie et Géomorphologie d'une plateforme continentale en régime périglaciaire. Thèse doct. univ. de Bordeaux, 265 p.
- Lericolais G., Auffret J.-P., Bourillet J.-F., Berné S., Guennoc P., Le Drezen E., Normand A. & Guillocheau F. (1995). L'énigmatique Fosse Centrale de la Manche: une approche de sa morphologie et de son remplissage par géophysique haute résolution. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 321, pp. 39-46.
- Lericolais G., Guennoc P., Auffret J.-P., Bourillet J.-F., Berné S. (1996). Detailed survey of the western end of the Hurd Deep (English Channel): new facts for a tectonic origin. In *Geology of Siliciclastic Shelf Seas*, De Batist M, Jacobs P (Eds), special publication. Geological Society. London ; pp. 203-215.
- Lericolais G., Auffret J.-P. & Bourillet J. (2003). The Quaternary Channel River, seismic stratigraphy of its palaeo-valleys and deeps. *Journal of Quaternary Science*, 18, 3-4, pp. 245-260.
- Lericolais G., Berné S. & Féliès H. (2001). Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (bay of Biscay). *Marine Geology*, 175, pp. 183-197.
- Lesueur P., Lesourd S., Lefebvre D., Garnaud S. & Brun-Cottan J.-C. (2003). Holocene and modern sediments in the Seine estuary (France) : a synthesis. *Journal of Quaternary Science*, 18, 3-4, pp. 339-349.
- Letavernier G. & Ozouf J.-C. (1987). La gélifraction des roches et des parois calcaires. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 24, 3, pp. 139-145.

Letavernier G. (1986). La géolivité des roches calcaires. Thèse 3^e cycle univ. de Caen, Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. (Édit), 184 p.

Lewin J. & Gibbard P. L. (2010). Quaternary river terraces in England: Forms, sediments and processes *Geomorphology*, 120, 293-311.

Lozinski W. (1909). Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. Académie des Sciences de Cracovie. *Bulletin International Classe des Sciences Mathématiques et Naturelles* 1, pp.1-25.

Macklin M., Brewer P., Coulthard T., Turner J., Bird G. & Hudson-Edwards K. (2002). The chemical and physical impacts of recent mine tailings dam failures on river systems: key issues for sustainable catchment management in former and present metal mining areas. *Proceedings of a seminar on proposed EU Directive on Mining Waste*. Office of the Deputy Prime Minister, London, pp. 18–24.

Maddy D. (1997). Uplift-driven valley incision and river terrace formation in southern England. *Journal of Quaternary Science*, 12, pp. 539-545.

Maddy D. (2002). An evaluation of climate, crustal movement and base level controls on the Middle–Late Pleistocene development of the River Severn, UK. *Netherlands. Journal of Geosciences*, 81, pp. 329-338.

Maillard J. (1983). Rapport de fin de sondage, Nautile 1 (NTL. I). Permis Manche orientale (Bloc B), S.N.E.A. (P). Département Exploration, Mission France. MF/Explo, n°83-35r, JM/bd, 7 p.

Maquaire O. & Gigot P. (1988). Reconnaissance par sismique réflexion de la décompression et de l'instabilité des falaises vives du Bessin (Normandie, France). *Geodinamica Acta*, 2, 3, pp. 150-159.

Maurizot P., Auffret J.-P., Baize S., Deroin J., Dugué O., Fily G., Le Gall J., Leliépault F., Mazenc B. & Pellerin J. (2000). Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000). Feuille Bayeux-Courseulles-sur-Mer (119). Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 151 p.

Meijer R. & Preece R. C. (1995). Malacological evidence relating to the insularity of the British Isles during the Quaternary. *Island Britain : a Quaternary perspective*. Geological Society of London, pp. 89-110.

Menier D. (2004). Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines : apport de la stratigraphie sismique. Thèse doct. univ. de Bretagne Sud, 202 p.

Mercier J. (1932). Observation sur le Bathonien de la région de Saint-Aubin-sur-Mer (Calvados). *Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie*, 8, 4, pp. 46-49.

Miall A. (1986). Eustatic sea level changes interpreted from seismic stratigraphy : a critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin*, 70, pp. 131–137.

Michel, J. (1968). Étude sédimentologie des forages dans l'estuaire de la Seine, port du Havre. *Bulletin de la Société géologique de Normandie*, LVIII, pp. 9-17.

Milankovitch M. (1941). Canon of insolation and the ice-age problem (English translation by Israel program for Scientific Translations, Jerusalem 1969). Special publication of the Royal Serbian Academy, 132, 33 p.

Mitchum R., Vail P. R. & Sangree J. (1977). Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In : C. E. Payton (Edit.). *Seismic stratigraphy Application to hydrocarbon exploration*, AAPG, Tulsa, Oklahoma, pp. 117-133.

Moine O., Rousseau D. D. & Antoine P. (2008). The impact of Dansgaard-Oeschger cycles on the loessic environment and malacofauna of Nussloch (Germany) during the Upper Weichselian. *Quaternary Research*, 70, 91-104.

Monaco A. (1970). Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon (Golfe de Lion). Thèse doct. État, univ. de Montpellier, 295 p.

Murton J.B. & Lautridou J.-P. (2003). Recent advances in the understanding of quaternary periglacial features of the English Channel coastlands. *Journal of Quaternary Science* 18, pp. 301-307.

Overeem I., Bishop C., Weltje G.J. & Kroonenberg S.B. (2001). The Late Cenozoic Eridanos delta system in the Southern North Sea Basin : a climate signal in sediment supply ? *Basin Research*, 13, pp. 293-312.

Pantin H. & Evans C. (1984). The Quaternary geology of the central and southwestern Celtic Sea. *Marine Geology*, 57, pp. 259-293.

Pareyn C. (1954). Le bassin houiller de Littry (Calvados). *Bulletin Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 14, pp. 132 p.

Pareyn C. (1980a). Trias. Chap. Basse-Normandie, In : Mégnien C. (Ed.), *Synthèse géologique du Bassin de Paris T I : Stratigraphie et paléontologie*. Mémoires Bureau de Recherches Géologiques et Minières 101, pp. 62-64.

Pareyn C. (1980b). Mise en évidence d'une activité néotectonique pliocène et quaternaire dans le Cotentin, le bassin de Carentan et le Bessin (Manche et Calvados). *Bulletin de la Société géologique de France*, XXII, pp. 695-701.

Pareyn C. & Larssonneur C. (1960). Sur le Trias supérieur du bassin de Carentan (Normandie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 250, pp. 2397-2399.

Pareyn C. & Royant G. (1964). Géologie des rochers littoraux de la côte orientale du Cotentin entre Saint-Vaast-la-Hougue et Quinéville. *Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie*, 10, 5, pp. 86-93.

Pareyn C. & Viallefond L. (1968). Notice explicative, carte géologique de France (1/50 000). Feuille du Havre. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 19 p.

Pawley S. M., Bailey R. M., Rose J. M., Moorlock B. S. P., Hamblin R. J. O., Booth S. J. & Lee J. R. (2008). Age limits on Middle Pleistocene glacial sediments from OSL dating, north Norfolk, UK. *Quaternary Science Reviews*, 27, pp. 1363-1377.

Pellerin J., Coutard J.-P., Helluin M. & Ozouf J.-C. (1970). Dépôts pliocènes et quaternaires d'Hérouville-Saint-Clair près de Caen (Calvados). *Essais de stratigraphie, descriptions de phénomènes périglaciaires*, Bulletin du Centre Géomorphologie Caen 7, 36 p.

Pomerol C. (1973). *Stratigraphie et paléogéographie. Ère Cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire)*. Doin Éd., 269 p.

Pomerol C. (1978). Évolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'actuel, en relation avec les régions avoisinantes. *Geologie en Mijnbouw*, 57, 4, pp. 533-543.

Posamentier H. W. & Vail P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition II : sequence and systems tracts models. In Wilgus et al., Ed. *Sea-level changes : an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineral, 42, pp. 125- 154.

Proust J.-N., Menier D., Guillocheau F., Guennoc P., Bonnet S., Le Corre C. & Rouby D. (2001). Les vallées fossiles de la Baie de la Vilaine : nature et évolution du prisme transgressif du Pléistocène armoricain. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, pp. 737-749.

Proust J.-N., Renault M., Guennoc P. & Thion I. (2010). Sedimentary architecture of the Loire River drowned valleys of the French Atlantic shelf. *Bulletin de la Société géologique de France*, n°2, pp. 129-149.

Quesnel F. & Bourdillon C. (2004). Tertiary palaeoweathering and reworking of the last Upper Cretaceous Chalk formations in NW Europe. *Colloque Comptes Rendus de l'Académie des sciences, Paris, Livre des résumés*, pp. 25

Quesnel F. (1997). *Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'ouest du Bassin de Paris*. Thèse doct. univ. de Rouen, Document du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 263, 268 p.

Quesnel F., Bourdillon C. & Laignel B. (1996). Maastrichtien supérieur au Nord-Ouest du Bassin de Paris (France). Témoins résiduels en Seine-Maritime. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences*, 322, II, pp. 1071-1077.

Quesney A. (1983). *Manche occidentale et mer Celtique. Etude des paléovallées, des fosses et des formations superficielles*. Thèse 3^e cycle univ. de Caen, 162 p.

Quine M. & Bosence D. (1991). Stratal geometries, facies and sea-floor erosion in Upper Cretaceous Chalk, Normandy, France. *Sedimentology*, 38, pp.1113-1152.

Reynaud J.-Y., Tessier B., Proust, J.-N., Dalrymple R., Marsset T., De Batist M., Bourillet J.-F., & Lericolais G. (1999). Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea) *Sedimentology*, 46, pp. 703-721.

Rioult M. (1957). Le Lias moyen et les écueils de May (Calvados), D.E.S. univ. de Caen, 285 p.

Rioult M. (1966). Observations et réflexions à propos de la transgression albienne sur le bord occidental du bassin de Paris. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences. Paris* 262, D, pp. 1416-1418.

Rioult M. (1980). Chapitre Jurassique supérieur, Synthèse géologique du Bassin de Paris. In : Debrand-Passard S., Enay R. et Rioult M. (Coord.), *Mémoires Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, III, 101, pp. 214-216.

Rioult M. (1985). Écueils paléozoïques armoricains dans les mers jurassiques sur la bordure occidentale du Bassin parisien. *Sédimentation et peuplements d'écueils. Comité des Travaux historiques et scientifiques Paris. Bulletin de la section des Sciences IX*, pp. 177-183.

Rioult M. & Juignet P. (1965). Prolongement de l'affleurement du Cénomaniens au Nord de Fresville. *Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie*, 10, VI, pp. 30-37.

Rioult M. & Gautsch J.-P. (1967). Contribution à l'étude stratigraphique du Trias du Cotentin (Normandie). *Comptes Rendus de l'Académie des sciences* 264, pp.1148-1150.

Rioult M. (1968a). Contribution à l'étude du Lias de la bordure occidentale du Bassin de Paris. 1^{ère} thèse doct. État univ. de Caen, 585 p.

Rioult M. (1968b). Sédiments et milieux du Jurassique normand. Essai de paléocologie et sédimentologie comparée. 2^{ème} thèse doct. État univ. de Caen, 94 p.

Rioult M. & Fily G. (1975). Faunes et formations jurassiques de la marge armoricaine du Bassin parisien (Normandie et Maine). Livret-guide excursion. Groupe français d'études du Jurassique, Laboratoire de géologie armoricaine. Univ. de Caen, 47 p.

Rioult M., Coutard J.-P., La Quèrièrè P., De Helluin., Larssonneur C., Pellerin J. & Provost M. P. (1989). Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000). Feuille Caen (120). Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 140 p.

Rioult M., Dugué, O., du Chêne R., Fily G., Moron J.-M. & Vail P. R (1991). Outcrop sequence stratigraphy of the Anglo-Paris Basin, Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 15, 1, pp. 101-194.

Robert J.-P (1972). Point des connaissances géologiques sur la Manche centrale et orientale à la suite des travaux effectués sous l'égide du CNEXO. Colloque sur la Géologie de la Manche. In Groupe Norois, Contribution à l'étude stratigraphique des terrains affleurant en Manche centrale et orientale. *Mémoires Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Paris, 79, pp.17-30.

Roblin-Jouve A. (1990). La fin du Würm moyen et le début du Würm supérieur à Arcy-sur-Cure (Yonne). Evolution du cours de la Cure d'après les alluvions des grottes. *Mém. Musée de Préhistoire d'Ile de France*. 3, pp. 291-294.

Rognon P. & Miskovsky J.C. (2002). Changements climatiques et paléoenvironnements. In Miskovsky J.C. (dir.), *Géologie de la Préhistoire*. Géopré Ed., pp. 95-116.

Schumm S. (1977). *The fluvial system*, Wiley, 338 p.

Schumm S. (1981). Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists sp. publ* 31, pp. 19-29.

Schumm S. (1993). River response to base level change : Implication for sequence. *Stratigraphy Journal of Geology*, 101, p. 279-294.

Schumm S. & Edridge F. (1994). Origin, evolution and morphology of fluvial valleys. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists sp. publ.* 51, 391 p.

Sejrup H. P., Larsen E., Landvik J., King, E. L., Hafliðason H. & Nesje A. (2000). Quaternary glaciations in southern Fennoscandia : evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews*, 19, pp. 667-685.

- Shackleton N. J. (1987). Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, 215, pp. 15-17
- Shackleton N. J. & Opdyke N. (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale. *Quaternary Research*, 3, pp. 39-55.
- Shackleton N. J., Imbrie J. & Pisias N. (1988). The evolution of oceanic oxygen isotope variability in the North Atlantic over the past three millions years. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* b318, pp. 679-688.
- Smith A.J. (1985). A catastrophic origin for the paleovalley system of the eastern English Channel. *Marine Geology* 64, pp. 65-75.
- Sommé J., Paepe R. & Lautridou J.-P. (1980). Principes, méthodes et système de la stratigraphie quaternaire Nord-Ouest France et la Belgique. In : Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* NS, 1, pp. 148-162.
- Sorrel P., Tessier B., Demory F., Delsinne N. & Mouazé D. (2009). Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France). *Quaternary Science Reviews* 28 (5-6). pp. 499-516.
- Stremme, H. (1985). Altersbestimmung und Palaoboden in der Quatarstratigraphie. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*. 2, 3, pp. 159-166.
- T**essier B., Delsinne N. & Sorrel P. (2010). Holocene sedimentary infilling of a tide-dominated estuarine mouth. The example of the macrotidal Seine estuary (NW France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 181, 2, pp. 87-98.
- Tesson C., Gensous, B. & Delhay-Prat V. (2010). Quaternary compound incised valleys of the Roussillon coast (SE France) : correlation of seismic data with core data. *Bulletin de la Société géologique de France*, 181, 2, pp. 183-196.
- Thiry M., Quesnel F., Yans J., Wyns R., Vergari A., Theveniaut H., Simon-Coinçon R., Ricordel C., Moreau M., Giot D., Dupuis C., Bruxelles L., Barbarand J. & Baele J. (2006). Continental France and Belgium during the early Cretaceous paleoweatherings and paleolandforms. *Bulletin de la Société géologique de France*, 177, 3, pp. 155-175.
- Toucanne S. (2008). Reconstruction des transferts sédimentaires en provenance du système glaciaire de mer d'Irlande et du paléo-fleuve Manche au cours des derniers cycles climatiques. Thèse doct. univ. de Bordeaux I.
- Toucanne S., Zaragosi S., Bourillet, J., Marieu V., Cremer M., Kageyama M., Van Vliet-Lanoë B., Eynaud F., Turon J. & Gibbard P. (2010). The first estimation of Fleuve Manche palaeoriver discharge during the last deglaciation : Evidence for Fennoscandian ice sheet meltwater flow in the English Channel ca 20-18 ka ago. *Earth and Planetary Science Letters*, 290, (3-4), pp. 459-473.
- Tourenq J. & Pomerol C. (1995). Evidence of a pre Loire - pre Seine River flowing to the English Channel in the Lower Pleistocene, revealed by the presence of augite from the Massif Central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, II, 320, pp. 1163-1169.
- Tourenq J., Küntz, G. & Lautridou J.-P. (1991). Démonstration par l'exoscopie des quartz des conditions marines de mise en place des sédiments pliocènes (Sables de Lozère...) de Haute-Normandie (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 312, II, pp. 855-862.
- Tricart J. (1947). Méthode d'étude des terrasses. *Bulletin de la Société géologique de France*, pp. 559-575.
- U**billla, M. (2004). Mammalian biostratigraphy of Pleistocene fluvial deposits in northern Uruguay, South America. *Proceedings of the Geologists' Association*, 115, pp. 347-357
- Ujvari G., Varga A. & Balogh-Brunstad Z. (2008). Origin, weathering, and geochemical composition of loess in southwestern Hungary. *Quaternary Research*, 69, pp. 421-437.
- V**an Vliet-Lanoë B. (2007). Le Prélude au Quaternaire : Les modalités d'entrée en glaciation (65 Ma - 2,2 Ma). *Quaternaire*, 18, (2), pp. 111-128.

Van Vliet-Lanoë B., Gosselin G., Mansy J.-L., Bourdillon C., Meurisse-Fort M., Henriot J.-P., Le Roy P., Trentesaux A. (2010). A renewed Cenozoic story of the strait of dover. *Annales de la Société Géologique du Nord* 17, 2, pp. 59-80.

Van Vliet-Lanoë B., Laurent M., Bahain J. L., Balescu S., Falguères C., Field, M., Hallégouët B. & Keen, D.H. (2000a). Middle Pleistocene raised beach anomalies in the English Channel: regional and global stratigraphic implications. *Journal of Geodynamics*, 29, (1-2), pp. 15-41.

Van Vliet-Lanoë B., Laurent M., Everaerts M., Mansy J. & Geoffrey M. (2000b). Évolution néogène et quaternaire de la Somme, une flexuration tectonique active. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*. pp. 151-158.

Van Vliet-Lanoë B., Vandenberghe N., Laurent M., Laignel B., Lauriat-Rage A., Louwy S., Mansy J. L., Mercier D., Hallégouët B., Laga P., Laquement F., Meilliez, F., Michel Y., Moguedet G. & Vidier J. (2002). Palaeogeographic evolution of northwestern Europe during the Upper Cenozoic. In : Néraudeau D. & Goubert E. (Eds). *L'événement messinien : approches paléobiologiques et paléoécologiques*. *Geodiversitas* 24, 3, pp. 511-541.

Van Vliet-Lanoë B., Bonnet S., Hallegouët B. & Laurent M. (1997). Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian Massifs: Regional stress field with glacio-isostatic influence? *Journal of Geodynamics, Paleoseismology: Understanding Past Earthquakes Using Quaternary Geology*, 24, pp. 219-239.

Vandenberghe J. (2008). The fluvial cycle at cold-warm-cold transitions in lowland regions : a refinement of theory. *Geomorphology*, 98, (3-4), pp. 275-284.

Veldkamp A., Buis E., Wijbrans J., Olago D., Boshoven E. H, Marée M. & Van den Berg van Saparoea, R. M. (2007). Late Cenozoic fluvial dynamics of the River Tana, Kenya, an uplift dominated record. *Quaternary Science Reviews, Global correlation of Late Cenozoic fluvial deposits : IGCP Project No. 449,26*, pp. 2897-2912.

Vernhet, Y., Baize, S., Coutard, J.-P., Langevin, C., (1999). Carte géologique de la France (1/50 000). Notice explicative de la feuille de Balleroy (118). Bureau de Recherches Géologiques et Minières 129 p.

