UNIVERSITÉ DE LILLE

Ecole Doctorale Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement

THÈSE DE DOCTORAT

Présentée par **Martin Jollivet-Castelot**

Intitulée :

Bassin de Dieppe-Hampshire (Manche orientale) : Évolution cénozoïque et enregistrement des évènements géodynamiques

En vue de l'obtention du grade de docteur de l'Université de Lille

Spécialité : Géosciences, Écologie, Paléontologie, Océanographie

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers – Terre solide et enveloppes superficielles

Date de soutenance : 10 décembre 2018

Devant un jury composé de :

Marc DE BATIST	Professeur – Ghent University	Rapporteur
Andrea MOSCARIELLO	Professeur – Université de Genève	Rapporteur
Jacques DÉVERCHÈRE	Professeur – Université de Bretagne Occidentale	Examinateur
Éric LASSEUR	Chercheur – BRGM Orléans	Examinateur
Virginie GAULLIER	Professeur – Université de Lille	Directrice de thèse
Fabien PAQUET	Chercheur – BRGM Orléans	Co-encadrant
Justine BRIAIS	Chercheuse – BRGM Orléans	Invitée
Olivier AVERBUCH	Maître de Conférences – Université de Lille	Invité

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

REMERCIEMENTS

Quelle étrange sensation que de terminer la rédaction de ce manuscrit, représentant l'aboutissement de trois années de travail qui m'ont beaucoup appris et qui m'ont permis de me spécialiser, de voyager, d'enseigner, de faire de belles rencontres scientifiques et amicales… Voilà la fin d'une belle expérience, qui n'aurait pas été possible sans de nombreuses personnes, à qui je tiens à adresser ma gratitude.

Je tiens avant tout à remercier les membres du jury, qui me font l'honneur d'avoir accepté de lire et d'évaluer mon travail de thèse : Marc De Batist, Andrea Moscariello, Jacques Déverchère et Éric Lasseur, Virginie Gaullier, Fabien Paquet, Justine Briais et Olivier Averbuch.

Je souhaite évidemment remercier mes directeurs de thèse, Virginie Gaullier et Fabien Paquet, qui ont eu l'idée de lancer le projet Manche orientale et qui m'ont encadré au cours de ces années lilloises, parsemées de quelques passages dans l'Orléanais. Je vous remercie de m'avoir accordé votre confiance, de m'avoir aiguillé tout au long du travail d'interprétation et des discussions scientifiques. Virginie, merci de m'avoir fait découvrir très vite le travail en mer, de m'avoir aidé à mieux m'organiser et à être précis jusqu'au bout de la rédaction. Fabien, je te remercie pour tes conseils précieux, pour ta vision du déroulé de la thèse, et pour ton aide sur l'interprétation sismique, sur l'appréhension de la géologie de la région de la Manche et sur la géologie de bassin, notamment sur la compréhension de concepts que j'ai parfois eu du mal à intégrer. Premier encadrement de thèse, j'espère que d'autres suivront !

Justine, je tiens à te remercier grandement pour ton investissement dans mon travail, qui n'était pas forcément prévu au lancement de la thèse. Sans ton implication et tes connaissances sur le Bassin de Paris, la rédaction (notamment) de l'article aurait été autrement plus compliquée. Je remercie également Isabelle Thinon, collègue de quart lors de la campagne TREMOR 2, et responsable du projet Plateau Continental au BRGM, pour avoir traité les données sismiques qui ont été au cœur de mon travail, et pour tes conseils précieux. Merci aux personnes m'ayant aidé au cours de ma thèse à travers des discussions scientifiques : Frank Chanier, pour ton expertise structurale et les réflexions sur la cinématique de la déformation en Manche, Olivier Averbuch, pour tes connaissances régionales et pour cette excursion le long des falaises du Boulonnais, Cécile Allanic pour ton aide sur les aspects structuraux, Eric Lasseur, Fabien Graveleau et Pascal Le Roy pour les discussions au cours de mes comités de thèse, et Jean-Jacques Châteauneuf pour l'analyse biostratigraphique des échantillons carottés en Manche. Merci à Guillaume Martelet pour le traitement des données d'anomalies magnétiques. Merci également au BRGM, qui a soutenu financièrement cette thèse.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Je n'avais jusque-là que peu goûté aux joies (quand la mer est calme bien entendu) des sorties en mer, et je ressors de cette thèse avec plusieurs semaines passées sur le bateau, et quelques milliers de milles d'acquisition au compteur (ça en fait des pings !). Merci à Virginie, Fabien et Frank de m'avoir offert cette opportunité de prendre la mer à plusieurs reprises (jamais sans les bulots, toujours avec un peu de rhum !). J'en profite aussi pour remercier les différents équipages des flottes CNRS et Ifremer/Genavir rencontrés au cours des missions GEOBAS16 et 17, TREMOR 2, WATER et POSEOLE, qui m'ont à chaque fois fait apprécier ces expéditions en mer, malgré une météo pas toujours favorable (ça n'est pas si calme que ça la Manche…). Merci également à Romain Abraham, « compagnon de sparker » sur les missions d'enseignements.

Je remercie également les personnes que j'ai côtoyées tous les jours au SN5. Je ne citerai pas tout le monde, mais je tiens à dire merci à Aloys Bory, Armelle Riboulleau, Salah Nofal, Cyril Durand et Frank Bourdelle pour m'avoir aidé à me lancer dans le monde de l'enseignement. Et un merci particulier à Monique Gentric, gestionnaire en or, pour ton aide plus que précieuse dans de nombreuses démarches administratives et pour ta gentillesse au quotidien.

Je ne le connais pas encore, mais merci à mon futur ophtalmo, qui (j'espère) saura m'aider à reposer un peu mes yeux après de nombreuses heures passées à regarder et interpréter quelques milliers de kilomètres de profils sismiques…

Je veux également remercier les personnes que j'ai pu rencontrer sur la piste de la thèse au cours de mes années d'étude à Jussieu et à Montréal, et qui m'ont conforté dans mon choix de faire de la géologie. Un merci tout particulier à Elia d'Acremont, pour m'avoir fait découvrir le monde de la géologie marine à travers le stage de Villefranche-sur-Mer et m'avoir fait confiance et soutenu lors de mes stages de master, et à toute l'équipe qui m'a encadrée au cours de ces stages : Alain Rabaute, Christian Gorini, Manfred Lafosse, Belén Alonso et Gemma Ercilla et Mathieu Rodriguez. Merci également à Nicolas Loget, sans qui je n'aurais peut-être pas vu passer ce sujet de thèse.

Et bien évidemment toutes les personnes que j'ai pu rencontrer sur la piste de la thèse, qui sont devenus des amis et qui m'ont encouragé au fil de ces années (je ne citerai pas tout le monde, ils se reconnaitront) : Romain, mon pote de toujours, la bande de la licence à Jussieu, les chums de MTL, la team Viso (3 docteurs en 3 jours, c'est pas beau ?), et un paquet de personnes rencontrées à Lille : Matthieu (éternel co-bureau), Alexis (allez les girondins !), Sandra, Meryll, Brenda, Anastasia, Fabio, Melesio, Chloé, César, Lorena, Ninon, Marie, Louise, Emily, Gaël, Anthony, Zineb… Sans oublier la bande des picards.

Je remercie bien sûr mes parents, mon frère et ma sœur, pour votre soutien inconditionnel tout au long de mes études, merci de croire en moi et merci pour tout ce que vous m'apportez.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Agathe, merci pour ton soutien de tous les jours et le bonheur que tu m'apportes, sans lesquels je n'aurais jamais pu arriver jusque-là.

Enfin Papy, ou Professeur Pépé devrais-je dire, toi qui m'a transmis tout petit cette passion pour la géologie, j'ai une grosse pensée pour toi au moment d'écrire les dernières lignes de ce manuscrit, qui, j'en suis convaincu, t'aurais rendu très fier.

à JCP

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

RÉSUMÉ

L'Europe occidentale enregistre d'importants changements paléogéographiques entre la fin du Mésozoïque et le Paléogène, en réponse à des évènements géodynamiques en limites de plaques (ouverture de l'Atlantique du Nord-Est, convergence Ibérie-Eurasie et Apulie-Eurasie). Les déformations affectant le NW de la plaque européenne ont déjà bien été identifiées dans le Bassin de Paris, dans le Bassin Belge et dans le Sud de l'Angleterre, mais elles sont en revanche mal contraintes dans le temps et dans l'espace en Manche. L'objectif de cette thèse est ainsi de reconstruire les évolutions sédimentaires et structurales de la Manche orientale au cours du Paléogène et de les replacer dans le contexte géodynamique du domaine Ouest-Européen. Cette thèse s'est ainsi focalisée sur le Bassin de Dieppe-Hampshire, un synclinal WNW-ESE localisé en Manche orientale, dont la stratigraphie et le calendrier des déformations ne sont pas précisément connus. Ces travaux s'appuient sur l'apport de nouvelles données de sismique réflexion très haute résolution (Sparker) et de nouveaux carottages. Deux approches ont été menées : (1) l'analyse du remplissage sédimentaire (stratigraphie séquentielle) du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional et sa corrélation avec les bassins paléogènes voisins, et (2) l'étude des structures tectoniques affectant le bassin et ses bordures.

L'analyse du remplissage sédimentaire a permis d'établir le cadre stratigraphique, de proposer un découpage séquentiel avec l'identification de quatre cycles de 2ème ordre entre le Thanétien (Paléocène) et le Bartonien (Eocène moyen), et de cartographier la partie méridionale du bassin. La corrélation de ces cycles avec les bassins cénozoïques proches (Bassin de Paris, Sud de l'Angleterre, Bassin Belge) a permis de mettre en évidence cinq phases de déformation (discontinuités majeures) ayant affecté le Bassin Anglo-Parisien : (1) entre le Maastrichtien et le Thanétien, aux transitions (2) Thanétien-Yprésien, (3) Yprésien-Lutétien, (4) Lutétien-Bartonien, et (5) au Bartonien-Priabonien. Grâce à une analyse structurale fine, nous avons également pu détailler le style et la cinématique de la déformation en Manche orientale, proposer un calendrier de cette déformation, et enfin établir le rôle de l'héritage structural régional sur l'évolution paléogène du domaine. La Manche enregistre plusieurs phases de déformation essentiellement flexurale entre le Paléocène et la base du Bartonien. Ces déformations sont associées à la convergence Ibérie-Eurasie, à la mise en place du panache mantellique islandais et à l'expansion océanique dans le domaine Atlantique Nord-Est. Le style de la déformation change à partir du Bartonien, où la réactivation de structures de socle implique des déformations fragiles au sein des séries paléogènes de Manche orientale. C'est également à cette période que le synclinal de Dieppe-Hampshire s'initie, de façon synchrone aux inversions tectoniques des zones adjacentes.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

ABSTRACT

Major paleogeographic changes are recorded within Western Europe between the end of Cretaceous and Paleogene times, in response of tectonic events along European plate boundaries (NE Atlantic spreading, Iberia-Eurasia and Apulia-Eurasia convergence). The deformation affecting the NW part of the European plate are already well identified in the Paris Basin, the Belgian Basin and in Southern England, however it is poorly constrained within the English Channel (in terms of chronology and distribution). The objective of this thesis is thus to reconstruct sedimentary and structural evolutions of the Eastern English Channel during Paleogene times, and to replace these evolutions within the geodynamic context of the Western European domain. This thesis has been focalized on the Dieppe-Hampshire Basin, a WNW-ESE oriented syncline located in the Eastern English Channel, for which the stratigraphy and the timing of the deformation are not precisely known. This work is based on the contribution of new very high resolution seismic reflection data (Sparker) and of new coring samples. Two approaches have been developed: (1) the analysis of the sedimentary filling (sequence stratigraphy) of the southern Dieppe-Hampshire Basin and its correlation with surrounding Paleogene basins, and (2) the study of the tectonic structures affecting the basin and its borders.

The analysis of the sedimentary filling allowed to establish the stratigraphic framework, to propose a sequence stratigraphic division with the identification of four 2nd order cycles between the Thanetian (Paleocene) and the Bartonian (Middle Eocene), and to map the southern part of the basin. The correlation of these cycles with surrounding Cenozoic basins (Paris Basin, Southern England, Belgian Basin) led to evidence five deformation phases (major unconformities) which have affected the Anglo-Paris Basin: (1) between the Maastrichtian and the Thanetian, at (2) Thanetian-Ypresian, (3) Ypresian-Lutetian and (4) Lutetian-Bartonian transitions, and (5) during Bartonian-Priabonian times. Thanks to a careful structural analysis, we also detailed the style and the kinematics of the deformation in the Eastern English Channel, we proposed a deformation schedule and we established the role of the regional structural inheritance on the Paleogene evolution of the domain. The English Channel records several flexural deformation phases between the Paleocene and the base of the Bartonian. These deformations are associated with the Iberia-Eurasia convergence, the onset of the Iceland plume and the NE Atlantic spreading. The style of the deformation changes from Bartonian times, where the reactivation of crustal structures implies brittle deformation within the Paleogene series of the Eastern English Channel. It is also at this period that the Dieppe-Hampshire syncline is initiated, coeval with structural inversions of adjacent areas.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS 3

RÉSUMÉ 7

ABSTRACT 8

TABLE DES MATIÈRES 9

INTRODUCTION 13

CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉOLOGIQUE 17

Introduction 17

1. Géodynamique de l'Europe nord-occidentale 19
1.1. Histoire géodynamique paléozoïque et précambrienne 19
1.1.1. Orogenèse cadomienne 19
1.1.2. Orogenèse varisque 20
1.2. Géodynamique au cours du Méso-Cénozoïque 21
1.2.1. Ouverture du Golfe de Gascogne et de l'Atlantique Nord 21
1.2.2. Convergence Eurasie-Ibérie 23
1.2.3. Ouverture de l'Atlantique Nord-Est 25
1.2.4. Convergence Apulie-Eurasie 27

2. La Manche, domaine intraplaque 29
2.1. Héritage et structure profonde 29
2.1.1. Structure profonde – partitionnement du socle 29
2.1.2. Grands accidents du Nord de la France 32
2.2. Évolution des systèmes sédimentaires du Méso-Cénozoïque 35
2.2.1. Stratigraphie du Trias de la Manche orientale 35
2.2.2. Stratigraphie du Jurassique de la Manche orientale 36
2.2.3. Stratigraphie du Crétacé de la Manche orientale 36
2.3. Déformations connues en Manche et dans les régions bordières 41
2.3.1. Phases d'inversion en Europe occidentale 41
A. Première phase d'inversion : phase « sub-hercynienne » 41
B. Phase d'inversion Paléocène « Laramide » 41
C. Phase Eo-Oligocène 43
D. Phase Oligo-Miocène 43
2.3.2. Déformations enregistrées en Manche et ses bordures 44
A. Déformations permo-triasiques 44
B. Déformations jurassiques 46
C. Déformations crétacées 48
D. Déformations cénozoïques 49
a. Manche orientale 49

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

b. Sud de l'Angleterre 50
c. Weald-Boulonnais et Belgique 52
d. Bassin de Paris 53
2.4. Conclusion 55

3. Le Cénozoïque de la Manche et des bassins voisins 57
3.1. Stratigraphie du Paléogène de Manche orientale 58
3.1.1. Bassin de Dieppe-Hampshire 58
3.1.2. Bassin de Manche Centrale 61
3.1.3. Bassin Nord-Baie de Seine 62
3.2. Calage chrono-stratigraphique 62
3.3. Géométries du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional 63
3.4. Coupes stratigraphiques synthétiques 65
3.4.1. Ile de Wight 65
3.4.2. Bassin de Paris 67

4. Vallées incisées et dépôts quaternaires 68

CHAPITRE 2 : DONNÉES ET MÉTHODES 71

1. Données disponibles 71
1.1. Historique des travaux réalisés en Manche orientale 71
1.2. Nouvelles données 72
1.2.1. Données sismiques très haute résolution (THR) 72
1.2.2. Données de carottage 76
1.3. Bathymétrie 77

2. Méthodologie 78
2.1. Logiciels de cartographie et d'interprétation sismique 78
2.2. Stratigraphie sismique 78
2.3. Biais dans le travail d'interprétation 81
2.3.1. Couverture sismique 81
2.3.2. Pénétration de la sismique très haute résolution 81
2.3.3. Objets géologiques plio-quaternaires 82
2.4. Conversion temps double – profondeur 83
2.5. Localisation des anciennes données de carottage 84
2.6. Méthodologie cartographique 84
2.6.1. Cartographie des unités sismiques 84
2.6.2. Interpolation 86
A. Cartes d'isoprofondeurs 86
B. Cartes de pente 86
C. Cartes isopaques 87
2.7. Quantification de la déformation 87

CHAPITRE 3 : ÉVOLUTION TECTONO-STRATIGRAPHIQUE CÉNOZOIQUE DE LA MANCHE ORIENTALE 89

1. Préambule 89

2. Sedimentary record of Paleogene deformations in the Eastern English Channel and surrounding areas 98
Abstract 98
1. Introduction 99

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

2. Geological setting 100
3. Data and methodology 103
3.1 Dataset 103
3.2 Methodology 104
4. Results 107
4.1 Seismic stratigraphy of the southern Dieppe-Hampshire Basin 107
4.2 Description of lithologies and depositional environments 113
4.4 Stratigraphic calibration 114
4.4 Geological section of the southern Dieppe-Hampshire Basin 115
4.5 Geological cross-section 117
4.6 Directions of progradation 118
4.7 Correlation with neighboring Cenozoic basins 119
5. Discussion 123
5.1 Stratigraphic cycles and comparison with the surrounding areas 123
5.2 Sedimentary record of the Paleogene deformation 126
5.3 Control of the inheritance 129
6. Conclusions 130
Acknowledgments 132

CHAPITRE 4 : STRUCTURATION DE LA MANCHE ORIENTALE 133

Avant-propos 133

1. Les déformations affectant le Bassin de Dieppe-Hampshire 134
1.1. Description des éléments structuraux 134
1.1.1. Failles cénozoïques 138
A. Cartographie des failles 138
B. Quantification de la déformation 139
C. Âge relatif des failles 141
1.1.2. Déformations plicatives cénozoïques 144
A. Cartographie des plis 144
B. Flexures monoclinales 146
C. Quantification de la déformation 148
D. Cartes de pente 152
E. Âge des déformation plicatives 155
a. Analyse des déformations syn-sédimentaires 155
b. Carte isopaque du Thanétien 156
c. Cartes isopaques de l'Yprésien 157
d. Cartes isopaques du Lutétien 164
e. Cartes isopaques du Bartonien 167
1.2. Structuration et cinématique des zones clés du bassin 175
1.2.1. Structuration au sein de la Boîte 1 177
1.2.2. Structuration au sein de la Boîte 2 181
1.2.3. Structuration au sein de la Boîte 3 184
1.2.4. Relations structurales entre les différentes boîtes 188

2. Lien terre-mer : prolongement en mer des grands accidents du Nord de la France 191
2.1. Le système Nord-Baie de Seine – faille de Fécamp 191
2.2. La faille du Bray 192
2.3. Le Boulonnais 194

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

CHAPITRE 5 : DISCUSSION GÉNÉRALE 197

1. Enregistrement sédimentaire dans le Bassin de Dieppe-Hampshire et corrélation à l'échelle régionale 197
1.1. Découpage séquentiel du Paléogène du Bassin de Dieppe-Hampshire 197
1.2. Corrélation avec le Bassin de Paris et le Sud de l'Angleterre : implications sur la paléogéographie et facteurs de contrôle 199
1.2.1. Enregistrement sédimentaire des trois domaines (Bassin de Dieppe-Hampshire méridional, Sud de l'Angleterre et Bassin de Paris) 199
1.2.2. Facteurs de contrôle des cycles 201
A. Forçages eustatiques et climatiques 201
B. Forçages tectoniques 203

2. Cinématique et chronologie de la déformation 207
2.1. Style et cinématique de la déformation 207
2.1.1. Style de la déformation paléogène en Manche orientale 207
2.1.2. Cinématique et partitionnement horizontal de la déformation 208
2.2. Chronologie de la déformation 211
2.3. Influence de l'héritage structural sur l'évolution paléogène de la Manche orientale 214

CONCLUSION GÉNÉRALE 217

PERSPECTIVES 220

LISTE DES FIGURES 223

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 233

ANNEXES 253

Annexe A : Stratigraphie du Mésozoïque de la Manche orientale 255
Stratigraphie du Trias de la Manche orientale 255
Stratigraphie du Jurassique de la Manche orientale 258

Annexe B : Palynological analysis of the TREMOR 2 coring samples 267

Annexe C : Description des cartes d'isoprofondeurs 277
Carte d'isoprofondeurs du Thanétien 277
Cartes d'isoprofondeurs de l'Yprésien 277
Cartes d'isoprofondeurs du Lutétien 282
Cartes d'isoprofondeurs du Bartonien 284

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

INTRODUCTION

Le domaine Nord-Atlantique enregistre d'importants changements paléogéographiques entre la fin du Mésozoïque et le Paléogène. Le Paléogène correspond en effet à une période de déformation de la plaque européenne et à des réorganisations paléogéographiques majeures, en réponse à des évènements géodynamiques aux limites de plaques (ouverture de l'Atlantique du Nord-Est, convergence Ibérie-Eurasie et Apulie-Eurasie). Ces déformations enregistrées dans le NW du domaine européen ont déjà été bien identifiées dans le Bassin Belge (De Batist et Henriet, 1995 ; Jacobs et De Batist, 1996 ; Vandenberghe *et al.*, 1998, 2004 ; Deckers et Matthijs, 2017), dans le Bassin de Paris (Briais, 2015 ; Briais *et al.*, 2016), ou dans le Sud de l'Angleterre (Ile de Wight : Gale *et al.*, 1999 ; Newell, 2001, 2014 ; Newell et Evans, 2011 ; Evans *et al.*, 2011). En revanche, en Manche, notamment orientale, ces déformations sont relativement mal contraintes dans l'espace et dans le temps.

Ce travail de thèse se focalise donc sur le Bassin de Dieppe-Hampshire, localisé en Manche orientale. Ce bassin, appartenant au Bassin Anglo-Parisien, forme un synclinal WNW-ESE, qui s'étend du Sud de l'Angleterre au large des côtes de Normandie et des Hauts de France. Le Bassin de Dieppe-Hampshire méridional a été étudié dans les années 1970 (Bignot, 1972 ; Auffret, 1973 ; Auffret *et al.*, 1975 ; Auffret et Gruas-Cavagnetto, 1975 ; Curry et Smith, 1975). Mais la stratigraphie demeurait encore mal contrainte jusqu'à présent. De ce fait, l'âge des déformations était également relativement mal connu ainsi que le style des structures tectoniques en résultant. Les progrès techniques apportés depuis aux méthodes d'acquisition géophysique marine (sismique très haute résolution, positionnement GPS) offrent l'opportunité d'explorer à nouveau ce domaine.

De plus ce bassin présente un intérêt tout particulier en raison de : (1) sa position entre des domaines inversés (Ile de Wight, Bassin de Manche Centrale, Bassin Nord-Baie de Seine, Weald-Artois) et des zones ayant subi des déformations plutôt flexurales (Bassins de Paris et Belgique) au cours du Paléogène ; (2) sa localisation entre plusieurs accidents majeurs de la plaque ouest-européenne (failles du Bray, de Fécamp, de la Seine, de Portland-Wight, de Manche Centrale, du Boulonnais…).

L'objectif général de ces travaux de doctorat est ainsi de reconstruire les évolutions sédimentaires et structurales de la Manche orientale au cours du Paléogène, et de les intégrer dans le cadre géodynamique plus vaste du domaine Ouest-Européen. Deux approches basées essentiellement sur des données sismiques et de carottage ont ainsi été développées : (1) l'analyse de la stratigraphie du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional et sa corrélation avec les bassins paléogènes voisins, et (2) l'étude des structures tectoniques affectant le bassin et ses bordures. Cette étude cherchera notamment à améliorer la cartographie de la géométrie

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

des dépôts cénozoïques préservés au large de la Normandie et des Hauts de France, à améliorer le schéma structural régional, et à mieux comprendre la continuité sous-marine des grands accidents structuraux déjà bien documentés à terre.

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du démarrage du projet de recherche « Manche Orientale » (Responsable scientifique Virginie Gaullier) de l'équipe « Tectonique » du Laboratoire « Géosystèmes » (2013), devenue en 2015 l'équipe « TIMES » (Equipe 6 : Tectonique des marges et des bassins sédimentaires) au sein du Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG – UMR 8187 – Université de Lille–CNRS–ULCO), en collaboration avec le BRGM et les Universités de Brest et du Havre. Ce projet s'insère dans une logique d'amélioration de la connaissance géologique régionale du plateau continental français menée par le BRGM à travers le chantier « RGF – Plateau Continental ».

Le lancement de ce projet s'est matérialisé avec la réalisation d'une campagne océanographique prospective, « TREMOR » (Tectonique RÉcente en Manche ORientale) en juin 2014 (N/O « Côtes de la Manche »), avant le lancement de la thèse, mission qui a permis l'acquisition de données de sismique réflexion très haute résolution Sparker, grâce à la plateforme de sismique THR du Laboratoire « Domaines Océaniques » de l'UBO-IUEM (Brest). Cette mission a été financée grâce au programme Action Coordonnée – Campagnes à la mer de l'INSU (soutiens pré- et post-campagne). Le volet terrestre (Mission Pays de Bray a été financé en 2015 grâce à l'IREPSE (Projet « nouvel entrant » - V. Gaullier). L'acquisition de nouvelles données s'est poursuivie en mai 2017 avec la campagne « TREMOR 2 » (N/O « Thalia »), qui a permis l'acquisition de données sismiques THR à partir du matériel Sparker du LOG (financement 1. De la mission : BRGM–RGF–Plateau Continental et Action Coordonnée – Campagnes à la mer de l'INSU – soutien post-campagne ; 2. Du matériel sismique : CPER MARCO) et la réalisation de carottages grâce au carottier Kullenberg mis à disposition par Ifremer–Genavir. Le traitement des données sismiques acquises au cours de ces deux campagnes a été réalisé par Isabelle Thinon (BRGM). L'analyse biostratigraphique des échantillons prélevés au cours des carottages, essentielle au calibrage stratigraphique des unités sismiques identifiées, a été effectuée par Jean-Jacques Châteauneuf (consultant en biostratigraphie).

Le **Chapitre 1** présentera le contexte géologique de la Manche orientale. Il intégrera notamment un calendrier des évènements géodynamiques majeurs ayant affecté l'Europe occidentale depuis les orogenèses cadomienne et varisque, responsables de la pré-structuration de la plaque européenne et de son partitionnement, jusqu'à la convergence Afrique-Europe. L'évolution des systèmes sédimentaires et les déformations méso-

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

cénozoïques enregistrées au sein du domaine Ouest européen en réponse à ces évènements en limites de plaques seront développées. Ce chapitre présentera enfin l'évolution cénozoïque de la Manche orientale et des bassins adjacents

Le **Chapitre 2** se focalisera sur les données disponibles en Manche orientale ayant été utilisées au cours de cette étude, qu'il s'agisse des données et informations géologiques « anciennes » ayant déjà fait l'objet de publications (carottages, articles, cartes) ou des nouvelles données (sismique réflexion THR, carottages). La méthodologie du travail d'interprétation et d'exploitation des données sera détaillée (stratigraphie sismique, réalisation de cartes d'isoprofondeurs, de cartes isopaques, de cartes de pentes).

Le **Chapitre 3** présentera les résultats de l'analyse détaillée du remplissage sédimentaire du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional. Il intégrera également les corrélations possibles entre les différents domaines paléogéographiques proches (Bassin de Paris, Ile de Wight, Bassin belge), à partir de l'identification des surfaces séquentielles majeures. Ce chapitre se présente principalement sous la forme d'un article accepté avec révisions modérées dans la revue *Marine and Petroleum Geology*.

Le **Chapitre 4** portera quant à lui sur l'analyse structurale du Sud du Bassin de Dieppe-Hampshire et de ses bordures. La description et la cartographie des structures tectoniques (failles, plis, flexures) affectant la couverture sédimentaire paléogène seront analysées. Cette analyse structurale, ainsi que les cartes d'épaisseur des unités stratigraphiques identifiées permettront de discuter l'âge, le style et la cinématique des déformations ainsi que du style, du partitionnement.

Enfin, le chapitre de discussion (**Chapitre 5**) s'intéressera à replacer les résultats présentés dans les parties précédentes dans un contexte à plus grande échelle. Le timing et la cinématique de la déformation en Manche orientale seront mis en relation avec les évènements en limites de plaques. Enfin, l'influence de l'héritage structural sur les déformations paléogènes sera discutée.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

CHAPITRE 1 : CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Introduction

La Manche constitue un domaine marin peu profond situé entre la France et l'Angleterre et faisant le lien entre la Mer du Nord et l'Océan Atlantique. La profondeur du fond marin est de l'ordre de 30 à 60 mètres en Manche orientale et de 50 à 100 mètres en Manche occidentale, mais atteint localement des valeurs proches de 200m, au niveau de fosses (Fosse Centrale, Fosse d'Ouessant; Lericolais, 1997). La Manche montre une morphologie peu accidentée et les pentes y sont faibles, en moyenne à 0,3-0,5% (Gibbard et Lautridou, 2003) et pouvant aller jusqu'à 2-3% dans les fosses (Alduc, 1979 ; Lericolais, 1997).

Le bassin de la Manche, dont la morphologie actuelle est d'héritage miocène, est souvent décomposé en trois provinces définies par Smith et Curry (1975) (figure 1-1). La Manche occidentale présente des roches d'âges Paléozoïque à Miocène et est séparée de la Manche centrale par un linéament entre Start Point (Devon) et la péninsule du Cotentin. Cette partie de la Manche appartient au bloc hercynien Armorique-Cornouailles (Larsonneur, 1971). La Manche centrale, marquée par quelques failles majeures, présente des dépôts d'âges Jurassique à Éocène. Enfin, la Manche orientale (figure 1-2), qui s'étend entre un linéament Fécamp-île de Wight et le Pas de Calais, met à l'affleurement principalement des sédiments cénozoïques, et son évolution se rattache à celle du bassin anglo-parisien (Larsonneur, 1971). Le bassin est limité au nord par l'axe Weald-Artois, qui met à l'affleurement des séries jurassiques au niveau du Boulonnais.

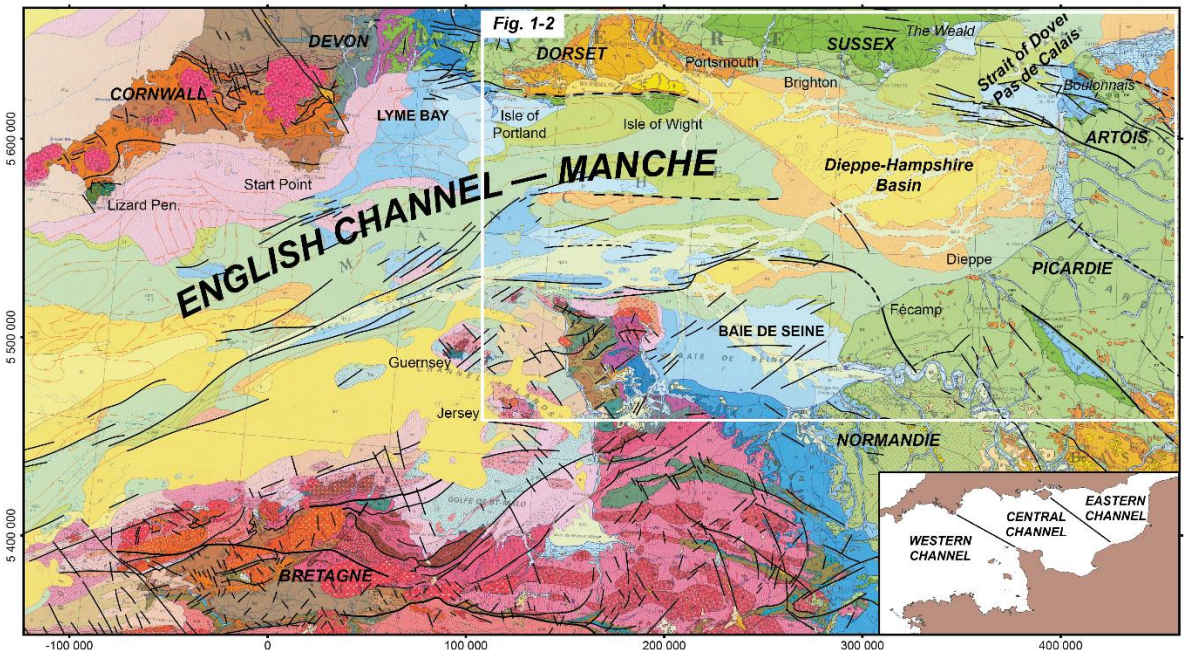


Figure 1-1 : Carte géologique de la Manche (extrait de la carte géologique de la France BRGM au 1:1 000 000ème, Chantraine et al., 1996). L'encart montre la localisation des trois provinces de la Manche.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Ce découpage a également un sens au regard des failles majeures répertoriées en Manche. Les approches occidentales de la Manche sont affectées par des structures d'orientation N60° à N80°, tandis qu'on retrouve de grandes failles E-W en Manche centrale et des failles NW-SE en Manche orientale et dans le Nord de la France (figure 1-1).

Bassin de Dieppe-Hampshire

Le bassin de Dieppe-Hampshire est l'objet de cette étude. Il s'étend de l'Hampshire et du Dorset, au Sud de l'Angleterre, jusqu'au littoral français des régions Hauts de France et Normandie, selon une direction globalement WNW-ESE. La zone d'étude est ainsi encadrée par les méridiens 2°W et 2°E et par les parallèles 50°N et 51°N.

Ce bassin, qui émerge seulement dans la région de Southampton et sur la moitié Nord de l'île de Wight, représente une aire de l'ordre de 15.000 km^2 et s'étend sur une longueur d'environ 280 km. Sa profondeur d'eau maximale est de 51 m au large de Brighton.

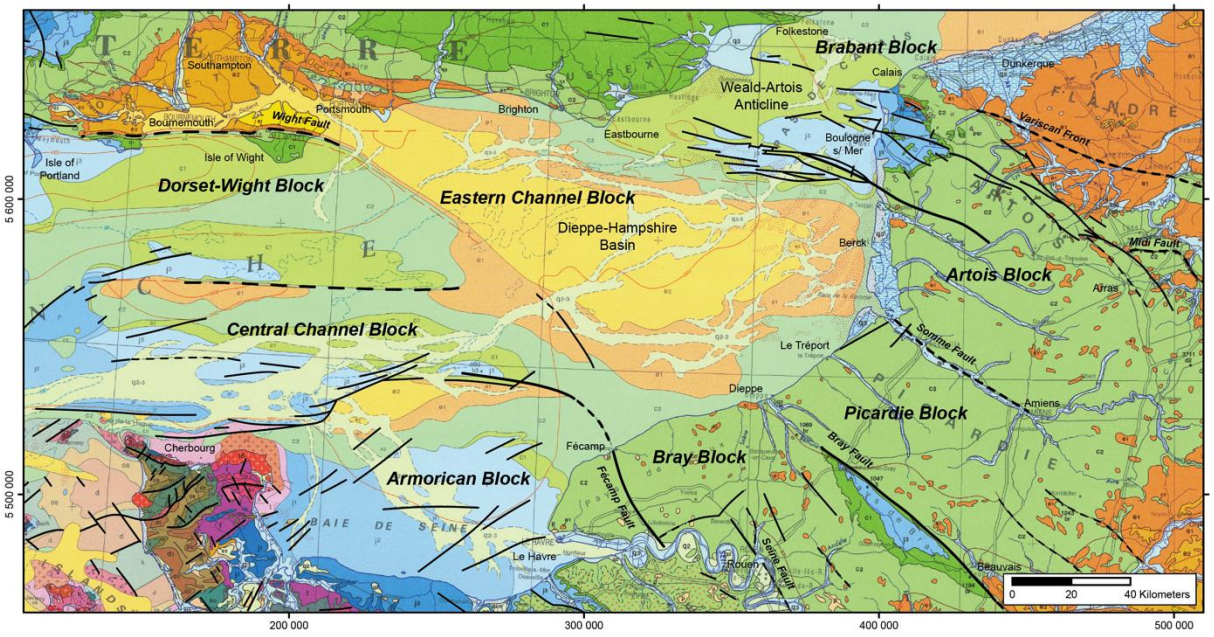


Figure 1-2 : Carte géologique de la Manche Orientale (extrait de la carte géologique de la France BRGM au 1:1000000ème, Chantraine et al., 1996) et superposition des linéaments tectoniques du Nord-Ouest de la France et du Sud de l'Angleterre.

Afin de corréler les déformations enregistrées en Manche orientale au cours du Paléogène à des évènements géodynamiques en limites de plaques, nous allons décrire dans ce chapitre les évènements majeurs connus en Europe occidentale depuis le Précambrien. Il est en effet essentiel, avant de se lancer dans l'analyse détaillée de la stratigraphie et de l'évolution structurale du Bassin de Dieppe-Hampshire, de connaître l'évolution de la cinématique de la déformation en Europe occidentale ainsi que le cadre stratigraphique des bassins cénozoïques bordiers.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Etant donné la période de temps qui nous intéresse dans le cadre de cette étude, les évènements géodynamiques et les déformations cénozoïques seront plus détaillées. Il est tout de même important de présenter les orogenèses cadomienne et varisque, afin de chercher à intégrer l'importance de l'héritage structural sur la localisation et les géométries des déformations paléogènes.

Ce chapitre sera organisé en présentant dans une premier temps l'histoire géodynamique de l'Europe occidentale depuis l'orogenèse cadomienne jusqu'à la collision alpine. Une deuxième partie présentera le domaine intraplaque de la Manche et ses pourtours, en décrivant l'héritage structural, l'évolution des systèmes sédimentaires et les déformations méso-cénozoïques. Enfin le Cénozoïque de la Manche orientale et des bassins voisins sera abordé, afin d'établir le cadre stratigraphique et temporel, nécessaire avant d'appréhender le Bassin de Dieppe-Hampshire.

1. Géodynamique de l'Europe nord-occidentale

1.1. Histoire géodynamique paléozoïque et précambrienne

L'Europe occidentale paléo-protérozoïque est sculptée par deux cycles orogéniques majeurs : l'orogenèse cadomienne (ca. 650-540 Ma) et l'orogenèse varisque (ca. 350-250 Ma ; Lagarde *et al.*, 2003; Nance *et al.*, 2010).

1.1.1. Orogenèse cadomienne

Le socle cadomien ouest-européen se met en place en périphérie du craton Ouest Africain du supercontinent Gondwana, et comprend des complexes sédimentaires, ignés et métamorphiques d'âges Édiacarien et Cambrien inférieur (Linnemann *et al.*, 2007).

Les travaux sur la cinématique des plaques et de datation U-Pb sur zircons menés par Linnemann et al (2007) montrent un premier stade d'évolution de l'orogenèse cadomienne caractérisé par un arc magmatique continental de type cordillère (650-600 Ma), suivit par la formation en régime décrochant d'un bassin arrière-arc vers 590-560 Ma. Ce bassin se ferme autour de 545-540 Ma, suite à la collision entre l'arc magmatique cadomien et le craton Ouest Africain. Le cycle cadomien prend fin au Cambro-Ordovicien. La fin de ce cycle est également marquée par le début de l'ouverture de l'Océan Rhéique (Linnemann *et al.*, 2007; Nance *et al.*, 2010).

Cette orogenèse cadomienne implique, en plus de la fermeture d'un bassin et d'une collision continentale, une compartimentation du socle par des failles crustales d'orientation NE-SW (Manche centrale et occidentale ; Chantraine *et al.*, 2001; Lagarde *et al.*, 2003).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Les discontinuités crustales formées au Cadomien ont eu par la suite un rôle dans la structuration régionale (Lagarde *et al.*, 2003). La zone de failles Ouessant-Alderney (OAFZ) est notamment supposée se situer à proximité d'une faille cadomienne majeure (Dupret *et al.*, 1990).

1.1.2. Orogenèse varisque

L'orogenèse varisque est le résultat de la fermeture de l'Océan Rhéique, initiée au Silurien supérieur - Dévonien inférieur, âge de l'arc magmatique associé à la subduction du domaine océanique (Ballèvre *et al.*, 2009). Cette fermeture s'effectue par la subduction de la lithosphère océanique rhéique en réponse au mouvement vers le Nord du Gondwana (Ziegler, 1990). Le raccourcissement est alors accommodé par un chevauchement à vergence Nord, qui semble être, grâce aux données d'anomalies gravimétriques, aujourd'hui localisé au niveau du chevauchement de Portland-Wight (Busby et Smith, 2001). La subduction conduit à une collision continentale entre le Gondwana et le Laurasia au Viséen (Lagarde *et al.*, 2003; Ziegler, 1990; Ziegler et Dezes, 2006).

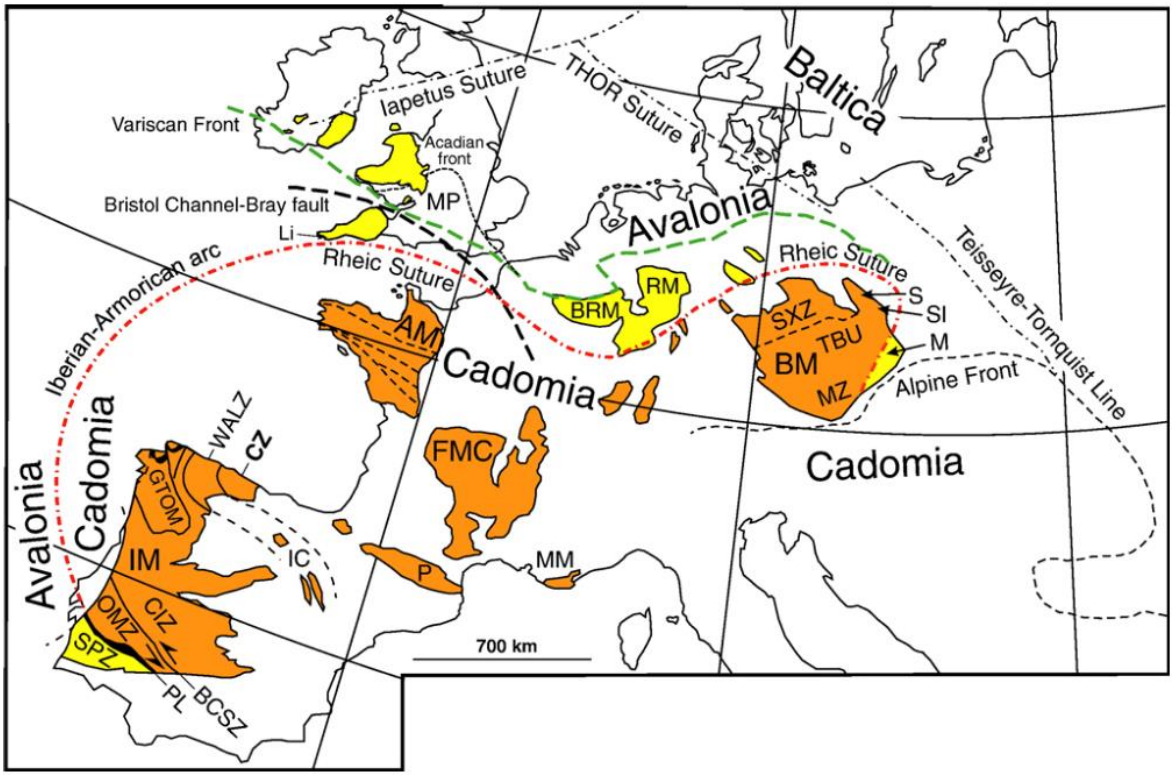


Figure 1-3 : Localisation de la suture rhéique par rapport aux massifs varisques et cadomiens en Europe centrale et occidentale (d'après Linnemann et al., 2007 et Nance et al., 2010). Abb.: AM = Armorican Massif, BCSZ = Badajoz-Cordoba Shear zone, BM = Bohemian Massif, BRM = Brabant Massif, CIZ = Cantabrian zone, FMC = French Massif Central, IC = Iberian Chains, IM = Iberian Massif, GTOM = Galicia Tràs-os-Montes zone, Li = Lizard Ophiolite, M = Moravo-Silesian zone, MM = Maures Massif, MP = Midland Platform, MZ = Moldanubian zone, OMZ = Ossa-Morena zone, P = Pyrénées, PL = Pulo de Lobo oceanic units, RM = Rhenish Massif, S = Sudetes, Sl = Sleza ophiolite, SPZ = South Portuguese zone, SXZ = Saxo-Thuringian zone, TBU = Teplà-Barrandian unit, WALZ = West Asturian Leonese zone.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

La zone de suture rhéique est observée en Europe occidentale le long de l'arc ibéro-armoricain, au niveau de l'ophiolite du Cap Lizard (Cornouailles) et de la zone cristalline médio-germanique (Nance *et al.*, 2010) (figure 1-3).

Structuralement, l'orogenèse varisque est associée à des failles d'orientation E-W et NNW-SSE (Lagarde *et al.*, 2003; Ballèvre *et al.*, 2009). Ces failles ont par la suite eu un rôle lors de la structuration des bassins cénozoïques, comme le montre la réactivation de failles varisques selon un mouvement décrochant dextre dans le Nord-Ouest de l'Europe (Mansy *et al.*, 2003 ; Vandycke, 2003 ; Ballèvre *et al.*, 2009 ; Averbuch et Piromallo, 2012).

1.2. Géodynamique au cours du Méso-Cénozoïque

Le Mésozoïque voit la mise en place de grands bassins liés à la dislocation de la Pangée et à de la subsidence thermique (Brunet et Le Pichon, 1982 ; Chadwick, 1986). Les bassins mésozoïques d'Europe nord-occidentale se développent dans un contexte d'extension multiphasée, avec une réactivation de failles varisques, au Trias inférieur, au Jurassique, et au Crétacé inférieur (Wealdien ; Chadwick, 1986; Hamblin *et al.*, 1992; Ziegler, 1990).

L'Europe occidentale, dont la région de la Manche, a ensuite subi au cours du Cénozoïque des déformations liées à des évènements tectoniques majeurs, tels que (1) la convergence Ibérie-Eurasie, (2) l'ouverture de l'Atlantique Nord et (3) la convergence Eurasie-Apulie. Ce contexte géodynamique a induit des déformations intraplaques importantes en Europe de l'Ouest, avec de nombreuses réactivations de failles et une inversion des bassins mésozoïques (Smith et Curry, 1975; Wittaker, 1985; Lake et Karner, 1987; Mascle et Cazes, 1987; Ziegler, 1990; Lagarde *et al.*, 2003).

1.2.1. Ouverture du Golfe de Gascogne et de l'Atlantique Nord

L'ouverture de l'Atlantique Nord, qui s'est faite du Sud vers le Nord, s'effectue à partir du Crétacé inférieur (Aptien supérieur-Albien ; Roberts *et al.*, 1999 ; figure 1-4). La propagation de cette ouverture se fait depuis le Golfe de Gascogne (figure 1-5) et se prolonge vers le Nord par le fossé de Rockall, le bassin Féroé-Shetland et le bassin de Møre (Roberts *et al.*, 1999). L'extension régionale mène à une subsidence importante des bassins mésozoïques que sont les Approches Occidentales, le bassin de Portland-Wight et le bassin de Wight (Lagarde *et al.*, 2003).

Dans la région de la Manche, les structures liées à la phase d'extension Atlantique étaient au Crétacé inférieur alignées avec l'axe d'ouverture de l'Atlantique Nord. La rotation du Sud-Ouest de l'Europe et de l'axe d'ouverture Nord-Atlantique conduit à positionner le bassin de la Manche obliquement à cette ouverture et au « ridge push » associé (Hay *et al.*, 1999; Lagarde *et al.*, 2003) (figure 1-4).

© 2018 Tous droits réservés. lilliad.univ-lille.fr

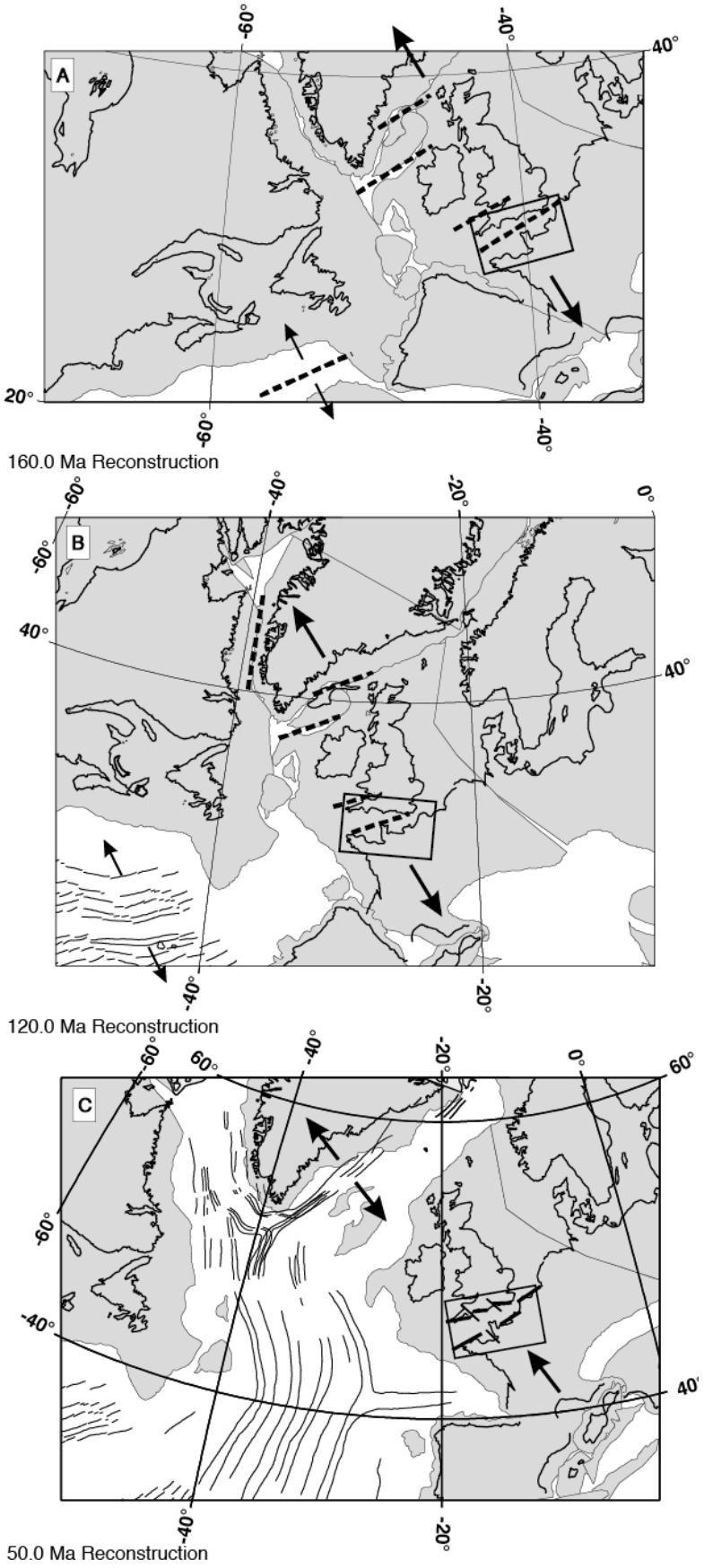


Figure 1-4 : Reconstitutions de la tectonique des plaques montrant la Manche dans le cadre de l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord (d'après Hay et al., 1999) : lithosphère continentale (zones grisées), mouvement des plaques tectoniques (flèches), zones de fragilité crustale (lignes pointillées).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

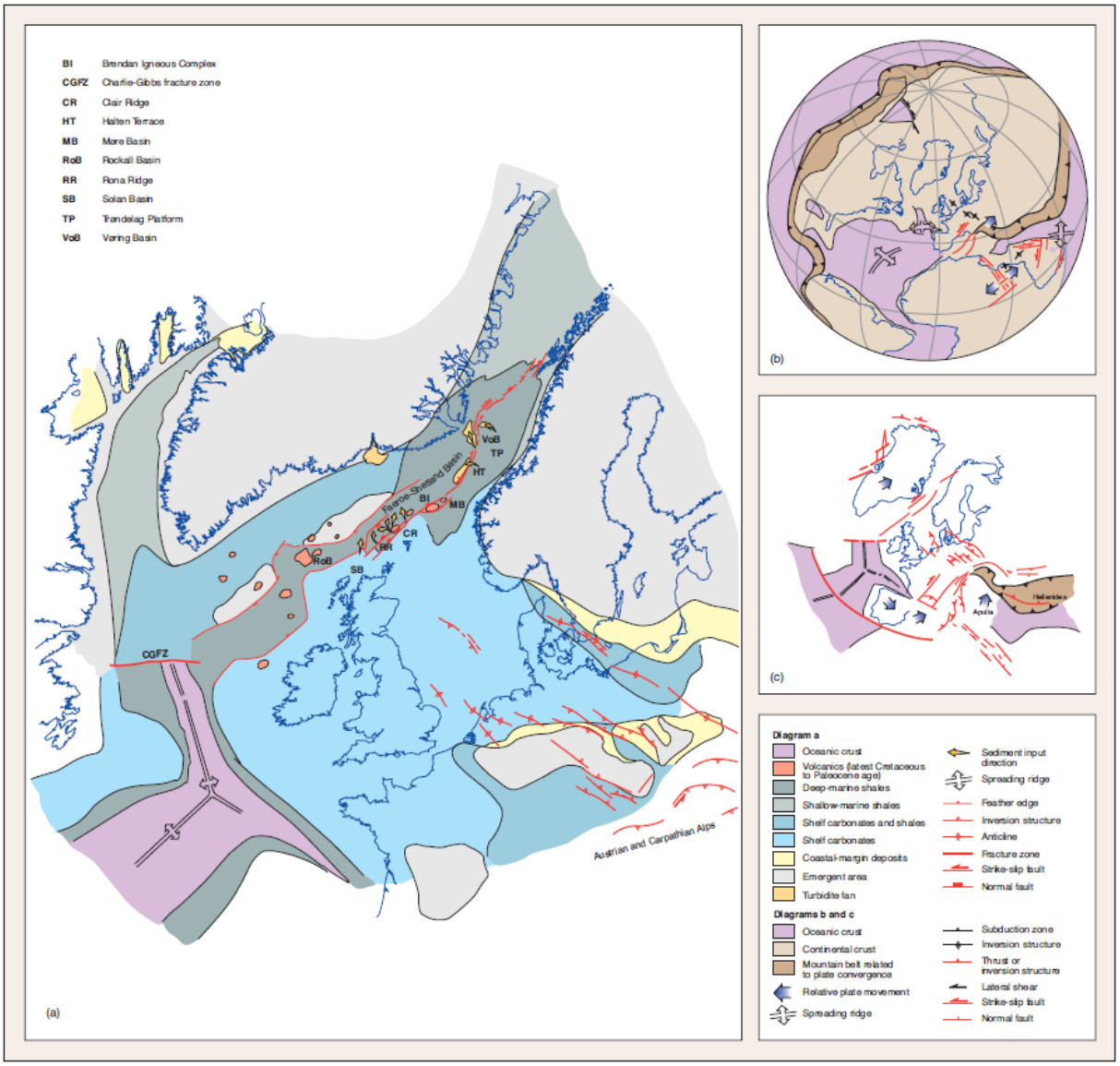


Figure 1-5 : Carte du domaine Nord-Atlantique au Crétacé supérieur montrant le début de l'ouverture océanique et la distribution des structures actives (Evans et al., 2003).

1.2.2. Convergence Eurasie-Ibérie

La fermeture du domaine pyrénéen, en réponse au déplacement de l'Afrique vers le Nord (Filleaudeau, 2011), se traduit dans le domaine pyrénéen par l'inversion et le soulèvement des bassins (Sibuet *et al.*, 2004) au cours du Santonien-Campanien basal. Ce déplacement, qui implique la convergence Ibérie-Eurasie, initie une déformation orientée E-W dans les Pyrénées (Rosenbaum *et al.*, 2002). Les déformations enregistrées indiquent une intensification de la compression à partir du Santonien jusqu'au Maastrichtien (Rosenbaum *et al.*, 2002). Des plissements sont documentés dès le Santonien supérieur dans l'avant-pays des Pyrénées orientales (Vergés et Garcia-Senz, 2001). Ces déformations évoluent vers la mise en place de nappes de chevauchement (Boixols, Pedraforca) entre le Campanien et le Maastrichtien (Simó

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

et al, 1985), tandis que la compression se traduit par une déformation flexurale dans le bassin aquitain à la fin du Maastrichtien (Platel, 1996).

La vitesse de la convergence Ibérie-Eurasie diminue à la fin du Crétacé, et ce jusqu'au Paléocène (Fidalgo-Gonzalez, 2001 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Lacombe et Jolivet, 2005 ; Vissers et Meijer, 2012). Ce ralentissement, qui perdure jusqu'au Paléocène, coïncide avec le remplissage des bassins sédimentaires adjacents aux Pyrénées par des dépôts alluviaux (Faciès Garumnien) qui scellent les déformations du Crétacé supérieur (Garcia-Senz, 2002 ; Filleaudeau, 2011). Il est attribué au début de la collision continentale, à partir de 67 Ma (Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Vissers et Meijer, 2012).

Après avoir ralenti à partir de la fin du Crétacé, le taux de convergence entre l'Ibérie et l'Europe augmente à nouveau entre l'Yprésien et le Lutétien inférieur, soit entre 55 et 47 Ma (Vergés *et al.*, 1995 ; Fidalgo-Gonzalez, 2001). Cette accélération est également prédite par les reconstitutions de Rosenbaum *et al.* (2002) et Vissers et Meijer (2012). Christophoul *et al.* (2003) soulignent le développement d'un bassin flexural dans les Corbières la fin de l'Yprésien. L'âge de la vitesse maximale de convergence, estimée autour de 6 mm/an, à l'Eocène inférieur, correspond au paroxysme de la collision (Filleaudeau, 2011 ; figure 1-6). Cette période voit le maximum de la déformation au sud de la chaîne plissée et des raccourcissements majeurs dans le sud du Bassin Aquitain (Rocher *et al.*, 2000).

A l'Eocène moyen, l'élévation topographique dans la Zone Axiale est croissante (Beaumont *et al.*, 2000), comme le montre la charge sédimentaire importante transportée via les réseaux fluviatiles. Les taux de raccourcissement sont plus faibles à partir de l'Eocène moyen, avec une valeur moyenne estimée autour de 2 mm/an (Vergés *et al.*, 1995). Bien que relativement constante, une phase d'accélération de la convergence est mise en évidence au début du Bartonien, vers 40 Ma (Vissers et Meijers, 2012). Cette phase de déformation se caractérise par une déformation intense à l'ouest de la chaîne, avec la formation de la chaîne des Cantabrides (Alvarez-Marron *et al.*, 1997) et le soulèvement des chaînons basques (Razin, 1989 ; Puigdefabregas *et al.*, 1992), entrainant la fermeture de la connexion avec l'Océan Atlantique. A l'est de la chaîne, des nappes de chevauchement se mettent en place dans les Pyrénées orientales (Christophoul *et al.*, 2003).

L'exhumation dans la Zone Axiale se poursuit au Priabonien, notamment grâce à des mouvements le long du chevauchement de Gavarnie (Jolivet *et al.*, 2007), impliquant une augmentation de la quantité de matière érodée et le comblement total du bassin de l'Ebre. La fin de la convergence est estimée au Miocène (Jolivet *et al.*, 2007) (figure 1-6).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

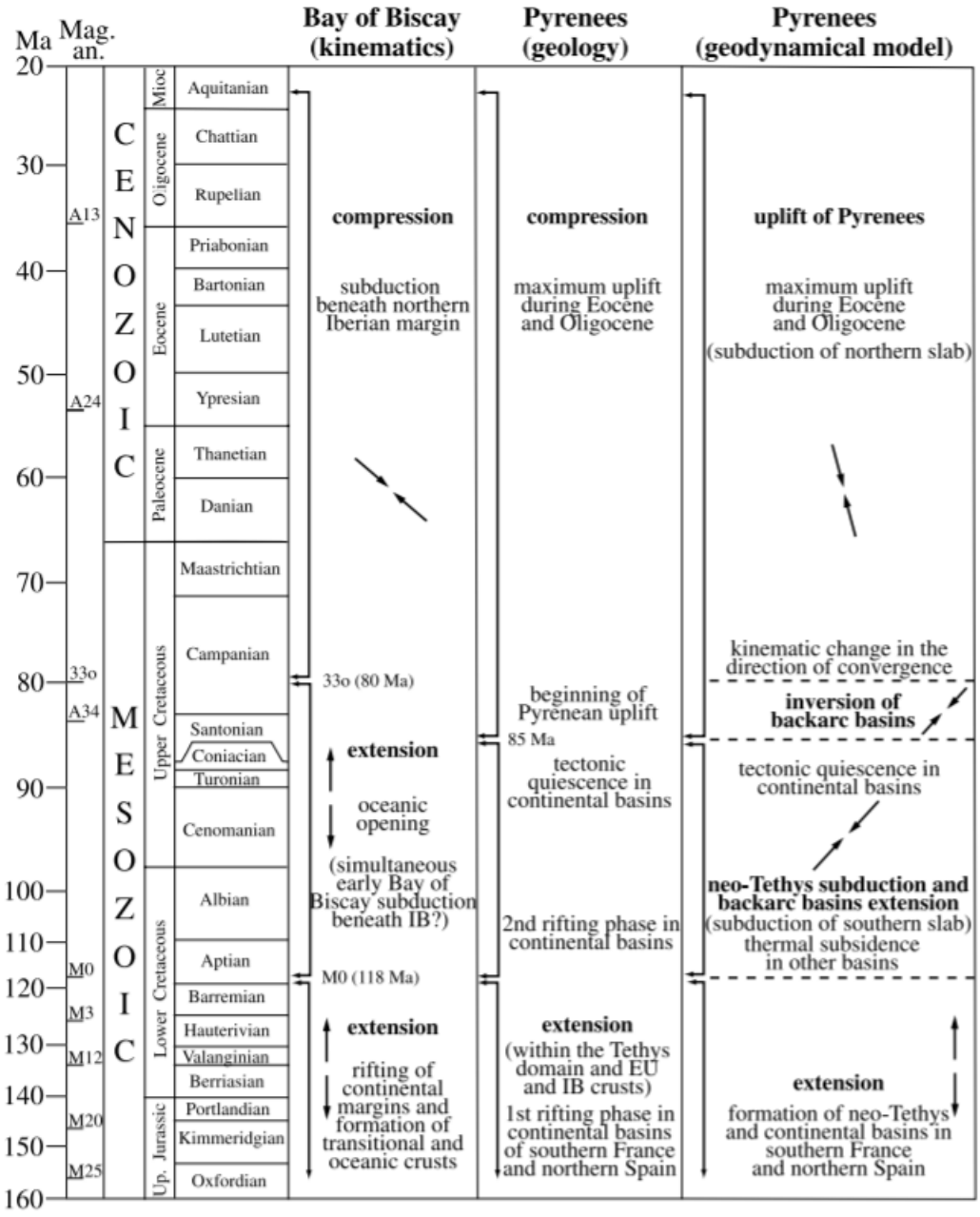


Figure 1-6 : Synthèse des principaux évènements cinématiques, géologiques et géodynamiques dans le Golfe de Gascogne et dans les Pyrénées (Sibuet et al., 2004).

1.2.3. Ouverture de l'Atlantique Nord-Est

Initiation du panache mantellique islandais

L'expansion océanique Nord Atlantique s'accompagne régionalement d'une dynamique mantellique par de la convection et des points chauds. Ainsi au cours du Paléocène, l'expansion océanique se poursuit avec la mise en place du point chaud islandais à partir de 62 Ma (figure 1-7). Le point chaud se développe jusqu'à 52 Ma, avec un pic de magmatisme entre 61 et 58 Ma (White et Lovell, 1997). Le volcanisme, qui se met en place sous forme de

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

corps magmatiques sous-plaqués (*underplating*), provoque un soulèvement des marges qui bordent l'Atlantique Nord, avec des mouvements verticaux pouvant atteindre 2.5 km (Hillis *et al.*, 2008).

Cet épisode volcanique majeur précède le début de l'expansion océanique entre l'Europe et le Groenland, de part et d'autre du plateau Féroé-Shetland, qui survient à partir de 55 Ma, à la limite Paléocène-Eocène (White et Lovell, 1997) (figure 1-7). Des vitesses de déplacement liées à l'extension de 25 à 55 mm/an sont estimées par Le Breton (2012).

L'expansion océanique se poursuit vers le nord entre l'Yprésien et le Bartonien, mais à des vitesses plus faibles qu'au début de l'Eocène (Le Breton, 2012). Ce ralentissement pourrait être causé par une diminution de l'activité du panache mantellique islandais (Nadin et Kuszmir, 1996 ; White et Lovell, 1997).

A la fin de l'Eocène (Priabonien) et à l'Oligocène, Le Breton (2012) souligne un ralentissement de l'expansion océanique, ainsi qu'un changement notable dans la direction de l'extension à partir de l'Oligocène inférieur. L'extension est ensuite relativement constante et continue au cours de la période du Miocène (Doré *et al.*, 2008).

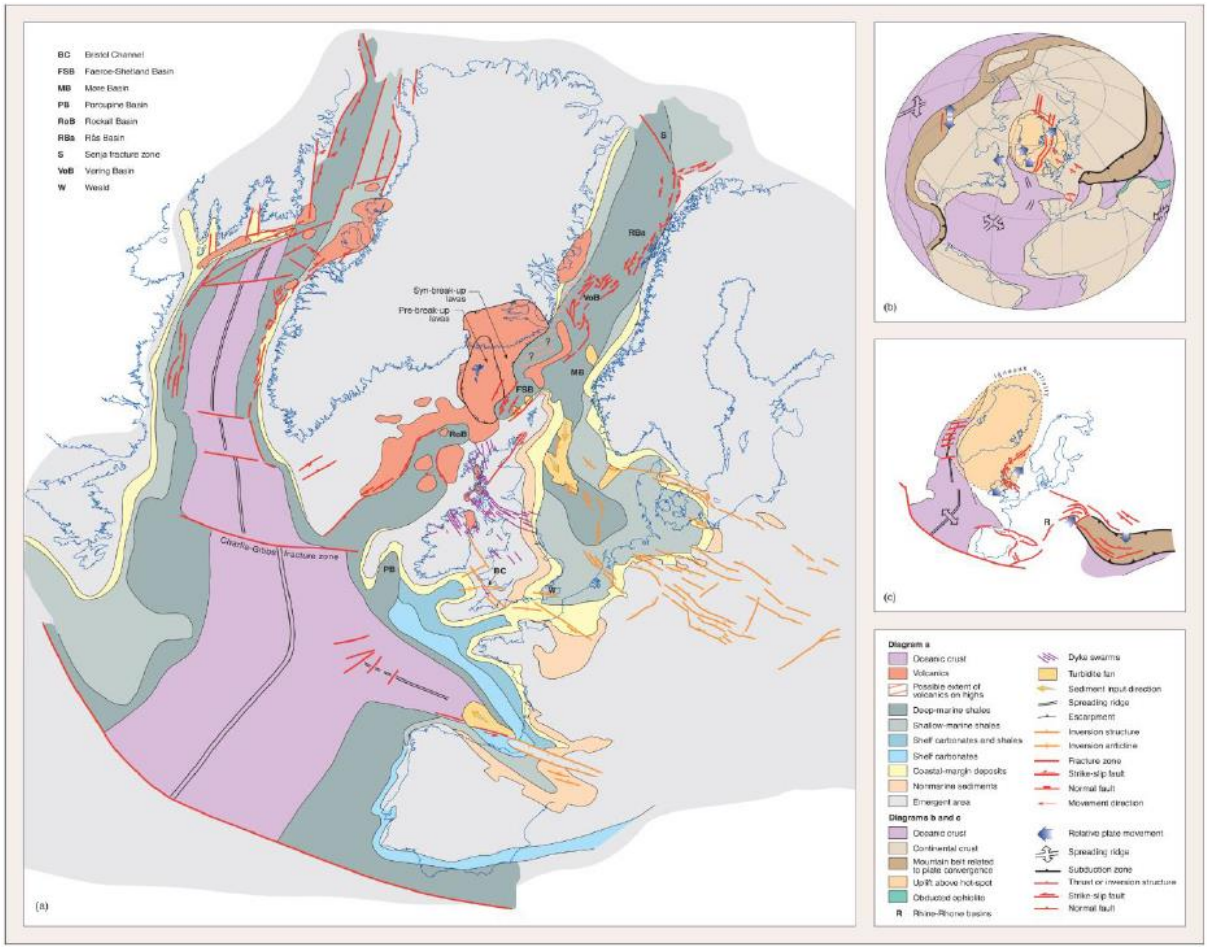


Figure 1-7 : Carte du domaine Nord-Atlantique au Paléocène-Éocène montrant la poursuite de l'ouverture océanique Nord-Atlantique et la distribution du volcanisme et des structures actives (Evans et al., 2003).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

1.2.4. Convergence Apulie-Eurasie

L'orogenèse alpine est le résultat de la fermeture de l'Océan Liguro-Piémontais (ou Téthys alpine), initiée au Crétacé supérieur. La mise en place de la subduction s'accompagne de l'association du domaine briançonnais avec la plaque européenne au cours du Paléocène, après sa séparation de la plaque ibérique (Stampfli *et al.*, 1998). Mais les convergences Eurasie-Ibérie et Eurasie-Apulie sont ralenties au Paléocène (Dewey *et al.*, 1989; Stampfli *et al.*, 1998). À cette même période, les déformations compressives dans les domaines alpins et pyrénéens et leurs avant-pays ne sont pas encore observées.

L'Éocène **anté-Priabonien** est associé à un stade précoce de l'orogenèse alpine, qui se traduit par des premières déformations associées à la croissance de la chaîne pyrénéo-provençale (Dumont *et al.*, 2012). Une sédimentation continue et anorogénique se met en place au front de subduction, avec le dépôt des flyschs à helminthoïdes au niveau du domaine briançonnais. Celui-ci se retrouve incorporé au prisme d'accrétion au cours de l'Éocène moyen (Stampfli *et al.*, 1998).

Le **Priabonien** (figure 1-8) marque le début de la collision continentale alpine, avec l'arrivée de la plaque Eurasie au niveau du prisme d'accrétion. Les dernières évidences de métamorphisme de ultra haute pression sont datées à 35 Ma dans les reliques de la plaque subductée du massif de Dora Maira (Ford *et al.*, 2006; Gebauer *et al.*, 1997). La subduction est suivie d'une exhumation très rapide.

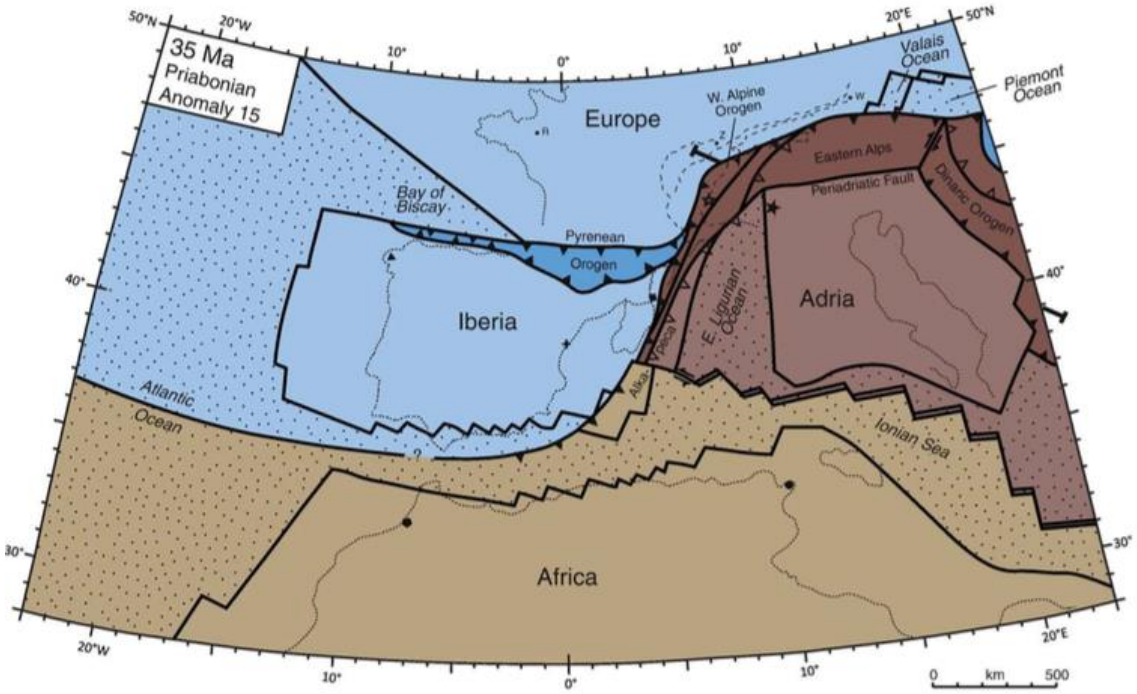


Figure 1-8 : Reconstitution de l'état de la convergence entre les plaques européenne et africaine au Priabonien (Handy et al., 2010), au stade initial de la collision alpine. La forme de l'arc alpin souligne un changement de direction de la convergence dans les Alpes occidentales.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Cette période correspond également à une rotation de la plaque Apulie qui passe progressivement d'une direction N-S à NW-SE (Dumont *et al.*, 2012; Handy *et al.*, 2010). L'origine de ce changement de direction de la convergence dans la partie occidentale de l'orogenèse alpine est débattue. Handy *et al.* (2010) avancent un phénomène de *rollback* de la subduction liguro-piémontaise à 35 Ma comme cause probable de cette rotation. Dumont *et al.* (2012) mettent, quant à eux, en avant l'impact du détachement partiel du *slab* dans les Alpes orientales, alors que le *slab* continue à entraîner l'Apulie dans sa partie occidentale.

La collision alpine affecte l'avant-pays, qui voit l'initiation de bassins flexuraux sur la plaque européenne. Les produits de l'érosion des jeunes reliefs se déposent au sein de ces bassins, tandis que ces derniers migrent avec la croissance de la chaîne alpine.

À l'**Oligocène** (Rupélien, Chattien), la deuxième phase de raccourcissement alpine survient (Dumont *et al.*, 2012; Ford *et al.*, 2006) et s'accompagne de la croissance des reliefs et de l'augmentation du taux d'érosion. Le domaine interne voit un épaississement du prisme avec le développement de nappes métamorphiques portées par des chevauchements à vergence Ouest. L'exhumation de ces zones internes entraîne une accélération de l'érosion, qui se traduit par un apport terrigène important vers les bassins flexuraux du domaine externe, au Nord et à l'Ouest de la chaîne (Kuhlemann, 2000). Ces bassins, jusqu'alors sous-alimentés (sédimentation turbiditique) deviennent sur-alimentés au début de l'Oligocène, avec la mise en place d'une sédimentation molassique (e.g. grès d'Annot). Le remplissage de certains bassins molassiques du Nord-Ouest des Alpes se poursuit au Miocène (figure 1-9), comme c'est notamment le cas pour le bassin molassique suisse, avec également une migration de la flexure vers le NW jusqu'au Burdigalien (Ford *et al.*, 2006).

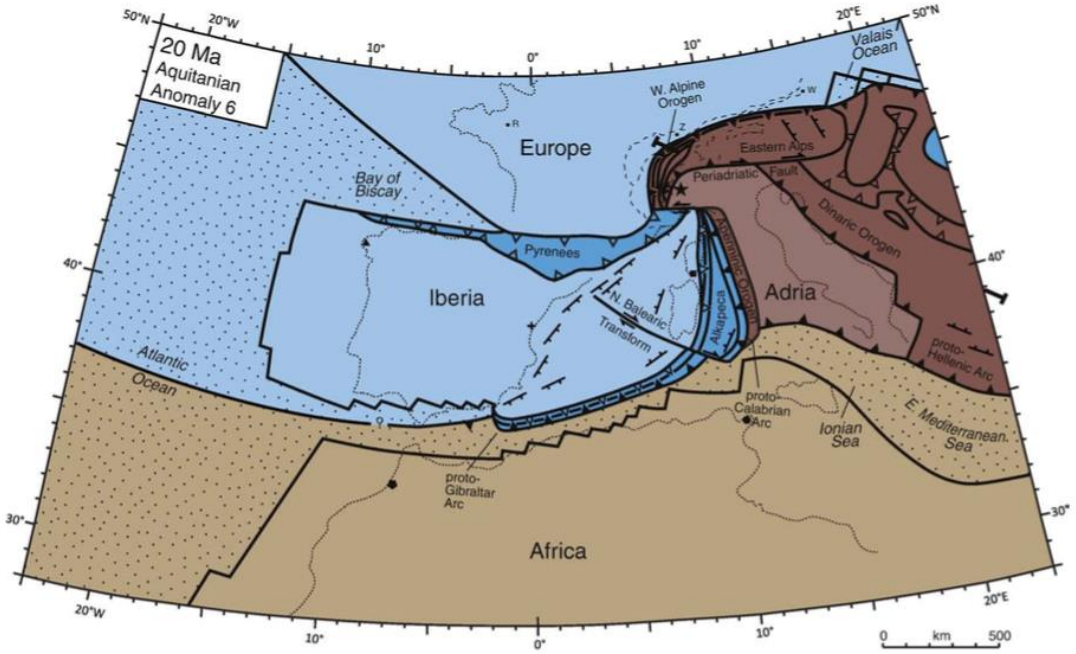


Figure 1-9 : Reconstitution de l'état de la convergence entre les plaques européenne et africaine à l'Aquitanien (Handy et al., 2010). Cette carte met en avant l'ouverture du bassin liguro-provençal et la forme de l'arc alpin au début du Miocène.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Un retrait de la zone de subduction (*slab rollback*) conduit à de l'extension arrière-arc à l'Oligocène supérieur et au Miocène inférieur (Faccenna *et al.*, 2004), et ainsi à l'ouverture du bassin liguro-provençal et à la rotation du bloc corso-sarde (Rollet *et al.*, 2002).

2. La Manche, domaine intraplaque

2.1. Héritage et structure profonde

2.1.1. Structure profonde – partitionnement du socle

Des données de sismique réflexion profonde permettent d'imager la structure crustale du Sud de l'Angleterre et de la Manche centrale, avec notamment le profil SWAT11 (BIRPS and ECORS, 1986). L'interprétation des profils (Hamblin *et al.*, 1992; Whittaker *et al.*, 1986) met en évidence le Moho et permet de distinguer trois unités dans la croûte (figure 1-10) : (i) une croûte inférieure, qui s'étend du Moho (30 km) à une profondeur de 15-20 km, composée de la succession de granulites-gneiss et d'un socle cristallin ; (ii) une croûte intermédiaire composée de roches précambriennes et paléozoïques, formant le socle varisque déformé. Cette zone cassante contraste avec la croûte inférieure qui semble accommoder la déformation selon un comportement ductile ; (iii) une croûte supérieure, qui atteint localement des profondeurs de 4 km et qui représente les sédiments des bassins post-varisques, d'âges Permo-Trias à Actuel.

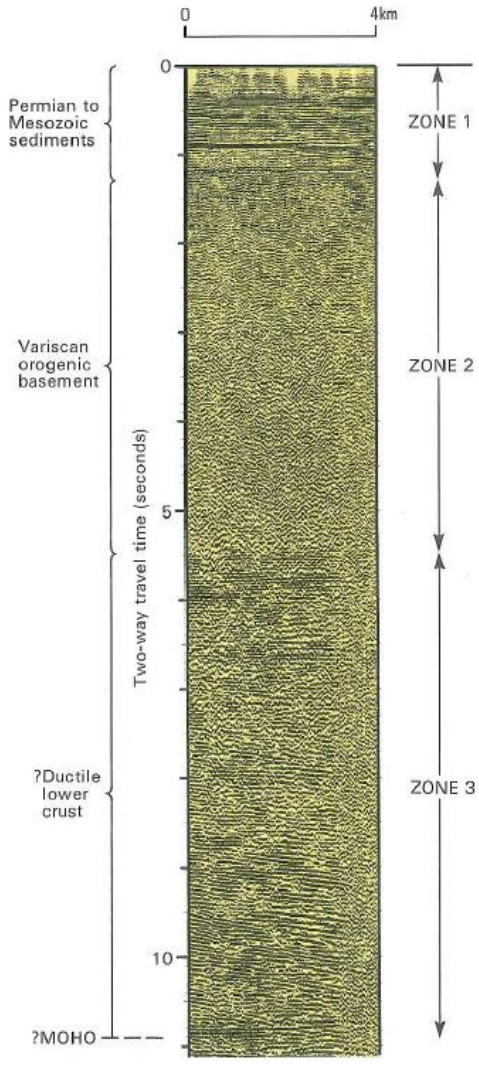


Figure 1-10 : Profil de sismique profonde dans le Bassin de Wessex, montrant les trois unités distinguées dans la croûte (d'après Whittaker et al., 1986 et Hamblin et al., 1992).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

L'orogenèse varisque a façonné la structure profonde de l'Europe occidentale. Le bassin Anglo-parisien repose ainsi sur trois unités lithosphériques : les blocs Armorica, Gondwana et Avalonia (Averbuch et Piromallo, 2012; Ballèvre *et al.*, 2009). Ces blocs soulignent la zone de suture de l'Océan Rhéique, résultat de la convergence et de la collision entre le Gondwana et l'Avalonia (figure 1-11).

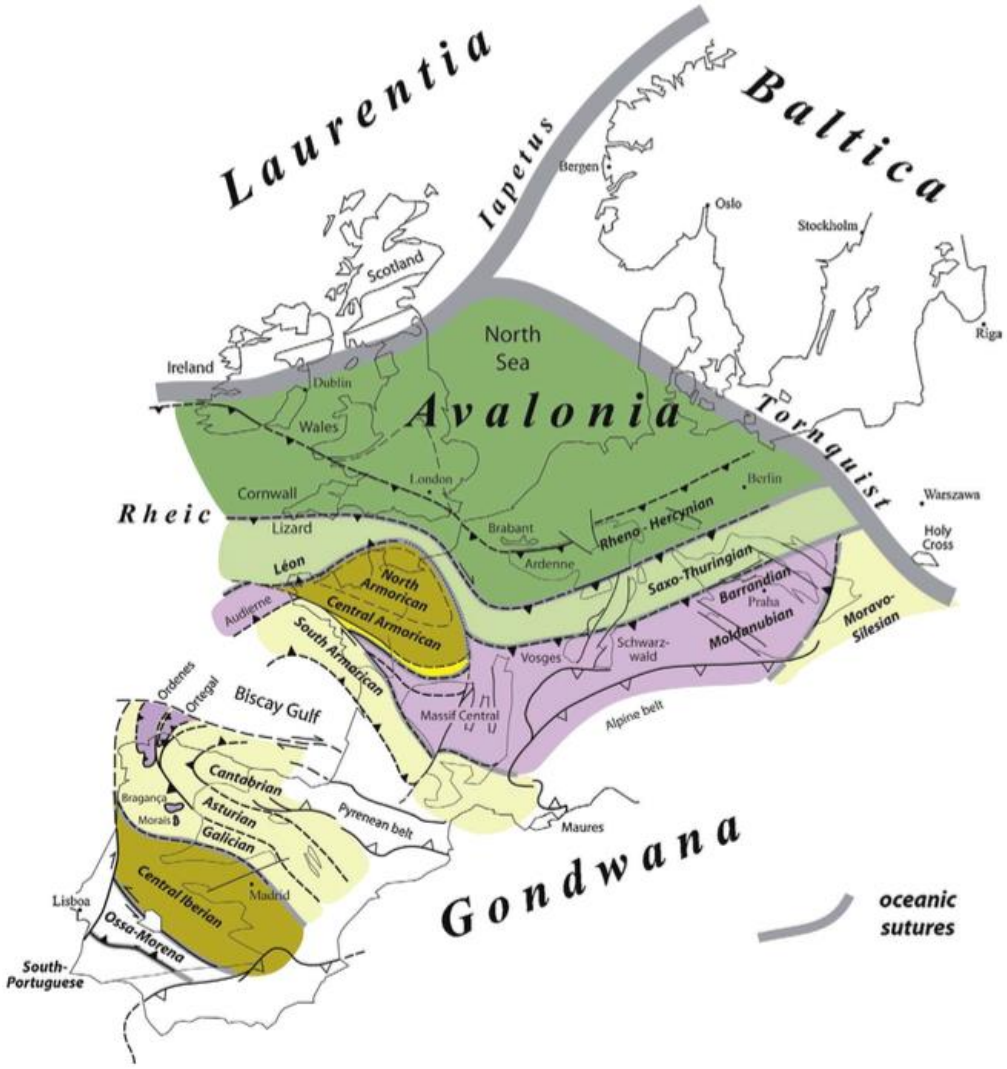


Figure 1-11 : Carte des différentes zones qui ont été reconnues au sein de la chaîne varisque (Ballèvre et al., 2009).

L'analyse des anomalies de vitesses sous le bassin de Paris par l'utilisation de modèles tomographiques à l'échelle européenne (modèles basés sur la vitesse de propagation des ondes P) a permis d'identifier la racine lithosphérique du système varisque (Averbuch et Piromallo, 2012). De fortes anomalies positives orientées NW-SE ont été mises en évidence dans le Nord de la France, ces anomalies correspondant à la zone de suture varisque. Averbuch et Piromallo (2012) localisent ainsi la zone de suture au niveau de la faille du Pays de Bray (figure 1-12).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

De plus cette anomalie de vitesse se corrèle spatialement avec l'Anomalie Magnétique du Bassin de Paris (AMBP). Cette anomalie qui longe la faille de Bray est interprétée comme le reste du paléo-slab varisque, qui a été préservé des processus de délamination orogénique, processus ayant affecté le reste de ce slab du Carbonifère supérieur au Permien inférieur, ce qui implique une segmentation de la plaque plongeante.

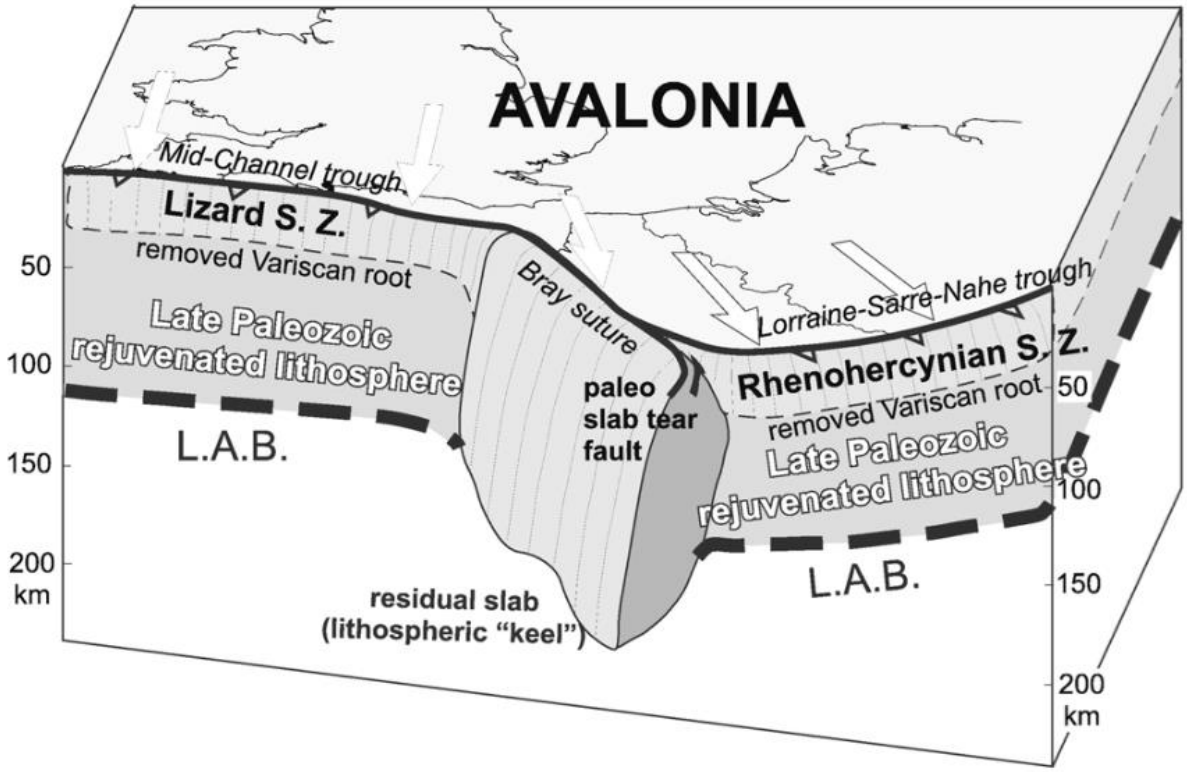


Figure 1-12 : Bloc 3D illustrant la structure lithosphérique sous le bassin de Paris proposée à partir de la tomographie sismique (Averbuch et Piromallo, 2012). Une partie du slab varisque est préservé au niveau de la suture du Bray. LAB : Limite Asthénosphère-Lithosphère.