Vieillard E. & Dollfus G. (1875). Étude géologique sur les terrains crétacés et tertiaires du Cotentin. *Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie*, 2, IX, 182 p.

Voisin J. (2010). Le Quaternaire : Une période " Lazare". *Géochronique*, 113, pp. 9-11.

Weber M. (2004). Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais. Apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages. Thèse doct. univ. de la Rochelle, 373 p.

Wescott W. (1993). Geomorphic thresholds and complex response of fluvial systems, some implications for sequence stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 77, pp. 1208-1218.

Westaway R. (2002). Long-term river terrace sequences: Evidence for global increases in surface uplift rates in the Late Pliocene and early Middle Pleistocene caused by flow in the lower continental crust induced by surface processes, *Netherlands Journal of Geosciences*, 81, (3-4). pp. 305-328.

Westaway R. (2004). Pliocene and Quaternary surface uplift evidenced by sediments of the Loire Allier river system (France) [Mise en évidence du soulèvement des surfaces continentales au Quaternaire et au Pliocène d'après les sédiments du système Loire-Allier (France). *Quaternaire*, 15, 1-2, pp. 103-115.

Westaway, R. (2007). Late Cenozoic uplift of the eastern United States revealed by fluvial sequences of the Susquehanna and Ohio systems : coupling between surface processes and lower-crustal flow. *Quaternary Science Reviews*, 26, (22-24), pp. 2823-2843.

Westaway R. (2009). Active crustal deformation beyond the SE margin of the Tibetan Plateau : Constraints from the evolution of fluvial systems', *Global and Planetary Change* 68(4). pp. 395-417.

Westaway R. (2011). The Pleistocene terrace staircase of the River Thames, central-southern England, and its significance for regional stratigraphic correlation, drainage development, and vertical crustal motions. *Proceedings of the Geologists Association*, 122, (1). pp. 92-112.

Westaway R., Maddy D. & Bridgland, D. (2002). Flow in the lower continental crust as a mechanism for the Quaternary uplift of South-east England: constraints from the Thames terrace record. *Quaternary Science Reviews*, 21, (4-6), pp. 559-603.

Westaway R., Bridgland D. & White M. (2006). The Quaternary uplift history of central southern England: evidence from the terraces of the Solent River system and nearby raised beaches. *Quaternary Science Reviews*, 25, (17-18), pp. 2212-2250.

Westaway R., Bridgland D., Sinha R. & Demir T. (2009). Fluvial sequences as evidence for landscape and climatic evolution in the Late Cenozoic : A synthesis of data from IGCP 518. *Global and Planetary Change*, 68, (4), pp. 237-253.

Wilkens R. & Richardson M. (1998). The influence of gas bubbles on sediment acoustic properties : in situ, laboratory and theoretical results from Eckernfoerde Bay, Baltic sea. *Continental Shelf Research*, 18, pp. 1859-1892.

Winsemann J., Asprien U., Meyer T. & Schramm C. (2007). Facies characteristics of Middle Pleistocene (Saalian) ice-margin subaqueous fan and delta deposits, glacial Lake Leine, NW Germany. *Sedimentary Geology*, 193, pp. 105-129.

Wintle A., Shackleton N. & Lantieri J.-P. (1984). Thermoluminescence dating of periods of loess deposition and soil formation in Normandy. *Nature*, 310, p. 451-493.

Wyns R. (1977). Tectonique récente dans l'ouest du bassin de Paris : méthodes d'étude et bilan des déformations plio-quaternaires. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7, XIV, 5, pp. 1093-1101.

Wyns R. (1991). Evolution tectonique du bâti armoricain oriental au Cénozoïque d'après l'analyse des paléosurfaces continentales et des formations géologiques associées. *Géologie de la France* 3, pp. 11-42.

Wyns R. (2000). Climat, eustatisme, tectonique : Quels contrôles pour l'altération continentale ? Exemple des séquences d'altérations cénozoïques en France. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris* 39, 2, pp. 5-16.

Yamazaki T. & Oda H. (2002). Orbital influence on Earth's magnetic field : 100,000-year periodicity in inclination. *Science*, 295, pp. 2435-2438.

Yamazaki T. & Oda H. (2005). A geomagnetic paleointensity stack between 0.8 and 3.0 Ma from equatorial Pacific sediment cores. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6, 11, 23 p.

Zagwijn W. H. (1986). The Pleistocene of the Netherlands with a special reference to glaciation of coastal lowland evolution. *Quaternary Science review*, 5, pp. 341-345.

Zeuner, F. (1945). *The Pleistocene period : its climate, chronology and faunal successions*. London, Ray Society.

Ziegler P. (1988). Post-hercynian plate reorganisation in the Tethys and Arctic-North Atlantic domains. In : Manspeizer W. Ed., *Triassic-Jurassic rifting*. Developments in Geotechnic, Elsevier 22, pp. 711-755.

Ziegler P. (1990). *Geological atlas of Western and Central Europe (2nd edition)* : Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V. Geological Society of London, Elsevier, 56 encl, 239 p.

Table des matières

Sommaire	5
AVANT-PROPOS	7
INTRODUCTION GENERALE	9
1 Cadre géographique du secteur d'étude.....	11
2 Données disponibles.....	13
2.1 Historique succinct des travaux géologiques en mer de la Manche.....	13
2.2 Historique des travaux géologiques en baie de Seine.....	14
3 Nouvelles données acquises et méthodes d'étude	16
3.1 Les données sismiques.....	16
3.2 Les prélèvements géologiques	19
3.3 Méthodes d'étude	20
3.3.1 Logiciels Kingdom Suite (KS 8.0) et ARGIS (SIG) M2C Caen	20
3.3.2 Vitesses utilisées pour la conversion temps/profondeur.....	21
3.3.3 Analyses des données : stratigraphie sismique	22
4 Objectif de la thèse	24
<u>Partie 1 : SUBSTRATUM GÉOLOGIQUE DE LA BAIE DE SEINE</u>	<u>25</u>
1 Cadre géologique du bassin versant côtier de la baie de Seine : bilan des connaissances	27
1.1 Série géologique affleurant en Normandie	28
1.1.1 Socle armoricain	28
1.1.1.1 Briovérien	28
1.1.1.2 Paléozoïque	31
1.1.2 Couverture mésozoïque	32
1.1.2.1 Trias.....	32
1.1.2.2 Jurassique.....	32
1.1.2.3 Crétacé.....	37
1.1.3 Couverture cénozoïque.....	39
1.2 Discontinuités sédimentaires	41
1.2.1 Discordance varisque	41
1.2.2 Discontinuités sédimentaires jurassiques	42
1.2.3 Discordance cartographique entre les Systèmes Jurassique et Crétacé.....	44
1.2.4 Discontinuités sédimentaires crétacées	44
1.2.5 Discontinuités sédimentaires cénozoïques.....	44
1.3 Structuration du bassin versant côtier de la baie de Seine	45
1.4 Bassins sédimentaires du bassin versant côtier de la baie de Seine.....	48
1.5 Évolution post-varisque du bloc armoricain	48
1.6 Conclusion.....	51
2 Cadre géologique de la baie de Seine : bilan des connaissances	53
2.1 Série géologique de la baie de Seine	54
2.1.1 Le socle armoricain.....	56
2.1.2 Couverture mésozoïque	59
2.1.2.1 Trias.....	59
2.1.2.2 Jurassique.....	59
2.1.2.3 Crétacé.....	61
2.1.3 Couverture cénozoïque.....	61
2.2 Structuration de la baie de Seine.....	62
2.3 Conclusion.....	63
3 Révision du substratum géologique de la baie de Seine	65

3.1	Nouvelles données sismiques et interprétations stratigraphiques.....	66
3.1.1	Unité sismique U0.....	66
3.1.2	Unité sismique U1.....	67
3.1.3	Unité sismique U2.....	68
3.1.4	Unité sismique U3.....	68
3.1.5	Unité sismique U4.....	69
3.1.6	Unité sismique U5.....	70
3.1.7	Unité sismique U6.....	71
3.1.8	Unité sismique U7.....	72
3.1.9	Unité sismique U8.....	72
3.1.10	Unité sismique U9.....	73
3.1.11	Unité sismique U10.....	74
3.1.12	Unité sismique U11.....	74
3.1.13	Unité sismique U12.....	75
3.1.14	Unité sismique U13.....	76
3.1.15	Unité sismique U14.....	76
3.1.16	Unité sismique U15.....	77
3.1.17	Unité sismique U16.....	78
3.1.18	Unité sismique U17.....	78
3.1.19	Unité sismique U18.....	80
3.1.20	Unité sismique U19.....	80
3.1.21	Unité sismique U20.....	81
3.2	Découpage stratigraphique des formations géologiques de la baie de Seine ...	85
3.3	Structuration de la baie de Seine.....	91
3.3.1	Structure monoclinale de la baie de Seine.....	91
3.3.2	Description de la cuesta de la baie de Seine.....	91
3.3.3	Structure synclinale au Nord de la baie de Seine.....	93
3.3.4	Directions structurales de la baie de Seine.....	94
3.3.5	Conclusion.....	96
4	Carte géologique révisée de la baie de Seine : les nouveaux apports	97
4.1	Limites structurales de la baie de Seine.....	98
4.1.1	La baie de Seine monoclinale.....	99
4.1.1.1	Secteur de la pointe de Barfleur à la baie des Veys.....	100
4.1.1.1.1	Les Îles de Saint-Marcouf : relations stratigraphiques entre les terrains hettangiens et paléozoïques.....	100
4.1.1.1.2	Passage Hettangien/Sinémurien.....	103
4.1.1.1.3	Structuration de la baie de Seine, entre Barfleur et la baie des Veys..	106
4.1.1.2	Secteur au large du Bessin et de la campagne de Caen.....	111
4.1.1.2.1	Mise en évidence d'une progradation dans le Calcaire de Ranville (Bathonien supérieur).....	111
4.1.1.2.2	Mise en évidence de discontinuités sédimentaires du Bathonien supérieur.....	115
4.1.1.2.3	Mise en évidence de géométries de type "bioherme" au Bathonien supérieur.....	119
4.1.1.2.4	Existence probable de sables plio-pléistocène inférieurs.....	122
4.1.1.3	Substratum géologique de l'embouchure actuelle de la Seine.....	125
4.1.1.3.1	Structuration.....	125
4.1.1.3.2	Discontinuité sédimentaire intra-Oxfordien moyen (Surface de Blangy).....	128
4.1.2	La baie de Seine synclinale.....	129
4.1.2.1	Discordance cartographique Crétacé/Jurassique et discordances sédimentaires intra-crétacées.....	129
4.1.2.1.1	Discordance cartographique des terrains du Crétacé sur ceux du Jurassique.....	129
4.1.2.1.2	Discordances sédimentaires intra-crétacées.....	129
4.1.2.2	Les terrains tertiaires au Nord de la baie de Seine.....	132
4.1.2.2.1	Remplissages paléocènes dans des karsts crétacés.....	132

4.1.2.2.2	Structuration tertiaire et synclinal de la baie de Seine.....	134
4.1.2.2.3	Dispositif de blocs basculés faillés dans la série tertiaire	136
4.2	Conclusion	140
5	Conclusion : évolution géodynamique de la baie de Seine	143
<u>Partie 2 : PALÉOVALLÉES PÉRIGLACIAIRES PLIO-QUATERNAIRES DE LA BAIE DE SEINE.....147</u>		
1	Paléovallées périglaciaires plio-quaternaires de la baie de Seine : bilan des connaissances	151
1.1	Singularités de la période Plio-Quaternaire	153
1.1.1	Variations astronomiques	154
1.1.2	Variations eustatiques du niveau marin.....	156
1.1.3	Variations isotopiques de l'oxygène	156
1.1.4	Glaciations quaternaires en Europe.....	158
1.1.5	Domaine périglaciaire	162
1.2	Terrasses fluviales et origines de leur étagement.....	167
1.2.1	Origine climatique de l'étagement des terrasses	168
1.2.2	Origine tectonique de l'étagement des terrasses	172
1.2.3	Conclusion.....	172
1.3	La Seine plio-quaternaire périglaciaire, entre la Normandie et la baie de Seine.....	173
1.3.1	Le fleuve Seine à terre.....	173
1.3.1.1	La Seine au Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur.....	173
1.3.1.2	La Seine au Pléistocène moyen-supérieur et son système de terrasses.....	175
1.3.2	Le fleuve Seine plio-quaternaire en baie de Seine	179
1.3.2.1	Paléovallée septentrionale.....	183
1.3.2.2	Paléovallée médiane	184
1.3.2.3	PaléoSeine.....	184
1.3.3	Remblaiement alluvial et corrélation des terrasses fluviales terrestres et sous marines	185
1.3.3.1	Terrasses fluviales étagées.....	185
1.3.3.2	Nappes alluviales emboîtées	186
1.4	Conclusion	190
2	Paléovallées fluviales de la baie de Seine : apports nouveaux	191
2.1	Bathymétrie actuelle de la baie de Seine	192
2.2	Morphologie des incisions fluviales plio-quaternaires de la baie de Seine : relations avec le substratum géologique de la baie de Seine	192
2.2.1	Discussion sur la limite Tertiaire/paléovallée plio-quaternaire, dans le synclinal de baie de Seine.....	194
2.2.2	Incision plio-quaternaire.....	200
2.3	Discussion sur l'origine de l'incision plio-quaternaire : relations morphologiques des incisions fluviales et substratum géologique.....	205
2.3.1	Contrôle lithologique des morphologies fluviales de la baie de Seine.....	207
2.3.2	Contrôle structural des morphologies fluviales de la baie de Seine	213
2.3.3	Relations entre les paléovallées plio-quaternaires et les cuestas de la baie de Seine	219
2.3.3.1	À terre (bassin versant côtier de la baie de Seine).....	219
2.3.3.2	En mer (baie de Seine).....	219
2.3.4	Relations morphologiques des incisions fluviales plio-quaternaires avec les pentes du substratum de baie de Seine.....	221

2.3.4.1	Pente vers le NW, dans la structure monoclinale mésozoïque	221
2.3.4.2	Pente vers l'Ouest, dans le synclinal cénozoïque de baie de Seine	222
2.3.5	La discrétion des incisions fluviales plio-quadernaire des affluents de la paléoSeine	224
2.4	Conclusion.....	228
3	Comblement du réseau des paléovallées plio-quadernaires de la baie de Seine : analyse et interprétation des données sismiques.....	231
3.1	Carte des isopaques du remplissage des paléovallées de baie de Seine.....	232
3.2	Géométrie des terrasses : analyse des données sismiques.....	234
3.2.1	Les nappes alluviales emboîtées	234
3.2.1.1	Unité sismique N1	235
3.2.1.2	Unité sismique N2	235
3.2.1.3	Unité sismique N3	235
3.2.2	Les nappes alluviales étagées	239
3.2.2.1	Unité sismique N4	239
3.2.2.1.1	Nappe alluviale étagée supérieure N4a.....	239
3.2.2.1.2	Nappe alluviale étagée moyenne N4b.....	241
3.2.2.1.3	Nappe alluviale étagée inférieure N4c.....	241
3.2.3	Unité sismique N5.....	241
3.3	Essai de corrélation amont/aval des nappes étagées et emboîtées plio- quadernaires de baie de Seine.....	244
3.3.1	La fosse de la baie de Seine.....	244
3.4	Essai de datation des nappes alluviales plio-quadernaires du système Seine .	246
3.5	Les dépôts marins.....	248
3.5.1	Éémien (stade isotopique 5e).....	248
3.5.2	Holocène.....	249
3.6	Relation entre l'étagement des terrasses de la paléoSeine et le soulèvement régional	249
3.7	Bilan d'érosion.....	250
3.8	Origine de l'emboitement des nappes de la paléoSeine.....	253
3.9	Styles hypothétique de l'évolution plio-quadernaire de la paléoSeine.....	253
3.9.1	Energie de dynamique fluviale	253
3.9.2	Evolution fluviale longitudinale	254
4	Conclusion : modèle de dépôt de la Seine périglaciaire en baie de Seine.....	257
4.1	Evolution d'un réseau fluviale au cours d'un cycle glaciaire-interglaciaire	260
4.2	Le fleuve Seine en baie de Seine, au Pléistocène	262
4.2.1	La Seine ancienne (début du Pléistocène moyen)	262
4.2.2	La Seine saaliene.....	263
4.2.3	La Seine weichsélienne	264
4.3	Epilogue : évolution future de la Seine, en baie de Seine.....	266
Partie 3 : Conclusion Générale.....		269
Glossaire		277
Références bibliographiques		279
Table des matières.....		297
Liste des figures et liste des tableaux		301
Annexes (rapport ERADATA) et planchee		

Liste des figures

- Liste des figures de l'introduction générale :

Figure 1 : Cadre géographique de la baie de Seine, de la Manche centrale et orientale et du bassin versant côtier de la baie de Seine (F. Fécamp : faille de Fécamp).....	11
Figure 2 : Modèle Numérique de Terrain bathymétrique de la baie de Seine et d'une partie de la Manche Centrale établi via l'interpolation des valeurs des sondes hydrographiques du SHOM (Benabdellouahed <i>et al.</i> , 2009, corrigé au BRGM par Fabien Paquet et Isabelle Thinon). La maille de la grille est de 200 mètres. Toutes les valeurs de profondeurs citées dans ce mémoire sont données par rapport au zéro hydrographique.	12
Figure 3 : Carte de localisation des profils sismiques acquis par le CNEXO (1968-1970) en Manche occidentale et orientale. (*) profils sismiques acquis par Lericolais (1997, dans la zone de Samdi).	14
Figure 4 : Carte de localisation des profils sismiques acquis par le CNEXO (1968-1970) et des points d'échantillonnage des fonds géologiques de la baie de Seine étudiés par le groupe Norois (1972).....	15
Figure 5 : Carte de localisation des profils sismiques (mission BaiSeine07, Seine HR et mission Seine THR.) et points d'échantillonnage dans le substratum géologique de la baie de Seine (2009 - mission Carobseine).....	16
Figure 6 : Matériels d'acquisition sismique réflexion haute résolution (source sparker) et très haute résolution (source boomer) : A) système d'acquisition sismique DELPH et DGPS ; B) source sparker ENERGOS 200 ; C) système Boomer IKB Seistec (1- source boomer et 2- cône de réception avec hydrophones) ; D1) peigne sparker 30 brins et D2) flûte sismique SIG.....	17
Figure 7 : Profils sismiques boomer et sparker, au large de la baie des Veys montrant la différence de résolution entre les deux sources utilisées.	18
Figure 8 : Profil sismique Bs08-s74b d'orientation W-E montrant le décalage des réflecteurs sismiques générés par l'évolution du marnage.....	19
Figure 9 : Le carottier à roche Cnexoville utilisé au cours de la mission Carobseine (N/O Ifremer/Genavir Thalia, avril 2009).....	20
Figure 10 : Exemple des différentes fenêtres du logiciel Kingdom Suite (KS 8.0) pour la numérisation des horizons repères.	21
Figure 11 : Vitesses de propagation des ondes sismiques utilisées dans cette étude pour la conversion temps / profondeur (d'après l'aide du logiciel KS08 et Lericolais, 1997).....	22
Figure 12 : Relations géométriques des réflecteurs sismiques aux limites d'une unité de dépôt (Mitchum <i>et al.</i> , 1977)	23

- Liste des figures de la partie 1 :