Le bassin de Paris est affecté par des accidents majeurs d'héritage varisque qui délimitent différentes unités structurales (figure 1-13) : (1) le Bloc Rhéno-Hercynien, (2) le Bloc Saxo-Thuringien, (3) le Bloc Morvan-Vosges et (4) le Bloc Cadomien (Guillocheau *et al.*, 2000 ; Briais, 2015). Les failles de Bray, de Seine et de Fécamp séparent les blocs (1) et (4), la faille de Metz délimite les blocs (1) et (2), la faille de Vittel délimite les blocs (2) et (3), et enfin les failles de la Loire et de Rambouillet délimitent les blocs (3) et (4). Au Nord, le bassin de Paris est séparé du bassin belge par le chevauchement frontal varisque (axe de l'Artois, faille du Midi ; Minguely *et al.*, 2010).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

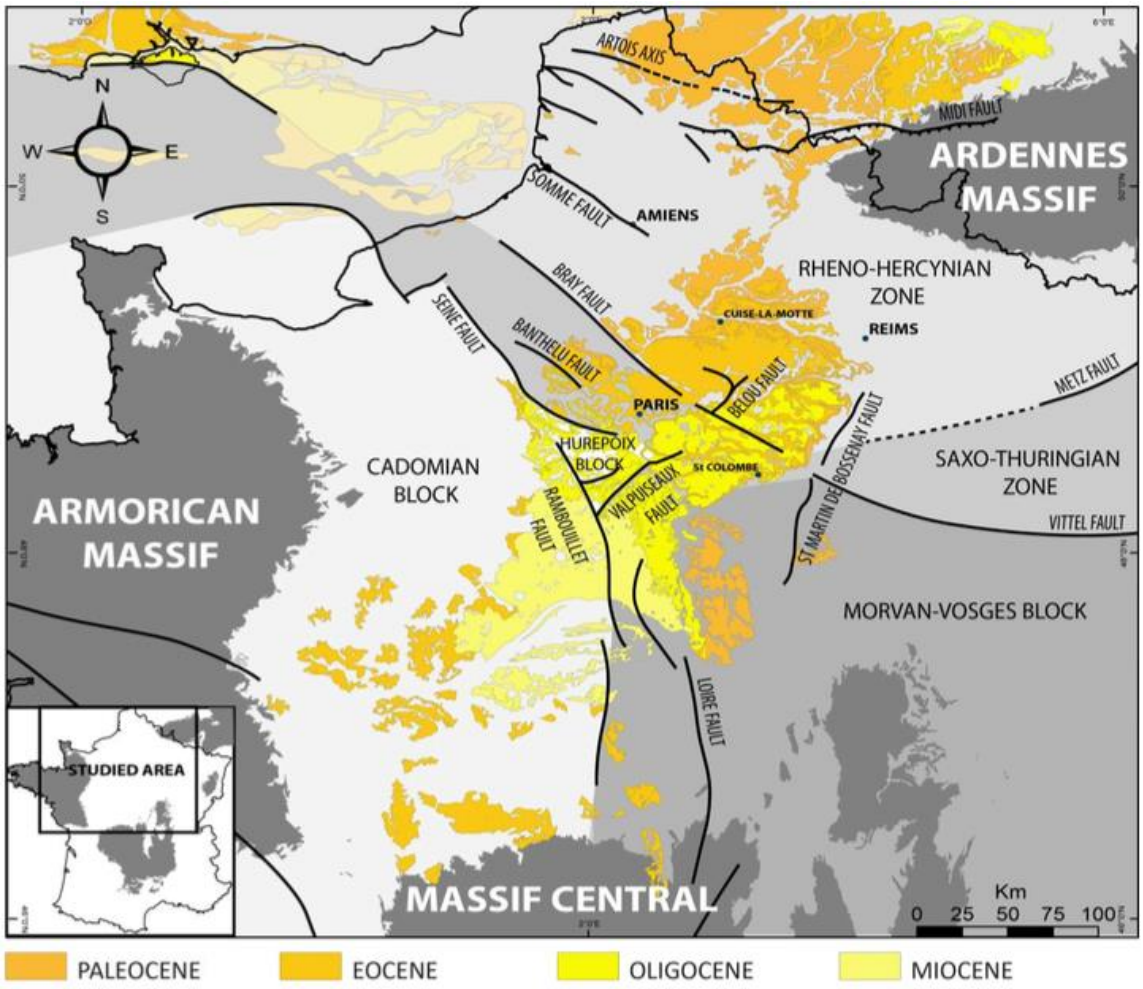


Figure 1-13 : Unités structurales du bassin de Paris et affleurements des sédiments cénozoïques basés sur la carte géologique de la France au 1 :1.000.000 (Brais, 2015). Le tracé des failles majeures séparant les blocs varisques est basé sur les travaux de Ballèvre et al. (2009) et de Guillocheau et al. (2000).

2.1.2. Grands accidents du Nord de la France

Plusieurs accidents majeurs, orientés selon une direction NW-SE, ont affecté la sédimentation dans le Nord de la France durant le Mésozoïque et le Cénozoïque.

Faille du Bray

La faille du Pays de Bray, mise en évidence dès 1879 (Lapparent, 1879) apparaît cartographiquement comme une structure majeure du bassin de Paris, en raison de l'anticlinal associé sur le bloc Ouest, mais elle est sujette à de nombreuses discussions et controverses. Cet anticlinal, orienté NW-SE, met à l'affleurement des dépôts d'âge Jurassique et Crétacé inférieur au milieu d'une couverture d'âge Crétacé supérieur, ce qui apparaît nettement sur la carte géologique de France (Chantraine *et al.*, 1996) sous la forme de la « boutonnière » du Pays de Bray (figure 1-2). En son cœur affleurent du Kimméridgien et des sables et argiles du Crétacé inférieur (Blondeau *et al.*, 1978).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Hormis l'anticlinal, les indices du mouvement de cette faille en surface sont pauvres. La connaissance de l'activité de cette structure a donc été rendue possible grâce à l'apport de données de sismique (profils pétroliers et programme ECORS) et de forages. L'interprétation du profil ECORS-Nord de la France (Mascle et Cazes, 1987) et de profils sismiques perpendiculaires à la faille du Bray (Miquelis *et al.*, 2014) (figure 1-14) indique l'évolution structurale méso-cénozoïque suivante :

- Une subsidence conséquente au Trias, et un jeu normal syn-sédimentaire de la faille de Bray au Lias. Les épaisseurs sédimentaires sont alors plus importantes sur le compartiment Sud-Ouest.
- Une forte subsidence vers le Sud-Ouest au Jurassique et au Crétacé, matérialisée par des discordances angulaires entre le Malm et le Crétacé inférieur, et entre le Crétacé inférieur et le début du Crétacé supérieur. Des variations d'épaisseur de la craie de part et d'autre de la faille suggèrent notamment un jeu normal entre le Turonien et le Coniacien (Mortimore et Pomerol, 1987 ; Lasseur *et al.*, 2009).
- Une reprise en compression à partir du Sénonien et s'amplifiant au Cénozoïque faisant rejouer la faille de Bray selon un jeu décro-chevauchant. Des analyses microstructurales réalisées autour de la faille du Bray (Wyns *et al.*, 1978 ; Wyns, 1980) montrent que la réactivation cénozoïque de la faille de Bray implique un mouvement inverse décrochant dextre et l'inversion de l'anticlinal du Bray à partir du Crétacé supérieur (Wyns *et al.*, 2016). Ce fonctionnement de la faille, de même que celui d'autres structures du Bassin de Paris, est contemporain de la compression pyrénéenne et se fait à plusieurs reprises au cours du Paléogène : à la limite Crétacé-Paléogène, à la limite Yprésien-Lutétien et au cours du Bartonien (Wyns *et al.*, 2016).

L'analyse de la déformation d'un granite gneissique précambrien foré à proximité de la faille, datée à 320 Ma, semble indiquer que celle-ci serait héritée d'un accident tardi-varisque (Mascle et Cazes, 1987). L'héritage varisque de la structure est également mis en évidence par des anomalies positives de vitesse, attribuées à la zone de suture varisque (Averbuch et Piromallo, 2012 ; figure 1-12).

Si la position de la faille du Pays de Bray dans le nord de la France semble être bien définie, sa prolongation dans la Manche est en revanche beaucoup plus spéculative dans la littérature. Elle est souvent reliée au système de failles de l'Ile de Wight (Sud de l'Angleterre ; figure 1-12), qui recoupe l'île d'Est en Ouest (Wyns *et al.* 2016 ; figure 1-13), et qui subit également une inversion structurale au Cénozoïque (Gale *et al.*, 1999 ; Newell et Evans, 2011 ; Evans *et al.*, 2011).

En Manche, la continuité de l'accident est mise en évidence par des profils sismiques, en particulier du côté anglais de la mer (Chadwick *et al.*, 1983 ; Busby et Smith, 2001 ; Collier *et al.*, 2006 ; Wyns *et al.*, 2016 ; figure 1-15). En revanche, cette continuité n'est pas démontrée

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

dans la partie méridionale de la Manche orientale. Un des objectifs de cette thèse sera de tenter d'établir des corrélations entre les déformations enregistrées dans la couverture cénozoïque et les structures profondes, notamment cette faille de Bray-Wight.

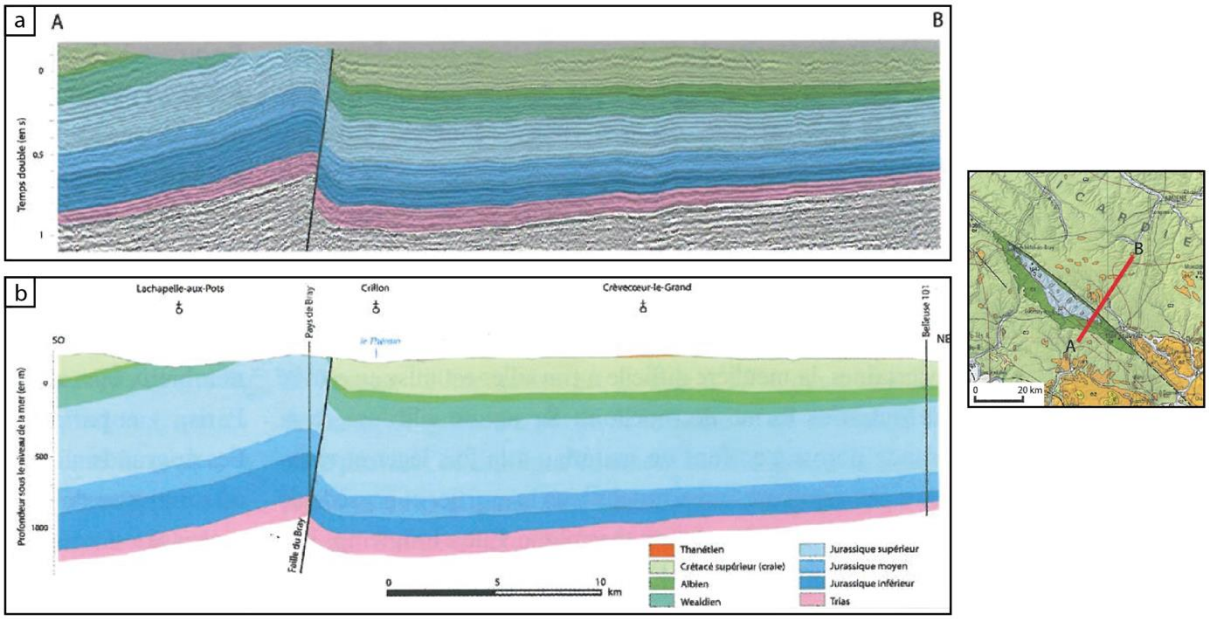


Figure 1-14 : a. Profil sismique montrant la faille du Pays du Bray et l'anticlinal du Pays de Bray ; b. coupe géologique déduite des affleurements et de l'interprétation du profil (d'après Miquelis et al., 2014).

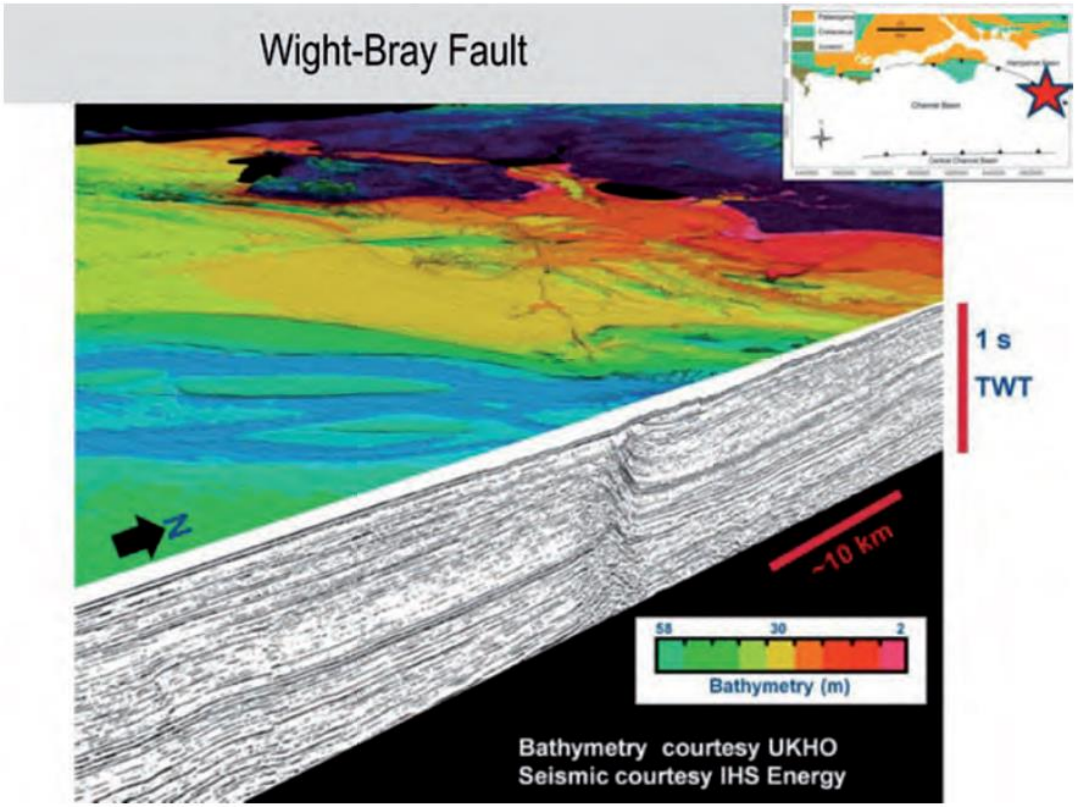


Figure 1-15 : Profil sismique haute résolution au large de l'Ile de Wight montrant la reprise en inversion du segment de faille Wight-Bray (Wyns et al., 2016). La position du profil est donnée par l'étoile rouge (Collier et al., 2006). Les séries paléogènes préservées du Bassin de Dieppe-Hampshire sont localisées au nord de cette faille.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Faille de la Seine – Faille de Fécamp-Lillebonne

La faille de la Seine (figure 1-13), recoupée par le profil ECORS-Nord de la France (Mascle et Cazes, 1987), présente un pendage vers le NE, et montre un léger épaississement des séries jurassiques du compartiment NE, indiquant un jeu normal de la faille à cette période. La présence systématique de structures anticlinales sur ce même compartiment NE (anticlinaux de Beyne et de Vernon) a été attribuée à un jeu transpressif dextre de la faille au cours du serrage pyrénéen (Mascle et Cazes, 1987).

La faille de Fécamp-Lillebonne est localisée au NW de la faille de la Seine (figure 1-13) et correspond à une branche de celle-ci, les deux structures étant reliées par une faille transverse d'orientation N60° (Mégnien, 1971). La faille de Fécamp-Lillebonne a été active au cours du Crétacé supérieur (Lasseur *et al.*, 2009). Hauchard *et al.*, (2002) suggèrent une inversion tectonique de cette structure ayant eu lieu entre la fin du Paléogène et le Quaternaire.

Faille de la Somme

La faille de la Somme (figure 1-13) correspond à un accident majeur au Jurassique et au Crétacé inférieur, ayant eu un jeu normal syn-sédimentaire, et limitant l'extension vers le nord des séries jurassiques et crétacé inférieur (Mascle et Cazes, 1987). En revanche, contrairement aux accidents majeurs décrits précédemment, aucun rejeu décrochant ou inverse d'affinité pyrénéenne n'est observé par Mascle et Cazes (1987) au niveau de cette faille. A noter que cette faille est associée à une anomalie gravimétrique, bien qu'inférieure à celle associée à la faille du Bray.

2.2. Évolution des systèmes sédimentaires du Méso-Cénozoïque

Dans cette partie sera présentée la stratigraphie de la Manche orientale au cours du Méso-Cénozoïque, en particulier celle du Crétacé. La stratigraphie cénozoïque sera détaillée dans la troisième partie de ce chapitre.

2.2.1. Stratigraphie du Trias de la Manche orientale

Les dépôts permo-triasiques affleurent en Normandie et dans le Sud-Ouest de l'Angleterre. En Manche orientale, de fortes épaisseurs sont connues en profondeur, comme dans le bassin de Portland-Wight (plus de 3100 mètres ; Hamblin *et al.*, 1992). Le Trias voit la mise en place de dépôts fluviaux et lacustres, avec localement la formation de brèches et de conglomérats, produits par l'activité des failles normales. Une transgression marine majeure survient un peu avant la fin du Trias (Warrington et Whittaker, 1984), les environnements de dépôts devenant marins, avec des intervalles de supratidal à lagunaire (Warrington, 1981). Le détail de la stratigraphie du Trias de Manche orientale est présenté en annexe de ce manuscrit.

© 2018 Tous droits réservés. lilliad.univ-lille.fr

2.2.2. Stratigraphie du Jurassique de la Manche orientale

Le Jurassique affleure largement en Manche orientale et sur ces bordures (Hamblin *et al.*, 1992). Deux principales zones de dépôts sont décrites de part et d'autre du Bassin de Dieppe-Hampshire, alors en position de haut morphologique : le bassin de Portland-Wight et le bassin du Weald (Whittaker, 1985 ; Hamblin *et al.*, 1992). Ces trois structures sont contrôlées par des failles jurassiques syn-sédimentaires E-W à WNW-ESE. Au niveau de l'évolution lithologique des dépôts, les trois subdivisions du Jurassique sont distinguées (Lias, Dogger, Mälm), la première et la dernière étant dominées par des séquences argileuses, et l'intermédiaire par la présence de bancs calcaires (Mégnien, 1980). La corrélation régionale des cycles sédimentaires témoigne d'une plate-forme marine répandue et stable au cours du Jurassique (Cope *et al.*, 1980a ; 1980b).

De même que pour le Trias, le détail de la stratigraphie du Jurassique de Manche orientale est présenté en annexe de ce manuscrit.

2.2.3. Stratigraphie du Crétacé de la Manche orientale

Les affleurements crétacés sont nombreux au Sud de l'Angleterre, dans le bassin de Paris ainsi que dans la Manche. Les faciès sédimentaires sont variés, surtout pour le Crétacé inférieur, avec les grès et calcaires continentaux du Wealdien, les grès marins du Lower et Upper Greensand et les argiles de Gault. Le Crétacé supérieur est lui majoritairement représenté par des dépôts calcaires, montrant des lithologies très diverses (bancs de silex, hardgrounds, niveaux marneux fins) (figure 1-16).

Crétacé inférieur

La sédimentation au Crétacé inférieur dans la région de la Manche est continue, et elle se localise dans les bassins subsidants, notamment le bassin de Wessex. Les plus fortes épaisseurs de Wealdien sont d'ailleurs observées au sein du bassin de Portland-Wight, avec une série de plus de 700m (Whittaker, 1985). En revanche ces dépôts ne se mettent pas en place dans l'ensemble du bassin de Portland-Wight, puisqu'au Nord-Ouest de celui-ci les séries post-Wealdien (Aptien-Albien) reposent en discordance sur du Jurassique (Donovan *et al.*, 1961).

Le Crétacé inférieur débute par les bancs de Cinder et de Durlston, au sommet de la formation des bancs de Purbeck (figure 1-16), les premiers étant des bancs calcaires riches en huîtres correspondant à une brève transgression marine (Casey, 1973). Suite à cette transgression, la sédimentation devient progressivement clastique et continentale, avec le dépôt des sédiments wealdiens (Allen, 1981; Lake et Shephard-Thorn, 1987; Stewart, 1981) (figure 1-16).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

L'apport terrigène important compense la forte subsidence pour maintenir un environnement de dépôt en eau douce, lacustre ou lagunaire (Allen, 1981). Cet apport provient de l'érosion des massifs en place, à savoir le massif de Londres-Brabant (NE), les reliefs Cornubien (W) et Armoricain (SW), et le haut de Cranborne-Fordingbridge (NW). Le faciès Wealdien est majoritairement caractérisé par des grès et des limons mis en place dans des plaines alluviales argileuses. Les zones les plus éloignées des sources clastiques, au centre de la Manche actuelle, ont connu une sédimentation essentiellement argileuse. Dans ces zones, le Wealdien repose en conformité avec les unités jurassiques, en revanche il se retrouve en discontinuité sur l'argile d'Oxford à l'approche du haut de Dieppe-Hampshire, en raison de son soulèvement à la fin du Jurassique et au début du Crétacé. Les variations latérales de faciès et d'épaisseur sédimentaires sont fortes. Le Wealdien représente ainsi une série de 100 à 200m dans le bassin de Weald, mais seulement 30m dans le Boulonnais (Mégnien et Mégnien, 1980; Whittaker, 1985) (figure 1-17).

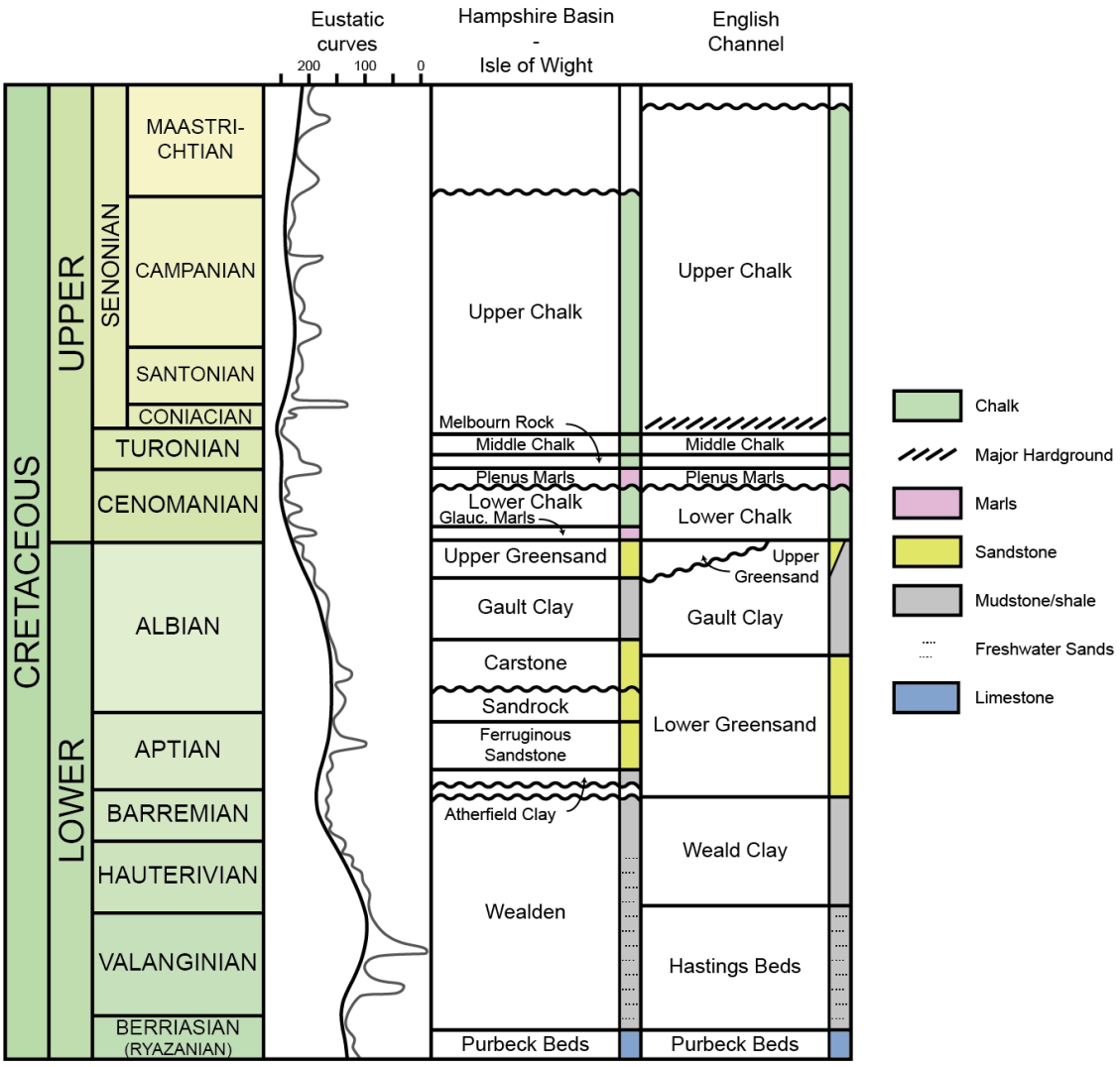


Figure 1-16 : Série du Crétacé en Manche orientale (d'après Hamblin et al., 1992). Les courbes de variations eustatiques sont d'après Haq et al. (1988).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

La formation du Wealdien comporte deux unités principales : les bancs de Hastings, majoritairement sableux, et les argiles du Weald (ou shales wealdiens ; figure 1-16). Le sommet des argiles du Weald marque un retour progressif à une sédimentation en milieu marin, associé à la transgression aptienne. En sismique réflexion, le faciès Wealdien est caractéristique, identifiable par des réflecteurs discontinus et un faciès parfois chaotique. Son expression sur les données bathymétriques, lorsqu'il affleure, est aussi caractéristique, en raison de l'interstratification de grès et de limons qui dessine de légères irrégularités sur le fond marin (Hamblin *et al.*, 1992).

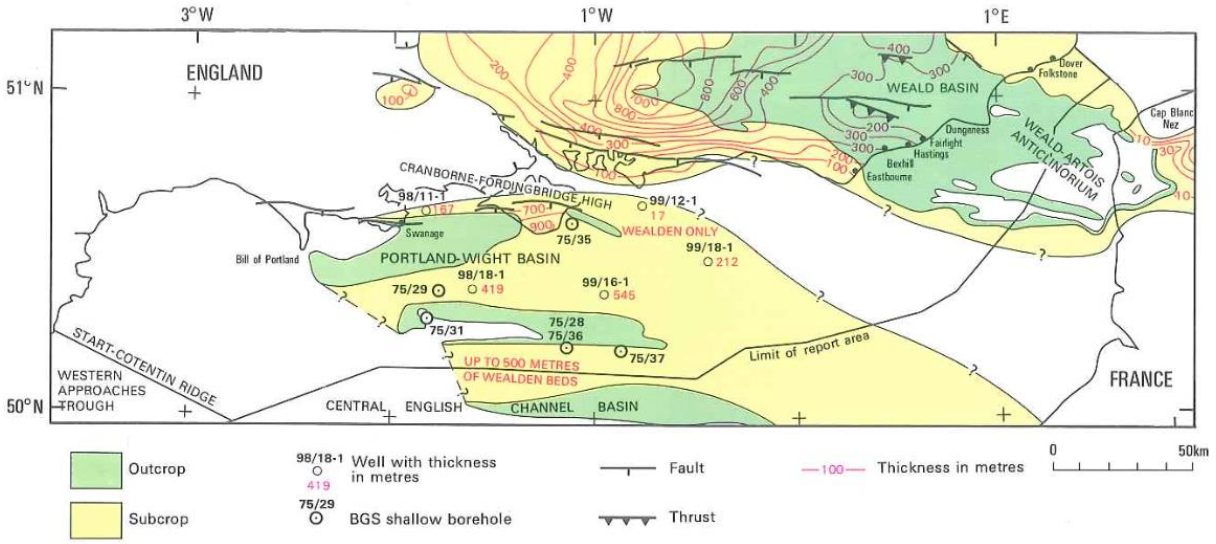


Figure 1-17 : Distribution des bancs de Purbeck et du Wealdien en Manche orientale (Hamblin et al., 1992, d'après Mégnien et Mégnien, 1980; Whittaker, 1985).

Au cours de l'Aptien et de l'Albien se déposent successivement le Lower Greensand, l'argile de Gault et l'Upper Greensand (figure 1-16). La transgression du début de l'Aptien ennoie le Nord du massif de Londres-Brabant, la Manche se retrouvant totalement immergée à la fin de l'Aptien. Cette phase transgressive et la poursuite de la subsidence en Manche ont permis le dépôt d'une série sédimentaire de plus de 100m (figure 1-18).

Le Lower Greensand s'étend de l'Aptien au début de l'Albien et correspond à des alternances d'argiles et de sables mis en place dans un environnement côtier peu profond soumis à l'influence des marées. Cette formation repose en concordance sur le Wealdien, mais est discordant localement sur le Kimméridgien dans le Dorset (Donovan *et al.*, 1961). Le Lower Greensand se divise en quatre unités dans le Dorset et sur l'île de Wight : l'argile d'Atherfield, Ferruginous Sandstone, Sandrock et Carstone. Une pause dans la sédimentation est observée à la base de l'unité Carstone. Dans le bassin du Weald-Boulonnais et le bassin de Dieppe-Hampshire, ce sont encore quatre unités qui composent le Lower Greensand : l'argile d'Atherfield, Hythe Beds (alternance de calcaires sableux et de grès calcaires et argileux),

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Sandgate Beds (grès argileux et argiles limoneuses) et Folkestone Beds (sables peu consolidés et argiles). Les arrêts de sédimentation sont ici plus nombreux, en raison de la faible épaisseur de la tranche d'eau à l'Aptien.

Les argiles marines de Gault se déposent au cours de l'épisode transgressif majeur de l'Albien inférieur. Ces argiles, riches en organismes benthiques et pélagiques, sont limoneuses dans leur partie basale, et deviennent de plus en plus sableuses jusqu'à l'Upper Greensand. En Manche orientale, l'épaisseur du Gault est estimée autour de 40m, en diminuant vers le Pas de Calais.

La formation Upper Greensand correspond à une sédimentation dans un milieu plus proximal. Elle est peu présente à l'Est de la Manche, dans le bassin du Weald-Boulonnais. Son épaisseur est relativement variable, de même que sa lithologie (limons, grès siliceux, grès calcaires, calcaires limoneux).

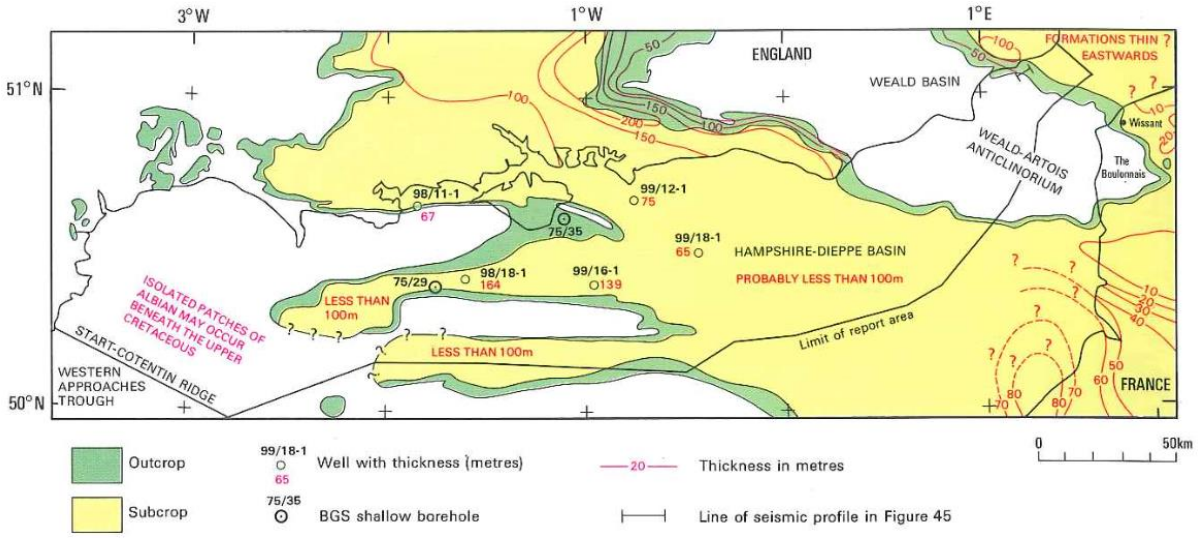


Figure 1-18 : Distribution des séries apto-albiennes (Lower Greensand, Gault et Upper Greensand) en Manche orientale (Hamblin et al., 1992, d'après Mégnien et Debrand-Passard, 1980; Whittaker, 1985).

Crétacé supérieur

Le Cénomanien, qui correspond au début du Crétacé supérieur, est marqué par une subsidence tectonique régionale ainsi que par une hausse du niveau marin (Haq *et al.*, 1988). Cette combinaison de facteurs tecto-eustatiques a permis la mise en place de la mer de craie sur une grande partie de l'Europe (figure 1-19), qui repose en discordance angulaire (5 à 10°) sur les dépôts plus anciens (Auffret et Colbeaux, 1977). La série sédimentaire du Crétacé supérieur se compose à sa base de marnes glauconieuses, puis d'une épaisse série de craie (plus de 400m au niveau du bassin de Dieppe-Hampshire), divisées en trois formations: la Craie inférieure (Cénomanien), moyenne (Turonien) et supérieure (Sénonien)(Rawson *et al.*, 1978)

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

(figure 1-16). Cette craie s'est déposée dans une mer profonde de 100 à 600m et de salinité normale (Hancock, 1975). La craie est parfois entrecoupée de bancs nodulaires, de marnes ou de bancs de silex.

La Craie inférieure (Cénomanien), composée de marnes crayeuses et de craies grises, se distingue par de fortes teneurs en éléments terrigènes. Elle est délimitée à sa base et son sommet respectivement par les marnes glauconieuses et les marnes de Plenus. La Craie moyenne (Turonien) correspond à des bancs massifs de craie blanche litée. Le banc Melbourn Rock, constitué de craies nodulaires et de hardgrounds, réside à sa base. Enfin la Craie supérieure (Sénonien) correspond à la plus épaisse des trois unités de la Craie. Il s'agit de craies blanches massives et litées, avec à sa base le banc de Chalk Rock (craies nodulaires et hardgrounds). En Manche, le dépôt de la Craie est peu observé après le Campanien ; des craies maastrichtiennes sont toutefois présentes au Sud du Central Channel High et sur la bordure orientale du bassin de Dieppe-Hampshire (Hamblin *et al.*, 1992 ; Gale et Lovell, 2018). Le Cénozoïque de la partie méridionale du Bassin de Dieppe-Hampshire repose en discordance sur la craie d'âge santonien à campanien (King, 2016). Un épisode érosif est reconnu dans les zone alentours, avec des dépôts préservés les plus récents d'âges campaniens à maastrichtiens (Pomerol, 1989).

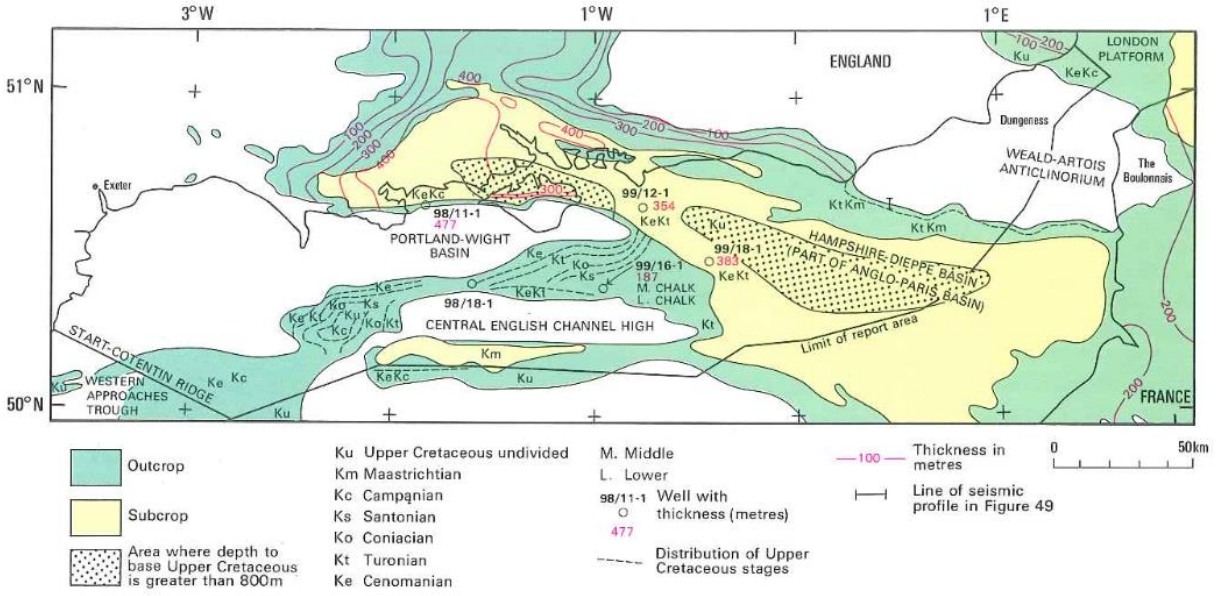


Figure 1-19 : Distribution de la craie du Crétacé supérieur en Manche orientale (Hamblin et al., 1992).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

2.3. Déformations connues en Manche et dans les régions bordières

2.3.1. Phases d'inversion en Europe occidentale

A. Première phase d'inversion : phase « sub-hercynienne »

Les bassins d'avant-pays nord-alpins enregistrent une première phase d'inversion tectonique au cours du Turonien et du Sénonien inférieur, en réponse à l'initiation de la collision entre les plaques apulienne et européenne (Ziegler, 1987). Cette phase, qui affecte l'Europe du Nord, est appelée phase « sub-hercynienne » (Ziegler, 1990, 1987) (figure 1-20). Les premières déformations liées à cette inversion se font du Turonien supérieur au Santonien dans les bassins de Sole Pit, de Basse Saxe et dans le Graben Central de mer du Nord. La phase d'inversion sub-hercynienne connaît ensuite son paroxysme au Campanien-Santonien, avec des déformations décrites dans les bassins de Sole Pit, Ouest Pays-Bas-Broad Fourteens, Polish Trough et dans le Graben Central (mer du Nord).

B. Phase d'inversion Paléocène « Laramide »

Un changement de contexte géodynamique global affecte l'Europe de l'Ouest au Paléocène moyen (Ziegler, 1987 ; Evans *et al.*, 2003). Cette inversion tectonique s'inscrit dans la phase d'inversion Laramide qui affecte le Nord-Ouest de la plaque européenne au Paléocène moyen (Ziegler, 1987). L'inversion Laramide est enregistrée au Sud de la Norvège, dans le Graben Central de la mer du Nord, dans les bassins Basse-Saxe, Ouest Pays-Bas-Broad Fourteens, Polish Trough et Altmark-Brandenburg (Ziegler, 1987), mais ses effets se font également ressentir dans la mer Celtique, les Approches Occidentales, le Bassin de Paris (Pomerol, 1978) ou encore la Manche (Lake et Karner, 1987; Ziegler, 1987) (figure 1-20). En Manche, le raccourcissement crustal et les contraintes compressives impliquent un changement dans le jeu des failles majeures (d'un jeu normal à un jeu inverse), contrôlant la surrection et l'inversion des bassins mésozoïques (Wittaker, 1985 ; Lake et Karner, 1987 ; Mascle et Cazes, 1987 ; Underhill et Stoneley, 1998 ; Underhill et Paterson, 1998 ; Lagarde *et al.*, 2003). A l'Est de la Manche, le Massif du Brabant connaît un soulèvement, marqué par l'érosion de la craie du Crétacé supérieur et le remaniement des produits de l'érosion dans les dépôts du Danien terminal et du Thanétien basal (Deckers et Matthijs, 2017).

Le moteur de la phase Laramide, initialement considéré comme la convergence Afrique-Eurasie (Ziegler, 1990), semble en réalité plus complexe, notamment en raison des faibles vitesses de convergence en Europe occidentale, insuffisantes pour expliquer l'amplitude des déformations. Différentes hypothèses sont ainsi avancées dans la littérature pour expliquer les inversions des bassins du Nord-Ouest de l'Europe : (i) l'orogenèse alpine (Ziegler, 1990), (ii) le volcanisme sous-plaqué lié au plume mantellique islandaise (Hillis *et al.*, 2008; Lundin et

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Doré, 2002), (iii) la transmission des contraintes liées à l'expansion océanique Nord Atlantique (ridge push ; Boldreel et Andersen, 1998; Dore et Lundin, 1996), et (iv) l'ouverture différentielle de l'Atlantique du Nord-Est (Mosar *et al.*, 2002).

Anell *et al.* (2009) montrent que l'amplitude des inversions décroît depuis la bordure orientale de l'Atlantique vers les îles britanniques, constatation qui semble appuyer les hypothèses liées à l'expansion océanique Atlantique.

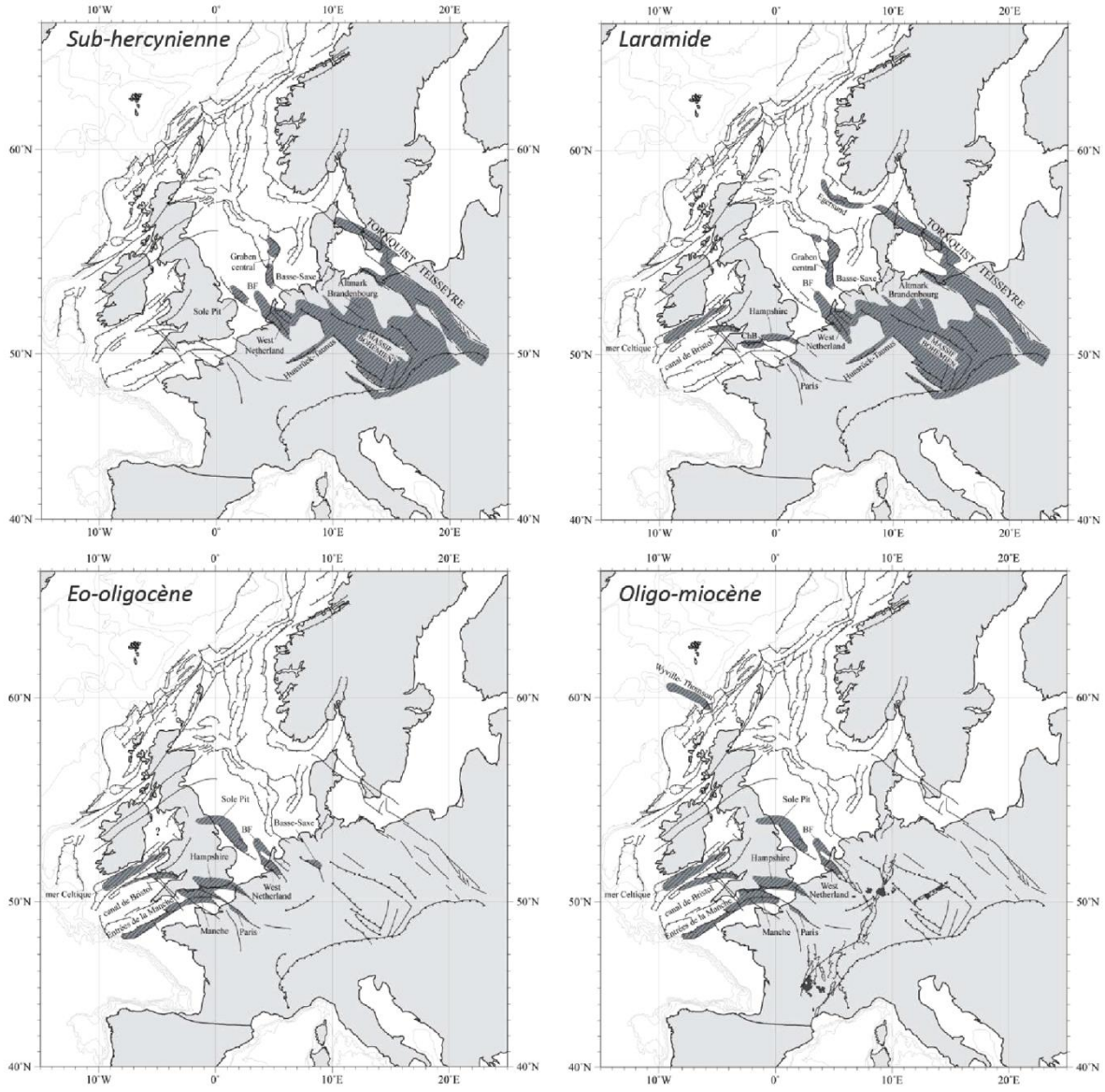


Figure 1-20 : Distribution de la déformation (zones grisées) associée aux inversions tectoniques en Europe du NW (Fidalgo González, 2001, d'après Ziegler, 1987): phase sub-hercynienne (Turonien-Campanien) ; phase Laramide (Paléocène moyen) ; phase éo-oligocène ; phase oligo-miocène.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

C. Phase Eo-Oligocène

Une autre phase d'inversion affecte la mer du Nord et les îles britanniques à partir de l'Éocène supérieur jusqu'à l'Oligocène supérieur (Ziegler, 1987). Cette phase s'accompagne également d'une inversion régionale dans le domaine Nord-Atlantique (Roberts *et al.*, 1999). Des déformations sont aussi observées sur les marges du Groenland (Anell *et al.*, 2009), au Nord-Est de la mer du Nord (Clausen *et al.*, 2012), en mer de Norvège (Lundin et Doré, 2002), dans le domaine Féroé-Shetland (Lundin et Doré, 2002), en mer Celtique, dans les Approches Occidentales de la Manche (Le Roy *et al.*, 2011), sur l'île de Wight à la limite Bartonien-Priabonien (Newell et Evans, 2011), dans les bassins de Sole Pit (Van Hoorn, 1987) et Broad Fourteens (Nalpas *et al.*, 1996), dans la région de l'Artois (Minguely *et al.*, 2010), et enfin l'exhumation des îles britanniques, dont les moteurs seraient les contraintes associées à l'ouverture de l'Atlantique Nord et la collision alpine (Hillis *et al.*, 2008) (figure 1-20).

Ziegler (1987) relie cette phase de déformation à la convergence alpine et au début de la collision continentale associée ; les variations de la vitesse de l'expansion océanique Nord-Atlantique et la dynamique mantellique sont également proposées comme moteur de cette phase d'inversion (Lundin et Doré, 2002).

D. Phase Oligo-Miocène

Une phase d'inversion cénozoïque, affectant les bassins du Nord-Ouest de l'Europe au cours de l'Oligo-Miocène, est identifiée par Ziegler (1987). Cette phase affecte plusieurs bassins européens, la plupart ayant déjà été affectés par l'inversion Éo-Oligocène : le domaine Féroé-Shetland, la mer Celtique (Doré *et al.*, 2008), la mer de Norvège (Lundin et Doré, 2002), la marge Est du Groenland (Price *et al.*, 1997), le bassin de Sole Pit, Le Sud de la mer du Nord, les bassins occidentaux des Pays-Bas (Ziegler, 1988), les Approches Occidentales de la Manche (Le Roy *et al.*, 2011) et le domaine Rockall (Roberts, 1989) (figure 1-20).

De même que pour les précédentes phases de déformation cénozoïques, le moteur de l'inversion reste difficile à définir. Selon les auteurs, des origines liées à l'expansion océanique en Atlantique Nord ou au paroxysme de la déformation alpine sont évoquées (Ziegler, 1987). S'il semble admis que l'évolution de ces domaines alpin et atlantique affecte l'histoire tectonique des bassins européens, il reste difficile de quantifier la part de déformation transmise par l'orogenèse alpine et par l'ouverture atlantique (Price *et al.*, 1997). Ceci en raison (1) de la chronologie mal contrainte des évènements liés au domaine Nord-Atlantique et (2) de la mauvaise compréhension des processus de propagation des contraintes sur de longues distances.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

2.3.2. Déformations enregistrées en Manche et ses bordures

La dislocation de la Pangée au début du Mésozoïque et l'extension orientée NW-SE associée entrainent dans la région de la Manche un amincissement de la croûte et une subsidence structurale (Chadwick, 1986; Lagarde *et al.*, 2003).

A. Déformations permo-triasiques

À partir du Permien, le soulèvement provoqué par l'orogenèse varisque est suivi par une extension crustale qui s'accompagne par la mise en place ou la réactivation de failles majeures E-W qui délimitent des bassins : les Approches Occidentales à l'Ouest, et les bassins de Dorset et de Portland-Wight en Manche orientale (figure 1-21a) (Hamblin *et al.*, 1992; Underhill et Stoneley, 1998; Lagarde *et al.*, 2003). Ces bassins s'ouvrent sous la forme de grabens asymétriques qui se développent au Sud de failles varisques E-W réactivées (Chadwick *et al.*, 1983). Du volcanisme permien est associé à la subsidence rapide et à l'activité de failles normales, avec les séries volcaniques d'Exeter dans le bassin de Dorset (Cornwell *et al.*, 1990; Knill, 1969) et des anomalies magnétiques à l'Ouest de la ride de Start-Cotentin attribuées à ce volcanisme (Day, 1986).

Les variations latérales d'épaisseur des dépôts d'âge Permo-Trias semblent montrer que la zone de failles Ouessant-Alderney (OAFZ), d'affinité cadomienne, a également été réactivée lors de cette phase d'extension mésozoïque.

Les épaisseurs de sédiments permo-triasiques sont importantes dans ces bassins, allant jusqu'à plus de 2000 mètres (probablement plus de 3100 mètres dans le bassin de Portland-Wight). La subsidence et le développement de ces bassins conduit à une évolution de la nature des dépôts sédimentaires, avec un passage de conditions de dépôts continentales à un environnement marin peu profond, ainsi qu'une progradation vers l'Est au cours du Trias.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

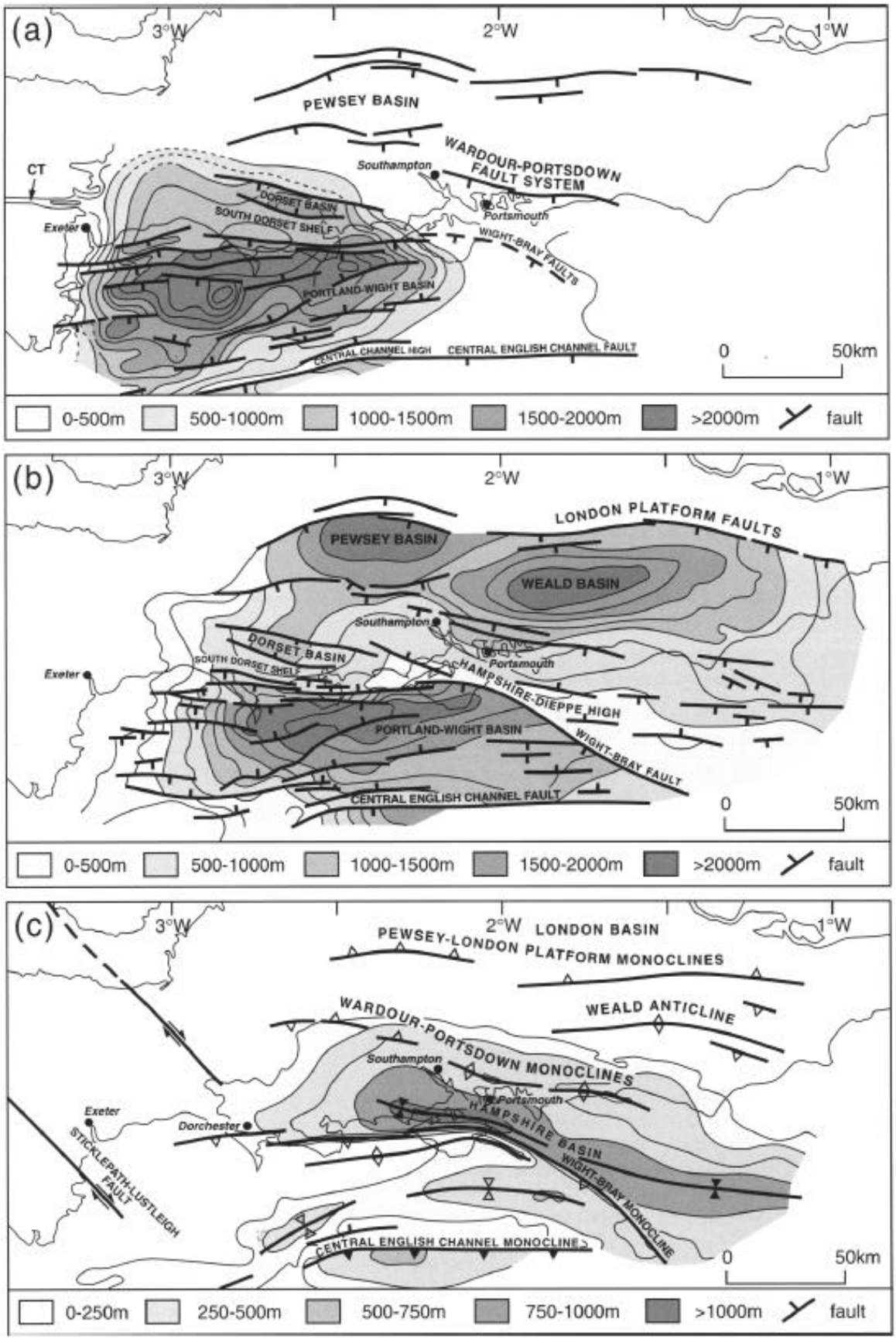


Figure 1-21 : Cartes des épaisseurs sédimentaires et schémas structuraux du Sud de l'Angleterre au (a) Permo-Trias, (b) Jurassique et Crétacé, et (c) Cénozoïque (Underhill et Stoneley, 1998, modifié d'après Hamblin et al., 1992).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

B. Déformations jurassiques

Au Jurassique inférieur la Manche connaît une subsidence tectonique provoquée par de l'extension crustale, avec la réactivation de failles préexistantes (Lagarde *et al.*, 2003). Une phase de subsidence thermique suit au Jurassique moyen, avec un drapage sédimentaire plus uniforme au-dessus des structures liasiques (Hamblin *et al.*, 1992). L'extension reprend au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur en lien avec le rifting de la marge continentale, et préalablement à l'ouverture de l'Atlantique Nord (Hay *et al.*, 1999). Cette période une extension N-S est associée à l'ouverture du Golfe de Gascogne (Hay *et al.*, 1999 ; Lagarde *et al.*, 2003).

Le développement des grabens asymétriques se poursuit en Manche orientale, grâce à un jeu syn-sédimentaire important des failles de Portland-Wight-Bray et de Manche Centrale (figures 1-21b, 1-22 et 1-23A), induisant une subsidence différentielle dans les bassins de Portland-Wight et de Manche Centrale (Lagarde *et al.*, 2003). Localement plus de 3500 mètres de dépôts mésozoïques se mettent ainsi en place au sein du graben du bassin de Portland-Wight, la subsidence étant la plus forte au toit de la faille de Portland-Wight (figure 1-22). La subsidence provoquée par l'extension se localise également au niveau du bassin de Pewsey et du bassin du Weald-Boulonnais à l'extrémité Nord-orientale de la Manche (Hansen *et al.*, 2002; Mansy *et al.*, 2003). Tous ces bassins mésozoïques interconnectés du nord de la Manche centrale et orientale font partie du bassin de Wessex (Hamblin *et al.*, 1992). Le bassin de Wessex, tel que défini par Underhill et Stoneley (1998), consiste en un système de dépôt-centres sédimentaires post-Varisque et de hauts morphologiques qui se développent au Sud de l'Angleterre selon des directions E-W (figure 1-21b).

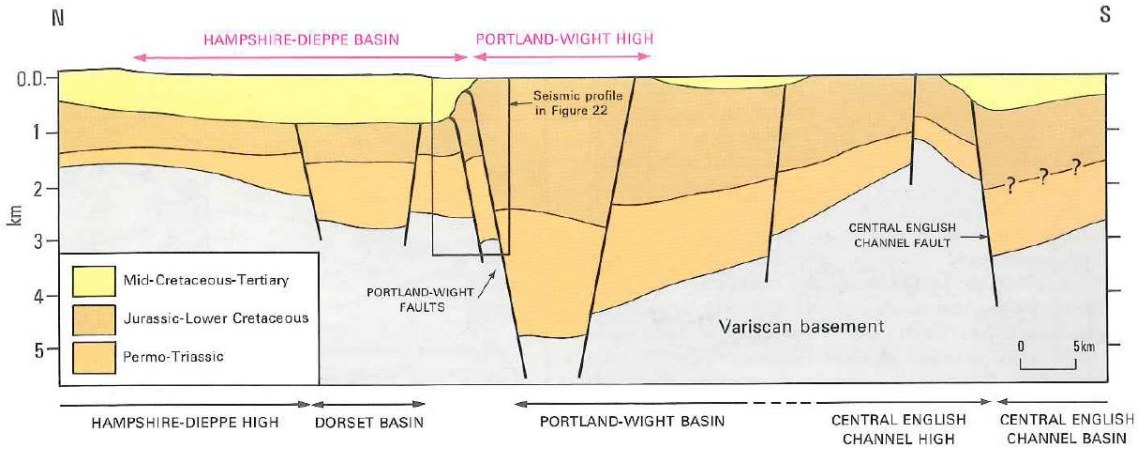


Figure 1-22 : Coupe simplifiée N-S à travers le bassin de Portland-Wight, illustrant l'asymétrie du graben (Hamblin et al., 1992).

Les zones qui bordent ces bassins mésozoïques connaissent elles un soulèvement provoqué par un bombement thermique (Lake et Karner, 1987). On retrouve ainsi en Manche orientale et centrale le Central Channel High et le Haut de Dieppe-Hampshire (Hamblin *et al.*, 1992; Lagarde *et al.*, 2003).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

En Manche orientale et centrale, la sédimentation est liée à l'évolution structurale de la région, au niveau de trois zones : (1) le bassin de Portland-Wight, (2) le Haut de Dieppe-Hampshire et son extension dans le Dorset, et (3) le bassin du Weald-Boulonnais. La sédimentation jurassique se fait également au niveau du Sillon marneux péri-armoricain, plate-forme carbonatée qui se met en place en milieu peu profond au cours du Jurassique moyen en Normandie, en connexion avec les Approches Occidentales (Rioult *et al.*, 1991) (figure 1-23A). Ce dépôt-centre est orienté E-W au niveau de la Baie de Seine, puis N120° à l'Est de Caen, sous l'influence du système de failles Fécamp-Seine et tardivement d'une subsidence thermique (Autran *et al.*, 1986).

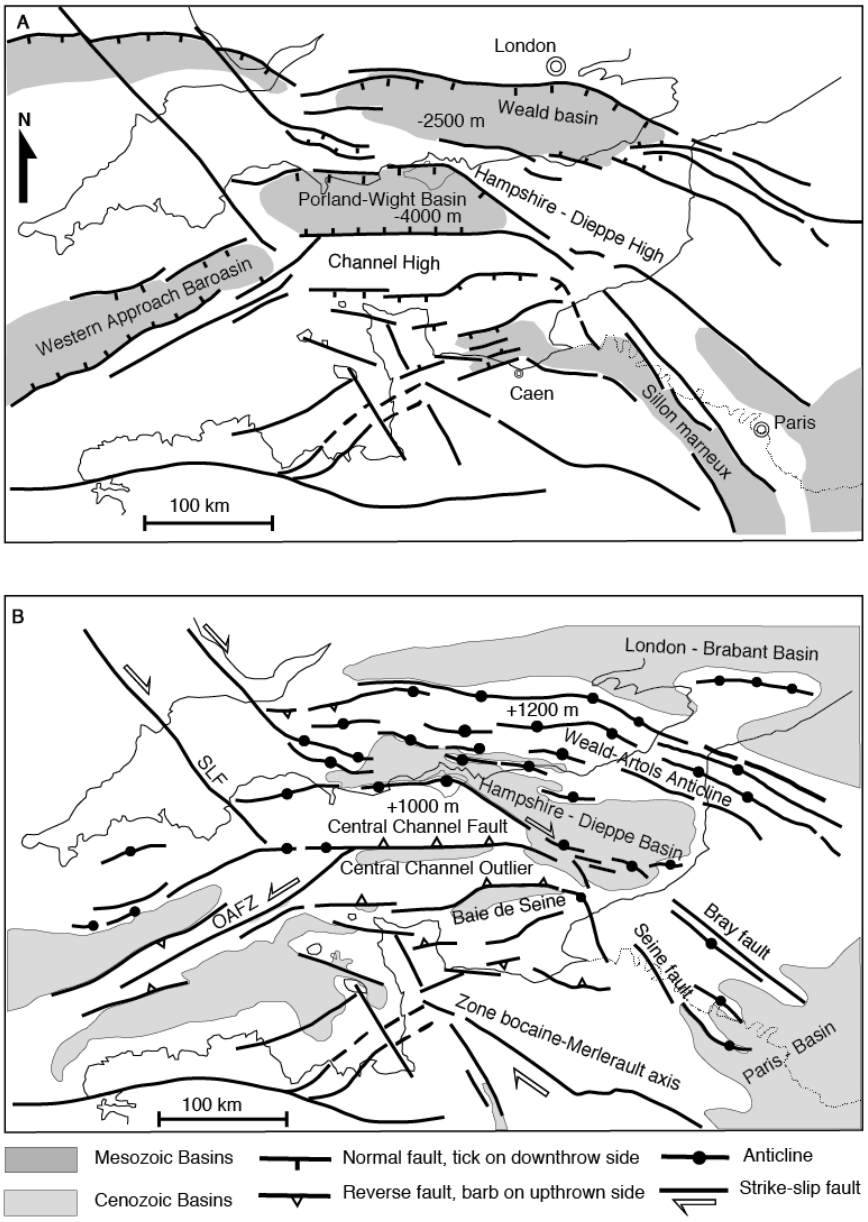


Figure 1-23 : Évolution post-varisque de la région de la Manche. (A) Extension du Permien au Crétacé inférieur et mise en place de bassins le long de failles normales. (B) Compression cénozoïque et inversion régionale le long de failles inverses bordées par des rampes latérales : SLF, Sticklepath-Lustleigh faults ; OAFZ, Ouessant-Alderney Fault Zone (Lagarde et al., 2003, adapté de Chantraine et al., 1996 et Hamblin et al., 1992).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

C. Déformations crétacées

L'Europe Nord-occidentale est dominée au Crétacé par un régime extensif, bien que les évènements extensifs ne soient pas forcément synchrones dans l'ensemble des bassins (Vandycke, 2003). Vandycke (2003) compile les paléo-contraintes dans plusieurs bassins : le bassin du Weald-Boulonnais connaît une extension E-W au Coniacien-Santonien, tandis que l'extension est datée au Campanien dans le Sussex et sur l'île de Wight, respectivement selon des directions NW-SE et NE-SW. Cette extension peut être attribuée au déplacement entre le Groenland et la plaque européenne au Crétacé supérieur (Ziegler, 1989 ; Vandycke, 2003). Elle peut également être considérée, en raison du peu de failles affectant la formation Upper Chalk (dans le Wessex, le Sussex et le Kent) et de leurs faibles rejets, comme une transition entre la phase de rifting dans le bassin de Wessex et le début d'une phase de subsidence thermique (Vandycke et Bergerat, 2001). L'extension crétacée prend fin avec l'inversion tectonique Laramide qui a lieu au Paléocène moyen (Ziegler, 1987).

Le Crétacé inférieur est marqué par deux évènements érosifs majeurs, au Berriasien et à l'Aptien. La discordance aptienne est attribuée, selon McMahon et Turner (1998), au soulèvement associé au début de l'expansion océanique dans le Golfe de Gascogne. En revanche le soulèvement régional de la fin Jurassique-début Crétacé responsable de la discordance berriasienne ne semble pas être en lien avec de l'extension au sein d'un bassin.

À l'Est, le soulèvement du massif de Londres-Brabant isole la Manche de la mer du Nord au début du Crétacé inférieur (Ziegler, 1990 ; Hamblin *et al.*, 1992). De plus les bassins de Portland-Wight et de Manche Centrale se retrouvent déconnectés du bassin du Weald-Boulonnais, séparés par le Portsdown Swell. À partir de l'Aptien, la Manche et la mer du Nord se reconnectent (Ziegler, 1990), et la subsidence se poursuit dans l'ensemble de la Manche.

Au Crétacé supérieur des mouvements tectoniques sont reconnus, notamment au niveau d'axes tels que la faille de Sandown (île de Wight), la faille de Fécamp et la faille du Bray (Mortimore, 2011a; Mortimore et Pomerol, 1991, 1987). Des épisodes tectoniques sont reconnus au Turonien moyen, au Turonien supérieur-Coniacien moyen, au Santonien supérieur-Campanien inférieur et à la fin du Campanien inférieur (Mortimore, 2011b ; 2018). Lasseur (2007) met en évidence de grandes flexures affectant le Bassin de Paris au Crétacé supérieur, à partir du Coniacien. Ces déformations, compatibles avec des raccourcissements NW-SE et NE-SW, sont des marqueurs de transmission de contraintes en limites de plaques, et sont attribuées à la convergence Ibérie-Eurasie (Lasseur, 2007). Le soulèvement de l'anticlinal du Weald s'accompagne d'une migration de la sédimentation vers le bassin de Wessex. L'inversion des bassins de Wessex et du Weald, présentant d'épaisses séries d'âges Jurassique et Crétacé inférieur, est contrôlée par des failles syn-sédimentaires au sein de la craie du Crétacé supérieur. Des bassins marginaux se développent de part et d'autres de ces bassins inversés : le Bassin de Londres au nord, qui est un bassin flexural sur un ancien bloc

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

crustal (le Massif Anglo-Brabant), et le bassin de Dieppe-Hampshire au sud (Mortimore, 2011b) (figure 1-24).

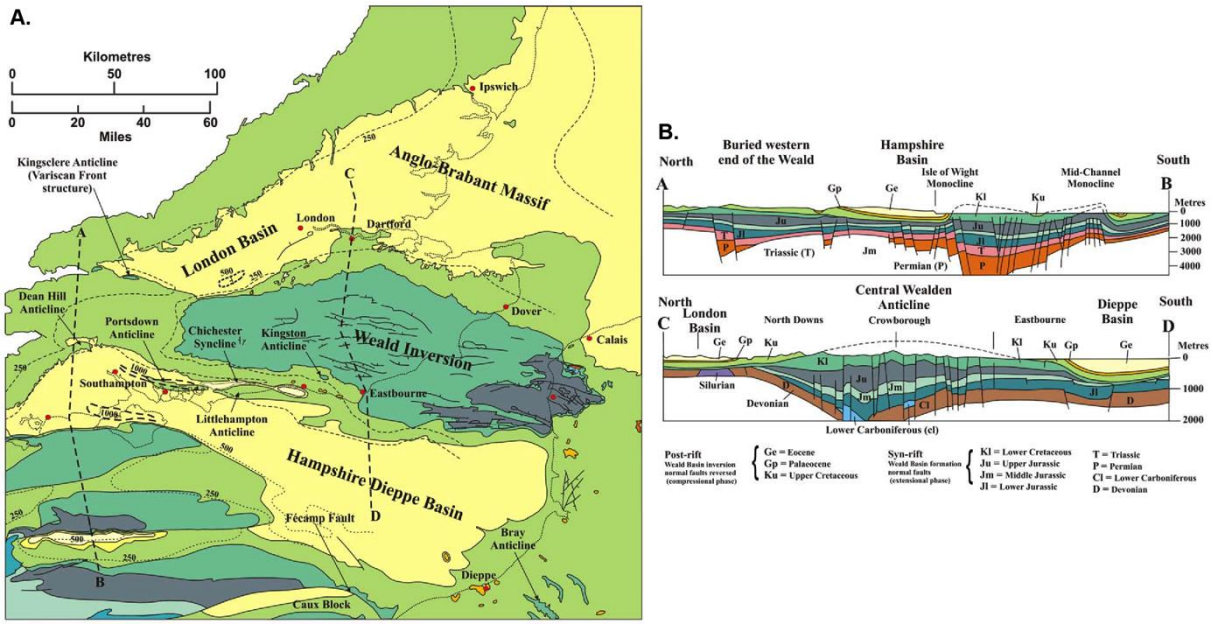


Figure 1-24 : (A) Carte géologique basée sur la carte du Royaume-Uni/Irlande au 1:1 000 000 du BGS ; (B) Coupes N-S à travers les bassins de Wessex et du Weald, montrant l'inversion des bassins mésozoïques et le développement des bassins cénozoïques de Londres et de Dieppe-Hampshire. D'après Mortimore (2011b).

D. Déformations cénozoïques

a. Manche orientale

Au Crétacé la Manche est alignée avec l'axe d'ouverture de l'Atlantique Nord, mais depuis la fin du Crétacé supérieur, l'ouverture a migré vers le Nord-Ouest, provoquant une courbure au niveau du front de l'Europe Occidentale (Lagarde *et al.*, 2003). Le bassin de la Manche se retrouve alors en position oblique à l'expansion océanique au début du Cénozoïque (figure 1-4). Depuis le début du Cénozoïque, l'évolution structurale de la Manche est contrainte par sa position entre deux limites de plaques : (1) la dorsale médio-Atlantique divergente au Nord-Ouest et (2) la limite convergente entre les plaques Eurasie et Afrique au Sud-Est (Lagarde *et al.*, 2003) (figure 1-4C).

Le raccourcissement crustal et les contraintes compressives associés à ces évènements géodynamiques provoquent le soulèvement ou l'inversion des bassins mésozoïques : le bassin de Portland-Wight et le bassin du Weald (Lake and Karner, 1987; Mascle and Cazes, 1987; Whittaker, 1985; Lagarde *et al.*, 2003; Mortimore, 2011b) (figures 1-21c, 1-23b et 1-24). Cette inversion est contemporaine de l'inversion Laramide décrite en Europe septentrionale (Lake and Karner, 1987; Ziegler, 1987) (figure 1-20). Le soulèvement des bassins connaît plusieurs

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

pulses d'activité tectonique du Paléocène au Miocène moyen (Evans, 1990), qui pourraient être associés aux évènements en limites de plaques (convergence Ibérie-Eurasie, panache mantellique islandais, expansion océanique de l'Atlantique NE, collision alpine).

b. Sud de l'Angleterre

La Grande-Bretagne se retrouve pratiquement complètement émergée entre le Maastrichtien et le Thanétien, menant notamment à l'érosion de plus de 400 mètres de craie dans la région du Weald (Gale et Lovell, 2018). Gale et Lovell (2018) suggèrent que les mouvements verticaux responsables de cette érosion sont principalement contrôlés par l'activité du panache mantellique en Islande.

Au cours de la fin du Paléocène et de l'Eocène inférieur, des évidences de déformations compressives associées à la convergence Afrique-Europe sont observées. L'analyse de deux systèmes fluviaux (formation de Reading, Thanétien supérieur à Yprésien basal ; formation de Poole, Yprésien terminal) par Newell (2014) sur l'Ile de Wight indique une reconfiguration structural majeure dans la région du bassin du Hampshire au cours de l'Eocène inférieur.

A l'Eocène supérieur la déformation semble se localiser au niveau de certaines structures majeures, contrôlées par de grandes failles varisques. Gale *et al.* (1999) proposent une reconstitution de l'évolution du péricline de Sandown (de direction E-W) sur l'Ile de Wight, à partir de l'analyse de la distribution et de la composition de clastes remaniés dans les formations de Selsey (Lutétien supérieur), Barton et Becton (Bartonien). Le soulèvement total de plus de 500 mètres, à l'origine de la mise en place des anticlinaux orientés E-W de Sandown et de Brixton (figure 1-25), se serait ainsi fait en deux phases, à la fin du Lutétien et au Bartonien, à un taux moyen de 100 m/Ma, séparées par une période de quiescence et de pénéplanation.

Cette dernière phase d'inversion du pérécline de Sandown intervient plus précisément autour de la transition Bartonien-Priabonien (Newell et Evans, 2011). Elle est en effet marquée par des strates de croissance (*growth strata*) syn-tectoniques et des variations latérales d'épaisseur le long du synclinal de Bouldnor et de l'anticlinal de Porchfield (Gale *et al.*, 1999 ; Newell et Evans, 2011 ; Evans *et al.*, 2011 ; figure 1-26). La reprise en compression de failles normales préexistantes selon un jeu inverse vers le nord (e.g. faille de Sandown) est interprétée dans la littérature comme étant liée à la transmission des contraintes pyrénéo-alpines (Blundell, 2002). Ces phases de déformation interviennent avant la principale phase d'inversion, estimée entre l'Oligocène supérieur et le Miocène (Daley et Edwards, 1971 ; Lake et Karner, 1987 ; Newell et Evans, 2011).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

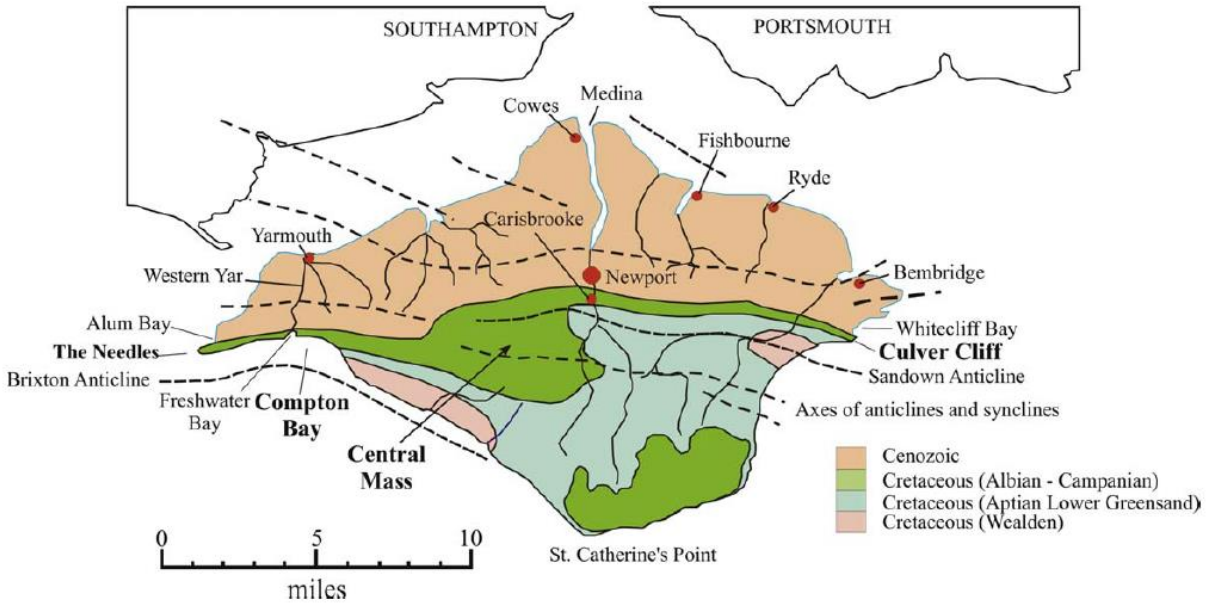


Figure 1-25 : Carte géologique simplifiée de l'île de Wight (Mortimore, 2011a).

Des analyses microstructurales menées par Vandycke et Bergerat (2001) sur l'Ile de Wight révèlent trois épisodes de formation de failles accompagnant l'inversion paléogène, entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur : (1) un premier caractérisé par du décrochement et lié à une compression NNE-SSW, (2) un deuxième en réponse à un régime de contraintes N-S, et (3) un dernier caractérisé par des failles décrochantes et inverses toujours dans ce contexte de compression N-S.

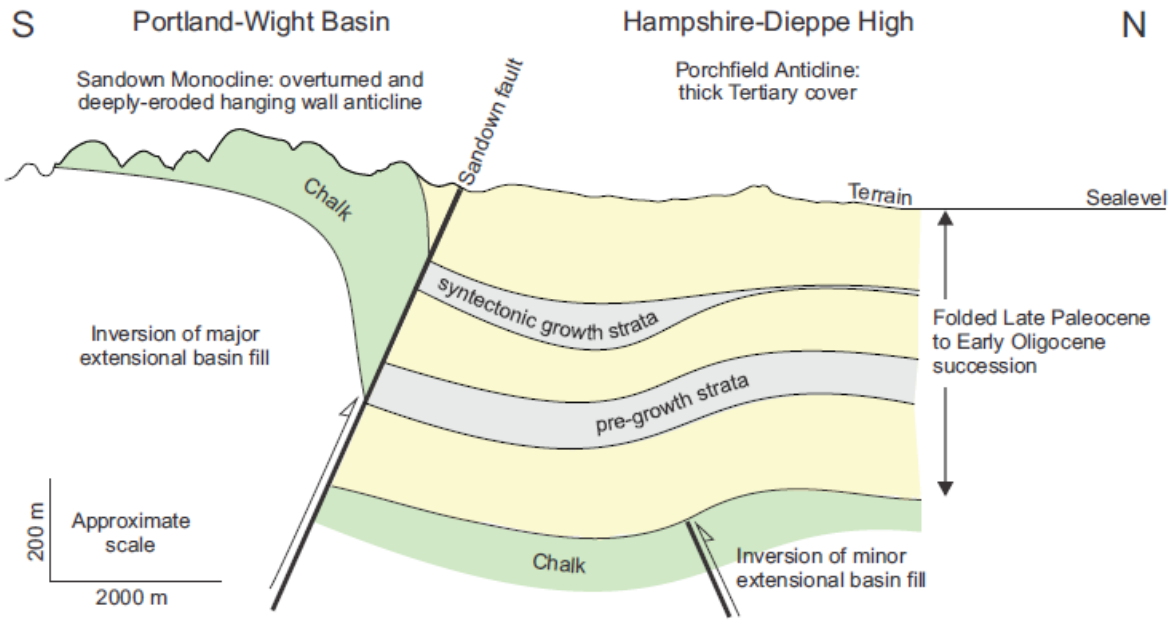


Figure 1-26 : Coupe schématique N-S à travers la structure de Purbeck-Wight, sur l'île de Wight (SE de l'Angleterre), d'après Newell et Evans (2011). Les growth strata sont décrites au sein des dépôts du Tortland Bay Member, au début du Priabonien. La faille de Sandown est globalement orientée E-W.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

La datation de veines de calcite (Parrish *et al.*, 2018) indique des âges de fractures à 55 Ma, 48-36 Ma et 34-30 Ma. Les âges situés entre 34 et 30 Ma (Rupélien – Oligocène inférieur) correspondent à une fracturation de la croûte associée à la formation de monoclinaux, de failles et de plis en réponse à des contraintes N-S. Selon Parrish *et al.* (2018), ces déformations se font en réponse à la collision pyrénéenne. Une origine alpine du régime de contraintes est exclue par les auteurs en raison de la géométrie, du timing et des caractéristiques de l'architecture mécanique des Alpes durant l'Oligocène inférieur.

c. Weald-Boulonnais et Belgique

Vandenberghe *et al.* (2004) montrent une période de soulèvement du Massif du Brabant entre le Thanétien et l'Yprésien inférieur. Des indices de cette déformation sont retrouvées dans le Sud de la mer du Nord, au large de la Belgique, avec la mise en évidence d'une discordance dans le Thanétien terminal (De Batist et Henriet, 1995 ; Jacobs et De Batist, 1996). Deckers et Matthijs (2017) identifient un soulèvement au Paléocène moyen selon un axe WNW-ESE d'héritage calédonien, contemporain de la phase d'inversion Laramide.

Une nouvelle discordance au sommet des dépôts yprésiens dans le bassin belge témoigne d'une nouvelle phase de soulèvement du massif (Vandenberghe *et al.*, 1998 ; 2004). Cette phase est à nouveau également observée en mer du Nord, où De Batist et Henriet (1995) et Jacobs et De Batist (1996) décrivent une surface d'érosion au sein de l'Yprésien terminal, surmontée par une série interprétée comme un prisme de bas niveau marin. Autour de la limite Bartonien-Priabonien, Vandenberghe *et al.* (2004) mettent en évidence un épisode de soulèvement du Brabant et de l'Artois, à l'origine de hiatus sédimentaires.

Le timing de l'inversion du Weald-Boulonnais (Artois), contrôlée par l'activité de failles WNW-ESE, reste mal contraint. Mansy *et al.* (2003) et Minguely *et al.* (2010) envisagent une inversion ayant pu avoir eu lieu entre l'Eocène moyen et l'Oligocène supérieur. Briais (2015) propose un âge Bartonien supérieur à Oligocène pour le soulèvement de l'axe Artois-Boulonnais-Ardennes, marquant la fermeture paléogéographique du domaine nord du Bassin de Paris. Des réactivations de ces failles selon des mouvements décro-chevauchants dextres sont supposées dans la partie orientale du Weald (Mansy *et al.*, 2003). Dans le Boulonnais des indices de reprise en compression de certaines structures sont montrées par Averbuch *et al.* (2016) au niveau de l'anticlinal du Cap Gris-Nez, mais ces réactivations n'ont pas pu être datées précisément.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

d. Bassin de Paris

Plusieurs épisodes de déformation sont mis en évidence par les travaux de Briais (2015) au sein du Bassin de Paris, s'exprimant par des flexures et des réorganisations paléogéographiques (figure 1-27).

L'analyse des épaisseurs de craie érodée et de la subsidence anté-Thanétien soulignent deux phases de déformation, exprimées par deux phases d'érosion dans le Bassin parisien : (1) une flexure (probablement E-W) anté-Danien et (2) une déformation anté-Thanétien (Briais *et al.*, 2016). Briais *et al.* (2016) raccordent la première phase à une première déformation compressive associée à la convergence Eurasie-Ibérie (Rosenbaum *et al.*, 2002). En revanche la déformation anté-Thanétien ne semble pas être directement synchrone d'autres déformations compressives significatives dans l'avant-pays alpin, mais une déformation associée à la mise en place du panache mantellique islandais (principalement au Sélandien), qui implique le soulèvement des îles britanniques (White et Lovell, 1997), est envisagée.

A la base de l'Yprésien, Briais *et al.* (2016) mettent en évidence une flexure NE-SW. Celle-ci n'est associée à aucune phase de déformation engendrée par la convergence Eurasie-Ibérie, cependant elle correspond (en terme d'âge et d'orientation des contraintes) au début de l'ouverture de l'Atlantique Nord (*ridge push* ; White et Lovell, 1997).

Deux nouvelles flexures, cette fois orientées E-W, sont montrées par Briais (2015) et Briais *et al.* (2016) à l'Yprésien supérieur et au Bartonien inférieur. Elles sont compatibles en âge et en orientation avec deux phases de déformations compressives pyrénéennes (Briais, 2015). L'épisode de déformation de la fin de l'Yprésien est contemporain d'une accélération de la convergence Eurasie-Ibérie à partir de 53 Ma (Rosenbaum *et al.*, 2002). La déformation du Bartonien inférieur est quant à elle contemporaine de la phase de compression pyrénéenne « paroxysmale », à l'origine de la mise en place de nappes de chevauchement dans les Pyrénées orientales (Christophoul *et al.*, 2003). Cette phase est antérieure à la phase d'extension E-W d'âge oligocène (Bergerat, 1985). Une réorganisation paléogéographique et une reprise de la subsidence interviennent également à la limite Bartonien-Priabonien (Briais, 2015). Cette déformation environ E-W semble s'inscrire dans le même régime de contraintes que la flexure bartonienne, mais indique une variation de la longueur d'onde.

Une dernière flexure cénozoïque est mise en évidence dans le Bassin de Paris par Briais (2015), au Priabonien. Cette flexure se fait selon une direction NE-SW et est compatible avec une phase de raccourcissement enregistrée dans le domaine alpin (Ford *et al.*, 2006 ; Dumont *et al.*, 2012).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

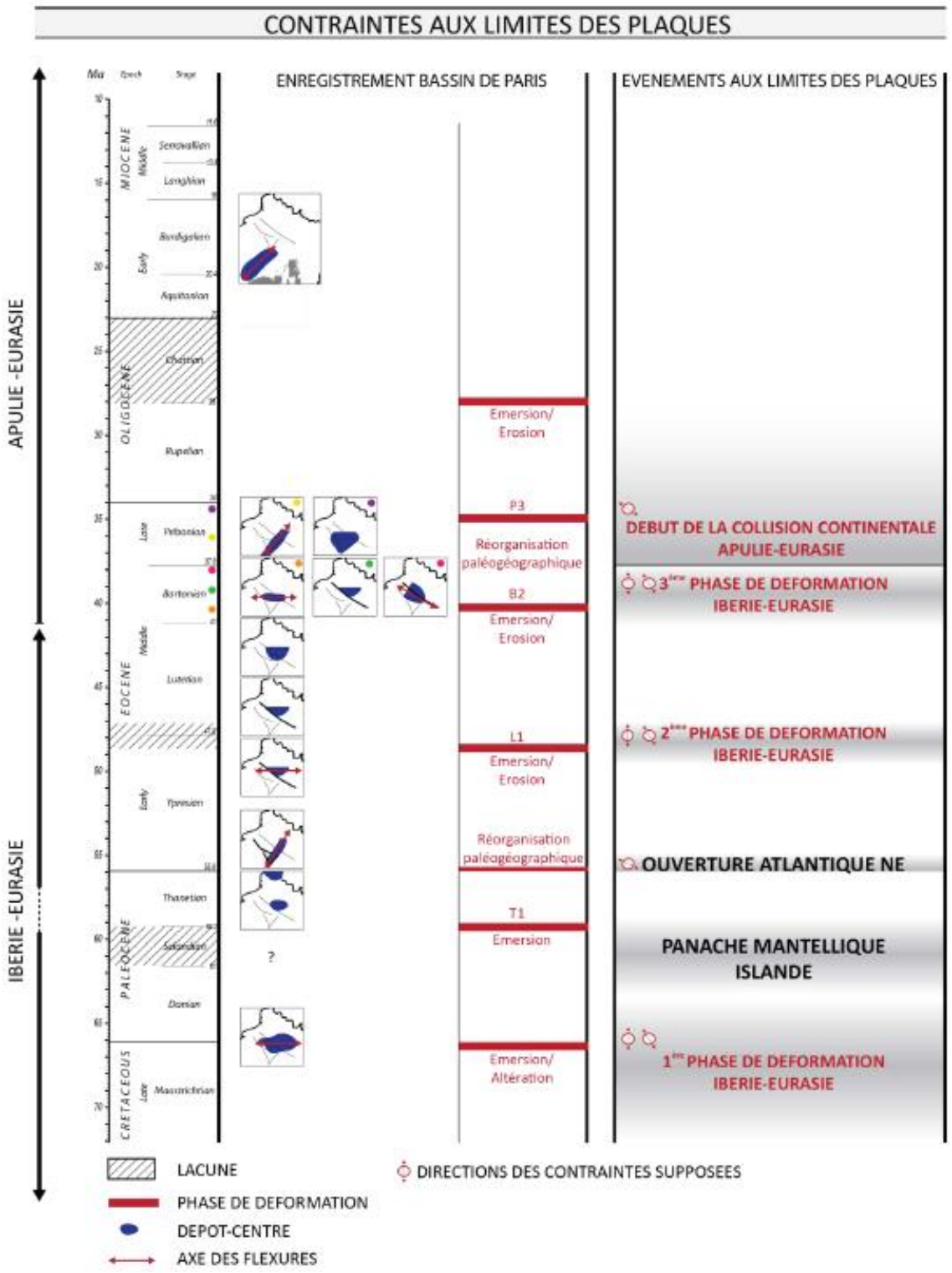


Figure 1-27 : Tableau de synthèse des déformations enregistrées dans le Bassin de Paris et des évènements survenant aux limites de plaques (Briais, 2015).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

2.4. Conclusion

Les parties qui viennent d'être développées nous ont permis de décrire (1) les évènements géodynamiques en limite de plaque européenne au cours du Cénozoïque, et (2) les phases de déformations enregistrées dans le domaine intraplaque au cours de cette période, en réponse à ces évènements géodynamiques. Briais (2015) a proposé une synthèse de ces évènements dans un tableau, présenté sur la figure 1-28.