Figure 1.1 : Carte géologique simplifiée du Bassin parisien et localisation de la baie de Seine (Dugué <i>et al.</i> , 1998).....	29
Figure 1.2 : Coupe géologique simplifiée de la Basse-Normandie présentant les principales unités lithologiques et les grands événements géodynamiques (Ma, million d'années)entre le Paléozoïque et le Cénozoïque (Le Gall & Dugué, 2003).	30
Figure 1.3 : Carte géologique simplifiée de la Normandie (extraite de la carte géologique de la France à 1/1 000 000. 6è édition ; Chantraine <i>et al.</i> ,1999).	35
Figure 1.4 : Coupe géologique synthétique des séries triasiques et jurassiques de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien présentant les cycles de transgression/régression de 2e ordre et les discontinuités sédimentaires associées (Dugué <i>et al.</i> , 1998).....	36
Figure 1.5 : Coupe géologique synthétique de la série crétacée en Seine-maritime. Les terrains maastrichtiens n'affleurent pas en Seine-maritime (Lefebvre, 1998).	38
Figure 1.6 : Coupe géologique synthétique des séries cénozoïques du Cotentin, montrant les transgressions cénozoïques et les lacunes de dépôt associés (Dugué <i>et al.</i> , 2007).....	40

Figure 1.7 : Photographie de la carrière de Villedieu-les-Bailleul, montrant la discordance angulaire varisque. Les terrains calcaires du Bathonien moyen reposent sur les bancs redressés du Grès armoricain (Ordovicien).....	42
Figure 1.8 : Structuration de la bordure Est-armoricaine et de la mer de la Manche centrale, en hachures : localisation de l'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (A.M.B.P.) d'après carte géologique la France à 1/1 000 000 et synthèse géologique du Bassin de Paris (in Dugué, 2007).....	47
Figure 1.9 : Coupe géologique SW-NE des environs de Caen, montrant la structure monoclinale des terrains jurassiques et le pendage de leurs couches (in Maurizot <i>et al.</i> , 2000).	50
Figure 1.10 : Première carte géologique de King (1954) du substratum de la baie de Seine et de la mer de la Manche centrale.....	54
Figure 1.11 : Carte géologique de la baie de Seine (Auffret <i>et al.</i> , 1982) et de son bassin versant (extrait de la carte géologique de la France à 1/1 000 000 6è édition ; Chantraine <i>et al.</i> ,1999).....	55
Figure 1.12 : Localisation des principaux prélèvements dans le substratum géologique de la baie de Seine (Larsonneur, 1971 ; groupe Norois, 1972).	57
Figure 1.13 : Détail de la coupe lithostratigraphique du forage Nautile (Millard, 1983) localisé à une cinquantaine de kilomètres à l'Est de la baie de Seine (X = 0°16'51"46 W ; Y = 49°58'49"84 N).	58
Figure 1.14 : Profil sismique Bs08-s16 d'orientation NNW-SSE situé au large de Barfleur. Il présente le faciès sismique U0 (socle armoricain) et le point de prélèvement (station 1049, Larsonneur, 1971) dans le socle armoricain granitique.....	67
Figure 1.15 : Profil sismique Bs08b-s20 d'orientation W-E au large de Barfleur présentant l'unité sismique U1 (terrains triasiques) et le point de prélèvement (station 601, groupe Norois, 1972), dans les terrains triasiques.	67
Figure 1.16 : Profil sismique Bs08b-s08 d'orientation W-E présentant l'unité sismique U2, au large de Barfleur. Le point de prélèvement de la mission CarobSeine en 2009 (Bs09-Cr44) permet d'attribuer l'unité U2 aux calcaires hettangiens.....	68
Figure 1.17 : Profil sismique Bs08b-s08 d'orientation W-E présentant l'unité sismique U3, au large de la côte orientale du Cotentin. L'unité est attribuée aux marnes et calcaires du Sinémurien, Pliensbachien et Toarcien.	69
Figure 1.18 : Profil sismique Bs08b-s17 d'orientation W-E présentant l'unité sismique U4, au large de la baie des Veys, attribuée à la série calcaire aaléno-bajocienne. Photographie de l'Oolithe ferrugineuse bajocienne (réflecteur repère en sismique) au Sud de Caen.	69
Figure 1.19 : Profil sismique Bs08b-s13 d'orientation W-E présentant l'unité sismique U5 et profil sismique Bs08b-s13 d'orientation W-E présentant la surface sommitale (troncature) de U5, au large de Barfleur. Le point de prélèvement de la mission CarobSeine en 2009 (Bs09-Cr97) permet d'attribuer l'unité aux Marnes de Port-en-Bessin (Bathonien inférieur-moyen).....	70
Figure 1.20 : Profil sismique Bs07-s32 d'orientation NW-SE présentant l'unité sismique U9 au large du Bessin. Le point de prélèvement de la mission CarobSeine en 2009 (Bs09-Cr93) permet d'attribuer l'unité U6 au Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont (Bathonien moyen). Photographie des falaises de Longues-sur-mer montrant les litages obliques dans le Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont.....	71
Figure 1.21 : Profil sismique Bs08b-s54 d'orientation SW-NE présentant l'unité sismique U7 au large du Port-en-Bessin. Le point de prélèvement de la mission CarobSeine en 2009 (Bs09-Cr93) permet d'attribuer l'unité au Calcaire de Blainville (Bathonien moyen).....	72
Figure 1.22 : Profil sismique Bs08b-s48 d'orientation SW-NE au large du Port-en-Bessin. Il présente le faciès de l'unité sismique U8. Les points de prélèvements de la mission CarobSeine en 2009 (Bs09-Cr72, 73 et 74), localisés sur le profil, permettent d'attribuer cette unité au Calcaire de Ranville (Bathonien supérieur).....	73
Figure 1.23 : Profil sismique Bs07-s03 d'orientation SW-NE localisé au centre de la baie de Seine présente l'unité sismique U9, attribuée à les Caillasses de la Basse-Écarde (Bathonien supérieur).....	73
Figure 1.24 : Profil sismique Bs08b-s59a d'orientation SW-NE localisé au centre de la baie de Seine présentant l'unité sismique U10. Le point de prélèvement CarobSeine (Bs09-Cr66) permet de corréliser cette unité avec le Calcaire de Langrune (Bathonien supérieur).....	74

Figure 1.25 : Profil sismique Bs08b-s74a d'orientation W-E localisé à l'Est de la baie de Seine présentant l'unité sismique U11 attribuée aux marnes et calcaires du Callovo-Oxfordien inférieur. La surface supérieure de l'unité U11 marquée par un trait noir correspond probablement à l'Oolithe ferrugineuse de Villers (Oxfordien inférieur)	75
Figure 1.26 : Profil sismique Bs08b-orn09 d'orientation W-E localisé dans la partie orientale de la baie de Seine présentant l'unité sismique U12. Le point de carottage (Guyader, 1968) permet de corréliser cette unité avec la série calcaire de l'Oxfordien moyen.	76
Figure 1.27 : Profil sismique Bs08b-s74 d'orientation W-E localisé dans la partie orientale de la baie de Seine. Il présente le faciès de l'unité sismique U13 attribuée à la série marneuse de l'Oxfordien supérieur – Kimméridgien.	76
Figure 1.28 : Profil sismique Bs08b-s75 d'orientation SW-NE localisé dans la partie orientale de la baie de Seine. Il présente le faciès de l'unité sismique U14 attribuée à la série du Wealdien et de l'Aptien-Albien.	77
Figure 1.29 : Profil sismique Bs08b-s75 d'orientation SW-NE localisé au Nord de la baie de Seine présente l'unité sismique U15. Le point de prélèvement (station 610, groupe Norois, 1972) permet d'attribuer cette unité à la craie cénomaniennne.	77
Figure 1.30 : Profil sismique Bs08b-s75 d'orientation SW-NE localisé au Nord de la baie de Seine présentant l'unité sismique U16. Le point de prélèvement (station 654, le groupe Norois, 1972) permet d'attribuer cette unité à la craie turonienne.	78
Figure 1.31 : Profil sismique Bs08b-s35 d'orientation SW-NE localisé au Nord de la baie de Seine présentant l'unité sismique U17 attribuée à la craie blanchâtre du Sénonien. Le profil sismique Bs08b-s29 d'orientation SW-NE montre la géométrie de la limite supérieure de l'unité U17. Le profil sismique Bs08b-s75 d'orientation SW-ENE présente les réflecteurs ondulés, au large d'Antifer.....	79
Figure 1.32 : Profil sismique Bs08b-s25 d'orientation SW-NE localisé au Nord de la baie de Seine, présentant l'unité sismique U18 attribuée aux argiles et aux sables du Thanétien–Yprésien.	80
Figure 1.33 : Profil sismique Bs08b-s31 d'orientation SW-NE localisé au Nord de la baie de Seine, présentant l'unité sismique U19 attribuée aux faluns lutétiens.	81
Figure 1.34 : Profil sismique Bs08b-s33 d'orientation SW-NE localisé au Nord de la baie de Seine présentant l'unité sismique U20. Les points de prélèvements CarobSeine (Bs09-Cr90 et Bs09-Cr89) permettent d'attribuer cette unité à la série bartonienne.	81
Figure 1.35: Planche récapitulative des différents faciès sismiques caractéristiques reconnus dans le substratum géologique de la baie de Seine.	82
Figure 1.36 : Carte géologique révisée de la baie de Seine. (Benabdellouahed <i>et al.</i> , 2010a).carte géologique de la bordure littorale normande (extraite de la carte géologique de la France à 1/1 000 000, 6ème édition ; Chantraine <i>et al.</i> ,1999).	87
Figure 1.37 : Profil sismique Bs08-s20 d'orientation W-E et interprétation montrant les relations entre le granite de Barfleur et les terrains triasiques, au large de Barfleur.....	88
Figure 1.38 : Représentation en 3D de la structure monoclinale dans les séries bathoniennes-oxfordiennes, au large de l'estuaire de la Seine.	92
Figure 1.39 : Carte géologique simplifiée de la baie Seine et de sa bordure littorale, montrant les cuestas à terre et leur prolongement en baie de Seine (légende détaillée dans la Figure 1.36).	93
Figure 1.40 : Profil sismique Bs07-s16 interprété recoupant la structure monoclinale selon une direction NW-SE. Bloc diagramme simplifié de direction NW-SE interprétant les blocs basculés dans les calcaires bathoniens (les plis ne sont pas représentés).	95
Figure 1.41 : Carte géologique simplifiée montrant les limites structurale et lithologique entre la baie de Seine et la Manche centrale.	99
Figure 1.42 : Localisation des affleurements paléozoïques de la bordure armoricaine (Riout, 1968a, modifié) et des terrains paléozoïques reconnus dans les forrages profonds de la vallées de la basse Seine.....	100
Figure 1.43 : Coupe synthétique d'orientation W-E montrant les relations entre les formations géologiques au large de la baie des Veys.	101

Figure 1.44 : Profil sismique BS08b-s39 d'orientation NW–ESE et interprétation montrant les relations géométriques entre le Grès armoricain ordovicien (unité U0) et les terrains hettangiens (unité U2), autour des Îles de Saint-Marcouf.....	102
Figure 1.45 : Coupe simplifiée des affleurements liasiques dans la carrière d'Osmanville montrant le passage Hettangien/Sinémurien (Surface d'Osmanville) (d'après Eudes-Deslongchamps, 1865, modifié).	103
Figure 1.46 : Profil sismique BS08b-s08 d'orientation W-E et interprétation présentant les relations géométriques (onlap) entre les terrains hettangiens et les terrains sinémuriens, au large de la baie des Veys.	104
Figure 1.47 : Carte géologique révisée de la baie des Veys à la côte orientale du Cotentin et carte géologique de la bordure littorale de la baie des Veys (extrait de la carte géologique de la France à 1/1 000 000. 6è édition, Chantraine <i>et al.</i> ,1999).	105
Figure 1.48 : Profil sismique BS08b-s17 d'orientation WSW-ENE et interprétation présentant les synclinaux de Tatihou et les relations géométriques entre les terrains triasiques, hettangiens avec le socle, au large de la baie des Veys.....	107
Figure 1.49 : Profil sismique BS08b-s11 d'orientation NW-SE et interprétation montrant le contact faillé Lias/ Bathonien moyen en baie des Veys. Noter la fréquence de la fracturation dans le Sinémurien (Lias) et des plis à grand rayon de courbure dans le Bathonien moyen.	108
Figure 1.50 : Bloc diagramme présentant le schéma structural simplifié de la partie occidentale de la baie de Seine. Profil sismique BS08b-s01 d'orientation WNW-ESE montrant des ondulations dans les terrains liasiques. La faille décrochante SW-NE dessinée sur le bloc diagramme est à l'origine de ces ondulations. Le profil sismique BS08b-s11 d'orientation NW-SE montre le contact Lias/Bathonien.....	109
Figure 1.51 : Profil sismique BS08b-s01 orienté WNW-ESE et interprétation montrant la déformation des terrains de l'Hettangien, au Sud des Îles de Saint-Marcouf.	110
Figure 1.52 : Carte présentant la paléocôte bathonienne et la direction de progradation vers le NE dans le Calcaire de Ranville, à partir de l'interprétation des profils sismiques (Figures 1.53 et 1.54)....	112
Figure 1.53 : Représentation 3D de la progradation vers le NE du Calcaire de Ranville (Bathonien supérieur), entre Caen et la baie de Seine.....	113
Figure 1.54 : Profil sismique BS08-s48 interprété d'orientation SW-NE et représentation en 3D des profils Bs08-s48 (SW-NE) et Bs07-s32 (NW-SE) montrant les progradations vers l'Est dans le Calcaire de Ranville (Bathonien supérieur).	114
Figure 1.55 : Profil sismique BS08b-s74b interprété et représentation 3D de quelques profils sismiques montrant la Surface de Ranville (surface d'érosion au contact du Calcaire de Ranville : U8 et des Caillasses de la Basse-Écarde : U9), en baie de Seine.	116
Figure 1.56 : Profil sismique Bs07b-s42 orienté NW-SE et interprétation présentant les relations géométriques entre l'unité sismique U8 (Calcaire de Ranville) et l'ensemble des unités sismiques U9-U10 (Caillasses de la Basse-Écarde et Calcaire de Langrune).....	117
Figure 1.57 : Profil sismique Bs07b-s16 orienté NW-SE et interprétation montrant les discontinuités du Bathonien supérieur (Surface de Ranville et Surface de Lion-sur-Mer).....	118
Figure 1.58 : Photographie de la falaise de Saint-Aubin montrant les biohermes du Bathonien supérieur (Caillasses de Basse-Écarde, photographie d'après la lithothèque de Normandie www.etab.ac-Caen.fr/discip/geologie/).	119
Figure 1.59 : Coupe simplifiée du Bathonien moyen (Calcaire de Blainville) et supérieur d'orientation W-E montrant le contact entre le Calcaire de Ranville, les biohermes et Calcaire de Langrune au Bathonien supérieur.	120
Figure 1.60 : Profil sismique Bs08b-s67 d'orientation W-E et interprétation montrant les biohermes du Bathonien supérieur et leur passage latéral (Bs07-s03).	121
Figure 1.61 : Paléogéographie de la mer de la Manche et de la bordure occidentale du Bassin parisien, au Pliocène-Pléistocène inférieur (d'après Cope <i>et al.</i> , 1992, modifié). Localisation probable des Sables de Saint-Vigor en baie de Seine (à partir de l'interprétation sismique).	122

Figure 1.62 : a) Profil sismique Bs07-s09 d'orientation SW-NE et interprétation b) Intersection entre les profils Bs07-s09, orienté SW-NE et Bs07-s16, orienté NW-SE montrant la géométrie 3D des sables attribués au Plio-Pléistocène inférieur (Sables de Saint-Vigor ou Sables de Saint-Eustache), en baie de Seine.	124
Figure 1.63 : Représentation 3D du passage de failles d'orientation SW-NE à des structures plicatives SW-NE, dans les terrains callovo-oxfordiens de la baie de Seine orientale.	126
Figure 1.64 : Profil sismique Bs08-Orn05 d'orientation SSW-NNE et interprétation montrant des zones à gaz, dans les sédiments holocènes de l'estuaire de la Seine.	127
Figure 1.65 : Profil sismique BS08b-s74b d'orientation W-E, au large du pays de Caux et interprétation montrant le contact érosif, entre l'Oxfordien moyen et l'Oxfordien supérieur (Surface de Blangy).	128
Figure 1.66 : Profil sismique Bs08b-s47, d'orientation SW-NE, au large du pays de Caux et son interprétation montrant la discordance cartographique du Crétacé inférieur sur le Jurassique supérieur, les contacts entre le Wealdien/Apto-Albien, Apto-Albien/Cénomaniens et le Cénomaniens/Turonien.	130
Figure 1.67 : Profil sismique Bs08b-s47 d'orientation NW-SE et interprétation montrant la discordance cartographique entre le Crétacé supérieur et le Jurassique, au Nord de la baie de Seine.	131
Figure 1.68 : Profils sismiques interprétés présentant l'hypothèse d'une surface karstique au sommet du Crétacé supérieur (Bs08b-s29) et son remplissage par de probables dépôts paléocènes (Bs07-s13). .	133
Figure 1.69 : Profil sismique Bs08b-s39, d'orientation SW-NE interprété	135
Figure 1.70 : Interprétation du profil sismique BS08b-s39 montrant la géométrie en graben dont lequel sont préservés des dépôts bartoniens et probablement oligocènes à néogènes.	136
Figure 1.71 : Profil sismique Bs08b-71 d'orientation S-N et interprétation montrant le dispositif en blocs faillés affectant les calcaires lutétiens et les marnes bartoniennes.	137
Figure 1.72 : Profil sismique Bs08b-s69 d'orientation S-N situé au large du Cotentin et interprétation présentant le glissement des blocs du Bathonien dans une fosse situé au large du Cotentin. Le fond de la fosse est une surface d'érosion au toit du Lutétien ; Reconstitution 3D du dispositif (échelle non respectée).	139
Figure 1.73 : Les différentes étapes de l'évolution structurale tertiaire de la baie de Seine, à partir du profil sismique Bs08b-s39 d'orientation SW-NE, au large du Cotentin.	146
Figure 1.74 : Les différentes étapes de l'évolution structurale tertiaire de la baie de Seine à partir du profil sismique BS08b-s71 d'orientation SW-NE, au large du Cotentin.	147
- Liste des figures de la partie 2 :	
Figure 2.1 : Théorie astronomique du climat et évolution des paramètres orbitaux (excentricité, obliquité et précession, http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOMquaternaire.xml).	155
Figure 2.2 : Extension des calottes glaciaires elstériennes (en noir sur la figure) sur l'hémisphère Nord (Ehlers & Gibbard, 2004).	159
Figure 2.3 : Extension maximale des calottes glaciaires britannique (BIIS) et fennoscandinave (FIS) réunies au Saalien (Gibbard, 1988 ; Ehlers <i>et al.</i> , 2004 in Toucanne, 2008).	160
Figure 2.4 : Extension maximale des calottes de glace européennes lors du dernier maximum glaciaire weichsélien (25-20 ka) (Elhers et Gibbard, 2004 in Toucanne <i>et al.</i> , 2010).	161
Figure 2.5 : Photographie du Sagavanirktok, Nord de l'Alaska (USA), un système fluvialité périglaciaire (in Bridge, 2006).	163
Figure 2.6 : Réponses des fleuves aux variations eustatiques. (A) Évolution de l'érosion régressive (Wescott, 1993) (B) Évolution de l'érosion verticale et latérale (C) Modèle de réponse fluvialité et régularisation de la pente de la plate-forme, lors d'une chute du niveau marin (Blum & Törnqvist, 2000).	164
Figure 2.7 : La géométrie des systèmes de terrasses fluviales : système emboîtées (Blum & Törnqvist, 2000) et terrasses étagées (Lewin & Gibbard, 2010)	165

Figure 2.8 : Schéma simplifié illustrant l'érosion d'une nappe ancienne (n1) et la formation d'un palier d'érosion puis la mise en place d'une nouvelle nappe fluviale (n2).	166
Figure 2.9 : Localisation des dépôts de lœss sur l'Europe (Flint, 1971 in Balescu <i>et al.</i> , 2010).	167
Figure 2.10 : Modèle de formation des terrasses en réponse aux forçages climatiques : (a) modèle de l'incision à la transition glaciaire-interglaciaire de Bridgland (2000), (b) modèle de l'incision à la fois à la transition glaciaire-interglaciaire et interglaciaire-glaciaire (Bridgland, 2006), (c) modèle de l'incision à la transition interglaciaire-glaciaire (Bridgland & Westaway, 2008).	169
Figure 2.11 : Exemples de terrasses fluviales dans le monde : profils longitudinaux montrant une large plaine alluviale du Rhin moyen et une vallée étroite en gorge du Rhin inférieur, un nombre important d'étagements dans la Tamise, Solent, Moselle et la Somme et étagement faible ou absent des terrasses (Paravara et Kukadi en Inde ; Vaal en Afrique du Sud).	171
Figure 2.12 : Localisation de la Seine anté-Quaternaire et des Sables de Lozère, dans la vallée de la Seine (in Cope <i>et al.</i> , 1992, modifié).	174
Figure 2.13 : (A) coupe synthétique de la basse terrasse de la Seine dans les environs de Rouen. (B) détail stratigraphique de la séquence de Tourville (Lautridou, 1985, A et C - graviers fluviaux périglaciaires B - paléostuaire (limons argileux, stade 9), D - paléostuaire (stade 7) : D1- sables et limons lités à mollusques et restes de mammifères, D2 - limons et sables humifère, D3 - limons argileux humifère, E - sables fluviaux lités à horizon humifère . F - sables rougeâtre à silex de gélifluxion, G - sables à quelques fragments de silex. H1 - sable fin légèrement calcaires avec des débris de mollusques. H2 - horizon humifère avec de traces de gel, I- sables lités . J et K - dépôts de pente à bandes ferrugineuses (Éémien?). L - pavage de silex gélifractés (in Antoine <i>et al.</i> , 2007).	176
Figure 2.14 : Profils longitudinaux du système des terrasses de la basse Seine et prolongement en mer (Antoine <i>et al.</i> , 2003). Profil longitudinal (A-B) présentant la morphologie des terrasses de la basse Seine (Lefebvre, <i>et al.</i> , 1994) et mise en parallèle des paliers d'érosion avec la courbe de variations du $\delta^{18}O$ de Gibbard & Cohen (2008).	178
Figure 2.15 : Localisation du système fluvial plio-quaternaire de la Manche et de ses différents affluents, avec leur prolongement dans les bassins versants français et anglais. Localisation des fosses (deep) en mer de la Manche. (1) fleuve Manche, (2) paléovallées dépourvues du remplissage sédimentaire (3) terrasses, (4) et (5) (failles) et (6) les coupes simplifiées (Figures 2.12 et 2.14) (Antoine <i>et al.</i> , 2003).	180
Figure 2.16 : Profil longitudinal de la paléoSeine, de la source à la fosse centrale (d'après Lautridou, 1985 ; Auffret <i>et al.</i> , 1980 in Lautridou <i>et al.</i> , 1999b).	181
Figure 2.17 : Première proposition d'un système fluvial en mer de la Manche (Graindor, 1964). (1) isobathe actuelle, (2) décrochement profond de direction calédonienne, (3) axe du Bray et des Downs (direction varisque).	182
Figure 2.18 : Localisation de la zone de confluence montrant la zone Samdi et la zone Confluent, ainsi que les fosses au Nord du Cotentin (Lericolais, 1997).	183
Figure 2.19 : Coupe géologique des formations quaternaires montrant les terrasses étagées de l'estuaire de la Seine, dans la région du Havre (Lechevalier, 1984, modifié)	186
Figure 2.20 : Profil sismique (Line 51) et son interprétation d'après Lericolais <i>et al.</i> (2003). Cette image montre les géométries du remplissage de la zone Samdi.	188
Figure 2.21 : Chronostratigraphie et corrélation des formations quaternaires de la basse Seine (Antoine <i>et al.</i> , 2007) avec les nappes reconnues en sismique dans les fosses du Cotentin (d'après Lericolais, 1997 et Lericolais <i>et al.</i> , 2003). (?) sur la figure représente la paléoSeine supérieure en en érosion ou zone lacunaire.	189
Figure 2.22 : Modèle Numérique de Terrain bathymétrique de la baie de Seine (interpolation des sondes hydrographiques du SHOM à l'aide du logiciel ArcGis8, maille de la grille de 200 mètres) (Benabdellouahed <i>et al.</i> , 2009 ; 2010, modifié par Besson, 2010).	193
Figure 2.23 : Profil sismique interprété (Bs07-s40) orienté SW-NE (localisation sur la Figure 2.24) et localisé au large de l'estuaire de la Seine. Il présente le remplissage de la paléovallée datée du Quaternaire, ainsi que la surface d'érosion appelée R1 (horizon rouge) séparant les dépôts quaternaires, du substratum géologique mésozoïque.	194

Figure 2.24 : Carte de localisation des points de prélèvement (57, 81, 89 et 91) ayant fait l'objet d'une datation biostratigraphique (Rapport Eradata, 2010, étude 202/03-10/FR, Annexe 1) et localisation des profils sismiques des figures 2.23 et 2.27.....	195
Figure 2.25 : Profils sismiques (BS08b-33, 43 et 35) des paléovallées plio-quadernaires situées au NE de Barfleur, réinterprétés à la lecture des nouvelles études biostratigraphiques obtenues (rapport Eradata, 2010).....	196
Figure 2.26 : Représentation 3D des profils sismiques présentant l'extension des terrains de l'Éocène moyen (Lutézien à Bartonien), depuis les prélèvements datés (Cr89, Cr90 et Cr57) jusqu'aux environs du méridien de Barfleur. (horizon vert : base Bartonien ; horizon rouge : base du Plio-Puatenaire).....	197
Figure 2.27 : Profils sismiques interprétés (Bs08-s71, 39 et 31) montrant la base de la paléovallée plio-quadernaire et ses relations géométriques avec les terrains tertiaires (à la limite entre le lutétien et bartoniens) Ces profils sismiques montrent aussi les blocs glissés et les déformations dans les terrains tertiaires, au Nord du Cotentin.	198
Figure 2.28 : Profil sismique situé dans la zone du profil Bs08b-39 (Figure 2.25) et son interprétation d'après Auffret & Larsonneur (1977). La paléovallée plio-quadernaire présente au moins 6 stades de remplissage (Auffret & Larsonneur, 1977).....	199
Figure 2.29 : Profil sismique interprété des fosses Dangeard Est montrant une géométrie similaire aux fosses Nord Cotentin (profil Bs08B-s39, Figure 2.27) avec un remplissage éocène-néogène (D1, D2, D3 et D4) et pléistocène (D5), (Van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> , 2010).	200
Figure 2.30 : Modèle Numérique de Terrain de la profondeur du toit du substratum géologique (en seconde temps double) et les courbes d'isohypses (équidistance 0,005 std) établit à partir de l'interpolation des interprétations des données sismiques THR (MNT courrigé au BRGM par Fabien Paquet et Isabelle Thimon).....	202
Figure 2.31 : Profil sismique Bs08b-s43 d'orientation NW-SE, au large de Barfleur, interprété montrant un îlot (haut-fond) préservé dans la série crétacée et une paléovallée plio-quadernaire, incisant à la fois les séries crétacées et marneuses jurassiques (Bathonien terminal à Oxfordien inférieur). La carte bathymétrique ainsi que le MNT (Figures 2.30 et 2.32) montrent cet îlot dans les formations crétacées.	203
Figure 2.32 : Bloc diagramme en mètres du toit du substratum géologique établit à partir du Modèle Numérique de Terrain d'isohypse en temps double, montrant la paléoSeine, la paléoVire et les haut fond (hf) (? lacune de données) (Benabdellouahed <i>et al.</i> , 2009 ; 2010b).	204
Figure 2.33 : Tracés de la paléoSeine et de ses affluents (en marron clair) superposés à la carte géologique révisée du substratum de la baie de Seine.	206
Figure 2.34 : Carte géologique et géomorphologique (cuesta, pente, lithologie) simplifiée présentant la structure monoclinale des terrains mésozoïques des fonds de la baie de Seine découpée en blocs. Ces blocs sont organisés en marches d'escalier (coupe A-B) vers le NW.	208
Figure 2.35 : Profil sismique (Bs07-s16) d'orientation SW-NE et son interprétation. Il illustre une vallée plio-quadernaire mise en place dans une structure synforme des calcaires bathoniens à l'Ouest. La paléovallée est limitée à l'Est par un anticlinal faillé, composé de séries du Bathonien (U10-U11)..	210
Figure 2.36 : Profil sismique (BS07-03) d'orientation SW-NE et son interprétation. Il illustre les contrôles les relations qui existent entre la lithologique des formations, les structures et l'incision plio-quadernaire, dans le monoclinale mésozoïque de la baie de Seine.	211
Figure 2.37 : Profil sismique (Bs07-s07) d'orientation SW-NE et son interprétation. Il illustre les contrôles lithologique et structural de l'incision plio-quadernaire, dans la structure monoclinale mésozoïque de la baie de Seine. Ce profil illustre le rôle majeur du complexe marneux (U11) dans la morphologie de cette paléovallée.....	212
Figure 2.38 : Profil sismique Bs08-orn10 d'orientation SW-NE situé au large de l'estuaire de la Seine et son interprétation. Il illustre la rupture de pente (knick point) au niveau de la structure anticlinale du Bathonien supérieur.....	215

Figure 2.39 : Profil sismique (Bs08b-s05) d'orientation W-E situé au large des Îles de Saint-Marcouf et son interprétation. Il montre la paléoVire qui incise le cœur d'un synclinal faillé composé de formations bathoniennes.	217
Figure 2.40 : Profil sismique (Bs08-s07) d'orientation W-E au large des Îles de Saint-Marcouf (SM) et son interprétation. Il montre l'incision de la paléoVire, dans les formations liasiques faillées.....	218
Figure 2.41 : Blocs diagrammes illustrant l'évolution de la cuesta depuis la fin du Tertiaire et son rôle dans l'écoulement de la paléoSeine (les systèmes de failles ne sont pas représentés).....	220
Figure 2.42 : Localisation des profils géomorphologiques et des knickpoints sur un fond de carte simplifiée des isohypses, au toit du substratum (courbe isobathes en mètres). Profils géomorphologiques (A, B) au toit du substratum montrant l'évolution des profondeurs et des pentes de l'incision, depuis l'estuaire de la Seine au Sud, jusqu'au Nord du Cotentin.....	223
Figure 2.43 : Profils sismiques boomer montrant les incisions de la paléoSeulles, paléoOrne, paléoDives et de la paléoTouques, situées dans la partie orientale de la baie de Seine.....	225
Figure 2.44 : Profils sismiques localisés au large de la Campagne montrant l'incision de la paléoTouques (Bs08-orn04) et de la paléoOrne et paléoDives (Bs07-s37) ainsi que de la disparition de l'incision de la paléoSeulles, à l'isobathe -20 mètres.	226
Figure 2.45 : Photo de la falaise littorale de Lion-sur-mer et détails présentant la formation bathonienne du Calcaire de Langrune, avec cryoturbation de sa partie terminale, sous une couverture lœssique. En bas : profil WSW-ESE interprétatif présentant la partie terminale cryoturbée des calcaires bathoniens en baie de Seine, avant son abrasion marine post-glaciaire.	227
Figure 2.46 : Carte des isopaques des nappes alluviales pléistocènes et des dépôts holocènes en baie de Seine, montrant les deux zones d'accumulation sédimentaire (zones A1 et A2) et la zone en érosion (zone E) pour la paléoSeine.....	233
Figure 2.47 : Modèle numérique de terrain (MNT) du toit du substratum géologique et du remplissage sédimentaire (en gris) des paléovallées de la baie de Seine, montrant la localisation des quatre unités sismiques reconnues dans les paléovallées et localisation de l'unité U5 (Holocène).....	237
Figure 2.48 : Profil sismique (Bs07-s05) d'orientation NW-SE au large du Bessin et son interprétation. Il présente l'emboîtement des trois terrasses fluviatiles (N3, N2 et N1) de baie de Seine.....	238
Figure 2.49 : Profil sismique (BsS07-s05) d'orientation SW-NE au large du Bessin et son interprétation, présentant l'étagement des trois terrasses fluviatiles (weichsélienne (N4c) et saaliennne (N4b) et saaliennne ou anté-saaliennne (N4a) de la paléoSeine, en baie de Seine (les hypothèses de datation sont abordées dans le chapitre 3.4).	240
Figure 2.50 : Profil sismique (BS07-s25) d'orientation SW-NE et son interprétation présentant l'étagement des trois terrasses fluviatiles (weichsélienne et saaliennne ou anté-saaliennne) dans le substratum crétaé.	242
Figure 2.51 : Profil sismique (BS08-orn04) d'orientation W-E situé au large du Havre et interprétation présentant l'étagement des paliers d'érosion (P1, P2 et P3).	243
Figure 2.52 : Essai de corrélation amont/aval des différentes nappes,.....	245
Figure 2. 53 : Essai de corrélation et de datation entre les terrasses du Pléistocène moyen et supérieur décrites dans la vallée de la Seine (Tourville, de Cléon et de Tancarville) (Antoine <i>et al.</i> , 2007) avec les terrasses identifiées dans les profils sismiques de baie de Seine.....	247
Figure 2.54 : Carte des isobathes de la base des paléovallées montrant l'érosion latérale (trait vert) et profil topographique d'orientation WNW-ESE montrant les trois terrasses étagées (1, 2 et 3) dans la paléoSeine.....	251
Figure 2.55 : Profil sismique (Bs07-s31) d'orientation SW-NE et son interprétation présentant deux systèmes de nappes emboîtées au Nord du Cotentin. Ces deux systèmes de nappes emboîtées sont aussi étagés et séparés par une rupture de pente (knickpoint). Weichsélien.....	252
Figure 2.56 : Profil sismique (Bs07-s30) d'orientation NW-SE présentant un système fluviatile chenalisé divaguant, incisant le substratum crétaé.	255

Figure 2.57 : Reconstitution schématique de l'évolution de la paléoSeine à travers les glaciations pléistocènes. Au Weichsélien la Seine abandonne complètement son cours saalien, à la suite du soulèvement de la partie Nord de la baie de Seine (Figure 2.59, 2.60 et 2.61).....	259
Figure 2.58 : Reconstitution de l'évolution de la paléoSeine en réponse aux variations climatiques à l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire.....	261
Figure 2.59 : Reconstitution de la paléoSeine ancienne (Pléistocène moyen), à partir de la cartographie de la terrasse N4a (en foncé) et probablement les affluents de la paléoSeine (en gris). Le jaune pâle au large du Havre représente les paliers d'érosion et la nappe dégradée.	262
Figure 2.60 : Reconstitution de la paléoSeine saalienne, à partir de la cartographie de la terrasse intermédiaire N4b (en marron rouge). La nappe ancienne est représentée en marron foncé, les affluents de la paléoSeine (en gris) et les paliers d'érosion en jaune pâle au large du Havre.	263
Figure 2.61 : Reconstitution de la paléoSeine et la paléoVire weichsélienne à partir de la cartographie de la terrasse inférieure N4c (en marron rose). Les nappes anciennes et saalienne sont représentées respectivement en marron foncé et en marron clair.	264
Figure 2.62 : Reconstitution de l'environnement actuel de la Baie de Seine montrant les différentes paléovallées de la baie de Seine et leurs relations géométriques avec le prisme sédimentaire holocène (en jaune).	265
Figure 2.63 : Carte de la bathymétrie actuelle montrant les futures trajectoires de la Seine dans une nouvelle succession de cycle glaciaire–interglaciaire de type plio-quaternaire et dans un contexte de soulèvement général.	266
Figure 2.64 : Reconstitution du tracé futur de la Seine et de ses affluents dans le cas d'une nouvelle succession de cycle glaciaire–interglaciaire de type plio-quaternaire et dans un contexte de soulèvement général.	267
- Figure de la conclusion générale	
Figure 3.1 : Modèle de l'évolution de la paléoSeine périglaciaire au plio-quaternaire en réponse aux variations climatiques (A,B,C,D) et soulèvement pléistocène	274
- Liste des planches	
Planche 1 : Localisation géographique des principaux sites de Normandie.	
Planche 2 : Carte géologique révisée de la baie de Seine. (Benabdellouahed <i>et al.</i> , 2010a).carte géologique de la bordure littorale normande (extraite de la carte géologique de la France à 1/1 000 000, 6ème édition, Chantraine <i>et al.</i> ,1999, modifié).	
Planche 3 : Carte géologique révisée de la baie des Veys à la côte orientale du Cotentin et carte géologique de la bordure littorale de la baie des Veys (extrait de la carte géologique de la France à 1/1 000 000. 6è édition, Chantraine <i>et al.</i> ,1999).	
Planche 4: Tracés de la paléoSeine et de ses affluents (en marron clair) superposés à la carte géologique révisée du substratum de la baie de Seine.	

Liste des tableaux

Liste des tableaux de la partie 1 :

Tableau 1.1: Principales discontinuités sédimentaires reconnues dans la série jurassique en Normandie et interprétation géodynamique (d'après Rioult, 1968 a, b, 1980 ; Fily, 1975 ; Rioult & Fily, 1975 ; Dugué, 1989 ; Rioult <i>et al.</i> , 1991 ; Dugué <i>et al.</i> , 1998).	43
Tableau 1.2 : Cycles de transgression/régression (T/R) et principales discontinuités sédimentaires reconnus dans la série cénozoïque du Cotentin (Dugué, 2007).	45
Tableau 1.3 : Caractéristiques des principaux faciès acoustiques rencontrés en baie de Seine.	83
Tableau 1.4 : Caractéristiques des principales unités sismiques reconnues en baie de Seine et interprétation stratigraphique.	83
Tableau 1.5 : Localisation 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 et analyse biostratigraphique des échantillons indiqués par * (Eradata, 2010, Bourdillon, Annexe 1).	84
Tableau 1.6 : Principaux faciès sismiques et lithologies associées rencontrés dans le substratum de la baie de Seine. Avec des conditions d'acquisition identiques, ces données de faciès acoustiques peuvent être appliquées pour des interprétations lithologiques en dehors de la baie de Seine.	86
Tableau 1.7 : Synthèse géodynamique de la baie de Seine et corrélation avec les principaux événements géodynamiques la bordure Est-armoricaine (Dugué <i>et al.</i> , 2005) et du NW de l'Europe (Ziegler, 1990).	141

Liste des tableaux de la partie 2 :

Tableau 2.1 : Chronostratigraphie plio-quadernaire du Nord de l'Europe et variations du $\delta^{18}O$ (d'après Gibbard & Cohen, 2008, modifié).	152
Tableau 2.2 : Supercycles des événements climatiques majeurs de Kukla (2005).	170
Tableau 2.3 : Récapitulatif des formations quadernaires de la basse Seine (Antoine <i>et al.</i> , 1998 ; Lautridou <i>et al.</i> , 1999b ; 2003).	177
Tableau 2.4 : Localisation des échantillons et interprétation environnementale et biostratigraphie (rapport Eradata, 2010, Annexe 1).	195
Tableau 2.5 : Récapitulatif des principaux caractères morphologiques des incisions plio-quadernaires de la baie de Seine et du rôle de la structuration du substratum.	216
Tableau 2.6 : Pentcs (%) amont/aval de l'incision au toit du substratum.	222
Tableau 2.7 : Nomenclature et caractéristiques des unités et faciès sismiques reconnus dans les paléovallées plio-quadernaire de la baie de Seine.	236
Tableau 2.8 : Corrélations entre les nappes étagées (unités sismiques N4a à N4c) de la paléoSeine supérieure et les nappes emboîtées (unités sismiques N1 à N3) des fosses du Nord Cotentin.	244
Tableau 2.9 : Taux moyen d'incision de différentes rivières et fleuves dans le monde (d'après Bridgland <i>et al.</i> , 2009). Comparaison avec la paléoSeine.	251
Tableau 2.10 : Relation entre les pentcs longitudinales de la paléoSeine et le style fluvial.	254

ANNEXES



Stratigraphie de 4 échantillons de sédiments dragués dans la baie de Seine, France

Etude 202/03-10/FR

**Demandeurs : Isabelle THINON (BRGM, Orléans, France)
Olivier DUGUÉ (Université de Caen, France)**

Etude effectuée par ERADATA, Le Mans, France

1. Introduction

Lors d'une précédente étude de juillet 2009, un échantillon prélevé en mer dans le synclinal tertiaire dans la baie de Seine avait été attribué à l'Eocène moyen (étude ERADATA 182/07-09/FR). Quatre nouveaux échantillons fournis par Olivier DUGUÉ (Université de Caen) sont analysés afin de vérifier le premier calage obtenu, et ainsi vérifier l'hypothèse de déformations éocènes.