L'Europe occidentale subit des déformations entre le Crétacé supérieur et la fin du Paléogène dont la plupart semblent être associées à des évènements géodynamiques majeurs : (1) l'ouverture du domaine Nord Atlantique, (2) la convergence Eurasie-Ibérie et (3) la convergence Apulie-Eurasie. Les déformations répertoriées dans le domaine intraplaque sont souvent localisées par la réactivation de failles crustales, souvent d'affinité varisque.

La synthèse de ces déformations servira de support dans la suite de ce manuscrit afin de discuter les déformations affectant la Manche orientale au cours du Paléogène, en les corrélant aux déformations connues dans les bassins (Sud de l'Angleterre, Bassin de Paris, bassin belge…) et les hauts morphologiques (Weald-Boulonnais, Massif de l'Artois, Portland-Wight…) voisins. Nous chercherons également à établir des liens entre les déformations observées en Manche à les évènements géodynamiques en limites de plaques.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

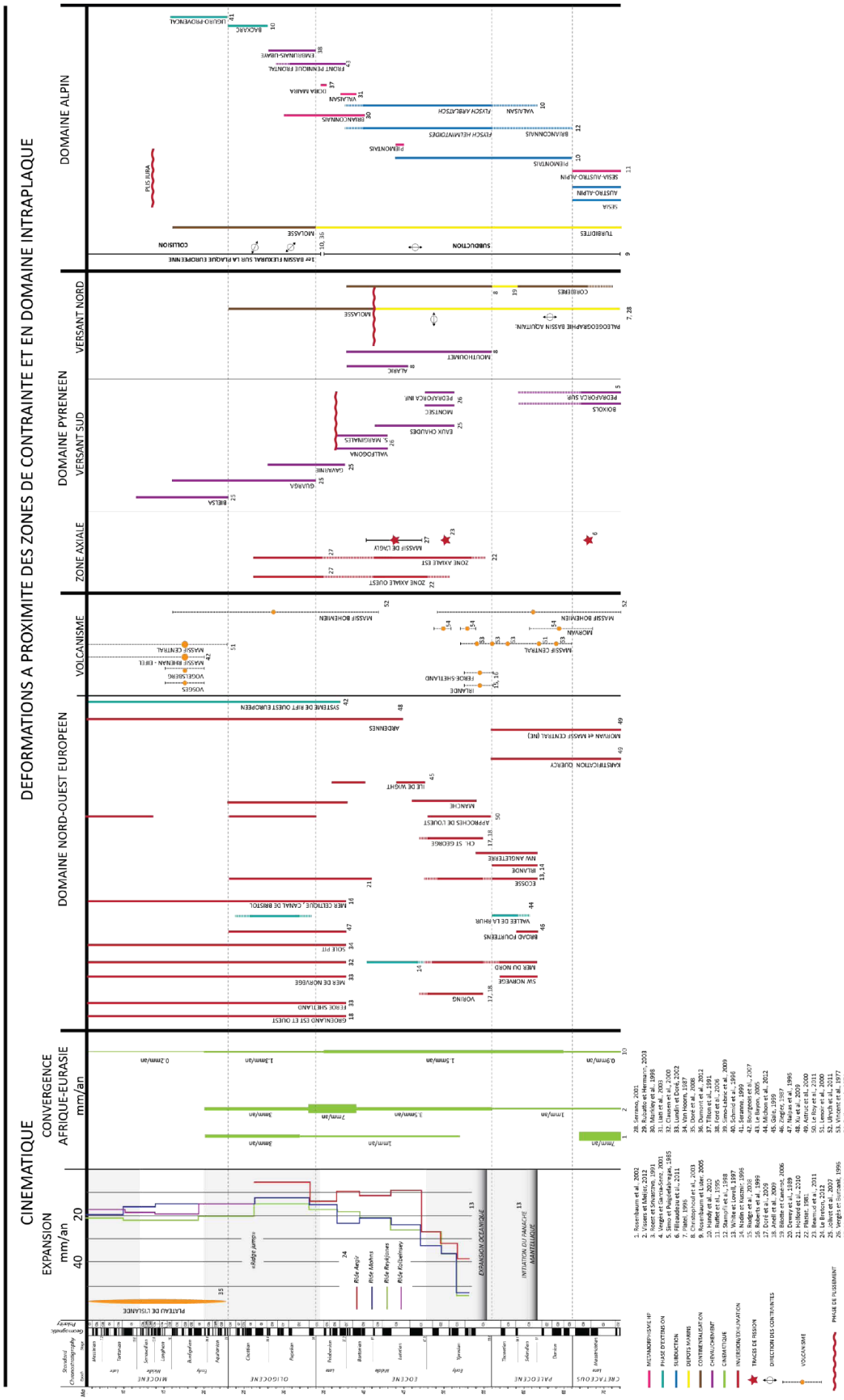


Figure 1-28 : Tableau de synthèse géodynamique de l'Ouest du Crétacé terminal au Miocène, réalisé par Briais (2015).

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

3. Le Cénozoïque de la Manche et des bassins voisins

Le paysage morphologique et sédimentaire connaît des changements importants au Cénozoïque dans la région de la Manche. Ce changement est principalement dû à l'inversion tectonique polyphasée qui affecte l'Europe de l'Ouest dès le Crétacé supérieur.

Hamblin *et al.* (1992) proposent une carte géologique des dépôts cénozoïques préservés en Manche orientale (figure 1-29). La préservation des séries cénozoïques s'effectue principalement dans le Bassin de Dieppe-Hampshire, mais d'autres dépôt-centres sont également présents, comme au niveau du bassin de Manche Centrale (*Central Channel Outlier*) ou du Bassin Nord-Baie de Seine, tandis qu'à terre, quelques affleurements ont été décrits au Sud-Ouest de Dieppe (affleurements de Varengeville) (figure 1-29). Une couverture cénozoïque est aussi décrite en Manche occidentale et à l'Est du Pas-de-Calais, dans le bassin de Londres-Brabant (Lagarde *et al.*, 2003) (figure 1-23B).

Le Bassin de Dieppe-Hampshire, globalement orienté NW-SE, préserve des dépôts d'âge paléogène au sein d'un grand synclinal de même orientation. Les bassins de Manche Centrale et du Nord-Baie de Seine, situés à l'Est de Dieppe-Hampshire, possèdent eux une orientation E-W. Des reliefs positifs émergés se mettent également en place au Cénozoïque, avec le soulèvement de l'anticlinal de Weald-Artois et du Massif du Brabant au Nord-Est du Bassin de Dieppe-Hampshire (Vandenberghe *et al.*, 1998 ; 2004 ; Deckers et Matthijs, 2017), et le haut de Portland-Wight au Sud de l'île de Wight (Beeley and Norton, 1998).

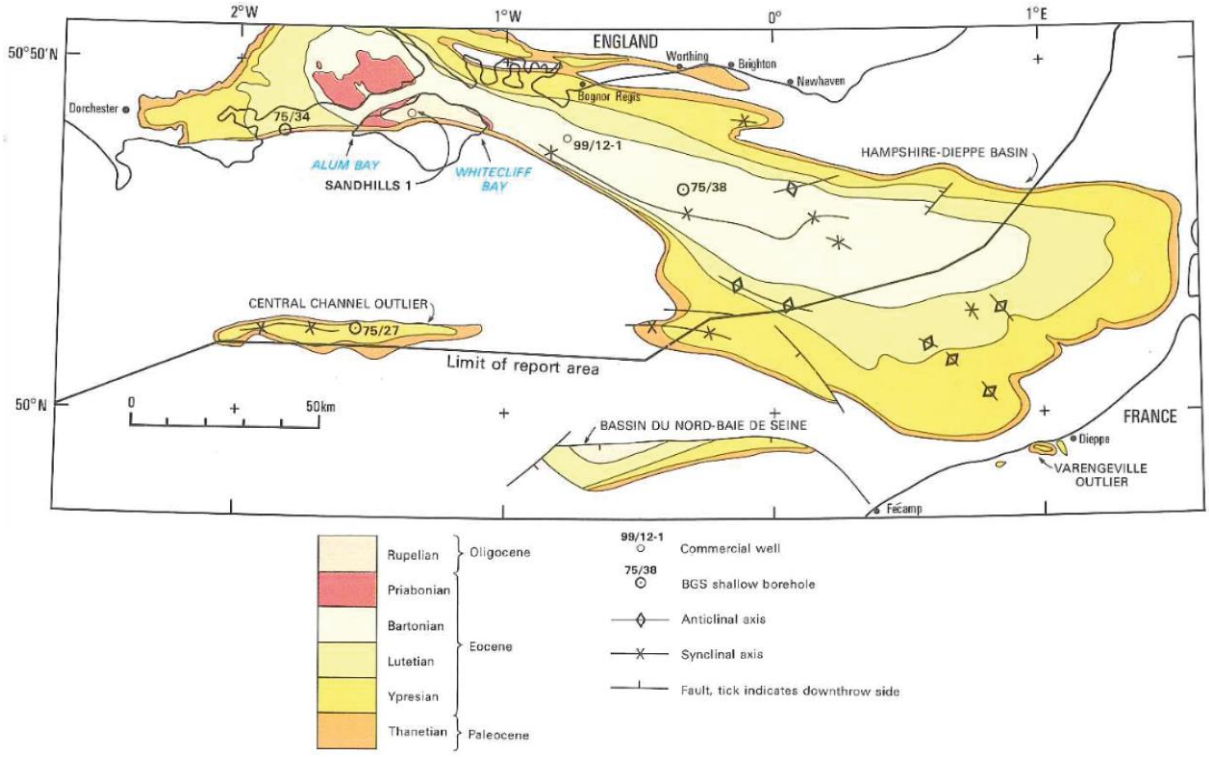


Figure 1-29 : Distribution et âge des sédiments cénozoïques en Manche orientale (d'après Hamblin et al., 1992).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

3.1. Stratigraphie du Paléogène de Manche orientale

3.1.1. Bassin de Dieppe-Hampshire

Les dépôts cénozoïques du bassin de la Manche orientale sont compilés en carte pour la première fois par King (1949). L'essentiel de la zone où se sont déposés ces sédiments cénozoïques est nommée bassin de Dieppe par (Robert, 1971), alors que les sédiments isochrones du Sud de l'Angleterre forment ce qui est alors appelé bassin d'Hampshire. Robert (1971) considère que les deux bassins sont déconnectés et séparés par des dépôts Crétacé supérieur, mais l'apport de données de sismique réflexion a permis d'établir leur connexion et de définir le bassin de Dieppe-Hampshire comme étant l'association des deux bassins cénozoïques (Curry et Smith, 1975).

Le remplissage du bassin de Dieppe-Hampshire est composé de dépôts d'âges Thanétien à Rupélien (figure 1-30). Les sédiments les plus récents (Priabonien-Rupélien) ne sont observés que dans les zones émergées du Sud de l'Angleterre, affleurant notamment sur la plus grande partie de la moitié nord de l'Ile de Wight (Hamblin *et al.*, 1992; Hopson, 2011; Plint, 1982). Le remplissage sédimentaire du bassin se localise au niveau de deux dépôt-centres situés proche du méridien de Greenwich et au nord de l'Ile de Wight, et qui correspondent respectivement aux bassins anciennement nommés bassin de Dieppe et bassin d'Hampshire.

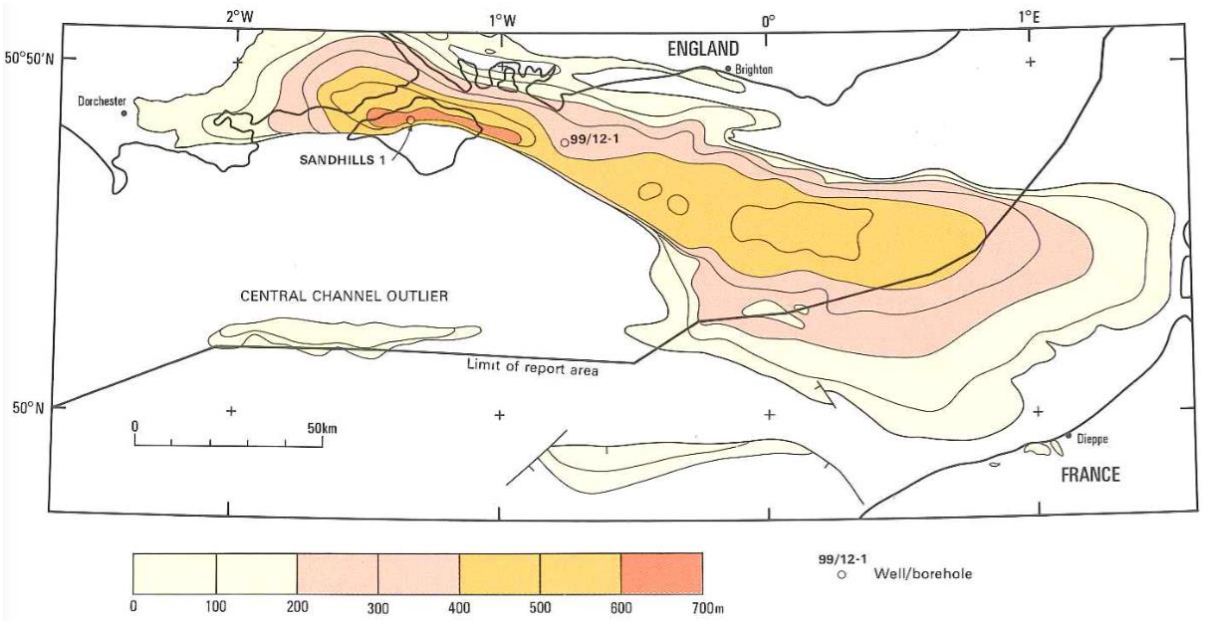


Figure 1-30 : Profondeur sous le niveau de la mer de la base du Cénozoïque en Manche orientale (d'après Hamblin et al., 1992).

Le cadre stratigraphique cénozoïque de l'Ile de Wight et du Sud de l'Angleterre est bien contraint, notamment grâce aux travaux cartographiques du British Geological Survey (BGS), à des forages profonds et des études portant sur la sédimentologie de faciès (Insole et Daley, 1985 ; Edwards et Freshney, 1987 ; Plint, 1988 ; Huggett et Gale, 1997 ; Gale *et al.*, 1999 ;

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Newell, 2001 ; Gale *et al.*, 2006 ; Newell et Evans, 2011 ; De Jonghe *et al.*, 2011 ; Newell, 2014 ; King, 2016).

Paléocène : Aucun sédiment danien ni sélandien n'est présent en Manche orientale, contrairement à la Manche occidentale (Evans, 1990). Cette lacune entre les séries thanétiennes et la craie santonienne à campanienne est soulignée par une discordance (King, 2016). Les plus anciennes séries sédimentaires décrites dans le bassin de Dieppe-Hampshire, entre Dieppe et Fécamp, sont des calcaires blancs à microcodium datés à la fin du Thanétien (Auffret *et al.*, 1975) (figure 1-31). Ces calcaires sont corrélables avec les calcaires du Cap d'Ailly à terre, dans le Nord de la France. À la fin du Thanétien se mettent en place des dépôts marins dans le centre du bassin de Dieppe-Hampshire, avec les bancs de Woolwich (sables et argiles sableuses, environ 20m), et des dépôts continentaux dans une partie du bassin d'Hampshire, avec les bancs de Reading (argiles, 30-40m), l'influence marine étant de plus en plus importante vers l'Est. Dans le Nord de la France et le Sud du Bassin de Dieppe-Hampshire, le milieu de dépôt correspond à des lagons et des environnements saumâtres. Au Nord du bassin, le milieu est fluvial à estuarien (Newell, 2014).

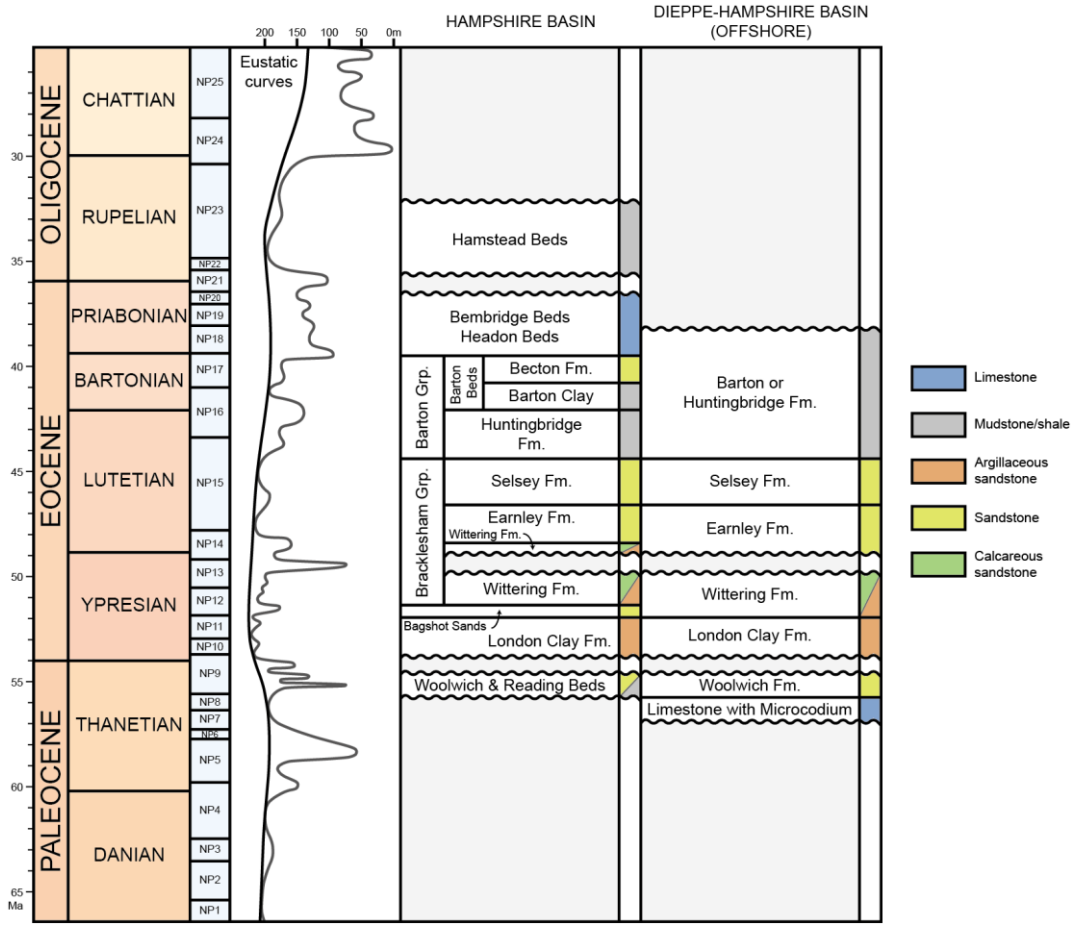


Figure 1-31 : Stratigraphie cénozoïque du bassin de Dieppe-Hampshire. Âges et zones de nannoplancton (NP) d'après Haq et al. (1987), courbes de variations eustatiques d'après Haq et al. (1988), stratigraphie du bassin d'Hampshire d'après Aubry (1983) et du bassin de Dieppe-Hampshire d'après Curry et al. (1978), modifié par Hamblin et al. (1992).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Éocène

Yprésien (Éocène inférieur) : Les premiers dépôts éocènes correspondent à la formation de London Clay (Yprésien) et la formation de Varengeville en Normandie (Ouest de Dieppe), enregistrent une transgression majeure depuis la mer du Nord. La formation de London Clay correspond à des sables argileux. Cette formation atteint des épaisseurs importantes, puisque 161 mètres ont été forés sur l'île de Wight (Hamblin *et al.*, 1992). La seconde partie de l'Yprésien voit la mise en place de 50 à 100m de grès calcaires et d'argiles sableuses glauconieuses, corrélées à la formation de Wittering du Sud de l'Angleterre, à la base du Groupe de Bracklesham. Deux séquences transgressives sont reconnues dans la formation, soulignées par un banc de galet à leur base (Plint, 1988). La fin de l'Yprésien sur l'Ile de Wight s'inscrit dans une tendance régressive, soulignée par le passage de dépôts marins à fluviaux et estuariens (Newell, 2014). La transition entre l'Yprésien et le Lutétien est marquée par la présence de paléosols (Whitecliff Bay Bed ; De Jonghe *et al.*, 2011 ; Newell, 2014) et de sables fluviatiles avec une surface d'érosion basale (Formation de Poole ; Newell, 2014). Newell (2014) évoque une probable reconfiguration tectonique majeure du bassin de drainage à la fin de l'Yprésien à l'origine de cette érosion. Des faciès sédimentaires similaires sont reconnus dans le Bassin de Paris au sein des argiles de Laon, qui témoignent d'environnements côtiers à alluviaux (Briais *et al.*, 2016).

Lutétien (Éocène moyen) : Une nouvelle transgression permet un retour à la sédimentation au début du Lutétien, avec la mise en place des formations de Earnley et Selsey sur l'Ile de Wight (De Jonghe *et al.* 2011 ; Newell, 2014 ; King, 2016 ; figure 1-31). Des carottes prélevées dans le Sud du bassin de Dieppe-Hampshire indiquent la présence de calcaires gréseux glauconieux (Bignot, 1972). Bignot (1972) souligne une analogie entre le Lutétien de la partie méridionale du Bassin de Dieppe-Hampshire et le Lutétien du Bassin de Paris. La fin de la formation de Selsey (Lutétien supérieur) est caractérisée par une discordance sur l'Ile de Wight et un hiatus sédimentaire croissant vers l'est de l'île. À noter que Curry et Smith (1975) signalent des réflecteurs sismiques de forte amplitude dans la partie offshore du bassin, au sein de la série lutétienne, interprétés comme des bancs calcaires consolidés.

Bartonien (Éocène moyen) : La sédimentation carbonatée franche s'achève en Manche après le Lutétien. Auffret *et al.* (1975) et Auffret et Gruas-Cavagnetto (1975) définissent deux formations dans le Bartonien, séparées par une légère discontinuité angulaire au cœur du synclinal de Dieppe-Hampshire : L'Auversien, constitué de sables marneux glauconieux, et le Marinésien, caractérisé par une argile sableuse. Ces formations sont corrélées par Auffret *et al.* (1975) à la formation des argiles de Barton, et correspondent à un milieu marin (zone néritique ; King, 2016). Sur l'Ile de Wight, les séries à la base de la formation des argiles de

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Barton témoignent d'un environnement marin plus profond que pour la formation de Selsey au sommet du Groupe de Bracklesham (Todd, 1990), marquant une tendance transgressive. Cette tendance est suivie d'une régression progressive qui se poursuit jusqu'au début du Priabonien (formation de Headon Hill ; Plint, 1988).

Priabonien (Éocène supérieur) : Des dépôts priaboniens sont enregistrés sur l'île de Wight avec les formations de Headon Hills (75-100m) et les calcaires de Bembridge (moins de 20m) (figure 1-31). Ces formations ne se retrouvent en revanche pas dans le bassin de Dieppe-Hampshire. La formation de Headon Hills présente une palette de lithologies très variées, avec des variations latérales de faciès rapides (Insole et Daley, 1985). Les calcaires marneux de Bembridge se déposent en milieu continental, et sont érodés par la légère croissance de l'anticlinal de Porchfield (Daley et Edwards, 1971).

Oligocène : L'Oligocène n'est pas observé dans le bassin de Dieppe-Hampshire offshore, mais on en retrouve sur l'île de Wight, avec la formation de Bouldnor (ou Hamstead Beds, Rupélien), d'une épaisseur avoisinant les 100m (Hamblin *et al.*, 1992) (Figure 3.2). On le retrouve également dans le bassin du Nord-Baie de Seine (Curry et Smith, 1975). Cette formation est représentée par des argiles grises, vertes ou bleu-vert. Une surface d'érosion est identifiée à sa base. La faune trouvée au sein de la formation de Bouldnor indique une sédimentation en eaux douces ou saumâtres, et en domaine marin à sa base et son sommet. La base de la formation de Bouldnor est marquée un banc de sables coquillers, le Bembridge Oyster Bed, soulignant un bref épisode transgressif (Daley, 1973).

3.1.2. Bassin de Manche Centrale

Le Bassin de Manche Centrale (figure 1-30) se développe suite à l'inversion du Haut de Manche Centrale au Cénozoïque, suite à la réactivation d'une faille extensive E-W à pendage vers le nord, miroir de la faille de Portland-Wight (Beeley et Norton, 1998). Beeley et Norton (1998) suggèrent une connexion probable entre cette faille et un chevauchement varisque, réactivé au cours de l'extension mésozoïque.

Des séries cénozoïques sont préservées au sein d'un synclinal asymétrique, en discordance sur le Crétacé supérieur. Des carottages effectués dans les années 1950 ont été décrits par Curry (1962) et réexaminés par King (2016). Les premières analyses de Curry (1962) montrent la présence : (1) de dépôts paléocènes (Sparnacien), (2) du faciès London Clay (argiles grises ou brunes) de l'Yprésien inférieur, et (3) de sables marins glauconieux et plus ou moins argileux de l'Yprésien supérieur (Cuisien du Bassin de Paris, « Lower Bracklesham Beds » du Sud de l'Angleterre). Un échantillon situé vers le centre du bassin semble également montrer

© 2018 Tous droits réservés. lilliad.univ-lille.fr

la préservation de sédiments d'âge lutétien inférieur à moyen (Larsonneur, 1971 ; King, 2016). Hamblin *et al.* (1992) estiment une épaisseur maximale de dépôts cénozoïques préservés d'environ 105 mètres.

3.1.3. Bassin Nord-Baie de Seine

Le Bassin Nord-Baie de Seine met à l'affleurement des séries paléogènes préservés au sein d'un synclinal E-W, en discordance sur le Crétacé supérieur (Curry et Smith, 1975 ; figure 1-30). Quelques échantillons carottés au niveau de ces séries et décrites par Curry et Smith (1975) donnent des informations sur la stratigraphie du bassin, et notamment la présence de Lutétien supérieur dans le bassin (marnes), environ 60 mètres au-dessus du sommet de la craie du Crétacé supérieur. Cette épaisseur suggère à Curry et Smith (1975) l'absence probable d'Eocène inférieur. Ces marnes seraient l'équivalent des calcaires de Fresville, décrits dans le Cotentin comme correspondant à un milieu de lagune saumâtre (Dugué *et al.*, 2009). Des échantillons de calcaire à gastéropodes d'eau douce 80 à 100 mètres au-dessus du carottage de Lutétien sont décrits, mais n'ont pas pu être datés. Cependant les auteurs font l'hypothèse d'un âge oligocène, uniquement sur la base de l'épaisseur comprise entre les différents échantillons. Larsonneur *et al.* (1975) font état d'une série d'origine lacustre légèrement discordante sur le Lutétien supérieur, pouvant correspondre à un âge bartonien.

3.2. Calage chrono-stratigraphique

Dans la partie Sud-Est du Bassin de Dieppe-Hampshire (dans les eaux françaises), quelques analyses biostratigraphiques (microplancton et palynoflore) menées sur des échantillons carottés (Bignot, 1972 ; Auffret et Gruas-Cavagnetto, 1975) fournissent des informations sur l'âge des séries cénozoïques.

Les analyses décrites par Bignot (1972) attribuent un âge yprésien à des marnes sableuses et glauconieuses avec une microfaune identique à celle identifiée au sein de la formation de Varengeville. De nombreux échantillons de calcaires gréseux glauconieux présentent quant à eux une microfaune caractéristique du Lutétien. Enfin, des échantillons de marnes glauconieuses pyriteuses et de grès marneux glauconieux présentent une association de foraminifères évoquant selon l'auteur celle des Sables d'Auvers du Bassin de Paris, au début du Bartonien.

Auffret et Gruas-Cavagnetto (1975) reconnaissent, au niveau d'autres échantillons carottés, des assemblages palynologiques et microplanctoniques caractéristiques :

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

- Du faciès Sparnacien (Yprésien – Eocène inférieur) : lignites argileux à argilo-silteux, plus ou moins riches en matière organique et pyrite ;
- Du faciès London Clay (Yprésien – Eocène inférieur) : argiles brunes et sables fins argileux ;
- Du faciès Cuisien (Yprésien – Eocène inférieur) : argiles sablo-glauconieuses micacées et sables fins glauconieux et agileux ;
- Du faciès Auversien (Bartonien – Eocène moyen) : sables marneux et glauconieux, dont certains sont riches en débris ligneux ;
- Du faciès Marinésien (Bartonien – Eocène moyen) : silts argileux à faiblement argileux.

3.3. Géométries du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional

Peu de cartes récentes présentent la géométrie de la partie méridionale du Bassin de Dieppe-Hampshire. Les principales cartes géologiques de ce secteur ont été établies par Auffret *et al.* (1975 ; figure 1-32) et Curry et Smith (1975 ; figure 1-33) au milieu des années 1970, à partir de données de carottage et de lignes sismiques Sparker (très haute résolution).

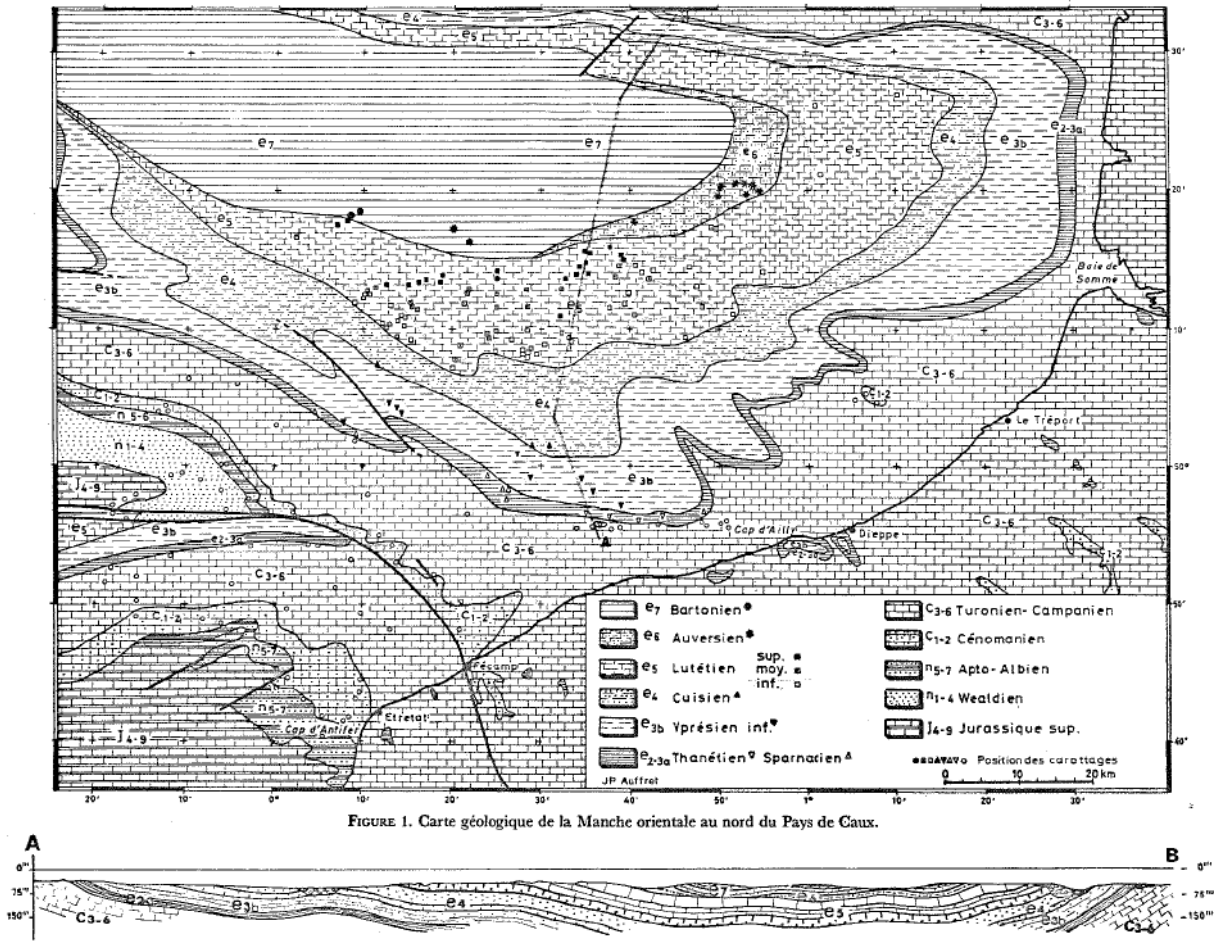


FIGURE 1. Carte géologique de la Manche orientale au nord du Pays de Caux.

FIGURE 2. Coupe-temps A–B, d'après enregistrement d'étinceleur, du synclinal tertiaire de la Manche orientale.

Figure 1-32 : Carte géologique de la Manche orientale et coupe N-S à travers le Bassin de Dieppe-Hampshire, réalisées par Auffret et al. (1975).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

La carte et la coupe réalisées par Auffret *et al.* (1975 ; figure 1-32) montrent des dépôts allant du Thanétien au Bartonien préservés au sein d'un synclinal WNW-ESE asymétrique, dont le flanc nord apparait légèrement plus relevé que le flanc sud. Ce flanc nord est pratiquement parallèle aux plis et au réseau de failles de l'anticlinal du Weald-Boulonnais. La bordure sud du bassin présente quant à elle des replis secondaires qu'Auffret *et al.* (1975) interprètent comme résultant de l'interférence entre le synclinal de Dieppe-Hampshire et les plis de direction armoricaine affectant le littoral de Haute-Normandie.

La coupe à travers le synclinal de Dieppe-Hampshire souligne de plus des ondulations dans la couverture sédimentaire cénozoïque.

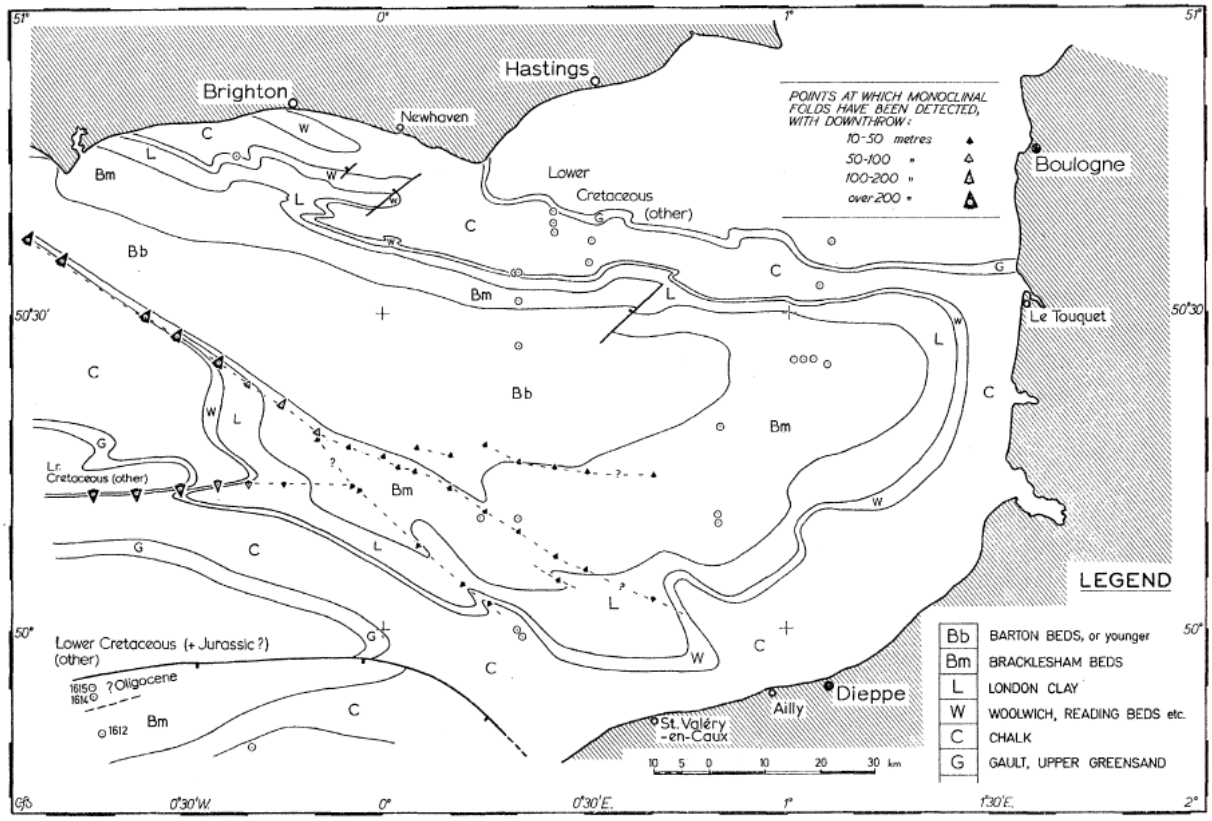


Figure 1-33 : Carte géologique de la partie orientale du Bassin de Dieppe-Hampshire (Curry et Smith, 1975).

Les études menées jusqu'à présent en Manche orientale ne proposent pas de stratigraphie fine des dépôts cénozoïques, ce qui ne permet pas de raccorder les déformations à des évènements géodynamiques précis. Nous nous sommes donc aidés des travaux réalisés à terre en Angleterre et en France pour mieux appréhender la stratigraphie du Paléogène du Bassin de Dieppe-Hampshire dans un premier temps, et les phases de déformation enregistrées en Manche au cours de cette période dans un second temps. La partie suivante propose ainsi des coupes stratigraphiques réalisées sur l'Ile de Wight et le Bassin de Paris à partir d'une synthèse de travaux.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

3.4. Coupes stratigraphiques synthétiques

Nous ne disposons pas d'une stratigraphie assez fine dans le Sud du Bassin de Dieppe-Hampshire pour pouvoir identifier les phases de déformations affectant la région de la Manche au Cénozoïque. Une partie des travaux de cette thèse a été d'améliorer, à l'aide de nouvelles données de sismique réflexion très haute résolution et de nouveaux carottages, la stratigraphie de cette zone pour la rendre de résolution semblable à la stratigraphie connue au niveau des bassins paléogènes voisins : l'Ile de Wight (partie nord du Bassin de Dieppe-Hampshire), le Bassin de Paris et le bassin belge. Ces bassins ont été largement étudiés, et les phases de déformation qui les affectent ont été bien définies. Les connaissances sur ces zones seront ainsi utilisées dans la suite du manuscrit pour mieux comprendre l'évolution cénozoïque de la Manche orientale.

3.4.1. Ile de Wight

De très nombreuses études ont été menées sur la stratigraphie et les déformations enregistrées sur l'Ile de Wight au Méso-Cénozoïque Ces études décrivent avec beaucoup de détails la sédimentologie et la stratigraphie des dépôts préservés, à partir de l'analyse des faciès sédimentaires et de l'apport de forages profonds.

La synthèse de ces études (Plint ; 1988 ; Huggett et Gale, 1997 ; Gale *et al.*, 1999 ; 2006 ; Newell, 2001 ; 2014 ; Newell et Evans, 2011 ; De Jonghe *et al.*, 2011 ; King, 2016) nous a permis de réaliser une coupe stratigraphique de l'ensemble de la colonne sédimentaire paléogène (figure 1-34). Pour la réalisation de cette coupe, le secteur de Whitecliff Bay, situé tout à l'est de l'île, a été pris comme référence pour les épaisseurs sédimentaires. Cette coupe stratigraphique synthétique représente les cycles stratigraphiques déterminés à partir de l'interprétation des auteurs, ainsi que la répartition et l'âge des faunes et des flores remaniées.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

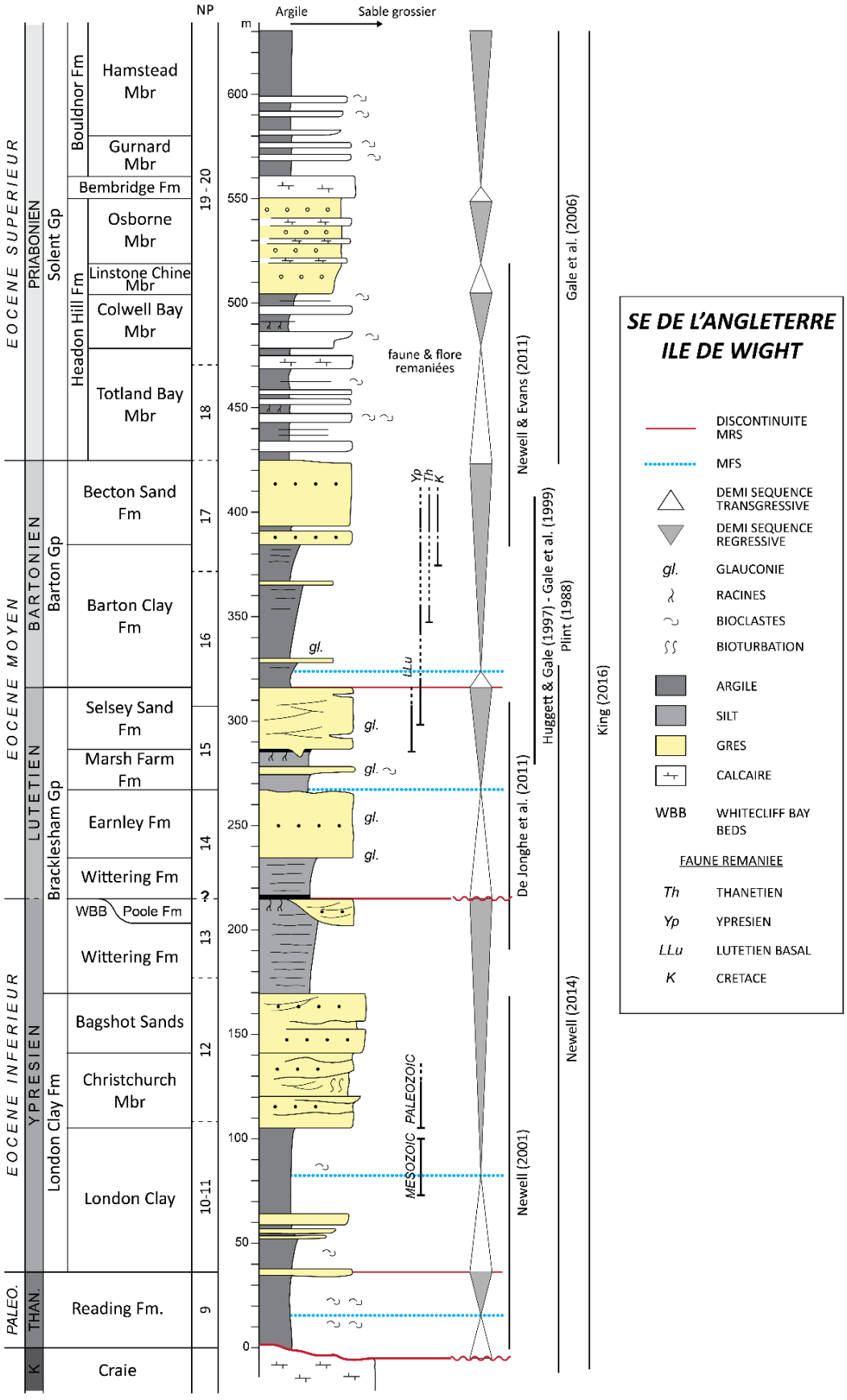


Figure 1-34 : Coupe stratigraphique synthétique du Cénozoïque de l'Ile de Wight, au niveau de Whitecliff Bay, dans la partie Est de l'île, d'après Plint (1988), Huggett et Gale (1997), Gale et al. (1999 ; 2006), Newell (2001 ; 2014), Newell et Evans (2011), De Jonghe et al. (2011) et King (2016).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

3.4.2. Bassin de Paris

Les travaux de thèse de Justine Briais (2015), qui s'appuient sur de nombreuses données biostratigraphiques et une approche couplée de sédimentologie de faciès et de corrélations diagraphiques, ont apporté un niveau de détail inédit sur la stratigraphie du Bassin de Paris. La coupe stratigraphique issue de ces travaux constitue une coupe de référence pour ce bassin (figure 1-35).

Briais (2015) propose de plus un découpage séquentiel du Cénozoïque du Bassin de Paris et reconnait trois ordres de cycle (du deuxième au quatrième ordre), dont cinq cycles de 2ème ordre, délimités par de grandes discontinuités et/ou des réorganisations paléogéographiques :

- Un cycle Crétacé supérieur-Danien, caractérisé à sa base par une lacune anté-Danien moyen, ainsi qu'une autre discontinuité scellée par les dépôts thanétiens, associée à une lacune de la totalité du Sélandien.
- Un cycle Thanétien-Yprésien, avec une Maximum Flooding Surface (MFS) majeure qui intervient tôt dans ce cycle. Celui-ci s'achève à la fin de l'Yprésien par une émersion généralisée et une érosion de l'yprésien sommital.
- Un cycle Lutétien-Bartonien inférieur, correspondant à des environnements de rampe, et dont la discontinuité sommitale, d'âge bartonien inférieur, témoigne d'une émersion et d'une érosion.
- Un cycle Bartonien inférieur-Priabonien terminal, avec une MFS majeure enregistrée dans les Sables d'Auvers (dépôts d'estuaire externe), suivie d'une tendance régressive qui se poursuit jusqu'au Priabonien supérieur.
- Un cycle Priabonien terminal-Chattien, qui s'achève avec l'émersion définitive de la partie nord du Bassin de Paris au Chattien (surface d'érosion et lacune du Chattien).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

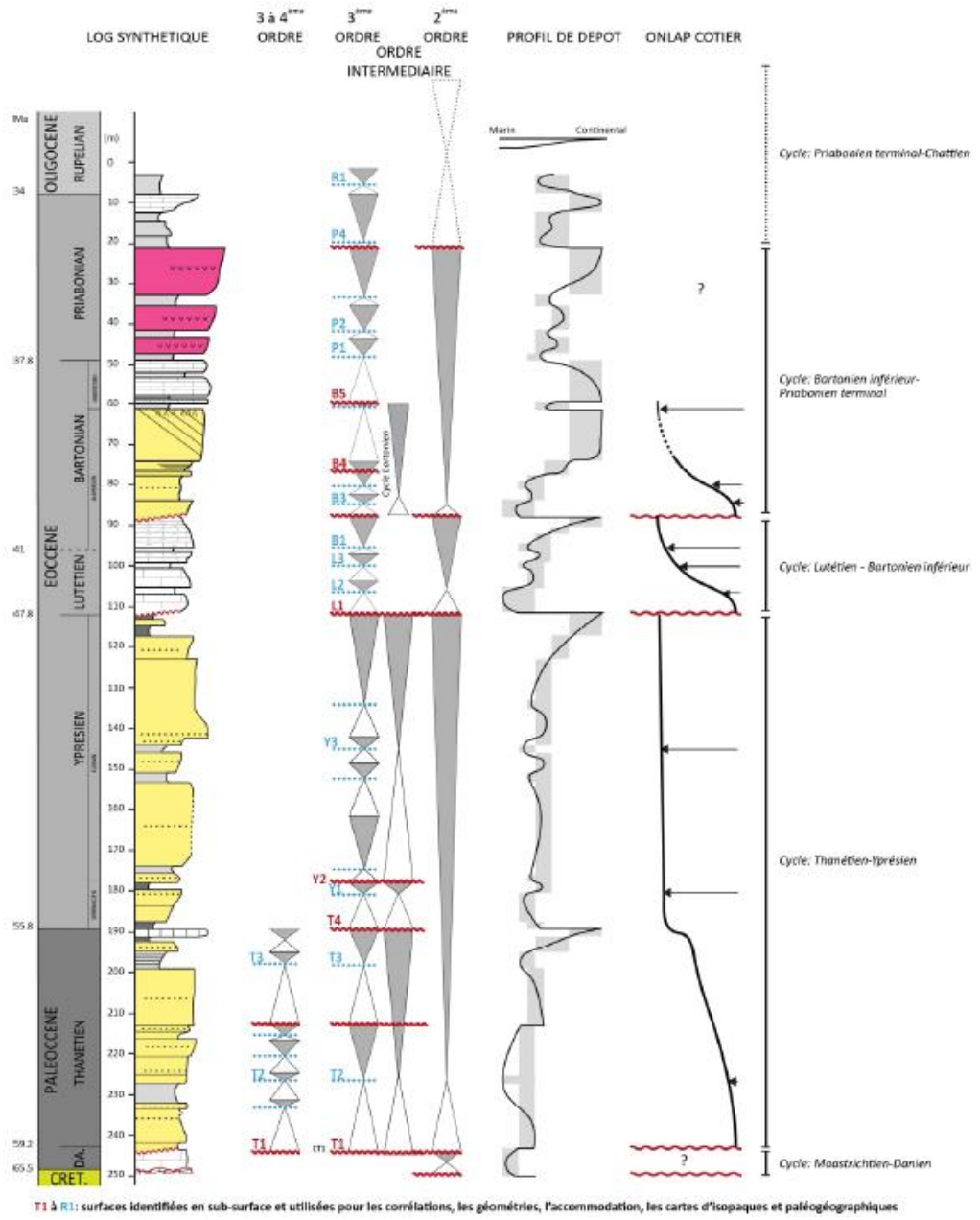


Figure 1-35 : Coupe stratigraphique synthétique et découpage séquentiel de la série Paléogène du Bassin de Paris (Briais, 2015).

4. Vallées incisées et dépôts quaternaires

Les dépôts quaternaires au sein de la Manche sont limités à du remplissage de vallées incisées (figure 1-36) et à des bancs de sable et des dunes hydrauliques (Augris, 1986). Ils représentent la fin d'un hiatus d'âge oligo-miocène (Hamblin *et al.*, 1992). Bien que plus récents que la période dont fait l'objet cette thèse, ces dépôts peuvent être fortement représentés dans certaines zones de la partie méridionale de la Manche orientale.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

L'incision du substratum de la Manche orientale à l'origine du réseau de paléovallées périglaciaires est provoquée par les variations glacio-eustatiques quaternaires. De précédentes études présentent une cartographie de ces paléovallées depuis le Pas de Calais jusqu'en Manche Centrale (Antoine *et al.*, 2003; Auffret *et al.*, 1980; Gupta *et al.*, 2007; Smith, 1989). Ce système de vallées ne correspond pas à un système fluviatile classique et semble plutôt avoir été mis en place lors d'une transgression catastrophique lié au débordement d'un lac proglaciaire situé dans le Sud de la mer du Nord, probablement causé par la rupture d'une crête rocheuse dans le détroit du Pas de Calais (Gupta *et al.*, 2007 ; 2017). De plus, beaucoup de ces vallées présentent plusieurs séquences de remplissage d'origine polygénique (Hamilton et Smith, 1972).

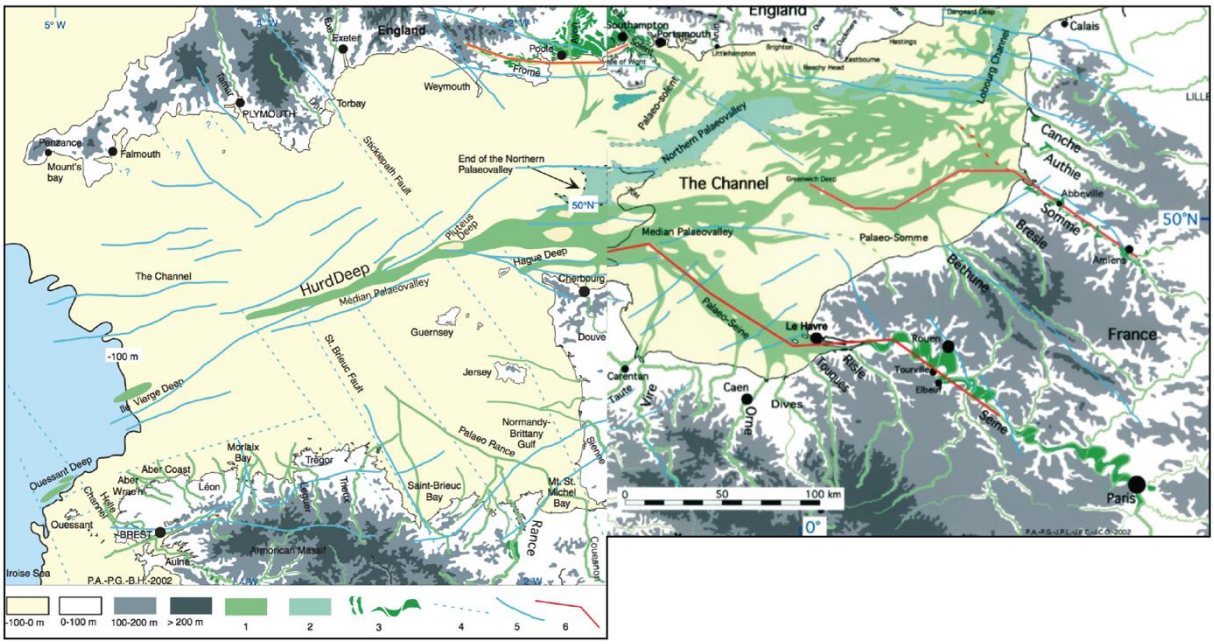


Figure 1-36 : Système fluviatile pléistocène de la Manche et son prolongement dans les bassins versants français et anglais, ainsi que la localisation des fosses (deep). (1) fleuve Manche, (2) paléovallées dépourvues de remplissage sédimentaire, (3) terrasses, (4) et (5) failles majeures, (6) coupes simplifiées (d'après Antoine et al., 2003).

Les données bathymétriques mettent en évidence un certain nombre de dépressions, ou fosses, qui surcreusent le fond marin jusqu'à des profondeurs de 270 m pour la Fosse Centrale et 280 m pour la Fosse d'Ouessant (Auffret *et al.*, 1980; Lericolais, 1997). On retrouve ainsi :

- En Manche orientale, la Fosse Dangeard au niveau du Pas de Calais ;
- En Manche centrale, la Fosse Sainte Catherine, la fosse du Cotentin, la fosse médiane et la Fosse Centrale de la Hague. Celles-ci sont associées au réseau de vallées incisées ;
- En Manche occidentale, la Fosse d'Ouessant, la Fosse de l'île Vierge, le bras Nord de la Fosse Centrale et la Fosse du Pluteus.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Ces fosses sont dépourvues de remplissage sédimentaire, ou pour certaines partiellement (Fosse Centrale) ou totalement comblées (Lericolais, 1997).

L'origine de leur mise en place reste floue. Plusieurs hypothèses ont été proposées : une origine tectonique (Dangeard, 1929; Hinschberger, 1963), une origine fluvio-marine (Auffret *et al.*, 1980; Hamilton et Smith, 1972; Larsonneur, 1971; Lericolais *et al.*, 2003), une origine karstique (Boillot, 1964), une origine glaciaire (Berthois et Furnestin, 1938; Kellaway *et al.*, 1975; Lautridou *et al.*, 1986) ou une origine catastrophique (Collier *et al.*, 2015; Gupta *et al.*, 2007; Smith, 1989, 1985). Pour Lericolais (1997), aucune de ces hypothèses ne peut être appliquée systématiquement à toutes les fosses.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

CHAPITRE 2 : DONNÉES ET MÉTHODES

1. Données disponibles

1.1. Historique des travaux réalisés en Manche orientale

Les travaux sur le Cénozoïque de la Manche orientale commencent au début du XIX^{ème} siècle et aboutissent à la réalisation d'une première carte géologique de la région en 1949 par W.B.R. King. Plusieurs études ont été ensuite menées dans le Sud de la Manche orientale au cours des années 1960 et 1970. Dans la partie française du Bassin de Dieppe-Hampshire, les principales données de carottage proviennent des campagnes Ifremer « Manche Est » (1969 et 1972) et « GRANOR » (1985). Des données de dragage ont également été recueillies lors de la campagne « BENTHOS Manche 09-74 » (1974). Ces données ont été analysées et publiées par Lapierre *et al.* (1970), Robert (1971), Bignot (1972), Auffret (1973), Auffret *et al.* (1975) ou encore Auffret et Gruas-Cavagnetto (1975) (figure 2-1). Ces derniers proposent une première description de la stratigraphie du bassin, basée sur l'analyse biostratigraphique des échantillons prélevés. Ces échantillons ont été pris en compte pour la calibration stratigraphique des unités sismiques identifiées au cours de cette étude. Pour cela, les estimations chronostratigraphiques des articles de Bignot (1972) et Auffret et Gruas-Cavagnetto (1975) ont été réévaluées à partir de chartes biostratigraphiques actualisées (Martini, 1971 ; Berggren et Pearson, 2005).

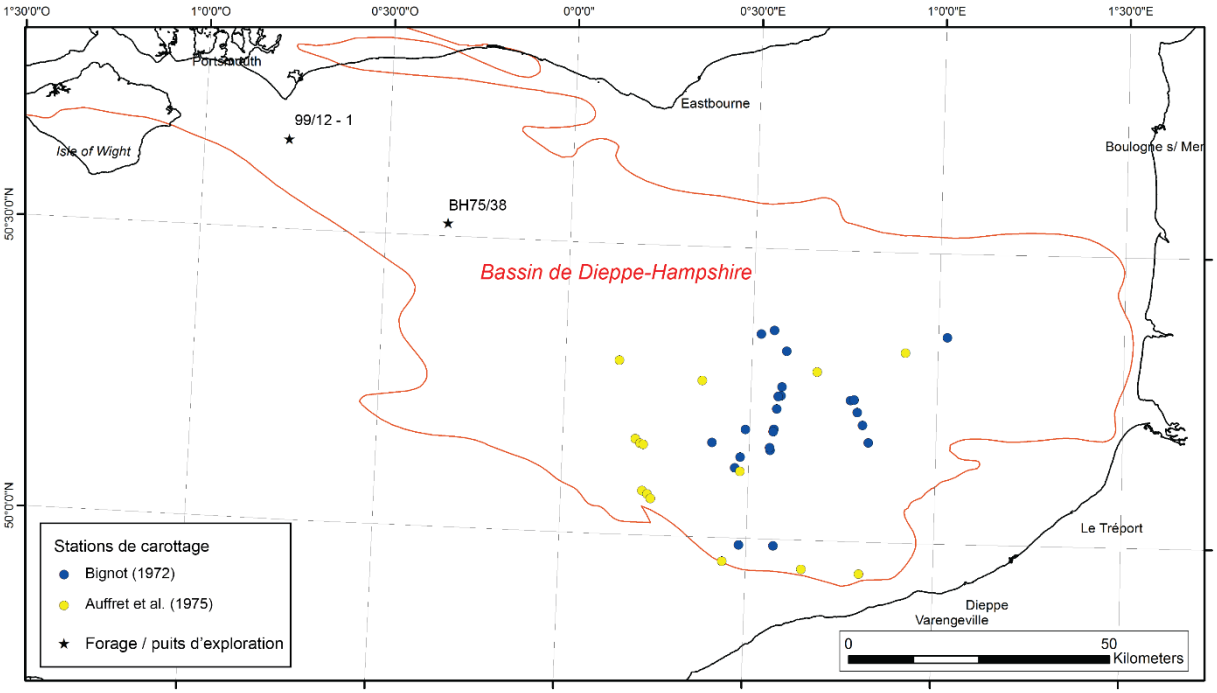


Figure 2-1 : Position des carottages d'âge paléogène au sein du Bassin de Dieppe-Hampshire, étudiés par Bignot (1972) et Auffret et al. (1975). Les limites du bassin (en rouge) proviennent de la carte géologique de la France au 1/1000000ème (Chantraine et al., 1996).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

La stratigraphie de la partie immergée du Bassin de Dieppe-Hampshire a également pu être étudiée grâce à un forage (BGS BH 75/38) et à un puits d'exploration (99/12-1) localisés dans les eaux anglaises (figure 2-1).

Au cours de la même période, l'étude du bassin se fait également via l'apport de données de sismique réflexion Sparker et Boomer (Robert, 1971 ; Groupe Norois, 1972 ; Curry et Smith, 1975 ; Auffret et Colbeaux, 1977 ; figure 2-2). Ces données ont alors été utilisés dans un premier temps pour aider le choix des sites de carottage, et ont ensuite permis l'analyse stratigraphique et structurale de la Manche orientale.

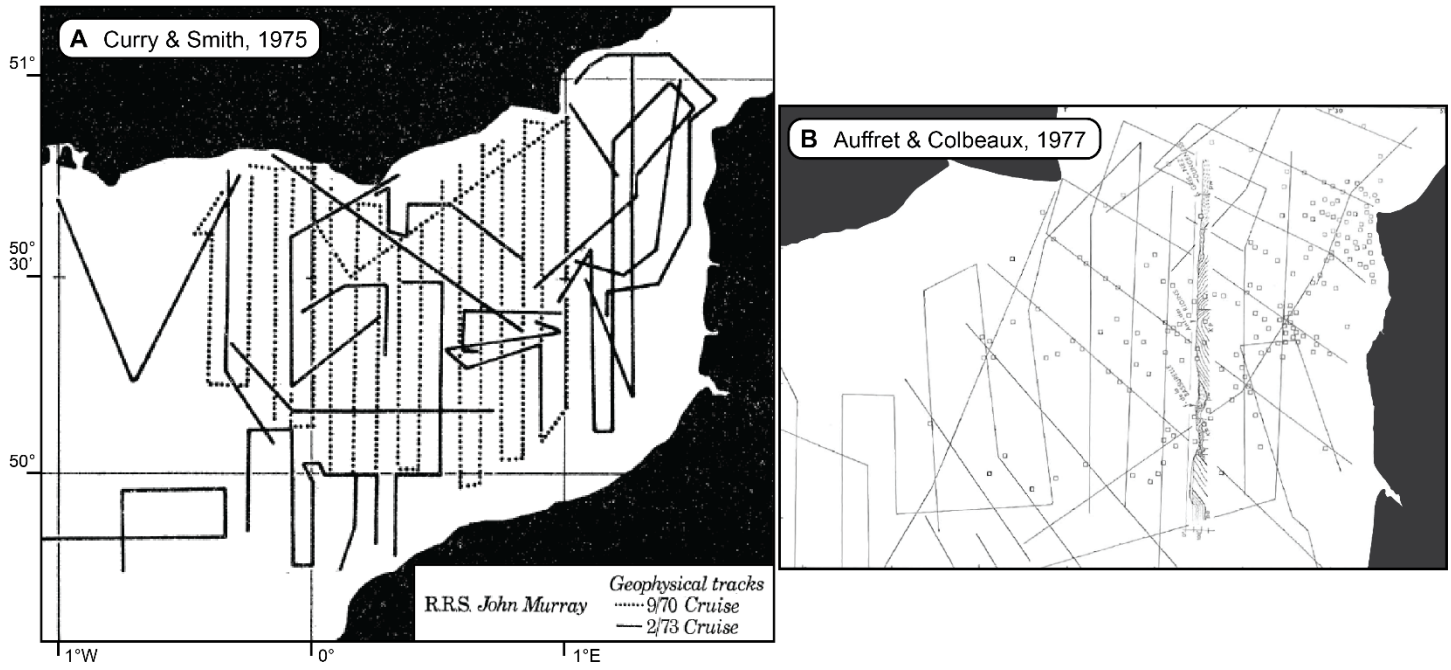


Figure 2-2 : Plan de position des lignes sismiques utilisées dans les travaux de A. Curry et Smith (1975) et B. Auffret et Colbeaux (1977). La carte B. présente également le positionnement des carottages utilisés par Auffret et Colbeaux (1977) pour la cartographie sous-marine au niveau de l'axe Artois-Boulonnais.

1.2. Nouvelles données

1.2.1. Données sismiques très haute résolution (THR)

Afin de réaliser une analyse fine de la stratigraphie et la structuration du Bassin de Dieppe-Hampshire et de ses bordures, des nouvelles données sismiques très haute résolution (THR) ont été nécessaires. Dans le cadre du démarrage du projet « Manche orientale » de l'équipe Tectonique du Laboratoire « Géosystèmes » de Lille, en collaboration avec les universités de Brest et du Havre, ainsi qu'avec le BRGM, deux campagnes océanographiques ont été programmées dans le but d'acquérir de nouvelles données sismiques de type Sparker, et ainsi (1) d'améliorer la qualité des données disponibles dans ce secteur d'étude, grâce au

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

perfectionnement des dispositifs d'acquisition sismique, et (2) d'avoir un maillage plus fin que ce qui était jusqu'alors disponible. La sismique Sparker est particulièrement adaptée à la Manche orientale et aux problématiques de cette thèse, en raison de sa haute résolution, et l'échelle verticale des profils similaire à celle des affleurements situés le long de la côte autour de la Manche, notamment les falaises du Boulonnais.

Une première campagne océanographique, « TREMOR », a été menée en 2014 (1-15 juin) à bord du N/O « Côtes de la Manche » (avant le début de cette thèse) grâce à la plate-forme de sismique Sparker du Laboratoire « Domaines Océaniques » de l'IUEM de l'UBM (Brest). Le dispositif d'acquisition sismique était composé :

- D'une génératrice SIG Mini Sparker 250 J
- D'un peigne SIG 30 brins (figure 2-3A)
- D'une flûte SIG monotrace (figure 2-3B)
- D'un logiciel d'acquisition DELPH
- D'un GPS

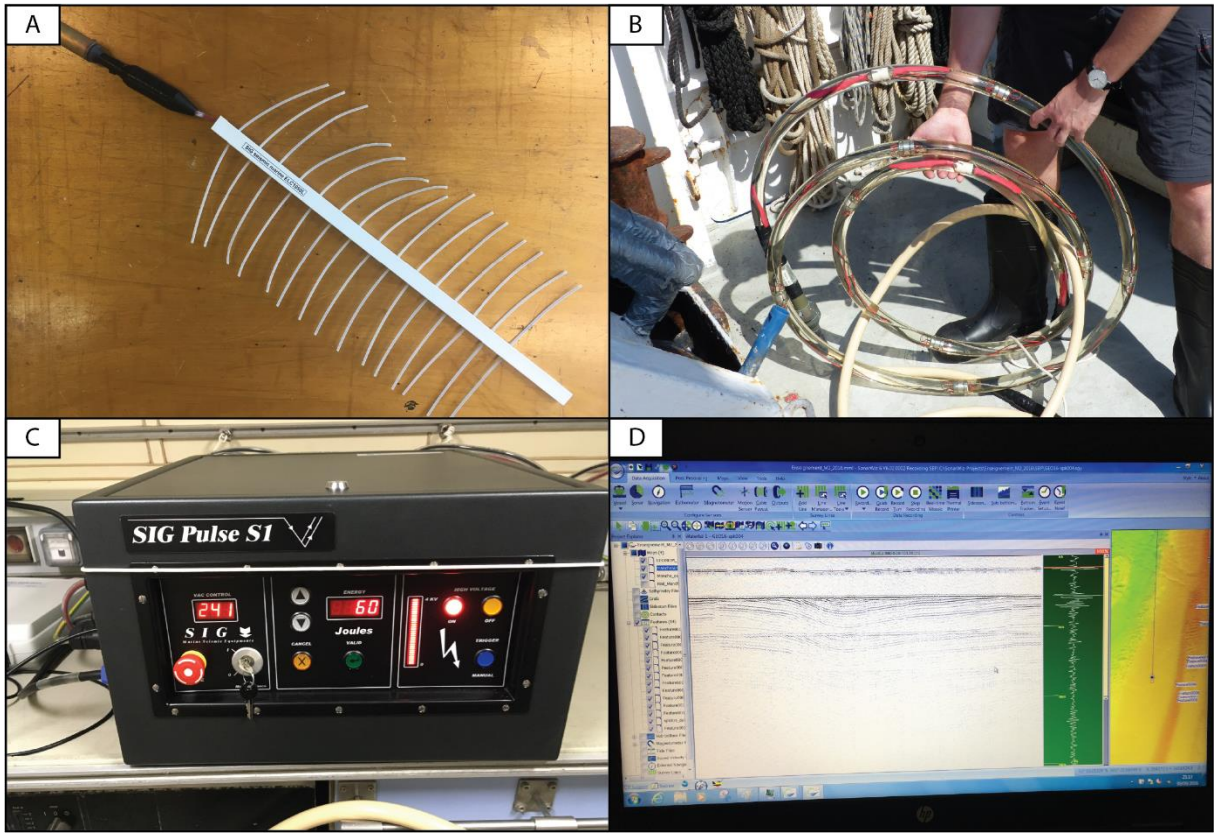


Figure 2-3 : Photos du dispositif d'acquisition sismique : A. Electrode de 30 brins (couramment appelée « peigne ») ; B. Flûte sismique monotrace SIG, composée de 8 hydrophones espacés de 50 cm ; C. Génératrice SIG 300 J ; D. Logiciel d'acquisition SonarWiz.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Avant le début de l'acquisition, la puissance de la génératrice est sélectionnée, ainsi que la cadence de tir qui sera utilisée. Lorsque l'acquisition est lancée (démarrage de la génératrice), l'énergie est transmise à l'électrode (le peigne SIG) placée dans l'eau, et une onde est générée. Cette onde se propage et pénètre à travers les sédiments et le substratum rocheux (figure 2-4). Les réflexions sur des interfaces (contraste d'impédance acoustique de part et d'autre de l'interface) remontent vers la surface et sont enregistrées par la flûte sismique monotrace, composée de plusieurs hydrophones. Le signal est alors transmis au logiciel d'acquisition situé à bord du bateau et un profil sismique est reconstitué à partir du temps d'arrivée des ondes réfléchies au fur et à mesure de l'avancée du bateau (figure 2-4).

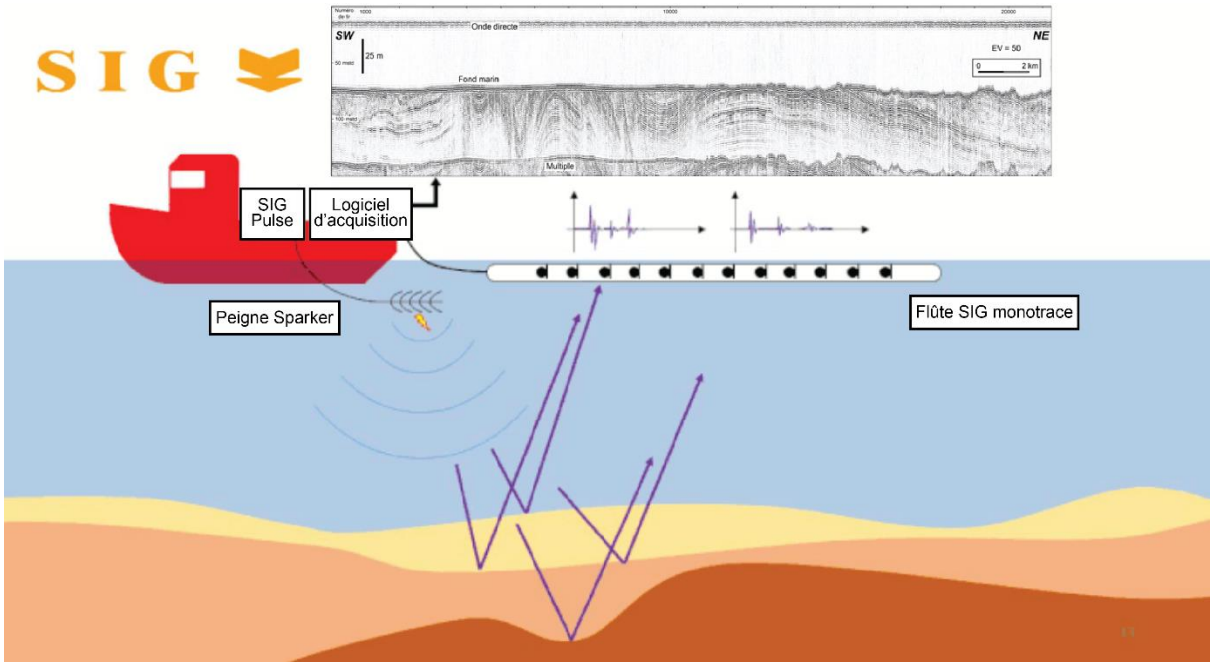


Figure 2-4 : Géométrie du dispositif d'acquisition sismique Sparker utilisé lors des campagnes « TREMOR » et « TREMOR 2 ». Modifié d'après un schéma explicatif de SIG France.

En raison de la faible épaisseur de la tranche d'eau (jusqu'à une centaine de mètres) une cadence de tir de 500 ms et une puissance de 50 J au niveau de la génératrice ont été choisies. Les profils ont été acquis avec une vitesse de 4 nœuds (± 1 nœud), avec la source (Sparker) et la flûte (streamer) situés 50 mètres derrière le bateau. Le matériel utilisé et les paramètres choisis permettent d'obtenir une résolution horizontale de l'ordre du mètre et une résolution verticale entre 1 et 4 mètres.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

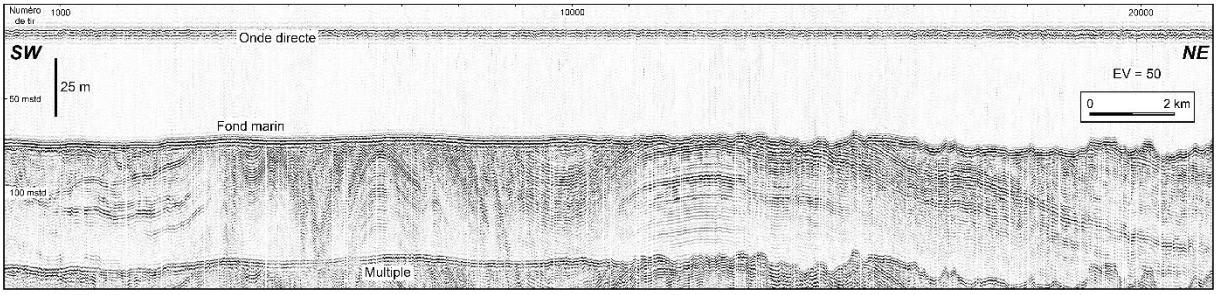


Figure 2-5 : Profil sismique non interprété acquis lors de la campagne TREMOR (2014). Exagération verticale de 50.

Cette campagne a permis l'acquisition de 1800 kilomètres de profils (figure 2-5) quadrillant le Sud-Ouest de la partie française du Bassin de Dieppe-Hampshire, ainsi que le Jurassique et le Crétacé localisé au nord du Bassin Nord-Baie de Seine, au large de la côte du Boulonnais et au large du Tréport (figure 2-6).

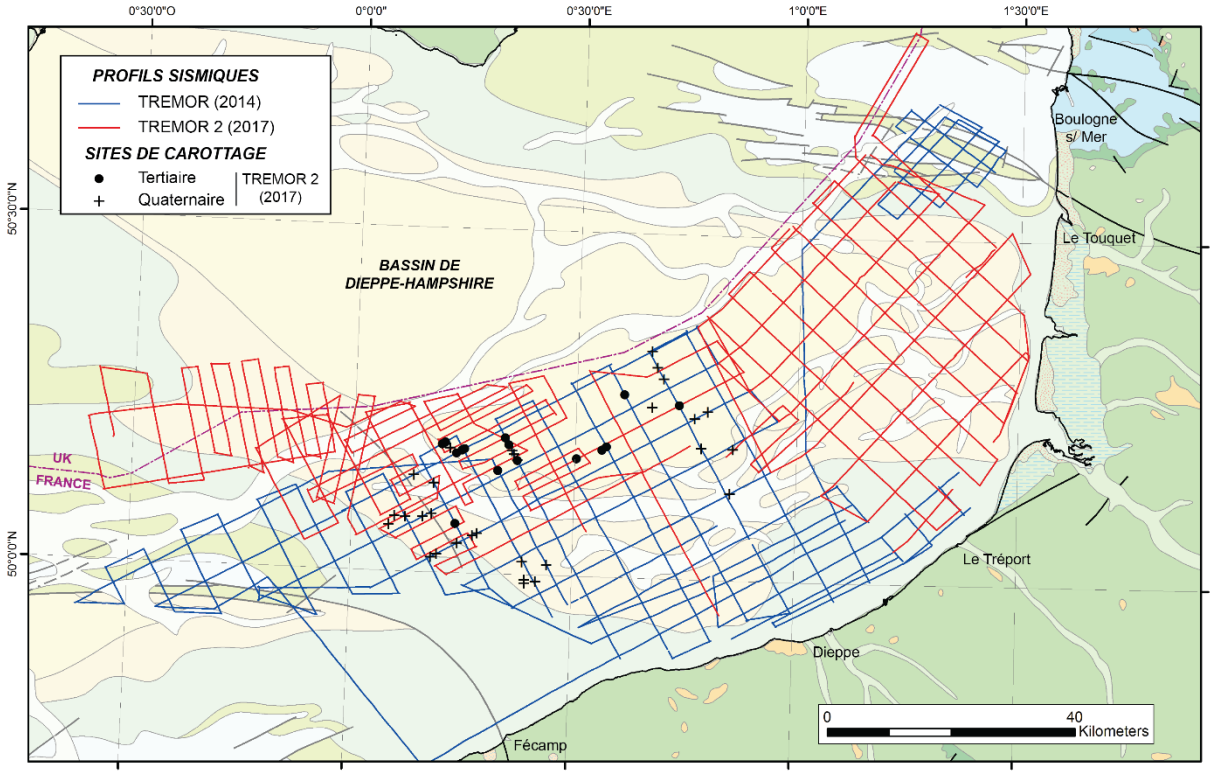


Figure 2-6 : Plan de position des données sismiques Sparker acquises au cours des campagnes « TREMOR » (2014) et « TREMOR 2 » (2017) et des sites carottés au cours de la campagne « TREMOR 2 ». Carte géologique de la France au 1/1000000ème (Chantraine et al., 1996).

La campagne « TREMOR 2 », co-dirigée par V. Gaullier (LOG – Lille) et F. Paquet (BRGM – Orléans) a été mise en œuvre en 2017 à bord du N/O « Thalia » et a permis l'acquisition de 2100 kilomètres de profils Sparker à partir du matériel sismique du LOG, acquis dans le cadre du CPER MARCO. Le dispositif d'acquisition était très semblable à celui utilisé au cours de la campagne « TREMOR » :

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

- Une génératrice SIG 300 J (figure 2-3C)
- Un peigne Sparker SIG 30 brins (figure 2-3A)
- Une flûte SIG monotrace (figure 2-3B)
- Un logiciel d'acquisition SonarWiz (figure 2-3D)
- Un GPS

Pour cette campagne, une cadence de tir de 333 ms et une puissance de 50 J ont été choisies comme paramètres d'acquisition. Cette campagne a permis de couvrir l'Est de la partie française du Bassin de Dieppe-Hampshire et une zone localisée à l'Ouest du bassin, ainsi que de densifier des zones clés déjà couvertes par les données de « TREMOR » décelées à partir de l'interprétation effectuée en début de thèse (figure 2-6).

Pour les données acquises au cours de ces deux campagnes, le traitement sismique des profils a été réalisé par Isabelle Thinon (BRGM). Une correction de la géométrie du système d'acquisition, une correction de la marée, l'application d'un filtre passband, une correction de divergence sphérique et une correction de la houle à partir d'un filtre ont été effectuées sur les données sismiques (le traitement sismique a été réalisé sous Seismic Unix).

1.2.2. Données de carottage

En plus de l'acquisition de données sismiques, la campagne « TREMOR 2 » (2017) a permis le prélèvement de nouveaux échantillons par carottage au niveau du Cénozoïque du Bassin de Dieppe-Hampshire. Les sites de carottages ont été sélectionnés sur les zones couvertes par les données sismiques de la campagne « TREMOR » (2014) à partir des résultats de l'interprétation de celles-ci (figure 2-6). Le carottage a été effectué à partir d'un carottier de type Kullenberg (Ifremer ; figure 2-7A), permettant ici un échantillonnage superficiel des roches sédimentaires (figures 2-7B et C). Quarante-quatre sites ont ainsi été carottés, quinze atteignant les roches d'âge cénozoïque (figure 2-7B), les vingt-neuf autres ne permettant de prélever que du sable grossier bioclastique quaternaire (figure 2-7C).

Les échantillons carottés ont fourni des informations sur les lithologies et les âges de certains niveaux stratigraphiques identifiés sur les données sismiques. Des analyses biostratigraphiques (kystes de dinoflagellés et pollens) ont été réalisées par Jean-Jacques Châteauneuf (consultant en biostratigraphie, Orléans) sur cinq échantillons prélevés au cours de « TREMOR 2 ». Ces analyses seront détaillées dans les annexes du **Chapitre 3**.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

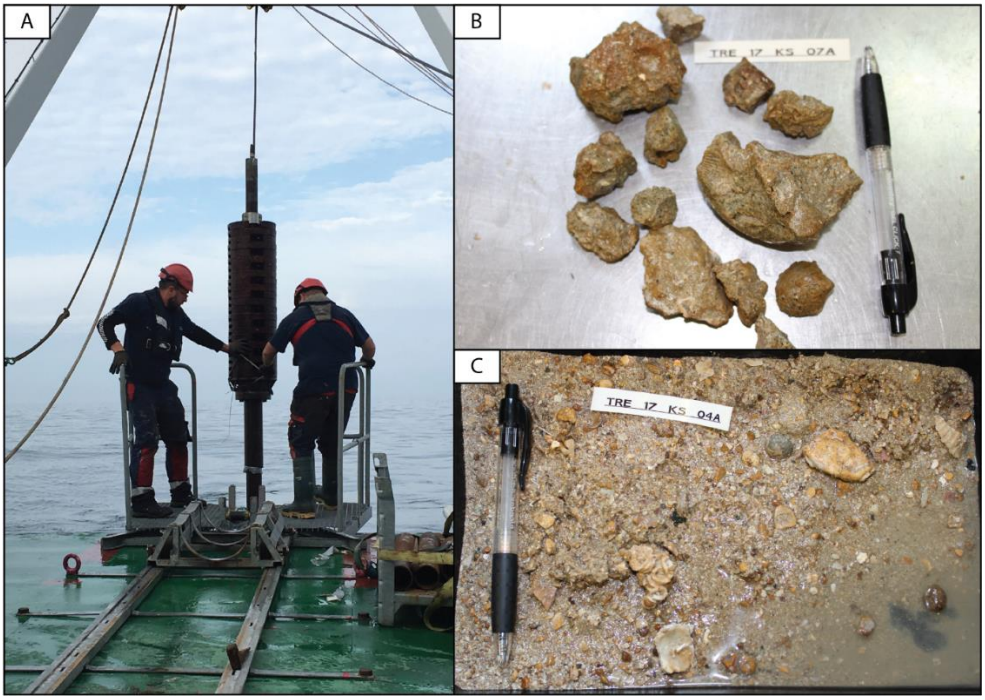


Figure 2-7 : A. Carottier de type Kullenberg utilisé au cours de la mission « TREMOR 2 » (2017) ; B. Echantillon de grès fin bioclastique glauconieux d'âge cénozoïque ; C. Echantillon de sable fin à moyen bioclastique d'âge quaternaire.

1.3. Bathymétrie

Des données bathymétriques provenant du SHOM (Manche « française ») et de l'UKHO (Manche « britannique ») ont été acquises en Manche orientale. Un jeu de données harmonisé avec une résolution de 50 mètres a été créé, couvrant la quasi-totalité de la zone (figure 2-8). Le jeu de données est complété par la bathymétrie EMODnet, tandis qu'à terre une topographie SRTM avec un maillage de 90 mètres a été utilisée.

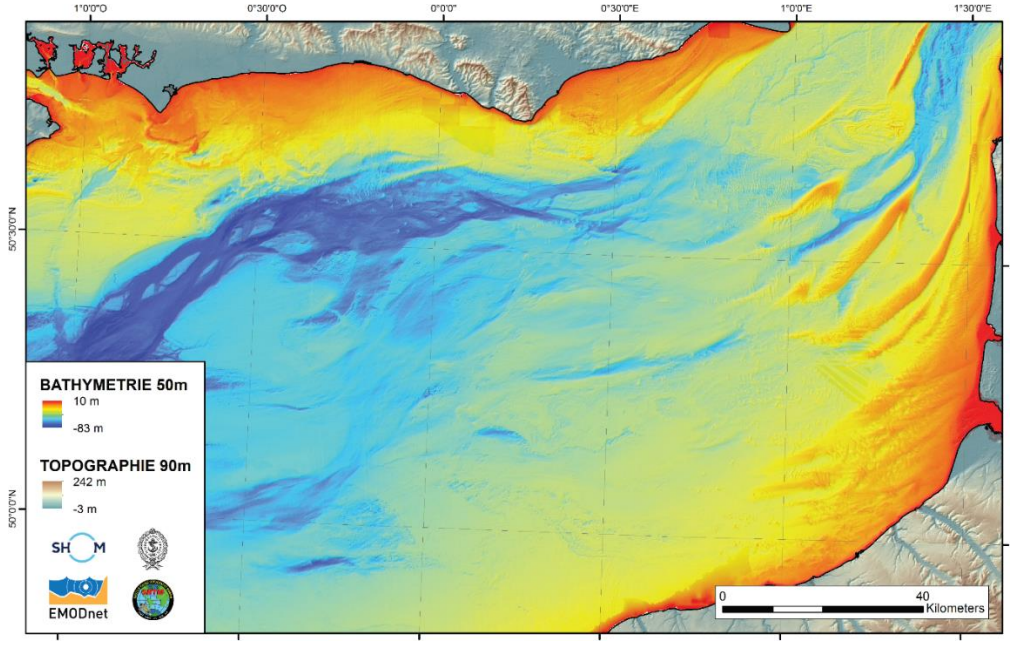


Figure 2-8 : Carte bathymétrique de la Manche Orientale, correspondant à une compilation des données SHOM, UKHO et EMODnet. Topographie SRTM. Système de projection WGS84 UTM31N.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

2. Méthodologie

2.1. Logiciels de cartographie et d'interprétation sismique

L'interprétation des données de sismique réflexion a été facilitée par l'utilisation du logiciel d'interprétation sismique IHS Kingdom Suite (figure 2-9). Celui-ci permet de visualiser et d'interpréter des données sismiques géoréférencées au format SEG-Y. L'analyse de l'architecture du bassin de Dieppe-Hampshire et de ses bordures à partir des données sismiques acquises a été simplifiée par l'utilisation d'outils de pointage des horizons sismiques et des failles.

Des logiciels de cartographie (ArcGIS, Global Mapper et MAPublisher) ont quant à eux permis d'analyser la géomorphologie, par l'analyse des structures superficielles observables sur les données bathymétriques, de réaliser des cartes des unités sismiques et des structures, et de réaliser différentes interpolations.

L'ensemble des travaux a été réalisé sous une projection UTM 31 N dans un système géodésique WGS84.

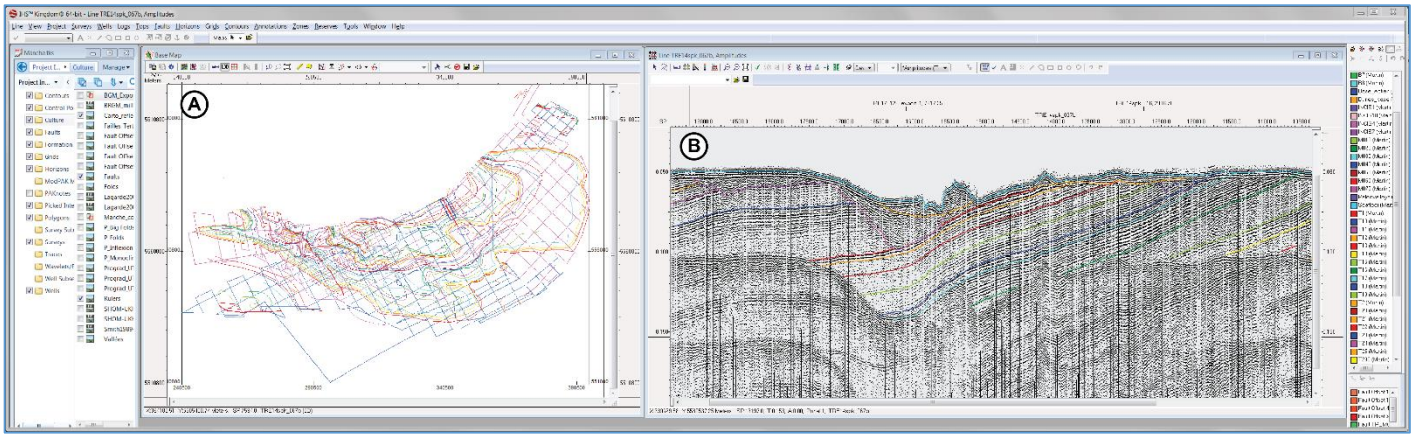


Figure 2-9 : Capture d'écran du logiciel d'interprétation sismique IHS Kingdom Suite. A : Plan de position des profils sismiques THR et cartographie en cours des marqueurs sismiques ; B : Profil sismique Sparker en cours d'interprétation.