2. Echantillonnage et documents fournis

L'échantillonnage correspondant à la commande du BRGM est un échantillon meuble noté BS 09-CR90. Les trois autres sont des lames minces fournies préparées par Olivier DUGUÉ et étudiées à titre gracieux dans le cadre de notre appui à la recherche fondamentale. Les échantillons ont été livrés avec les informations ci-dessous (tableau n° 1).

Numéro de l'échantillon	Numéro de lame mince	Localisation
BS 09-CR90	éch. meuble	Environ 1,5 km au Sud du prélèvement de marnes n° BS 09-CR89 de l'étude antérieure 182/07-09/FR
BS 09-CR57	C51297	A environ 1,8 km au Sud de l'échantillon n° BS 09-CR89
BS 09-CR81	C51304	A 7 km au SE de l'échantillon n° BS 09-CR89
BS 09-CR89	C51311	Calcaire trouvé parmi les marnes datées Bartonien inférieur à moyen, avec rares microfaunes néogènes

Tableau n° 1 - Liste des échantillons avec leur localisation

3. Mode de préparation

L'échantillon de sédiment meuble n° BS 09-CR90 a été préparé par la méthode de lavage. Après séchage complet, le sédiment brut a été plongé dans un saladier d'eau chaude additionnée d'eau oxygénée à 40 volumes. Le sédiment a été ensuite lavé sur une colonne de trois tamis de maillage 63 µm, 255 µm et 2 mm. Après élimination totale de toute la fraction argileuse, les refus de tamis sont séchés et archivés séparément.

Entre chaque échantillon, tout le matériel de préparation (tamis, pinceaux, spatules, pilon, brosses, etc.) est placé dans une solution de bleu de méthylène afin de marquer en bleu toute pollution éventuelle, puis très soigneusement rincé à l'eau jusqu'à totale élimination du colorant bleu sur le matériel, les débris rocheux ou les micro-organismes calcaires éventuellement piégés dans mailles des tamis ou les outils restant eux colorés définitivement.

4. Principaux résultats

Les résultats analytiques complets sont fournis dans les fiches de diagnose ci-jointes en fin de rapport.

4.1. Les faciès et environnements

Les microfaciès n'ont pas fait l'objet d'une étude détaillée des ciments et de leur évolution diagénétique car sans intérêt pour la finalité de l'étude. La description sommaire proposée suffit à confirmer les milieux déjà bien caractérisés par l'approche très détaillée des microfossiles. Ce sont des milieux marins de plate-forme carbonatée interne, surtout de l'infralittoral proximal, en domaine plus ou moins agité selon les sédiments fournis.

4.2. Les calages biostratigraphiques

L'échantillon meuble n° BS 09-CR90 est particulièrement riche en foraminifères benthiques littoraux de lagon ou lagune péri-récifale du Bartonien inférieur à moyen.

Les trois autres prélèvements de matériel plus induré, et donc étudiés sur lame mince, renferment également des marqueurs de l'intervalle Lutétien supérieur à Bartonien, ou plus strictement du Bartonien.

Pour une bonne visualisation de l'intervalle stratigraphique concerné, le tableau des coupures stratigraphiques actuellement choisies pour l'Eocène est fourni ci-joint (tableau n° 2) et le laps de temps concerné y a été figuré.

Aucun microfossile d'âge plus récent n'a été rencontré dans ce lot de 4 échantillons.

EOCENE TIME SCALE

TIME (Ma)	CHRONS	POLARITY	EPOCH	AGE	CALCAREOUS NANNOPLANKTON		PLANKTONIC FORAMINIFERA											
					Martini (1971)	Bukry (1973-1975)	Berggren et al. (1995)		Berggren and Pearson (this work)									
31	C12n		OLIGO-CENE	EARLY	RUPELIAN	NP21	CP16	a	P19	<i>T. ampliapertura</i> IZ	O2	<i>T. ampliapertura</i> HOZ						
32	C12r								P18	<i>Ch. cubensis</i> - <i>Pseudohastigerina</i> spp. IZ	O1	<i>P. naguewichiensis</i> HOZ						
33	C13n		LATE	PRIABONIAN	NP19-20	CP15		P17	<i>T. cerroazulensis</i> IZ	E16	<i>H. alabamensis</i> HOZ							
34	C13r							P16	<i>T. cunialensis</i> / <i>Cr. inflata</i> CRZ	E15	<i>G. index</i> HOZ							
35	C15n							NP18	CP15	P15	<i>Po. semiinvoluta</i> IZ	E14	<i>G. semiinvoluta</i> HOZ					
36	C16n																	
37	C17n		MIDDLE	BARTONIAN	NP17	CP14	b	P14	<i>Tr. rohri</i> - <i>M. spinulosa</i> PRZ	E13	<i>M. crassata</i> HOZ							
38	C17r							P13	<i>Gb. beckmanni</i> TRZ	E12	<i>O. beckmanni</i> TRZ							
39	C18n							NP16	CP14	a	P12	<i>M. lehneri</i> PRZ	E11	<i>M. lehneri</i> PRZ				
40	C18r																	
41	C19n		EARLY	LUTETIAN	NP15	CP13	c	P11	<i>Gb. kugleri</i> / <i>M. aragonensis</i> CRZ	E9	<i>G. kugleri</i> / <i>M. aragonensis</i> CRZ							
42	C19r											NP14	CP12	b	P10	<i>H. nuttalli</i> IZ	E8	<i>G. nuttalli</i> LOZ
43	C20n																	
44	C20r																	
45	C21n		EARLY	YPRESIAN	NP12	CP10	b	P7	<i>M. aragonensis</i> / <i>M. formosa</i> CRZ	E5	<i>M. aragonensis</i> / <i>M. subbotinae</i> CRZ							
46	C21r											NP11	CP9	a	P6	<i>M. formosa</i> / <i>M. lensiformis</i> / <i>M. aragonensis</i> ISZ	E4	<i>M. formosa</i> LOZ
47	C22n																	
48	C22r																	
49	C23n		LATE	THANETIAN	NP9	CP8	a	P4c	<i>M. soldadoensis</i> / <i>Gl. pseudomenardii</i> CRSZ	E1	<i>M. velascoensis</i> PRZ							
50	C23r											NP9	CP8	a	P5	<i>M. velascoensis</i> IZ	E2	<i>P. wilcoxensis</i> / <i>M. velascoensis</i> CRZ
51	C24n																	
52	C24r		NP9	CP8	a	P5	<i>M. velascoensis</i> PRZ											
53	C25n		PALEO-CENE	LATE	THANETIAN	NP9	CP8	a	P4c	<i>M. soldadoensis</i> / <i>Gl. pseudomenardii</i> CRSZ	E1	<i>M. velascoensis</i> PRZ						

Tableau n° 2 - Stratigraphie de l'Eocène,
extrait de W.A. BERGGREN et P.N. PEARSON (2005)

L'intervalle de temps au cours duquel les échantillons de cette étude se sont sédimentés est coloré en jaune.

5. Conclusion

L'étude biostratigraphique détaillée de ces quatre échantillons prélevés dans la baie de Seine confirme donc qu'ils sont tous éocènes, et précisément bartoniens pour certains, ou lutétiens terminal à bartoniens pour d'autres. Les déformations observées dans le secteur se sont bien produites à l'Eocène moyen élevé, non au Néogène comme antérieurement supposé.

Référence bibliographique

BERGGREN W.A. & PEARSON P.N. (2005) - A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *Journal of Foraminiferal Research*, v. 35, n° 4, p. 279-298.

Echantillon n° BS 09-CR90

Résidu de lavage
Fraction $\geq 63 \mu\text{m}$

Provenance : dragage en baie de Seine, France

Constituants :

Lithophase :

quelques rares grains détritiques fins de quartz de la base de la classe des arénites et jusqu'à $500 \mu\text{m}$ environ

Biophase :

Eucaryotes

Algues

- nombreux articles de dasycladales
- nombreux débris de corallinacée

Foraminifères

- planctoniques
absents

- benthiques

très abondants, bien conservés, et diversifiés. Liste non exhaustive

Alveolina elongata d'ORBIGNY

Clavulina parisiensis d'ORBIGNY

Clavulina columnatortilis (d'ORBIGNY)

Valvulammina deformis (d'ORBIGNY)

Arenagula kerfonei (ALLIX)

Valvulina ignota d'ORBIGNY

Valvulina triangularis d'ORBIGNY

Valvulina guillaumei LE CALVEZ

Pentellina pseudosaxorum (SCHLUMBERGER)

Triloculina gibba d'ORBIGNY

Triloculina spp.

Quinqueloculina spp.

Quinqueloculina contorta d'ORBIGNY

Quinqueloculina costata d'ORBIGNY

Quinqueloculina parisiensis d'ORBIGNY

Pyrgo bulloides (d'ORBIGNY)

Pyrgo simplex (d'ORBIGNY)

Pyrgo elongata (d'ORBIGNY)

Spiroloculina bicarinata d'ORBIGNY

Spiroloculina costigera TERQUEM

Spiroloculina tricarinata TERQUEM

Spiroloculina perforata d'ORBIGNY

Miliola prisca (d'ORBIGNY)

Miliola saxorum LAMARCK

Vertebralina laevigata TERQUEM

Spirolina mariei LE CALVEZ

Spirolina striata d'ORBIGNY

Spirolina cylindracea LAMARCK
Dentritina depressa (LAMARCK) ? (un seul débris)
Orbitolites complanatus LAMARCK
Orbitolites sp. (**non** *O. cotentinensis* LEHMANN)
Epistomaria separans LE CALVEZ
Epistomaria rimosa (PARKER & JONES)
Eponides sp.
Lamarckina sp.
Fabiania cassis (OPPENHEIM)
Medocia blayensis PARVATI SHARMA
Globulina gibba d'ORBIGNY
Globulina sp.
Guttulina spp.
Angulogenerina muralis (TERQUEM)
Baggina parisiensis (d'ORBIGNY)
Discorbis propinqua (TERQUEM)
Discorbis turbo (d'ORBIGNY)
Discorbis vesicularis LAMARCK
Discorbidae ou autres formes voisines indéterminées
Lamellodiscorbis margaritifera (LE CALVEZ)
Rosalina limbata (TERQUEM)
Rosalina bractifera (LE CALVEZ)
Rosalina sp.
Valvulineria cotentinensis LE CALVEZ & BLONDEAU
Linderina brugesi SCHLUMBERGER
Spirillina sp.
Pararotalia spp.
Neorotalia spp.
Neorotalia hautevillensis (DAVIES)
Glabratella sp.

Radiolaires

absents

Métazoaires

- petits débris d'échinoderme échinidé assez communs
- quelques carapaces ornées d'ostracode (Pancrustacé)

Biostratigraphie : zone de foraminifères benthiques SB 17, soit le Bartonien inférieur à moyen.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : marin, infralittoral proximal de type lagon ou lagune en domaine péri-récifal.

Echantillon n° BS 09-CR57

Lame mince n° C51297

Provenance : dragage en baie de Seine, France

Nom : BIOMICRITE ARGILEUSE

Structure : poreuse (probable artefact de préparation d'un sédiment mal induré)

Texture : wackestone

Constituants :

Lithophase :

grains détritiques de quartz arrondis ou sub-arrondis

Biophase :

Eubactéries

probable rôle des cyanobactéries dans la forte micritisation de nombreux bioclastes

Eucaryotes

Algues

débris de corallinacées mélobésiées fortement micritisés, communs

Foraminifères

- planctoniques
absents

- benthiques

très fréquents

Arenagula kerfornei (ALLIX)

Vavulammina sp.

Spiroloculina sp.

Quinqueloculina spp.

Triloculina sp.

Fabularia cf. *discolithes* sensu LE CALVEZ, 1970

Orbitolites cf. *complanatus* LAMARCK ? ou bien forme plus évoluée ? (sections non axiales)

Orbitolites sp.

Rotalia sp.

Neorotalia sp.

Calcarina ? sp.

Discorbidae

Linderina brugesi SCHLUMBERGER

Radiolaires

absents

Métazoaires

- quelques fragments de bryzoaire très roulés et encroûtés par des algues rouges et des foraminifères hyalins type *Miniacina* sp.
- débris d'échinodermes échinidés assez communs (radioles)
- débris de mollusque bivalve encroûtés par des algues rouges (corallinacées)
- rares débris de gastéropodes

Biostratigraphie : Eocène moyen - Lutétien supérieur ou bien Bartonien.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : matériel de milieu marin infralittoral moyen, roulé, oxydé puis repris en milieu plus proximal, et évolution proche du médiolittoral.

Echantillon n° BS 09-CR81

Lame mince n° C51304

Provenance : dragage en baie de Seine, France

Nom : ANCIENNE BIOMICROSPARITE RECRISTALLISÉE

Structure : figures d'orientation de courants (orientation préférentielle des constituants)

Texture : grainstone

Constituants :

bien classés, tous inférieurs ou égaux à 1 mm

Lithophase :

fraction détritique quartzreuse fine avec des grains anguleux à sub-anguleux (classe des silts et base des arénites)

Biophase :

forte recristallisation effaçante avec dissolution de nombreuses structures biologiques

Eubactéries

probable rôle des cyanobactéries dans la forte micritisation de tous les constituants biologiques

Eucaryotes

Algues

abondants petits débris bien triés et fortement micritisés de corallinacée mélobésiée

Foraminifères

- planctoniques
absents

- benthiques

abondantes petites formes ou débris de grande forme, avec large dominance des tests calcaires porcelanés

Quinqueloculina sp.

Spiroloculina sp.

Triloculina sp.

Orbitolites sp. (débris de *O. cf. complanatus* LAMARCK ?)

Radiolaires

absents

Métazoaires

- petits débris d'échinodermes échinidés communs
- valves d'ostracodes relativement communes

Biostratigraphie : cachet Eocène moyen bien marqué ; mais le microfaciès choisi est trop fin, trop restreint et surtout beaucoup trop recristallisé pour un calage précis en section. Le sédiment RS 09 - CR57 est plus favorable car le liant est une boue.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : probable faciès de tempête en milieu côtier.

Echantillon n° BS 09-CR89

Lame mince n° C51311

Provenance : dragage en baie de Seine, France

Nom : BIOSPARITE - BIOCALCARÉNITE

Structure : ébauche de litage souligné par l'orientation longitudinale préférentielle des constituants, poreuse (ou artefact de préparation)

Texture : grainstone

Constituants :

bien classés, tous inférieurs ou égaux à 1 mm

Lithophase :

- quelques grains détritiques de quartz et possible feldspath
- de très nombreux grains très micritisés souvent attribués (à tort) par les sédimentologues à des cortoïdes et/ou peloïdes, soit en fait des débris de corallinacées très micritisés sous l'action des cyanobactéries

Biophase :

Eubactéries

très important rôle des cyanobactéries pour l'intense micritisation des bioclastes et microfaunes

Eucaryotes

Algues

fréquents débris de corallinacée, allongés, très micritisés, sortes de « pseudo-peloïdes »

Archaeolithothamnium sp.

Corallina sp.

Lithoporella sp.

Leptolithophyllum sp.

Foraminifères

- planctoniques
absents

- benthiques

abondants, souvent très micritisés et plusieurs imprégnés de produits ferrugineux rouille. Les formes à test calcaire porcelané sont largement dominantes

Valvulina sp.

Quinqueloculina sp.

Pentellina sp.

Triloculina sp.

Spiroloculina sp.

Pyrgo sp.

Miliola sp.

Spirolina sp.
Orbitolites reicheli LEHMANN **ou bien**
Orbitolites cotentinensis LEHMANN
Neorotalia sp. **et/ou ?**
Pararotalia sp.
Medocia blayensis PARVATI
Valvulineria sp.
Eponides sp.
Halkyardia minima LIEBUS
Discorbidae

Radiolaires

absents

Métazoaires

- petits fragments d'échinoderme échinidé
- rares tubes d'annélides polychètes

Biostratigraphie : Eocène moyen - Bartonien

Zone de foraminifères benthiques SB 17 ou SB 18.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : milieu marin côtier agité.

Eradata



la stratigraphie

Composition et stratigraphie d'un échantillon de sondage en Baie de Seine, France

Etude 182/07-09/FR

ERADATA 5, allée des Magnolias - 72100 Le Mans - France
Tél./fax : 33 (0)2 43 72 69 54 - contact@eradata.fr
SIREN : 443 972 708 - SIRET : 443 972 708 00012 - Code APE : 742 C



Composition et stratigraphie d'un échantillon de sondage en Baie de Seine, France

Etude 182/07-09/FR

Demandeur : Isabelle THINON (BRGM, Orléans)

Etude effectuée par ERADATA, Le Mans, France

1. Introduction

Un échantillon BS 09 - CR 89 prélevé dans un sondage en Baie de Seine (France), a été transmis à ERADATA par Isabelle THINON (BRGM, Orléans), pour y effectuer diverses études sédimentologiques et stratigraphiques. Le cadre et le but de l'étude peut-être confidentiels n'ont pas été communiqués.

2. Matériel et documents fournis

Le matériel était annoncé composé de 3 échantillons « falun + craie + sachet de sable ». C'est un unique petit sachet de sédiment sableux très imprégné d'eau qui a été réceptionné, d'environ 100 g, eau comprise.

Aucune information concernant le lieu de prélèvement ou la finalité de l'étude n'a été fournie, ni aucun document géologique ou lithostratigraphique.

Le contenu de la commande ne correspondant apparemment pas à l'échantillon fourni, ERADATA a contacté I. THINON qui a confirmé qu'il s'agissait de « divers sédiments prélevés ensemble et mis dans le même petit sachet ».

C'est donc apparemment la caractérisation détaillée des divers constituants sédimentaires d'un seul sédiment lui-même composé de divers sédiments qui est demandée.