2.2. Stratigraphie sismique

Une part très importante du travail d'interprétation a été consacrée à l'analyse des faciès sismiques et des terminaisons des réflecteurs (troncatures d'érosion, onlaps, downlaps, toplaps ; figure 2-10), afin de mettre en évidence des surfaces majeures et des unités sismiques au sein de la colonne stratigraphique cénozoïque (figure 2-11A). Cette méthodologie est basée sur les principes de la stratigraphie séquentielle (Mitchum *et al.*, 1977 ; Vail *et al.*, 1977 ; Catuneanu *et al.*, 2011). Ces critères ont permis de mettre en évidence et de caractériser 25 unités sismiques (U1 à U25) au niveau des séries cénozoïques de la zone d'étude (figure 2-11B).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

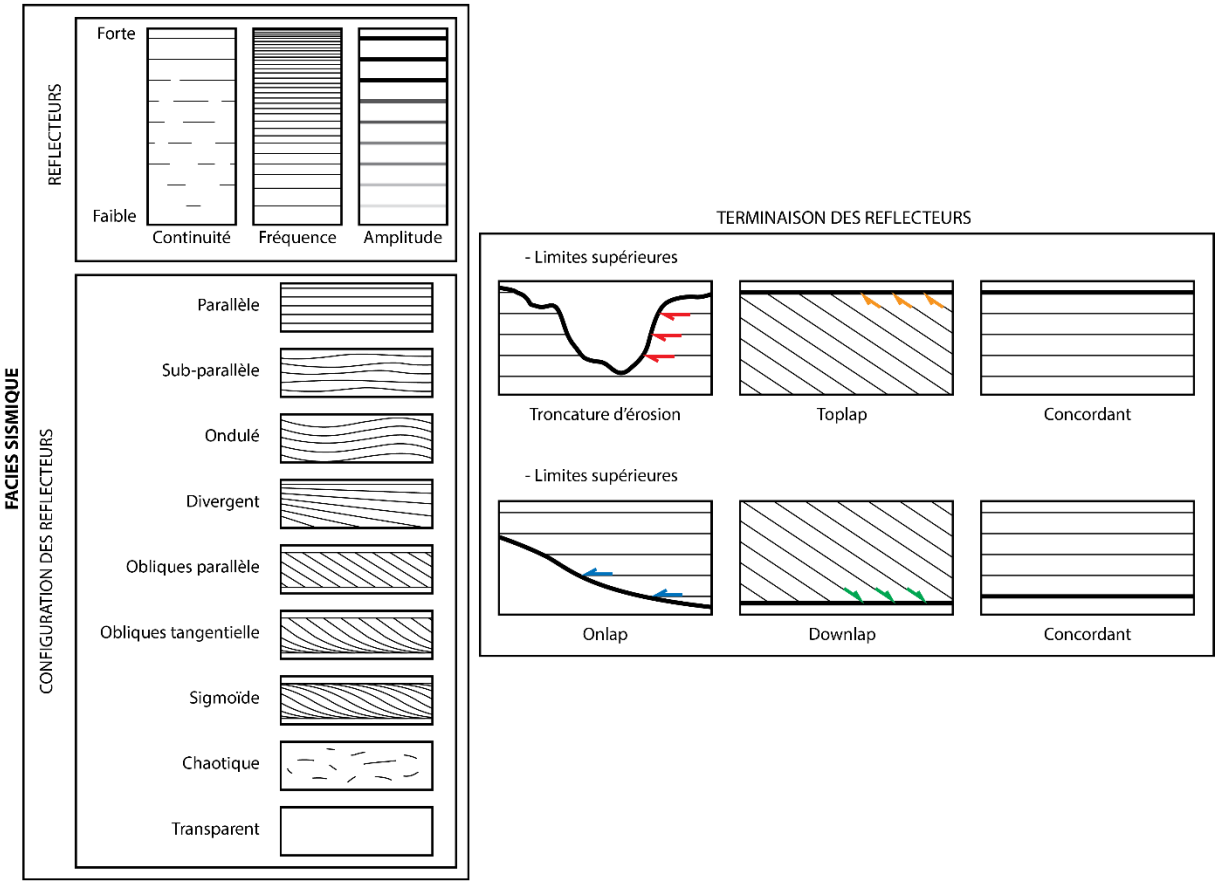


Figure 2-10 : Caractéristiques des faciès acoustiques et des terminaisons de réflecteurs couramment observés en sismique. Modifié d'après les travaux de Mitchum et al. (1977), Vail et al. (1977) et Catuneanu et al. (2011).

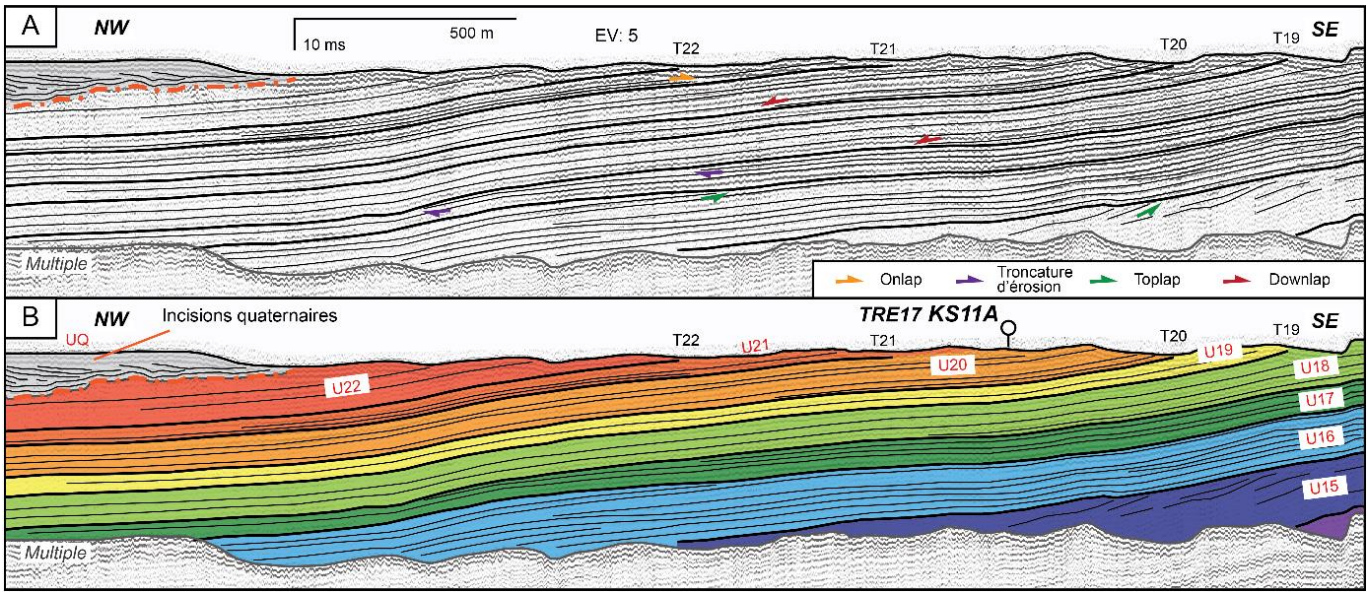


Figure 2-11 : Profil sismique montrant : A. les terminaisons de réflecteurs soulignant des surfaces importantes ; B. l'identification d'unités sismiques, et la corrélation entre l'unité U20 et le carottage référencé « TRE17 KS11A ».

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Neuf faciès sismiques différents ont été identifiés au sein des séries cénozoïques. Ces faciès sont différenciés en fonction de l'amplitude, de la continuité, de la fréquence et de la configuration des réflecteurs sismiques (figure 2-10). Des unités sismiques ont pu être distinguées à partir de ces faciès. Les caractéristiques de ces derniers sont présentées dans la table 2-1.

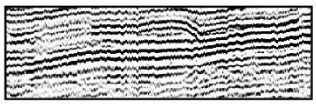
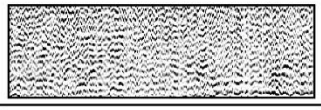
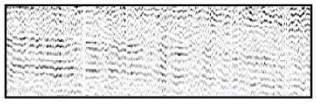
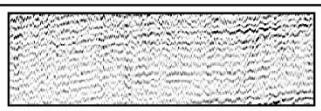
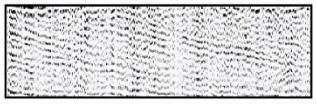
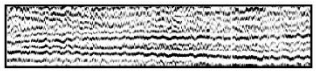
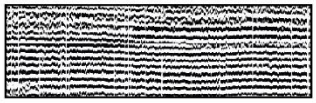
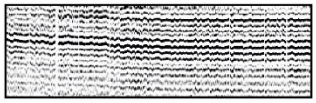
Faciès sismique (100m / 10ms)	Géométrie	Continuité	Fréquence	Amplitude
SF1 	Parallèle à oblique, locallement chaotique	+	Modérée à haute	Faible à élevée
SF2 	Chaotique à parallèle	–	Modérée	Faible à élevée
SF3 	Parallèle à chaotique	+/–	Basse	Faible à modérée
SF4	Parallèle à sub-parallèle	+/–	Modérée	Faible à modérée
SF5 	Parallèle	+	Modérée à haute	Faible à modérée
SF6 	Parallèle à parallèle oblique	+	Modérée à haute	Modérée
SF7 	Parallèle à sub-parallèle	+/–	Modérée	Faible à modérée
SF8 	Parallèle à sub-parallèle	+	Modérée à haute	Elevée
SF9 	Parallèle à sub-parallèle	+	Modérée à haute	Modérée à élevée

Table 2-1 : Tableau des caractéristiques des faciès sismiques identifiés sur les profils sismiques.

Les caractéristiques des terminaisons des réflecteurs sous et sur les marqueurs sismiques délimitant les unités ont permis de mettre en évidence le caractère érosif de certaines surfaces (présence de troncatures d'érosion ; figure 2-11).

Certains des faciès et des terminaisons de réflecteurs observés peuvent donner des informations sur le mode de mise en place des dépôts et le contexte sédimentologique. Les faciès montrant des réflecteurs internes obliques, avec présence de downlaps à la base et de

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

toplaps au sommet (figure 2-10), peuvent en effet être attribués à des unités progradantes. Des surfaces ayant une signification d'un point de vue stratigraphie séquentielle ont ainsi pu être mises en évidence : des surfaces d'érosion, des surfaces d'inondation maximale (maximum flooding surface – MFS) et des surfaces de régression maximale (maximum regressive surface – MRS).

Afin d'obtenir des informations sur la lithologie et l'âge des unités sismiques, les sites de carottage présents dans la zone d'étude ont été corrélés avec les unités, comme le montre la figure 2-11B avec la corrélation entre l'unité U20 et un carottage effectué lors de la mission TREMOR 2.

2.3. Biais dans le travail d'interprétation

2.3.1. Couverture sismique

Les marqueurs et les unités sismiques identifiés ont été corrélés sur l'ensemble des données de sismique réflexion disponibles. Malgré une relativement bonne couverture sismique, la distance entre les profils – entre 1 et 2 kilomètres dans les zones les plus denses, et entre 5 à 7 kilomètres dans le reste de la zone d'étude – limite le suivi latéral de ces marqueurs et unités. Dès que cela a été possible, les traces visibles sur la bathymétrie des limites d'unités ont été utilisées pour réaliser les corrélations entre profils.

2.3.2. Pénétration de la sismique très haute résolution

La faible épaisseur de la tranche d'eau en Manche orientale (jusqu'à une centaine de mètres) ainsi que la très haute résolution des données sismiques Sparker ont impacté l'investigation en profondeur. Le premier paramètre a pour effet de faire apparaître le premier multiple rapidement, masquant alors les réflecteurs en profondeur, tandis que la très haute résolution des données est permise par l'émission d'un signal peu puissant et de haute fréquence (4000 Hz, contre 15 à 500 Hz pour de la sismique haute résolution de type « Airgun »), qui s'atténue rapidement en profondeur. Cette atténuation reste généralement faible au-dessus du premier multiple dans le cas de cette étude, mais rend très difficile l'interprétation sous celui-ci.

Hormis pour quelques réflecteurs de très forte amplitude visibles sous le premier voire sous le deuxième ou troisième multiple (figure 2-12), les données ont donc pu être exploitées sur les premières dizaines de mètres sous le fond marin. La colonne stratigraphique cénozoïque du secteur d'étude, épaisse de plusieurs centaines de mètres, n'est ainsi jamais visible dans son ensemble le long des profils sismiques. De même, ce type de sismique ne permet pas d'accéder à la base du bassin cénozoïque lorsque son épaisseur est trop importante.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

En raison de cette petite fenêtre de visibilité, et afin de mieux illustrer les éléments structuraux et les géométries sédimentaires, les profils sismiques présentés dans ce manuscrit seront souvent représentés avec une forte exagération verticale. Il est donc important de garder en tête cette notion d'exagération, qui peut biaiser au premier abord la vision des pendages, de l'amplitude des déformations, et des variations d'épaisseur.

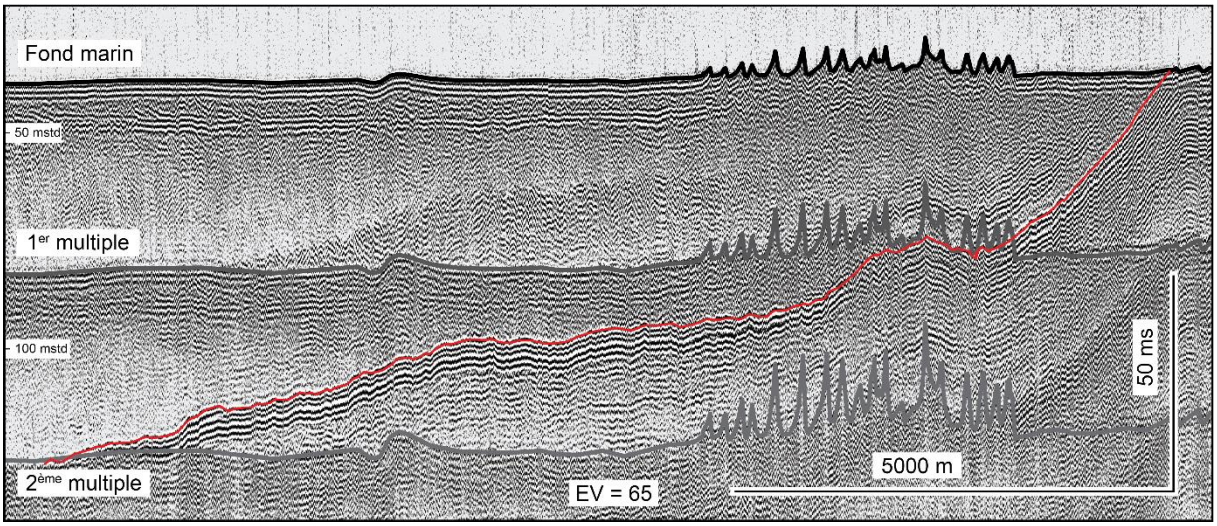


Figure 2-12 : Profil sismique illustrant un réflecteur cénozoïque (réflecteur rouge) aisément observable sous le premier multiple.

2.3.3. Objets géologiques plio-quaternaires

La Manche orientale présente une relativement faible couverture sédimentaire quaternaire, notamment en raison des forts courants marins la traversant. Cette particularité constitue un avantage pour investiguer le substratum méso-cénozoïque.

Des bancs de sable et des dunes hydrauliques sont toutefois présents dans certaines zones de Manche orientale (figure 2-13A), en particulier au large de la Côte d'Opale et de l'estuaire de la Baie de Somme (Augris, 1986). L'amplitude du signal sous le sable sur les profils sismiques n'est pas ou peu affecté par celui-ci, en revanche la remontée de la bathymétrie a pour conséquence de faire également remonter le multiple, gênant par conséquent l'investigation en profondeur (figure 2-13A).

On retrouve également en Manche orientale de nombreuses vallées incisées quaternaires, qui viennent affecter les séries mésozoïques et cénozoïques. Plusieurs générations d'incisions sont ainsi distinguables en sismique, certaines creusant les séries plus anciennes sur plusieurs dizaines de mètres (figure 2-13B). La présence de ces incisions, aux endroits où elles sont les plus profondes et larges, complique le suivi des réflecteurs et leur corrélation entre lignes sismiques.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

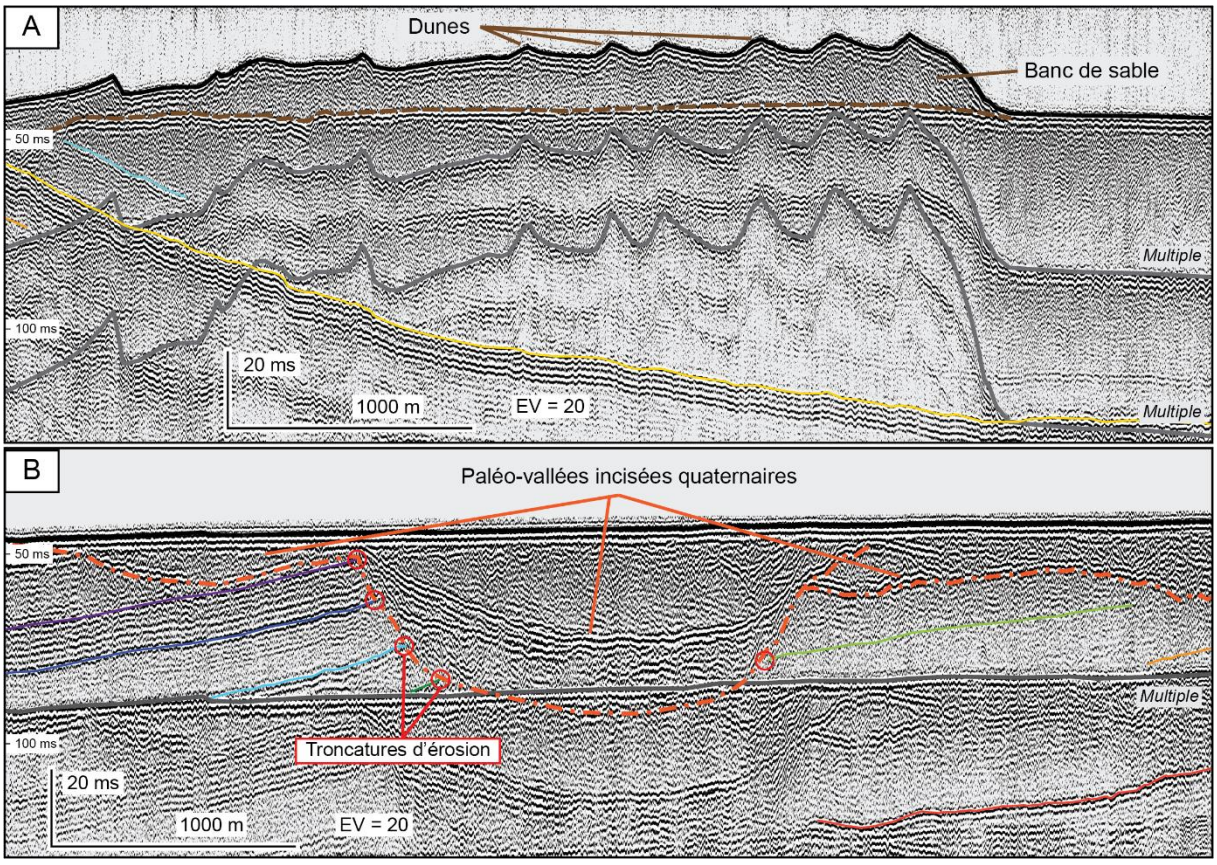


Figure 2-13 : A. Profil sismique illustrant un banc de sable et des dunes reposant sur des séries cénozoïques ; B. Profil sismique recoupant un système de paléo-chenaux quaternaires comblés.

2.4. Conversion temps double – profondeur

Les données sismiques présentent une échelle verticale exprimée en temps double. Pour déterminer des profondeurs, des épaisseurs, ou des valeurs de rejet et d'amplitude, il faut ainsi convertir les valeurs en temps double en mètres. Cette conversion est effectuée en prenant en compte une certaine vitesse de propagation des ondes dans le milieu géologique. Cette vitesse n'est pas très bien connue au niveau des roches composant la couverture sédimentaire de Manche orientale. Celles-ci correspondent essentiellement à des calcaires, des grès et des argiles. Des études démontrent des vitesses situées entre 1550 et 3000 $m.s^{-1}$ dans des sédiments silicoclastiques faiblement compactés et entre 3000 et 6000 $m.s^{-1}$ dans des grès, des argiles ou des carbonates (Press, 1966 ; Mavko *et al.*, 1998 ; Stewart, 2011). Une valeur de vitesse V_p de 2500 $m.s^{-1}$, cohérente avec la nature des terrains situés en Manche orientale et les vitesses évoquées dans ces études, a ainsi été choisie. Cette valeur étant soumise à de fortes incertitudes, des barres d'erreur ont été déterminées lorsque des calculs de conversion temps double-profondeur ont été effectués.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

2.5. Localisation des anciennes données de carottage

La localisation de certains sites de carottages issus de la bibliographie (Bignot, 1972 ; Auffret et Gruas-Cavagnetto, 1975) est sujette à des incertitudes. Celle-ci a en effet été estimée à partir de la géolocalisation des cartes publiées. Les moyens de positionnement des sites au moment du prélèvement, au cours des années 1970, étaient moins précis qu'aujourd'hui. Un cercle d'un rayon de 1 kilomètre autour de leur localisation estimée a ainsi été prise en compte au moment de corréler les échantillons de carottage avec les unités sismiques.

2.6. Méthodologie cartographique

2.6.1. Cartographie des unités sismiques

Pour effectuer la cartographie des marqueurs sismiques, la terminaison de ceux-ci au toit du substratum méso-cénozoïque, c'est-à-dire au niveau du fond marin ou sous les dépôts plio-quaternaires, a été localisée le long des profils. Une corrélation entre les profils a ensuite été effectuée, en s'aidant de l'interprétation de la bathymétrie, notamment de la cartographie des linéaments bathymétriques.

La présence des vallées incisées est ainsi prise en compte dans le tracé cartographique des marqueurs, ce qui crée un écorché du substratum sous le Plio-quaternaire : les cartes présentées dans le manuscrit représenteront donc la cartographie des séries méso-cénozoïques anté-Pliocène.

Cartographie des linéaments bathymétriques

Les données bathymétriques viennent en complément des données sismiques et permettent de souligner un certain nombre de linéaments, pouvant être attribués à des limites stratigraphiques ou à des failles. Une analyse morphologique détaillée de la bathymétrie a ainsi été réalisée afin d'affiner la cartographie des unités sismiques (figures 2-14). De nombreuses limites d'unités sont en effet associées à des cuestas (figure 2-11), visibles sur la bathymétrie, en raison d'un contraste lithologique et d'une différence de résistance aux processus érosifs.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

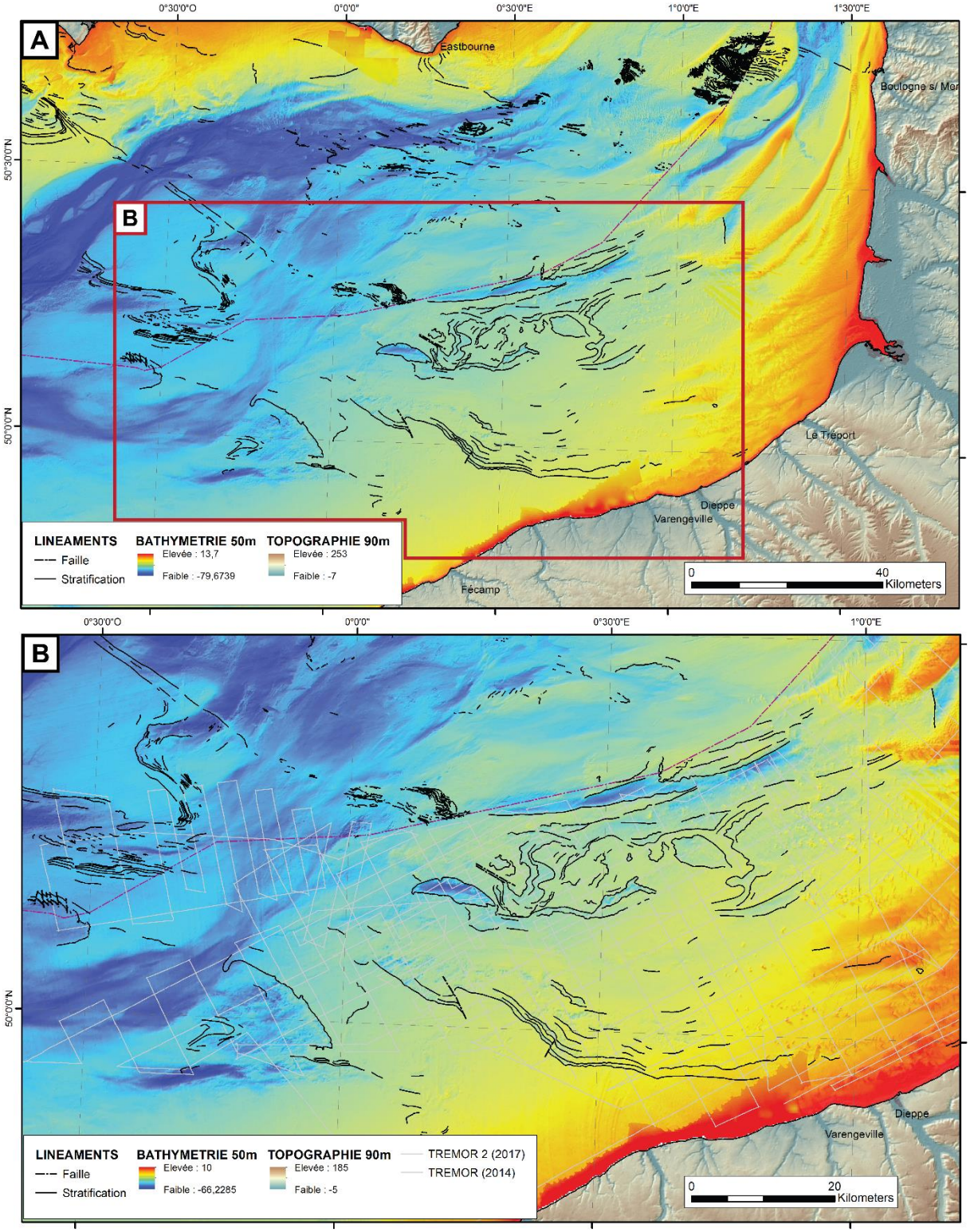


Figure 2-14 : A. Linéaments (stratification et failles) attribués à des séries méso-cénozoïques, résultant de l'analyse morphologique de la bathymétrie ; B. Linéaments (stratification et failles) observés dans la partie méridionale de la Manche orientale. Le plan de position des campagnes TREMOR et TREMOR 2 permet de localiser la zone d'étude.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

2.6.2. Interpolation

A. *Cartes d'isoprofondeurs*

Les marqueurs sismiques cénozoïques identifiés et numérotés de T1 à T25 ont été corrélés sur l'ensemble des données sismiques disponibles. Afin de mettre en avant la morphologie de chacune de ces surfaces stratigraphiques, des cartes d'isoprofondeurs ont été réalisées en interpolant entre les profils sismiques. Pour cela, les fichiers de données XYZ des différents horizons ont été exportés et intégrés au projet ArcGIS au format « fichier de forme ». Des interpolations ont ensuite pu être réalisées en utilisant la méthode d'interpolation multivariée par voisins naturels, ayant l'avantage de proposer une approximation relativement lisse dans les zones interpolées, notamment dans les zones de faibles pentes. Enfin, un découpage par masque a été appliqué aux cartes d'isoprofondeurs résultantes à partir des contours de l'étendue des données (limites d'extension géographique des marqueurs pointés entre surface et multiple), pour obtenir des cartes sur les surfaces sur lesquelles chaque horizon est observé.

Les cartes d'isoprofondeurs ont ensuite été converties de secondes-temps double en mètres. Cette conversion s'est faite en prenant en compte une vitesse de 1500 $m.s^{-1}$ dans la colonne d'eau et une vitesse de 2500 $m.s^{-1}$ dans les roches sédimentaires.

B. Cartes de pente

À partir des cartes d'isoprofondeurs, des cartes de pente ont été réalisées pour les différents horizons. Dans le but de faire ressortir les structures de plus fortes amplitudes affectant le bassin et d'avoir une meilleure représentation de leurs relations géométriques, nous avons cherché à réaliser une carte de pente sur l'ensemble du bassin. L'idée derrière la réalisation de cette carte est d'approcher les valeurs de pente à la base du bassin. Nous avons pour cela fait l'approximation que les séries préservées dans le Sud du Bassin de Dieppe-Hampshire sont globalement isopaques. Une fusion des cartes de pente de tous les surfaces cénozoïques a donc été réalisée, exception faite des quelques surfaces présentant un caractère trop érosif, via l'outil « mosaïque » d'ArcGIS. L'opérateur de mosaïque « moyenne » a été utilisé, afin de faire apparaître en sortie la moyenne des valeurs des cellules superposées.

Bien que des incertitudes subsistent sur la valeur de cette dernière vitesse, le fait de prendre la même vitesse à travers les roches de l'ensemble de la zone d'étude permet de relativiser l'erreur possible, puisque les valeurs de pente sont moyennées sur la carte de pente de l'ensemble du bassin.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

C. Cartes isopaques

Les cartes d'isoprofondeurs des surfaces identifiées en sismique ont également permis de réaliser des cartes isopaques entre différents intervalles, permettant de mettre en évidence des variations régionales et locales de l'épaisseur. La réalisation des cartes isopaques s'est faite par simple soustraction des cartes d'isoprofondeurs sur ArcGIS.

Ces différentes cartes seront présentées et discutées au niveau du **Chapitre 4**, portant sur la structuration de la Manche orientale.

2.7. Quantification de la déformation

Une partie des travaux réalisés au cours de cette thèse s'est portée sur l'analyse des déformations affectant les dépôts préservés en Manche orientale. Dans un premier temps, les différents éléments structuraux observés (failles, plis, flexures monoclinales) ont été cartographiés. Pour ce qui est des plis, la position des axes d'anticlinaux et de synclinaux a été repérée le long de l'ensemble des profils sismiques de la base de données. Pour les flexures monoclinales, le point à partir duquel la pente augmente a été cartographié (figure 2-15). Ces différentes structures ont ensuite été corrélées entre les profils sur la base de leurs caractéristiques et de leurs similitudes.

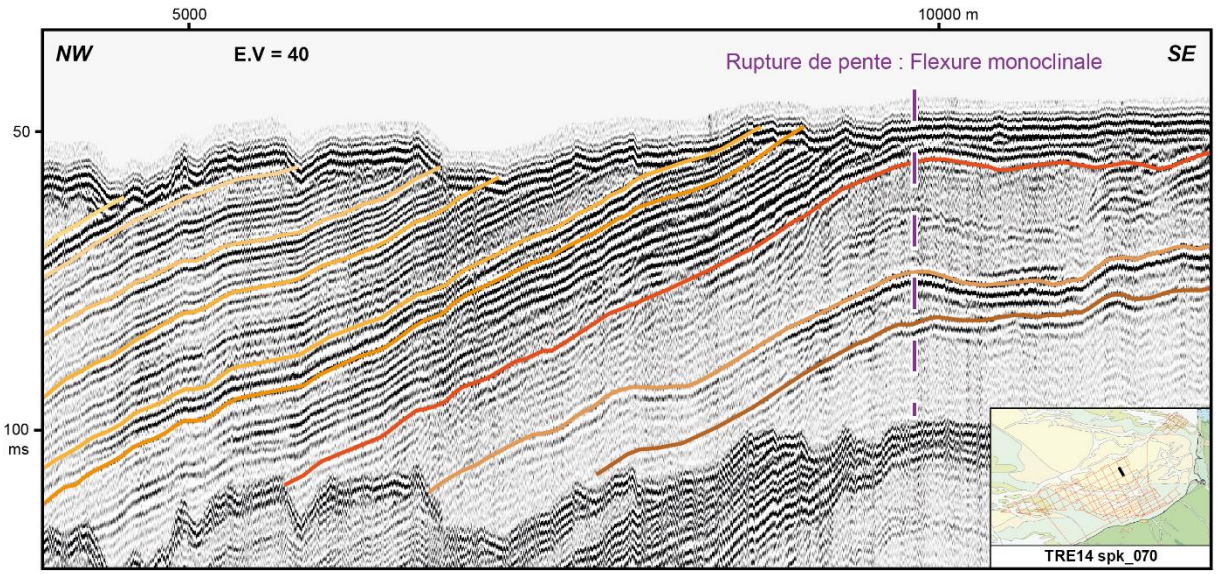


Figure 2-15 : Exemple de flexure monoclinale vers le NW affectant des dépôts paléogènes.

Un certain nombre de paramètres ont pu être déterminés à partir des données sismiques pour les différents types d'éléments structuraux :

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Failles

- Valeur du rejet vertical (en secondes-temps double et en mètres) ;
- Evolution verticale du rejet, amortissement de la faille vers le haut ou non ;
- Direction apparente du compartiment abaissé ;
- Orientation du pendage apparent de la faille ;
- Jeu apparent de la faille (normal ou inverse).

Plis

- Amplitude (en secondes-temps double) : calculée en déterminant la différence de hauteur entre l'apex d'un anticlinal et un segment reliant les apex des deux synclinaux voisins associés, et inversement (figure 2-16) ;
- Demi-longueur d'onde (en mètres) : calculée en divisant par deux la distance entre les axes de plis voisins associés (figure 2-16). Dans le cas de plis symétriques la demi-longueur d'onde correspond à la distance entre l'axe de l'anticlinal et l'axe du synclinal associé.

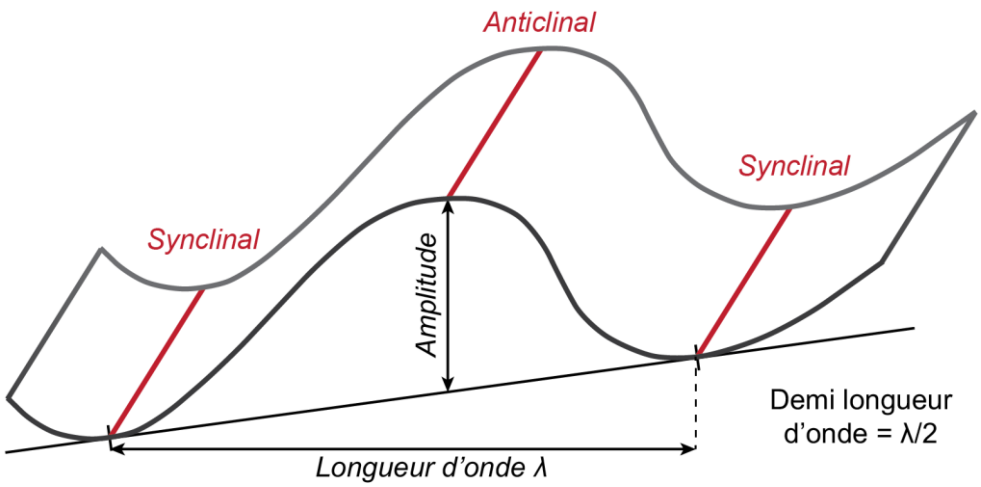


Figure 2-16 : Amplitude et demi-longueur d'onde calculées sur les plis.

Flexures monoclinales

- Orientation apparente de la flexure.

Ces paramètres ont été nécessaires pour hiérarchiser les différentes structures en fonction de l'amplitude de la déformation et pour discuter de l'évolution structurale du bassin et du partitionnement de la déformation (**Chapitre 4**).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

CHAPITRE 3 : ÉVOLUTION TECTONO-STRATIGRAPHIQUE CÉNOZOIQUE DE LA MANCHE ORIENTALE

1. Préambule

Ce chapitre s'articule autour d'un article accepté avec révisions modérées dans la revue *Marine and Petroleum Geology*, intitulé "Sedimentary record of Paleogene deformations in the Eastern English Channel and surrounding areas". La Manche orientale constitue une zone clé pour mieux comprendre les déformations et les réorganisations paléogéographiques ayant affecté le Nord-Ouest de l'Europe au cours du Paléogène. Cet article présente donc une analyse stratigraphique des séries cénozoïques préservées dans la partie méridionale du Bassin de Dieppe-Hampshire et une corrélation avec les bassins avoisinants, dans le but de reconstruire les évolutions sédimentaire et structurale de la Manche orientale au cours de cette période.

Ce chapitre présente ainsi les résultats de l'interprétation des données de sismique réflexion THR (sparker) et de carottage des campagnes « TREMOR » (2014) et « TREMOR 2 » (2017), travaux qui ont permis de proposer un cadre stratigraphique précis du Paléogène de la partie méridionale du Bassin de Dieppe-Hampshire. 25 unités sismiques au sein des séries paléogènes préservées dans la zone d'étude (U1 à U25) ont été identifiées et cartographiées (figure 3-1). Des âges ont pu être attribués aux unités grâce à la corrélation avec les carottages effectués lors de la campagne « TREMOR 2 » et au cours des années 1970 (Bignot, 1972 ; Auffret et Gruas-Cavagnetto, 1975).

La cartographie des unités sismiques et les coupes réalisées à travers la zone d'étude (figure 3-2) permettent de représenter la géométrie des dépôts paléogènes préservées dans le Sud du bassin.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

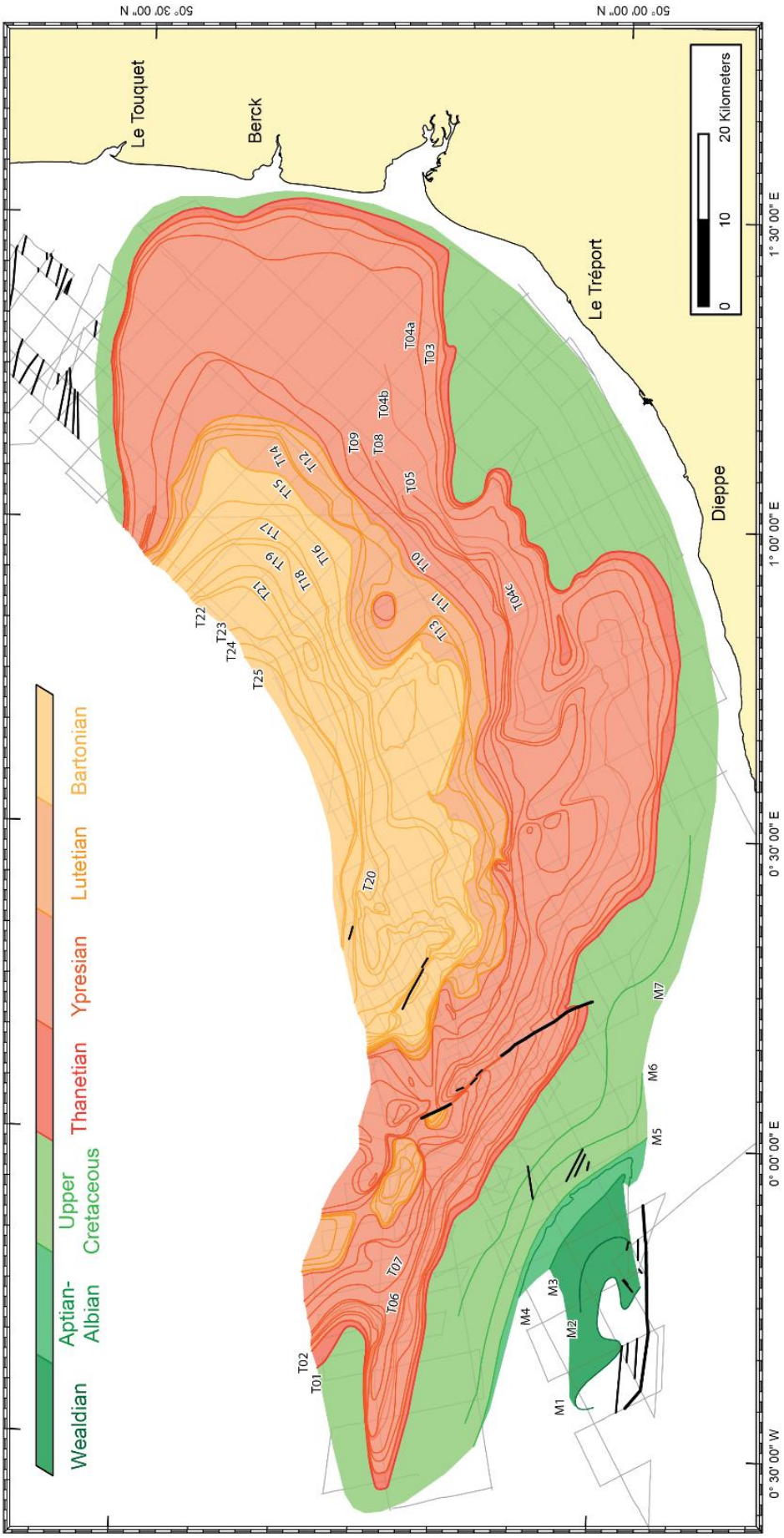


Figure 3-1 : Cartographie des unités sismiques identifiées dans le sud du Bassin de Dieppe-Hampshire.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

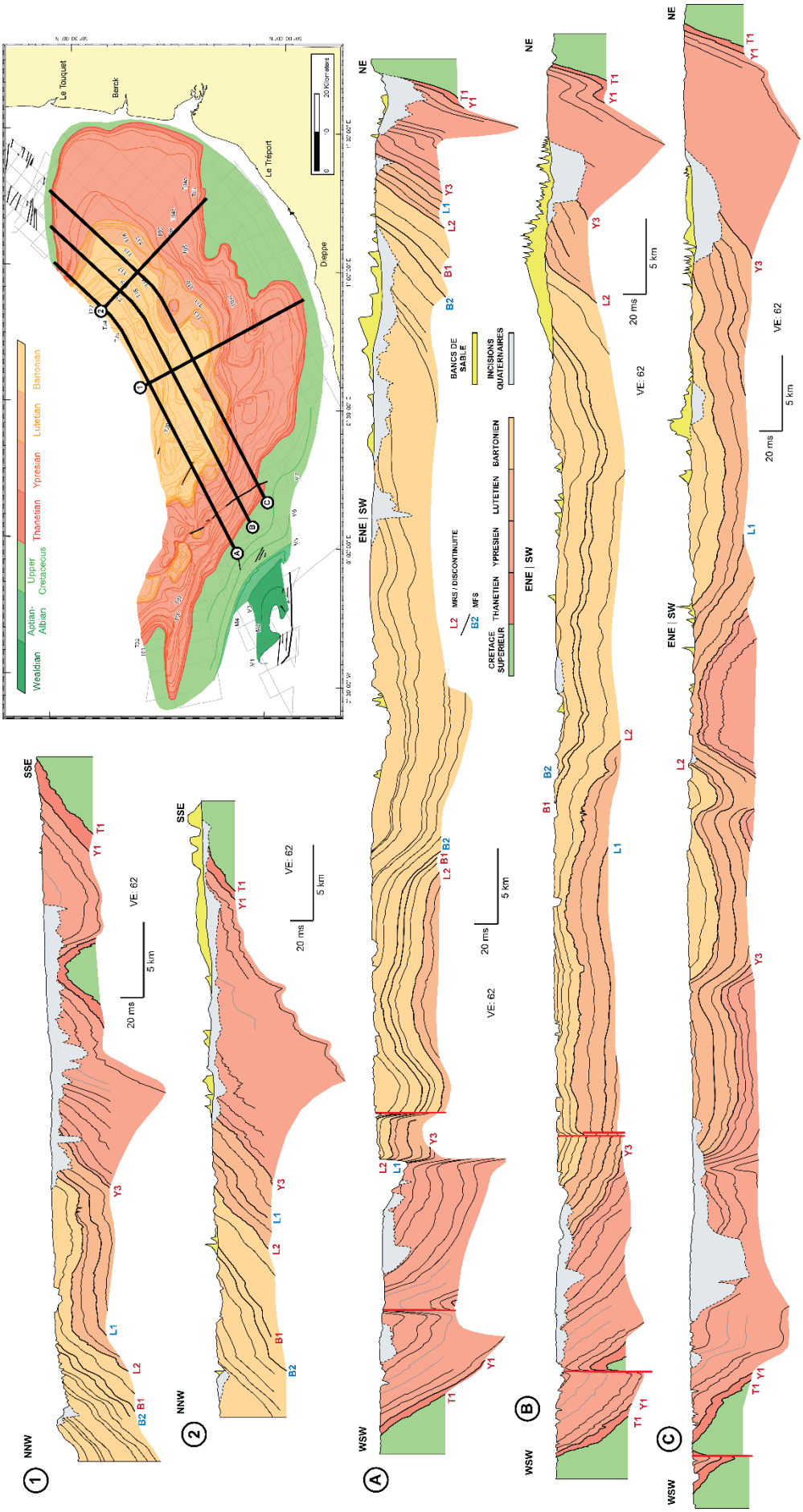


Figure 3-2 : Coupes géologiques à travers la partie méridionale du Bassin de Dieppe-Hampshire, basées sur l'interprétation des données sismiques. La carte présente la localisation de ces coupes. Les coupes 1 et 2 sont orientées vers le centre du bassin (NW-SE), alors que les coupes A à C, orientées SW-NE traversent tout le bassin et recoupent perpendiculairement l'axe du synclinal de Dieppe-Hampshire.

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

La description de la colonne stratigraphique cénozoïque est détaillée dans l'article soumis et accepté à *Marine and Petroleum Geology*. Les paragraphes ci-dessous présentent une description rapide de cette colonne stratigraphique, illustrée par des profils sismiques venant en complément des figures de la publication.

Différentes surfaces ayant un sens d'un point de vue stratigraphique (discordances, MFS, MRS) ont été identifiées, notamment des surfaces d'érosion, parmi lesquelles on peut distinguer trois surfaces majeures :

- Le réflecteur T1 (surface stratigraphique T1) : La base des séries paléogènes est marquée par une surface d'érosion affectant la craie du Crétacé Supérieur (figure 3-3). Cette incision est également mise en évidence au niveau de l'affleurement de Varengeville (Bignot, 1984 ; Dupuis et Steurbaut, 1987).
- Le réflecteur T2 (surface stratigraphique Y1) : La base des dépôts de l'Yprésien repose sur une surface d'érosion (figure 3-3), marquant un maximum de régression, avant une période d'inondation et la mise en place de dépôts d'affinité marine.
- Le réflecteur T15 (surface stratigraphique L2) : Cette surface marquant une érosion forte affecte l'unité sismique U14 sous-jacente (figure 3-4), l'érodant localement totalement (figure 4c de l'article). Cette érosion se traduit par d'importante variations latérales d'épaisseur. Nous interprétons cette érosion, datée à la transition Lutétien-Bartonien, comme témoin d'une accélération de la chute du niveau marin relatif au cours d'une période de régression initiée au Lutétien.

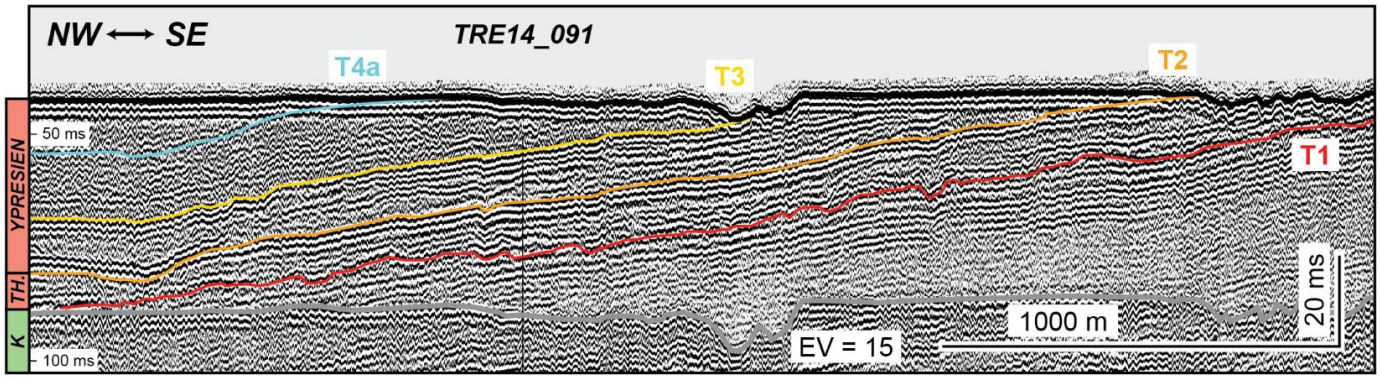


Figure 3-3 : Surfaces d'érosion T1 et T2 localisées à la base des séries paléogènes du Bassin de Dieppe-Hampshire.

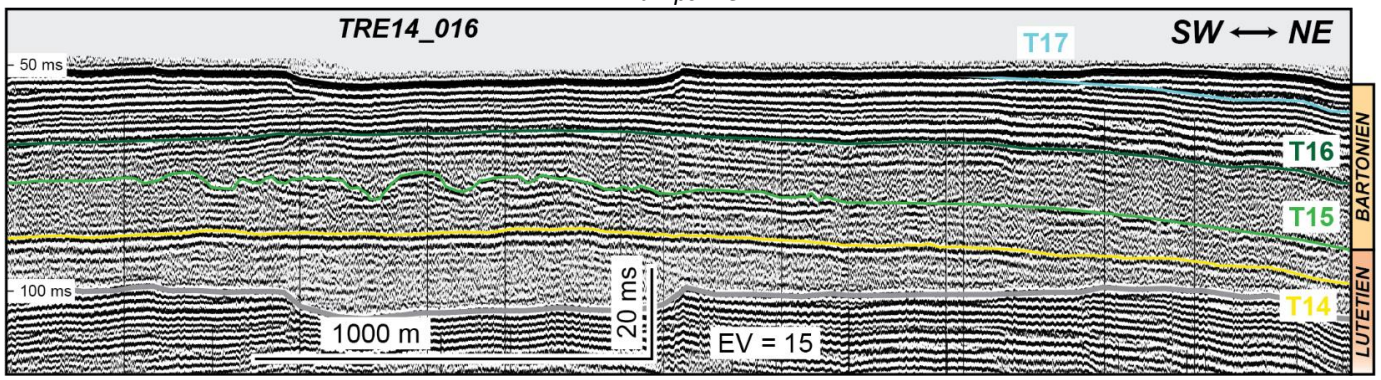


Figure 3-4 : Surface d'érosion T15 marquant la transition entre le Lutétien et le Bartonien.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

En plus de ces surfaces d'érosion, l'analyse de la géométrie et du faciès des unités sismiques a permis la mise en évidence de MRS (surfaces stratigraphiques Y3 et L3) et de MFS (surfaces stratigraphiques T2, Y2, L1 et B1) majeures. Plusieurs unités présentent en effet des géométries internes caractéristiques de corps progradants, avec des réflecteurs obliques et des terminaisons de réflecteur en downlap à la base et en toplap au sommet de l'unité. Ces corps progradants sont très clairement identifiables au niveau de l'unité U7, au sein de laquelle la progradation s'effectue en direction du NE (figure 3-5).

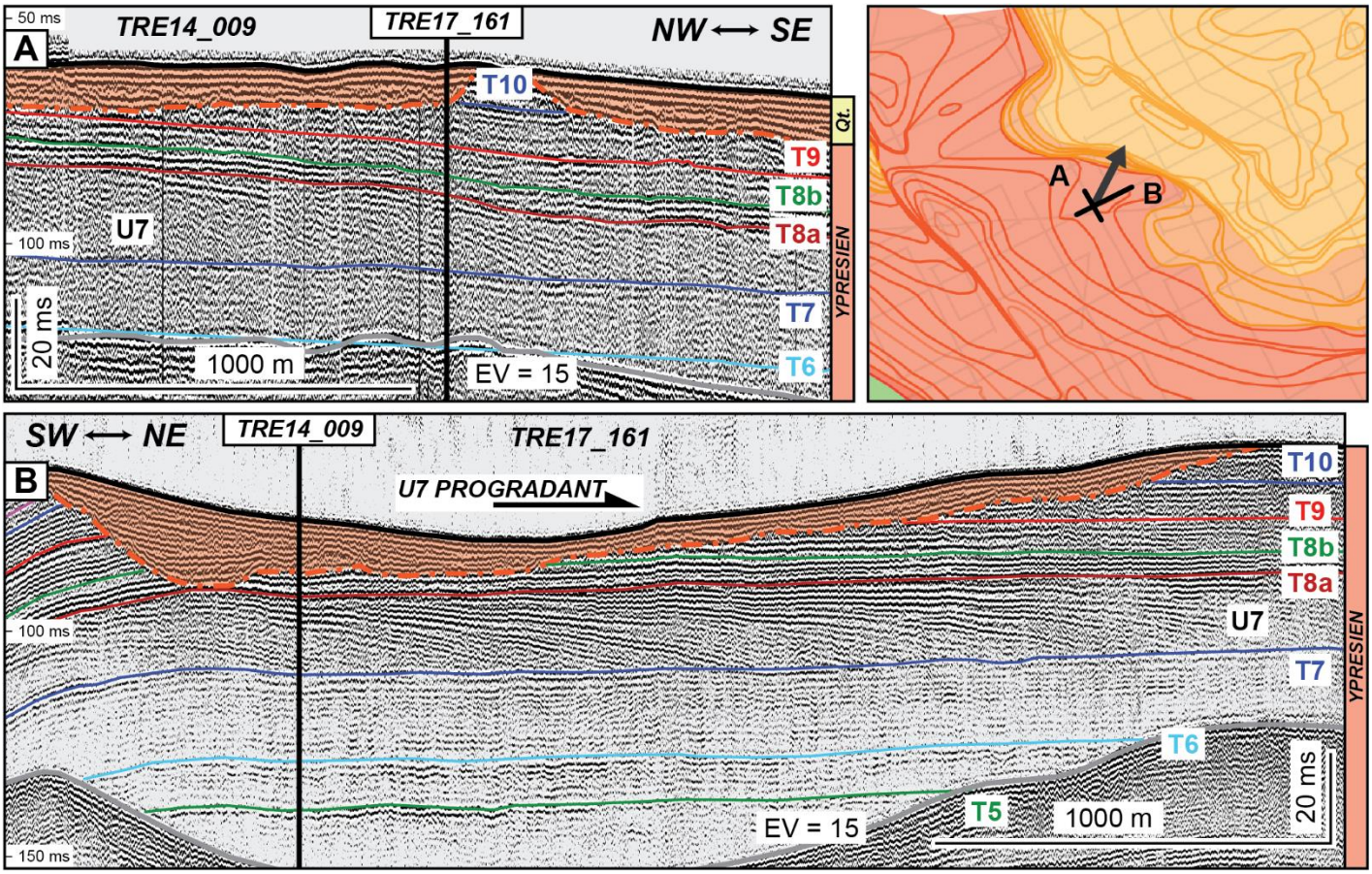


Figure 3-5 : Profils perpendiculaires soulignant le caractère progradant de l'unité U7. Le recoupement des deux profils permet d'estimer la direction réelle de progradation : N25°.

La figure 3-6 illustre les géométries observées au niveau des différentes unités progradantes identifiées dans le sud du Bassin de Dieppe-Hampshire : les unités U8b, U9, U10, U13, U15, U16, U18 et U20.

L'identification de ces surfaces a ainsi permis de déterminer 4 cycles transgression-régression de second ordre (cycles C1 à C4, figure 5 de l'article) et d'établir une coupe stratigraphique du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional entre le Thanétien et le Bartonien. Sur la base des surfaces et cycles stratigraphiques identifiées (discordances majeures, MRS et MFS) d'une part, et de l'équivalence en âge NP (Nannoplankton Zones) des unités sismiques, nous avons

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

été en mesure de proposer une corrélation entre la stratigraphie du sud du Bassin de Dieppe-Hampshire et la stratigraphie des bassins paléogènes adjacents : la partie anglaise du Bassin de Dieppe-Hampshire (Ile de Wight) et le Bassin de Paris. La stratigraphie du bassin belge a également été abordée dans la discussion de l'article, mais pas directement corrélée à la stratigraphie de la Manche, en raison de la position beaucoup plus distale de celui-ci au cours du Paléogène.

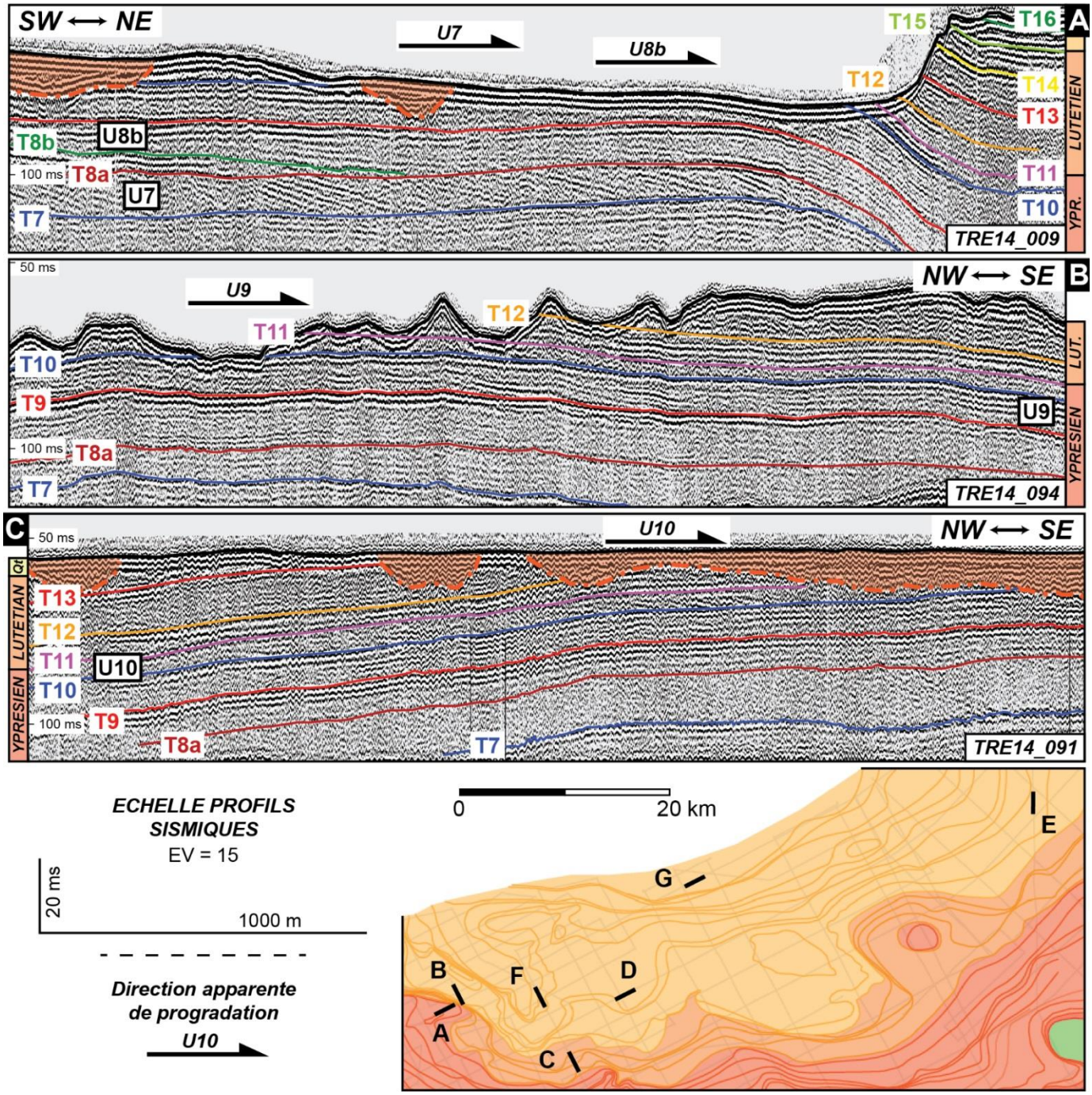


Figure 3-6 : Profils illustrant la géométrie des différentes unités progradantes identifiées au sein des séries cénozoïques du bassin : A. unités U7 et U8a ; B. unité U9 ; C. unité U10 ; D. unité U13 ; E. unité U15 ; F. unités U16 et U18 ; G. unité U20.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

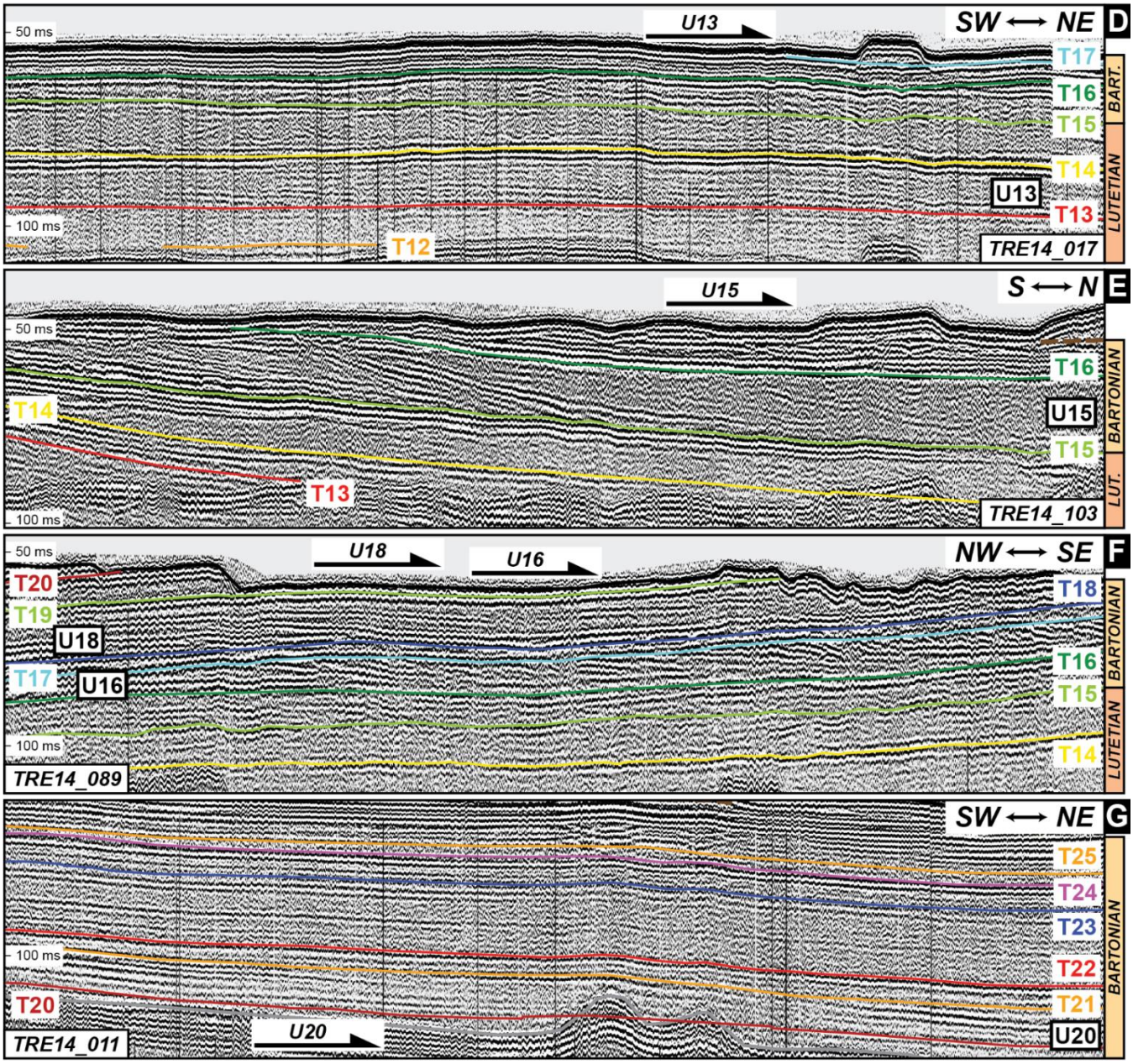


Figure 3-6 (suite)

Il est à noter que les données apportées par la campagne TREMOR 2 mettent en évidence des géométries complexes et un faciès acoustique fortement perturbé dans l'Yprésien de la partie la plus orientale du sud du Bassin de Dieppe-Hampshire (figure 3-7). Ces géométries commencent à être visibles au nord de l'anticlinal NW-SE localisé au centre du synclinal de Dieppe-Hampshire (remontée du Crétacé Supérieur à l'affleurement vers le NW) entre les marqueurs sismiques T3 et T7 (figure 3-7b), et sont plus marquées plus à l'est (figure 3-7a). Le faciès est en revanche plus lité au niveau de l'Yprésien préservé dans l'ouest du bassin. Des géométries comparables ont également été décrites par Henriet *et al.* (1988, 1991) et Jacobs et De Batist (1996) au sein des dépôts yprésiens situés au large de la Belgique (figure 3-7). L'unité Y1 au sein de laquelle ces réflecteurs perturbés ont été observés correspond aux

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

argiles de la Ieper Formation. Henriet *et al.* (1988, 1991) interprètent ces structures comme résultant d'une fracturation hydraulique à un stade précoce de la compaction des argiles à de faibles profondeurs. Ces déformations ont été favorisées par le développement de sous-compactage des argiles, en raison de la forte épaisseur de la formation et de la relative homogénéité de la masse d'argile.

Des processus similaires sont ainsi à envisager pour expliquer les déformations observées dans la partie orientale du Bassin de Dieppe-Hampshire. La disparition vers l'ouest de cette fracturation résulte probablement d'une variation dans la lithologie, avec un litage plus marqué et une hétérogénéité plus importante au sein des argiles yprésiennes.

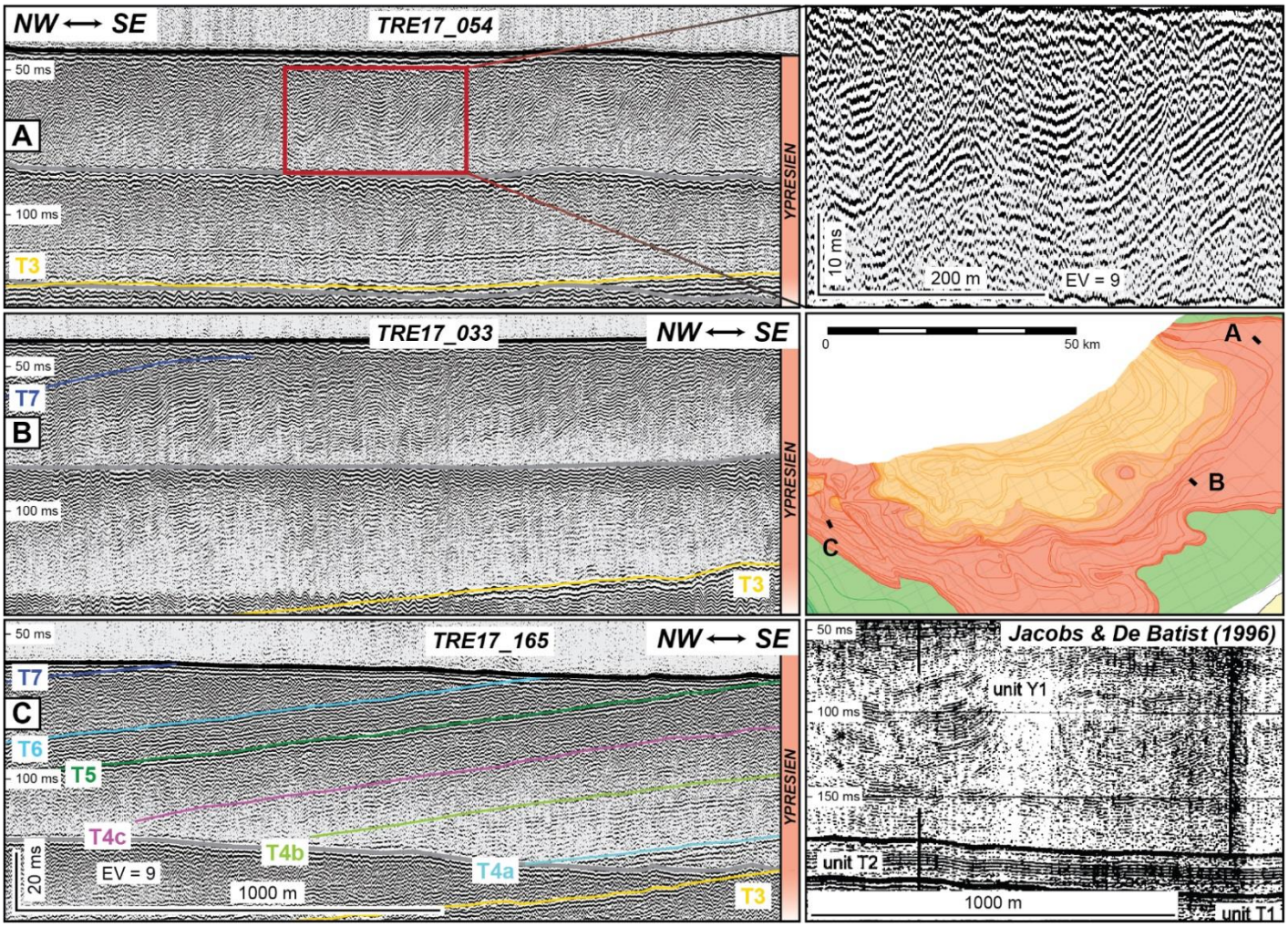


Figure 3-7 : Faciès acoustique au niveau des unités yprésiennes A. à l'Est, B. au centre et C. à l'Ouest du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional. Le faciès observé vers l'Est du bassin apparaît semblable à celui décrit par Jacobs et De Batist (1996) au niveau de l'Yprésien du sud de la mer du Nord, au large de la Belgique.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

La corrélation avec les régions avoisinantes a permis de mettre en évidence des périodes de subsidence différentielle entre les bassins ainsi que des variations latérales dans les faciès sédimentaires. Dans l'article nous démontrons à partir de ces éléments l'enregistrement de cinq phases de déformation affectant la Manche orientale depuis la fin du Crétacé : (1) une phase anté-Thanétien, (2) une phase à la transition Thanétien-Yprésien, (3) une phase à la transition Yprésien-Lutétien, (4) une phase à la transition Lutétien-Bartonien, et (5) une phase barto-priabonienne. Le développement du synclinal de Dieppe-Hampshire semble s'être initié dès la base du Bartonien et s'est poursuivi au cours de cette dernière phase de déformation, conjointement au soulèvement des régions bordières.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

2. Sedimentary record of Paleogene deformations in the Eastern English Channel and surrounding areas

Martin Jollivet-Castelot [1], Justine Briais [2], Fabien Paquet [2], Virginie Gaullier [1], Isabelle Thinon [2], Frank Chanier [1], Olivier Averbuch [1], Jean-Jacques Châteauneuf [3]

1 Univ. Lille, CNRS, Univ. Littoral Côte d'Opale, UMR 8187, LOG, Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences, F 59000 Lille, France.

2 BRGM – DGR/GBS, 3 avenue Claude Guillemin, F 45060 Orléans Cedex 2, France.

3 Biostratigraphy Consultant, 8 quai du Châtelet, F 45000 Orléans, France.

Abstract

The offshore basin of Dieppe-Hampshire, located in the Eastern English Channel and part of the Anglo-Paris Basin, has evolved to its current configuration following an overall tectonic inversion of the Western European Meso-Cenozoic basins. Former studies have given a first outlook of the stratigraphy of the basin, but its detailed stratigraphic framework still remains poorly constrained. Based on recent very high-resolution seismics and coring data, an accurate seismic stratigraphic analysis has been established within the Paleogene of the southern Dieppe-Hampshire Basin. The interpretation of the seismic lines allowed to identify twenty-five seismic units, in terms of seismic facies characteristics and sequence stratigraphic criteria, while coring samples allowed to replace these units in their depositional environment and to establish sequence stratigraphic and biostratigraphic correlations. Preserved Cenozoic series have been therefore deposited from the Late Thanetian to Bartonian times within the offshore basin. Some major erosion surfaces could also be correlated with unconformities described within neighboring basins, i.e. the northern Dieppe-Hampshire Basin (Isle of Wight) and the Paris Basin. The comparison with the stratigraphy of adjacent Cenozoic basins highlighted differential subsidence and lateral sedimentary facies variations, evidencing the record of five deformation phases within the Eastern English Channel: (1) ante-Thanetian, (2) Thanetian-Ypresian transition, (3) Ypresian-Lutetian transition, (4) Lutetian-Bartonian transition and (5) Bartonian to Priabonian deformations. Furthermore, the growth of the NW-SE oriented Dieppe-Hampshire syncline seems to be initiated during the Early Bartonian stage, coeval with the uplift of the surrounding areas.

Keywords: Eastern English Channel; Dieppe-Hampshire Basin; Seismic stratigraphy; Cenozoic stratigraphy.

© 2018 Tous droits réservés. lilliad.univ-lille.fr

1. Introduction

The Dieppe-Hampshire Basin is a NW-SE trending asymmetric Cenozoic syncline located in the Eastern English Channel (Figure 1a). This basin, that forms one of the main depositional centers within the Anglo-Paris Basin (Larsonneur, 1971), set up during a period of overall tectonic inversion within a region strongly controlled by a Variscan structural inheritance (Figure 1c; Shephard-Thorn *et al.*, 1972; Mansy *et al.*, 2003; Minguely *et al.*, 2010) and by deformation phases affecting the overall European plate. The Africa-Eurasia convergence (Ziegler, 1990) and the opening of the North Atlantic Ocean (Doré *et al.*, 1999; Anell *et al.*, 2009) are indeed generally considered to be responsible for a large-scale lithospheric buckling of the Anglo-Paris Basin (Guillocheau *et al.*, 2000; Robin *et al.*, 2003; Bourgeois *et al.*, 2007, Briais *et al.*, 2016) and for the tectonic inversion of numerous basins in Western Europe from the Late Cretaceous to the Late Cenozoic (Smith and Curry, 1975; Mascle and Cazes, 1987; Ziegler, 1987; Underhill and Stoneley, 1998; Lagarde *et al.*, 2003).

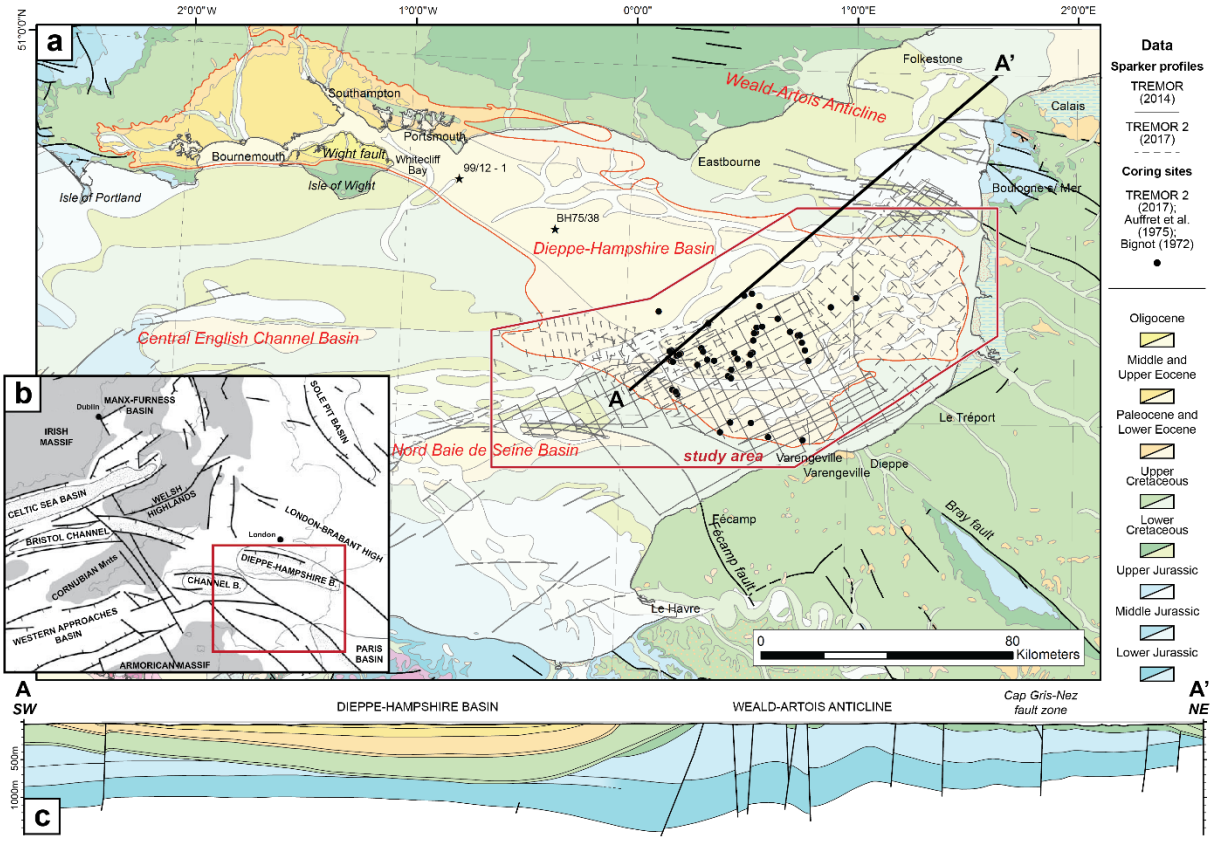


Figure 1 : a. Location map of the study area, in the southern Dieppe-Hampshire Basin, on the 1:1 000 000 BRGM geological map (Chantraine et al., 1996), and location map of available geological and geophysical data; b. Map of the British and northern France regions in the early Paleogene, after Gibbard and Lewin (2003); c. Geological cross section of the Dieppe-Hampshire Basin and the Weald-Artois anticline, modified from BGS 1:250 000 Dungeness-Boulogne Geological Map (1988) after Butler and Pullan (1990) and Averbuch et al. (2016). Contains British Geological Survey materials ©NERC [1988].

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

In this context of deformation of the plate and of paleogeographic reorganizations, the Dieppe-Hampshire Basin corresponds to a key area in order to reconstruct the structural evolution of the Eastern English Channel during Paleogene times. Former studies have delineated the major characteristics of the stratigraphy and lithology of the basin filling. Important work based on mapping and on descriptions of lithological series has been undertaken in this area during the early 1970s, using sparker seismic lines and coring samples. These early studies led to the publication of preliminary geological maps of offshore Cenozoic deposits in the Eastern English Channel (Lapierre *et al.*, 1970; Robert, 1971; Auffret, 1973; Auffret *et al.*, 1975; Auffret and Gruas-Cavagnetto, 1975; Curry and Smith, 1975; Hamblin et al, 1992; BRGM and BGS geological maps).

The knowledge on the stratigraphic evolution of the offshore Dieppe-Hampshire domain, however, still remains incomplete. From new very high-resolution seismics and coring data, acquired in the southeastern part of the Dieppe-Hampshire Basin area, we propose a new stratigraphic framework of preserved Paleogene deposits. An accurate seismic stratigraphy analysis of the Paleogene series within this area has been carried out in the present study. It is presented and discussed here in the light of existing data on the stratigraphic record of neighboring basins, i.e. Southern England, Paris and Belgian basins. The correlation between several domains allows a better understanding of the Paleogene basin evolution and of the deformations affecting the Eastern English Channel area.

2. Geological setting

The Cretaceous-Cenozoic transition corresponds to a period of paleogeographic reorganization and to a major deformation phase affecting the entire Western European plate. The Western Europe is indeed covered by carbonated platforms during the Upper Cretaceous, while early Cenozoic times are characterized by the appearance of emerged lands (Evans *et al.*, 2003).

As previously mentioned, the Dieppe-Hampshire Basin developed over Cenozoic times during a period of overall tectonic inversion (Lake and Karner, 1987; Ziegler, 1987), through the reactivation of Hercynian and Cadomian faults (Mascle and Cazes, 1987; Underhill and Stoneley, 1998; Lagarde *et al.*, 2003). This inversion phase occurs in response to the Eurasia-Africa convergence, also responsible for Pyrenean-alpine deformation episodes (Ziegler, 1987; Lagarde *et al.*, 2003; Ziegler and Dezes, 2007) following the opening of the North Atlantic domain (Doré *et al.*, 1999; Anell *et al.*, 2009), and it implies the uplift of Mesozoic basins (Lake and Karner, 1987; Mascle and Cazes, 1987; Mortimore, 2011b; Figure 1c). During the Late Mesozoic and the Cenozoic, several pulses of tectonic activity affect Western Europe (Ziegler, 1987; Evans, 1990), involving the inversion of numerous basins: (1) the “sub-Hercynian”

© 2018 Tous droits réservés. lilliad.univ-lille.fr

phase, during the Turonian and Lower Senonian (Ziegler, 1987, 1990); (2) the Laramide phase, from the Maastrichtian (Vandycke, 2002) to the Paleocene (Ziegler, 1987; Mascle and Cazes, 1987; Underhill and Stoneley, 1998; Lagarde *et al.*, 2003); (3) an Eo-Oligocene inversion phase (Ziegler, 1987); and (4) an Oligo-Miocene phase (Ziegler, 1987). These Cenozoic deformations are observed within the Sole Pit Basin, the Fourteens-West Netherlands Basin, the Polish Trough, the North Sea Central Graben, the Lower Saxony Basin, the Altmark-Brandenburg Basin, the Celtic Sea, the Western Approaches troughs, the Paris Basin, the Bristol Channel, the Norwegian Sea, the Rockall domain and the Faroe-Shetland Basin (Ziegler, 1987; Fidalgo González, 2001; Figure 1b). In the Eastern English Channel, the Eo-Oligocene inversion is described in the Isle of Wight (Figure 1a) at the Bartonian-Priabonian boundary and in the Artois area (Mansy *et al.*, 2003; Minguely *et al.*, 2010; Newell and Evans, 2011).

The stratigraphy of the Dieppe-Hampshire Basin is well described on its English side, where it is widely exposed in the northern part of the Isle of Wight (Plint, 1982; Hopson, 2011; Newell and Evans, 2011). Near 700 m thick Cenozoic sediments are preserved in this northwestern part of the basin, aged from Thanetian to Rupelian times. Within the studied area in the southwestern Dieppe-Hampshire Basin, mainly offshore (Figure 1), the maximum preserved thickness of Cenozoic sediments is estimated as 500 to 600 m thick (Hamblin *et al.*, 1992).

The southwestern part of the Dieppe-Hampshire Basin, entirely submerged, is characterized by Thanetian to Bartonian series, unconformably resting on the Santonian to Campanian chalk (King, 2016). A major erosional episode occurred, also recognized in the surrounding areas, where the youngest Cretaceous chalk deposits are Campanian to Maastrichtian in age (Pomerol, 1989). Its stratigraphy was originally described by Auffret *et al.* (1975), Auffret and Gruas-Cavagnetto (1975) and Bignot (1972) on the basis of analysis of coring samples. The Figure 2 presents a synthetic stratigraphic section of the Dieppe-Hampshire Basin based on these previous work. The sedimentary successions, with thicknesses remaining poorly constrained (estimated from Auffret *et al.*, 1975), are characterized by:

A) Paleocene deposits attributed to the Thanetian are represented by lacustrine limestone and argillaceous limestone containing microcodium. Danian and Selandian deposits are absent, implying a major hiatus.

B) The Early Eocene is represented by Ypresian argillaceous and lignitic facies, rich in bioclasts (Sparnacian facies), representing brackish lagoonal environments. Onshore, the thickness of this formation reaches 35m at the Varengeville Formation (French side; Figure 1a), a regional equivalent of the marine London Clay (Curry, 1965). This formation is characterized by (1) a brackish lagoon environment then (2) wave dominated shoreface (Briais, 2015). These series are overlaid by sands, sandy limestones and glauconitic sandy clays (Cuisian facies; Auffret and Gruas-Cavagnetto, 1975). Onshore, at the Varengeville outcrop, this formation corresponds to tidal environments (Briais, 2015).

© 2018 Tous droits réservés. lilliad.univ-lille.fr

C) The Middle Eocene is first attributed to the Lutetian, corresponding to open marine environment. These facies correspond to a thick marine limestone formation. A Lower Lutetian azoic sandy limestone with glauconite has been described by Auffret *et al.* (1975), and is overlaid by shelly sandy limestones and a miliolitic limestone bed (Figure 2).

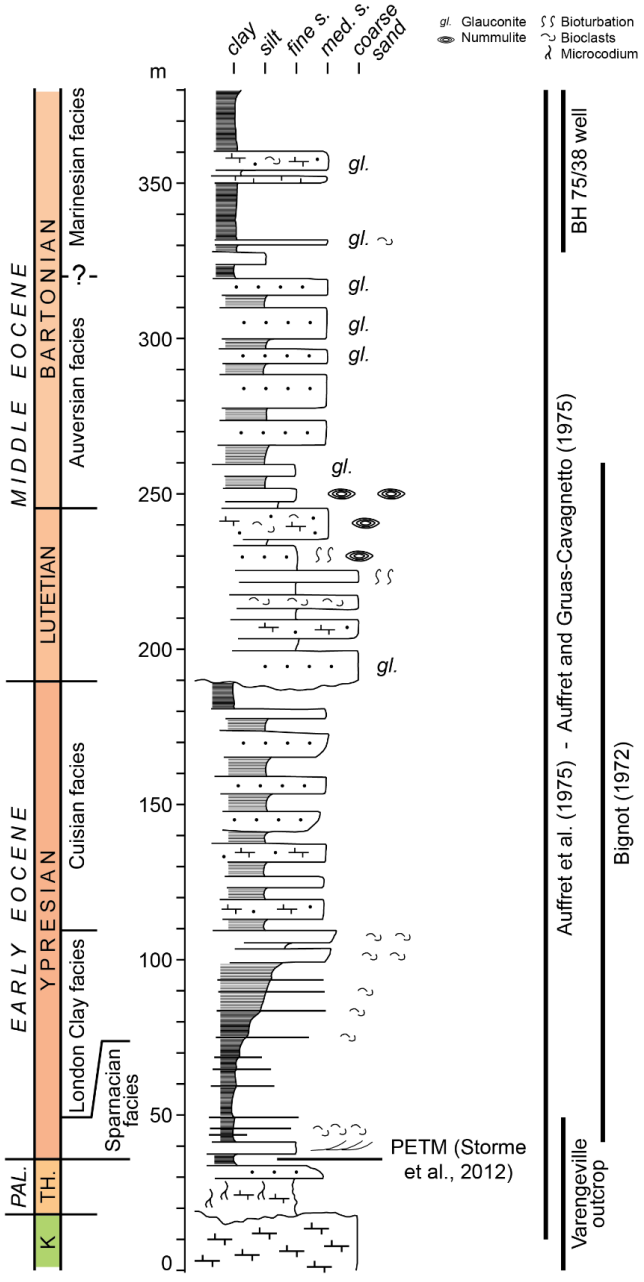


Figure 2 : Stratigraphic section of the Dieppe-Hampshire Basin Cenozoic series, after Bignot (1972), Auffret et al. (1975), Auffret and Gruas-Cavagnetto (1975), the onshore Varengeville outlier and the BH 75/38 offshore well. Contains British Geological Survey materials ©NERC [1981].

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

D) The most recent preserved Cenozoic deposits of the study area are attributed to the Bartonian. These latter deposits correspond at their base to glauconitic argillaceous limestones (Auversian facies) and at the top to sandy clays containing nummulites and fragments of pyrite, gypsum and coal (Marinesian facies). Auffret *et al.* (1975) and Auffret and Gruas-Cavagnetto (1975) have observed a gentle angular unconformity between Auversian and Marinesian series.

Upper Eocene deposits are absent in the southern Dieppe-Hampshire Basin (probably eroded during the late Eocene and Oligocene deformation phases), whereas Priabonien deposits are present in the Paris Basin, in the Isle of Wight, in the Brittany and in Belgium.

3. Data and methodology

3.1 Dataset

Nearly 4000 kilometers of very high-resolution (VHR) seismic reflection profiles were acquired with a Sparker, used in a 50 joules source energy configuration, during the TREMOR (R/V "Côtes de la Manche", 2014) and TREMOR 2 (R/V "Thalia", 2017) cruises (Figures 1 and 3). The penetration of the signal ranges between 10 and 100 m, the horizontal resolution is around 1 m and the vertical resolution is between 1 to 4 m. The positioning is based on the GPS measurement located on the boat. The source sparker and the streamer were located 50 m behind the boat. The coordinates of the shots have been corrected with respect to the acquisition geometry. The seismic processing of the profiles consisted to apply tide and swell effect corrections and a passband filter.

New coring sites have been sampled during the TREMOR 2 cruise (2017) within the area covered by the seismic profiles from TREMOR (2014), using a Kullenberg coring system. Forty-four sites have been cored, among which fifteen reached Cenozoic rocks (Figure 3). Other coring had already been realized in the 1970s and 1980s and have been added to the dataset (Lapierre *et al.*, 1970; Robert, 1971; Bignot, 1972; Auffret, 1973; Auffret *et al.*, 1975; Auffret and Gruas-Cavagnetto, 1975). However, the geolocation of these old cores is subject to great uncertainties. We estimated an error bar by taking into account a 1 km radius around each coring site location. Two wells are also present within the English side of the Dieppe-Hampshire Basin: the borehole 75/38 and the well 99/12-1 (Figure 1). To complete the dataset, several swath bathymetry data sets provided by the SHOM, UKHO and EMODnet, with grid cell sizes ranging between 10 and 50 m, were compiled.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

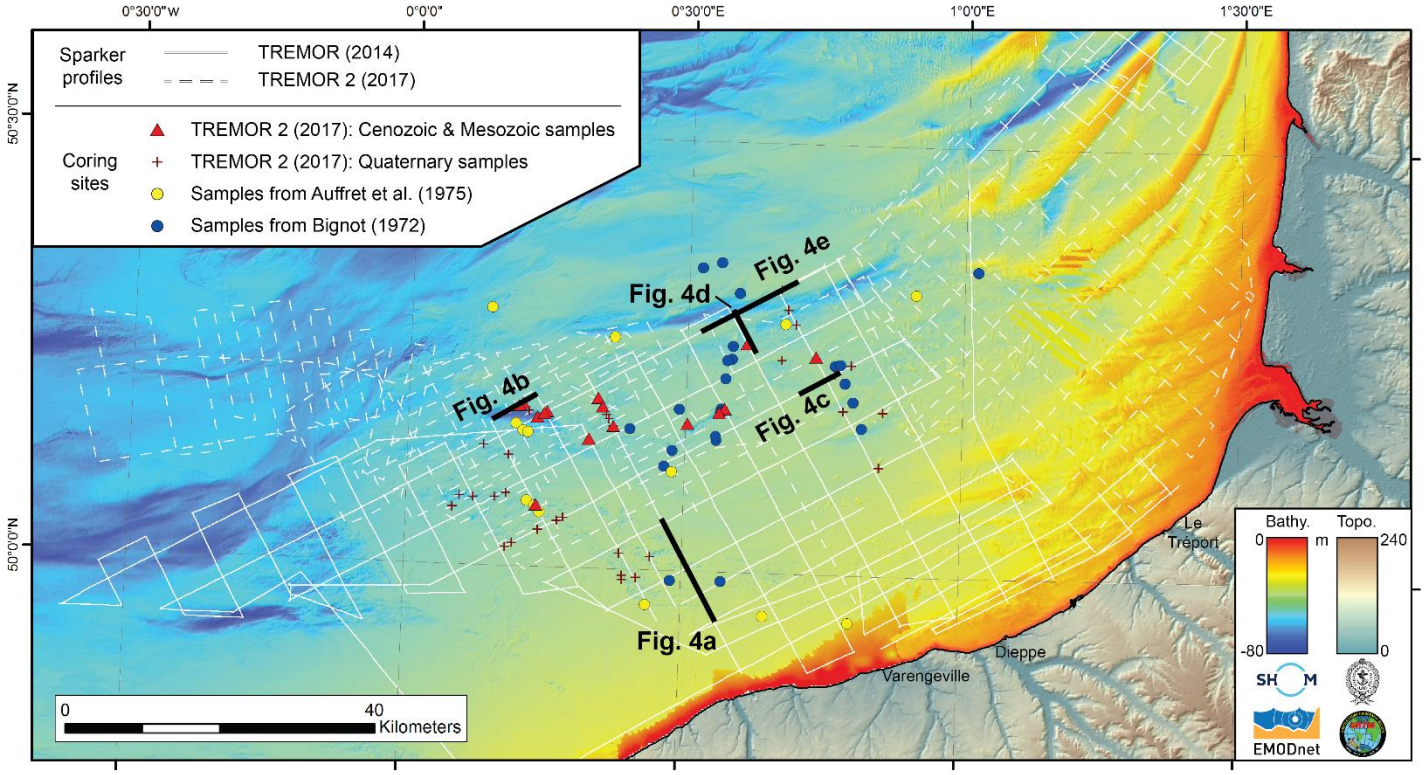


Figure 3 : Location map of available VHR seismic profiles (TREMOR; TREMOR 2), shown by white lines. The TREMOR 2 coring and old samples (Bignot, 1972; Auffret et al., 1975; Auffret and Gruas-Cavagnetto, 1975) are also located. The swath-bathymetric map is a compilation from EMODnet including SHOM and UKHO data, the topography is an extract of the SRTM global database. The location of the seismic profiles presented on Figure 4 is represented by thick black lines.

3.2 Methodology

The new VHR seismic profiles are tools perfectly adapted to the stratigraphic analysis in a such shallow water depth (few tens of meters). An important part of the work carried out on these seismic lines was to identify reflector terminations and main surfaces. Furthermore, an analysis of acoustic facies was conducted, in order to identify several seismic units within the Cenozoic stratigraphic column. This detailed analysis allowed to define sequences in the sedimentary record, according to the principles of the sequence stratigraphy (Mitchum *et al.*, 1977; Vail *et al.*, 1977; Catuneanu *et al.*, 2011).

The identification of onlaps, downlaps, toplaps and erosional truncations led to the characterization of surfaces having a sequence stratigraphy meaning that delimit depositional sequences: erosion surfaces, maximum flooding surfaces (MFS) and maximum regressive surfaces (MRS). These surfaces will correspond to the limits of the identified seismic units. Furthermore, nine different seismic facies were recognized along the Cenozoic of interpreted seismic lines (Table 1). The characterization of these facies was essential for the determination of the seismic units and the tracking of these units along seismic profiles. Some facies can be

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

typical of a stratigraphic pattern. For example, the seismic facies SF6, characterized by oblique internal reflectors, can be assigned to prograding units.

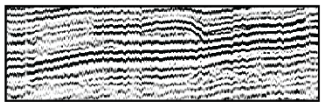
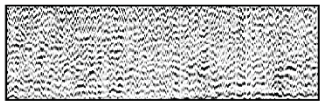
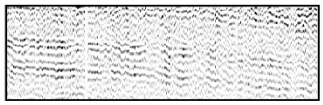
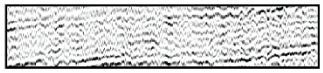
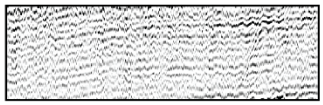
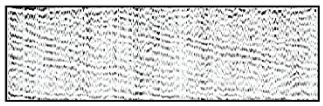
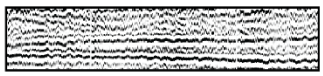
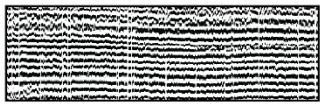
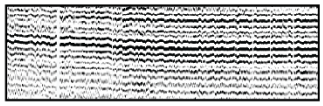
Seismic facies (100m / 10ms)	Geometry	Continuity	Frequency	Amplitude
SF1 	Parallel to oblique, locally chaotic	+	Moderate to high	Low to high
SF2 	Chaotic to parallel	—	Moderate	Low to high
SF3 	Parallel to chaotic	+/—	Low	Low to moderate
SF4 	Parallel to sub-parallel	+/—	Moderate	Low to moderate
SF5 	Parallel	+	Moderate to high	Low to moderate
SF6 	Parallel to oblique parallel	+	Moderate to high	Moderate
SF7 	Parallel to sub-parallel	+/—	Moderate	Low to moderate
SF8 	Parallel to sub-parallel	+	Moderate to high	High
SF9 	Parallel to sub-parallel	+	Moderate to high	Moderate to high

Table 1 : Classification table of seismic facies identified within the Cenozoic series of the basin. Vertical exaggeration is about 4,8.

The interpretation work has been sometimes limited by the first multiple artefact, when it is very close to the seabed. In addition, surficial geological objects such as sand dunes and filled incised valleys may have also hindered the tracking of some seismic reflectors. Mapping has been performed through projections of the reflectors at the basis of Quaternary incisions and dunes, if applicable. Our mapping was then improved through a morphological analysis carried out from bathymetric data.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

To note, the seismic lines shown in this paper are represented with a high vertical exaggeration (12 and 16), in order to show the stratigraphic framework of the basin. Moreover, in order to convert time to depth and have an idea of the thickness of the units, we choose to use a velocity of 2500 $m.s^{-1}$ (Stewart, 2011). This value is congruent with studies demonstrating that seismic velocities are included between 1550 and 3000 $m.s^{-1}$ within poorly compacted siliciclastic sediments (Press, 1966) and between 3000 and 6000 $m.s^{-1}$ within sandstones, shales and carbonates (Press, 1966; Mavko *et al.*, 1998). Reflectors of greater amplitude present a seismic signal having a thickness reaching 2 mstwtt.

Coring sample	X/Y	Lithology	Biostratigraphy	Seismic unit
KS07A	N 50° 15,20' E 0° 43,96'	Fine to medium bioclastic and glauconitic sandstone, clayey matrix		U16
KS11A	N 50° 15,99' E 0° 36,47'	Glauconitic siltstone, organic matter	Uppermost Lutetian NP 15 to 16	U20
KS12B	N 50° 11,41' E 0° 34,20'	Carbonated sandstone, presence of bivalves, serpules, nummulites and glauconite		U16
KS13A	N 50° 11,12' E 0° 33,61'	Blue argillite with silty levels	Lutetian NP 15	U15
KS14A	N 50° 10,30' E 0° 30,19'	Bioclastic sandstone, presence of glauconite, quartz, bivalves and nummulites		U16
KS15A	N 50° 11,90' E 0° 20,46'	Fine sandstone, well sorted		U20
KS16A	N 50° 11,30' E 0° 20,98'	Fine glauconitic sandstone, well sorted, with carbonated matrix		U19
KS19B	N 50° 09,97' E 0° 22,18'	Fine glauconitic sandstone with carbonated matrix		U18
KS20A	N 50° 11,37' E 0° 12,39'	Blue siltstone, presence of white shells	Lutetian NP 15	U16
KS21A	N 50° 11,19' E 0° 11,96'	Fine carbonated sandstone, presence of carbonated bioclasts		U14
KS23A	N 50° 10,45' E 0° 13,94'	Fine silty and glauconitic sandstone, presence of nummulites and bioturbation	Basal Lutetian NP 14	U9 - U11
KS24A	N 50° 10,84' E 0° 14,99'	Fine to medium glauconitic sandstone, well sorted, with carbonated matrix		U16
KS25A	N 50° 10,71' E 0° 14,66'	Base: Fine argillaceous sand, presence of organic matter Top: Glauconitic, carbonated and bioclastic sandstone		U15
KS26A	N 50° 09,04' E 0° 19,58'	Bioclastic sandy limestone, presence of nummulites, bivalves, gastropods		U17
KS32A	N 50° 04,31' E 0° 14,07'	Grey to brown plastic clay	Ypresian NP 11	U4b

Table 2 : Description of the samples cored during the TREMOR 2 cruise (2017).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

The stratigraphic calibration of the seismic units has been carried out using new coring samples (TREMOR 2) and coring samples discussed by Auffret and Gruas-Cavagnetto (1975) and Bignot (1972). Age estimations of these coring samples have been re-evaluated by looking at actualized biostratigraphic charts. Among the fifteen samples cored during the TREMOR 2 cruise (Table 2), five are dated by the analysis of their fossiliferous content (supplementary data).

From the data available, a sequence stratigraphy scheme of the southern Dieppe-Hampshire Basin has been established and compared to those of neighboring Cenozoic basins of Southern England, Belgium and Paris. This comparison allows us to propose an evolution of the Paleogene paleogeography in the Eastern English Channel.

4. Results

4.1 Seismic stratigraphy of the southern Dieppe-Hampshire Basin

The acquired seismic lines image Jurassic to Quaternary deposits. Characteristic series are recognized along seismic profiles under the base of preserved Cenozoic sediments, such as the Jurassic, the Wealdian, the Aptian-Albian and the Upper Cretaceous chalk. The interpretation of the seismic profiles led to the identification and mapping of 25 Cenozoic characteristic seismic markers (T1 to T25) which delimits seismic units (U1 to U25). All these identified seismic units are visible on the seismic lines presented in the Figure 4 (lines 4a to 4e). These seismic lines also illustrate filled Quaternary incisions (UQ; Figures 4a, 4b and 4d) and the Cretaceous chalk lying just under the Dieppe-Hampshire Basin (UC; Figure 4a). In the study area, the Cenozoic series are organized according to a syncline structure (Figure 1), presenting an axis with a weak dip toward the northwest, and are affected by non-cylindrical long wavelength corrugations.

The seismic units have been determined from seismic facies analysis and on the specificities of reflector terminations. The characteristics of each seismic unit are summarized in the Table 3: their seismic facies, the type of reflectors terminations at their base and their top, their thickness and the detail of their geometry. Owing to the shallow water depth in this part of the English Channel (less than a hundred meters) and the low dip of preserved series, it is not possible to visualize all the Cenozoic series on only one seismic line. All seismic units described within the Cenozoic basin have thereby been compiled into a composite stratigraphic section (Figure 5), showing a representative portion of each seismic unit and a line drawing of the displayed seismic lines. The description of the geometry of seismic units allows to establish a sequence stratigraphic scheme for the Paleogene stratigraphic column.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

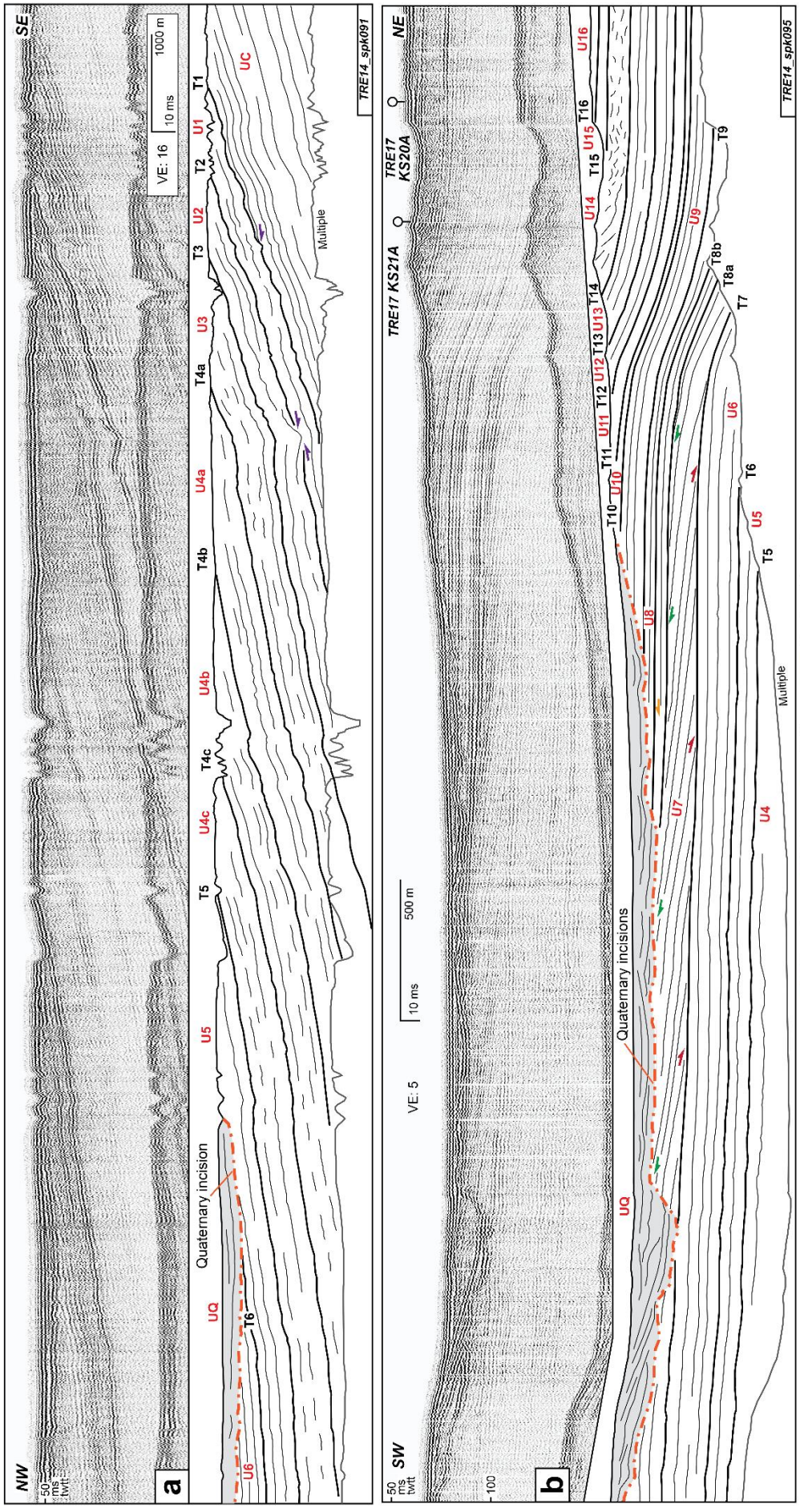
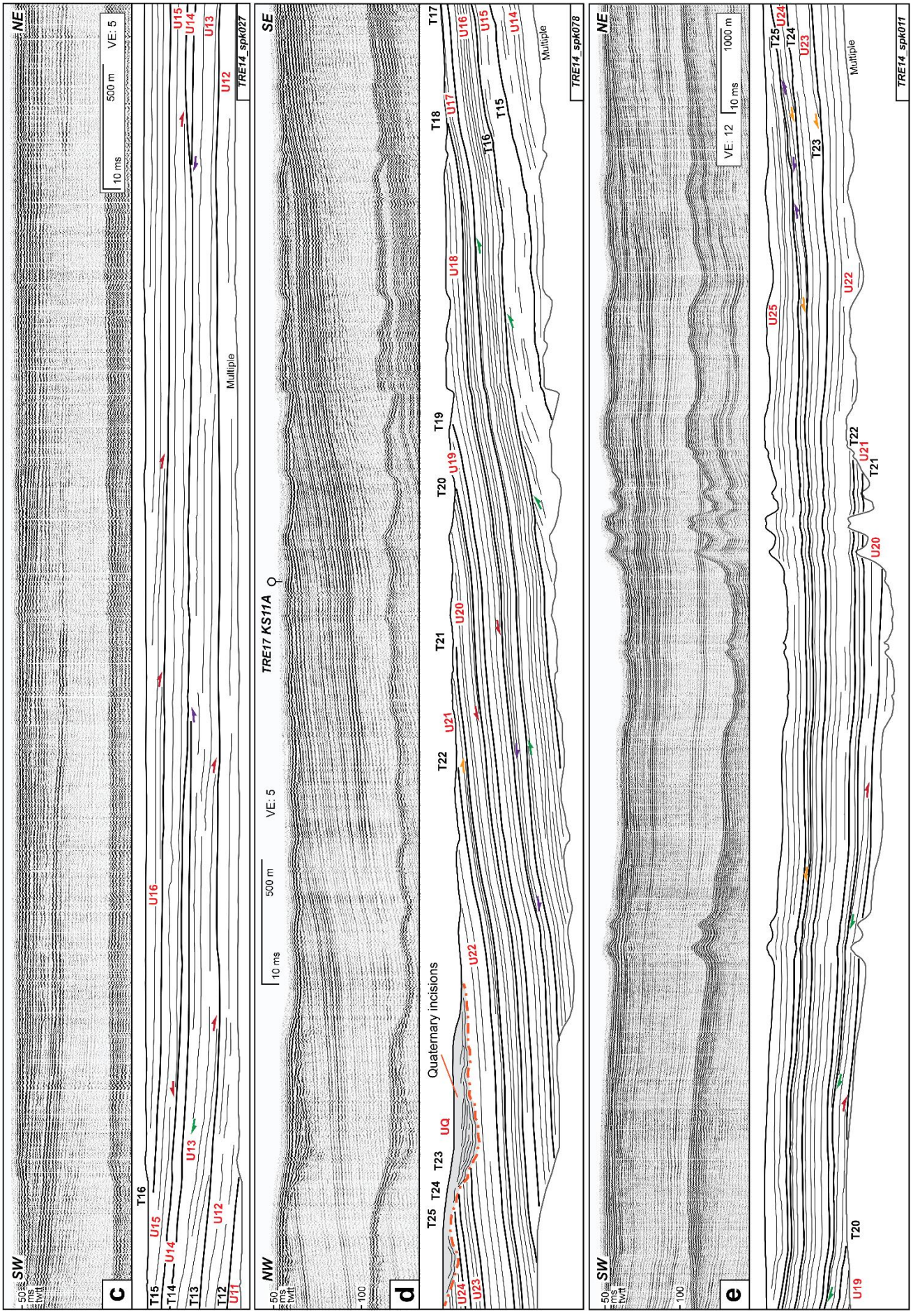


Figure 4 : Uninterpreted profiles and interpreted line drawings showing identified seismic markers and reflector terminations. a. Seismic units U1 to U6, evidencing the contact between the basal Cenozoic series and the Cretaceous chalk; b. Seismic units U4 to U16, pointing out the oblique reflectors of the prograding unit U7; c. Seismic units U11 to U16, highlighting the erosion surface T15; d. Seismic units U14 to U25; e. Seismic units U19 to U25, showing a lateral thickening towards the NE. Seismic units UC and UQ respectively correspond to Cretaceous and Quaternary deposits. To note, Quaternary incisions affect Cenozoic series. Lines location is shown on Figure 3.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr



© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

The basal units of the Paleogene basin present sedimentary fillings with onlaps at their base. For units U3 to U6, the lack of characteristic reflector terminations prevents from identifying stratigraphic cycles (Table 3 and Figure 5). On the other hand, the next seismic units present many downlaps and toplaps, highlighting prograding series, and onlaps, pointing out retrograding series (Table 3 and Figure 5). The geometries of the oblique reflections could indicate sandy bars, developed during a retrograding trend. However, these oblique reflections are associated with concomitant backward aggradation, highlighting a deltaic progradation and a fall of the relative sea level. The progradation can also be underlined by an erosion at the top of the oblique reflections, as it is the case for the seismic unit U10. Moreover, areas covered by oblique reflections are too widespread to correspond to sandy bars (lengths of several kilometers).

Units U7 (Figure 4b) to U10 and units U13 (Figure 4c) and U15 (Figure 4d) correspond to a succession of prograding series, revealing the presence of MFS at their base. Retrograding series are observed at the top of the unit U7 (Figure 4b) and underlying the unit U13 (unit U12; Figure 5). These units lie on MRS surfaces. Seismic unit U16 and younger identified units present seismic facies with higher amplitude (Figures 4c, 4d and 4e). Several prograding units are again observed (U16, U18 and U20), as well as retrograding units (U19, U21, U23 and U24). These characteristics allowed to discern several stratigraphic cycles (Figure 5).

Numerous units between U11 and U25 present lateral thickness variations (Table 3). For most of them, it corresponds to a thickening towards the NE of the basin as shown on the Figure 4e for seismic units U22 to U24. This thickening is estimated to be ranging from about 50 to 100 meters, between units U19 and U24.

The interpretation of seismic lines also evidences the presence of some major unconformities. The basis of the Cenozoic basin is characterized by an erosion surface (T1), affecting the Upper Cretaceous chalk series (Figures 4a and 5). It corresponds to the first major erosion surface affecting the chalk, and can therefore be assimilated to the basis of Cenozoic series within the basin. The more recent reflector T2 is also characterized by erosion truncations under its base, giving evidence of an erosion (Figures 4a and 5). The main unconformity of the basin, T15, is observed at the top of the unit U14 (Figures 4c and 5). This strong erosion surface is responsible of important lateral thickness variations within the unit U14 (it is locally entirely eroded).

The total thickness of preserved Cenozoic filling in the southern Dieppe-Hampshire Basin represents more than 330 ± 50 mstwtt of sediments. With an average Vp velocity of 2500 $m.s^{-1}$, the total thickness of observed Cenozoic series reaches about 410 ± 80 m. This thickness doesn't represent the greatest thickness of preserved Cenozoic sediments in this basin. The depocenter is located on the English side of the basin, northwest of the study area, where the estimated thickness is up to about 600 m (Hamblin *et al.*, 1992).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Units	*Seismic facies*	*Terminations*		*Thickness ms (Twtt)*	*Internal geometry*
		Base	*Top*		
U1	SF1	Onlap	Erosional truncation	10–15 ms Thickening to NE	Erosional base (T1), incised top (T2); Channelized unit
U2	SF1	Onlap	Conformity	10 ms	Erosional base (T2); Channelized unit
U3	SF2	Onlap	Conformity	10–15 ms	Plannar base, perturbated top
U4	SF3	Conformity	Conformity	50–55 ms	Perturbated dipping top, high resolution plannar top; Presence of internal slight erosional surfaces (T4c)
U5	SF4	Conformity	Conformity	10–15 ms	Plannar base, plannar top; Presence of channels
U6	SF5	Conformity	Conformity	15–20 ms	Plannar base, plannar top
U7	SF6	Downlap	Toplap or conformity	5–20 ms	Plannar base, perturbated top; Steep oblique reflections located in the SW (thickening) locally covered by a thin prism with onlaps at its base; Plannar reflections in the rest of the study area
U8a ***U8b***	SF4	Onlap Downlap	Conformity Toplap	10–15 ms	Perturbated base, plannar top; Oblique reflections
U9	SF5	Downlap	Toplap	10–15 ms	Plannar base, plannar top; Oblique reflections
U10	SF5	Downlap	Toplap	5–10 ms	Plannar base, plannar top, locally slightly incised; Oblique reflections
U11	SF5	Conformity	Erosional truncation	5–15 ms Thickening to NE	Plannar base, slightly incised top, local strong incision
U12	SF4	Onlap	Conformity	5–15 ms Thickening to NE	Perturbated base, plannar top
U13	SF4	Downlap	Toplap	5–15 ms	Plannar base, plannar top; Oblique reflections
U14	SF7	Conformity	Erosional truncation	0–15 ms Thickening to W	Plannar base, very incised top (T15), locally affecting the base of the unit; Presence of channels
U15	SF7	Downlap	Toplap	5–20 ms Thickening to NE	Erosional base, plannar top; Oblique reflections
U16	SF8	Downlap	Toplap	5–20 ms Thickening to NE	Plannar base, plannar top; Oblique reflections
U17	SF8	Conformity	Slight erosional truncation	5 ms	Plannar base, slightly incised top
U18	SF9	Downlap	Toplap	10–15 ms	Plannar base, high resolution plannar top; Oblique reflections
U19	SF9	Onlap	Conformity	5–15 ms Thickening to NE	Plannar base, plannar top
U20	SF9	Downlap	Toplap	5–10 ms	Plannar base, plannar top; Oblique reflections
U21	SF9	Onlap	Conformity	5 ms	Plannar base, plannar top
U22	SF9	Conformity	Conformity	15–35 ms Thickening to NE	Plannar base, plannar top; More transparent seismic facies in the bottom half of the unit
U23	SF9	Onlap	Conformity	5–20 ms Thickening to NE	Plannar base, plannar top
U24	SF9	Onlap	Erosional truncation	5–10 ms Thickening to NE	Plannar base, irregular top
U25	SF9	Conformity	?	>20 ms	Irregular base

Table 3 : Characteristics of identified Paleogene seismic units in the southern Dieppe-Hampshire Basin.

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

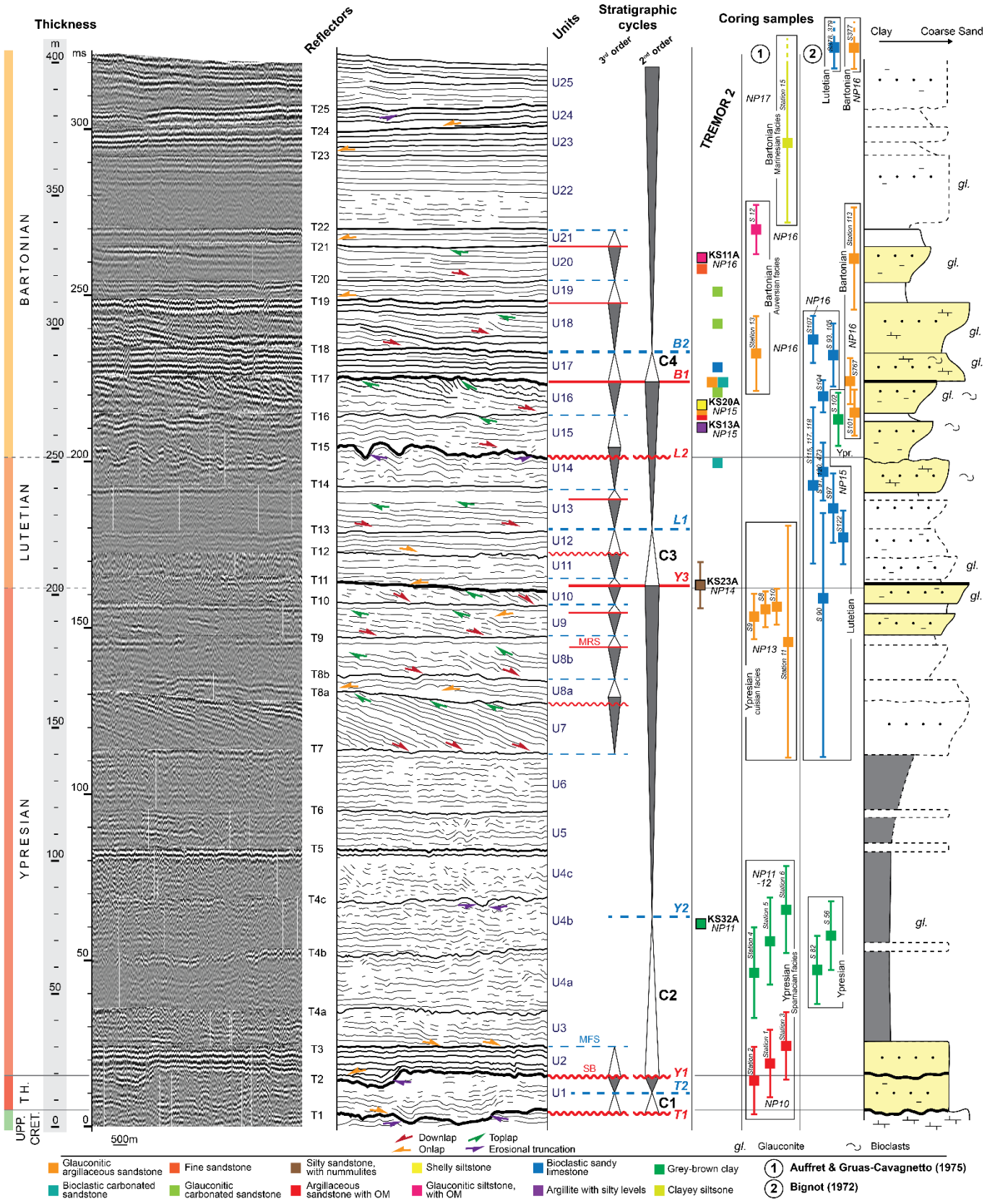


Figure 5 : Composite seismic stratigraphic section of Cenozoic series and depositional sequences. The samples cored (TREMOR 2 cruise) and those described by Bignot (1972) and Auffret and Gruas-Cavagnetto (1975) are projected on corresponding seismic units.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

4.2 Description of lithologies and depositional environments

Coring samples from TREMOR 2 cruise (Table 2), Auffret and Gruas-Cavagnetto (1975) and Bignot (1972) give information on lithologies, depositional environments and ages. Age equivalences are given by NP Nannoplankton Zones (Martini, 1971; Berggren *et al.*, 1995). No samples have been cored within the Paleocene of the southern Dieppe-Hampshire Basin. The biostratigraphic analysis of the coring samples from the TREMOR 2 cruise are presented in the supplementary data.

YPRESIAN DEPOSITS

The Ypresian is represented by argillaceous sandstone, enriched with organic matter, and silty-clayey lignite (stations 1, 2 and 3 from Auffret and Gruas-Cavagnetto, 1975) showing a lagoonal to continental facies. The Sparnacian facies, defined in the Paris Basin at the base of the Ypresian stage, is assigned to these samples thanks to microplankton associations. Grey to brown clay (sample KS32A, stations 4, 5 and 6 from Auffret and Gruas-Cavagnetto, 1975) and sandy glauconitic marls (stations 56 and 82 from Bignot, 1972) are also observed in the southeastern Dieppe-Hampshire Basin. Their facies is typical of marine deposits, and their fossiliferous content allows them to be correlated to Sparnacian facies and to biozone NP11. The sample KS32A presents reworked fauna dated to Jurassic and Cretaceous (up to 15%).

Other samples highlight the presence of sandy-glauconitic clay, clayey-glauconitic sandstone (stations 8, 9, 10 and 11 from Auffret and Gruas-Cavagnetto, 1975) and sandy glauconitic marls (station 102 from Bignot, 1972). The microplankton association attributes the samples described by Auffret and Gruas-Cavagnetto (1975) to the late Ypresian stage (Cuisian facies).

LUTETIAN DEPOSITS

Lutetian ages have been evidenced within several samples cored during the TREMOR 2 cruise. A fine silty and glauconitic sandstone (sample KS23A) present a fossiliferous content indicating a NP14b correspondence (similar to the “Pierre de Liards” of the Paris Basin, basal Lutetian). A blue argillite with silty levels (sample KS13A) and a blue siltstone containing white shells (sample KS20A) present a similar palynofacies. The latter is characteristic of a mangrove environment and is similar to the Upper Lutetian of the Paris Basin (“Banc royal” to “Banc de Roche”, NP15). Reworked materials from Upper Jurassic (KS20A) and Lower Ypresian (KS13A) are very present. Finally, a glauconitic siltstone with presence of organic matter (sample KS11A) can be correlated to the “Falun de Foulangues” of the Paris Basin (NP16) at the Lutetian-Bartonian limit.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Numerous coring samples evidencing glauconitic sandy limestone are attributed by Bignot (1972) to the Lutetian (stations 90, 91, 93, 97, 104, 105, 107, 115, 117, 118, 120, 122, 378, 379 and 473). These samples correspond to the biozone NP15, except for the station 107, which can be correlated with the uppermost Lutetian to basal Bartonian Fresville limestone of the Cotentin peninsula (Biarritzian facies, NP16), deposited in a carbonate platform (Dugué *et al.*, 2009).

BARTONIAN DEPOSITS

Bartonian deposits are characterized by pyritic and glauconitic marls and glauconitic marly sandstone (stations 101, 113, 377 and 767 from Bignot, 1972), similar to the Auvers Sands (NP16) of the Paris Basin, according to Bignot (1972). Two other cored samples, both described by Auffret and Gruas-Cavagnetto (1975) present glauconitic argillaceous sandstone (station) and argillaceous sandstone containing organic matter (station 12). These two samples correspond to marine facies, and are attributed to NP15. These authors also described a Bartonian grey clayey siltstone (station 15).

Several samples cored during the TREMOR 2 cruise have not been dated by biostratigraphic approach, among which samples KS21A (unit U14), KS25A (unit U15), KS07A, KS12B, KS14A, KS24A (unit U16), KS26A (unit U17), KS19B (unit U18), KS16A (unit U19) and KS15A (unit U20, Table 2).

4.4 Stratigraphic calibration

Available coring samples have been correlated with identified seismic units (Figure 5). Uncertainties concerning the location of coring sites are represented by error bars.

Older Paleogene cored samples, Ypresian in age, corresponding to clayey and marly deposits (argillaceous sandstone, silty-clayey lignite, grey-brown clay and sandy glauconitic marls), can be correlated with seismic units U1 to U4 identified at the base of the Dieppe-Hampshire Basin. The sandy-glauconitic clay and clayey-glauconitic sandstone attributed by Auffret and Gruas-Cavagnetto (1975) to the late Ypresian stage can be correlated with units U7 to U12. A last Ypresian sample (sandy glauconitic marl) can be linked to seismic units U15-U16.

Among the coring samples attributed Lutetian deposits, the sample KS23A (silty and glauconitic sandstone) could correspond to the units U9 to U15. Samples KS13A (argillite) and KS20A (siltstone) correspond to the unit U15. The numerous Lutetian glauconitic sandy limestone samples evidenced by Bignot (1972) can be correlated with several seismic units,

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

ranging from U7 to U18 and above the unit U25. Finally, the Lutetian sample KS11A can be linked to the unit U20.

The samples attributed to Bartonian times can be correlated with seismic units U15 to U25. The glauconitic marls and marly sandstones described by Bignot (1972) can be linked with units U15 to U17, U18 to U22 and above the unit U25. Auffret and Gruas-Cavagnetto (1975) evidenced Bartonian argillaceous sandstone and clayey siltstone, which can be respectively attributed to units U16 to U22 and to units located above the unit U22.

For several units, some flora assemblages described in samples, especially pollens, are not necessarily of the same age than the deposition of these units, by being reworked from older deposits. The presence of Ypresian to Bartonian fauna and flora associations for the units U15 to U18 (Figure 5) indeed indicates a Bartonian age, with a contamination by Ypresian to Lutetian reworked materials. Such reworking is also documented in the Paleogene series of the Isle of Wight (Gale *et al.*, 1999).

The samples cored during the TREMOR 2 cruise indicate Lutetian ages below and above the major unconformity T15 (Figure 5). Ages given by the chronostratigraphic analysis of coring samples are critical constraints, however no such erosion is documented within the Lutetian of the Paris Basin, the Isle of Wight or in Belgium, even though some emersions are recorded within these basins (De Jonghe *et al.*, 2011; Briais, 2015) in the lagoon context. It then seems complicated to correlate the erosional surface T15 with intra-Lutetian surfaces in surrounding basins. Major unconformities are however well described around the Lutetian-Bartonian boundary in the Paris Basin (Briais, 2015) and the Isle of Wight (Todd, 1990; Gale *et al.*, 1999). The presence in the study area of prograding units above the surface T15, with the reworking of Lutetian deposits, would be consistent with Bartonian ages assigned to the samples described by Bignot (1972) and Lutetian ages described in the samples KS13A and KS20A.

4.4 Geological section of the southern Dieppe-Hampshire Basin

Thanks to the previous results, we can now define the sequence stratigraphic pattern of the basin and realize correlations with surrounding areas. The preserved sedimentary filling of the southern Dieppe-Hampshire Basin extends from Thanetian to Bartonian, and corresponds to a mainly shallow marine depositional environment (Bignot, 1972; Auffret *et al.*, 1975; Auffret and Gruas-Cavagnetto, 1975). This Paleogene record is interrupted by numerous unconformities, indicating an incomplete filling. The identification of the major sequence stratigraphic surfaces (MFS, MRS or SB, named T1, T2, Y1, Y2, Y3, L1, L2, B1 and B2) allowed us to determine four second order transgressive-regressive cycles (C1 to C4, Figure 5). According to coring samples, seismic facies and sequence stratigraphic criteria, we propose a

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

stratigraphic section of the southern Dieppe-Hampshire Basin (Figure 5). Uncertainties about the lithology however exist for some units.

Cycle C1 (Thanetian): The base of the first Paleogene cycle corresponds to an erosion surface (T1), above which is observed the filling of the incision, indicating a retrogradation. This incision filling is also evidenced in the Varengeville outlier (Figure 2). The unit U1 is topped by another unconformity, T2, corresponding to a new sequence boundary (Y1). A MFS is thus present within the unit U1 (T2, Figure 5).

Cycle C2 (Ypresian): Above the erosion surface T2 (sequence stratigraphic surface Y1), a transgressive half sequence is evidenced by the deposition of marine clays. These clays are only described within the unit U4, but owing to the very similar seismic facies of units U5 and U6, we can assume that these last are also composed by clays. We consider the presence of a MFS (Y2) within the seismic unit U4, because of the glauconite described by Bignot (1972) and the abundance of marine microplankton (Auffret and Gruas-Cavagnetto, 1975). The four prograding units of the uppermost Ypresian (U7, U8b, U9 and U10) highlight a regressive trend (about 120m thick from the MFS Y2). The summit of the unit U10 corresponds to the maximum of the regression (MRS Y3), and shows a slight erosion. The age of the surface Y3 is also well constrained by uppermost Ypresian samples from Auffret *et al.* (1975), located below this surface, and the basal Lutetian sample KS23A (NP14b), located just above this surface.

Cycle C3 (Lutetian and Basal Bartonian): Basal Lutetian units (U11 and U12) correspond to retrograding series and evidence a transgressive trend extending to the MFS surface T13 (L1). The unit U13 initiates a regressive half sequence, which stretches until top of the unit U16. The erosion surface T15 (L2) corresponds probably to an acceleration of the relative sea level fall during the regression. This major erosion occurs around the Lutetian-Bartonian transition, as demonstrated by NP16 Bartonian samples described by Bignot (1972) and associated with seismic units U15 and U16. Numerous coring samples associated with seismic units younger that the erosive surface T15 present Lutetian fossil assemblages (Figure 5). These Lutetian biostratigraphic markers could correspond to fauna and flora reworked by this major erosion. Above the sequence boundary L2, the two lowermost Bartonian prograding units U16 and U17 indicate the regressive trend is continued. There is indeed no evidence of retrogradation (no onlap terminations) within the filling of the incision L2. The incision is infilled by deposits presenting oblique reflections, with downlap terminations on the erosion surface. The top of this last unit thus corresponds to a MRS (B1). Consequently, U16 and U17 correspond to the lowstand system tract.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

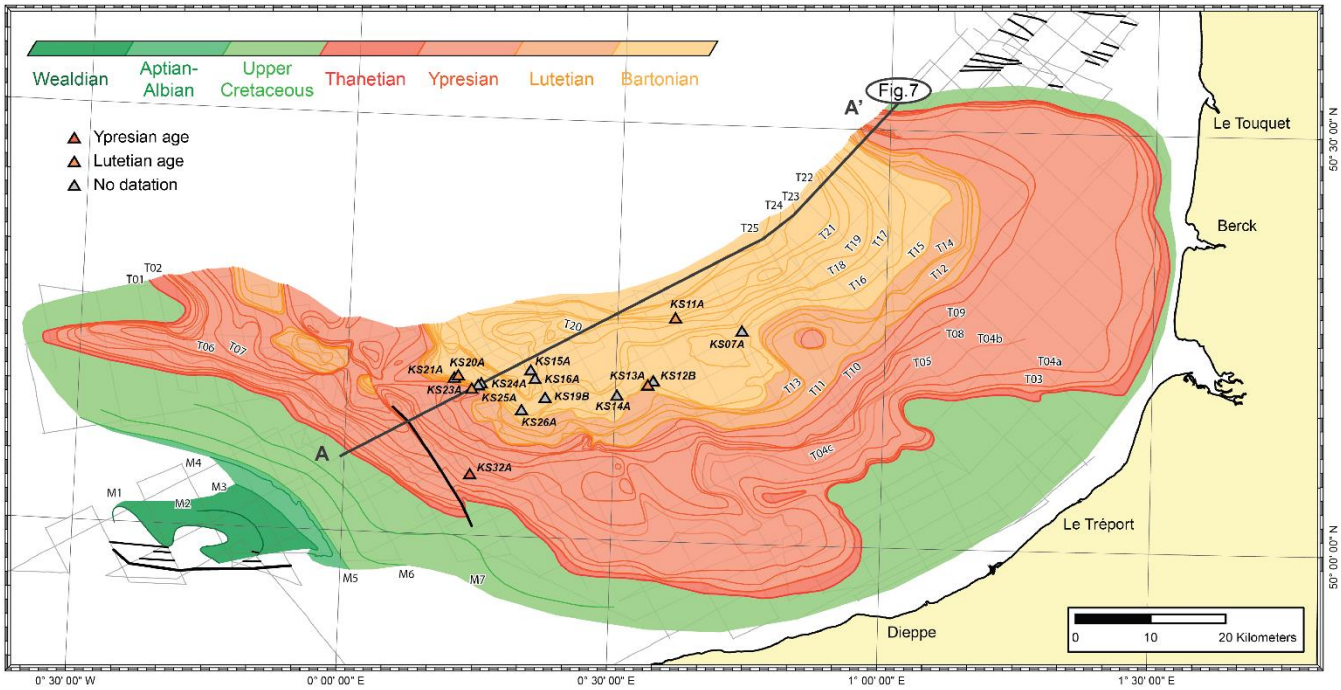


Figure 6 : Map of the identified seismic units of the southern Dieppe-Hampshire Basin with their chronostratigraphic attribution. Red triangles correspond to the location of samples cored during the TREMOR 2 cruise.

Cycle C4 (Bartonian): At the base of the cycle C4, we interpret the aggrading unit U17 as a retrograding trend after the progradation of the cycle C3, with the presence of a MFS at the summit of this unit (B2), previous to the development of Bartonian prograding units. Above this MFS, several units give evidence of progradation (U18, U20). Bartonian seismic units younger than the MFS B2 seem therefore to be part of a regressive trend, from which it is complex to determine the end.

Even though the Ypresian-Lutetian transition is cartographically consistent with studies of Auffret *et al.* (1975) and Auffret and Gruas-Cavagetto (1975), the Lutetian-Bartonian transition defined in the present study is located further south than in these former studies (Figure 6), implying a lower Lutetian thickness. This difference can be explained by (i) the awarding of some coring samples from Auffret *et al.* (1975), analogous to the basal Bartonian "Falun de Foulangues" of the Paris Basin, to the Upper Lutetian, and (ii) the strong presence of reworked Lutetian materials within Bartonian samples.

Moreover, when the basin was set up, its extension was much larger than nowadays. The numerous Cenozoic outcrops of the Northern France are relics of this larger extension.

4.5 Geological cross-section

The Figure 6 proposes a chronostratigraphic timing of the seismic units of the study area, while the Figure 7 shows a geological cross-section through the Dieppe-Hampshire Basin highlighting the whole of these seismic units. As shown by former studies (Bignot, 1972;

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Auffret *et al.*, 1975; Auffret and Gruas-Cavagnetto, 1975; Hamblin *et al.*, 1992), Priabonian sediments do not seem to have been deposited or preserved within the offshore Dieppe-Hampshire Basin.

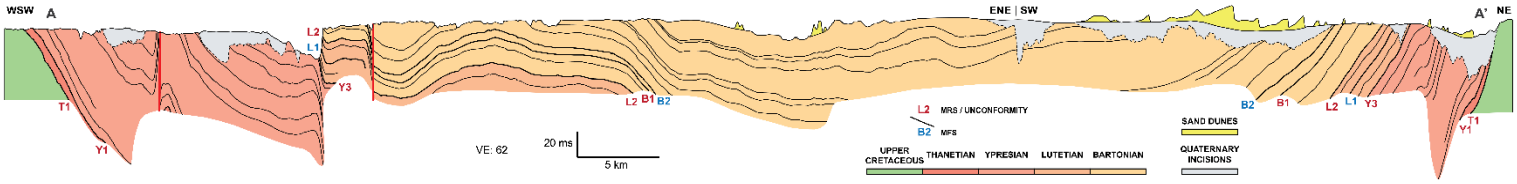


Figure 7 : Geological cross section of the Dieppe-Hampshire Basin based on seismic lines.

The geological cross-section gives information about the lateral thickness variations of preserved Paleogene series across the southern Dieppe-Hampshire syncline. Between T1 and B1, the units are generally isopach. However, the series located above the surface B1 present a thickening toward the north-east and the northern flank of the syncline. The cross-section however does not evidence a thinning of these Bartonian series near this northern flank.

4.6 Directions of progradation

For each unit presenting a prograding geometry (units U7, U8, U9, U10, U13, U15, U16, U18 and U20) we determined the direction of the progradation (Figure 8). Looking at the geometry of oblique reflectors on intersecting seismic profiles, we determined the true direction of progradation. For some prograding units (U8 and U20), only apparent directions could be determined (Figure 8). Owing to the soft dip at the basis of prograding units (less than ca. 3%), it is not necessary to untilt prograding units in order to determine directions of progradation.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

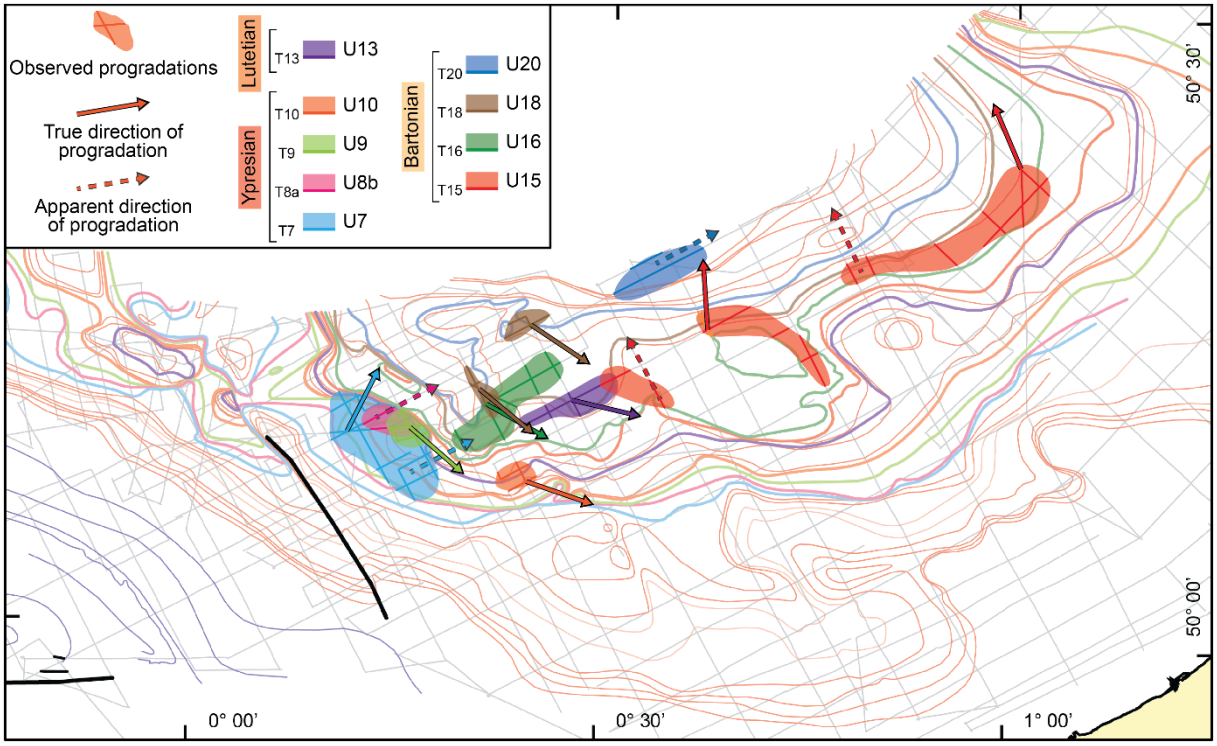


Figure 8 : Map of directions of progradation for each prograding unit. The true direction of progradation is estimated by looking at the crossing between some seismic profiles.

The Figure 8 highlights a change in directions of progradation during the Cenozoic. Units U7 and U8, first recorded prograding units within the basin, present a progradation towards the NE. Following prograding units, U9, U10 and U13, show a direction of progradation towards the SE. For all of these units, the prograding part of the unit is located in the south-western Dieppe-Hampshire Basin, while it is located in the south-eastern side of the basin for the unit U15 (Figure 8). This change probably reveals a change in the location of the sediment supply. Moreover, the unit U15 present a direction of progradation towards the north. Following prograding units, U16 and U18, correspond to a new change of this direction, as the progradation occurs towards the SE. For unit U20, the true direction of progradation is not identifiable, but it seems to be generally towards the east.

4.7 Correlation with neighboring Cenozoic basins

Based on the synthetic stratigraphic section of the southern Dieppe-Hampshire Basin and stratigraphic sequences presented Figure 5, we are able to propose a correlation with neighboring Paleogene basins (the Paris Basin and the Isle of Wight, Figure 9), in order to have a better understanding of paleogeographic evolution deformations.

The stratigraphic section of the Paris Basin is based on the work of Briais (2015) and Briais *et al.* (2016), while that of the Isle of Wight is a compilation from Plint (1988), Huggett and Gale (1997), Gale *et al.* (1999), Newell (2001), Gale *et al.* (2006), Newell and Evans (2011), De

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

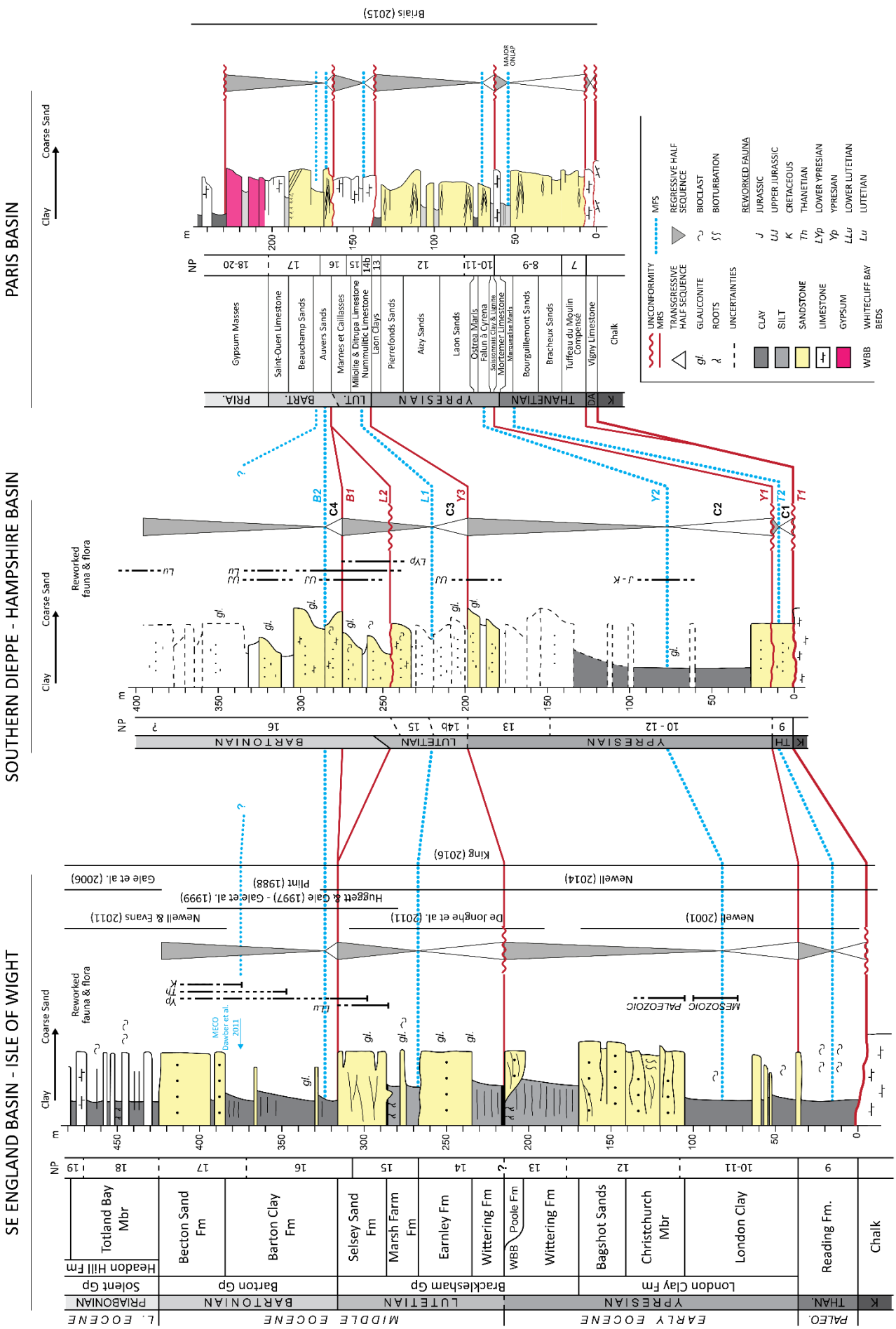
Jonghe *et al.* (2011), Newell (2014) and King (2016). We based our synthetic section of the Isle of Wight by taking as reference Whitecliff Bay, located in the eastern part of the isle. Information on sequence stratigraphy have been extracted from each sedimentological section to define major sequential surfaces, and then have been correlated respecting biostratigraphic data.

Cycle C1: The unconformity observed at the base of Cenozoic sediments in the Eastern English Channel (unconformity T1) is widespread in adjacent basins. In the Isle of Wight, a time-gap in the order of 10-15 million years is estimated between the Cretaceous chalk and Late Paleocene siliciclastic deposits of the Reading Formation, equivalent in age to NP9 (Newell, 2001, 2014), with the erosion of 200 to 300 meters of pre-Thanetian sediments (Gale and Lovell, 2017). In the Paris Basin, a hiatus exists at the base of Paleocene times, but it is not as long than in Southern England, as shown by Danian outcrops and NP7 to NP9 Thanetian deposits (Briais, 2015). However, no Selandian were described within the Paris Basin. The Reading Formation consists at its base of transgressive estuarine deposits, overlaid with coastal plain muds (Newell, 2001). At the top of this formation, a sharp erosion surface is infilled by the base of the London Clay, which can be correlated with the unconformity Y1. This surface corresponds to an emersion in the Paris Basin and in Southern England.

Cycle C2: The lower part of the London Clay Formation corresponds to estuarine then tide-influenced delta environments, showing an increase in water depth (Newell, 2001). The maximum flooding is located within these muddy deposits, revealed by the planktonic foraminifera datum (Wright, 1972; Newell, 2001), and can be correlated with the MFS Y2 in the southern Dieppe-Hampshire Basin. Above this flooding, depositional environments of the upper part of the London Clay Formation and the lower part of the Bracklesham Group (Lower Wittering Formation, Poole Formation, Whitecliff Bay Bed) indicate a regressive trend, with an evolution from shelly marine to tidal then fluvial-estuarine deposits. The presence of roots and lignite in the Whitecliff Bay Bed (De Jonghe *et al.*, 2011; Newell, 2014) and of fluvial-estuarine sands and a basal erosion surface in the Poole Formation (Newell, 2014) is indicative of an emersion phase of the Isle of Wight. We correlate this emersion to the MRS Y3, also dated around the Ypresian-Lutetian transition.

In the Paris Basin, the Ypresian-Lutetian limit is marked by an unconformity at the top of the Laon Clay Formation, which consist of coastal to alluvial clays and sands dated as lower NP13 (Briais *et al.*, 2016). This unconformity is associated with a sedimentary hiatus, expressed by the absence of a part of NP13 and of NP14a.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr



© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Figure 9 : Synthetic stratigraphic section of the southern Dieppe-Hampshire Basin, correlated with surrounding Cenozoic basins: the Paris Basin (Briais, 2015) and the Isle of Wight (northern Dieppe-Hampshire Basin; Plint, 1988; Huggett and Gale, 1997; Gale et al., 1999; Newell, 2001; Gale et al., 2006; De Jonghe et al., 2011; Newell and Evans, 2011; Newell, 2014; King, 2016; thickness estimated at Whitecliff Bay). WBB: Whitecliff Bay Bed.

Cycle C3: The transition between the Earnley and the Marsh Farm formations is characterized in the Isle of Wight by the presence of a burrowed surface and a high concentration of fauna, especially diatoms and nummulites (Laevigatus) (De Jonghe *et al.*, 2011). This is characteristic of an intra-Lutetian flooding, that can be correlated with the MFS L1 described in the southern Dieppe-Hampshire Basin, at the transition between NP14 and NP15. In the Paris Basin, a MFS is described within the "Glauconie Grossière" facies (Briais, 2015).

In the uppermost Lutetian of the Isle of Wight, a discordance between the top of the Selsey Formation and the base of the Barton Group (NP16) is described by Todd (1990). This discordance is associated with a hiatus increasing towards the eastern Isle of Wight (Todd, 1990; Gale *et al.*, 1999). We correlate this discordance with the unconformity L2 and the MRS B1, assuming an upper part of the regressive half sequence of C3 not deposited or not preserved in the Isle of Wight. Other sequences are recorded within the upper Bracklesham Group, as shown by the presence of lignite (King, 2016) and rooted soils at the Marsh Farm-Selsey Formations transition, overlied by a transgressive cerithium bed (Huggett and Gale, 1997; Gale *et al.*, 1999; De Jonghe et al, 2011). But this MRS appears to be minor compared with the significant hiatus at the base of the Barton Clay.

In the Paris Basin, a major erosion surface is present at the transition between the "Marnes et Caillasses" Formation and the Auvers Sands, with a strong erosion of "Marnes et Caillasses" (Briais, 2015). This unconformity is the result of an emersion of the Paris Basin during early Bartonian times.

This fall is recorded by a lowstand system tract preserved in the Eastern English Channel and unpreserved or non-deposited in the two other basins.

Cycle C4: The MFS B2, which marks the end of the transgressive half sequence of the cycle C4, can be correlated within the lower Bartonian (NP16) of the Isle of Wight. The lowest Barton Clay Formation sediments represent a deeper water environment than the Selsey Formation (Todd, 1990). In the lower part of the Barton Clay, Huggett and Gale (1997) and Gale *et al.* (1999) describe a burrowed surface and the presence of marine fauna (common coccoliths; Todd, 1990). The early Bartonian MFS can also be correlated in the Paris Basin within the marine and transgressive Auvers Sands (Gély and Lorenz, 1991; Briais, 2015), that fill the erosion surface at the top of the "Marnes et Caillasses" Formation.

Above the Auvers Sands, Briais (2015) considers a 2nd order regressive sequence ending during upper Priabonian. In the Isle of Wight, Plint (1988) evidence a progressive regression trend

© 2018 Tous droits réservés. lilliad.univ-lille.fr

until basal Barton Clays to at least the Lower Headon Hill deposits. The Middle Eocene Climatic Optimum (MECO), described in the Southern England at the top of the Barton Clays (Dawber *et al.*, 2011), and in the Paris Basin within the Auvers Sands (Briais, 2015) corresponds to a major event within Eocene times, but we don't have enough accurate stratigraphic calibration to correlate this event in the southern Dieppe-Hampshire Basin.

5. Discussion

5.1 Stratigraphic cycles and comparison with the surrounding areas

PALEOCENE

The first Paleogene deposits known in the Eastern English Channel and in the Isle of Wight are dated from upper Thanetian (NP9) and directly overlie the Campanian chalk (some Maastrichtian chalk is also expected; Hamblin *et al.*, 1992), suggesting a time gap of 10-15 Ma (Newell, 2001, 2014). In the Paris Basin, Danian deposits are dated between Thanetian (NP7) and the Campanian chalk, revealing two phases of emersion, (1) ante-Danian and (2) ante-Thanetian, attributed to the Selandian emersion. These two erosion phases are assigned to two distinct deformation phases in the Paris Basin (Briais *et al.*, 2016).

Following the Selandian deformation phase (2), the Thanetian transgression (NP7 to NP8) coming from the North Sea only reaches the Paris Basin, while the Dieppe-Hampshire Basin is still emerged, et so topographically higher. This suggests a Selandian deformation affecting the Eastern English Channel, characterized by a higher amplitude than the deformation known in the Paris Basin.

The maximum flooding known in the whole Paris Basin/Dieppe-Hampshire area (during NP9) suggests a relatively flat and homogenous profile. Their depositional environments are quite similar, and correspond to coastal environments in the three basins, with uncertainties concerning the offshore Dieppe-Hampshire Basin, owing to the lack of coring samples. However, the outcrops located along the French coast also show coastal environments (Bignot, 1972). The depositional profile seems consequently relatively flat in the whole area. Nevertheless, the more important thickness of NP9 Thanetian in the Isle of Wight highlights a probably higher subsidence than eastwards (Figure 10).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

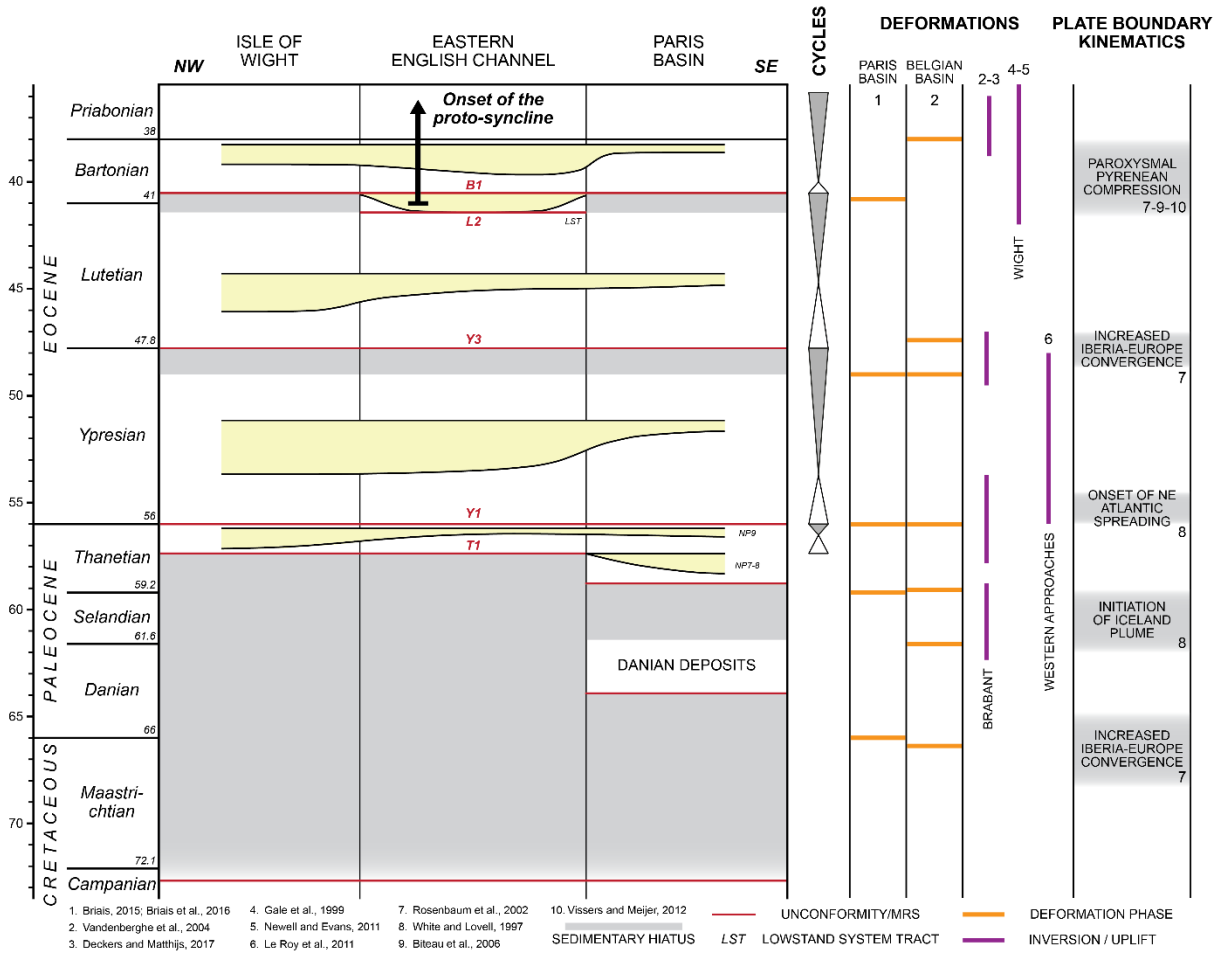


Figure 10 : Evolution of the Eastern English Channel and the surrounding areas (Isle of Wight and Paris Basin) during Paleogene times.

At the end of the Thanetian, an important sea level fall is recorded in a large domain, with the deposition of fluvial series in the Isle of Wight (muddy river systems of the Reading Formation; Newell, 2014), in the Paris Basin (presence of calcretes; Thiry, 1981; Aubry *et al.*, 2005) and in Belgium (De Geyter, 1981; Steurbaut *et al.*, 1999). This fall is therefore a large scale event.

EARLY EOCENE: YPRESIAN

The Ypresian paleogeography of Steurbaut and King (2017) shows that the Paris Basin is in a more proximal position than the Eastern English Channel and England, with a proximal-distal polarity from south to north. The depositional environments are indeed essentially coastal (tidal domain), with nevertheless a more proximal character in the Paris Basin, especially during basal Ypresian times, where environments correspond to brackish lagoon (Châteauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978; Briais *et al.*, 2016). Sedimentary thicknesses are very variable, ranging from 80 m in the Paris Basin to about 180 m in the southern Dieppe-

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Hampshire Basin and in the Isle of Wight (Figure 9), that suggests a drastically lower subsidence in the Paris basin (Figure 10).

We can notice a major sea level fall at the end of the Ypresian, since fluvial continental deposits are developed within the Paris Basin and southern England. This fall is also associated to an erosion phase recorded in the Dieppe-Hampshire Basin (including the Isle of Wight) and the Paris Basin. Besides a very weak subsidence during the Ypresian, the erosion of the uppermost Ypresian appears to be more important in the Paris Basin. This erosion is indeed associated with a gap of 2 Ma (between 50 to 48 Ma; Aubry, 1986; Pomerol, 1989; Briais *et al.*, 2016). This sea level fall and this erosion are expressed in Belgium by the development of a lowstand system tract (De Batist and Henriet, 1995; Jacobs and De Batist, 1996) and of incised valleys (Newell, 2014, Briais, 2015). This suggests that, around the Ypresian-Lutetian limit, the three studied domains (Eastern English Channel, Isle of Wight and Paris Basin) correspond to emerged and sedimentary bypass domain.

MIDDLE EOCENE:

- LUTETIAN

The Lutetian thickness is more important in the southern Dieppe-Hampshire Basin (ca. 50-70 m) than in the Paris Basin (ca. 25 m), but is less important than in the Isle of Wight (ca. 100 m), especially at the level of the half transgressive cycle C3 (Figure 9). The Lutetian-Bartonian limit is underlined by an important erosion followed by the development of a lowstand prism in the Eastern English Channel which accumulates the products of the erosion of Ypresian and Lutetian sediments. This fall and this erosion are also known in the Paris Basin, in Belgium and in the Isle of Wight; this therefore corresponds to a large-scale event. Eustatic sea level curves (Cramer *et al.*, 2011) do not present exceptional variations around the Lutetian-Bartonian transition, and could thus indicate an erosional event tectonically controlled.

The lowstand system tract is however not recorded within the Paris Basin and in the Isle of Wight, suggesting an accommodation space more important in the English Channel, allowing to deposit and preserve it. The Paris Basin and the Isle of Wight would correspond to bypass areas. This hypothesis is supported by the identification of a sedimentary hiatus in the Isle of Wight (Todd, 1990; Gale *et al.*, 1999) and in the Paris Basin (Briais, 2015).

- BARTONIAN

During early Bartonian characterized by the transgressive half cycle C4, relatively similar depositional environments are present in the different domains. This basal Bartonian is globally isopach for the three domains (Figure 9), suggesting a homogenous subsidence. This transgression is therefore major, as it probably erases the previous paleotopography.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

The Bartonian not being wholly preserved, we cannot conclude about lateral thickness variations between the three basins. We note that the Bartonian of the Paris Basin appears to be significantly thinner than in the Eastern English Channel and in the Isle of Wight, with especially a very thick Bartonian in the southern Dieppe-Hampshire Basin (probably more than 150 m; Figure 10).

5.2 Sedimentary record of the Paleogene deformation

PRE-THANETIAN

The Cretaceous-Paleogene transition is marked by a major paleogeographic change in the Western European plate, with the appearance of emerged and eroded lands (Evans *et al.*, 2003). This transition corresponds to a major phase of deformation, namely the Laramide phase (Ziegler, 1990).

In the Paris Basin, two phases of deformation are identified, (1) between the Maastrichtian and the Danian, attributed to the Eurasia-Iberia convergence (Ziegler, 1990), and (2) between the Danian and the Thanetian, that is a Selandian phase, attributed to the Iceland plume (White and Lovell, 1997; Briais *et al.*, 2016). The Artois-Weald axis is also uplifted, as well as the Brabant Massif, without knowing whether it is associated with the deformation (1) or (2) (Briais *et al.*, 2016; Deckers and Matthijs, 2017). In the Eastern English Channel, no Danian sediments are deposited and/or preserved, and the Thanetian directly lies on the Campanian chalk. It is therefore not possible to assign this hiatus to either phase of deformation (1 or 2).

THANETIAN-YPRESIAN LIMIT

The Thanetian-Ypresian transition in the southern Dieppe-Hampshire Basin is characterized by an erosion of the upper Thanetian series. Early Ypresian deformations are documented within the northwestern European plate. An uplift of the Brabant Massif is documented in Belgium from the Thanetian to early Ypresian (Vandenberghe *et al.*, 2004). An unconformity is indeed described in the uppermost Thanetian in Belgium, including its offshore domain, and has been linked with this deformation (De Batist and Henriet, 1995; Jacobs and De Batist, 1996). In the Paris Basin, a NE-SW flexure is observed (Briais *et al.*, 2016). Moreover, graben inversions occurred in the Western Approaches (Le Roy *et al.*, 2011) and in the St George's Channel (Anell *et al.*, 2009).

There is no significant event related to Eurasia-Africa convergence (Ziegler, 1990). However, these deformations are congruent, in terms of timing and direction of deformation, with the breakup and the onset of the North Atlantic opening (White and Lovell, 1997), that could be the cause of this deformation phase.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

YPRESIAN-LUTETIAN LIMIT

In the study area we are not able to determine the presence of the uppermost Ypresian times (NP14a). The prograding units of the uppermost Ypresian in the study area (units U9 and U10), that are slightly eroded at their top (surface Y3; Figure 5), could correspond to a fluvial erosion rapidly submerged (unit U11; Figure 5), coeval with the erosion described in surrounding areas. Indeed, the top of the Ypresian corresponds to a major erosion in the Isle of Wight (Newell, 2014) and in the Paris Basin (Briais *et al.*, 2016).

In the Paris Basin, Briais *et al.* (2016) evidence an E-W directed flexure set up during the uppermost Ypresian, and connect this deformation episode to the acceleration of the Iberia-Eurasia convergence from 53 Ma (Rosenbaum *et al.*, 2002). In the Wessex-Hampshire basins, the overall progradation of the London Clay Formation (King, 1981) is disrupted by a tectonically-induced unconformity (Newell, 2014) within the base of the Brackelsham Group. Westwards, an uplift is affecting the Western Approaches of the English Channel (Le Roy *et al.*, 2011). A phase of deformation is also registered within the Belgian Basin by an unconformity at the top of the Ypresian series and is expressed by an uplift of the Brabant massif (Vandenberghe *et al.*, 1998, 2004). In the offshore Belgian domain, De Batist and Henriet (1995) and Jacobs and De Batist (1996) describe an erosion surface within the uppermost Ypresian unit and interpret deposits above as a lowstand prism.

Moreover, in the Isle of Wight, reworked materials reveal the importance of the Armorican and Cornubian Massifs as sources areas during Ypresian times (Newell, 2001, 2014). Directions of progradation (southeastward to eastward; Figure 8) and ages of reworked flora and fauna (Jurassic to Cretaceous) observed in latest Ypresian series in the Eastern English Channel seem therefore to indicate a potential source input from these massifs in erosion.

BARTONIAN

The Lutetian-Bartonian transition in the study area is characterized by the preservation of lowstand system tracts, unlike in the Isle of Wight and in the Paris Basin. The preservation of a first lowstand system tract (Unit U15, Figure 8) according to a WSW-ENE axis suggests the creation of accommodation according to this same direction. This space created is probably initiated by a flexure. Several deformations are furthermore known on both sides of the Dieppe-Hampshire Basin around the Lutetian-Bartonian limit:

(1) In the Isle of Wight, the eastward increasing hiatus observed at the top of the Selsey Formation, at the Lutetian-Bartonian transition (Todd, 1990; Gale *et al.*, 1999), coeval with the flexure of E-W directed anticlines (Sandown and Brixton anticlines), is attributed to a tectonic uplift (Gale *et al.*, 1999).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

(2) The Paris Basin also developed an E-W flexure by the Lutetian-Bartonian transition. Moreover, a Bartonian paleogeographic reorganization is identified in the Paris Basin, coeval with the closure in the north of the basin and an opening in the direction of the Dieppe-Hampshire Basin, along the Bray Fault (Briais, 2015). This likely suggests the beginning of the uplift of the Weald-Artois axis.

In the study area, the thickening of Bartonian units from the SW to the NE (Figure 7) could be related to the filling of the basin, with a depositional profile sloping towards the NE, or to an uplift westward or southward. The Figure 7 does not clearly evidence a thinning of Bartonian series towards the northern flank showing the formation of the Dieppe-Hampshire syncline. The inversion of the Artois could be younger than the deposition of Bartonian series preserved in the study area (the inversion happened during upper Bartonian to Priabonian – Briais, 2015 – or during Oligocene times – Mansy *et al.*, 2003; Minguely *et al.*, 2010).

Moreover, these lateral thickness variations could correspond to a primitive development of the WNW-ESE oriented Dieppe-Hampshire syncline, as the Weald-Artois axis, and an asynchronous timing of the deformation along the southwestern and the northeastern flanks of the syncline, the uplift of the northeastern flank occurring later. The common occurrence of reworked Jurassic and Lutetian faunas and floras in early Bartonian series suggests relative vertical movements with more subsidence in the Eastern English Channel regarding to surrounding areas, and a sediment supply from elevated areas, such as possibly the Weald-Artois anticline located northeastwards. These relative vertical movements are also highlighted by the preservation of early Bartonian lowstand system tracts, while neighboring areas (Isle of Wight and Paris Basin) are emerged. The important reworking in the Bartonian sediments (Figure 9) and the directions of progradation (Figure 8) could also indicate a source input from the west, with the supply of Upper Jurassic and Lutetian materials. The proto-synclinal is consequently probably initiated during Bartonian times, coevally with the early inversion of the Weald-Artois axis.

These deformations are attributed to the paroxysmal phase of compression between Iberian and Eurasian plates, responsible of the Pyrenean orogeny and the deformation of the foreland basin, recorded from Upper Lutetian (Razin, 1989; Henry *et al.*, 1989; Christophoul *et al.*, 2003; Biteau *et al.*, 2006).

LATE BARTONIAN-PRIABONIAN

In the Isle of Wight and Brabant-Artois area, the main Paleogene deformation phase occurred at the Bartonian-Priabonian boundary (Newell and Evans, 2011). The Eocene inversion of the Sandown Pericline is highlighted by syntectonic growth strata and lateral changes in thickness across the Bouldnor Syncline and Porchfield Anticline, in particular within the basal Priabonian deposits of the Totland Bay Member (Gale *et al.*, 1999; Newell and Evans, 2011; Evans *et al.*,

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

2011). Such evidences reflect the onset of the inversion at the end of the Bartonian stage, prior to the Late Oligocene to Miocene main phase of inversion (Daley and Edwards, 1971; Lake and Karner, 1987; Newell and Evans, 2011). Middle to Late Eocene basin inversions are furthermore observed by looking at microtectonic features within the Isle of Wight (Vandycke and Bergerat, 2001) and the Sussex Basin (Vandycke, 2002). Eastwards the study area, Vandenberghe *et al.* (2004) evidence an uplift episode of the Brabant and Artois blocks around the Bartonian-Priabonian boundary, shown by sedimentary hiatuses.

The Dieppe-Hampshire Basin current geometry corresponds to a NW-SE syncline, narrower towards its northern part. The development of this syncline is likely occurring together with the uplift of surrounding inverted Mesozoic basins (inversion of the Portland-Wight area and of the Weald-Artois axis), that is paroxysmal during Priabonian (Vandenberghe *et al.*, 2004; Newell and Evans, 2011) but already initiated during Bartonian times. The development of the Dieppe-Hampshire syncline is consequently initiated during Bartonian and intensified during Priabonian. Priabonian sediments have probably been deposited within the Eastern English Channel, because it is known in the Isle of Wight and in the Paris Basin, and then been eroded later, possibly during an Oligocene or Miocene deformation phase (Lagarde *et al.*, 2003; Newell and Evans, 2011). A major phase of deformation has been recorded around the Eastern English Channel during the Oligocene (Mansy *et al.*, 2003; Minguely *et al.*, 2010; Newell and Evans, 2011; Briais, 2015; Parrish *et al.*, 2018).

5.3 Control of the inheritance

The present study highlights the record of several Paleogene deformations in the Eastern English Channel: (1) Upper Cretaceous-Thanetian period, (2) Thanetian-Ypresian limit, (3) Ypresian-Lutetian limit, (4) Lutetian-Bartonian limit and (5) during Bartonian to Priabonian times. These phases of deformation are not restricted to the English Channel, as they affect surrounding areas (Paris Basin, Portland-Wight, Artois and Brabant structures).

Furthermore, the offshore Dieppe-Hampshire Basin is surrounded by two domains presenting two different structural styles. During the Paleogene, the Paris Basin responds to the plate boundary events (opening of the North Atlantic domain, onset of the Iceland plume, Eurasia-Africa convergence) by flexural deformation of the basin (Guillocheau *et al.*, 2000; Briais, 2015; Briais *et al.*, 2016), while the Isle of Wight responds with inversion of Mesozoic structures (Underhill and Paterson, 1998). These deformations are recorded with different amplitudes: long wavelength flexures in the Paris Basin are tens of meters in amplitude, while inversions in the Isle of Wight are in the order of several hundred meters.

The Dieppe-Hampshire area was in a high position during Jurassic and Lower Cretaceous regarding to the bordering Portland-Wight and Weald basins (Hamblin *et al.*, 1992; Lagarde *et*

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

al., 2003). This results in a thinner Lower Cretaceous below the Dieppe-Hampshire Basin (Hamblin *et al.*, 1992; Mortimore, 2011b) reflecting a likely weaker crustal thinning beneath this basin (Hamblin *et al.*, 1992).

Many studies have shown the major role of the Variscan inheritance on the structural control of the Mesozoic and Cenozoic basins (Beeley and Norton, 1998; Hansen *et al.*, 2002; Mansy *et al.*, 2003; Lagarde *et al.*, 2003). The tectonic inversion of the Weald-Boulonnais Basin, characterized by a domal uplift controlled by the reactivation of normal faults with north-directed movements (Blundell, 2002; Mansy *et al.*, 2003), is coeval with the subsidence of adjacent London and Dieppe-Hampshire basins (Blundell, 2002). This Late Cretaceous-Paleogene inversion of the Weald-Artois area, that led to the development of an E-W symmetrical anticline (over the former asymmetric Jurassic-Early Cretaceous basin), is controlled by the distribution of preexisting Variscan structures (Mansy *et al.*, 2003). On the western side of the Dieppe-Hampshire Basin, the Central Channel High is the result of the mid-Cenozoic inversion of the Portland-Wight structure (Beeley and Norton, 1998). These authors suggest the reactivation of a Variscan backthrust at depth, with an impact on both Mesozoic and mid-Cenozoic extensional deformations. In the Isle of Wight, the deformation style is different, with a much more localized deformation induced by the tectonic inversion of Mesozoic extensional faults (Underhill and Paterson, 1998; Gale *et al.*, 1999; Newell and Evans, 2011; Evans *et al.*, 2011).

Ages of these inversion processes are relatively poorly constrained, however our study shows that the Dieppe-Hampshire syncline was probably initiated during early Bartonian times. We propose that the development of this syncline is the result of the beginning of inversion of both Weald-Artois structure northeastward and Portland-Wight structure southwestwards. The structural development of the Dieppe-Hampshire syncline appears therefore strongly controlled by the regional structural inheritance, that localizes the growth of neighboring anticlines.

6. Conclusions

The contribution of new very high-resolution seismic data allowed to develop a detailed analysis of the Paleogene stratigraphic framework of the southeastern part of the Dieppe-Hampshire Basin, in the Eastern English Channel. Twenty-five seismic units have been defined and correlated, using coring data, with the stratigraphy of neighboring Cenozoic basins: the northern Dieppe-Hampshire Basin (southern England), the Paris Basin and the Belgian Basin. The analysis of this whole dataset allowed to propose a new detailed sequence stratigraphic framework and a description of depositional environments from Thanetian, to early Bartonian

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

times within that area (Figure 5), as well as a description of the directions of progradation along Paleogene times (Figure 8).

Moreover, the comparison with surrounding basins (Figure 9) allowed to recognize five phases of deformation within the Dieppe-Hampshire Basin:

a. Ante-Thanetian (T1) deformation, characterized by an erosion and a sedimentary hiatus between Upper Cretaceous Chalk (Campanian to Maastrichtian) and the upper Thanetian. This deformation is coeval with two successive phases of deformations described in the Paris Basin, respectively attributed to the Eurasia-Iberia convergence and to the initiation of the Iceland plume.
b. Deformation at the Thanetian-Ypresian transition (Y1), expressed by the erosion of the uppermost Thanetian, and probably linked to the onset of the North Atlantic Ocean opening.
c. Deformation at the Ypresian-Lutetian transition (Y3), characterized by moderate erosion and a possible sedimentary hiatus. By this time, an overall uplift occurred in the northwestern Europe as a consequence of the acceleration of Iberia-Eurasia convergence. The proximal-distal profile appears to be globally oriented towards the NE, with a sediment supply in the Dieppe-Hampshire Basin coming from the Cornubian and Armorican Massifs and a lowstand system tract located in the North Sea.
d. Deformation at the Lutetian-Bartonian transition (L2-B1), pointed out by a strong erosion surface overlaid by lowstand prisms, not deposited in adjacent basins (Figure 10). This deformation is covalent with the growth of anticlines in the Isle of Wight and with an E-W flexure and a paleogeographic reorganization in the Paris Basin. This deformation episode is attributed to the paroxysmal phase of the Iberia-Eurasia convergence, and could correspond to the onset of the development of the WNW-ESE Dieppe-Hampshire syncline (orientation partly controlled by inheritance of Variscan crustal heterogeneities).
e. Bartonian to Priabonian deformation, well documented in surrounding areas, with an inversion of structures in the Isle of Wight, and an uplift episode of the Brabant and Artois structures. The continuation of the structural development of the Dieppe-Hampshire syncline together with the uplift of the surrounding areas is here proposed to account for this last episode of basin development.

Furthermore, the Paleogene deformations of the Dieppe-Hampshire Basin, as well as the deformation of surrounding areas, is strongly controlled by the structural inheritance, expressed by the reactivation of Variscan structures (i.e. Weald-Artois high in the north and Portland-Wight structure in the south).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Acknowledgments

The TREMOR project and the two associated cruises TREMOR (2014; doi 10.17600/14010400) and TREMOR 2 (2017; doi 10.17600/17006700) were supported by the French "ACTION COORDONNEE" INSU program (« Pre – and post-cruise ») and the BRGM – RGF/Plateau Continental Project. We also received a grant from the IREPSE – University of Lille. Financial support for this work was provided by the French government and the region Hauts-de-France in the framework of the project CPER 2014-2020 MARCO.

We warmly thank the Captains of the R/V "Côtes de la Manche" (INSU/CNRS), Renaud Le Bourhis and Joël Le Guennec and of the R/V « Thalia » (GENAVIR/IFREMER), Benoît Hamon and Arnaud Lemettais and their crews for the data acquisition. The onboard scientific teams (C. Allanic, A. Duperret, A. Frère, F. Graveleau, P. Leroy, G. Lymer, C. Prunier, B. Vendeville) are also acknowledged for their active participation in these two cruises.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

CHAPITRE 4 : STRUCTURATION DE LA MANCHE ORIENTALE

Avant-propos

Le chapitre précédent a permis de mettre en évidence, grâce à une analyse de la stratigraphie du Bassin de Dieppe-Hampshire et des régions avoisinantes, des phases de déformations affectant la Manche orientale entre la fin du Mésozoïque et l'Eocène supérieur. Nous avons travaillé selon une deuxième approche afin d'étudier l'évolution tectonique paléogène de la région en s'intéressant aux déformations affectant le bassin et ses bordures. Les données sismiques THR nous permettent de décrire et cartographier différents types de déformations plus ou moins localisées, avec pour objectifs majeurs de tester leur cohérence au sein d'un schéma structural synchrone ou polyphasé. Il s'avère donc nécessaire de dater les épisodes de déformation ayant affecté la Manche et d'en comprendre le partitionnement et la cinématique. Les failles, les axes de plis et les flexures ont été pointés le long des données sismiques, avant d'être corrélés pour permettre la cartographie de ces structures.