3. Méthodes de préparation et d'étude

Diverses méthodes de préparation ont été appliquées successivement.

3.1. Débourageage par lavage

La première préparation est un simple lavage pour éliminer toute la fraction argileuse inférieure à 63 μm . Après séchage complet, puis léger concassage au pilon, le sédiment brut a été plongé dans un saladier d'eau chaude additionnée d'eau oxygénée à 40 volumes. Après 24 h, le sédiment ainsi délité a été lavé sur une colonne de deux tamis de maillage 63 μm et 2 mm. Après élimination totale de toute la fraction argileuse, les refus de tamis sont séchés et archivés séparément.

Entre chaque échantillon, tout le matériel de préparation (tamis, pinceaux, spatules, pilon, brosses, etc.) est placé dans une solution de méthylène afin de marquer de bleu toute éventuelle pollution, puis très soigneusement rincé à l'eau jusqu'à totale élimination du colorant bleu sur le matériel, les débris rocheux ou les micro-organismes fossiles piégés restant eux colorés définitivement.

3.2. Tri des constituants

Les constituants sont triés sous le stéréomicroscope :

- bioclastes carbonatés de même âge ou origine supposée de teinte jaunâtre, abondants,
- lithoclastes divers, ici des micro-galets de silex de diverses couleurs et plus ou moins altérés assez communs.

Les bioclastes et les micro-galets sont collectés et placés dans des cellules ou flacons séparés et numérotés.

3.3. Extraction des microfossiles des micro-galets

Les plus gros des micro-galets de taille comprise entre 3 et 20 mm vont être soumis à divers traitements **tous séparément** bien sûr, pour en extraire les microfossiles et donc connaître leur âge et donc leur origine.

Rappelons que la couleur du silex n'a aucune valeur stratigraphique contrairement à ce que croyaient les anciens auteurs.

Vu que ce travail est très méticuleux et donc très long, tous les extraclastes présents ne peuvent être traités :

- 4 micro-galets de silex ont été choisis sur divers critères de fraîcheur ou au contraire d'altération,
- 2 débris de sédiment silicifié blanc correspondant à des débris de cortex d'un silex ont été isolés.

Ces débris dits « de cortex blanc » ont été traités séparément comme une craie, par pilonnage léger pour les fragmenter, puis lavage sur un tamis de 63 μm selon la méthode précédemment décrite. Nous obtenons donc deux préparations.

Les micro-galets de silex ont été également fragmentés, puis soumis à une série d'attaques ménagées à l'acide acétique à chaud et à froid afin d'obtenir une série de trois résidus pour chaque micro-galet, soit un total de 12 préparations. Chaque résidu obtenu est ensuite lavé selon la méthode détaillée plus haut.

Ces multiples préparations sont évidemment plus longues et plus onéreuses que l'unique lame mince prévue au contrat, mais sont exceptionnellement offertes.

4. Principaux résultats

Le refus de tamis du sédiment BS 09 - CR 89 représente toute la fraction supérieure à 63 µm. Sa composition est très diversifiée avec bioclastes, galets, esquilles de silex et divers autres lithoclastes.

Les données analytiques détaillées sont fournies dans les fiches de diagnose, une pour chaque sédiment ou extraclastes étudiés :

- un refus de tamis à maillage de 63 µm, noté BS 09 - CR 89, obtenu après élimination de la rare fraction argileuse du sédiment fourni,
- deux extraclastes de cortex de silex noté BS 09 - CR 89 a et b,
- quatre esquilles ou micro-galets de silex bruns et ambre notés BS 09 - CR 89 c, d, e, et f,
- un micro-galet de calcaire bioclastique ocre noté BS 09 - CR 89 g.

Ainsi, c'est l'étude de huit sédiments qui est fournie au lieu des trois échantillons contractuels. Ces études en sus sont offertes.

L'option synthèse - bibliographie n'ayant pas été retenue, seuls les principaux résultats sont repris ici, sans interprétation des résultats analytiques ou corrélations régionales.

4.1. Le refus de tamis total

Le refus de tamis du sédiment BS 09 - CR 89 représente toute la fraction supérieure à 63 µm. Il est particulièrement original car très hétérogène.

A l'issue d'une première observation, il paraît exclusivement composé de bioclastes et microfossiles fortement roulés de « falun » éocène. Après des tris et analyses plus poussés, la complexité du sédiment est mieux cernée avec la mise en évidence :

- d'une rare microfaune néogène,
- d'une très abondante microfaune roulée du Lutétien supérieur et du Bartonien inférieur à moyen,
- de très rares mais notables remaniements du Jurassique supérieur.

La microfaune néogène ne peut hélas être précisément datée car aucune espèce significative n'a été trouvée malgré une recherche ciblée.

La microfaune du falun est composée de deux thanatocénoses très roulées et mélangées du Lutétien supérieur, et surtout du Bartonien. Ces foraminifères du Bartonien marquent la biozone de foraminifères benthiques SBZ 17, soit le Bartonien inférieur à moyen, équivalent des zones de foraminifères planctoniques E11 élevée à E13 (ex P12 élevée à P14). Pour simplifier la lecture, les tableaux de ces biozonations sont joints (tableaux n° 1 et n° 2).

TIME (M.Y)	Oligocene	EPOCH	AGE	PLANKTIC FORAMINIFERA	CALCAREOUS NANNOPLANKTON	LARGER FORAMINIFERA	
				(Berger et al. (1988))	Murray (1971)	Stratigraphic Zones	
34	C13	OLIGOCENE	EARLY RUPELIAN	P18 P17	NP 21		
35	C15		LATE PRIABONIAN	P16	NP 19-20	SBZ 20	
36	C16			P15	NP 18	SBZ 19	
37	C17	MIDDLE BARTONIAN		P14	NP 17	SBZ 18	
38	C18			P13		SBZ 17	
39	C19			P12	NP 16	SBZ 16	
40	C20	MIDDLE LUTETIAN		P11	NP 15 c	SBZ 14	
41	C21			P10	a	SBZ 13	
42	C22			P9	NP 14 b	SBZ 12	
43	C23	EARLY YPRESIAN	CUISIAN	P8	a	SBZ 11	
44	C24				P7	NP 12	SBZ 10
45	C25	EARLY ILLERDIAN		P6	b	SBZ 9	
46	C26			P5	NP 11	SBZ 8	
47	C27			a	NP 10	SBZ 7	
48	C28	LATE SELANDIAN	THANETIAN	P4	c	SBZ 6	
49	C29				b	NP 9	SBZ 5
50	C30				a	NP 8	SBZ 4
51	C31	LATE DANIAN		P3	NP 7	SBZ 3	
52	C32			a	NP 6		
53	C33			b	NP 5		
54	C34	EARLY DANIAN		P2	NP 4	SBZ 2	
55	C35			a			
56	C36			b			
57	C37	EARLY DANIAN		P1	NP 3	SBZ 1	
58	C38			a			
59	C39			b	NP 2		
60	C40		a	NP 1			

Tableau n° 2 - Biozonation du Paléogène en zones de foraminifères benthiques SBZ de J.SERRA-KIEL *et al.* (1998) avec équivalence des biozones de foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires.

4.2. Les silex sélectionnés dans le refus de tamis total

4.2.1. Les extraclastes de cortex de silex

Pouvant être confondus avec des débris anguleux de craie, un des deux extraclastes de cortex de silex a pu être attribué au Coniacien basal. Notons qu'aucun débris de craie n'est présent, car la craie est rapidement détruite, seuls les silex ou craies silicifiées sont conservés. Pour les coupures stratigraphiques, c'est la charte de OGG *et al.*, (2004) qui est ici retenue et dont nous fournissons les tableaux synthétiques pour l'intervalle Coniacien à Santonien (tableau n° 4 et tableau n° 5).

4.2.2. Les micro-galets de silex

Les attaques acides menées sur les micro-galets de silex sont complexes, mais pas toujours efficaces, cependant quelques résultats intéressants ont pu être déduits des vestiges de microfauve isolés après des tris minutieux ciblés, avec des calages biostratigraphiques assez précis, du Coniacien inférieur au Santonien moyen à supérieur.

Aucun extraclaste siliceux du Campanien ou du Maastrichtien n'a été caractérisé, mais leur présence est très probable, non révélée par le nombre réduit de prélèvements étudiés.

Les résultats obtenus sont résumés dans le tableau n° 3.

N° échantillon ou extraclaste	Nature	Calage biostratigraphique	Remaniements
BS 09 - CR 89	refus total de tamis 63 µm	très rares microfossiles du Néogène à Actuel (sous réserves de pollution par matériel ou retombées de forage) 1 à 2 % du bios total	falun = thanatocénose incomplète du Bartonien inférieur (75 %) falun = thanatocénose très incomplète du Lutétien inférieur (20 %) galets de Jurassique supérieur et de Crétacé supérieur
BS 09 - CR 89 a	cortex de silex	indéterminable	indéterminables
BS 09 - CR 89 b	cortex de silex	Coniacien basal	absents
BS 09 - CR 89 c	esquille de silex ambre	Santonien supérieur	absents
BS 09 - CR 89 d	micro-galet de silex	indéterminable	indéterminables
BS 09 - CR 89 e	esquille de silex noir	Coniacien inférieur	absents
BS 09 - CR 89 f	micro-galet de silex altéré	Crétacé supérieur	absents
BS 09 - CR 89 g	micro-galet de calcaire	Jurassique supérieur Oxfordien supérieur	absents

Tableau n° 3 - Calages biostratigraphiques des constituants sélectionnés de l'échantillon BS 09 - CR 89

Cretaceous Time Scale

AGE (Ma)	Stage	Polarity Chron	Ammonite zones		Belemnites and other Macrofossils	Microfossil datums		Main Seq. T R
			Tethyan	W. Interior, N. Amer.		Planktonic foraminifera	Calcareous nannoplankton	
85.8 ± 0.7	Coniacian	U	<i>serrato-marginatus</i>	<i>Scaph. depressus</i>	<i>Micraster coranguinum</i>	<i>D. primitiva</i>	<i>R. anthophorus</i>	CC14
		M	<i>margae</i>	<i>Scaph. ventricosus</i>		<i>W. archaeo-cretacea</i>	<i>M. decussata</i>	
		L	<i>tridorsatum</i>	<i>allaudi/preventri.</i>	<i>Micraster cortestudinarium</i>		<i>D. concavata</i>	
89.3 ± 1.0	Turonian	U	<i>For. petrocoriensis</i>	<i>Forr. peruana</i>		<i>Dicarinella concavata</i>	<i>M. furcatus</i>	CC13
		M	<i>neptuni</i>	<i>Prion. germari</i> through <i>Prion. macombi</i> (7 zones)	<i>Sternotaxis planus</i>		<i>M. sigali</i>	CC12
		L	<i>deverianum</i>	<i>Prion. hyatti</i>		<i>H. helvetica</i>	<i>L. maleformis</i>	CC11
		M	<i>ornalissimum</i>	<i>Pr. percarinatus</i>	<i>Terebratulina lata</i>		<i>E. eximius</i>	
		L	<i>kallesii</i>	<i>Coll. woollgari</i>		<i>Helv. helvetica</i>		CC10
		M	<i>turonienne</i>	<i>M. nodosoides</i>	<i>Mytiloides labiatus</i>		<i>Q. gartneri</i>	
93.5 ± 0.8	Cenomanian	U	<i>Mam. nodosoides</i>	<i>M. nodosoides</i>		<i>W. archaeo-cretacea</i>		CC9
		M	<i>coloradoense / Wat. devonense</i>	<i>birchbyi, flexuosum</i> <i>Wat. devonense</i>		<i>Rot. cushmani</i>	<i>M. decoratus</i>	
		L	<i>Neocard. juddii, Mel. gestinianum, Caly. naviculare</i>	<i>Nig. scotti, Neoc. juddii</i> through <i>Con. gilberti</i> (15 zones)	Major Oceanic Anoxic Events	<i>Rot. reich. globosus</i>	<i>L. acutus</i>	
		M	<i>AC. jukesbrownei, Acanthoceras rhotomagense, Cunning. inermis</i>	<i>Neog. maclearni, N. americanus, Neog. muelleri</i> (equiv. 6 zones)	OAE2 ("Bonarelli")	<i>R. reicheli</i>		
		L	<i>Mantelliceras dixoni</i>	<i>N. comutus, N. haas</i>	OAE1d ("Breistroffer")	<i>R. appenninica</i>		
99.6 ± 0.9	Albian	U	<i>Mantelliceras mantelli</i>			<i>Rotalipora globotrucanoides</i>		CC8
		M	<i>Stoliczkaia dispar</i>			<i>Rotalipora appenninica</i>		
		L	<i>Callihoplites auritus</i>			<i>Rotalipora tinicensis</i>	<i>E. turriseiffelii</i>	
		M	<i>Hystero. orbigny</i>	NW Europe ammonite zones		<i>R. sub-tinicensis</i>		
		L	<i>Hystero. orbigny</i>			<i>Tic. primula</i>		
		M	<i>Diploceras cristatum</i>			<i>T. praeticin.</i>		
		L	<i>Euhopl. lautus</i>	<i>daviesi/nitidus</i>		<i>B. breggiensis</i>		
	M	<i>Euhoplites loricatus</i>	<i>meandrinus, subdeklaruei, niobe, intermedius</i>		<i>Tic. praeticinensis</i>			
	L	<i>Hoplites dentatus</i>	<i>H. spathi / L. lyelli</i>		<i>A. albianus</i>			

Tableau n° 4 - Echelle stratigraphique du Crétacé « moyen » à supérieur *pro parte* (OGG J.G. et al.) extraite de la synthèse de F. GRADSTEIN et al. (2004).

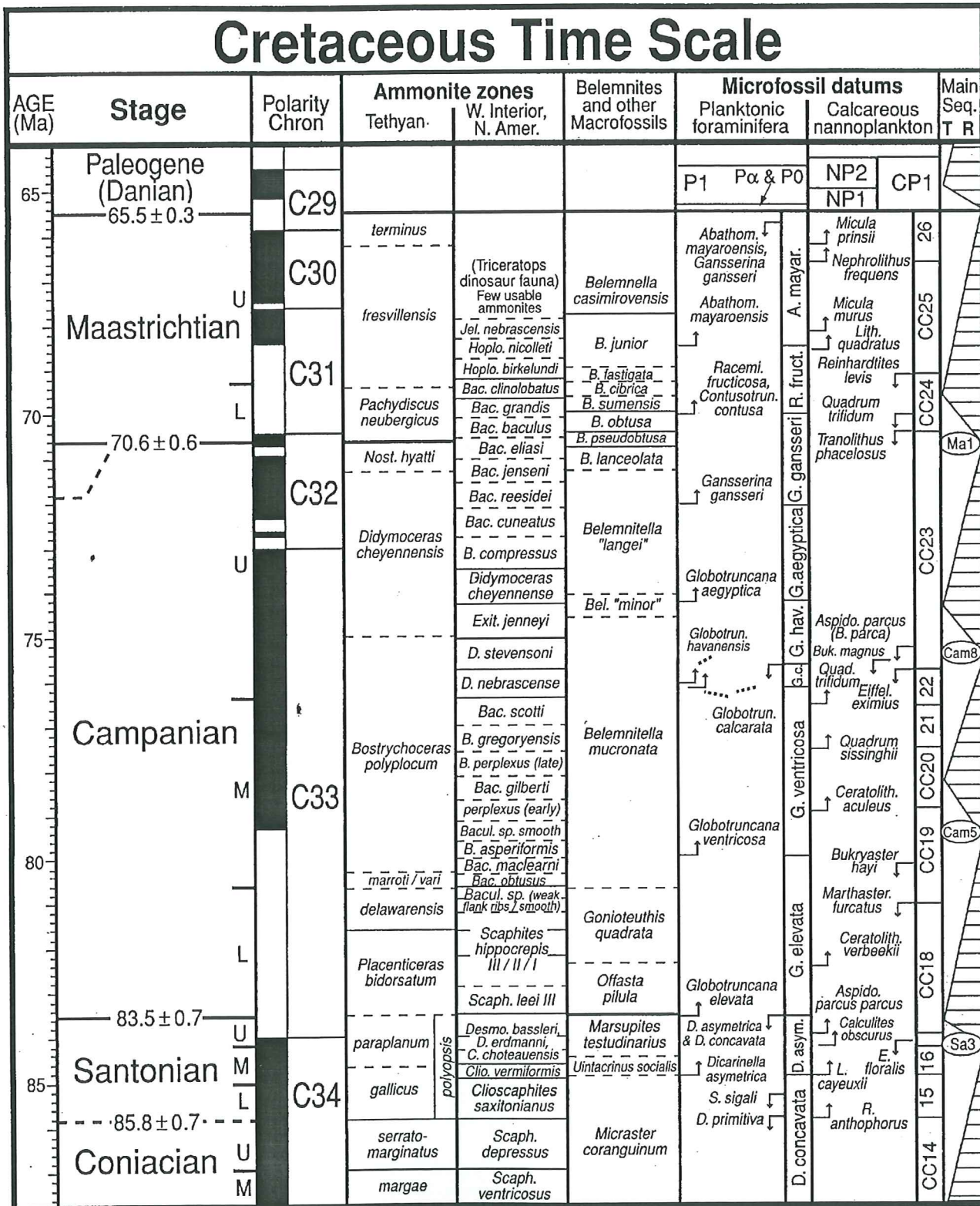


Tableau n° 5 - Echelle stratigraphique du Crétacé supérieur (OGG J.G. et al.) extraite de la synthèse de F. GRADSTEIN et al. (2004).

5. Conclusion

Les résultats de l'étude stratigraphique détaillée de cet échantillon de sondage en Baie de Seine sont complexes : dépôt néogène remaniant surtout de l'Eocène moyen (Lutétien terminal et Bartonien), du Crétacé supérieur (Coniacien et Santonien) et quelques indices de Jurassique supérieur (Oxfordien supérieur).

Il peut également s'agir d'un dépôt éocène pollué par des retombées de Néogène, selon le mode de forage utilisé.

Références bibliographiques

LUTERBACHER H.P., ALI J.R., BRINKHUIS H., GRADSTEIN F.M., HOOKER J.J., MONECHI S., OGG J.G., POWELL J., RÖHL U., SANFILIPPO A. & SCHMITZ B. (2004) - The Paleogene Period, p. 384-408, *in A Geologic Time Scale 2004*, eds. Felix M. GRADSTEIN, James G. OGG, and Alan G. SMITH. Published by Cambridge University Press. © F.M. GRADSTEIN, J.G. OGG, and A.G. SMITH 2004 - p. 1-589.

OGG J.G., AGTERBERG F.P. & GRADSTEIN F.M. (2004) - The Cretaceous period *in A Geologic Time Scale 2004*, eds. Felix M. GRADSTEIN, James G. OGG, and Alan G. SMITH. Published by Cambridge University Press. © F.M. GRADSTEIN, J.G. OGG, and A.G. SMITH 2004 - p. 344-383.

SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRÁNDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSÓ J.M., SCHAUB H., SIREL E., STROUGO A., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSAYA E. (1998) - Larger Foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene - *Bull. Soc. Géol. France* - t. 169, n°2, pp. 281-299.