La corrélation des structures a été facilitée par la mesure de leurs caractéristiques sur les profils sismiques et par les géométries révélées par la cartographie des unités sismiques paléogènes. La réalisation de cartes d'isoprofondeurs (en secondes temps double) permet l'identification des structures affectant les séries cénozoïques du bassin. Ces cartes ont donc été réalisées pour toutes les surfaces identifiées et pointées le long des données sismiques THR. La figure 4-1A présente par exemple la profondeur de la surface T1, qui marque la base du Bassin de Dieppe-Hampshire, aux endroits où celle-ci a été pointée le long des profils sismiques des campagnes « TREMOR » et « TREMOR 2 ». La carte d'isoprofondeurs de la surface T1 (figure 4-1B), réalisée par interpolation des valeurs de profondeurs réelles, permet d'approcher la morphologie de cette surface. Les cartes d'isoprofondeurs et leur description sont présentées en annexe du manuscrit et serviront de soutien à la description des éléments structuraux dans le Chapitre 4.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

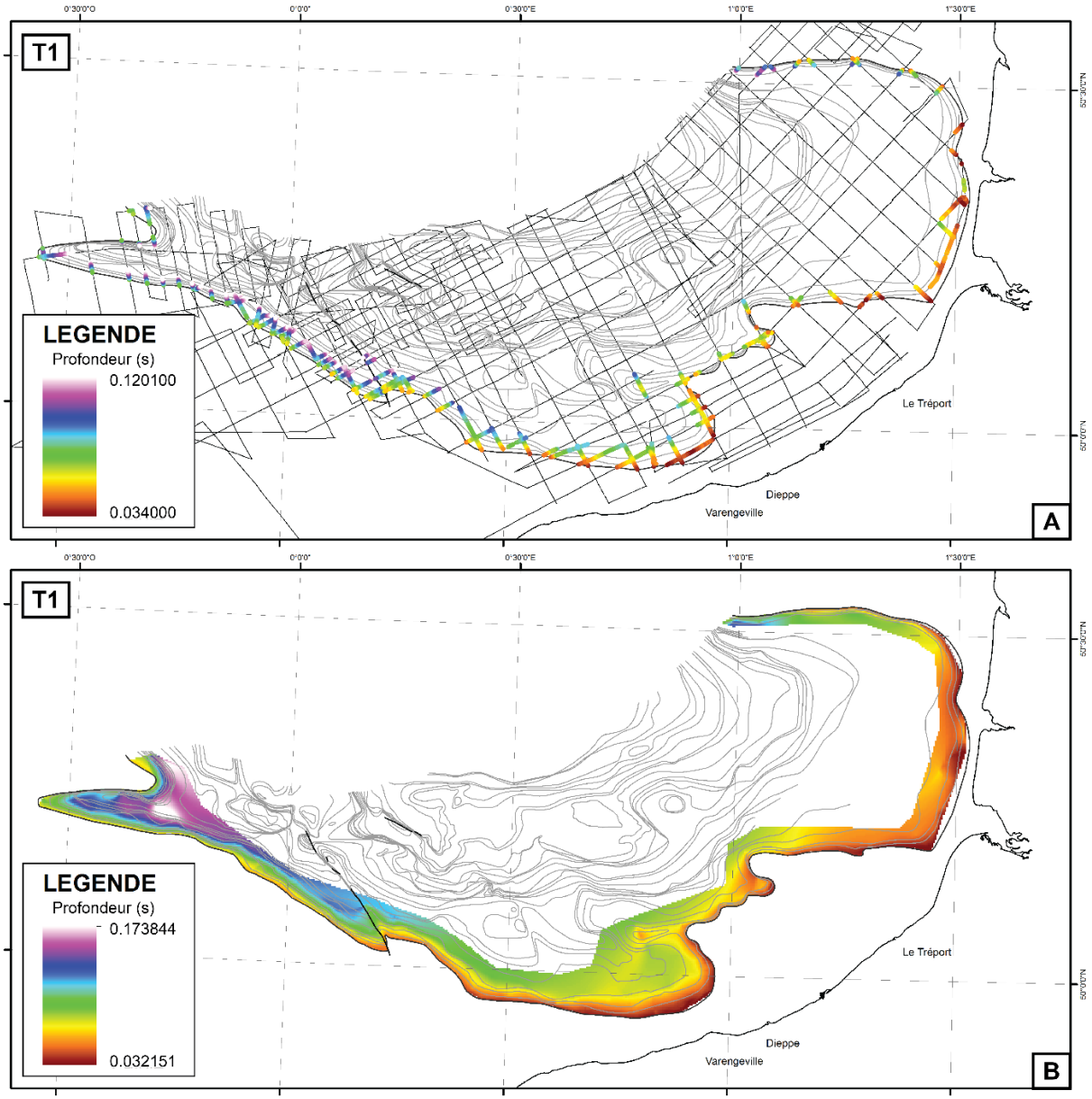


Figure 4-1 : A. Carte de la profondeur de la surface T1, réalisée à partir du pointé de cette surface le long des données sismiques disponibles. Cette surface T1 correspond à la base du Thanétien, et représente la base du Bassin de Dieppe-Hampshire ; B. Carte d'isoprofondeurs de la surface T1 résultant de l'interpolation par voisins naturels des valeurs de profondeurs entre les lignes sismiques.

1. Les déformations affectant le Bassin de Dieppe-Hampshire

1.1. Description des éléments structuraux

Cette première partie propose une description des failles, plis et flexures identifiés le long des données sismiques. Le travail d'interprétation a mené à la réalisation d'un nouveau schéma structural pour le sud du Bassin de Dieppe-Hampshire et ses bordures (figure 4-2).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

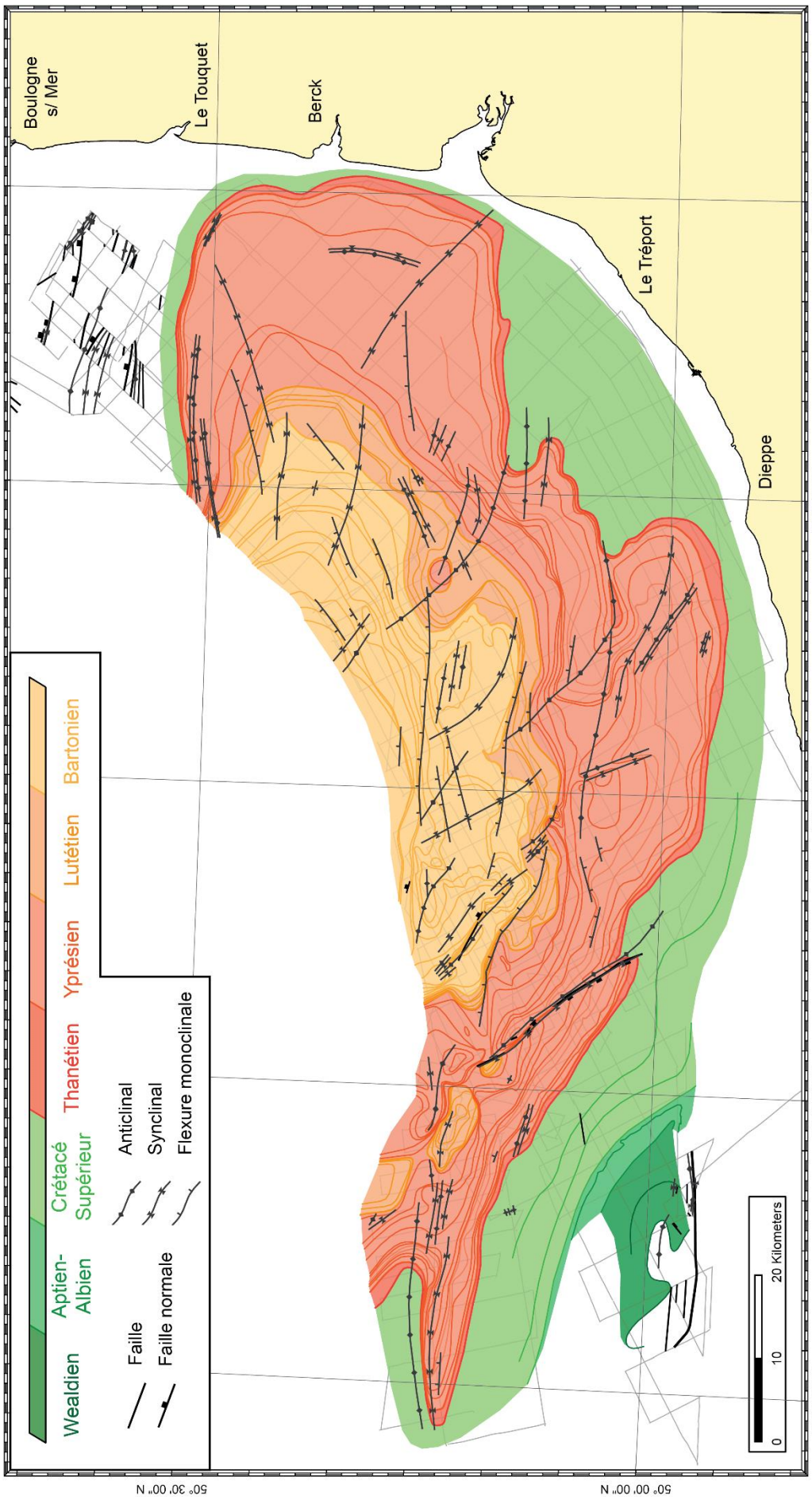


Figure 4-2 : Schéma structural du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

La figure 4-3 présente des grandes coupes réalisées à travers la zone d'étude, dans des directions SW-NE, coupant perpendiculairement le synclinal, et NW-SE, parallèlement à l'axe du synclinal de Dieppe-Hampshire. Ces grandes coupes serviront de support à la description des structures affectant la couverture sédimentaire cénozoïque.

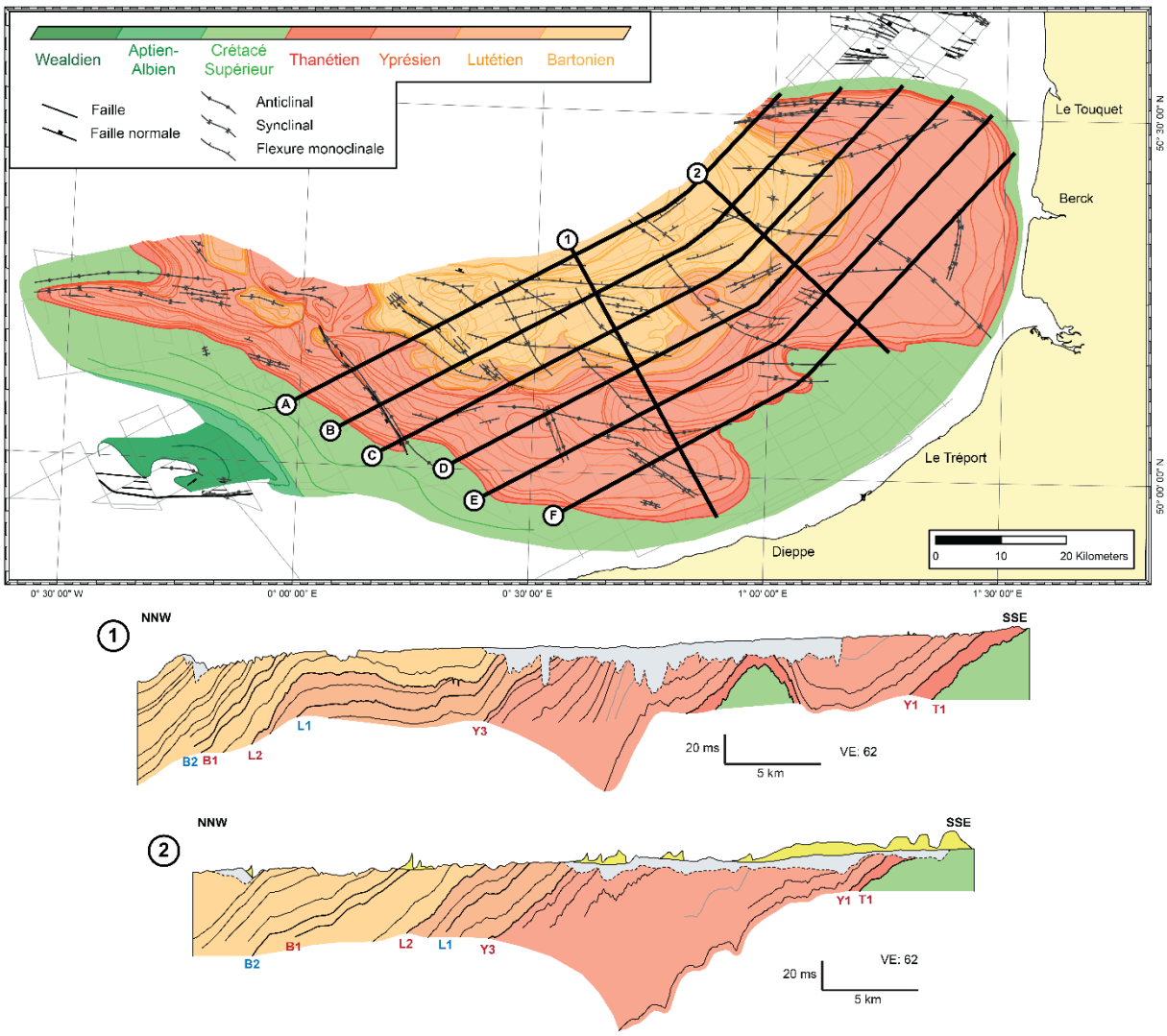


Figure 4-3 : Coupes géologiques à travers la partie méridionale du Bassin de Dieppe-Hampshire, basées sur l'interprétation des données sismiques. La carte présente la localisation de ces coupes. Les coupes 1 et 2 sont orientées vers le centre du bassin (NW-SE), alors que les coupes A à F, orientées SW-NE traversent tout le bassin et recoupent perpendiculairement l'axe du synclinal de Dieppe-Hampshire. Les déformations mises en évidence par les coupes A à F sont corrélées entre les coupes.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

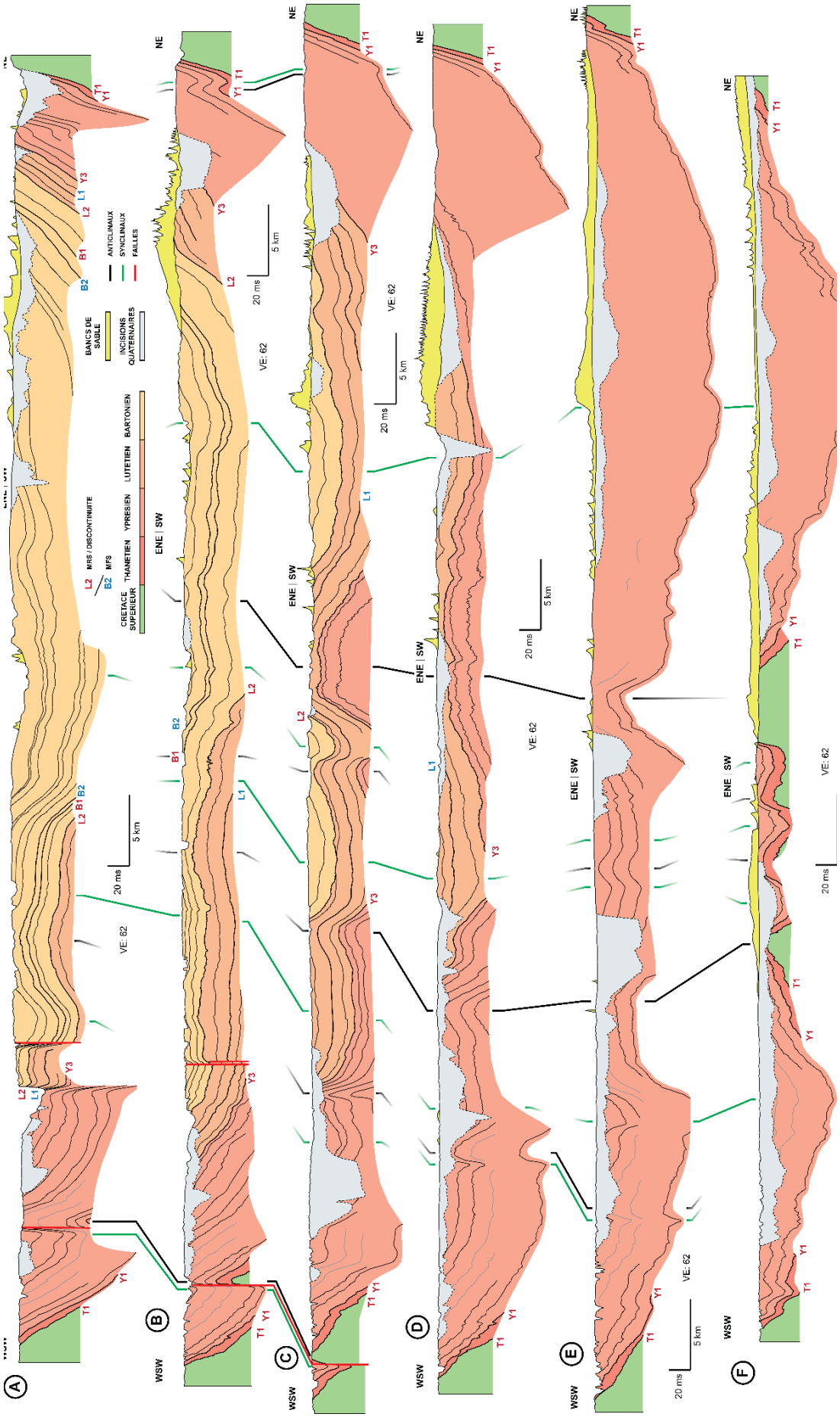


Figure 4-3 (suite)

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

1.1.1. Failles cénozoïques

A. Cartographie des failles

La couverture cénozoïque préservée au niveau du Bassin de Dieppe-Hampshire présente peu de déformation cassante comparativement aux terrains bordiers plus anciens (figure 4-4). La partie la plus orientale du bassin est affectée par très peu de déformation cassante, en revanche plusieurs failles sont localisées à l'ouest du méridien 0°30'E (figure 4-5). Le pointé des failles et leur corrélation entre les lignes sismiques permet de mettre en avant deux structures principales de directions NW-SE. Les autres failles n'ont pas pu être corrélées entre plusieurs profils, et leur direction réelle n'a donc pas pu être déterminée.

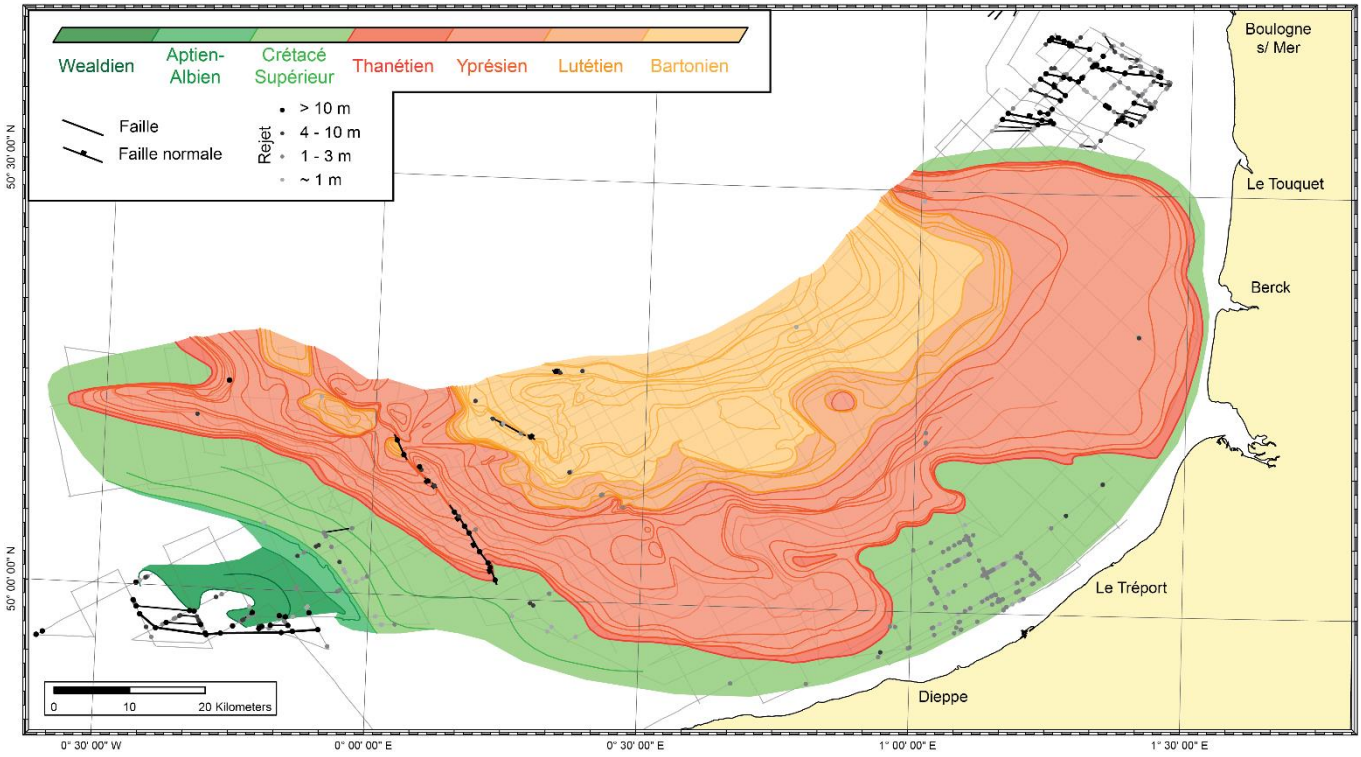


Figure 4-4 : Cartographie des failles affectant le Mésozoïque et le Cénozoïque le long des données sismiques et corrélation des failles entre les lignes sismiques.

La structure principale, localisée entre le méridien de Greenwich et le méridien 0°15'E, est orientée N140° (figure 4-4). Cette structure est également marquée cartographiquement par un décalage apparent senestre de la bordure du bassin cénozoïque. Ce décalage est illustré par les profils D et E présentés sur la figure 4-5. Elle affecte des terrains d'âge Crétacé Supérieur à Bartonien basal.

La seconde structure localisée environ 15 kilomètres plus au nord possède une orientation légèrement plus E-W (N125°). Elle affecte des terrains yprésiens à bartoniens (profil B de la figure 4-5).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

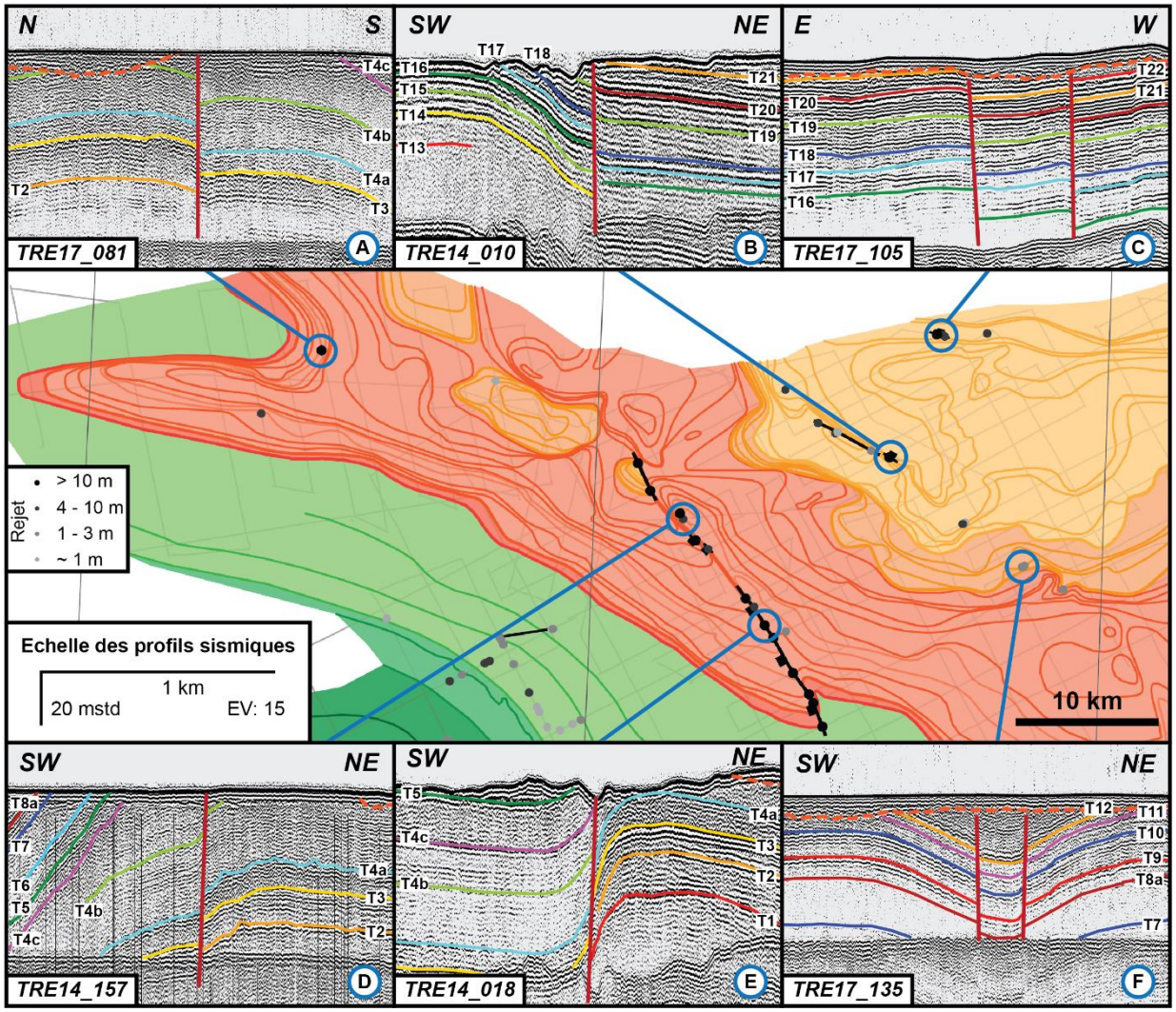


Figure 4-5 : Illustration de quelques failles affectant les dépôts paléogènes du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional, identifiées et cartographiées à partir des profils sismiques THR. La carte centrale montre la localisation de ces failles.

B. Quantification de la déformation

Les données sismiques ont permis de déterminer en coupe le rejet vertical apparent des failles et la position du compartiment abaissé (figure 4-6).

La carte de rejet apparent mesuré sur les coupes (figure 4-6A) donne des informations sur l'amplitude de la composante verticale de la déformation accommodée. Dans le cas de la structure N140° recoupée par 14 profils sismiques, les rejets sont compris entre 4 et 28 ms temps double, soit un décalage vertical maximal d'environ 35 mètres (en prenant en compte une vitesse des ondes acoustiques de 2500 $m.s^{-1}$). Certains profils intercalés ne présentent pas de décalage dans les séries cénozoïques, impliquant qu'il ne s'agit pas d'une seule et même faille, mais de plusieurs failles qui semblent être disposées en relais. L'amplitude du rejet n'est pas constante le long des failles identifiées sur cette structure. Les profils D et E de la figure 4-5 montrent par exemple des rejets respectifs de 7 et de 14 mètres.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

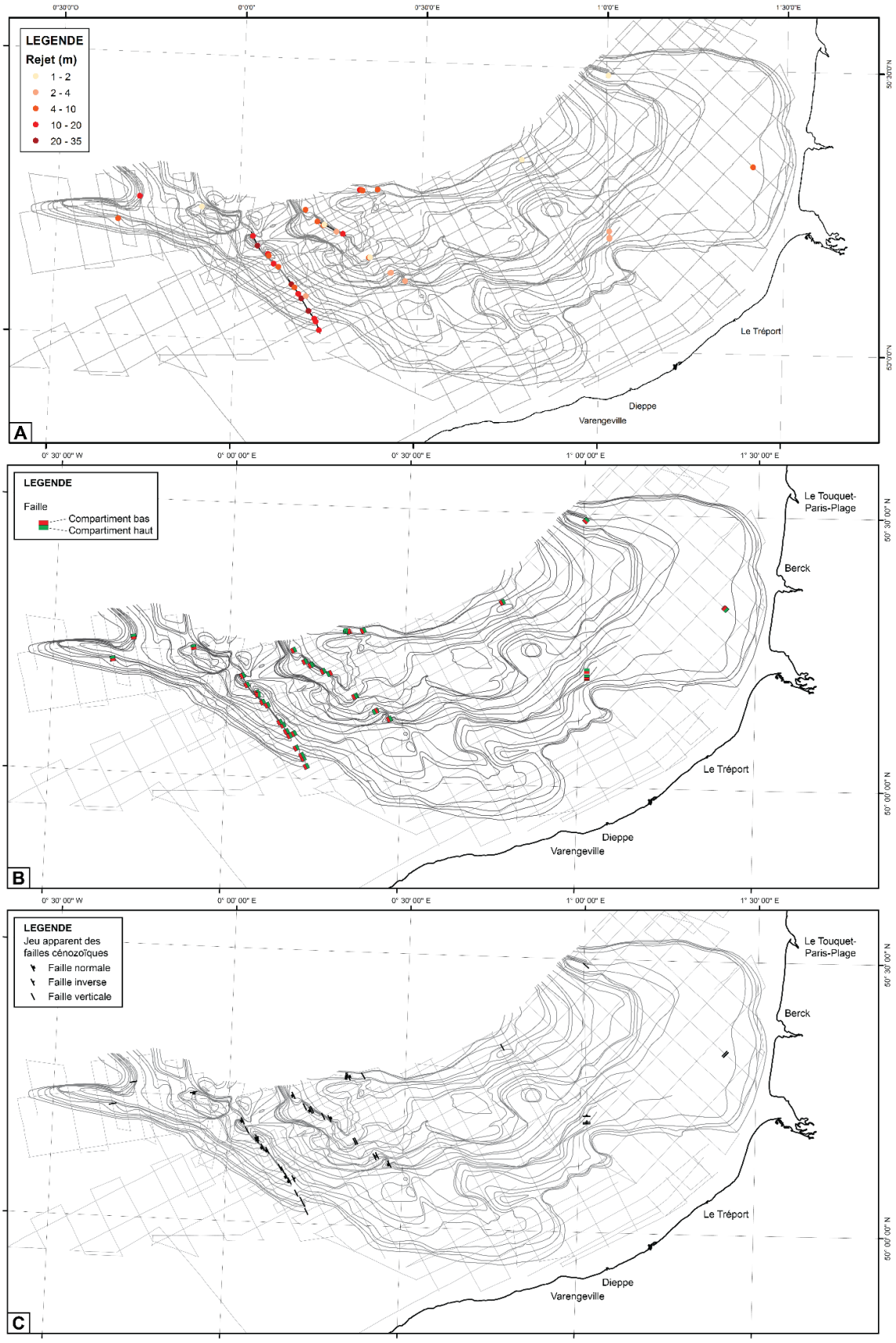


Figure 4-6 : Cartes des failles pointées sur les données sismiques au niveau des séries paléogènes, mettant en avant différentes caractéristiques : A. le rejet vertical apparent en mètres ; B. la position des compartiments abaissés/surélevés le long du plan de faille ; C. le jeu apparent des failles.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Sur la figure 4-6B on observe que le compartiment abaissé est celui localisé au SW de cette structure. Cet abaissement du compartiment SW est illustré par les coupes A, B et C de la figure 4-3. De plus, certaines de ces failles (environ 50%) présentent un pendage vers le SW, soulignant ainsi un jeu apparent normal de ces failles (figure 4-6C). D'autres failles en revanche apparaissent soit verticales, soit la présence d'une bande verticale très déformée, ne permet pas de déterminer le pendage de la faille.

La structure N125° présente des caractéristiques semblables à la première, avec toutefois une amplitude de déformation plus faible. Dans le détail, elle est également composée de plusieurs petites failles disposées en relais, avec des rejets verticaux apparents compris entre 1 et 11 ms temps double (donc inférieurs à 14 mètres ; profils B et F de la figure 4-6A). L'orientation de ces petites failles n'a pas pu être déterminée pour la plupart d'entre elles, puisqu'elles n'ont pas pu être corrélées entre profils. Une orientation de N115° apparait tout de même dans le nord de cette structure.

C. Âge relatif des failles

La datation des structures enregistrées dans le bassin est primordiale pour reconstruire le calendrier des déformations qui affectent la Manche orientale au cours du Cénozoïque. Aucune géométrie sédimentaire syn-tectonique, de type éventail sédimentaire associé à une faille, n'est observée dans le bassin. De plus, pratiquement aucune faille cartographiée ne se retrouve scellée par des dépôts paléogènes préservés. Pour ces failles, nous ne disposons ainsi d'aucun argument permettant de dire que le mouvement s'est fait au cours de l'Eocène Inférieur ou Moyen. L'essentiel de la déformation cassante affectant la partie méridionale du bassin est donc postérieur à la mise en place des séries les plus jeunes affectées par ces failles, soit après le Bartonien basal.

Trois failles apparaissent toutefois scellées (figure 4-7), permettant de déterminer l'âge possible de l'arrêt de la déformation le long de ces structures :

- Une faille normale à pendage apparent vers le sud, avec un rejet vertical apparent de l'ordre de 1 à 2 mètres, et localisée légèrement à l'ouest du méridien de Greenwich, est scellée par la surface T10, attribuée au Lutétien terminal.
- Une des failles en relais le long de l'axe N125° est scellée par la surface érosive T15, marquant la transition entre le Lutétien et le Bartonien (figure 4-8). Cette faille verticale présente un rejet vertical apparent de l'ordre de 1 à 2 mètres.
- Une faille sub-verticale située plus à l'est, au niveau du méridien 0°45'E, est scellée par la surface T20, d'âge Bartonien (figure 4-9). Elle présente un rejet vertical apparent de l'ordre de 1 à 2 mètres.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Cependant, la direction de ces trois failles n'a pas pu être déterminée, étant donné qu'elles ne sont recoupées que par un seul profil. Par ailleurs, le fait qu'elles ne sont observées que sur un seul profil ne permet pas d'affirmer de façon certaine qu'elles sont scellées. En effet, il pourrait s'agir de terminaisons latérales et verticales de plans de failles n'arrivant pas jusqu'en surface. Les âges déduits précédemment ne sont par conséquent par forcément déterminants dans l'évolution structurale paléogène du bassin.

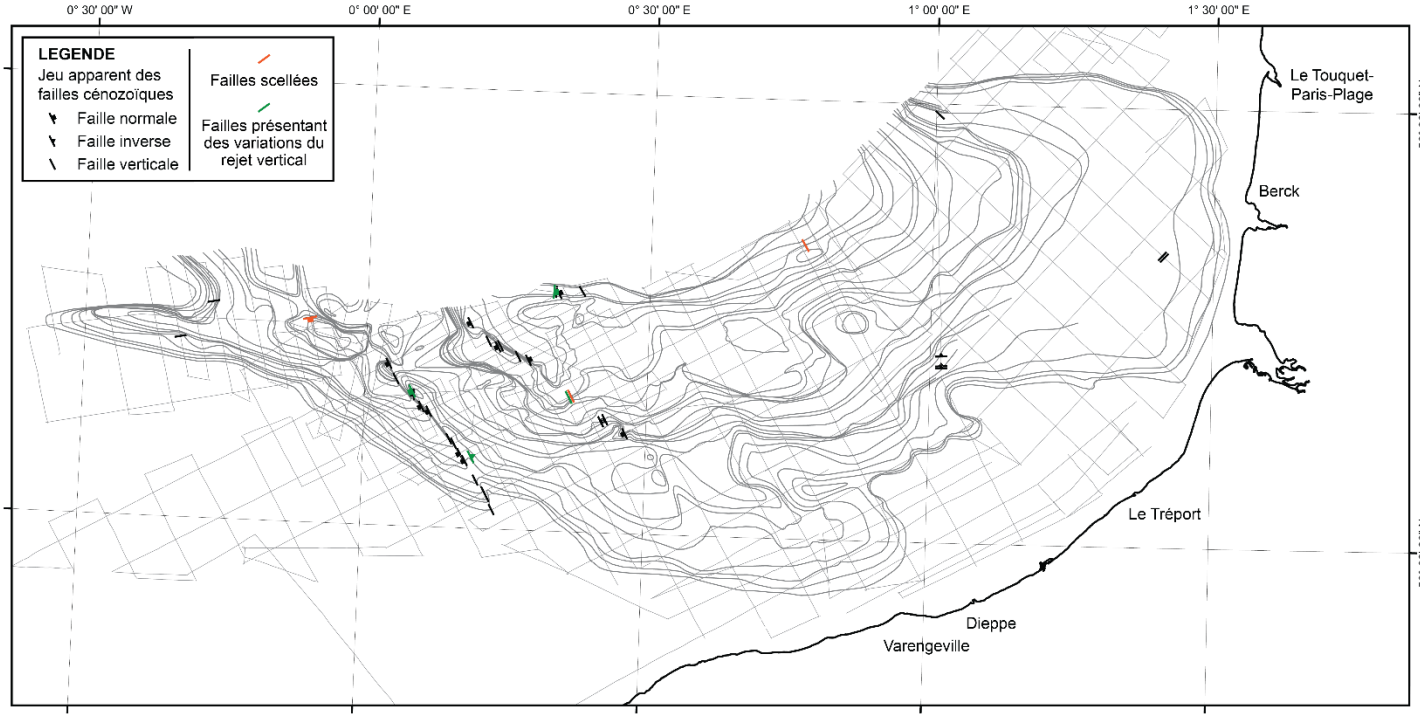


Figure 4-7 : Localisation des failles scellées en apparence (orange) et des failles présentant une diminution de leur rejet vertical au cours du temps (vert).

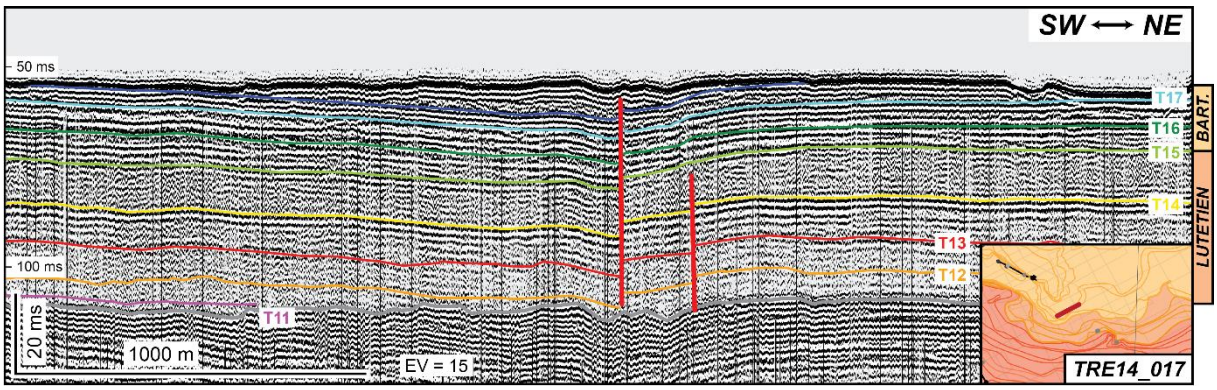


Figure 4-8 : Profil sismique illustrant une faille scellée par la surface bartonienne T15. Le rejet vertical apparent mesuré est de l'ordre de 1 à 2 mètres.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

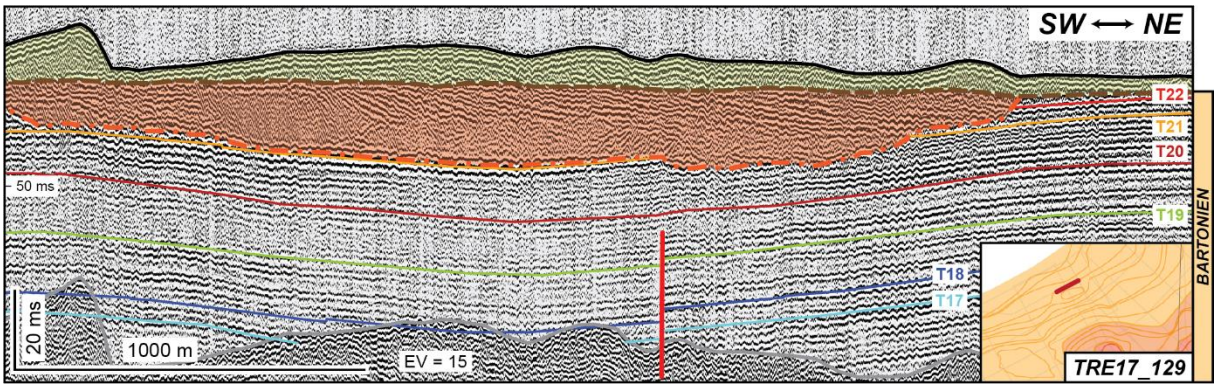


Figure 4-9 : Profil sismique illustrant une faille scellée par la surface bartonienne T20. Le rejet vertical apparent mesuré est de l'ordre de 1 à 2 mètres.

Le faible nombre de failles scellées par des dépôts yprésiens à bartoniens, leur répartition spatiale dispersée, et les faibles valeurs de leurs rejets suggèrent une importance moindre de ces structures dans le calendrier des déformations. Les failles majeures, présentant des rejets de plusieurs mètres voire de plusieurs dizaines de mètres, semblent jouer après le Bartonien inférieur, probablement au cours de l'Eocène Supérieur ou de l'Oligo-Miocène, âge des phases d'inversion principales dans les zones adjacentes (Ile de Wight : Gale *et al.*, 1999 ; Newel et Evans, 2011 ; Evans *et al.*, 2011 ; axe du Weald-Artois : Mansy *et al.*, 2003 ; Minguely *et al.*, 2010 ; Briais, 2015).

Nous nous sommes également intéressés pour chaque faille aux éventuelles variations du rejet enregistrées au cours du temps, afin de mettre en évidence de potentielles périodes d'activité. Pour quatre failles, nous avons pu mesurer une légère diminution du rejet vertical au cours du temps (figure 4-7). Deux failles de la structure orientée N140° présentent un rejet passant de 9 à 5 ms temps double, et de 3 à 1 ms, respectivement à partir de la surface T3 et de la surface T2, datées à la base de l'Yprésien. Au niveau de la structure orientée N125°, une faille présente un changement de rejet de 4 à 2 ms à partir de la surface T15, à la transition Lutétien-Bartonien. Enfin, une dernière faille localisée juste au nord de cette dernière structure affiche une diminution du rejet de 11 à 9 ms. Cette variation intervient à partir de la surface bartonienne T19. Même si les jeux sont modérés au cours du temps par rapport aux jeu ultérieur, ces failles sont présentes tôt dans la formation du bassin (base de l'Yprésien et limite Lutétien-Bartonien). Un comportement cassant s'exprime donc en plus de la déformation flexurale (Chapitre 3), même si les rejets sont réduits par rapport aux déformations cassantes plus importantes qui surviennent après le Bartonien inférieur.

Néanmoins, les variations apparentes du rejet mesurées sont soumises à quelques incertitudes liées à la résolution verticale de la sismique. En effet, on pourrait envisager que de telles variations observées sur un profil 2D soient engendrées par une composante décrochante sur ces failles, associée à de légères variations d'épaisseur des strates fracturées.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Elles pourraient également résulter du bourrage de certaines lithologies (e.g. argiles) le long du plan de faille. Les différences d'épaisseurs s'amortiraient alors rapidement en s'éloignant de la faille, ce qu'il est difficile de vérifier en raison des faibles variations d'épaisseur de part et d'autre des failles.

Résumé des points importants (1.1.1)

- Les données sismiques permettent d'imager des failles affectant la couverture cénozoïque.
- Différents paramètres ont été déterminés le long de ces failles : rejet vertical apparent, position des compartiments abaissés/surélevés, jeu apparent.
- Ces failles se concentrent principalement au niveau de deux alignements, situées à l'ouest de la zone d'étude et orientées selon des axes N140° et N125°.
- Ces deux structures se composent de plusieurs failles qui semblent être disposées en relais.
- Aucun argument fort ne permet de dater les déformations accommodées par les failles affectant le Paléogène. Elles sont postérieures aux dépôts les plus jeunes qu'elles recoupent (post-Bartonien inférieur). Toutefois des jeux de faibles amplitudes sont possibles au cours du dépôt à la base de l'Yprésien et à la limite Lutétien-Bartonien.

1.1.2. Déformations plicatives cénozoïques

Deux catégories de déformations continues ont été identifiées et cartographiées à partir des données sismiques : des plis (anticlinaux/synclinaux) et des flexures monoclinales (figure 4-10). De nombreuses structures n'ont cependant pas pu être corrélées. Cette difficulté à réaliser les corrélations est notamment due à l'entrecroisement de structures de directions différentes et par l'amortissement rapide de certains plis sur des distances inférieures à l'espacement entre profils.

A. Cartographie des plis

La cartographie des unités cénozoïques met en évidence un certain nombre de plis (figure 4-2), dont beaucoup peuvent être considérés plutôt comme des ondulations en raison de leur faible amplitude.

Les coupes SW-NE présentées sur le figure 4-3 illustrent la terminaison périclinale du synclinal de Dieppe-Hampshire, orienté WNW-ESE. Ces coupes indiquent également la présence de plis

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

de second ordre. L'avancée des terrains crayeux du Crétacé Supérieur vers le NE au large du Tréport indique que le synclinal de Dieppe-Hampshire est divisé en deux parties par une structure anticlinale ayant une direction globalement NW-SE. Cet anticlinal est également visible sur les grandes coupes SW-NE à travers le bassin (figure 4-3) En regardant de plus près la bordure du Bassin de Dieppe-Hampshire au niveau de cet anticlinal, d'autres plis d'amplitudes encore plus faibles apparaissent et de direction N90°-N100°.

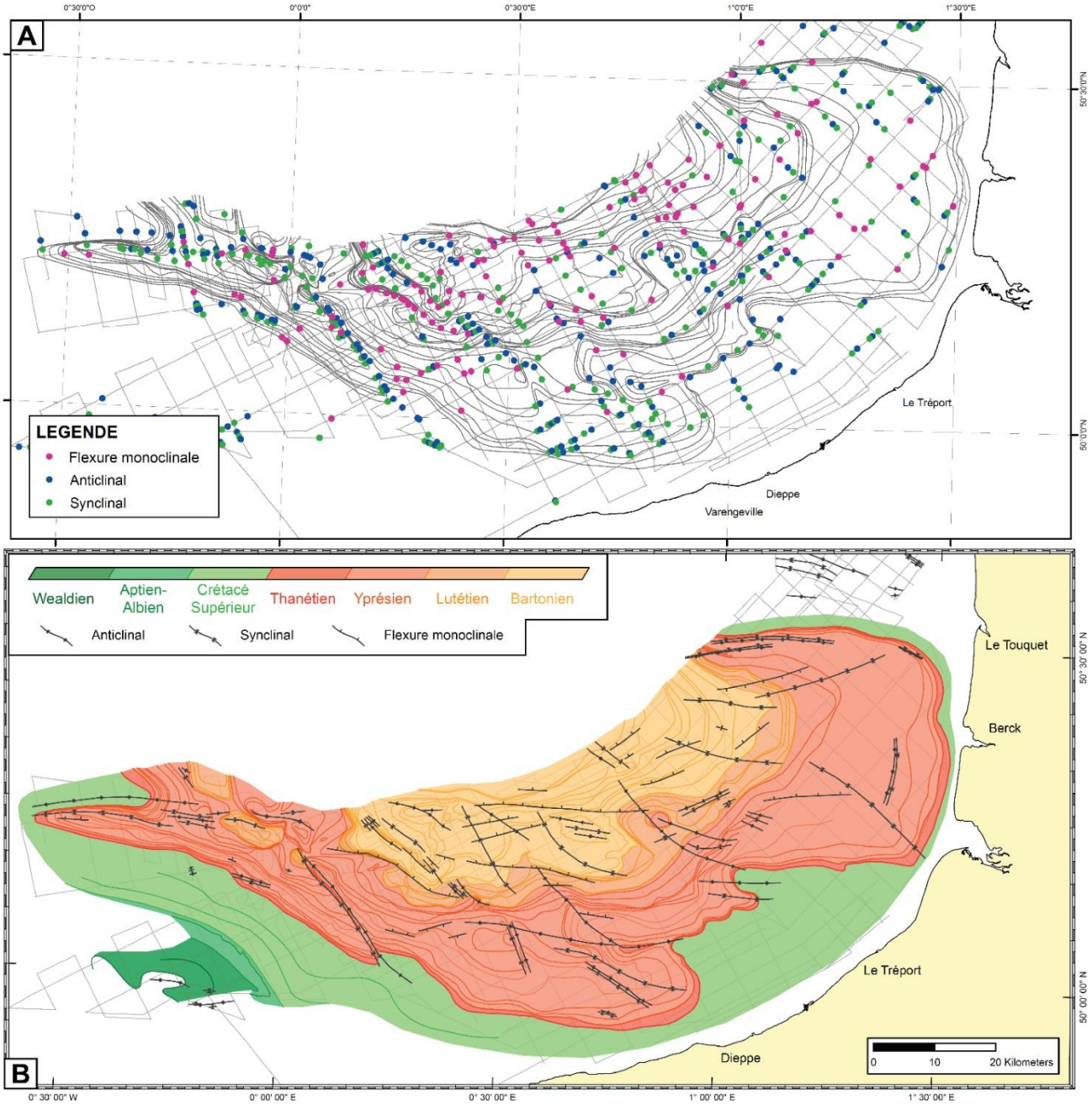


Figure 4-10 : A. Localisation des déformations continues (axes de synclinaux et d'anticlinaux, flexures monoclinales) le long des profils sismiques des campagnes TREMOR et TREMOR 2 ; B. Cartographie des axes de plis et des flexures ayant pu être corrélés entre les lignes sismiques.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

De part et d'autres de l'anticlinal WNW-ESE on retrouve deux grands synclinaux, bien visibles sur les coupes E et F de la figure 4-3. La partie nord-est du bassin présente une forme relativement rectangulaire, avec des flancs sud et nord orientés E-W et une limite orientale pratiquement N-S et alignée avec la côte au nord de la Baie de Somme.

Dans la partie SW du bassin, la déformation semble accommodée par une série de synclinaux dont les axes sont eux-mêmes ondulés et disposés en échelons (figure 4-10B). La direction de ces axes passe de WNW-ESE à NW-SE, pour revenir à une direction WNW-ESE.

Enfin, les dépôts paléogènes les plus à l'ouest de la zone d'étude sont affectés par des plis E-W. La préservation de Thanétien et d'Yprésien sur un axe E-W atteste de la présence d'un anticlinal E-W (figure 4-10). Quelques kilomètres plus au nord, la présence de Crétacé supérieur sur un axe E-W indique la présence d'un anticlinal E-W.

B. Flexures monoclinales

Les flexures monoclinales s'orientent selon une direction globalement E-W. La plupart d'entre elles sont caractérisées par une augmentation de la pente vers le nord, avec donc un abaissement du bloc situé au nord (figure 4-11). Dans la partie orientale du bassin, certaines flexures présentent des directions environ WSW-ENE, avec un compartiment abaissé situé au NNW des axes de flexure.

Deux types de flexures peuvent être distingués : (i) des flexures présentant une augmentation de la pente à partir d'une pente initiale nulle (flexure Fl1 de la figure 4-12), et (ii) des flexures présentant une augmentation de la pente depuis une pente initiale faible (1 à 2° ; flexures Fl2 à Fl5 de la figure 4-12). Certaines flexures sont disposées par endroits en marches d'escalier, comme montré sur la figure 4-12, avec la présence de paliers entre les flexures. On retrouve ce type de disposition au niveau des flexures E-W affectant le Bartonien du bassin (figure 4-11).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

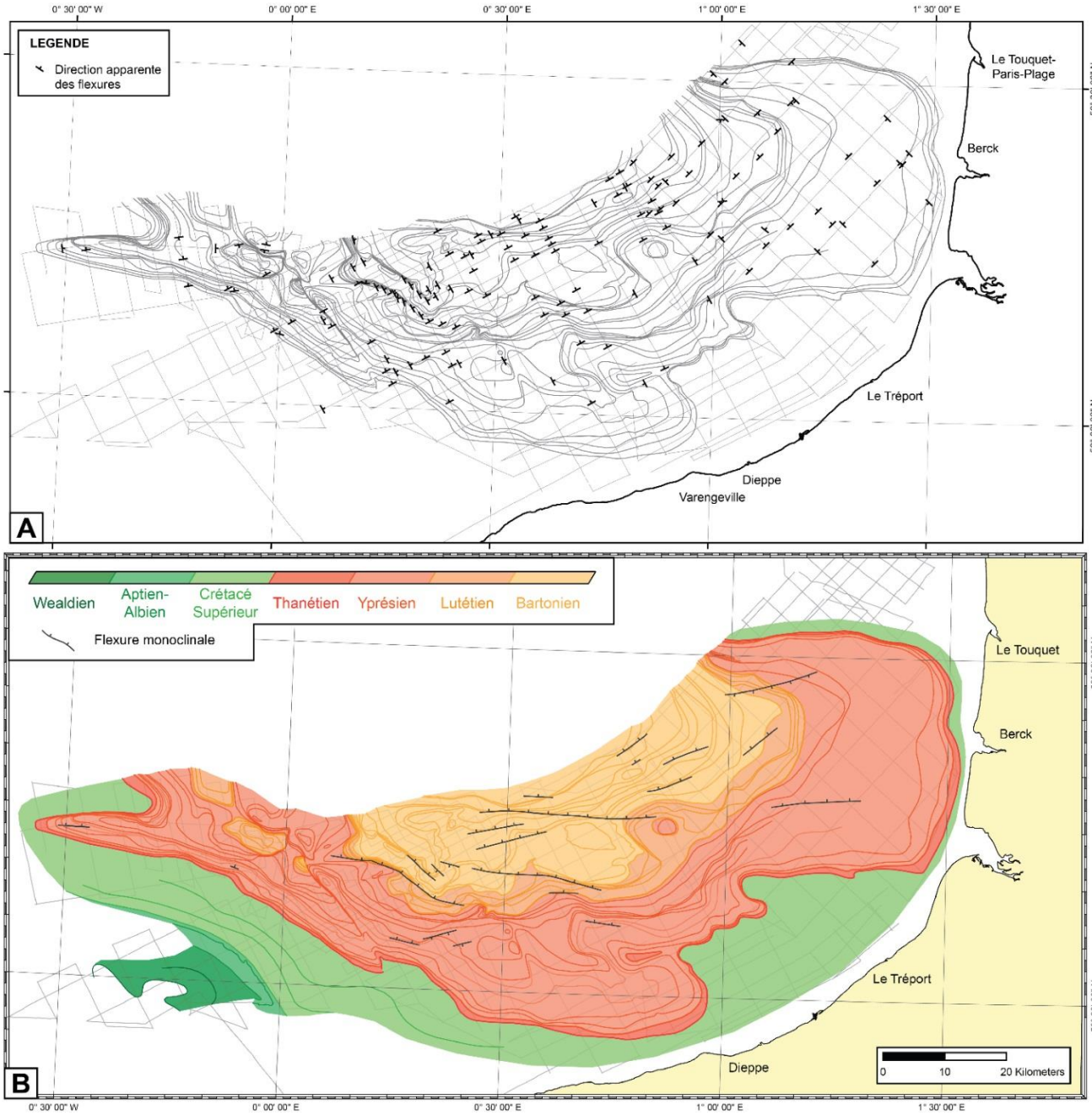


Figure 4-11 : A. Localisation des flexures monoclinales le long des profils sismiques ; B. Cartographie des flexures ayant pu être corrélées entre plusieurs profils.

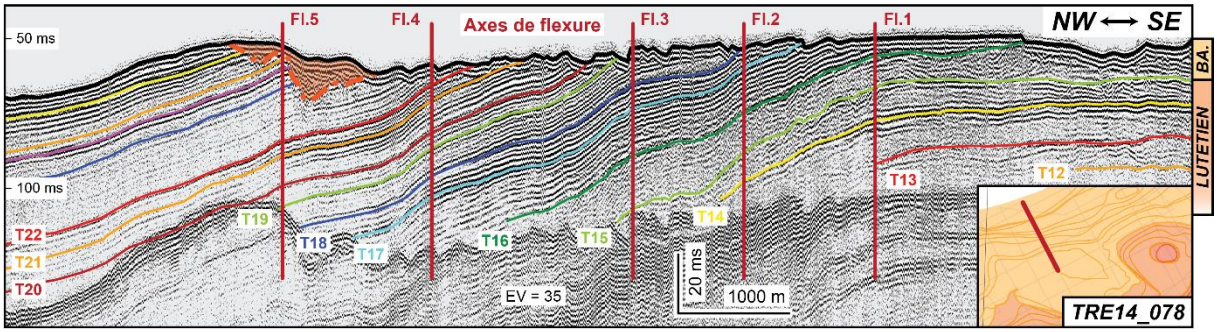


Figure 4-12 : Profil NW-SE mettant en évidence une série de flexures monoclinales vers le nord, disposées en « marches d'escalier ».

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Le développement de ces flexures monoclinales pourrait être expliqué par des mouvements verticaux au niveaux de failles profondes réactivées au Paléogène (e.g. Tomlinson *et al.*, 2013). Etant donné qu'il n'y a pas de fracturation visible en sismique, ces failles ou structures aveugles, potentiellement de directions proches de celles des flexures, ne se prolongeraient pas à travers la couverture sédimentaire cénozoïque (du moins pas dans sa totalité). Ainsi, le rejet vertical serait alors accommodé par une déformation plicative de cette couverture.

C. Quantification de la déformation

L'amplitude et la demi-longueur d'onde des plis ont été calculées selon la méthode décrite dans le Chapitre 2 et sont présentées sur la figure 4-13. Une hiérarchisation des déformations est ainsi proposée à partir de ces cartes. Elles soulignent également les variations latérales d'amplitude au sein d'une même structure, et donc leur amortissement.

La carte de localisation des axes de plis le long des données sismiques (figure 4-10A) met en évidence trois zones présentant une forte densité de plissements (espacés de l'ordre de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres) : au niveau du synclinal E-W à l'ouest du bassin et au niveau des 2 zones faillées N140° et N125°. La carte d'amplitude des plis (figure 4-13A) montre que ces structures identifiées dans ces trois zones présentent de fortes amplitudes. Au niveau de la structure E-W, les plis présentent en effet des amplitudes allant jusqu'à environ 350 ms temps double, soit plus de 400 mètres, sur une distance de 2 à 4 kilomètres. L'anticlinal et le synclinal sont des plis ouverts, qui s'amortissent progressivement respectivement vers le nord et vers le sud.

La figure 4-14 présente le schéma structural du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional (déjà présenté sur la figure 4-2) tenant en compte cette fois la hiérarchisation des structures (une palette de couleurs représentant l'amplitude des plis). Pour les structures présentant des variations latérales d'amplitude (amortissement des structures), une amplitude moyenne représentative a été choisie sur la figure 4-14.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

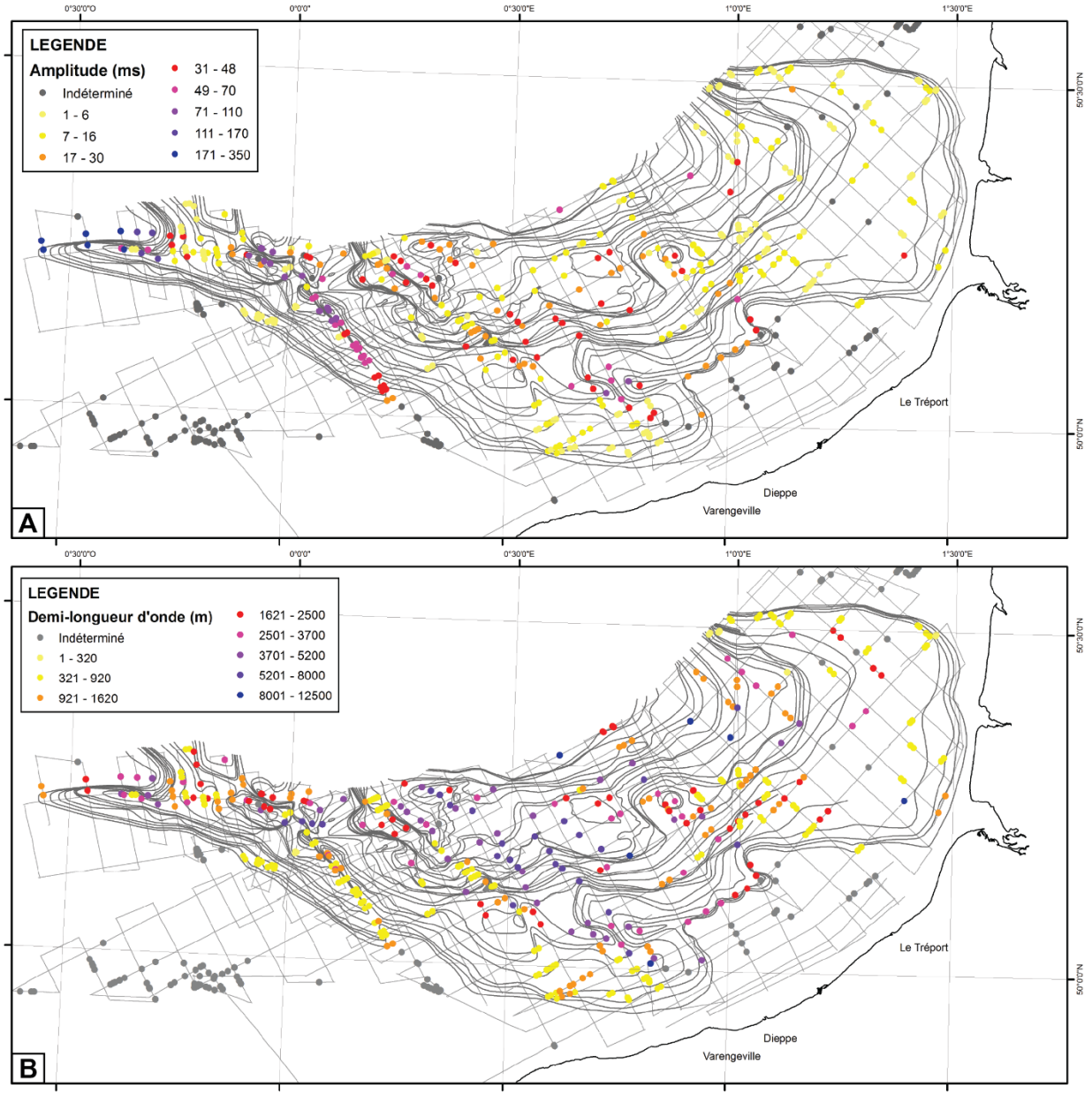


Figure 4-13 : Cartes illustrant A. l'amplitude (en ms temps double) et B. la demi-longueur d'onde (en mètres) déterminées pour chaque axe de pli dans la partie méridionale du Bassin de Dieppe-Hampshire.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

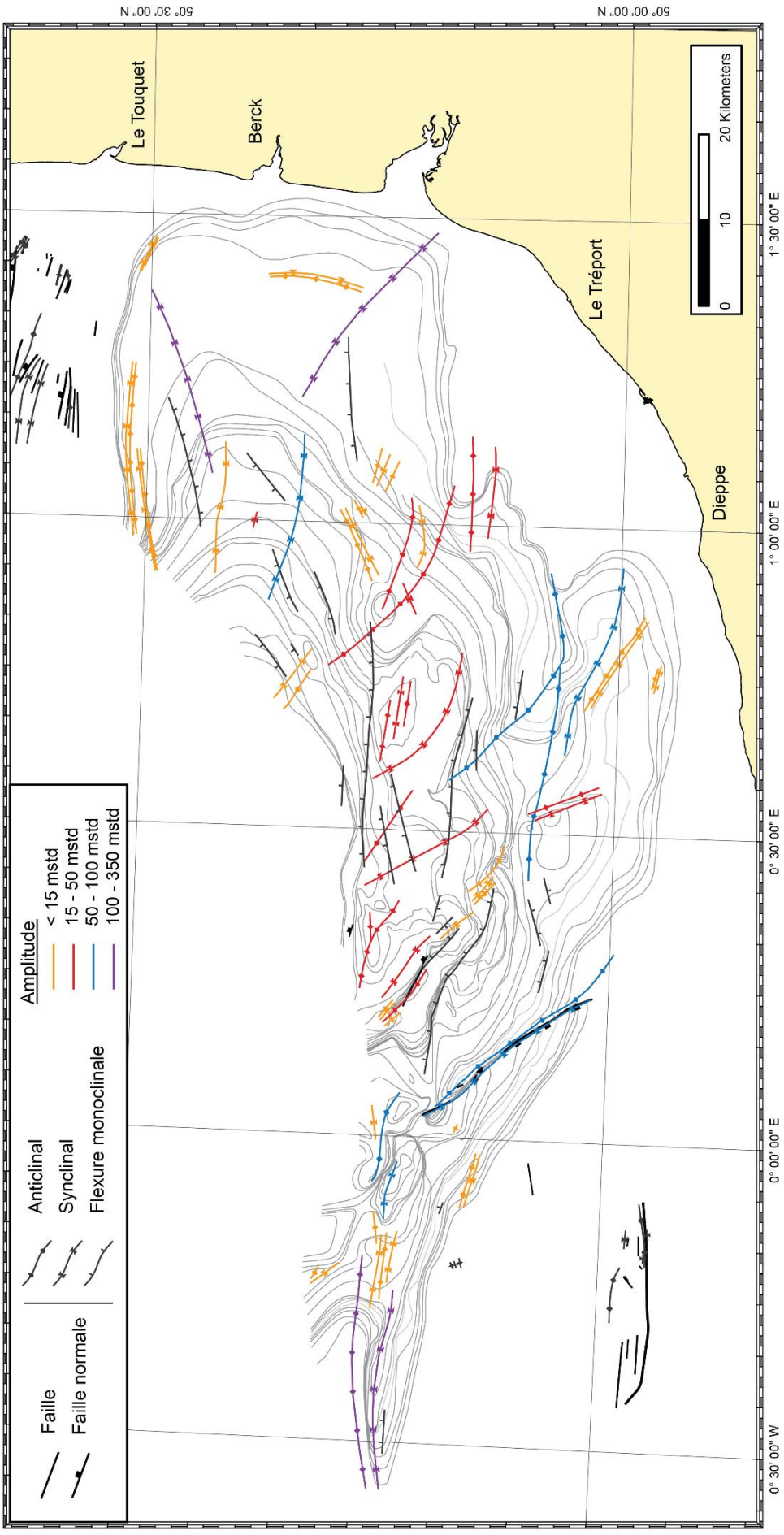


Figure 4-14 : Schéma structural de la partie méridionale du Bassin de Dieppe-Hampshire représentant l'amplitude des plis affectant les dépôts paléogènes préservés : Les axes de plis jaunes correspondent à des structures de faibles amplitudes, tandis que les axes de plis rouges signalent des déformations de plus fortes amplitudes.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Cette carte souligne des structures majeures dans certaines zones déjà mentionnées précédemment : (1) les plis E-W à l'ouest du bassin, et (2) la structure N140° affectant la bordure SW du bassin. D'autres structures de fortes amplitudes sont présentes dans la partie la plus méridionale du bassin, au large de Dieppe, avec un anticlinal E-W qui se divise en deux branches vers l'ouest : une E-W et une autre NW-SE. Un synclinal dont l'axe est curviligne et globalement orienté N110° est également présent dans cette zone. Dans le détail, Le synclinal E-W, à l'est de la zone d'étude, correspond à deux synclinaux majeurs, un premier de direction N70° tout au nord du bassin et à l'ouest du Touquet, et un second au large de la Baie de Seine, de direction N130° puis N100° vers l'ouest (en violet sur la figure 4-14).

Parmi les structures d'une amplitude moindre, entre 15 et 50 mstd, on retrouve de nombreux plis présentant des orientations NW-SE. Ces plis sont localisés entre la structure faillée N140° dans la partie ouest de la zone d'étude et le synclinal d'axe N130° en face de la baie de Somme. Outre les plis E-W dans la partie la plus occidentale du bassin, on retrouve des plis de même orientation dans la partie orientale du bassin, au nord du Tréport. L'orientation E-W se retrouve également au niveau de la géométrie de la bordure du bassin, au large du Touquet et en face de la baie de Somme. Les déformations continues E-W dans le centre de la zone d'étude s'expriment essentiellement sous forme de flexures monoclinales (figure 4-11).

Résumé des points importants (1.1.2. A à C)

- La couverture cénozoïque est affectée par de la déformation plicative, s'exprimant sous forme de plis (dont beaucoup peuvent être considérés comme des ondulations) mais également de flexures.
- Le large synclinal WNW-ESE de Dieppe-Hampshire est affecté par des plissements d'ordres de grandeur inférieurs.
- L'amplitude et la demi-longueur d'onde des plis ont été déterminées, permettant d'établir une hiérarchisation de la déformation.
- Parmi les principales structures, on retrouve, d'ouest en est :
    - Des plissements E-W de forte amplitude présents tout à l'ouest de la zone d'étude, affectant la bordure du bassin cénozoïque ;
    - La zone faillée orientée N140°, bordée par un synclinal (SW) et un anticlinal (NE) ;
    - La zone faillée orientée N125°, associée à une flexure vers le NE et des plissements ;
    - Dans le centre de la zone d'étude, deux orientations structurales : des plis NW-SE et des plis et flexures E-W à WNW-ESE ;
    - La partie Est du bassin, affectée par des plis et flexures WNW-ESE à WSW-ENE.
- La réactivation paléogène de failles ou structures crustales aveugles sous les flexures est suspectée pour expliquer leur mise en place.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

D. Cartes de pente

La description des plis et la quantification des amplitudes ont permis d'établir une hiérarchisation des déformations. La réalisation de cartes de pente sur l'ensemble de la zone couverte par les données sismiques THR permettent quant à elles de mettre en évidence le caractère symétrique ou asymétrique de ces plis et flexures.

Des cartes de pente ont dans un premier temps été réalisées pour chacune des surfaces cénozoïques décrites dans le bassin (figure 4-15). La fusion de ces cartes aboutit à la création de la carte des pentes générale de la partie méridionale du Bassin de Dieppe-Hampshire présentée sur la figure 4-16. La carte obtenue est, par son côté composite, non représentative des pentes réelles sur une seule surface, mais globalement indicative des gammes de pentes rencontrées au niveau des structures. Cette carte indique des valeurs de pente n'excédant pas 7,5°. On retrouve les plus fortes valeurs (en vert et marron sur la carte) au niveau de plusieurs zones déjà décrites précédemment (d'ouest en est) :

- Le synclinal E-W localisé tout à l'ouest de la zone d'étude. Ses flancs sont marqués par une augmentation de la pente. Celle-ci est plus importante sur le flanc nord, témoignant de l'asymétrie du pli.
- Le réseau de failles globalement N140°, associé à un anticlinal et un synclinal.
- Plusieurs flexures et plis orientées E-W à WNW-ESE dans la partie centrale du bassin.
- Le flanc nord du synclinal de Dieppe-Hampshire plus raide que les autres bordures du bassin.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

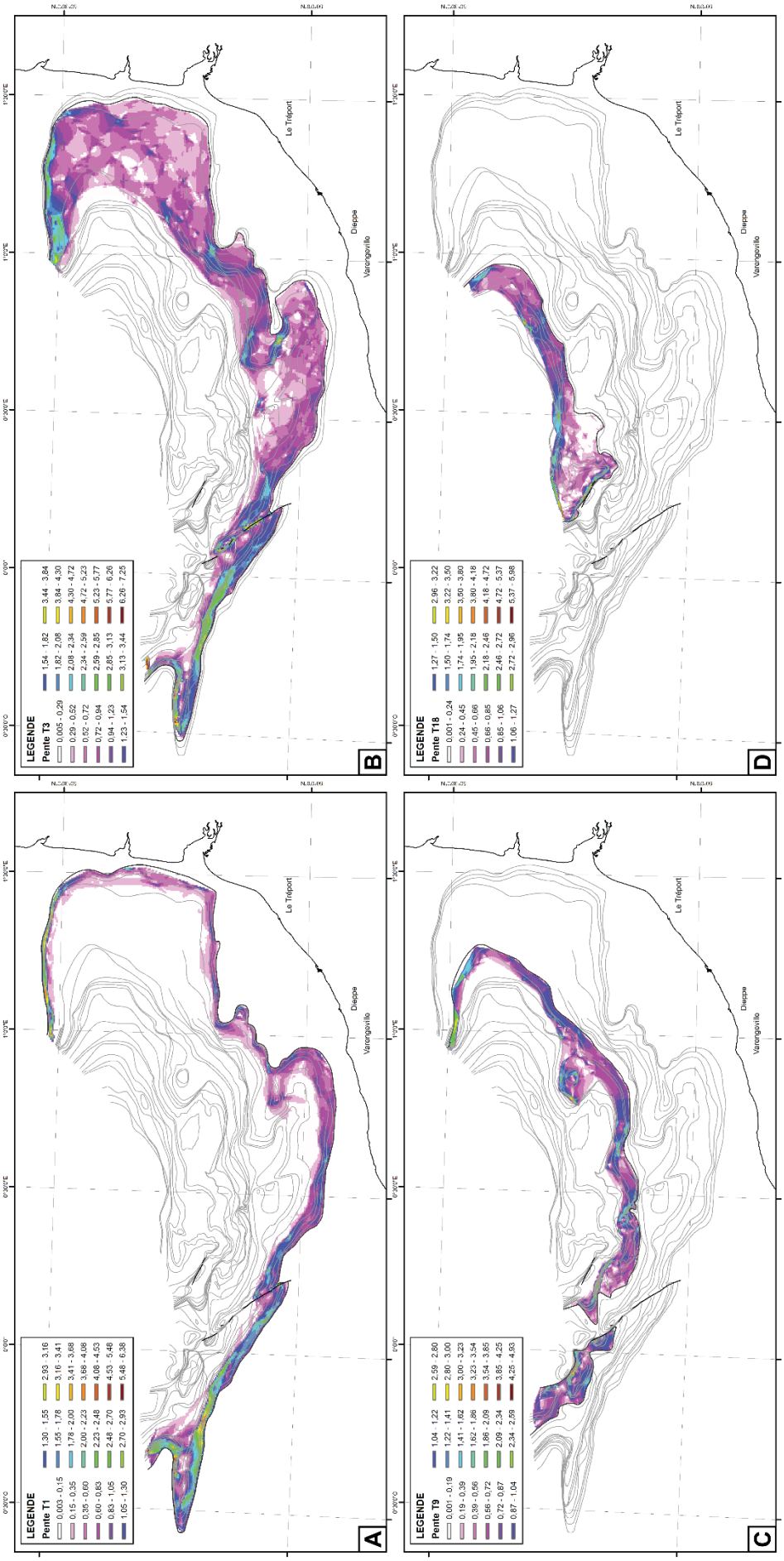


Figure 4-15 : Cartes de pente des surfaces (A) T1, (2) T3, (3) T9 et (4) T18. Ces cartes soulignent plusieurs structures : A. et B. le synclinal E-W asymétrique tout à l'ouest de la carte, un flanc plus raide au niveau du versant nord du synclinal de Dieppe-Hampshire ; B. des structures d'orientations N110° au niveau du méridien 0°45'E ; C. plusieurs structures ayant des orientations WNW-ESE au niveau des méridiens 0°05'W, 0°10'E, 0°25'E et 0°40'E ; D. une structure NW-SE au méridien 0°15'E, associée à des failles de mêmes directions, et une structure E-W entre les méridiens 0°15'E et 0°40'E.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

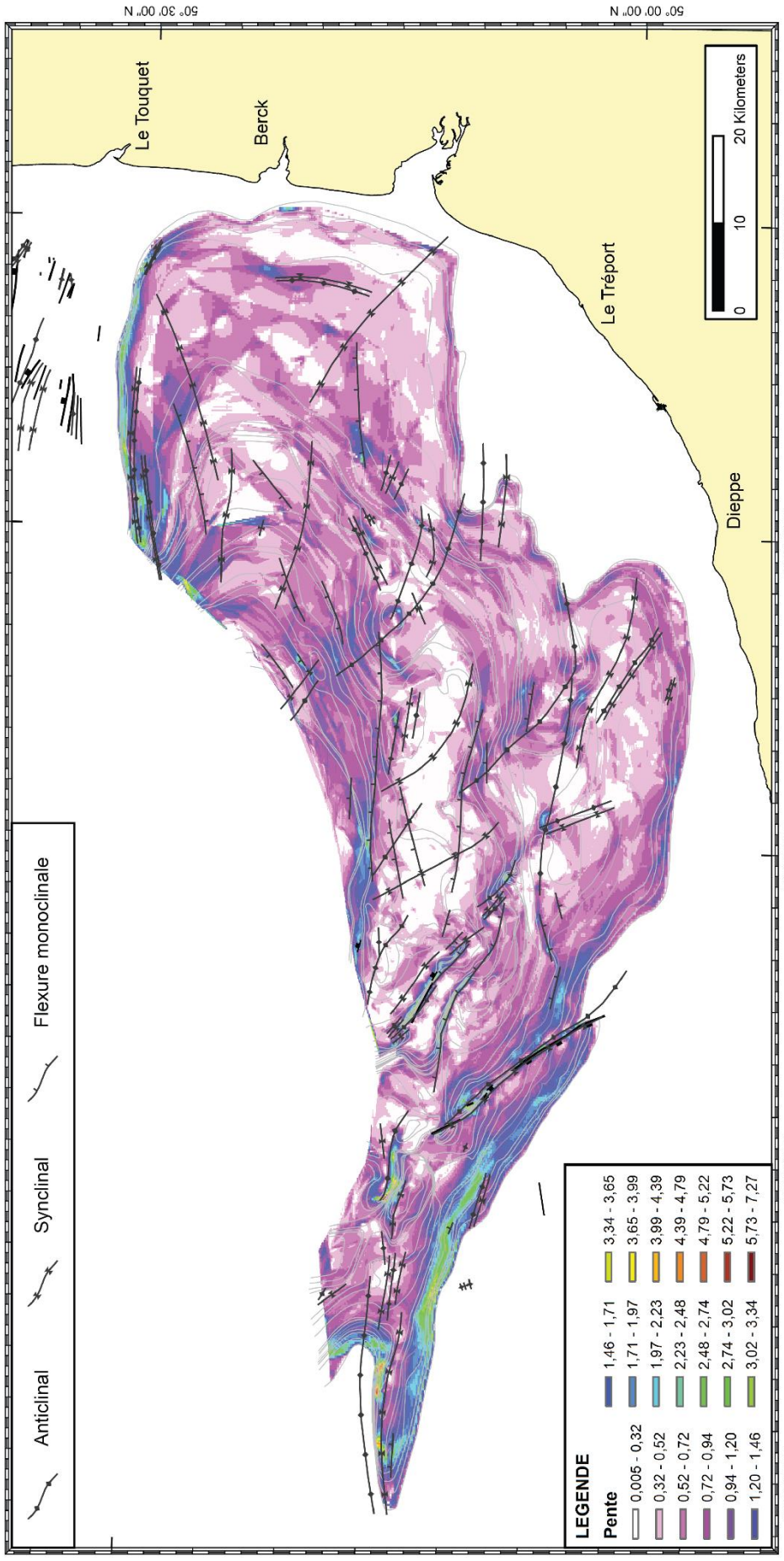


Figure 4-16 : Carte des pentes sur l'ensemble du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional, réalisée à partir de la fusion des cartes de pente de chaque unité sismique paléogène. Les zones de fortes pentes (couleurs bleues à marron) correspondent à des zones particulièrement déformées. Le schéma structural présenté sur la figure 4-2 a été superposé sur la carte des pentes.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

E. Âge des déformation plicatives

L'âge de la déformation peut être précisé pour certaines structures. Les indices de déformation syn-sédimentaire ont permis de déterminer des périodes de croissance de plis. Les variations d'épaisseur d'unités sismiques associées à des plis ou flexures ont également été examinées. La réalisation de cartes isopaques pour chaque unité sismique et leur corrélation avec le nouveau schéma structural de la zone d'étude permet de souligner, spatialement, des variations d'épaisseur au niveau de structures tectoniques.

L'interprétation des cartes isopaques doit toutefois se faire prudemment en raison des incertitudes liées à l'interpolation dans les zones non couvertes par les lignes sismiques.

a. Analyse des déformations syn-sédimentaires

Quelques variations d'épaisseur sont observées en sismique au niveau de plis ou flexures :

- Le profil sismique TRE14_030 (figure 4-17) montre un épaississement vers le nord-est entre les surfaces T12 et T13 (unité U12), datées du Lutétien basal (NP14b). On observe une augmentation de l'épaisseur de 15 ± 3 mètres à 27 ± 5 mètres vers le nord-est (avec une vitesse d'ondes de 2500 ± 500 m.s^{-1}). Cet épaississement est également bien visible sur le profil D de la figure 4-3. Ce profil montre que l'épaississement se localise au creux d'un synclinal, et l'unité U12 s'amincit vers le nord-est et le sud-ouest en direction de deux axes anticlinaux. Ces plis possèdent tous les trois des orientations NW-SE.

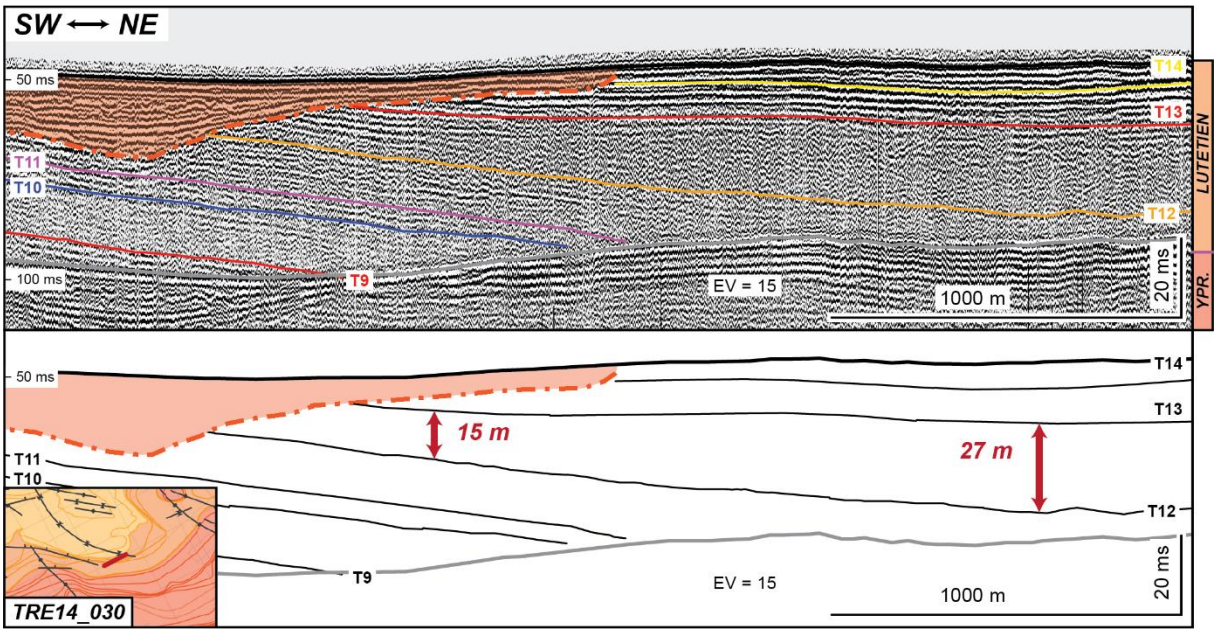


Figure 4-17 : Profil sismique mettant en évidence un amincissement entre les surfaces T12 et T13 (Lutétien basal) en direction de l'axe d'un anticlinal orienté NW-SE.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

- Le profil TRE17_106 (figure 4-18) présente un épaississement au pied d'une flexure qui s'effectue vers le nord-est. L'épaisseur varie de 20 ± 4 mètres au sud-ouest de la flexure à 30 ± 6 mètres au nord-est, entre les surfaces T12 et T14 (unités U12 et U13 ; Lutétien basal, NP14b-NP15). Cette flexure n'a pas pu être corrélée sur d'autres profils sismiques voisins, mais une direction d'environ NW-SE est probable (direction des autres structures avoisinantes).

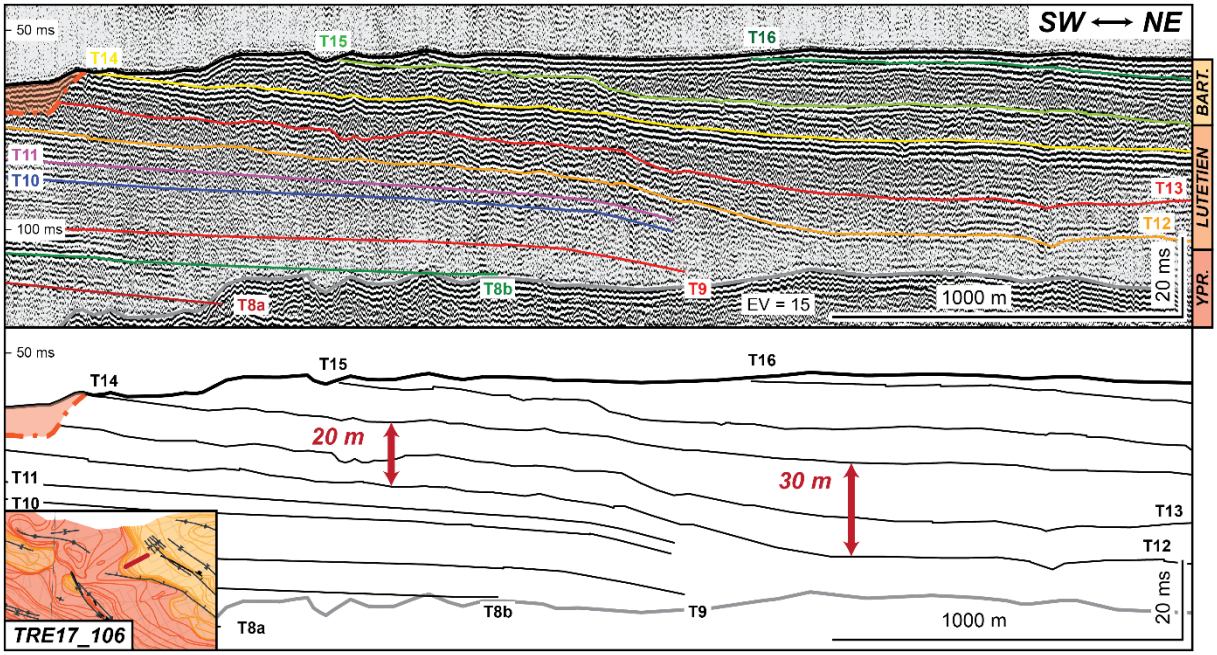


Figure 4-18 : Profil sismique soulignant un épaississement au pied d'une petite flexure vers le NE, entre les surfaces T12 et T14 (Lutétien basal).

Ces déformations à la limite Yprésien-Lutétien sont compatibles avec une phase de déformation mise en évidence dans le Chapitre 3 de ce manuscrit à partir de la corrélation entre la stratigraphie du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional et les bassins paléogènes voisins, autour de la transition Yprésien-Lutétien (Y3). Cette période est marquée par une accélération de la convergence Ibérie-Eurasie à partir de 53 Ma (Rosenbaum *et al.*, 2002), qui s'exprime dans les Pyrénées par une exhumation de la zone axiale (Plaziat, 1981). Vandenberghe *et al.* (2004) ont mis en évidence une discordance tectonique à la transition NP14b-NP15, attribuée à un soulèvement des blocs de l'Artois et du Brabant. Celui-ci s'initie à la fin de l'Yprésien.

b. Carte isopaque du Thanétien

La surface basale des séries thanétiennes du Bassin de Dieppe-Hampshire, T1, et la base de l'Yprésien, matérialisée par la surface T2, sont deux surfaces d'érosion. La carte isopaque du Thanétien, calculée entre ces deux surfaces, représente le cycle stratigraphique C1.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

La carte isopaque de cet intervalle traduit une grande hétérogénéité dans les épaisseurs (figure 4-19), qui peut être attribuée au processus érosif conduisant à la mise en place des surfaces basale et sommitale. En raison de ces érosions, il est difficile d'établir des corrélations entre variations d'épaisseur et déformations. De plus les variations latérales d'épaisseur sont à peu près du même ordre de grandeur partout où l'unité U1 a été décrite. On peut seulement noter un épaississement local dans le nord-ouest de la zone d'étude, avec une épaisseur atteignant 30 mètres. Par conséquent, aucun déplacement tectonique syn-sédimentaire ne peut être observé dans le Thanétien.

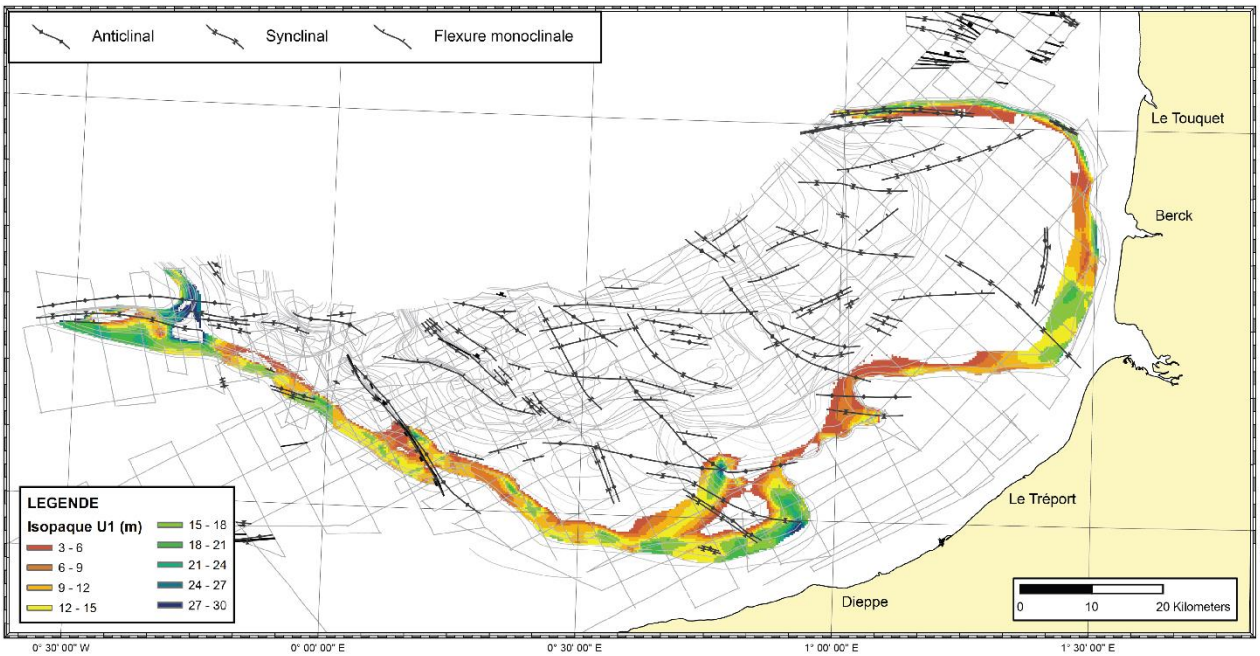


Figure 4-19 : Carte isopaque de l'unité sismique U1 (Thanétien).

c. Cartes isopaques de l'Yprésien

Des cartes isopaques ont été réalisées pour chaque unité sismique yprésienne (T2 à T10). La faible épaisseur de sédiments visualisable à partir des données sismiques THR (quelques dizaines de mètres) ne permet pas de réaliser de cartes isopaques pour des intervalles de temps plus étendus.

L'unité sismique U2 est caractérisée par une surface basale d'érosion (T2). Elle présente des variations d'épaisseur entre 4 et 30 mètres (figure 4-20) qui sont principalement attribuables à l'érosion des dépôts thanétiens sous-jacents. Comme pour l'unité U1, aucun lien entre la carte isopaque et le schéma structural ne peut être fait, donc il n'y a pas de déformation syn-sédimentaire observable à l'Yprésien.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

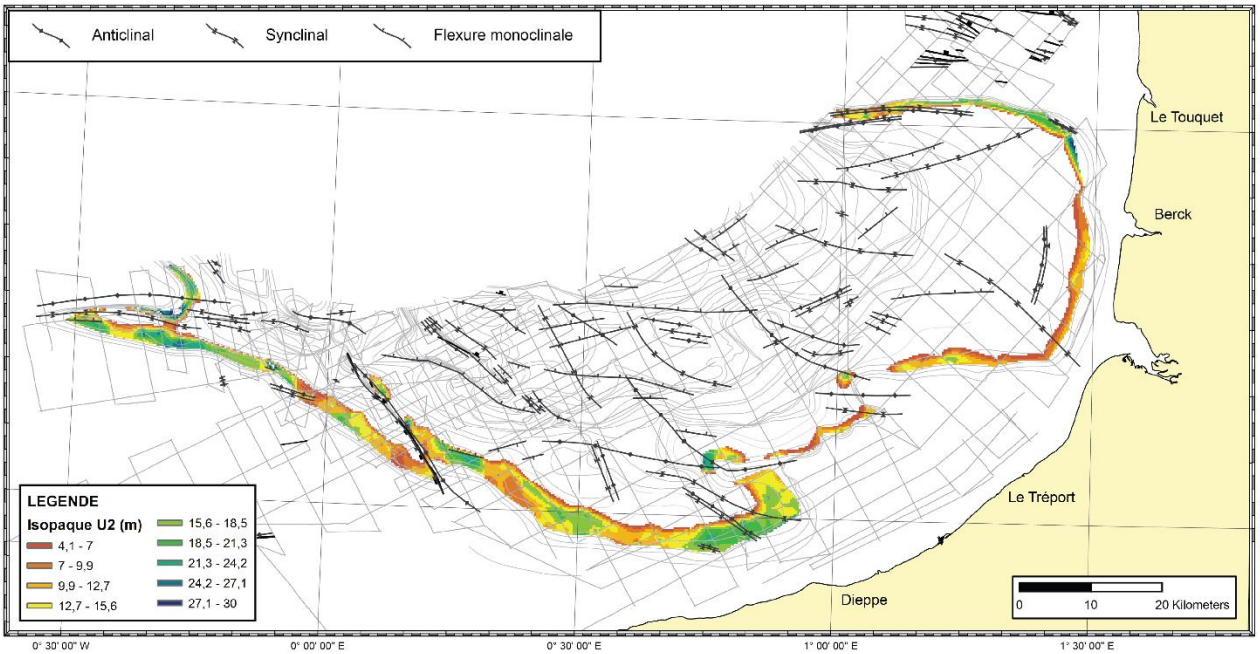


Figure 4-20 : Carte isopaque de l'unité sismique U2 (Yprésien).

La carte isopaque de l'unité U3 (figure 4-21) indique une épaisseur généralement comprise entre 10 et 20 mètres pour cet intervalle, avec localement des épaisseurs plus faibles (jusqu'à 4 mètres). Au niveau du flanc NE de la faille N140° située juste à l'est du méridien de Greenwich, on observe notamment une diminution de l'épaisseur de U3 jusqu'à 4 à 12 mètres. Cet amincissement reste localisé au flanc NE de cette structure. Au SW de celle-ci, l'épaisseur de U3 est en effet supérieure à 14 mètres.

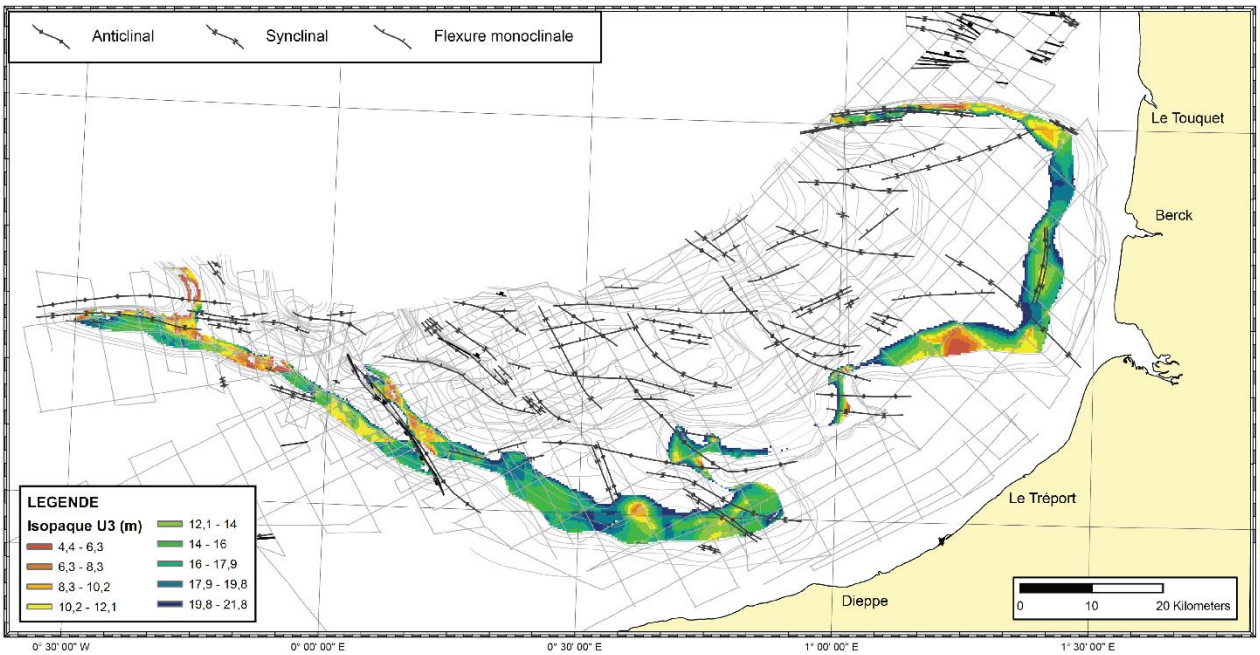


Figure 4-21 : Carte isopaque de l'unité sismique U3 (Yprésien).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Cette variation d'épaisseur indique donc un soulèvement du compartiment NE au niveau de cette faille N140° (figure 4-6), accompagné de la formation d'un anticlinal sur ce même compartiment NE (coupes A, B et C de la figure 4-3 ; profils D et E de la figure 4-5). L'amincissement limité à la partie NE de la faille N140° témoigne ainsi d'une activation tectonique de cette faille à la base de l'Yprésien.

Les unités sismiques U4a, U4b et U4c (figures 4-22, 4-23 et 4-24) présentent quelques variations d'épaisseur, mais aucune variation significative au niveau de structures tectoniques. Dans le cas de l'unité U4a, la carte isopaque met en évidence des épaisseurs plus importantes (jusqu'à 35 mètres) dans la partie ouest de la zone d'étude, entre les méridiens 0°15'W et 0°15'E. L'épaississement exclusif dans le compartiment NE de la faille N140° observé pour l'unité U3 ne se retrouve pas au niveau de cette unité plus jeune. Les unités U4b et U4c présentent quelques épaississements, mais beaucoup plus localisés que pour l'unité U4a.

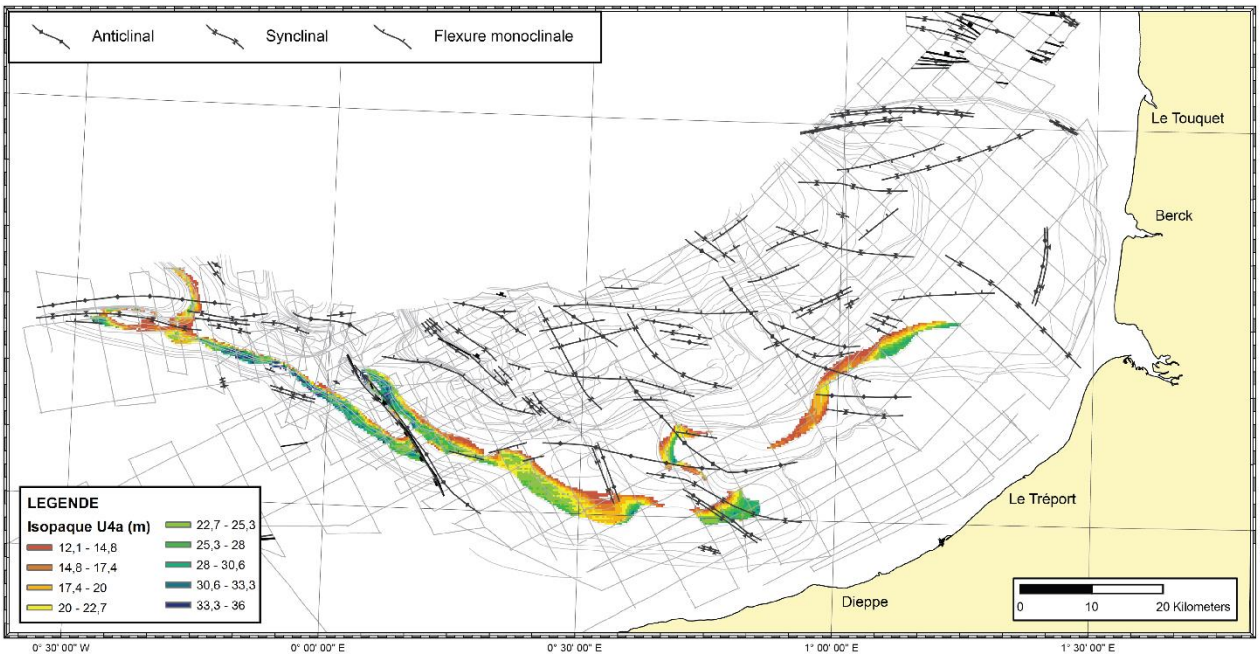


Figure 4-22 : Carte isopaque de l'unité sismique U4a (Yprésien).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

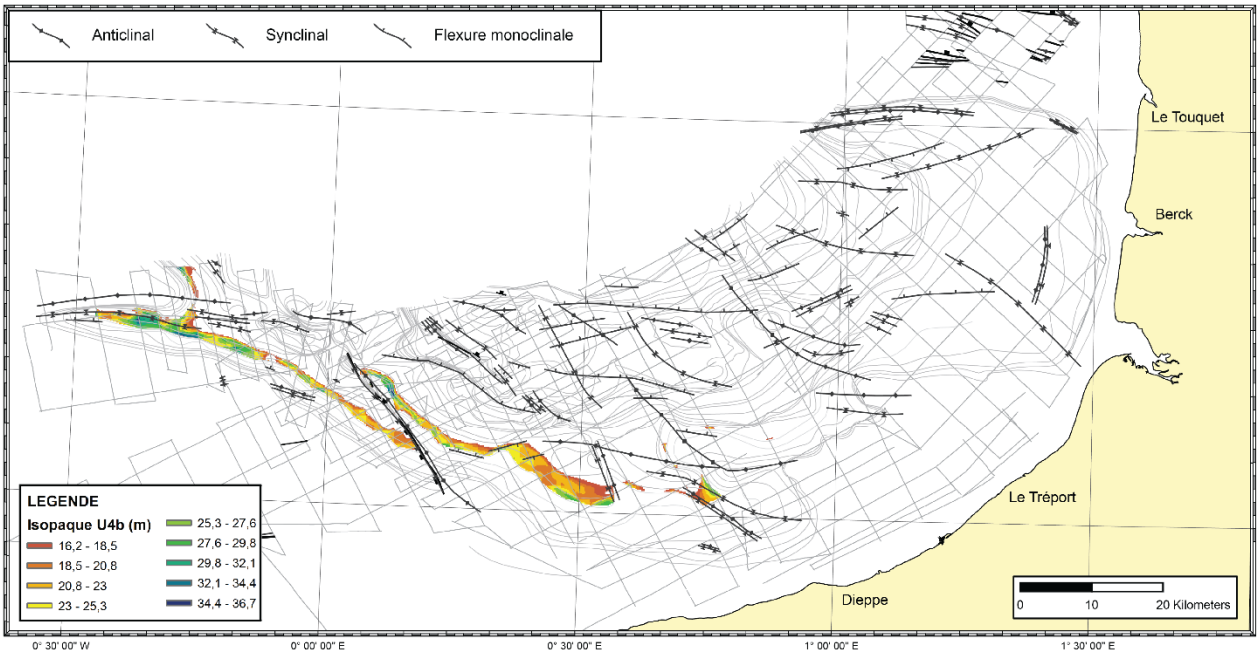


Figure 4-23 : Carte isopaque de l'unité sismique U4b (Yprésien).

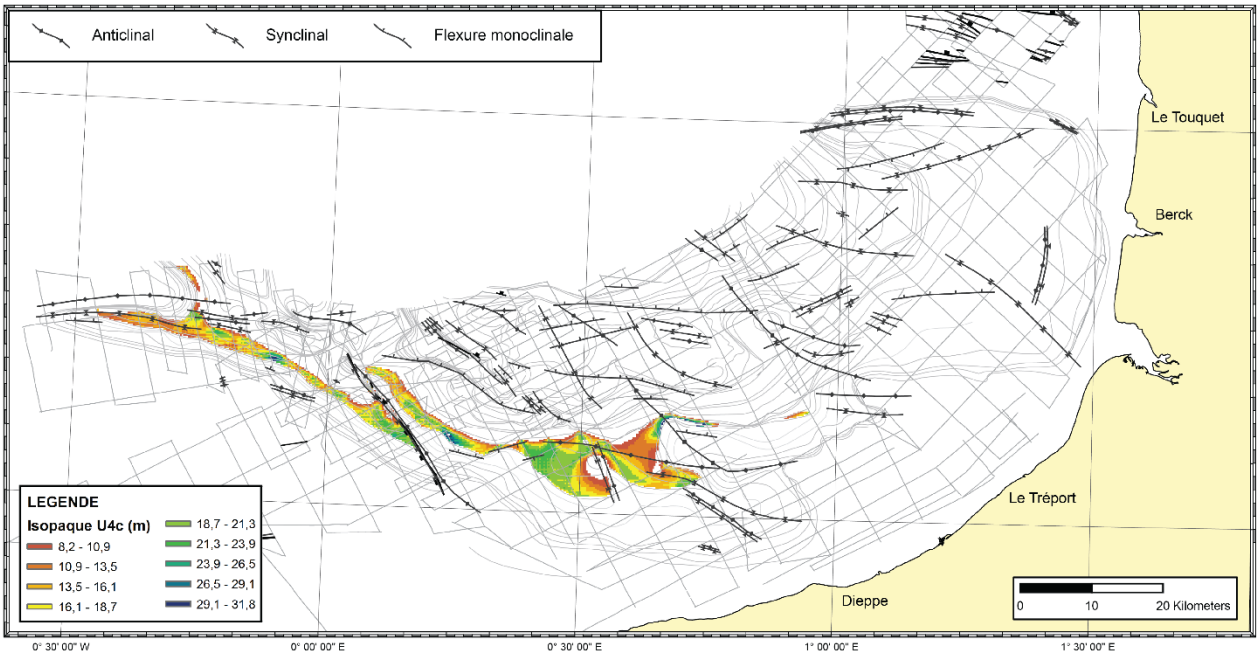


Figure 4-24 : Carte isopaque de l'unité sismique U4c (Yprésien).

L'unité U5 présente de nombreuses de variations latérales d'épaisseur (figure 4-25). Dans la majorité des zones où l'épaisseur a pu être calculée, celle-ci varie entre quelques mètres et une douzaine de mètres. La carte isopaque de U5 montre une zone plus épaisse au niveau du méridien 0°30'E. Les épaisseurs y atteignent une vingtaine de mètres. La superposition avec le schéma structural du bassin ne permet cependant pas de réaliser de corrélations entre les variations d'épaisseur observées et les structures cartographiées.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

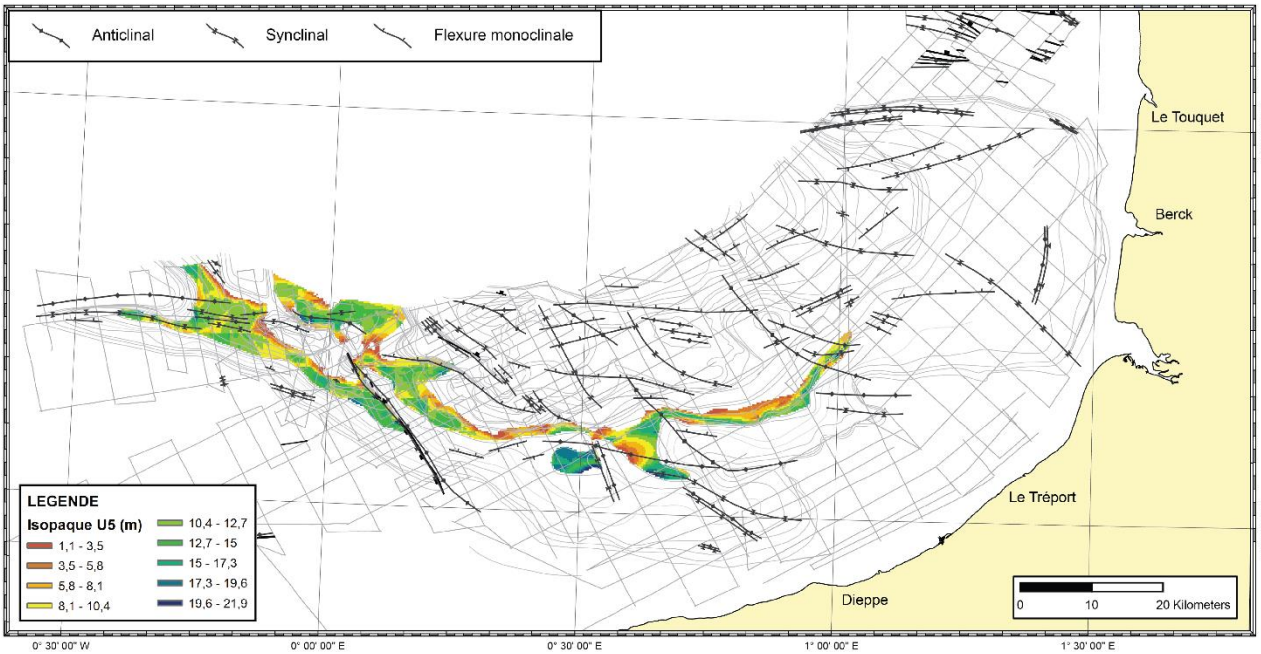


Figure 4-25 : Carte isopaque de l'unité sismique U5 (Yprésien).

La carte isopaque de l'unité sismique U6 (figure 4-26) montre clairement un épaississement de l'unité d'est en ouest. Cette tendance n'a pu être vérifiée dans la partie orientale du bassin, au niveau de laquelle les valeurs d'épaisseur de l'unité n'ont pu être calculées. Cet intervalle présente en effet des épaisseurs de l'ordre de 15 à 20 mètres dans le centre de la zone d'étude, alors que celles-ci atteignent 25 à 35 mètres plus à l'ouest. Cet épaississement semble se faire essentiellement à partir du méridien 0°15'E, dans une zone dans laquelle on retrouve peu de déformation. Un tel épaississement pourrait être attribué à un léger basculement du bassin sur plusieurs dizaines de kilomètres.

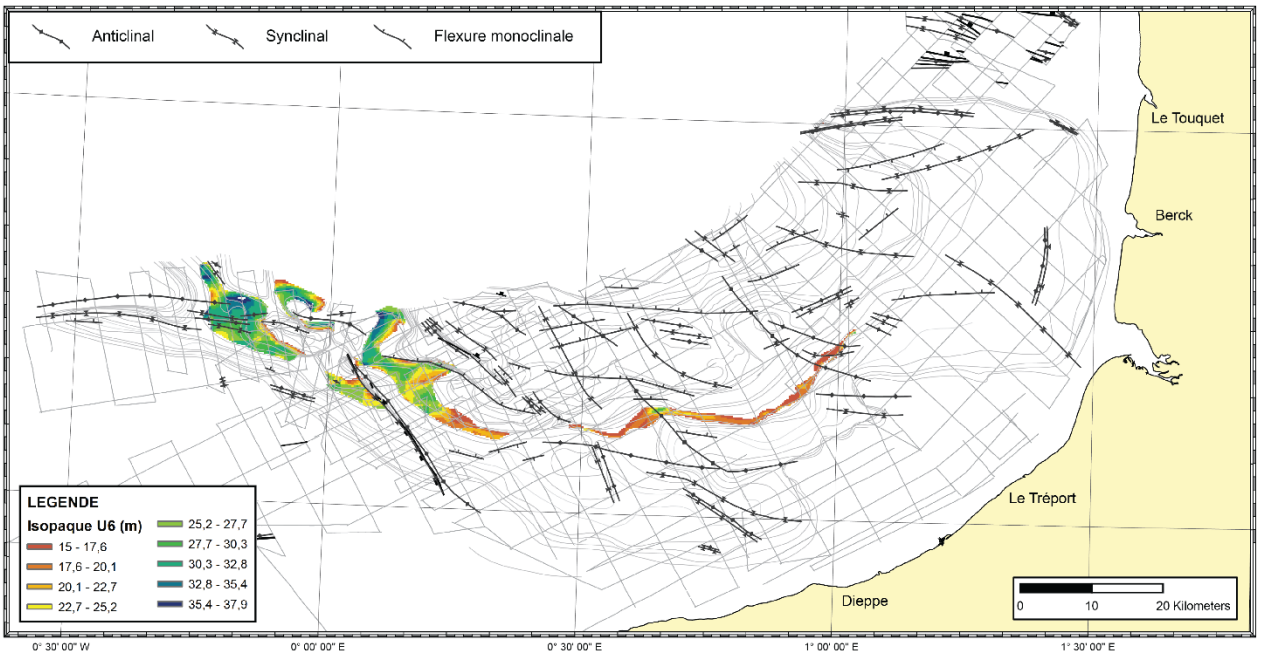


Figure 4-26 : Carte isopaque de l'unité sismique U6 (Yprésien).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

De même que pour l'unité U6, la carte isopaque de l'unité U7 (figure 4-27) montre un épaississement de cet intervalle de l'est vers l'ouest, entre des valeurs de moins de 15 mètres à l'est vers des valeurs comprises entre 15 et 30 mètres à l'ouest du méridien 0°45'E. Cette variation latérale d'épaisseur peut s'expliquer au moins en partie par la présence de corps progradants à l'ouest, cartographiés sur la figure 8 de l'article présenté dans le Chapitre 3.

Sur la figure 4-27, la zone peu épaisse (en rouge) au niveau du méridien 0°55'E, bordée par des zones plus épaisses (en jaune et vert), traduit un amincissement directement corrélable avec une structure anticlinale d'orientation NW-SE. Un soulèvement de cet anticlinal semble ainsi avoir eu lieu au cours de l'Yprésien, proche de la transition entre les équivalents en âge NP12 et NP13.

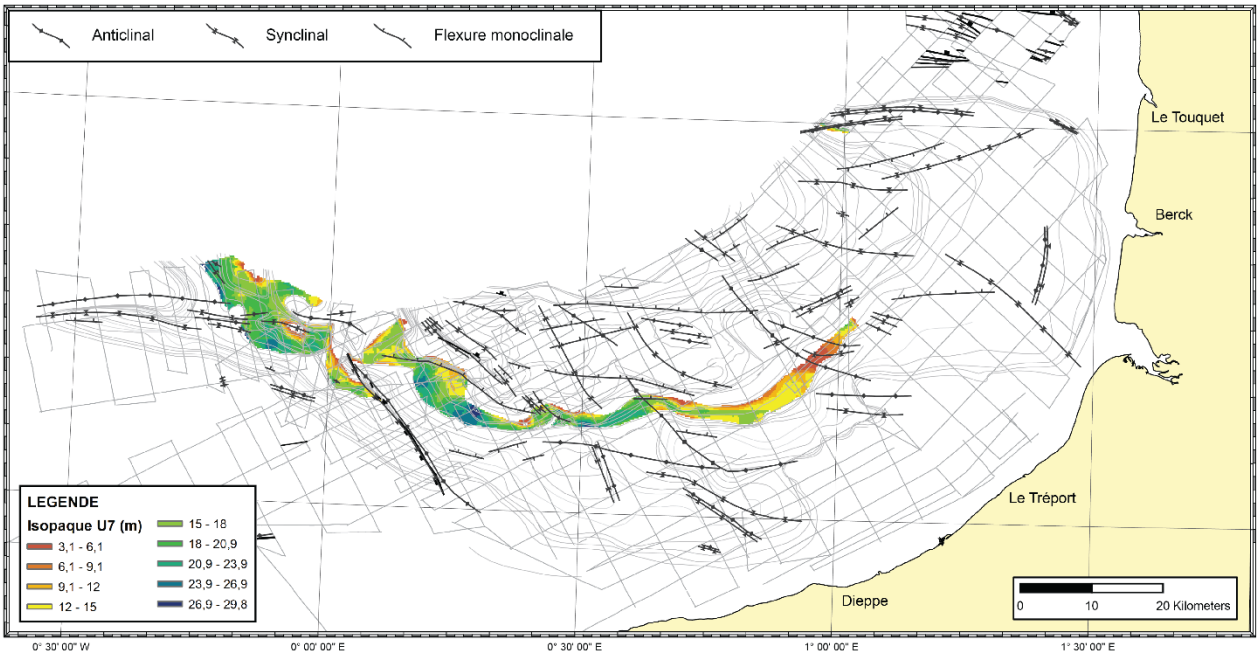


Figure 4-27 : Carte isopaque de l'unité sismique U7 (Yprésien).

L'amincissement au sommet de l'anticlinal NW-SE s'observe sur la carte isopaque de l'unité sismique U8 (figure 4-28). Les épaisseurs y sont inférieures à 10 mètres, alors qu'elles augmentent pour atteindre plus de 25 mètres de part et d'autre de l'anticlinal. La croissance de cet anticlinal se poursuit donc au cours de la mise en place de l'unité U8.

Plus à l'ouest, on retrouve un nouvel amincissement, moins localisé, entre les méridiens 0°15'E et 0°35'E. Cette diminution de l'épaisseur se situe dans une zone présentant de nombreux axes de plis, et il est difficile d'identifier une structure unique susceptible d'être à l'origine de cet amincissement dû à une période de soulèvement.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

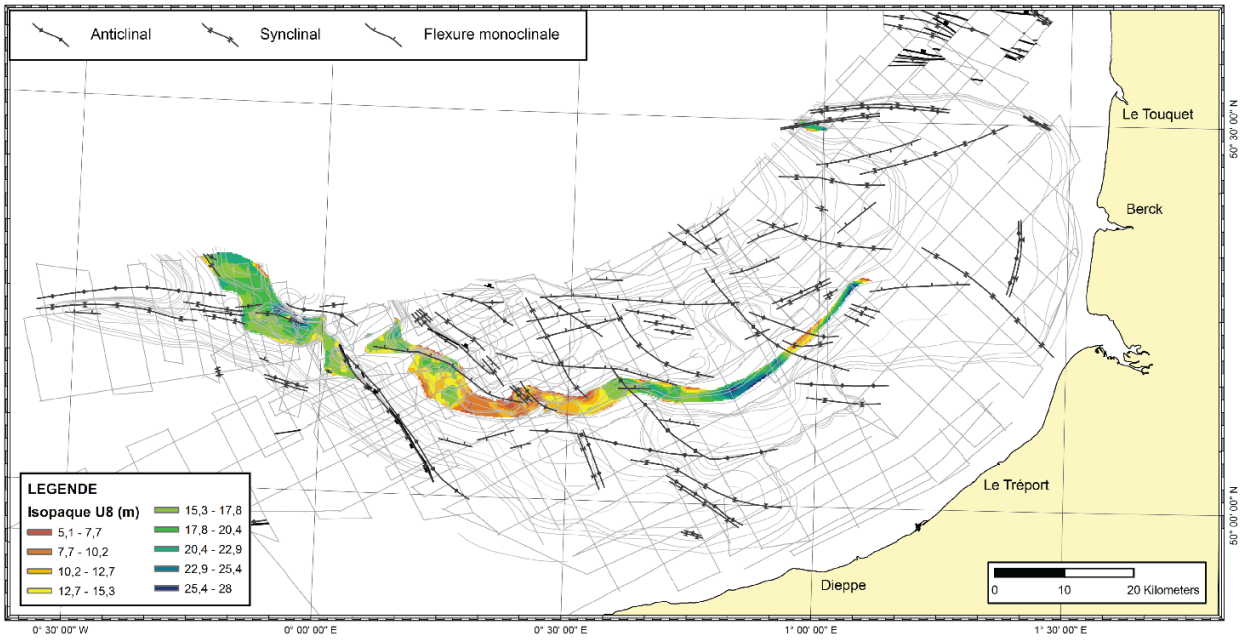


Figure 4-28 : Carte isopaque de l'unité sismique U8 (Yprésien).

La carte isopaque de l'unité U9 (figure 4-29) montre une zone moins épaisse vers le centre du bassin (entre 5 et 13 mètres d'épaisseur). Contrairement à l'unité U8, la zone amincie est ici beaucoup plus large (du méridien 0°10'E au méridien 0°55'E, sur environ 50 kilomètres). Dans l'ouest de la zone d'étude, l'épaisseur atteint environ 20 mètres, alors qu'on retrouve des épaisseurs jusqu'à 30 mètres dans la partie orientale du bassin. L'épaississement vers l'est s'effectue à partir de la structure anticlinale NW-SE qui se soulève au cours de la mise en place des unités U7 et U8. Un soulèvement de plus grande échelle au centre du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional, et limité vers l'est par l'anticlinal NW-SE, pourrait expliquer les faibles épaisseurs observées pour cet intervalle de temps dans cette vaste zone du bassin.

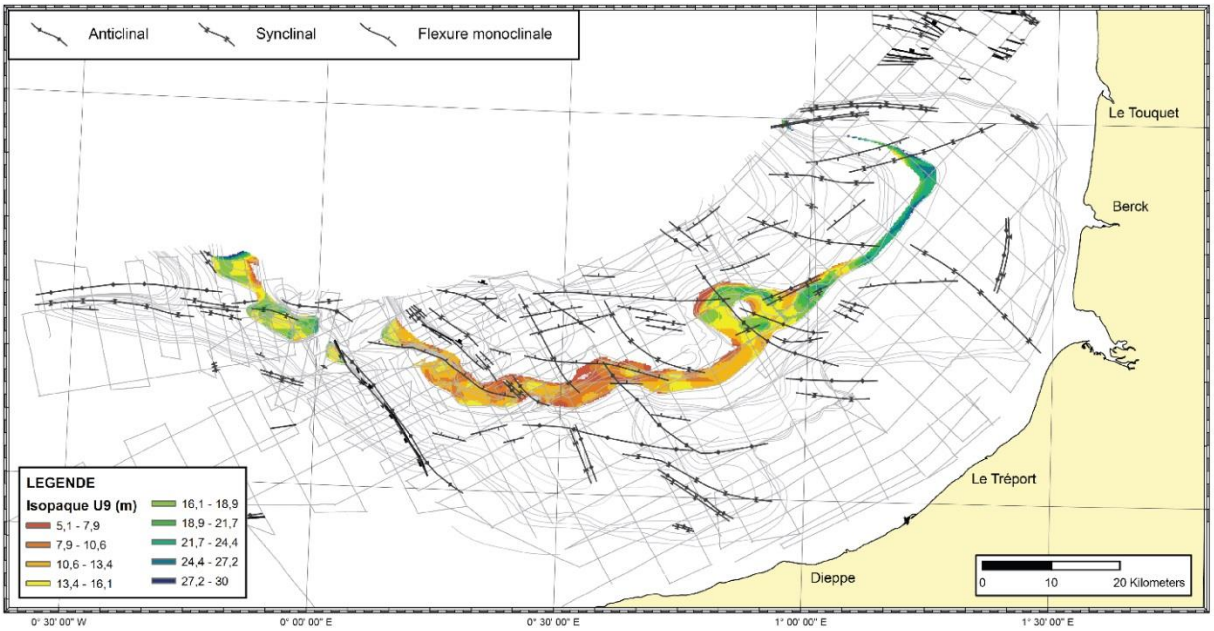


Figure 4-29 : Carte isopaque de l'unité sismique U9 (Yprésien).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

La carte isopaque de la dernière unité sismique yprésienne, U10 (figure 4-30), indique un épaississement vers la partie est du bassin. L'augmentation vers l'est de l'épaisseur se fait 5 à 10 kilomètres plus à l'est que pour l'unité U9, au niveau du méridien 1°00'E, ce qui pourrait témoigner d'un soulèvement à l'ouest et la croissance de l'anticlinal NW-SE. A l'est de ce méridien, les épaisseurs sont comprises entre 8 et 16 mètres, tandis qu'elles sont globalement inférieures à 10 mètres dans toute la partie Ouest de la zone d'étude.

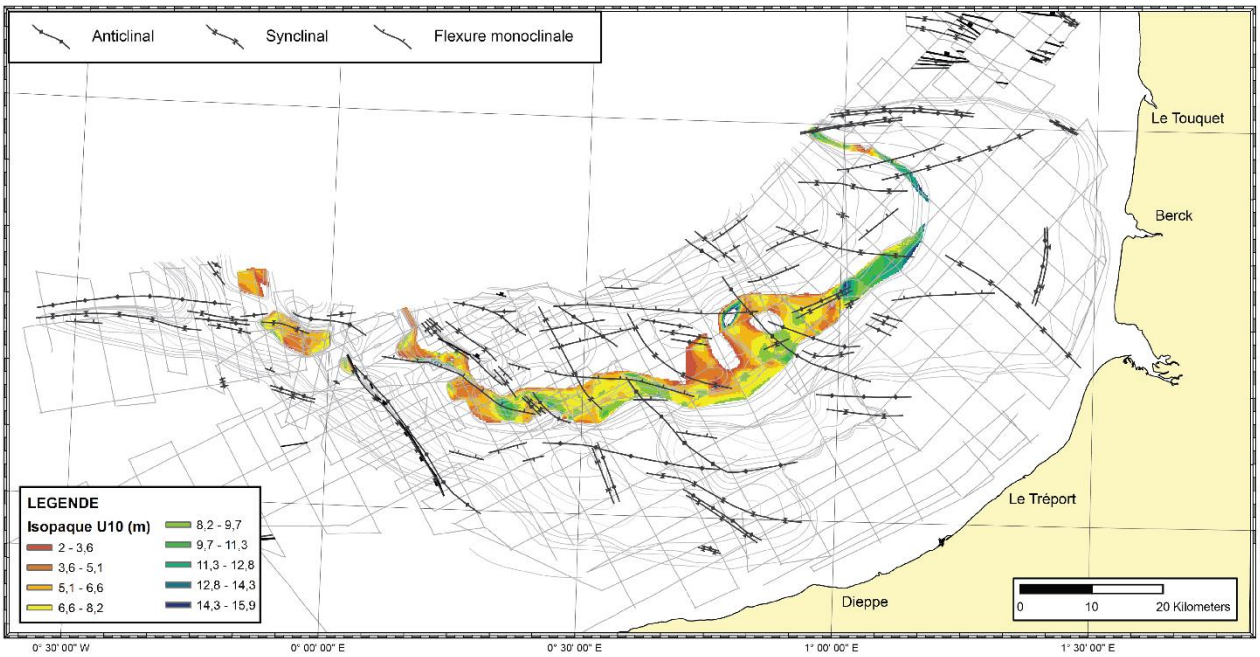


Figure 4-30 : Carte isopaque de l'unité sismique U10 (Yprésien).

d. Cartes isopaques du Lutétien

La carte isopaque de l'unité sismique U11 (figure 4-31), datée au Lutétien (NP14b), montre un épaississement général des séries vers l'est du bassin, depuis des valeurs inférieures à 5 mètres vers des valeurs allant jusqu'à une vingtaine de mètres. Dans le détail, on observe un épaississement localisé au niveau d'un synclinal d'orientation N100° situé à la latitude 50°20'N. La carte isopaque souligne une épaisseur proche de 20 mètres au niveau du synclinal, tandis que l'épaisseur diminue régulièrement jusqu'à une dizaine de mètres de part et d'autre de la structure, indiquant une probable déformation syn-sédimentaire.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

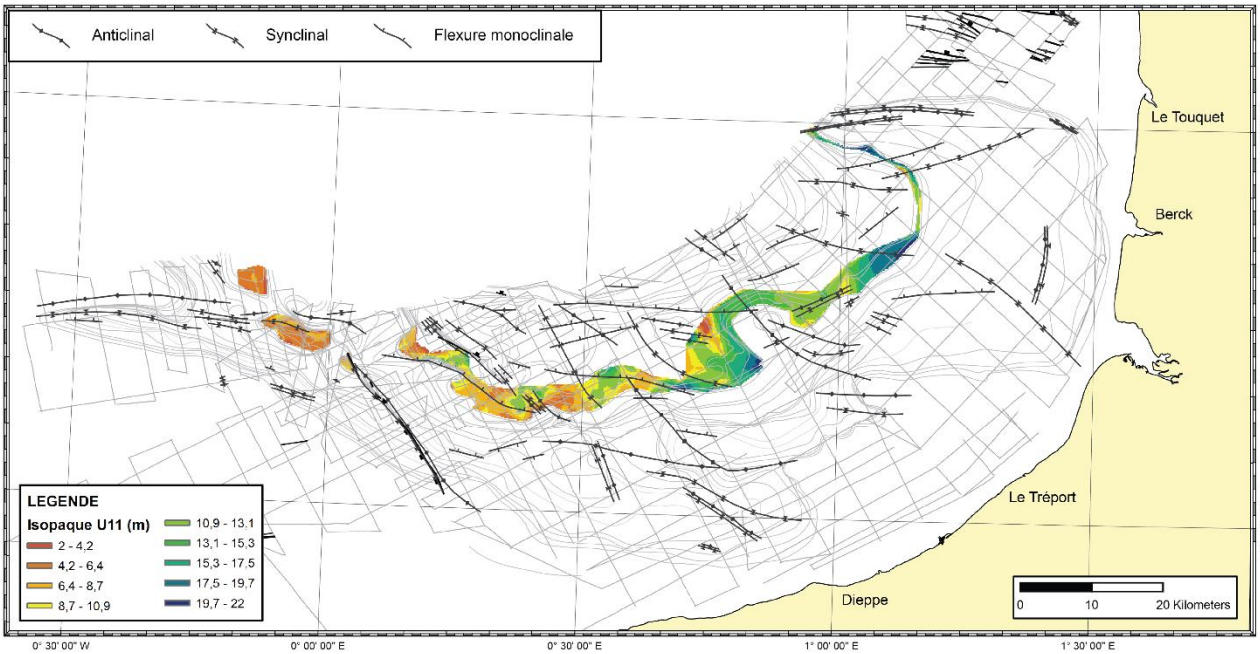


Figure 4-31 : Carte isopaque de l'unité sismique U11 (Lutétien).

L'unité sismique U12 présente des variations d'épaisseur entre 5 et 25 mètres (figure 4-32). Dans la plupart de la zone couverte par la carte isopaque de U12, l'épaisseur n'excède pas 18 mètres. Les épaisseurs les plus importantes sont retrouvées localement au niveau des méridiens 0°45'E et 0°55'E.

L'épaississement au méridien 0°45'E marque une structure synclinale d'axe N100°, non rectiligne, qui oblique vers le nord sur une direction N150°. L'épaississement observé plus au sud n'est plus présent au niveau de cette portion N150° du synclinal. Seule la portion méridionale N100° du synclinal a donc été active au cours du Lutétien inférieur. L'amplitude de ce pli varie également avec un amortissement vers le nord-ouest (figure 4-13). Le développement du synclinal est donc polyphasé : une première activation pendant la mise en place de l'unité U12 à l'origine du plissement N100°, et une deuxième, plus tardive, à l'origine de l'axe N150°.

La variation d'épaisseur de cette unité est également visible sur le profil sismique TRE14_030 (figure 4-17), qui montre un amincissement de l'unité U12 vers l'axe de l'anticlinal NW-SE situé au SW du synclinal N100°.

A l'ouest, la carte isopaque de U12 montre d'autres variations latérales d'épaisseurs associées vraisemblablement à des axes de plis. Au niveau du méridien 0°30'E, à l'ouest de l'anticlinal NW-SE mentionné précédemment, l'épaisseur augmente à nouveau jusqu'à environ 20 mètres (en vert sur la carte) dans une zone où un synclinal d'axe NW-SE a été cartographié, indiquant une probable déformation active de ce synclinal au Lutétien inférieur.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

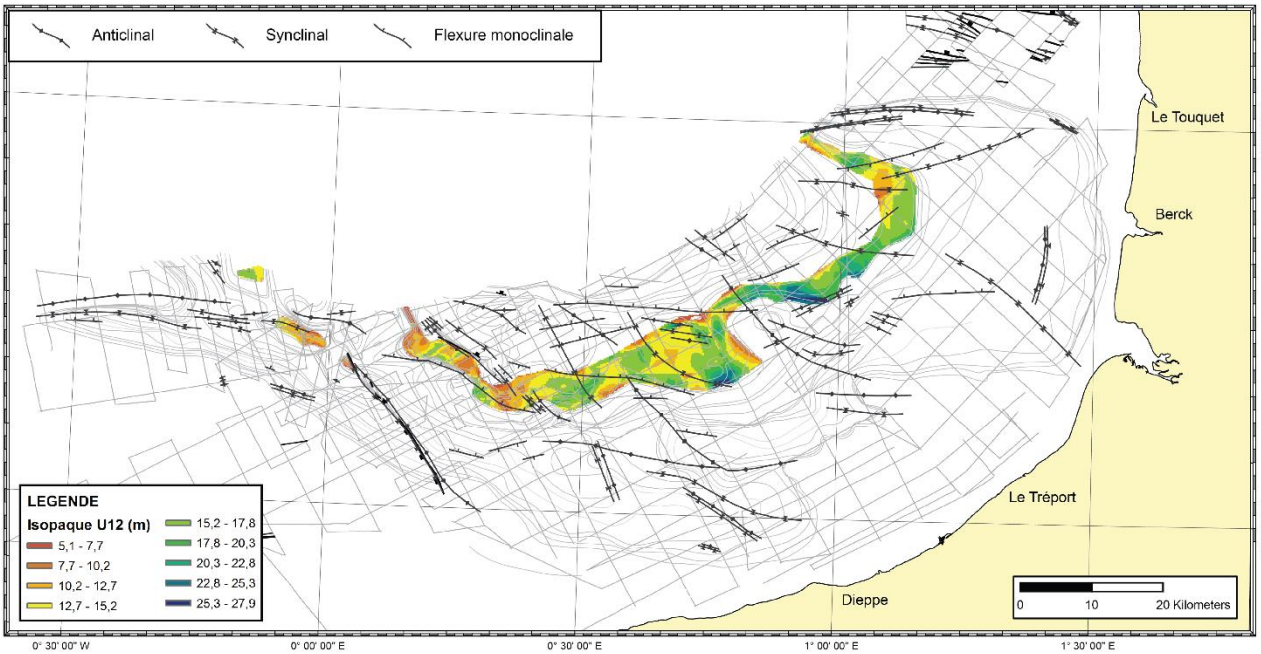


Figure 4-32 : Carte isopaque de l'unité sismique U12 (Lutétien).

La carte isopaque de l'unité sus-jacente U13 (figure 4-33) montre des épaisseurs plus importantes dans la partie centrale du bassin, autour du méridien 0°30'E, non corrélables avec des axes de plis.

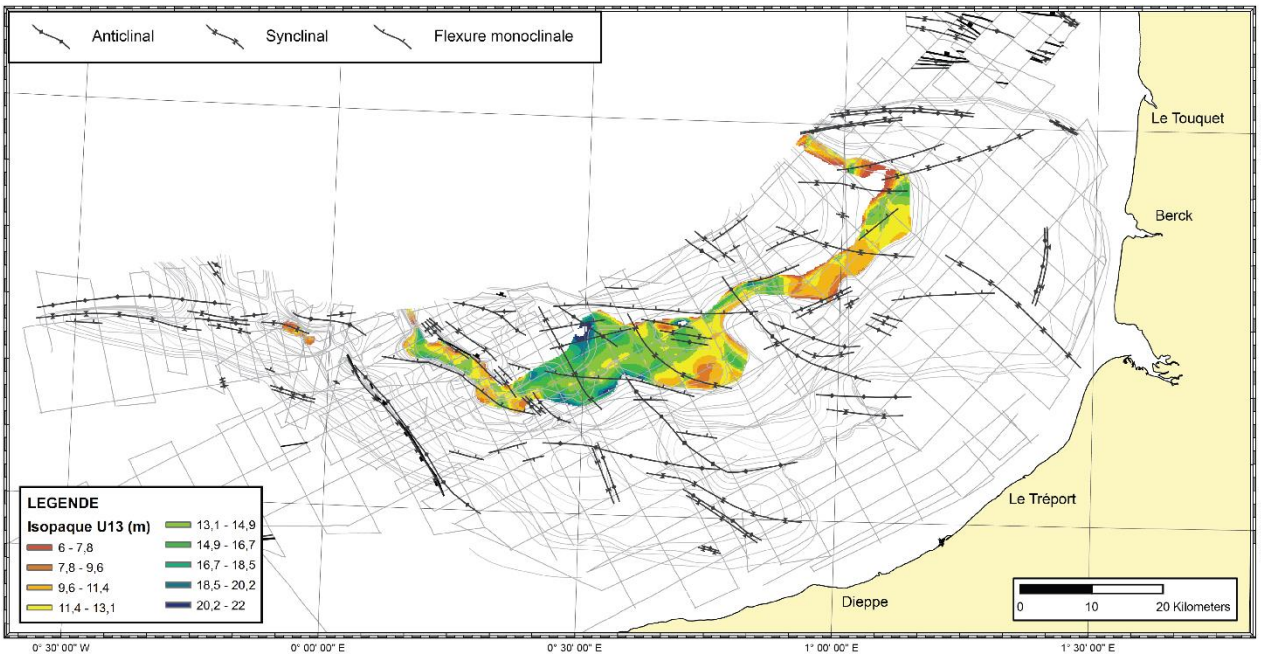


Figure 4-33 : Carte isopaque de l'unité sismique U13 (Lutétien).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

L'unité sismique U14 présente de nombreuses variations latérales d'épaisseur (figure 4-34) dues à la présence de la surface d'érosion T15 qui marque le sommet de l'unité U14, et attribuée à une accélération de la chute du niveau marin relatif (Chapitre 3). Les épaisseurs les plus faibles sont retrouvées entre les méridiens 0°30'E et 0°50'E. Dans cette zone, U14 est même localement complètement érodée. Cette partie du bassin est ainsi la plus affectée par l'érosion entre le Lutétien et le Bartonien.

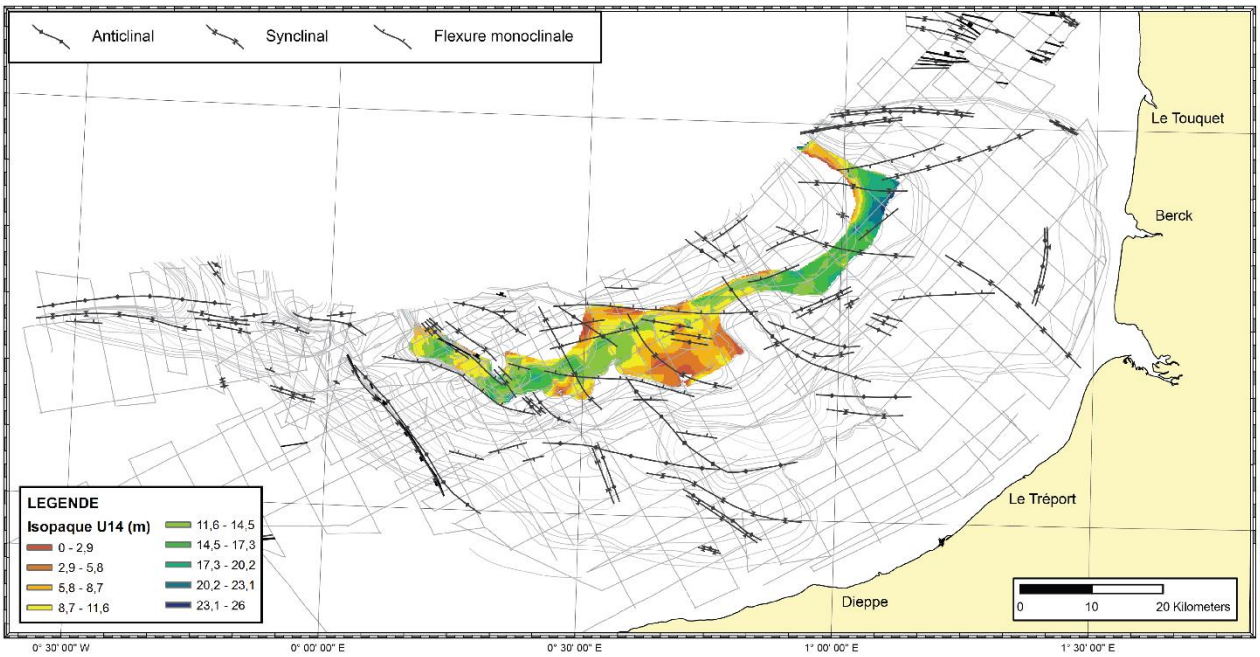


Figure 4-34 : Carte isopaque de l'unité sismique U14 (Lutétien).

e. Cartes isopaques du Bartonien

La première unité sismique bartonienne, U15, comme l'unité U14, est fortement marquée par la géométrie en érosion de la surface T15 (figure 4-35). Toutefois, un épaississement est visible au nord d'une flexure vers le nord orientée E-W située à la latitude 50°15'N. Au sud de cette flexure, l'épaisseur varie entre 5 et 15 mètres, alors qu'au nord l'épaisseur de l'unité est comprise entre 15 et 30 mètres. Il est cependant difficile d'affirmer que cet épaississement est bien associé à un épisode de déformation au niveau de la flexure uniquement à partir de la carte isopaque de U15, en raison de l'érosion majeure affectant la base de l'unité.

Une carte isopaque a été réalisée entre les surfaces T14 et T16 pour représenter l'épaisseur cumulée des unités U14 et U15 (figure 4-36). Les épaisseurs calculées correspondent ainsi à des épaisseurs entre deux surfaces ne présentant pas de caractéristiques liées à des processus d'érosion. Cette carte vient montrer également l'épaississement au nord de la flexure monoclinale E-W identifiée sur la carte isopaque de l'unité U15. Ces deux cartes semblent donc indiquer une flexure selon un axe E-W au sein du Bassin de Dieppe-Hampshire autour de la transition Lutétien-Bartonien.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

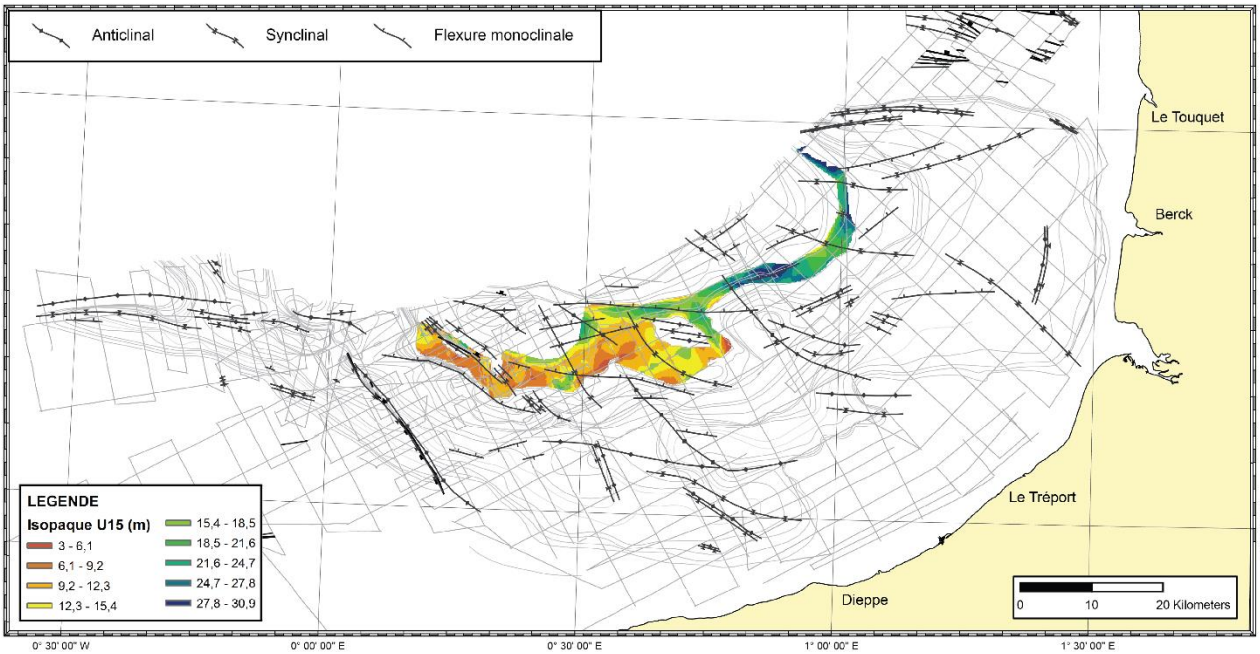


Figure 4-35 : Carte isopaque de l'unité sismique U15 (Bartonien).

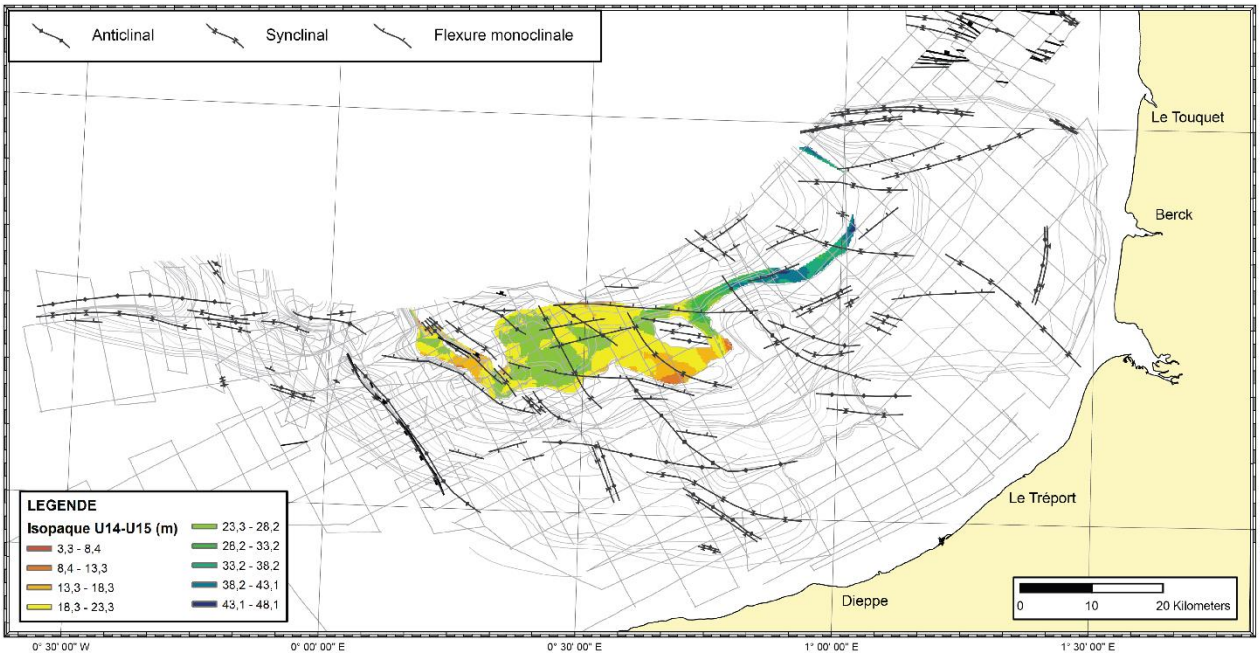


Figure 4-36 : Carte isopaque des unités sismiques U14 et U16, entre le Lutétien terminal et le Bartonien basal.

Les grandes coupes réalisées à travers les dépôts paléogènes du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional montrent un épaississement des séries vers le NE dès la base du Bartonien (figure 4-3, coupes A et B). Cet épaississement est également très bien marqué sur plusieurs cartes isopaques d'unités sismiques bartoniennes, notamment sur celle de l'unité U16 (figure 4-37). U16 présente une épaisseur de quelques mètres vers le sud-ouest, qui augmente jusqu'à une quarantaine de mètres vers le nord-est. L'épaississement se fait plus rapidement au niveau du méridien 0°35'E, où l'épaisseur de l'unité augmente d'une dizaine de mètres en environ un kilomètre.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

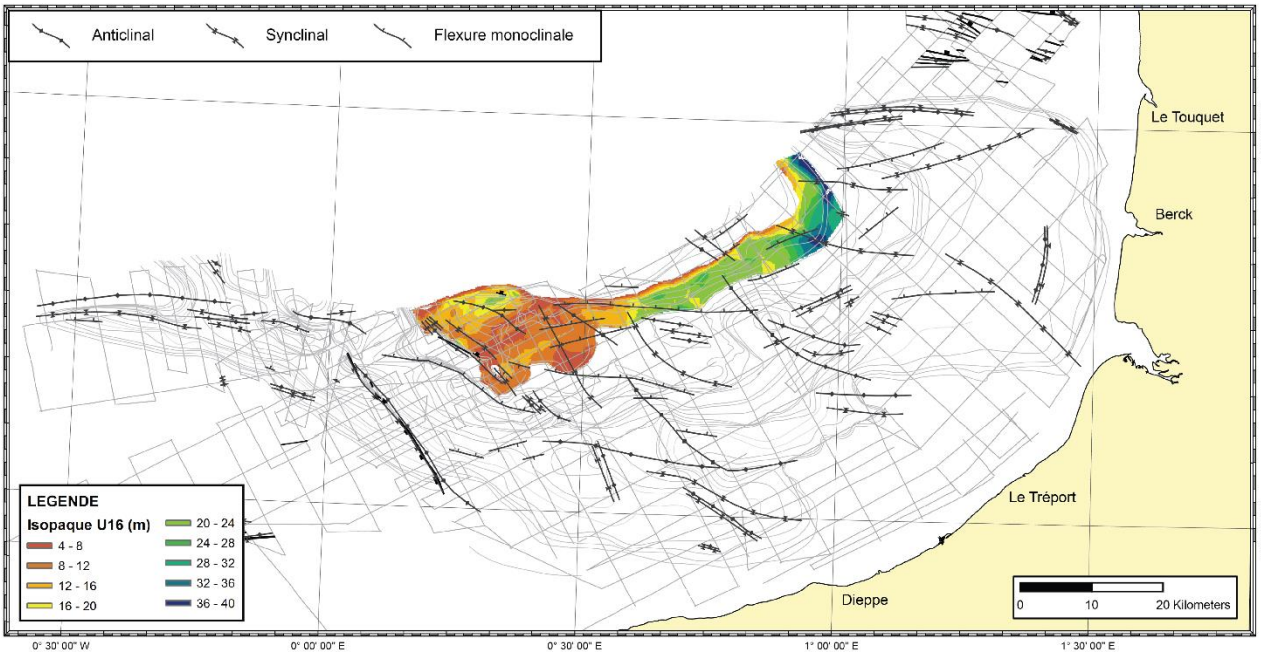


Figure 4-37 : Carte isopaque de l'unité sismique U16 (Bartonien).

La carte isopaque de l'unité U17 (figure 4-38) montre contrairement à U16 une distribution très hétérogène des épaisseurs, et ne fait pas apparaître de lien entre les variations d'épaisseur et le schéma structural du bassin. Ces variations d'épaisseur sont à relativiser au regard de la faible épaisseur générale de l'unité (moins de 10 mètres), et pourraient être d'origine sédimentaire.

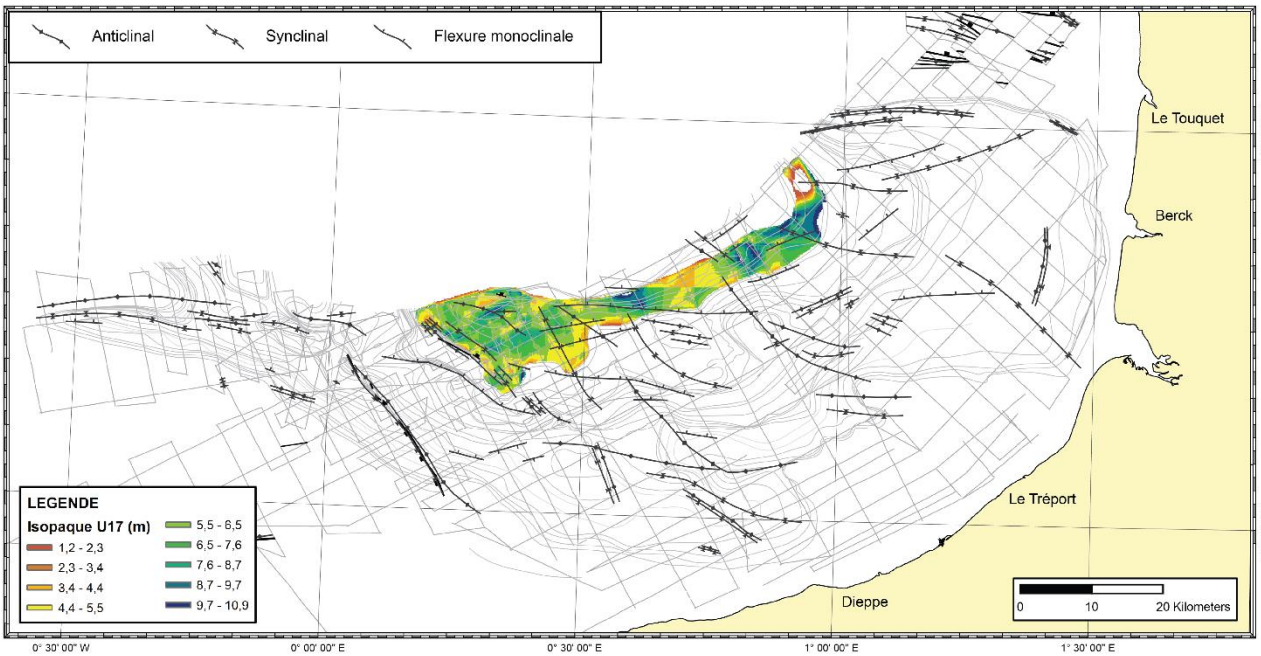


Figure 4-38 : Carte isopaque de l'unité sismique U17 (Bartonien).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

On retrouve cet épaississement de manière moins marquée vers le NE sur la carte des épaisseurs de l'unité U18 (figure 4-39). Cette carte montre également au niveau d'un synclinal NW-SE au méridien 0°15'E des épaisseurs légèrement supérieures aux zones avoisinantes. La carte isopaque dans cette zone est lacunaire, mais permet toutefois d'identifier un léger épaississement le long du synclinal NW-SE pouvant correspondre à une phase de déformation au niveau de cette structure.

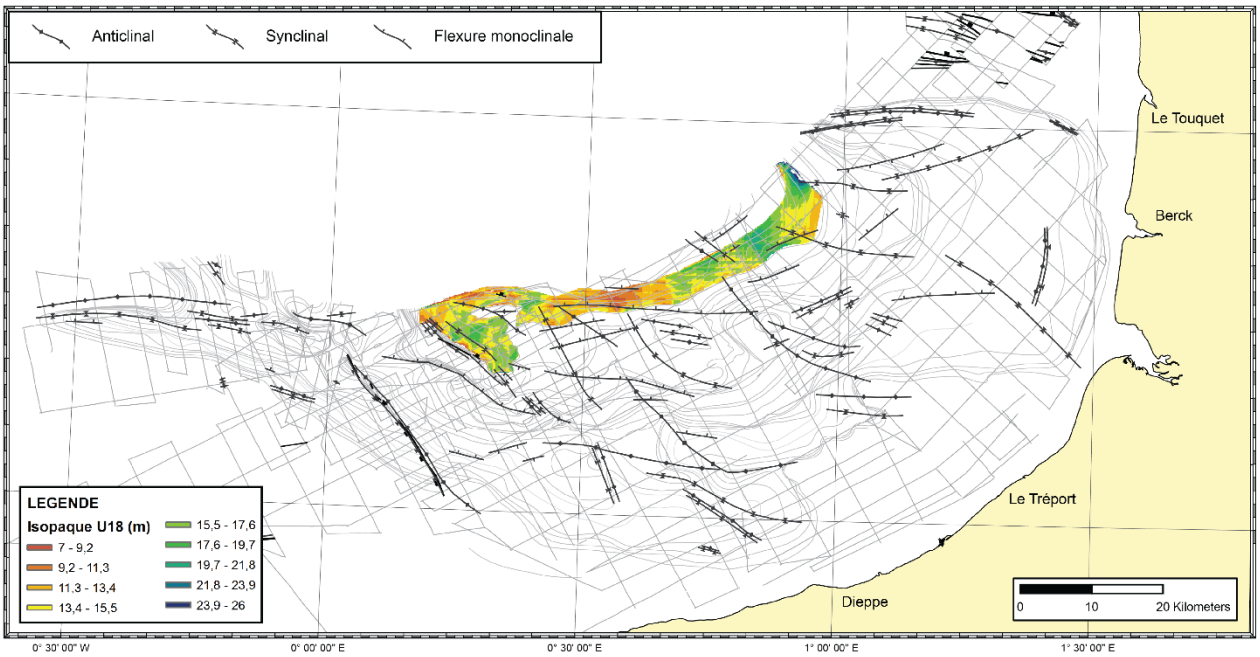


Figure 4-39 : Carte isopaque de l'unité sismique U18 (Bartonien).

Les cartes isopaques de toutes les dernières unités sismiques bartoniennes identifiées dans la partie méridionale du Bassin de Dieppe-Hampshire (unités U19 à U24) montrent également l'épaississement général des séries vers le NE du bassin (figures 4-40, 4-41, 4-42, 4-43, 4-44 et 4-45). Les faibles superficies couvertes par ces cartes par rapport aux cartes présentées précédemment ne permettent cependant pas de réaliser de corrélations avec les structures cartographiées dans la zone d'étude.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

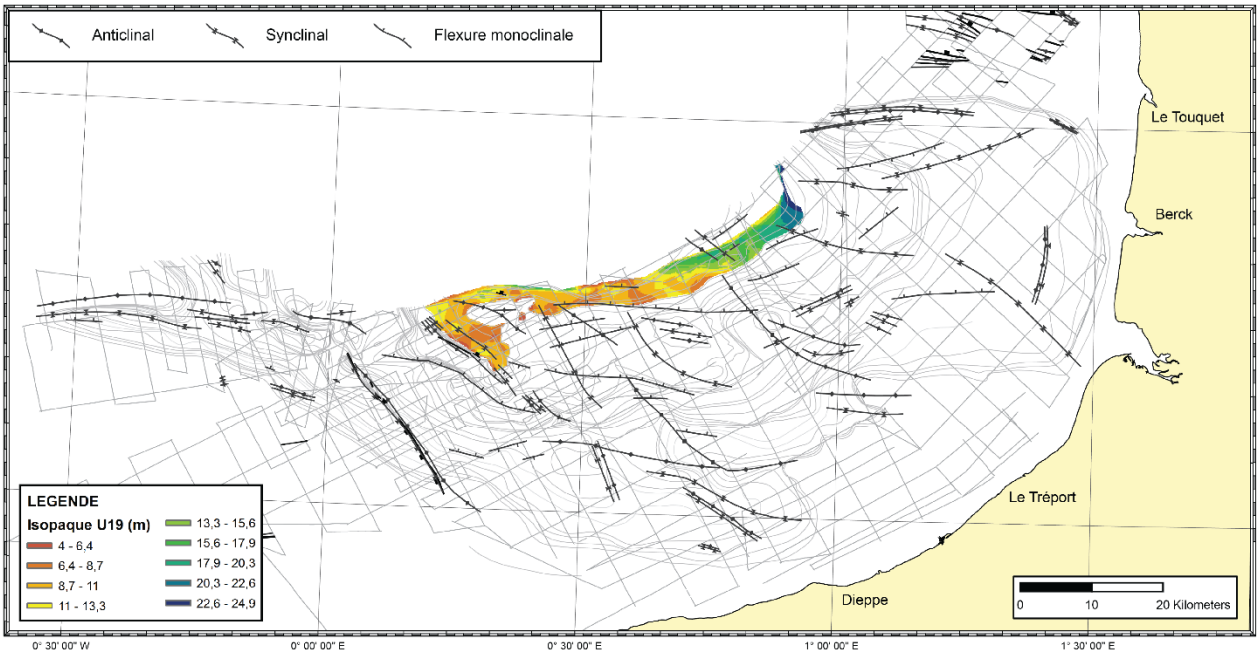


Figure 4-40 : Carte isopaque de l'unité sismique U19 (Bartonien).

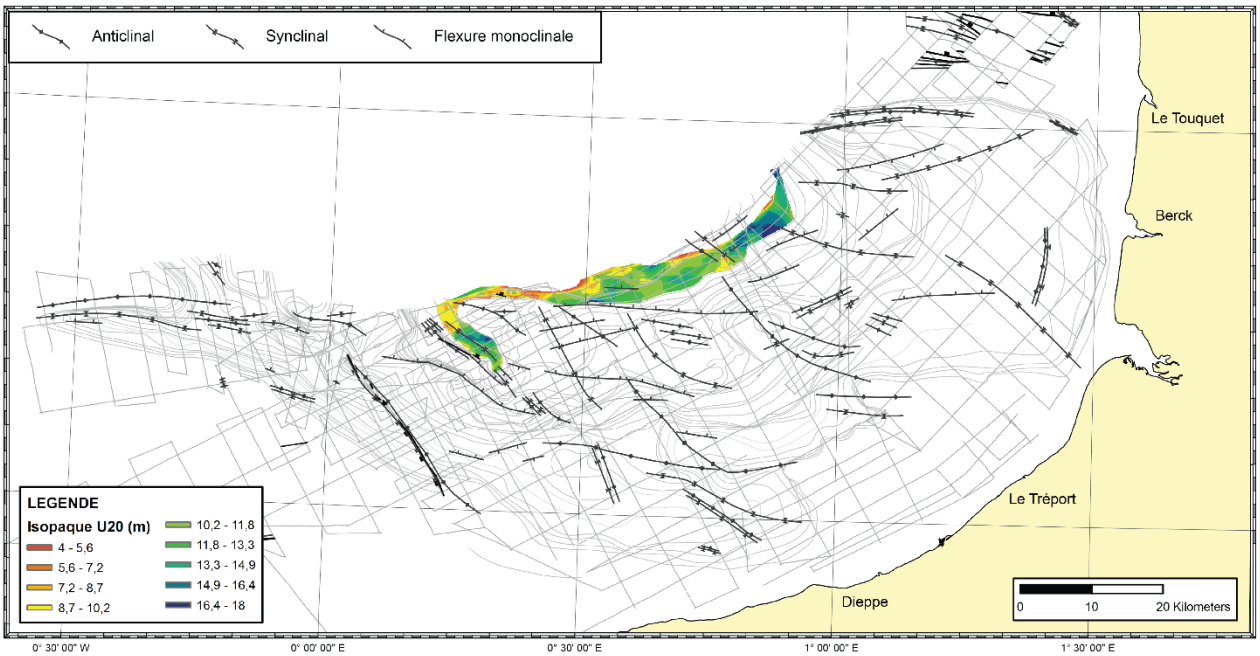


Figure 4-41 : Carte isopaque de l'unité sismique U20 (Bartonien).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

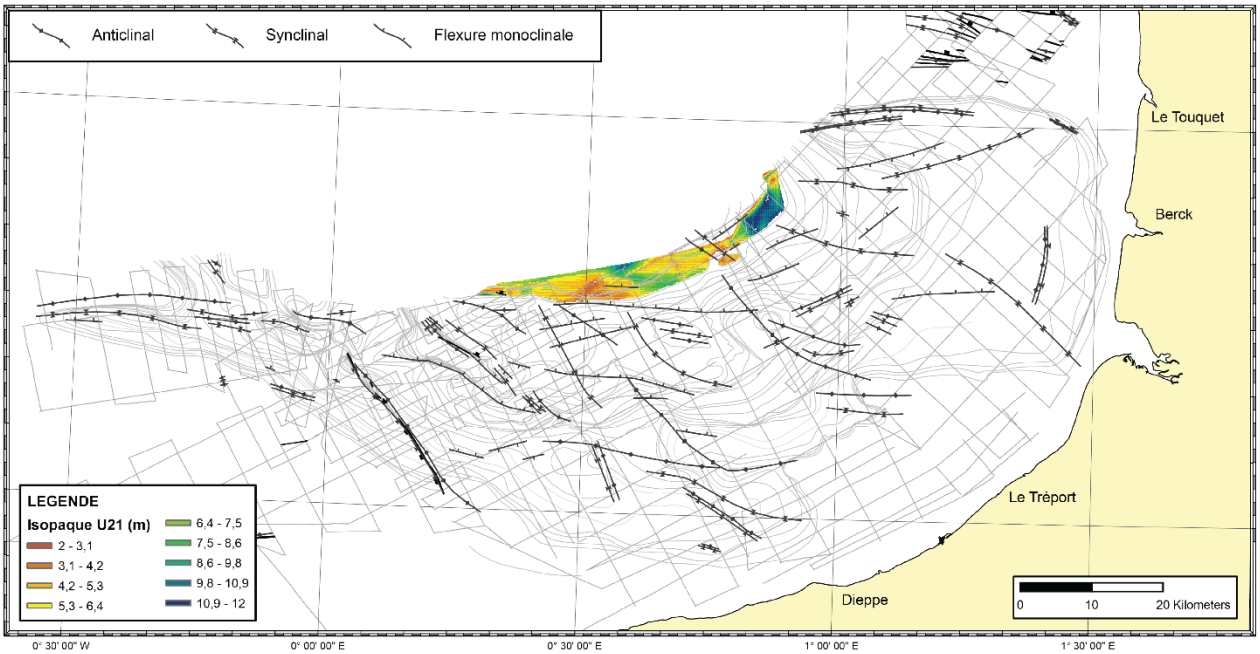


Figure 4-42 : Carte isopaque de l'unité sismique U21 (Bartonien).

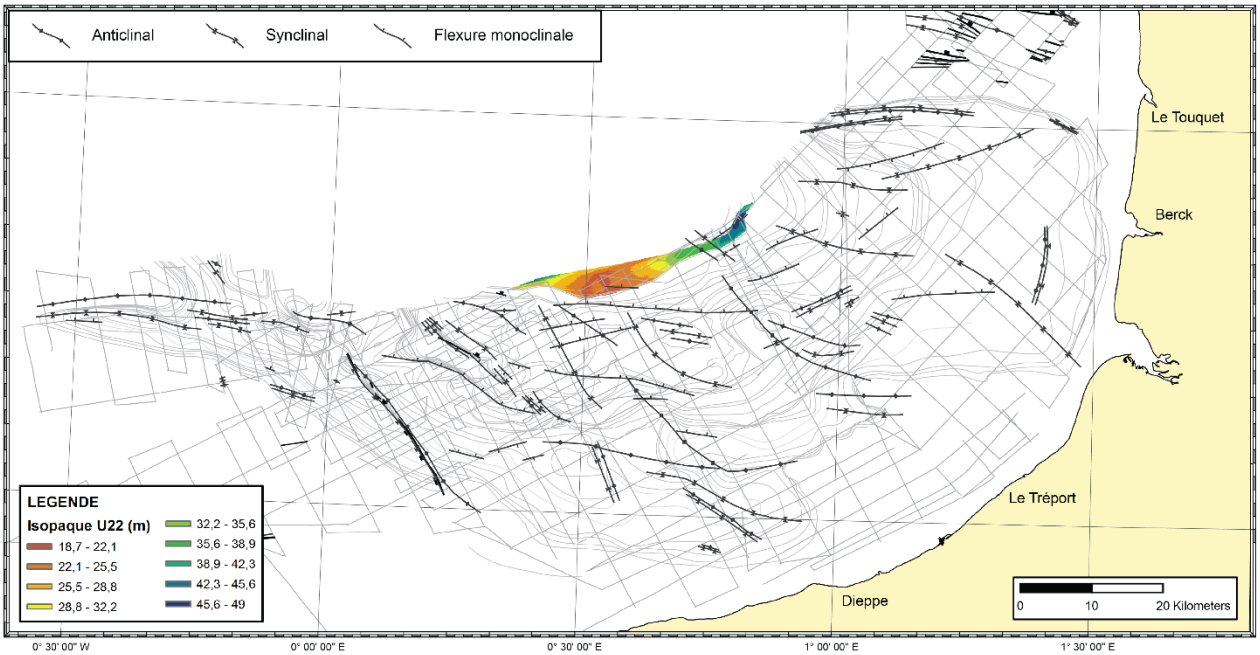


Figure 4-43 : Carte isopaque de l'unité sismique U22 (Bartonien).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

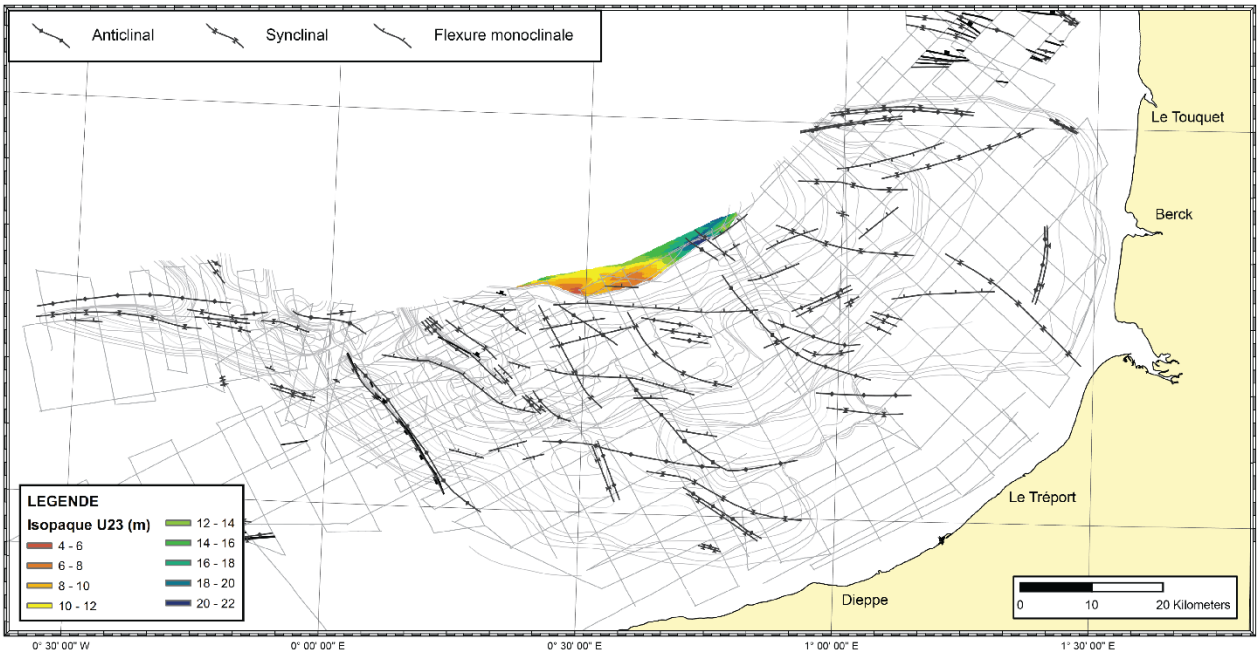


Figure 4-44 : Carte isopaque de l'unité sismique U23 (Bartonien).

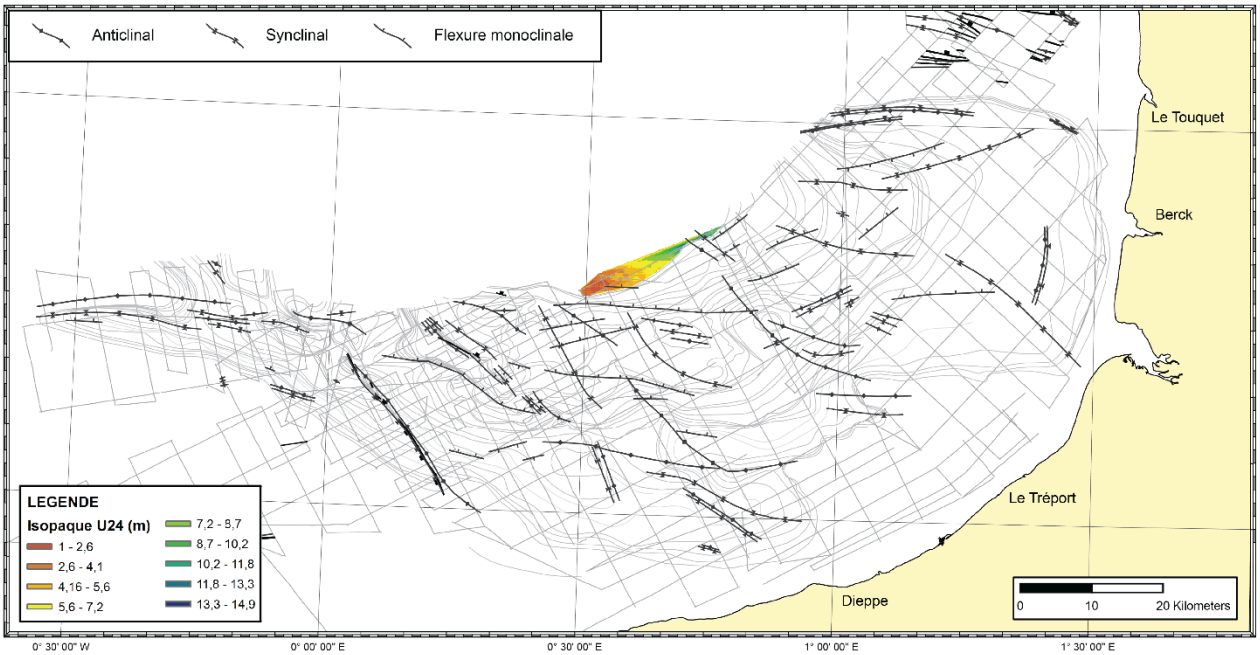


Figure 4-45 : Carte isopaque de l'unité sismique U24 (Bartonien).

Comme discuté dans le Chapitre 3 du manuscrit, l'épaississement vers le NE des séries bartoniennes peut être la conséquence de l'initiation du développement du synclinal de Dieppe-Hampshire, de direction WNW-ESE. Cependant ni les cartes isopaques des unités bartoniennes ni les coupes SW-NE présentées sur la figure 4-3 ne permettent d'observer un amincissement vers le flanc nord-est actuel du synclinal de Dieppe-Hampshire.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Deux hypothèses pourraient expliquer cette absence apparente d'amincissement vers le nord (figure 4-46) :

- Le synclinal de Dieppe-Hampshire se développe à partir du Bartonien basal avec le soulèvement des flancs SW et NE. Un amincissement aurait existé plus au nord ou nord-est, mais n'aurait pas été préservé à cause d'une déformation plus marquée dans le Boulonnais. Cette déformation aurait (i) effacé tout enregistrement des phases d'initiation du synclinal et (ii) induit l'asymétrie du synclinal telle qu'on l'observe actuellement. En effet, le flanc nord du synclinal est particulièrement raide par rapport aux autres bordures du bassin, et on peut supposer un biseau des séries vers le nord plus localisé que le biseau observé vers le SW du synclinal (figure 4-3).
- Un soulèvement désynchronisé au niveau des flancs sud-ouest et nord-est du synclinal, avec (1) un développement primitif du synclinal de Dieppe-Hampshire à partir du Bartonien basal s'exprimant par un soulèvement au sud, et (2) un soulèvement plus tardif au nord, peut être causé par un basculement, synchrone de l'inversion de l'Artois et postérieur à la mise en place des séries bartoniennes préservées les plus jeunes de la zone d'étude.