Echantillon n° BS 09 - CR 89

Résidu de lavage
Fraction $\geq 63 \mu\text{m}$

Provenance : sondage en Baie de Seine, France

Constituants :

Lithophase :

très abondante et diversifiée :

- abondants grains détritiques de quartz émoussés luisants et surtout des usés ou très usés, d'aspect sale, choqués, dont des mats arrondis ;
- très fréquents débris de silex dont esquilles, débris de cortex, et micro-galets de silex noir et ambré (voir diagnostics BS 09 - CR 89 a, b, c, d, e et ef)
- rares extraclastes de grès quartzeux fin ;
- quelques débris de calcaire à milioles non délités, très recristallisés ;
- très rares micro-galets de calcaire bioclastique très recristallisé, ferruginisé, de teinte ocre (cf. diagnose BS 09 - CR 89 g) ;
- débris de croûte ferrugineuse de type surface durcie (= « hard-ground »).

Biophase :

Eucaryotes

Algues

fréquents petits débris de *Dasycladacea* (algue verte)

Foraminifères

- planctoniques
absents

- benthiques

- très rares spécimens de l'intervalle Miocène à Actuel
Ammonia beccarii (LINNÉ)
- abondants spécimens de deux thanatocénoses de l'Eocène moyen. La microfaune est très altérée, roulée, patinée. A noter en plus l'absence totale de toute forme à test agglutiné pourtant très communes dans l'Eocène moyen local (diagenèse ? altération ?)
Pentellina pseudosaxorum (SCHLUMBERGER)
Triloculina gibba d'ORBIGNY
Triloculina spp.
Quinqueloculina spp.
Quinqueloculina contorta d'ORBIGNY
Quinqueloculina costata d'ORBIGNY
Quinqueloculina parisiensis d'ORBIGNY
Pyrgo bulloides (d'ORBIGNY)
Pyrgo simplex (d'ORBIGNY)
Spiroloculina bicarinata d'ORBIGNY
Spiroloculina costigera TERQUEM
Miliola prisca (d'ORBIGNY)
Miliola saxorum LAMARCK
Fabularia ? sp.

Spirolina mariei LE CALVEZ
Spirolina striata d'ORBIGNY
Spirolina cylindracea LAMARCK
Dentritina depressa (LAMARCK)
Dentritina elegans d'ORBIGNY
Alveolina elongata d'ORBIGNY
Rotalia trochidiformis - hautevillensis DAVIES (débris)
Medocia blayensis PARVATI SHARMA (débris)
Globulina gibba d'ORBIGNY
Globulina myristiformis (WILLIAMSON)
Globulina spp.
Guttulina spp.
Angulogenerina muralis (TERQUEM)
Reussella terquemi CUSHMAN
Loxostomum eocenica (TERQUEM)
Bolivina carinata TERQUEM
Bolivina crenulata CUSHMAN
Discorbis propinqua (TERQUEM)
Discorbis turbo (d'ORBIGNY)
Discorbis vesicularis LAMARCK
Discorbidae ou autres formes voisines indéterminées
Lamellodiscorbis margaritifera (LE CALVEZ)
Rosalina spp.
Valvulineria cotentinensis LE CALVEZ & BLONDEAU
Linderina brugesi SCHLUMBERGER
Halkyardia minima LIEBUS

- très rares spécimens très usés et patinés provenant du démantèlement de sédiments du Jurassique probablement supérieur
Epistominidae
Lenticulina sp.
Conorboides ? sp.

Radiolaires

absents

Métazoaires

- fréquents bioclastes souvent roulés, parfois avec un aspect vernissé
- débris de bryozoaire, corail, échinidé (débris de radioles, de soies interambulacraires et plaques), mollusque et gastéropode
- valves et carapaces d'ostracodes (Pancrustacé) assez communes

Biostratigraphie : dépôt contenant une rare microfaune d'âge Miocène à Actuel, une abondante microfaune de l'Eocène moyen, et de très rares indices de Jurassique supérieur.

Age du dépôt : soit Bartonien avec retombées de Néogène ou bien Néogène remaniant du matériel Bartonien en milieu très interne.
Calage des remaniements éocènes : Bartonien inférieur à moyen - SBZ 17.

Vérifications à faire à partir du log lithologique et en tenant compte du mode de forage inconnus.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : dépôt marin littoral très hétérogène, riche en divers remaniements.

Echantillon n° BS 09 - CR 89 a
claste de cortex de silex

Résidu de lavage
Fraction $\geq 63 \mu\text{m}$

Provenance : sondage en Baie de Seine, France

Constituants :

Lithophase :

silice blanche pulvérulente ou floconneuse, parfois en agrégats, abondante

Biophase :

Eucaryotes

Algues

absentes

Foraminifères

- planctoniques
absents

- benthiques
absents

Radiolaires

absents

Métazoaires

fréquents débris mal conservés, très altérés de spicules d'éponge
siliceuse

Biostratigraphie : absence de critère.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : marin, probable étage circalittoral distal à épibathyal.

Echantillon n° BS 09 - CR 89 b
claste de cortex de silex

Résidu de lavage
Fraction $\geq 63 \mu\text{m}$

Provenance : sondage en Baie de Seine, France

Constituants :

Lithophase :

- abondante silice blanchâtre en agrégats ou bien floconneuse
- une micro-esquille de silex brun foncé

Biophase :

Eucaryotes

Algues

fréquents kystes de Dinophyceae (anciennement dits « dinoflagellés »)

Foraminifères

- planctoniques

fréquents et mal identifiables car souvent très mal conservés, marqués par diverses dissolutions

Whiteinella sp.

Whiteinella brittonensis (LOEBLICH & TAPPAN)

Macroglobigerinelloides sp.

Globotruncana bulloides VOGLER

Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO

Pseudoguembelina sp.

Heterohelix reussi (CUSHMAN)

Muricohedbergella planispira (TAPPAN)

Muricohedbergella delrioensis (CARSEY)

Muricohedbergella simplex (MORROW)

- benthiques

rare tests conservés

Verneuilina muensteri REUSS

Globorotalites subconicus (MORROW)

Reussella kelleri VASSILENKO

Eouvigerina aculeata (EHRENBERG)

Lingulogavelinella globosa (BROTZEN)

Radiolaires

absents

Métazoaires

- quelques prismes d'inocérames (mollusque bivalve)
- fréquents débris de spicules d'éponge

Biostratigraphie : Crétacé supérieur - Coniacien basal.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : circalittoral distal à épibathyal.

Echantillon n° BS 09 - CR 89 c
esquille de silex ambré

Etude en lumière
réfléchie
+ résidu de lavage ob-
tenu par extraction
Fraction $\geq 63 \mu\text{m}$

Provenance : sondage en Baie de Seine, France

Constituants :

Lithophase :

- fréquente poudre blanche de silex floconneuse, parfois en grumeaux
- quelques micro-esquilles de silex plus ou moins altérées et marquées par les attaques acides du traitement

Biophase :

Eucaryotes

Algues

absentes

Foraminifères

- planctoniques

très rares tests conservés

Heterohelix globulosa (EHRENBERG)

Laeviheterohelix sp.

Pseudoguembelina sp.

Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY)

- benthiques

assez fréquents, très recristallisés, rares tests identifiables, seulement les plus massifs, moins sensibles aux dissolutions

Loxostomum subrostratum EHRENBERG

Reussella sp.

Osangularia whitei (BROTZEN)

Gavelinella thalmanni (BROTZEN)

Gavelinella pseudoexcolata KALININ

Eponides concinnus BROTZEN

Cibicides beaumontianus (d'ORBIGNY)

Stensioeina granulata perfecta (KOCH)

Stensioeina exsculpta gracilis BROTZEN

Heterostomella laevigata MARIE

Radiolaires

absents

Métazoaires

- très fréquents spicules d'éponge siliceuse
- rares fragments d'échinoderme dont échinidé (plaques et radioles)

Biostratigraphie : Santonien supérieur.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : circalittoral distal.

Echantillon n° BS 09 - CR 89 d
micro-galet de silex altéré

Etude en lumière
réfléchie
+ résidu de lavage ob-
tenu par extraction
Fraction $\geq 63 \mu\text{m}$

Provenance : sondage en Baie de Seine, France

Constituants :

Lithophase :

- micro-esquilles de silex assez communes
- silice en poudre blanchâtre en micro-agrégats
- silice en « micro-concrétionnement » (?), en chou fleur

Biophase :

Eucaryotes

Algues

absentes

Foraminifères

- planctoniques
très rares possibles moules internes indéterminables
- benthiques
très rares possibles moules internes indéterminables

Radiolaires

absents

Métazoaires

spicules d'éponge siliceuse communs

Biostratigraphie : absence de critère.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : marin, probablement circalittoral par comparai-
son de faciès.

Echantillon n° BS 09 - CR 89 e
micro-galet de silex noir

Etude en lumière
réfléchie
+ résidu de lavage ob-
tenu par extraction
Fraction $\geq 63 \mu\text{m}$

Provenance : sondage en Baie de Seine, France

Constituants :

Lithophase :

- rares micro-esquilles de silex noir obtenues par pilonnage du galet
- poudre siliceuse blanche, floconneuse assez commune

Biophase :

Eucaryotes

Algues

fréquents kystes de Dinophyceae (anciennement appelés « dinoflagellés »)

Foraminifères

- planctoniques

rares tests identifiables

Heterohelix sp.

Muricohedbergella sp.

Marginotruncana ? sp. (débris de forme carénée mal identifiable)

- benthiques

rares spécimens déterminables à cause de nombreuses dissolutions en partie liées au mode d'extraction

Verneuilina muensteri REUSS

Lingulogavelinella sp.

Reussella kelleri VASSILENKO

Eouvigerina aculeata (EHRENBERG)

Gavelinella thalmanni (BROTZEN)

Osangularia whitei (BROTZEN)

Globorotalites subconicus (MORROW)

Radiolaires

absents

Métazoaires

- quelques prismes d'inocérames (mollusque bivalve)

- fréquents spicules d'éponge siliceuse mal conservés

Biostratigraphie : Crétacé supérieur - Coniacien inférieur non basal.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : circalittoral distal.

Echantillon n° BS 09 - CR 89 f
micro-galet de silex altéré

Etude en lumière
réfléchie
+ résidu de lavage ob-
tenu par extraction
Fraction $\geq 63 \mu\text{m}$

Provenance : sondage en Baie de Seine, France

Constituants :

Lithophase :

- quelques micro-esquilles de silex très altéré
- rare poudre siliceuse blanchâtre très floconneuse

Biophase :

Eucaryotes

Algues

absentes

Foraminifères

- planctoniques
très rares

Heterohelicidae

Muricohedbergella sp.

- benthiques

très rares, conservés exclusivement sous forme de moule interne,
non identifiables au niveau spécifique

Gavelinella sp.

Globorotalites sp.

Radiolaires

absents

Métazoaires

quelques spicules d'éponge siliceuse

Biostratigraphie : Crétacé supérieur.

Milieu de dépôt, paléoenvironnement : circalittoral distal.

Echantillon n° BS 09 - CR 89 g
micro-galet de calcaire bioclastique ocre

Etude en lumière
réfléchie
+ résidu de lavage ob-
tenu par extraction
Fraction $\geq 63 \mu\text{m}$

Provenance : sondage en Baie de Seine, France

Nom : BIOCALCARÉNITE FERRUGINEUSE PARTIELLEMENT SILICIFIÉE

Constituants :

Lithophase :

- rares oolithes ferrugineuses (remaniées ? en place ?)
- débris ferrugineux souvent en imprégnation de bioclaste
- un débris de probable oncolithe

Biophase :

Eucaryotes

Algues

absentes

Foraminifères

- planctoniques
absents

- benthiques

les déterminations sont assez peu précises car les formes identifia-
bles sont très rares et très altérées et en général sont conservées
sous forme de moules internes

Lenticulina (Planularia) polypora (GÜMBEL) ?

Lenticulina sp.

Vaginulina cf. *flabellata* (GÜMBEL)

Marginulina sp.

Reophax sp.

Everticyclammina cf. *sequana* (MOHLER)

Radiolaires

absents

Métazoaires

fréquents bioclastes en accumulation :

- mollusque bivalve ostréidé
- brachiopodes dont des térébratules ;
- quelques débris d'échinoderme échinidé ;
- vestiges de probables coraux.

Biostratigraphie : Jurassique supérieur - Oxfordien probablement supérieur par cor-
rélation de faciès.

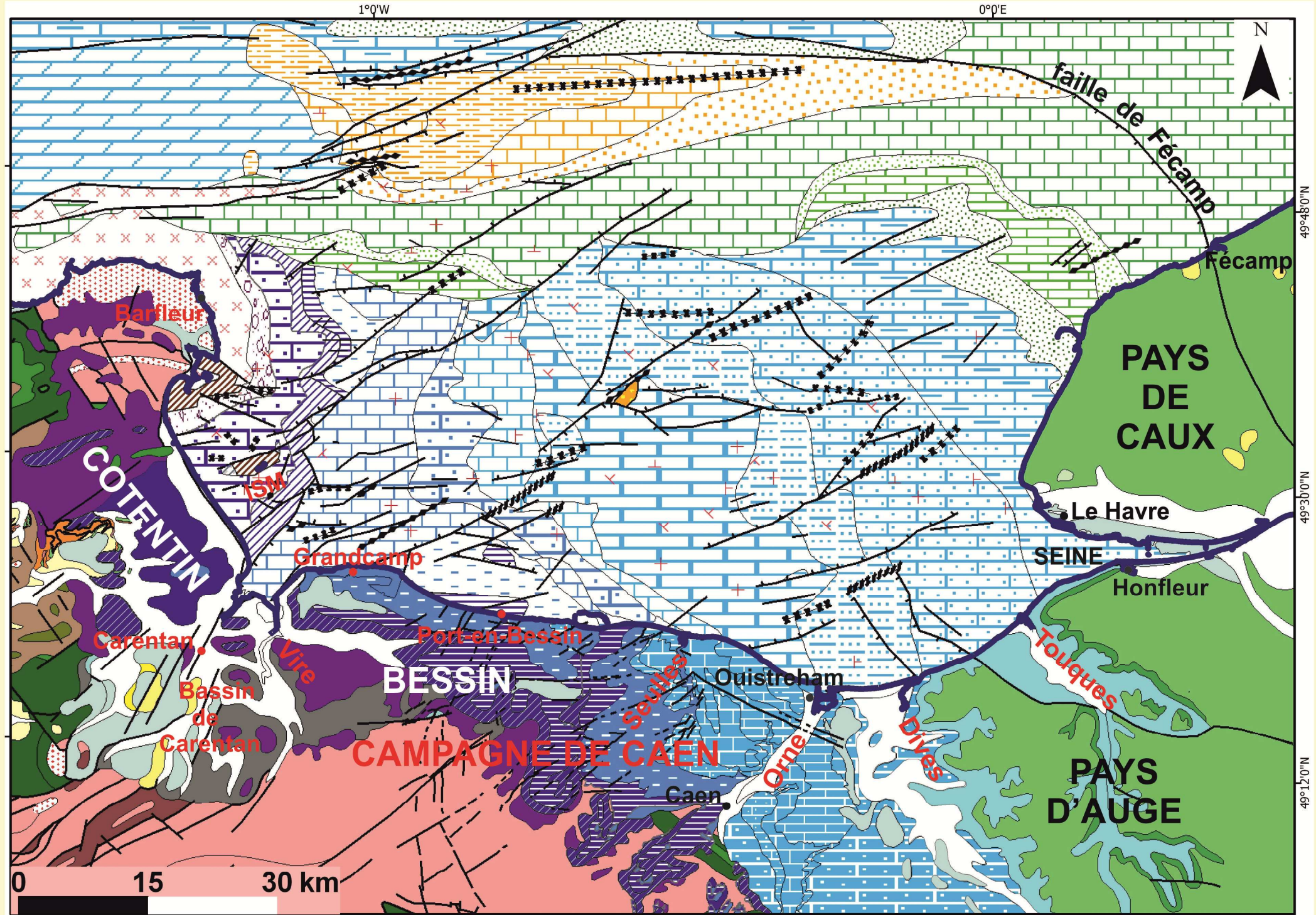
Milieu de dépôt, paléoenvironnement : marin, probablement infralittoral.



Planche 1 : Localisation géographique des principaux sites de Normandie

Formations en baie de Seine

- Plio-Pléistocène ? (Sables de Saint-Vigor ?)
- Bartonien-(Miocène ?) (U20)
- Lutétien (U19)
- Thanétien-Yprésien (U18)
- Maastrichtien (U17)
- Turonien (U16)
- Cénomaniens (U15)
- Crétacé inférieur (U14)
- Oxfordien supérieur-Kimméridgien (U13)
- Oxfordien moyen (U12)
(Calcaire de Blangy, Coral-rag, Calcaire oolithique de Trouville, Calcaire d'Auberville).
- Bathonien terminal-Oxfordien inférieur (U11)
(Argiles à *Lophogregaria*, Oolithe ferrugineuse de Villers, Marnes de Villers, Marnes de Dives, Marnes sableuses et calcaires de Crèvecoeur, Marnes à *Belemnopsis latesulcata*, Marnes d'Argences, Marnes d'Escoville et Argiles de Lion)
- Bathonien supérieur (U9-U10)
(Calcaire de Langrune et Caillasses de la Basse Ecarde)
- Bathonien supérieur (U8)
(Calcaire de Ranville)
- Bathonien moyen (U7)
(Calcaire de Blainville)
- Bathonien moyen (U6)
(Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont)
- Bathonien inférieur-Bathonien moyen (U5)
(Marnes de Port-en-Bessin)
- Jurassique inférieur à moyen (Nord Cotentin)
- Aalénien-Bajocien (U4)
(Malière, Oolithe ferrugineuse de Bayeux et Calcaire à Spongiaires)
- Sinémurien-Toarciens (U3)
(Calcaire à Gryphées, Calcaire à Bélemnites, Argiles à Poissons et Calcaires à Ammonites)
- Hettangien (U2)
- Trias (U1)
- Paléozoïque (U0)
- Granite, Briovérien (U0)
- Pendage horizontal
- Sens du pendage
- Faille avec indication du regard
- Faille
- Axe anticlinal
- Axe synclinal
- Flexure
- Contour stratigraphique
- Îles de Saint Marcouf
- Unité sismique



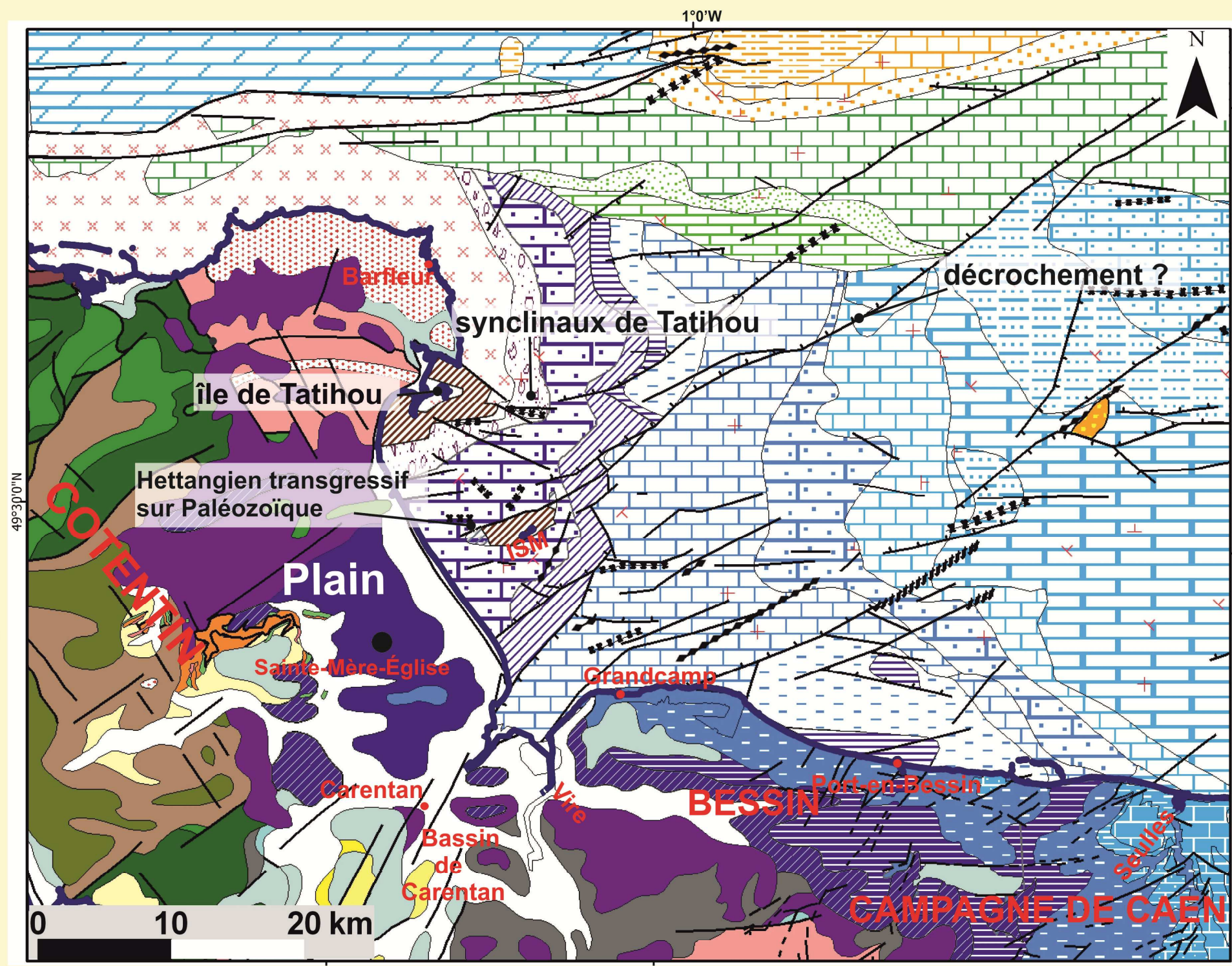
Formations sur le littoral

- | | | | | | |
|-------------|-------------------|--|---|----------------------|------------------------|
| Holocène | Oligocène | Oxfordien moyen-Kimméridgien | Bathonien supérieur (Calcaire de Langrune et Caillasses de la Basse Ecarde) | Aalénien-Bajocien | Dévonien |
| Pléistocène | Eocène | Bathonien terminal-Oxfordien inférieur (Argiles à <i>Lophogregaria</i> , Oolithe ferrugineuse de Villers, Marnes de Villers, Marnes de Dives, Marnes sableuses et calcaires de Crèvecoeur, Marnes à <i>Belemnopsis latesulcata</i> , Marnes d'Argences, Marnes d'Escoville et Argiles de Lion) | Bathonien supérieur (Calcaire de Ranville) | Sinémurien-Toarciens | Ordovicien et Silurien |
| Pliocène | Crétacé supérieur | Bathonien moyen (Calcaire de Blainville) | Bathonien moyen (Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont) | Jurassique | Ordovicien |
| Miocène | Crétacé inférieur | Bathonien terminal (Argiles de Lion) | Bathonien inférieur-Bathonien moyen (Marnes de Port-en-Bessin) | Trias | Cambrien-Ordovicien |
| | | | | Permien | Briovérien |
| | | | | Carbonifère | Granite |

Planche 2 : Carte géologique révisée de la baie de Seine. (Benabdellouahed *et al.*, 2010a).carte géologique de la bordure littorale normande (extraite de la carte géologique de la France à 1/1 000 000, 6ème édition ; Chantraine *et al.*,1999, modifié).

Formations en baie de Seine

- Plio-Pléistocène ? (Sables de Saint-Vigor ?)
- Bartonien-(Miocène ?) (U20)
- Lutétien (U19)
- Thanétien-Yprésien (U18)
- Maastrichtien (U17)
- Turonien (U16)
- Cénomaniens (U15)
- Crétacé inférieur (U14)
- Oxfordien moyen (U12)
(Calcaire de Blangy, Coral-rag, Calcaire oolithique de Trouville, Calcaire d'Auberville)
- Bathonien terminal-Oxfordien inférieur (U11)
(Argiles à *Lophogregaria*, Oolithe ferrugineuse de Villers, Marnes de Villers, Marnes de Dives, Marnes sableuses et calcaires de Crèvecoeur, Marnes à *Belemnopsis latesulcata*, Marnes d'Argences, Marnes d'Escoville et Argiles de Lion)
- Bathonien supérieur (U9-U10)
(Calcaire de Langrune et Caillasses de la Basse Ecarde)
- Bathonien supérieur (U8)
(Calcaire de Ranville)
- Bathonien moyen (U7)
(Calcaire de Blainville)
- Bathonien moyen (U6)
(Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont)
- Bathonien inférieur-Bathonien moyen (U5)
(Marnes de Port-en-Bessin)
- Jurassique inférieur à moyen (Nord Cotentin)
- Aalénien-Bajocien (U4)
(Malière, Oolithe ferrugineuse de Bayeux et Calcaire à Spongiaires)
- Sinémurien-Toarciens (U3)
(Calcaire à Gryphées, Calcaire à Bélemnites, Argiles à Poissons et Calcaires à Ammonites)
- Hettangien (U2)
- Trias (U1)
- Paléozoïque (U0)
- Granite, Briovérien (U0)
- Pendage horizontal
- Sens du pendage
- Faille avec indication du regard
- Faille
- Axe anticlinal
- Axe synclinal
- Flexure
- Contour stratigraphique
- Îles de Saint Marcouf
- Unité sismique



Formations sur le littoral

- | | | | | | |
|-------------|-------------------|---|--|------------------------|---------------------|
| Holocène | Oligocène | Bathonien terminal (Argiles de Lion) | Bathonien inférieur-Bathonien moyen (Marnes de Port-en-Bessin) | Permien | Ordovicien |
| Pléistocène | Eocène | Bathonien supérieur (Calcaire de Langrune et Caillasses de la Basse Ecarde) | Aalénien-Bajocien | Carbonifère | Cambrien-Ordovicien |
| Pliocène | Crétacé supérieur | Bathonien supérieur (Calcaire de Ranville) | Sinémurien-Toarciens | Dévonien | Briovérien |
| Miocène | Crétacé inférieur | Bathonien moyen (Calcaire de Blainville) | Jurassique | Ordovicien et Silurien | Granite |
| | | Bathonien moyen (Calcaire de Saint-Pierre-du-Mont) | Trias | | |

Planche 3 : Carte géologique révisée de la baie des Veys à la côte orientale du Cotentin et carte géologique de la bordure littorale de la baie des Veys (extrait de la carte géologique de la France à 1/1 000 000. 6^e édition, Chantraine *et al.*, 1999).

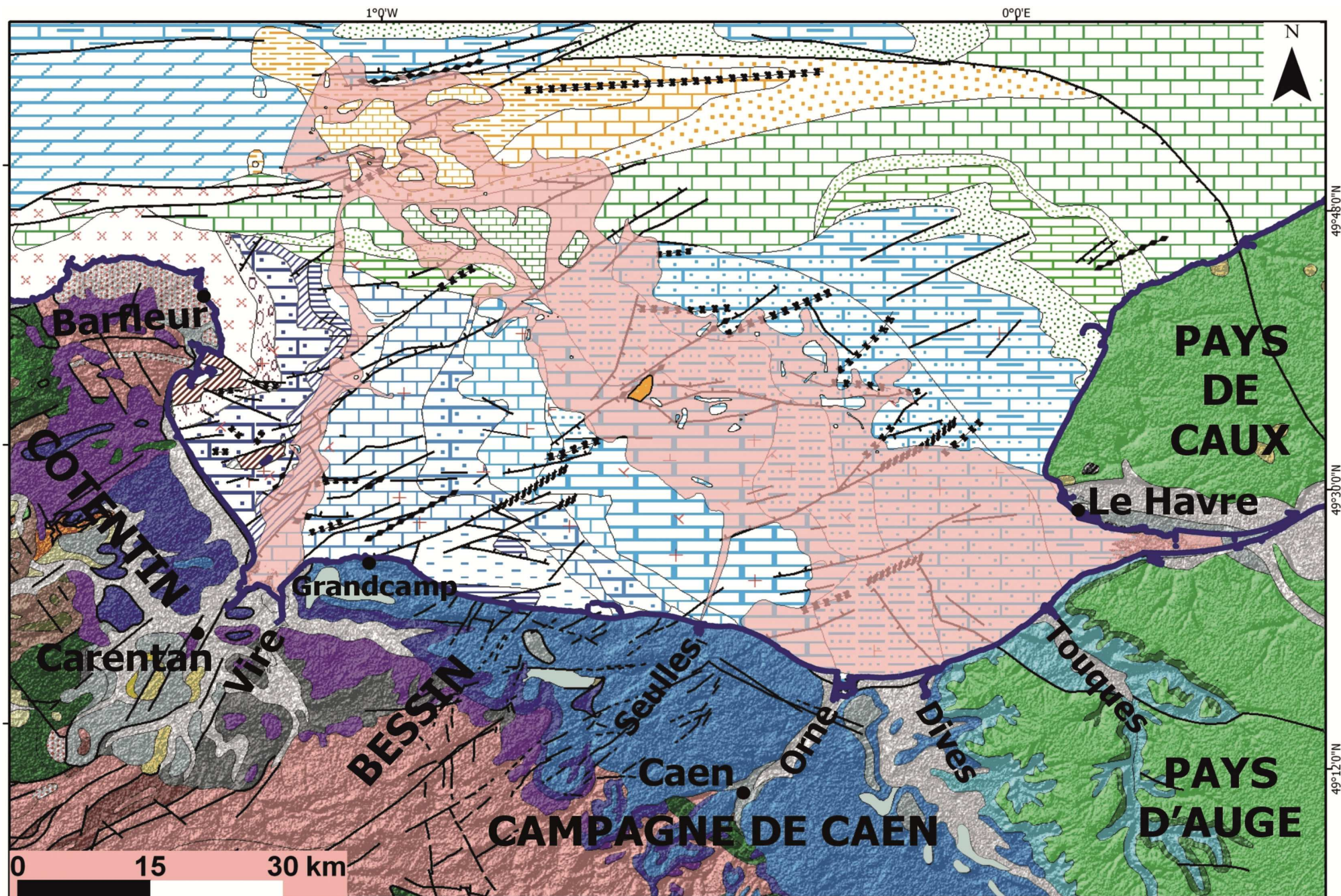


Planche 4 : Tracés de la paléoSeine et de ses affluents (en marron clair) superposés à la carte géologique révisée du substratum de la baie de Seine.

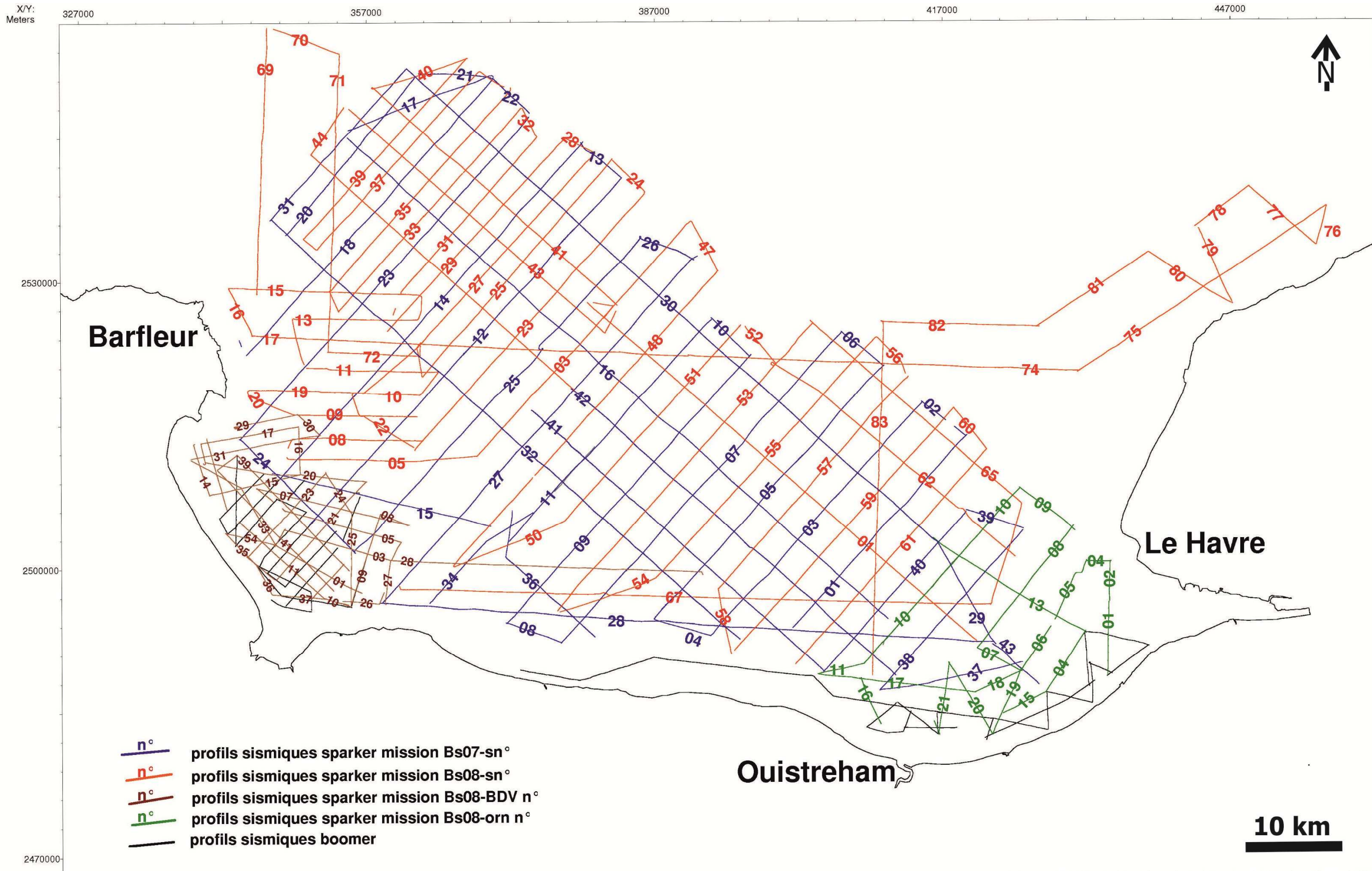


Planche 5 : Carte de localisation des profils sismiques

La Seine fluviatile plio-quadernaire en baie de Seine : évolution morphologique et sédimentaire (rôle du substratum géologique et des cycles climato-eustatiques)

Résumé

La baie de Seine forme aujourd'hui une vaste dépression marine d'environ 5 000 km², située entre la Manche centrale au Nord, le Cotentin à l'Ouest et le Bassin parisien au Sud et à l'Est. Les nouvelles données sismiques THR (2007-2009) couplées aux données de dragages (2009) acquises en baie de Seine pour la thèse, ont permis de réviser la carte géologique du substratum de la Baie de Seine, d'établir les liens entre ce substratum et la Seine périglaciaire plio-quadernaire et de proposer pour cette dernière un nouveau modèle de dépôt et d'évolution. Le substratum géologique de la baie de Seine présente des formations stratigraphiques et des structures géologiques variées, similaires à celles décrites dans le bassin versant de la baie de Seine. Ce substratum consiste en une structure monoclinale dans l'ensemble de la baie et une structure synclinale au Nord de la baie, toutes deux affectées par des failles. Plusieurs faits nouveaux ont pu être mis en évidence au cours de l'étude du substratum, notamment la reconnaissance de surfaces stratigraphiques majeures connues à terre mais non identifiées jusqu'à présent en baie de Seine, l'existence dans la zone du synclinal de glissements gravitaires tertiaires. Un réseau de paléovallées submergé plio-quadernaire est incisé dans le substratum. Les cycles « glaciaire-interglaciaire » plio-quadernaires et la nature du substratum (lithologie, cuesta, pente, failles, déformations) jouent un rôle majeur dans l'évolution du système fluviatile de la paléoSeine. Cette évolution a été étudiée au travers de la description des terrasses étagées et des nappes emboîtées identifiées en sismique. La paléoSeine montre ainsi l'étagement de trois terrasses alluviales (la Seine ancienne du début du Pléistocène moyen ; la Seine saalienne ; la Seine weichsélienne). Cette reconnaissance des terrasses pléistocènes de la paléoSeine permet de distinguer au moins un épisode important de surrection. Cette surrection, datée du Pléistocène moyen au début du Weichsélien, est estimée à environ 0,07 à 0,1 mm/an, et s'inscrit dans le prolongement du soulèvement connu en Europe du Nord depuis le Néogène avec des mouvements compressifs liés à la convergence Afrique-Eurasie.

Mots clés : La baie de Seine, sismique THR, substratum, formations stratigraphiques, structures géologiques, monoclinale, synclinale, failles, révision carte géologique, paléovallées plio-quadernaires, paléoSeine, périglaciaire, cycles glaciaires-interglaciaires, terrasses étagées, nappes emboîtées, Pléistocène, Saalien, Weichsélien, surrection Europe du Nord, Néogène.

The fluvial plio-quadernary Seine in the bay of Seine: morphological and sedimentary evolution (the role of geological bedrock and glacio-eustatic cycles)

Abstract

The bay of Seine is a large shallow marine depression of about 5 000 km², located between the central English Channel to the North, the Cotentin peninsula to the West, and the Paris basin to the South and the East. VHR seismic and surface rock coring data acquired between 2007 and 2009 for the present study allowed revising the geological map of the bay of Seine, drawing the relationships between the rocky substrate and the periglacial plio-quadernary Seine river, and finally proposing for the latter a new depositional and evolution model. The substratum of the bay of Seine features various stratigraphic formations and geological structures similar to the one described inland in the Seine watershed. In terms of main structure two areas are distinguished: a monoclinical structure throughout the bay, and a syncline structure in the northern border, both affected by faults. Some new features have been pointed out during the substrate study, including the recognition of major stratigraphic surfaces, well known onshore but that were not identified until now offshore, the existence of tertiary gravitational sliding blocks in the syncline area. A drowned plio-quadernary palaeo-valley network is incised in this bedrock substratum. The plio-quadernary climatic cycles and the nature of the substratum (lithology, paleo-relief, slope, structural faults and folds) play a major role in the evolution of the fluvial system of the palaeo-Seine. This evolution was studied through the description of the strath and nested fill terraces observed on VHR seismic profiles. The palaeo-Seine shows three main strath terraces (the "ancient" Seine, of early middle Pleistocene age, the Saalian Seine, and the Weichselian Seine). The Pleistocene terraces in the palaeo-Seine allow to distinguish at least one significant episode of uplift. This middle Pleistocene uplift, occurring between the end of Saalian and the beginning of Weichselian, was estimated between 0.07 and 0.1 mm/year, and appears in the continuity of the general uplift observed in Northern Europe since the Neogene, associated to compressive displacements related to the convergence of Africa and Eurasia.

Key words: bay of Seine, VHR seismic, substratum, stratigraphic formations, geological structures, monoclinical, syncline, faults, revised geological map, plio-quadernary drowned paleovalleys, palaeo-Seine, periglacial, glacial-interglacial cycles, strath and nested fill terraces, Pleistocene, Saalian, Weichselian, tectonic uplift, Neogene.