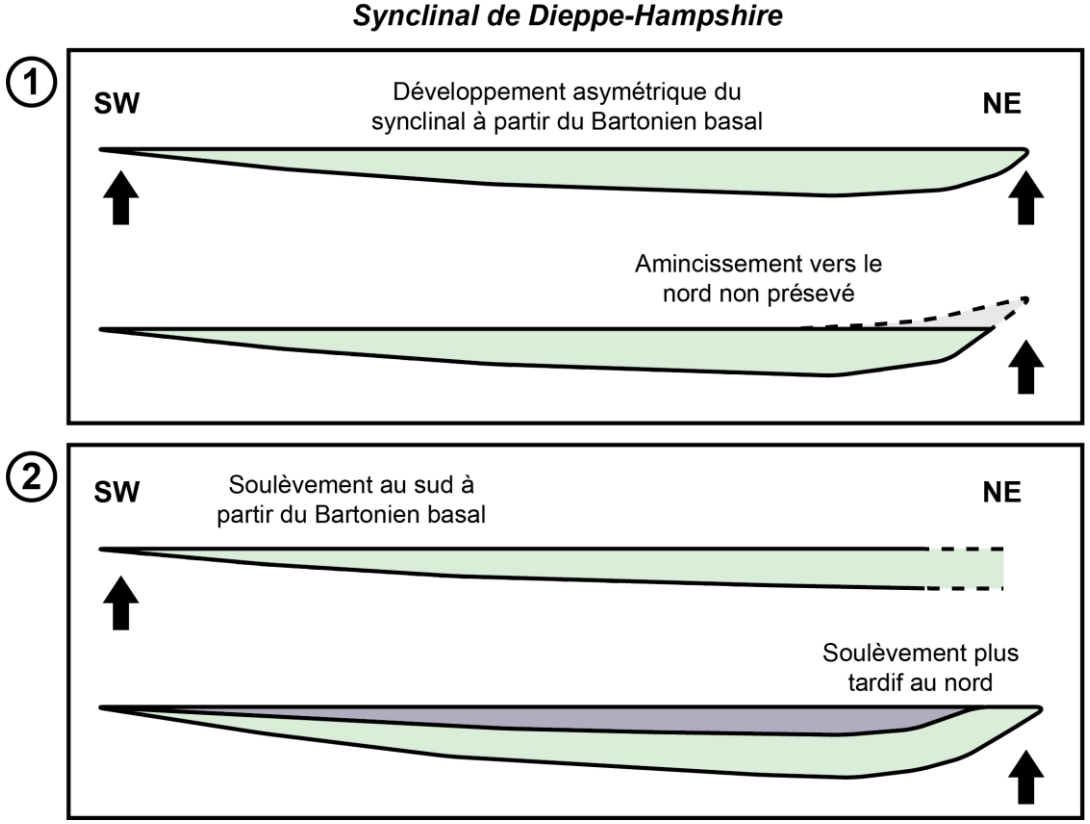


Figure 4-46 : Représentations schématiques des deux hypothèses présentées pour expliquer l'absence apparente d'amincissement du Bartonien vers la bordure NE du synclinal de Dieppe-Hampshire.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Résumé des points importants (1.1.2. E)

La réalisation et l'analyse des cartes isopaques de chaque unité sismique (superposées sur le schéma structural du bassin) et les observations directes sur la sismiques ont permis de mettre en évidence plusieurs périodes de déformation au Paléogène :

- Le soulèvement du compartiment NE de la zone faillée axée N140° à la **base de l'Yprésien** (unité U3), témoignant d'une activation tectonique de ces failles.
- La croissance d'un anticlinal NW-SE au cours de l'**Yprésien supérieur** (âge proche de la limite NP12-NP13 ; unités U7 et U8). Le soulèvement de cet anticlinal semble se poursuivre jusqu'à la fin de l'Yprésien (unités U9 et U10).
- Le développement d'un synclinal WNW-ESE (N100°) à la base du Lutétien (NP14b ; unité U11). La croissance de plis et flexures WNW-ESE et NW-SE se poursuit au **Lutétien inférieur** (unités U12 et U13).
- La développement d'une flexure E-W autour de la **transition Lutétien-Bartonien** (unités U14 et U15).
- Un épaississement général des séries vers le NE du synclinal de Dieppe-Hampshire **depuis la base du Bartonien** jusqu'au Bartonien le plus jeune de la zone d'étude, montrant un probable plissement de grande longueur d'onde.
- Une probable phase de déformation au niveau de plis NW-SE au **Bartonien inférieur** (unité U18).

1.2. Structuration et cinématique des zones clés du bassin

Les résultats de la cartographie des éléments structuraux cénozoïques et l'analyse de l'amplitude des déformations ont permis d'identifier plusieurs zones particulièrement déformées. Ces zones sont bien identifiables sur la carte de pente réalisée sur l'ensemble du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional (figure 4-47) et le schéma structural proposant une hiérarchisation des déformations (figure 4-14). Les déformations localisées au niveau des 3 boîtes localisées sur la figure 4-47 constituent des éléments clés afin de mieux comprendre la cinématique des déformations qui affectent le bassin, la chronologie de la déformation et la relation entre la déformation de la couverture sédimentaire cénozoïque et l'héritage structural régional.

Dans cette partie du Chapitre 4, une analyse des structures de chacune des boîtes sera détaillée, appuyée par la réalisation de coupes sériées. L'évolution dans l'espace de l'amplitude des déformations et les connexions spatiales entre structures seront notamment décrites, afin de comprendre la chronologie et la cinématique des déformations.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

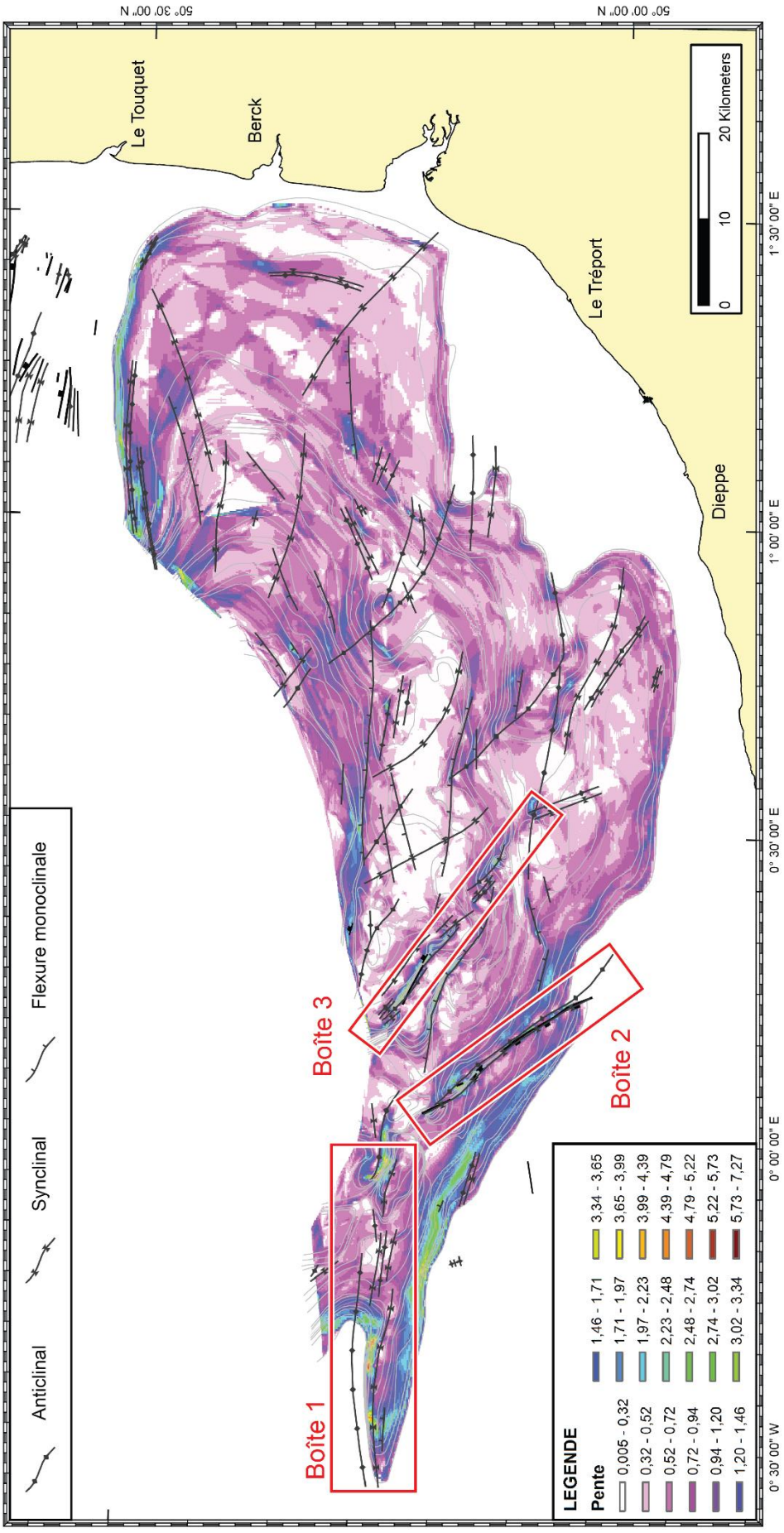


Figure 4-47 : Carte des pentes sur l'ensemble du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional, superposée sur le schéma structural de la zone d'étude. Les cadres rouges indiquent la localisation des zones les plus déformées du bassin et qui seront discutées dans cette partie.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

1.2.1. Structuration au sein de la Boîte 1

La boîte 1 regroupe une série de plis orientés selon une direction E-W. Pratiquement aucune faille n'a été mise en évidence dans cette partie du bassin (seulement trois failles pointées sur les données sismiques sans directions déterminables ; figure 4-4). Les profils sismiques sériés présentés sur la figure 4-48 représentent l'évolution latérale des plissements.

A l'ouest de la boîte se trouvent un synclinal au sud et un anticlinal au nord. Les cartes illustrant l'amplitude et la demi-longueur d'onde des plis (figure 4-49) indiquent pour ces deux plis des amplitudes très élevées à l'ouest, proches de 300 mstd (soit 375 ± 75 mètres) et qui diminuent vers l'est jusqu'à s'amortir complètement. Conjointement à cette diminution, la demi-longueur d'onde augmente progressivement depuis l'ouest vers l'est. L'amortissement des plis est bien illustré par les coupes sériées de la figure 4-48 : entre les coupes A et C pour l'anticlinal, et entre les coupes A et B pour le synclinal. Ces structures qui s'amortissent peu à peu vers l'est se perdent au profit de plis de plus faibles longueurs d'onde, visible au niveau de la coupe C (figure 4-48). Ces plis, toujours orientés E-W, sont plus nombreux et présentent des amplitudes de l'ordre de quelques mètres à une cinquantaine de mètres, avec également un amortissement vers l'est de ces plissements.

Vers l'est, on retrouve sur la coupe D un anticlinal au nord et un synclinal au sud, avec des amplitudes et des longueurs d'onde bien plus faibles qu'à l'ouest. L'amortissement des structures et l'augmentation du nombre de plis traduit une déformation de plus en plus distribuée vers l'est de la boîte 1.

Le synclinal observé sur la coupe D a pu être corrélé sur la coupe E (figure 4-48). La comparaison entre ces deux coupes permet de souligner une augmentation de l'amplitude de la déformation, mais cette fois-ci vers l'est. De plus, l'axe de ce synclinal tourne vers l'est vers une direction N110°. On retrouve cette tendance au niveau d'un anticlinal N110° localisé au nord-est de ce synclinal. Celui-ci présente un axe curviligne qui tourne vers une direction E-W puis une direction N120° vers l'est (figure 4-2).

La quantité de raccourcissement N-S a été estimée le long de plusieurs profils N-S, dont ceux présentés sur la figure 4-48. Celui-ci est plus important à l'ouest de la structure et est de l'ordre de 60 à 70 mètres au niveau du profil A. Le raccourcissement diminue drastiquement au niveau du profil B (approximativement 5 mètres). Le calcul de la quantité de raccourcissement au niveau d'un profil intermédiaire entre les deux coupes permet de déterminer une valeur d'environ 25 à 30 mètres, ce qui semble indiquer une diminution relativement continue. Le raccourcissement continue de diminuer vers l'est jusqu'à être de l'ordre de 1 à 2 mètres sur les profils C et D. On retrouve ensuite une légère augmentation au niveau du profil E (entre 4 et 5 mètres).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

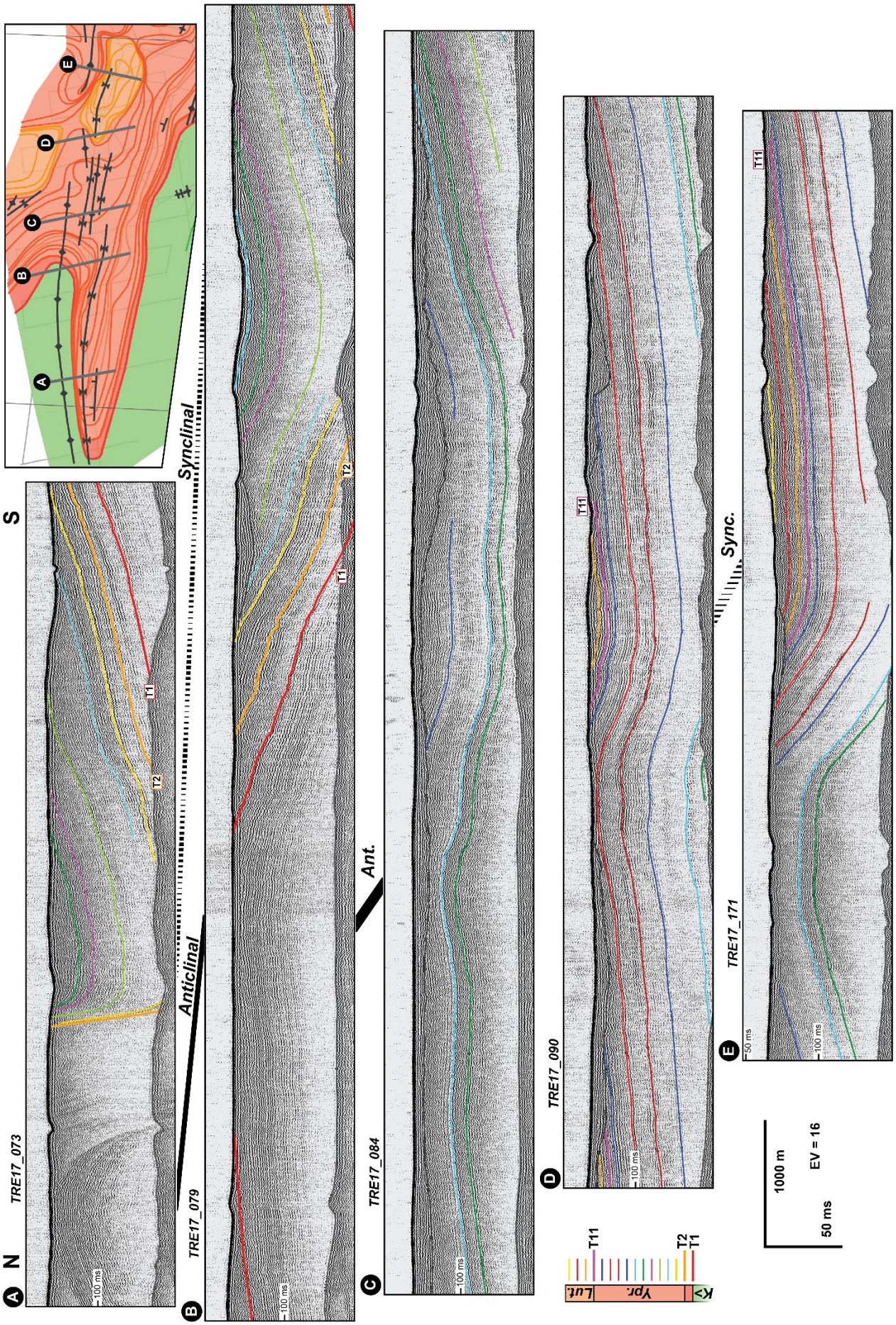


Figure 4-48 : Profils sériés recoupant la structure orientée E-W affectant les séries cénozoïques du Bassin de Dieppe-Hampshire (boîte 1). T1, T2 et T11 réfèrent aux surfaces stratigraphiques identifiées dans le bassin respectivement à la base du Thanétien, de l'Yprésien et du Lutétien.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

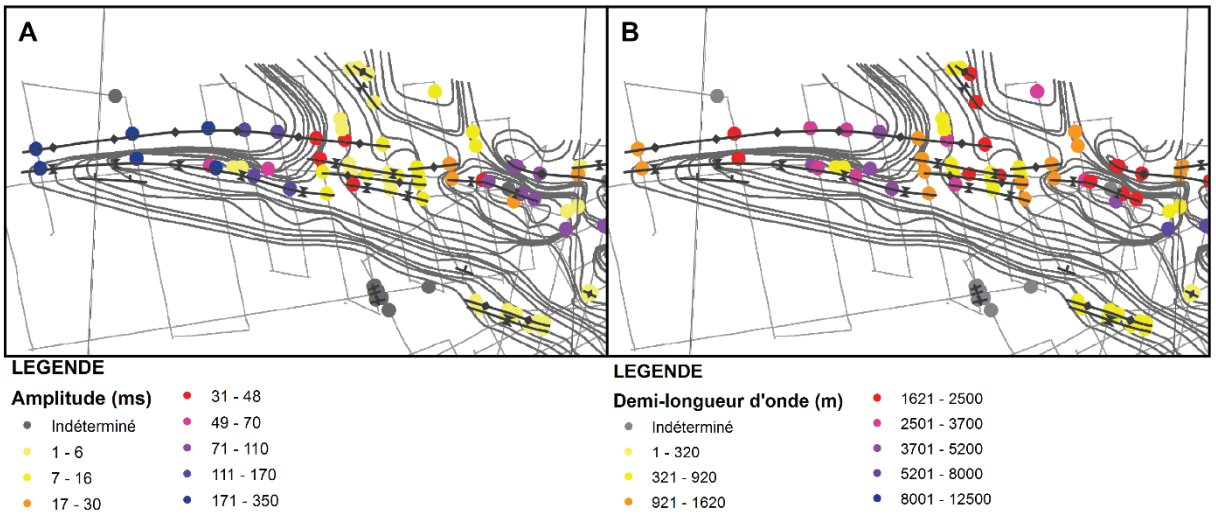


Figure 4-49 : Cartes de (A) l'amplitude (en ms temps double) et (B) la demi-longueur d'onde (en mètres) déterminées pour chaque axe de pli au niveau de la boîte 1.

Synthèse sur la mise en place de ces déformations (boîte 1) :

Les plis E-W se mettent en place après le Lutétien (terrains affectés les plus récents). Les caractéristiques des plis sont compatibles avec un régime pratiquement purement compressif, et donc des contraintes orientées perpendiculairement aux structures (axe N-S). Ces déformations sont localisées au-dessus d'une structure aveugle située en profondeur et également orientée E-W (Busby et Smith, 2001 ; Chadwick *et al.*, 2003), dans le prolongement de la faille E-W bordant le nord du Bassin de Manche Centrale (Smith et Curry, 1975 ; Beeley et Norton, 1998), situé à l'ouest. Cette structure est soulignée par les cartes des anomalies gravimétriques et magnétiques en Manche (figure 4-50).

Des directions de contraintes N-S sont également décrites régionalement dans d'autres bassins au cours de l'Eocène supérieur. Dans le nord du Bassin de Dieppe-Hampshire, la phase de déformation paléogène majeure, enregistrée à la limite Bartonien-Priabonien, est responsable de l'inversion des anticlinaux de Sandown et de Brixton sur l'Ile de Wight (Gale *et al.*, 1999 ; Newell et Evans, 2011 ; Evans et al ; 2011). Dans le Bassin de Paris, les travaux de Briais (2015) ont permis d'identifier des flexures E-W de grandes longueurs d'ondes (supérieures à 150 kilomètres) au Bartonien inférieur et à la limite Bartonien-Priabonien. Des indices d'inversion cénozoïque sont également présents au niveau de l'anticlinal E-W du Cap Gris-Nez, dans le Boulonnais (Averbuch *et al.*, 2016). L'âge de cette inversion reste cependant mal contraint.

Les variations importantes de quantité de raccourcissement le long des plis décrits au sein de la boîte 1 indiquent un amortissement rapide vers l'est. Cette caractéristique pourrait être expliquée par une distribution différente de la déformation d'ouest en est, peut-être liée à des variations latérales de la structure profonde contrôlant la déformation de la couverture. Les données gravimétriques et magnétiques semblent en effet montrer un amortissement de

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

la faille de socle vers l'est, au niveau de la limite d'extension actuelle du cénozoïque du Bassin de Dieppe-Hampshire (figure 4-50).

Une variation latérale du raccourcissement liée au léger changement dans la direction des plis au niveau du méridien 0°20'W (de N80° à l'ouest à N90° à l'est ; figure 4-2) peut également être considérée : le raccourcissement serait alors maximal au niveau des plis perpendiculaires à la direction de la compression, et plus faible au niveau de plis légèrement obliques à cette direction.

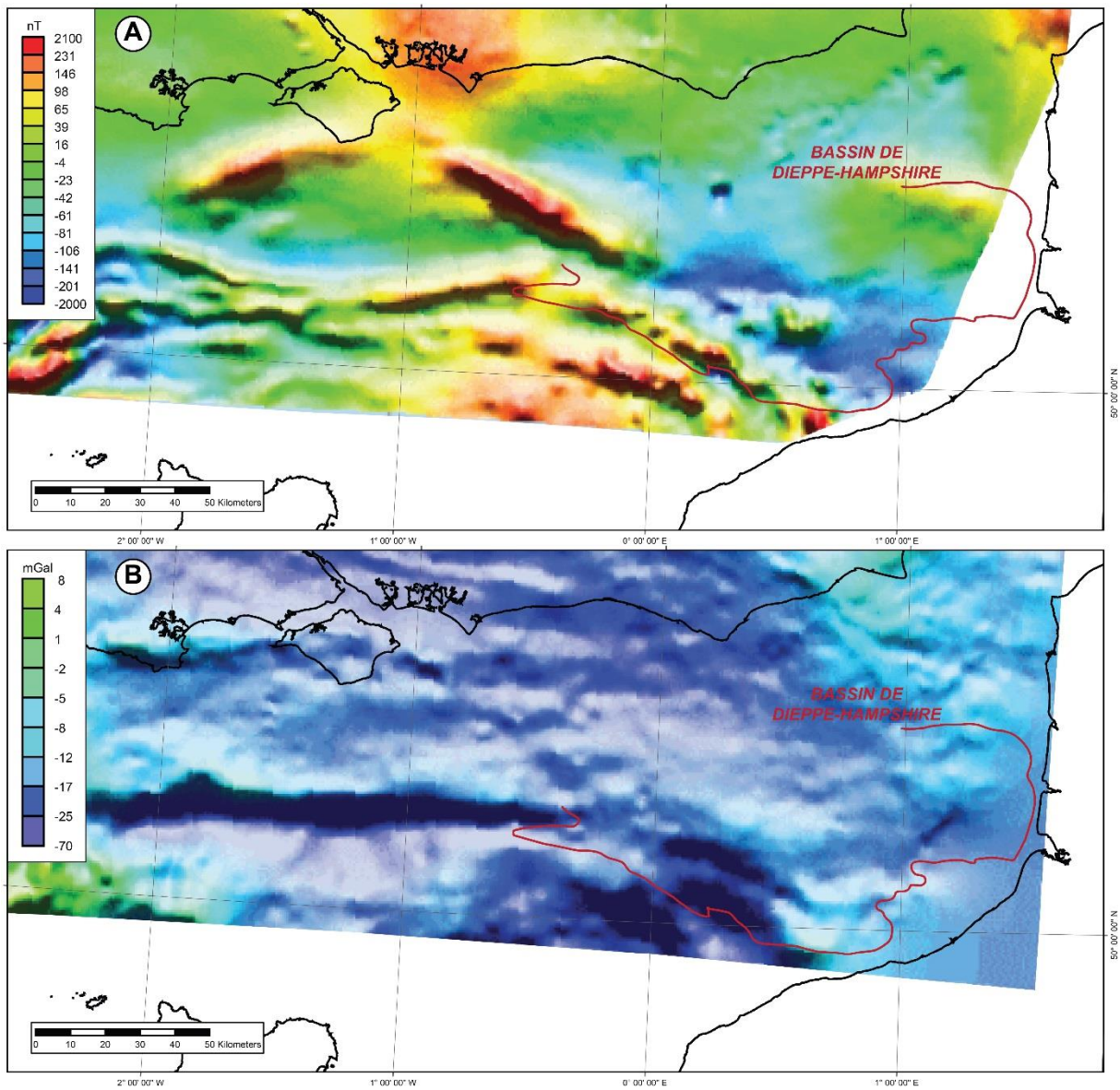


Figure 4-50 : A. Carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle produite par le BGS à partir de données magnétiques aéroportées et marines. ; B. Carte de l'anomalie gravimétrique produite par le BGS à partir de données terrestres (anomalie de Bouguer) et marines (anomalie à l'air libre). Le trait rouge correspond à la limite d'extension des dépôts cénozoïques du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

1.2.2. Structuration au sein de la Boîte 2

La boîte 2 apparaît comme une des zones les plus déformées de la couverture cénozoïque du Bassin de Dieppe-Hampshire, notamment en raison de la présence de failles à forts rejets verticaux (plusieurs dizaines de mètres). La figure 4-51 présente six profils sériés recoupant la structure orientée N140°. Comme décrit précédemment, celle-ci se compose :

- D'un anticlinal NW-SE ;
- D'un synclinal, de même direction et situé au sud-ouest de l'anticlinal ;
- D'une série de failles NW-SE disposées en relais et localisées entre les deux axes de plis.

On retrouve bien entre les axes de l'anticlinal et du synclinal plusieurs failles, comme peuvent l'attester certains profils ne présentant pas de discontinuités au niveau des réflecteurs sismiques. Sur la figure 4-51, le profil D ne présente en effet aucune faille. Les failles observées sur les profils C et E, situés de part et d'autres du profil D, ne correspondent donc pas à la même faille. Cinq failles ont ainsi pu être corrélées entre profils et cartographiées, dont trois représentées sur les profils A, B et C, et une autre recoupée par les profils E et F. Cette dernière a pu être corrélée sur une douzaine de kilomètres de distance, et affecte la bordure de la couverture cénozoïque en la décalant selon un jeu apparent senestre. La plupart de ces failles sont localisées au niveau de la zone de plus forte pente. Cette caractéristique est bien visible sur les profils A, C et E de la figure 4-51. Seule la faille du profil B fait figure d'exception, puisqu'on la retrouve au niveau de la charnière de l'anticlinal. Même si le pendage des failles n'a pas pu être déterminé sur chacune d'elles, la plupart présentent un pendage vers le sud-ouest, témoignant ainsi d'un jeu apparent normal. Le compartiment situé au sud-ouest, sur lequel s'est développée la structure synclinale, est en effet abaissé par rapport au compartiment nord-est (figure 4-6B). Des variations dans l'amplitude du rejet vertical apparent des failles sont observées : ces rejets varient entre 5 et 35 mètres selon les profils sismiques. Les variations du rejet des failles dans cette zone semblent aléatoires (figure 4-6A).

Concernant les caractéristiques du synclinal et de l'anticlinal NW-SE, la carte d'amplitude des plis (figure 4-52), qui inclut sur cette structure le rejet vertical des failles situées entre les deux axes, indique une tendance à la diminution de l'amplitude de ces deux plis depuis le nord-ouest vers le sud-est (passage de couleurs froides à des couleurs chaudes sur la carte). Cette tendance se vérifie sur la figure 4-51, l'amplitude étant maximale au niveau du profil B, où elle atteint environ 125 mètres.

Le lien entre les structures des boîtes 1 et 2, au nord de la boîte 1 est difficile à établir, en raison de la présence de vallées incisées à remplissage quaternaire qui ne permettent pas, localement, de visualiser les séries cénozoïques et donc les déformations qui les affectent. Cependant, les plis décrits au niveau de la boîte 1 présentent des directions qui tendent à se rapprocher de la direction N140° de la boîte 2.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

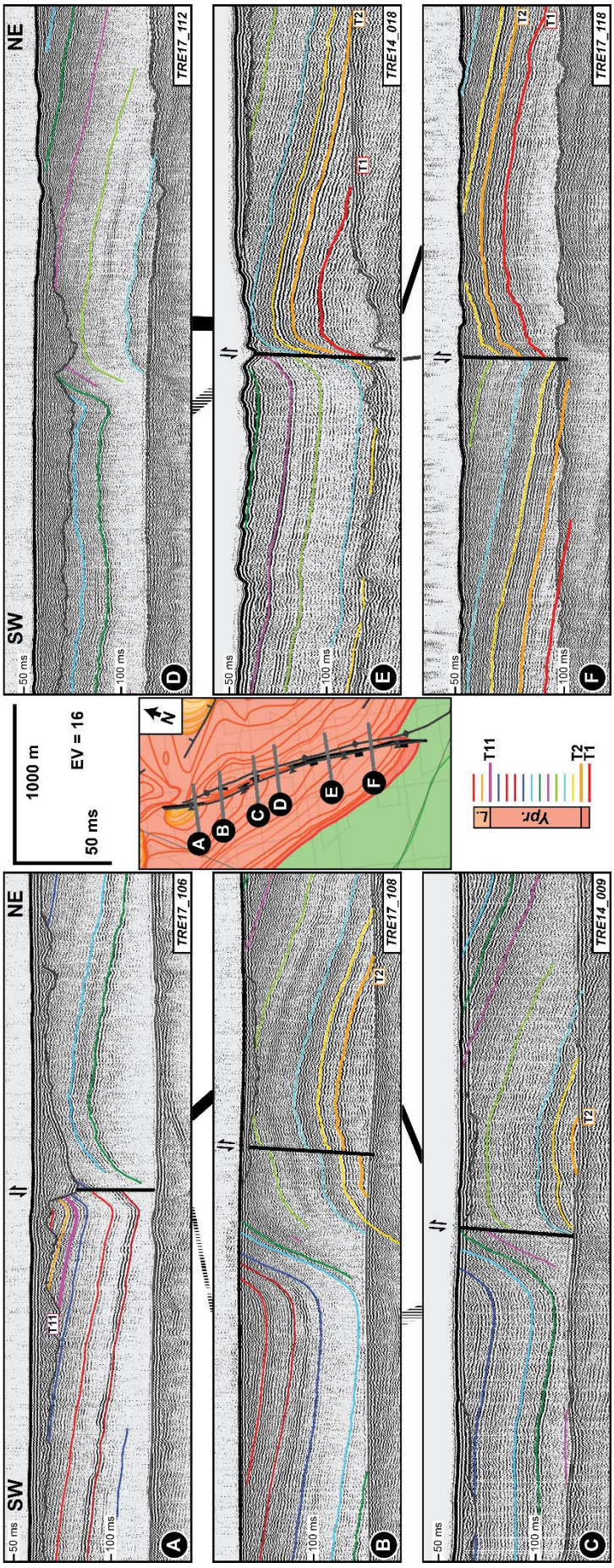


Figure 4-51 : Profils sériés recoupant la structure orientée N140° affectant les séries cénozoïques du Bassin de Dieppe-Hampshire (boîte 2). T1, T2 et T11 réfèrent aux surfaces stratigraphiques identifiées dans le bassin respectivement à la base du Thanétien, de l'Yprésien et du Lutétien.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

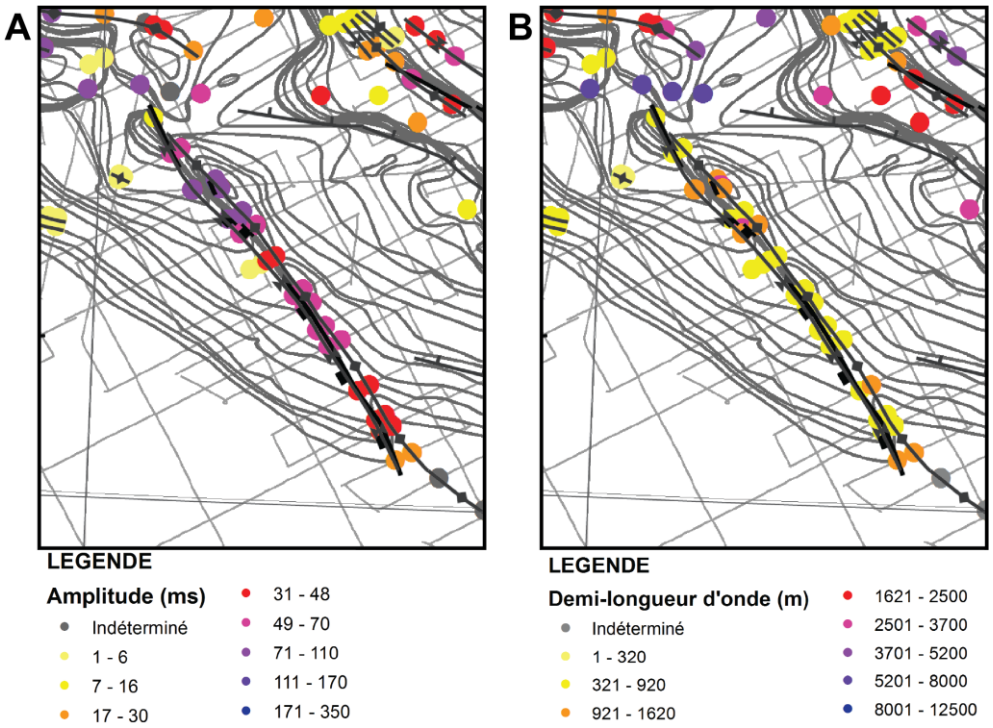


Figure 4-52 : Cartes de (A) l'amplitude (en ms temps double) et (B) la demi-longueur d'onde (en mètres) déterminées pour chaque axe de pli au niveau de la boîte 2.

Synthèse sur la mise en place de ces déformations (boîte 2) :

Les différents éléments structuraux décrits au sein de la boîte 2 (plis et failles) semblent être compatibles avec le scenario d'une mise en place synchrone. Tous ces éléments présentent les mêmes orientations structurales, et la plupart des failles sont retrouvées dans les zones de plus fortes pentes entre les axes du synclinal et de l'anticlinal, accommodant une partie de la déformation. L'anticlinal et le synclinal semblent témoigner d'un épisode compressif, tandis que les failles normales disposées en relais pourraient être associées à de l'extension ou à un mouvement vertical au niveau d'une faille verticale en profondeur. De l'extension WSW-ENE pourrait être expliquée en ayant un régime de contrainte proche de celui discuté pour les déformations enregistrées au niveau de la boîte 1, et donc avec une compression N-S. Par ailleurs, si toutes ces déformations sont synchrones, de la transpression au niveau d'une faille de socle à l'aplomb pourrait être le moteur des plis en surface, avec : (1) un jeu décrochant dextre causé par une compression N-S, et (2) un jeu inverse s'exprimant par un soulèvement du compartiment NE de la faille de socle.

Régionalement, la réactivation de nombreuses failles NW-SE à WNW-ESE a été démontrée au cours du Paléogène. Dans le Nord de la France, la faille du Bray (Wyns *et al.*, 1978, 2016 ; Wyns, 1980) et la faille de la Seine (Mascle et Cazes, 1987) ou encore la faille de Fécamp (Hauchard *et al.*, 2002 ; Paquet *et al.*, 2017) ont connu un jeu transpressif dextre au cours du

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Cénozoïque. Plus au nord, des réactivations de failles WNW-ESE selon des mouvements décro-chevauchants dextres sont supposées par Mansy *et al.* (2003) dans la partie orientale du Weald. De la réactivation décrochante dextre a également été mise en évidence dans le Sud de l'Angleterre, au sein du bassin de Wessex (faille NW-SE de Sticklepath ; Dart *et al.*, 1995).

Cependant la possibilité de plusieurs épisodes de déformation, avec un léger changement dans le régime de contrainte, n'est pas à exclure étant donné le peu de contraintes sur l'âge de mise en place de cette structure.

L'âge de cet (ou ces) épisode(s) apparaît comme étant au moins plus récent que l'âge de la mise en place des dépôts les plus jeunes affectés, soit post-Bartonien basal, puisque aucune évidence de sédimentation syn-tectonique n'a été trouvée.

1.2.3. Structuration au sein de la Boîte 3

La boîte 3 est caractérisée dans sa partie nord par la présence d'une flexure majeure d'orientation N130°, soulignée par une augmentation significative de la pente (figure 4-47). La figure 4-53, qui montre plusieurs profils sériés recoupant la structure, permet une meilleure visualisation de l'évolution latérale de la déformation le long de celle-ci. La flexure est corrélée entre les profils B, C et D, et s'exprime par un abaissement des séries bartoniennes vers le nord-est qui s'effectue en quelques centaines de mètres. Au niveau du profil B un léger bombement est observé en haut de la flexure. Dans le prolongement nord-ouest de la structure, l'axe de la flexure n'est plus identifiable, notamment en raison de la présence d'incisions quaternaires (profil A). Cependant le style de la déformation semble changer puisqu'on retrouve une série de plissements de faibles amplitude et longueur d'onde.

Comme détaillé au début de ce chapitre lors de la description des failles identifiées au sein du bassin, un alignement de failles selon une direction proche de N125° a été observé dans cette même zone (figure 4-4). Plusieurs lignes sismiques mettent effectivement en évidence la présence de failles qui semblent associées à la flexure. Certaines, comme sur le profil B de la figure 4-53, sont localisés au sud-ouest de la flexure, avant que la pente n'augmente. Le rejet vertical mesuré sur ces failles n'excède pas 5 mètres, excepté au niveau de la faille observée sur le profil C. Cette faille présente un rejet d'environ 14 mètres, et un jeu apparent normal, avec un pendage vers le nord-est. Les failles de faible rejet sont soit sub-verticales, soit présentent également un jeu apparent normal (figure 4-6C). Cependant le décalage observé le long de ces failles ne se fait pas dans le même sens que pour la faille de la coupe C : pour chacune d'elles, le compartiment sud-ouest est abaissé par rapport au compartiment nord-est (figure 4-6C).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

L'estimation de l'amplitude de la flexure permet de montrer que celle-ci diminue vers le sud-est. Sur le profil B (figure 2-48), le décalage vertical des séries provoqué par la flexure est estimé à environ 75 mètres. Sur le profil C, ce décalage, en comprenant le rejet de la faille, est de l'ordre de 50-60 mètres. Plus au sud, le décalage vertical observé sur le profil D est encore inférieur, puisqu'estimé à environ 35-40 mètres.

A l'ouest de cette flexure, les profils C et D de la figure 4-53 soulignent une autre flexure vers le nord-est. Celle-ci, également identifiable sur la carte de pentes (figure 4-47) est disposée en relais entre les structures des boîtes 2 et 3. Elle possède à l'ouest une direction E-W (N95°), qui tourne vers une direction N125° au sud du profil C. Les déformations mises en évidence sur la figure 4-53 se prolongent vers le sud-est jusqu'au nord de Dieppe, avec des amplitudes toutefois plus faibles (figures 4-13 et 4-47).

Concernant l'âge des déformations, celles-ci affectent des terrains d'âge Bartonien inférieur, ce qui indique un épisode postérieur. L'absence d'indices de sédimentation syn-tectonique n'est en effet pas en faveur d'une datation de la déformation au Bartonien basal.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

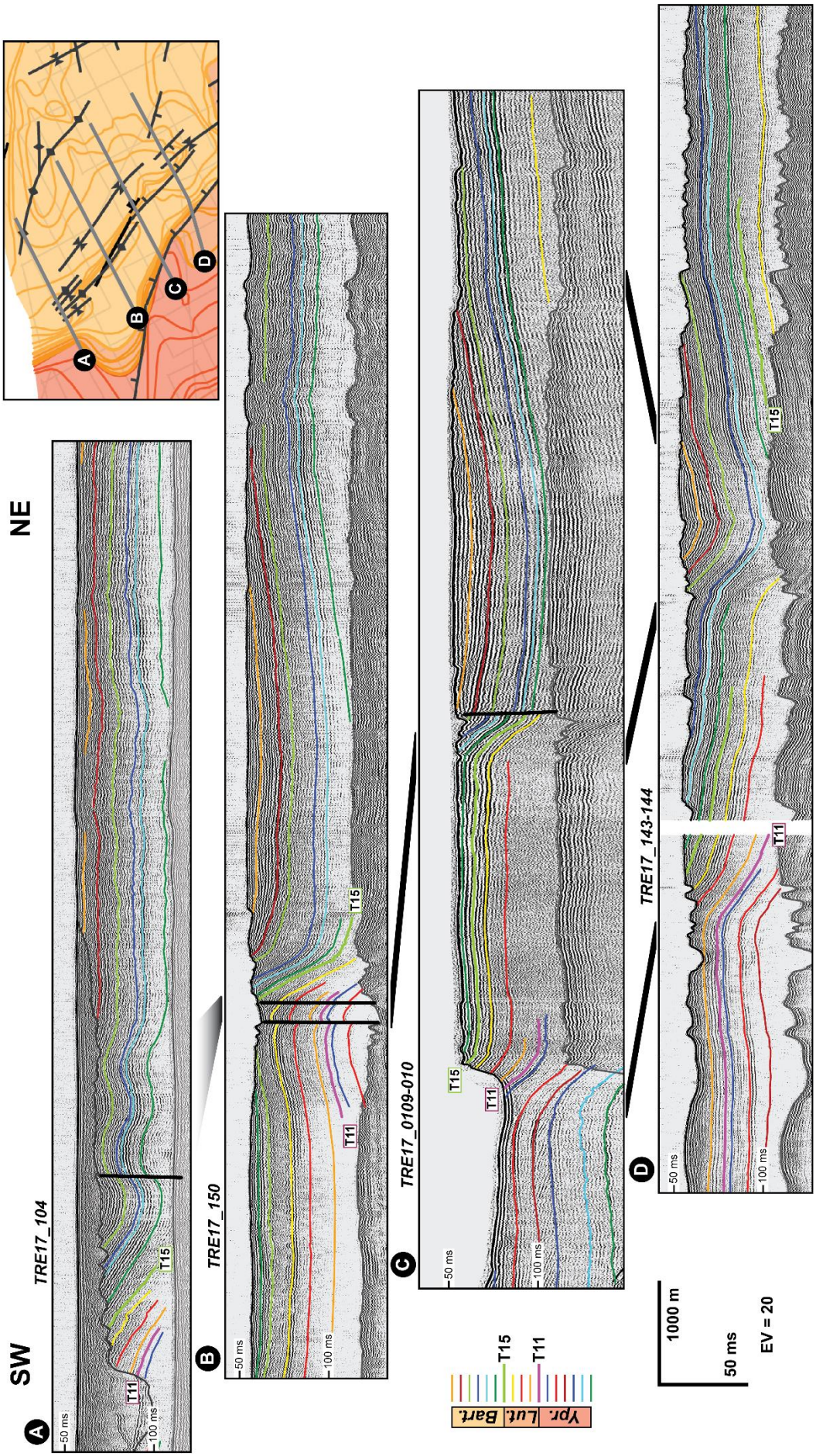


Figure 4-53 : Profils sériés recoupant la structure orientée N140° affectant les séries cénozoïques du Bassin de Dieppe-Hampshire (boîte 3).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Synthèse sur la mise en place de ces déformations (boîte 3) :

La description des structures identifiées au sein de la boîte 3 soulève des questions quant à l'âge de la (ou des) phase(s) de déformation, notamment le caractère synchrone ou non du développement des flexures et des plis. A partir de cette description, nous pouvons émettre deux hypothèses pour expliquer la cinématique de la déformation dans cette zone du bassin :

- Hypothèse (1) : Dans un premier temps la flexure N130° se développe en réponse à la réactivation d'une faille de socle induisant un décalage vertical à l'aplomb de la flexure. La flexure est en effet alignée sur une zone de contraste localisée au niveau de l'anomalie magnétique (figure 4-54, passage de bleu ciel au SW à violet au NE). La flexure correspond donc à un pli forcé contrôlé par une faille aveugle en profondeur (e.g. Tomlinson *et al.*, 2013). Plus tard, une seconde phase de déformation permet la mise en place des failles.
- Hypothèse (2) : La flexure et les failles résultent d'une seule et même phase de déformation. Elles sont également contrôlées par un mouvement au niveau d'une faille de socle située à l'aplomb. La présence de failles présentant des différences dans l'orientation du compartiment abaissé peut être expliqué par une composante décrochante au niveau de la faille jouant en profondeur.

Plusieurs arguments permettent de privilégier la 2ème hypothèse. Tout d'abord, les orientations des failles et des flexures sont très proches, soulignant une affinité forte entre ces différentes structures. Le style de la déformation varie beaucoup le long de la structure NW-SE. Cette complexité pourrait témoigner d'une composante décrochante au niveau de la faille de socle située à l'aplomb et à l'origine de la déformation de la couverture sédimentaire.

Des critères morphologiques et structuraux sont communs aux zones de déformation en décrochement, transpression et transtension (Christie-Blick et Biddle, 1985 ; Harding, 1990) : (1) une faille majeure à fort pendage en profondeur, (2) des changements dans la position relative du compartiment surélevé et/ou de la direction de pendage de la faille majeure ou de la déformation en surface, (3) un décalage au niveau du toit du socle, (4) des structures en fleur (positives ou négatives) au-dessus de la faille principale, (5) des structures extensives et compressives synchrones au sein d'un même profil transversal à la structure, et (6) des failles et/ou plis disposés en échelon et synchrones de part et d'autre de la faille principale.

Des géométries similaires sont ainsi notamment décrites au niveau des failles décrochantes du système de failles d'Eastern Marlborough en Nouvelle-Zélande (Barnes et Audru, 1999). Barnes et Audru (1999) soulignent la complexité des variations structurales tridimensionelles le long de failles (variations latérales du pendage et du jeu apparent des failles, plis obliques associés aux failles) et considèrent ces géométries comme les indicateurs principaux d'une déformation en décrochement. De nombreuses autres études menées dans des zones en

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

décrochement ou en transpression (e.g. Woodcock et Rickards, 2003 ; Imber *et al.*, 2005) ou des études plus théoriques (Dewey *et al.*, 1998 ; Cunningham et Mann, 2007 ; Dooley et Schreurs, 2012) ont également montré des géométries complexes, comparables à celles décrites ici.

Comme mentionné dans la partie précédente (1.2.2), plusieurs failles régionales majeures d'axe NW-SE ont connu un jeu transpressif dextre au cours du Cénozoïque, dont la faille du Bray (Wyns *et al.*, 1978 ; 2016 ; Wyns, 1980), située dans le prolongement de la structure décrite dans la boîte 3.

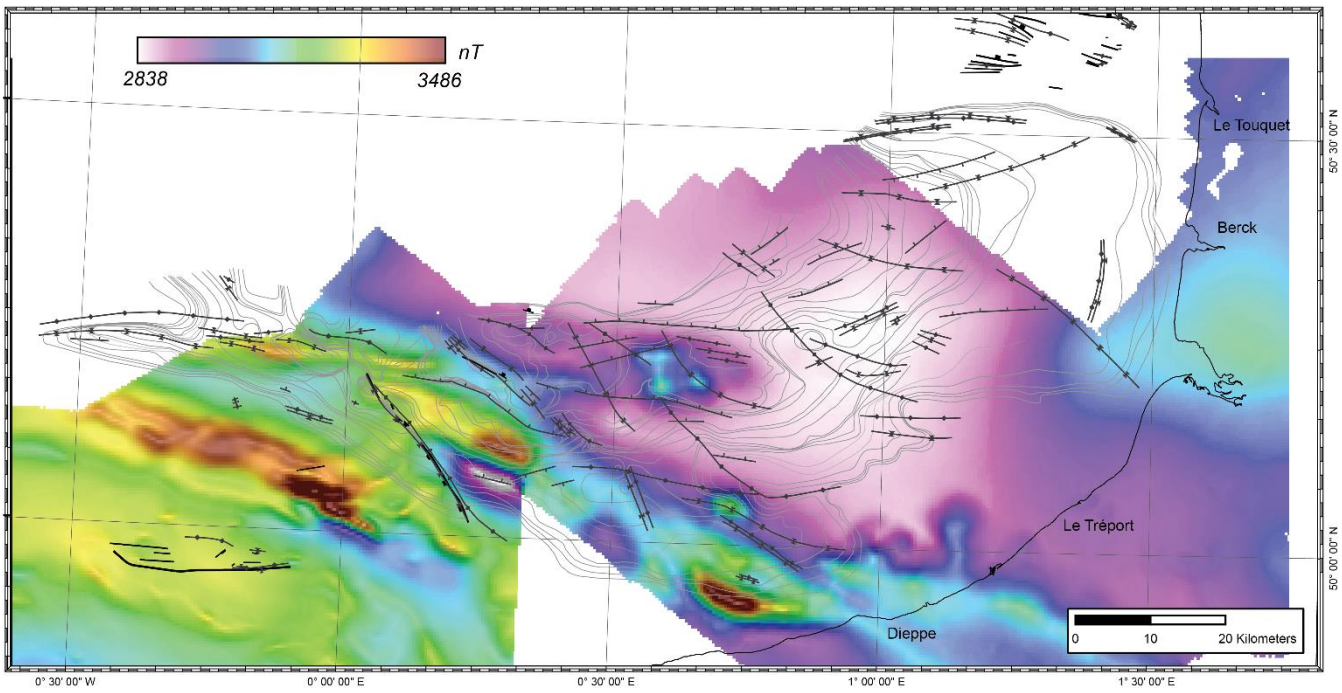


Figure 4-54 : Carte de l'anomalie magnétique réduite aux pôles dans le Sud de la Manche orientale.

1.2.4. Relations structurales entre les différentes boîtes

Afin d'expliquer les structures cénozoïques situées dans la partie occidentale de la zone d'étude (boîtes 1 à 3) dans un même schéma global, nous pouvons proposer l'hypothèse suivante (représentée en un schéma conceptuel sur la figure 4-55) :

Les deux structures orientées NW-SE (N140° et N125°) se déforment au cours du Paléogène en réponse à la réactivation en profondeur de failles de socle de directions proches, et suspectées à partir des cartes d'anomalies magnétique et gravimétrique (figures 4-50 et 4-54). Ces deux failles en profondeur délimitent un bloc crustal qui se soulève en même temps que la réactivation des failles selon un mouvement décrochant dextre. Ce soulèvement

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

expliquerait les rejets verticaux observés au niveau des dépôts superficiels. A l'ouest, la faille crustale NW-SE suspectée au niveau de la boîte 2 (figure 4-50) possède une probable connexion avec la faille E-W dont la reprise en compression provoque le développement de plis E-W (boîte 1).

Ces inversions de failles crustales et les déformations de la couverture méso-cénozoïque qui en découlent sont envisageables avec une compression générale orientée N-S à NNW-SSE (figure 4-55). De telles directions sont compatibles avec l'orientation des contraintes d'affinités pyrénéo-alpines.

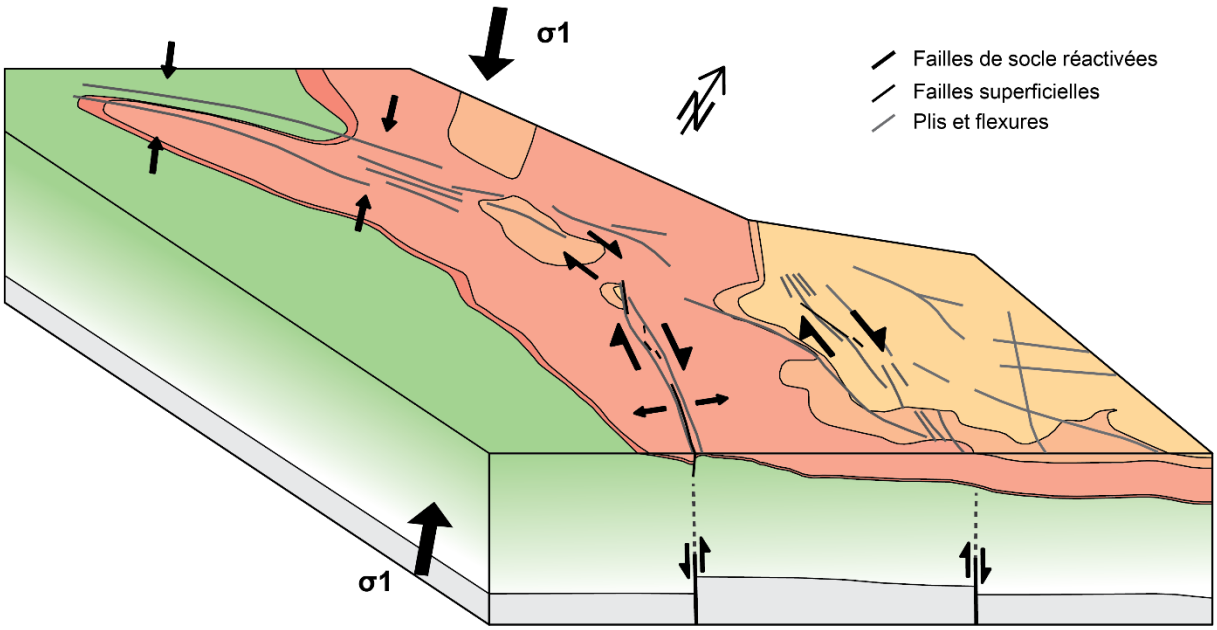


Figure 4-55 : Schéma conceptuel montrant la déformation de la couverture sédimentaire paléogène contrôlée par des mouvements verticaux et décrochants de blocs crustaux.

Toutefois, on ne peut pas exclure la possibilité d'un polyphasage de la déformation permettant d'aboutir aux déformations enregistrées dans cette partie du bassin. Cela dit, les déformations paléogènes majeures sont toujours localisées dans des couloirs précis, qui coïncident avec les données gravimétriques et magnétiques, et la cartographie régionale des structures majeures (dans le prolongement de la faille de Manche Centrale, de la faille du Bray, de la faille de la Seine et de la portion NW-SE de la faille de Portland-Wight). Si l'histoire de la mise en place des déformations affectant la couverture cénozoïque est polyphasée, la déformation cénozoïque se localise à chaque fois au-dessus des mêmes structures crustales.

Le bloc situé entre les deux zones de déformation NW-SE (boîtes 2 et 3) semble se biseauter vers le nord en direction de la portion offshore NW-SE de la faille de Portland-Wight, qui limite

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

l'extension vers l'ouest des dépôts paléogènes préservés (partie 2.1.2 du Chapitre 1 ; figure 4-56). Au sud, la bordure NE de ce bloc (boîte 3, d'orientation N125°) est positionnée dans le prolongement de la faille du Bray (figure 4-56). La structure N125° se réoriente vers le sud-est vers une direction E-W. Ce changement de direction pourrait s'expliquer par un relais entre la faille profonde NW-SE et la faille du Bray, ou par l'interférence d'autres structures profondes (E-W ?). La bordure SW du bloc crustal soulevé (boîte 2, d'orientation N140°) semble quant à elle se prolonger vers le système de failles de la Seine et de Fécamp-Lillebonne (figure 4-56), qui enregistrent également un jeu transpressif au cours du Paléogène, associé à un serrage N-S. La transition entre ces différentes structures apparaît cependant complexe. Baptiste (2016) montre à partir de l'analyse de données géophysiques (aéromagnétisme, gravimétrie) la présence d'une discontinuité d'axe N130° au sein du bloc de la Manche, dans le domaine saxothuringien, au nord de la faille de Fécamp. Cette discontinuité, légèrement oblique à la faille N140°, pourrait correspondre à un relais entre ces différentes failles NW-SE.

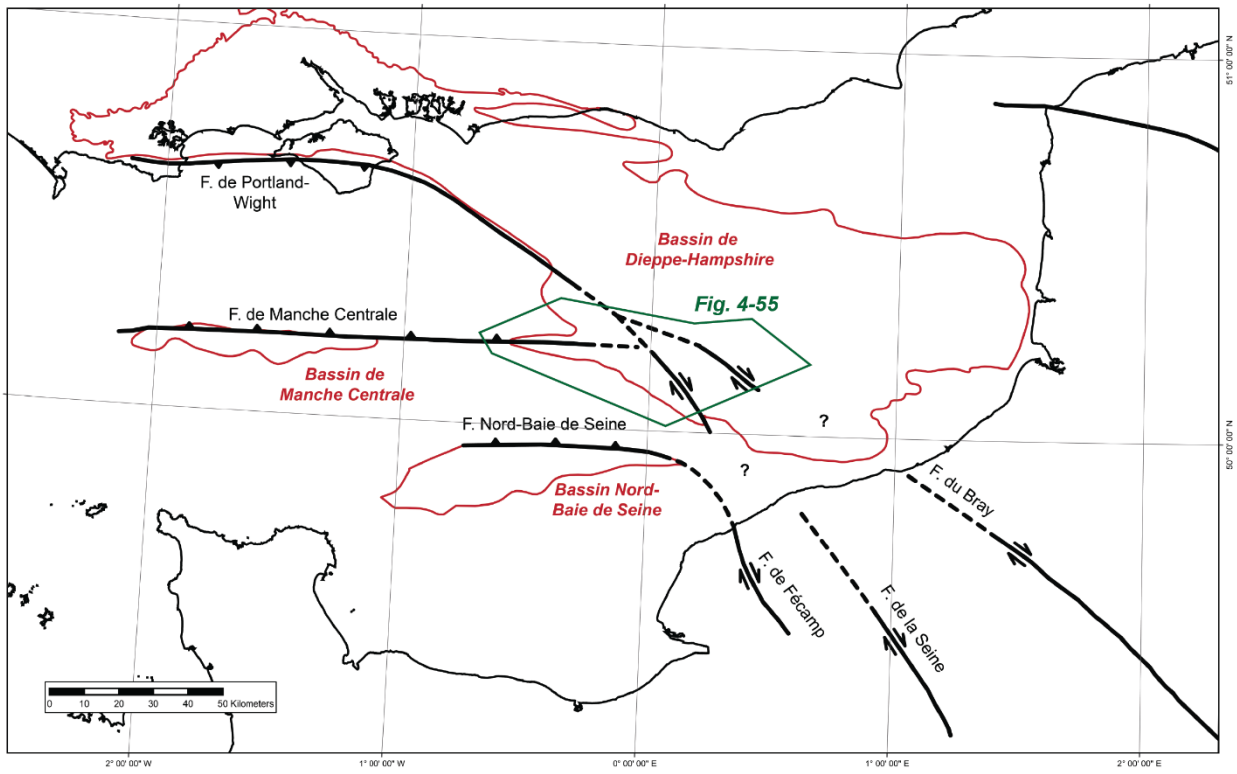


Figure 4-56 : Schéma structural des failles de socle réactivées au Paléogène en Manche orientale. Les contours des bassins cénozoïques proviennent de la carte géologique de la France BRGM au 1:1 000 000ème (Chantraine et al., 1996) et de la cartographie réalisée au cours de cette thèse (Chapitre 3).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

2. Lien terre-mer : prolongement en mer des grands accidents du Nord de la France

Le rôle majeur des failles de socle sur le style et la cinématique de la déformation cénozoïque en Manche, mis en évidence précédemment (figure 4-56), nous font nous interroger sur la géométrie en mer des déformations dans le prolongement des accidents majeurs affectant la sédimentation méso-cénozoïque dans le Nord de la France : la faille de Fécamp, la faille du Bray et les failles du Boulonnais. Cette partie proposera une description des indices de déformations dans le prolongement de ces structures, en bordure ou au niveau du Bassin de Dieppe-Hampshire.

2.1. Le système Nord-Baie de Seine – faille de Fécamp

Le pointé des déformations le long des profils sismiques des campagnes « TREMOR » et « TREMOR 2 » (figures 4-2, 4-4 et 4-10) permet d'identifier des failles affectant les séries jurassiques et crétacées en bordure du Bassin de Dieppe-Hampshire. Les zones les plus déformées sont respectivement localisées au sud-ouest et au nord-est du bassin. La première correspond à la bordure nord du Bassin Nord-Baie de Seine. Cette zone est caractérisée par de nombreux plis et des failles, ayant des directions environ E-W, et dont les rejets verticaux peuvent atteindre quelques dizaines de mètres (figure 4-57). Ces déformations se localisent au nord d'une faille majeure orientée E-W, qui vient limiter vers le nord la répartition des dépôts cénozoïques préservés du Bassin Nord-Baie de Seine.

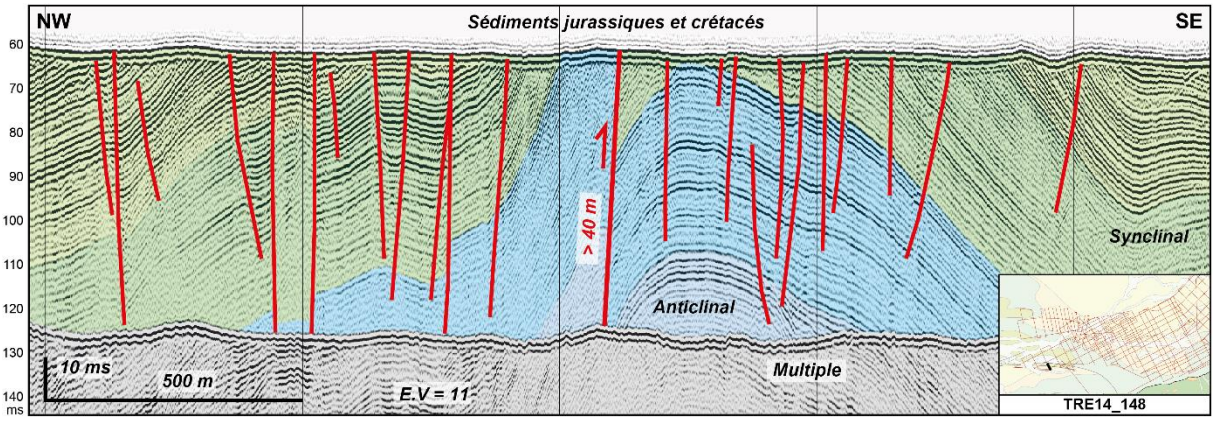


Figure 4-57 : Profil montrant des déformations continues et discontinues affectant le Jurassique et le Crétacé au nord du Bassin Nord-Baie de Seine.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

La proposition de cinématique présentée dans cette étude au niveau de la partie ouest du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional (partie 1.2.4) est comparable à ce qui est proposé par Paquet *et al.* (2017) au niveau de la faille de Fécamp et de la faille Nord-Baie de Seine, au SW de la zone d'étude (figure 4-58). Sur la base de la géométrie et de l'organisation des structures, un jeu décrochant dextre est suspecté au niveau du prolongement en mer de la faille de Fécamp, d'axe NW-SE, accommodé dans les dépôts du Crétacé par des plis en relais. La structure change progressivement d'orientation vers le nord et se connecte à la faille Nord-Baie de Seine, d'axe E-W, qui s'accompagne de deux grands plis E-W qui se mettent en place dans un contexte compressif (un synclinal au sud et un anticlinal au nord).

L'âge de la réactivation cénozoïque de cette structure est mal contrainte. Hauchard *et al.* (2002) évoque une inversion de la faille de Fécamp-Lillebonne entre la fin du Paléogène et le Quaternaire. Peu de contraintes temporelles sont également avancées au niveau de l'inversion du système Nord-Baie de Seine.

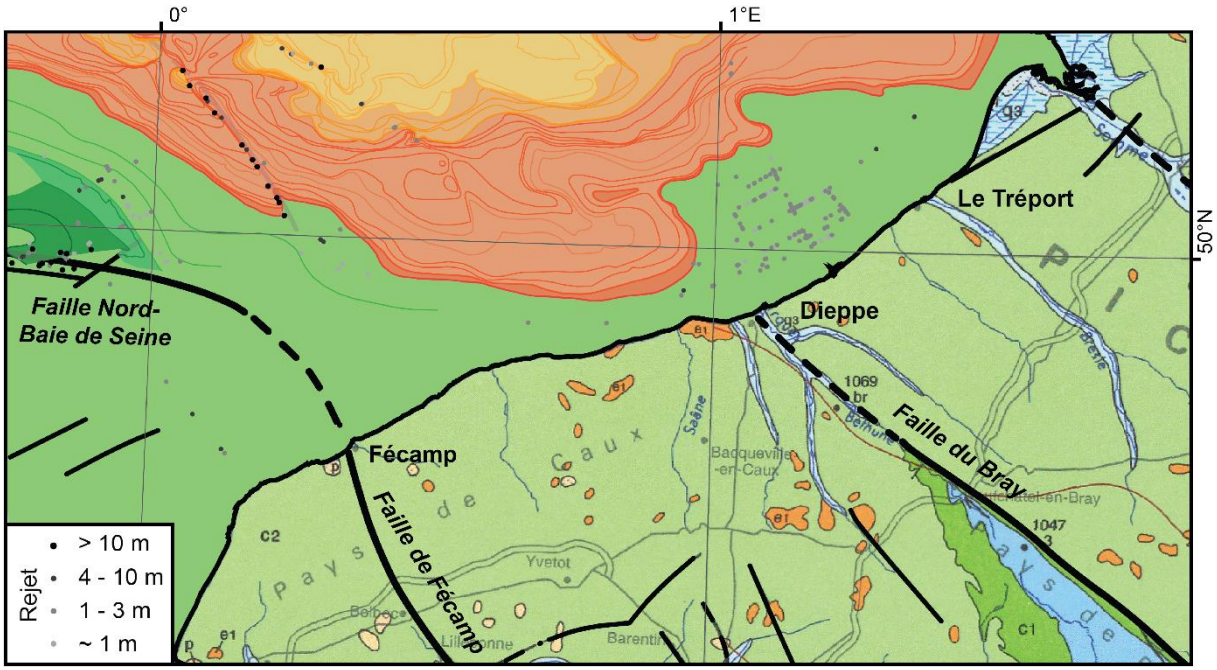


Figure 4-58 : Carte représentant le rejet des failles cartographiées au nord de Dieppe, au SE du Bassin de Dieppe-Hampshire. En mer : cartographie réalisée au cours de cette étude ; à terre : carte géologique de la France BRGM au 1:1 000 000ème (Chantraine et al., 1996).

2.2. La faille du Bray

La faille du Bray, d'axe NW-SE, est bien développée au niveau du Bassin de Paris où elle et associée à un anticlinal à cœur jurassique. Cependant, cette structure semble s'amortir très rapidement vers le NW, avant même d'atteindre le domaine de la Manche orientale. Une

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

mission de terrain menée avant le commencement de cette thèse (LOG–Université de Lille, BRGM) s'est focalisée sur l'analyse structurale sur des sites du Pays de Bray. Des failles normales ont ainsi été mises en évidence au niveau des falaises littorales situées à l'est et à l'ouest de Dieppe, située dans le prolongement vers le nord-ouest de la faille du Bray. Ces failles impliquent des rejets verticaux de l'ordre du mètre.

Les terrains crétacés situés au large de Dieppe et du Tréport, entre la côte et la terminaison périclinale SE du bassin (figure 4-58) présentent une déformation comparable à ces falaises entourant Dieppe. La déformation y est diffuse, avec de nombreuses failles ayant des rejets inférieurs à 3 mètres (figure 4-59). Les points gris sur la figure 4-58 indiquent la répartition de ces failles, concentrées sur une surface d'une dizaine de kilomètres de diamètre. Le faible rejet de ces failles et la trop grande distance entre les profils sismiques rend en revanche impossible de corréler les failles entre profils, et donc d'estimer des directions structurales.

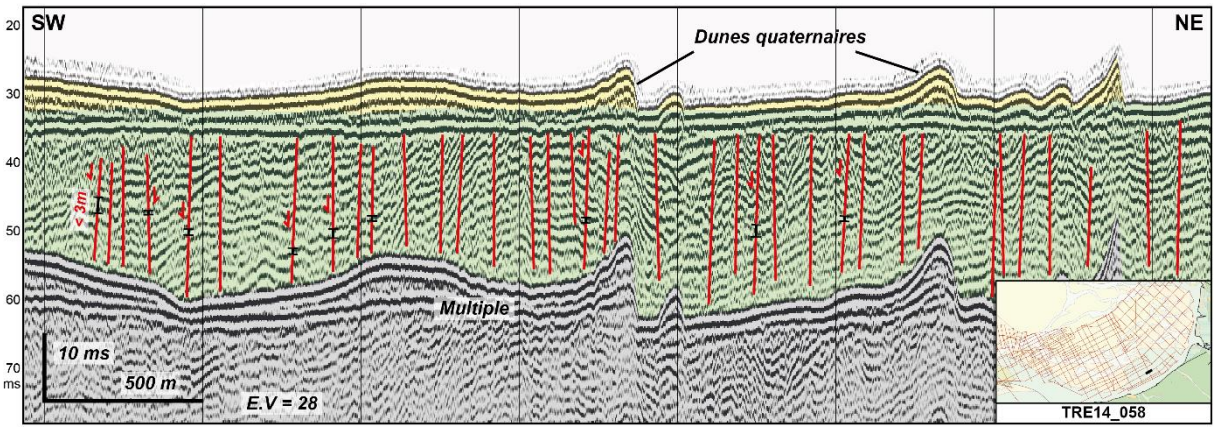


Figure 4-59 : Profil montrant une déformation diffuse au niveau du Crétacé Supérieur au SE du Bassin de Dieppe-Hampshire, dans le prolongement de la terminaison périclinale du synclinal.

La cartographie réalisée dans cette étude des déformations affectant le bassin cénozoïque de Dieppe-Hampshire suggère une connexion entre la faille du Bray et une faille de socle localisée sous le bassin, au niveau des déformations de la boîte 3 (parties 1.2.3 et 1.2.4) Ces deux structures possèdent en effet des orientations très proches, et sont pratiquement alignées (figure 4-56). Les déformations observées à Dieppe et en mer au nord de Dieppe pourraient correspondre à déformations moins localisées au niveau d'une zone de transition (relais) entre ces deux structures NW-SE.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

2.3. Le Boulonnais

Les nouvelles données sismiques THR révèlent une zone fortement déformée au nord-est du synclinal de Dieppe-Hampshire, au large des côtes du Boulonnais, au niveau de terrains d'âge Jurassique et Crétacé. La déformation s'exprime par des plis et de nombreuses failles normales et inverses (figures 4-60 et 4-61). Beaucoup de ses failles présentent des rejets verticaux de plusieurs dizaines de mètres, et sont majoritairement orientées N90° à N110° (figure 4-4), directions parallèles à la bordure septentrionale du Bassin de Dieppe-Hampshire. Les directions des axes de plis sont assez proches de celles décrites pour les failles, avec des directions N95° à N125°.

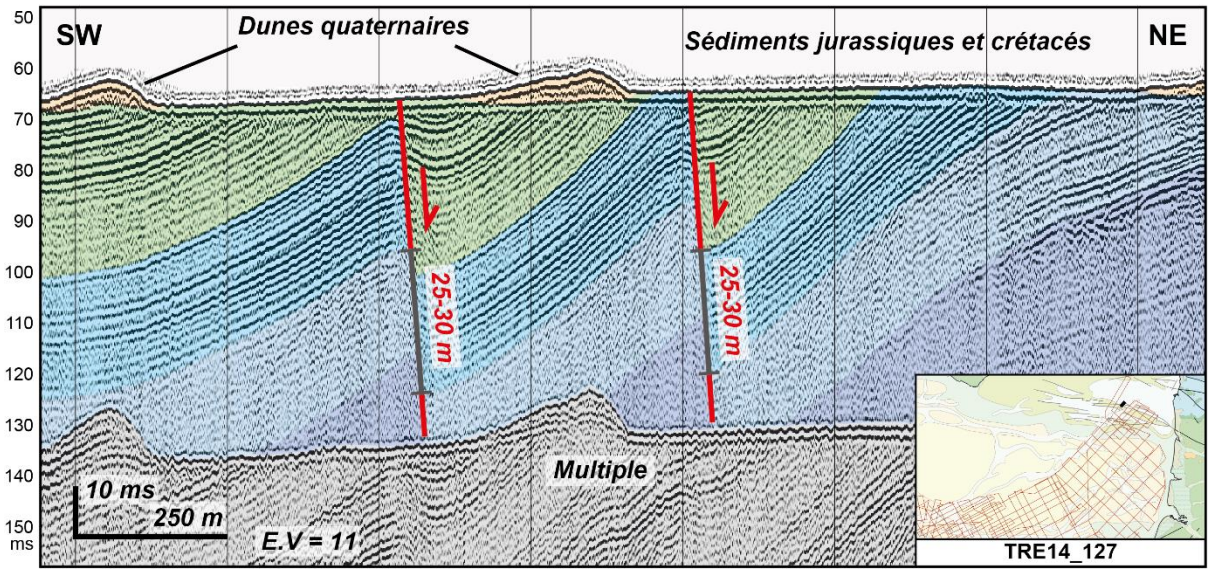


Figure 4-60 : Profil montrant des failles présentant un jeu apparent normal et des rejets décamétriques, affectant le Jurassique et le Crétacé au large des côtes du Boulonnais.

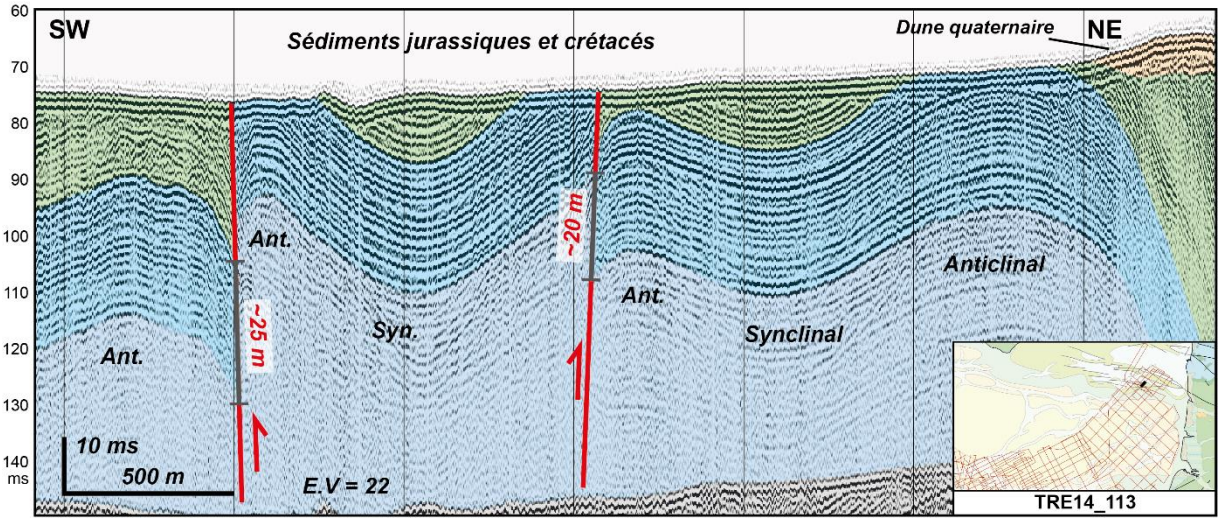


Figure 4-61 : Profil montrant des plis et des failles à rejets décamétriques affectant le Jurassique et le Crétacé au large des côtes du Boulonnais.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Les déformations en mer au large du Boulonnais ont déjà été cartographiées avec une bonne précision (carte géologique de Marquise ; Mansy *et al.*, 2007 ; figure 4-62A). Un large réseau de failles E-W à WNW-ESE, essentiellement normales, est ainsi connu entre Boulogne-sur-Mer et le Cap Gris-Nez (figure 4-63), au sein du domaine du Weald-Boulonnais, inversé entre l'Eocène moyen et l'Oligocène supérieur (Mansy *et al.*, 2003 ; Minguely *et al.*, 2010). Averbuch *et al.* (2016) montrent des indices de reprise en compression au niveau de l'anticlinal et de la zone de faille du Cap Gris-Nez, où des séries jurassiques se retrouvent verticalisées au contact de la faille majeure (e.g., Averbuch, 2009), mais ces réactivations n'ont pas pu être datées précisément.

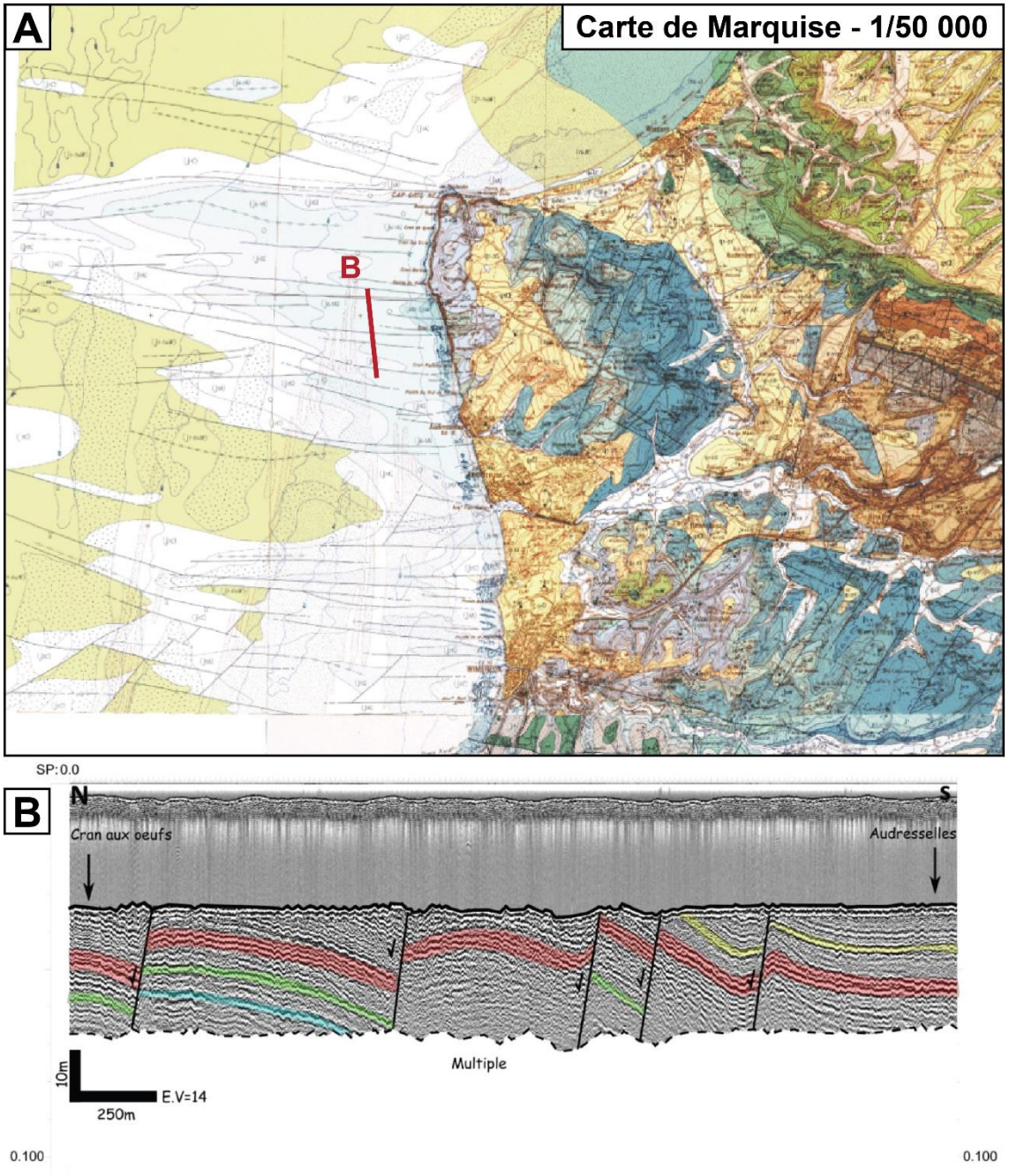


Figure 4-62 : A. Extrait de la carte géologique de Marquise, 1 :50000 (Mansy et al., 2007) ; B. Interprétation préliminaire (réalisée par B. Huet) d'un profil N-S issue d'une campagne GEOBAS.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

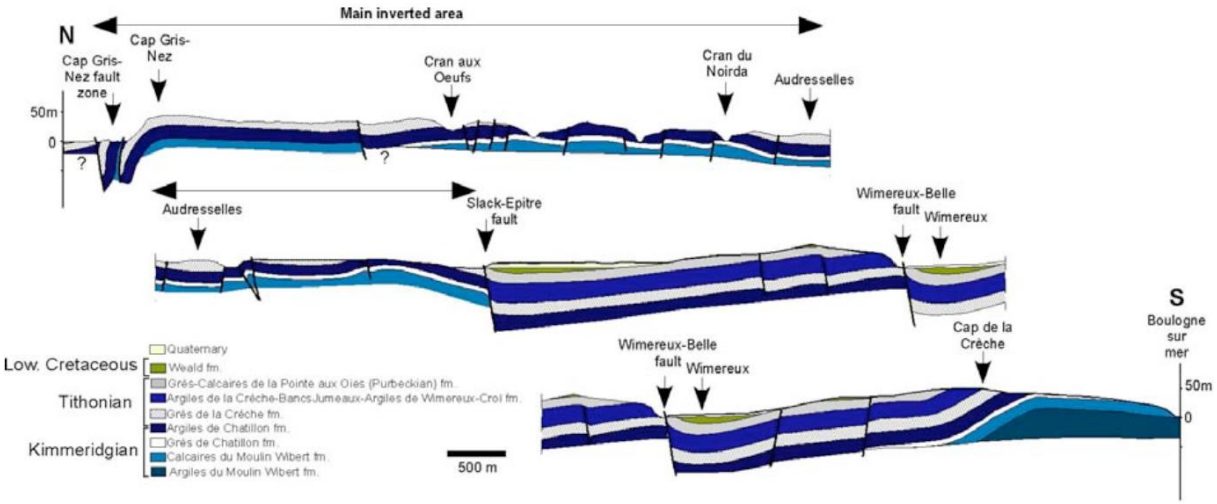


Figure 4-63 : Coupe géologique des falaises entre le Cap Gris-Nez et Boulogne-sur-Mer, d'après Averbuch et al. (2016) et Hatem et al. (2016).

De nouvelles données sismiques THR (sparker) ayant été acquises au large du Boulonnais au cours de plusieurs campagnes océanographiques académiques (missions « GEOBAS », à visée pédagogique), un lien terre-mer pourra être développé au niveau des structures (plis et failles) du Boulonnais. La corrélation entre les structures connues à terre le long des falaises du Boulonnais (Averbuch *et al.*, 2016 ; figure 4-63) et les déformations en mer (figure 4-62) pourra permettre de préciser les géométries de ces structures permettra de détailler la géométrie, le style et la cinématique de ces structures.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

CHAPITRE 5 : DISCUSSION GÉNÉRALE

1. Enregistrement sédimentaire dans le Bassin de Dieppe-Hampshire et corrélation à l'échelle régionale

1.1. Découpage séquentiel du Paléogène du Bassin de Dieppe-Hampshire

L'analyse du remplissage sédimentaire du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional, détaillée dans le Chapitre 3, a permis : (1) d'en établir le cadre stratigraphique, (2) de proposer un découpage séquentiel entre le Thanétien et le Bartonien et (3) de cartographier la terminaison périclinale sud du synclinal de Dieppe-Hampshire. Deux ordres de cycles stratigraphiques (2ème et 3ème ordres) ont été reconnus dans cette étude au sein de la série cénozoïque préservée (figure 5-1). Les surfaces majeures identifiées (discontinuités, MRS et MFS majeures) témoignent de variations relatives du niveau marin (eustatisme, tectonique ou flux) et de changements paléogéographiques ; elles permettent de délimiter 4 cycles de 2ème ordre.

Cycle C1 : Paléocène (Thanétien) : Le Paléocène préservé dans le bassin représente une faible épaisseur (5-20 mètres) et est observé entre deux surfaces d'érosion, T1 et Y1 (Chapitre 3). La surface d'érosion basale de ce cycle correspond à une discordance majeure entre le Crétacé supérieur et le Paléocène, les dépôts thanétiens reposant en discordance sur la craie santonienne à campanienne (King, 2016). La MFS majeure de ce cycle est située entre ces deux surfaces d'érosion et marque la fin d'un épisode transgressif depuis la mer du Nord (Briais *et al.*, 2016).

Bien que le Paléocène n'ait pas été carotté en mer, il a pu être corrélé (MFS majeure) à l'affleurement de Varengeville (Seine Maritime). Ce site présente un hiatus sédimentaire importante, caractérisé par l'absence de dépôts daniens et sélandiens. Les premiers dépôts paléocènes sont attribués au Thanétien terminal (NP9) reposant sur la craie d'âge Coniacien/Campanien.

Cycle C2 : Yprésien : Ce cycle s'étend de la surface d'érosion Y1, à la transition Thanétien-Yprésien, jusqu'à la fin de séries yprésiennes, sur une épaisseur de 200 mètres. La MFS majeure du cycle yprésien se situe au sein de séries argileuses marines approximativement 60 mètres au-dessus de la base de la séquence transgressive (Y2). Le demi-cycle régressif, marqué par la présence de cortèges progradants, s'achève par une légère érosion et une lacune temporelle entre l'Yprésien et le Lutétien (Chapitre 3).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

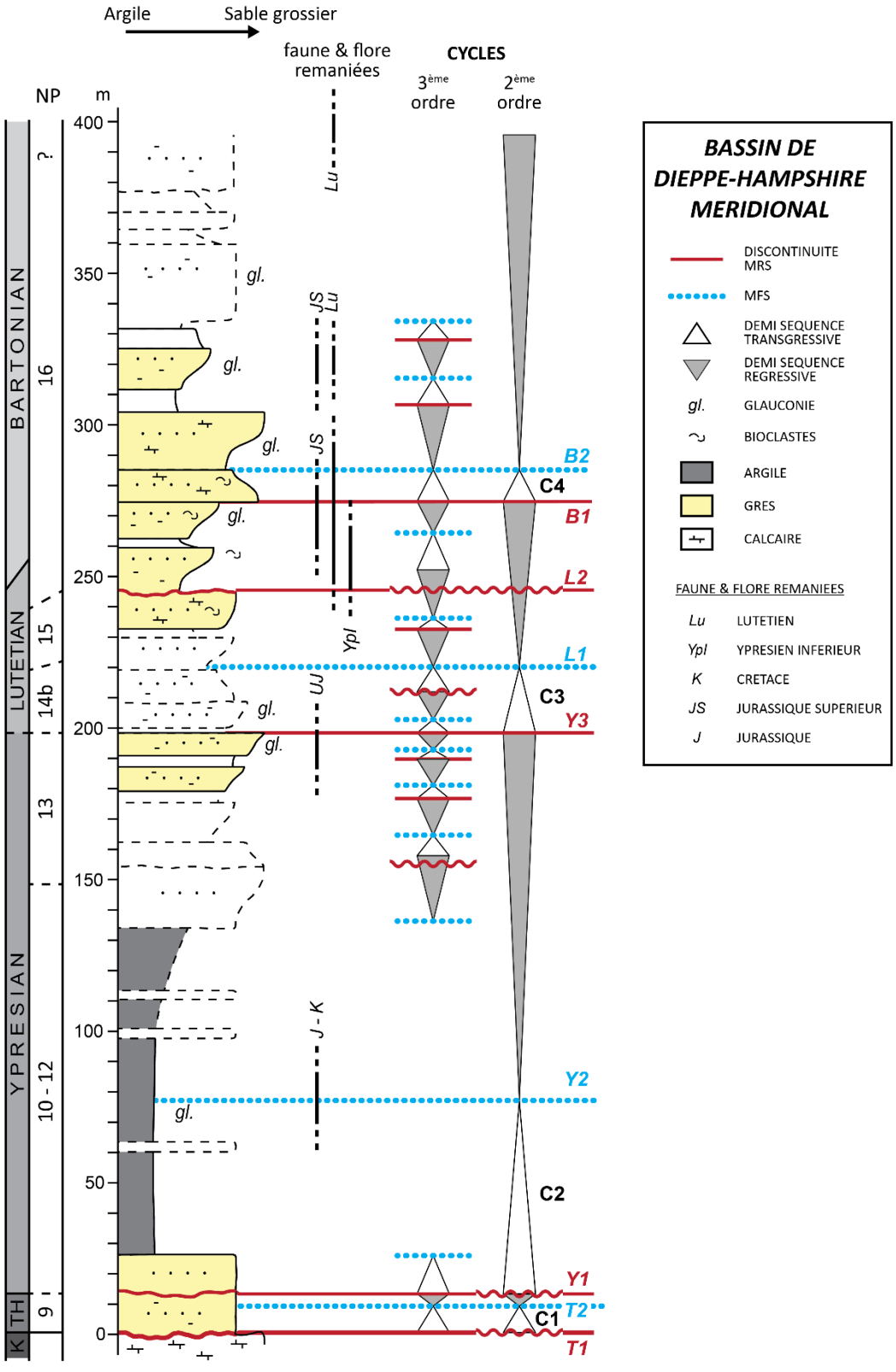


Figure 5-1 : Coupe stratigraphique et découpage séquentiel du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional.

Cycle C3 : Lutétien – Bartonien basal : A la base du Lutétien, des géométries rétrogradantes soulignent une tendance transgressive qui s'étend jusqu'à la surface L1, considérée comme la MFS majeure du cycle. Cette MFS intervient au sein de dépôts carbonatés gréseux

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

glauconieux. Celle-ci est surmontée de corps progradants qui initient le demi-cycle régressif, qui se poursuit jusqu'au Bartonien basal (MRS B1). La transition Lutétien-Bartonien est marquée par une érosion majeure (surface L2) avec la mise en place d'un prisme de bas niveau marin en Manche orientale.

Cycle C4 : Bartonien : La MFS majeure du cycle bartonien (B2) est enregistrée seulement quelques mètres au-dessus du sommet du cycle précédent, au niveau de grès argileux glauconieux similaires aux Sables d'Auvers du Bassin de Paris. Le demi-cycle régressif postérieur à cette MFS s'accompagne de plusieurs unités progradantes.

1.2. Corrélation avec le Bassin de Paris et le Sud de l'Angleterre : implications sur la paléogéographie et facteurs de contrôle

Afin de mettre en évidence des évènements à plus grande échelle au Paléogène, la corrélation des cycles de 2ème ordre a été engagée entre le Bassin de Paris, la partie septentrionale du Bassin de Dieppe-Hampshire (Ile de Wight) et le Bassin belge. Ces corrélations, qui ont été réalisées à partir de l'identification des surfaces séquentielles majeures (discontinuités majeures, MRS, MFS) dans les différents domaines et de l'âge calibré des unités sismiques à partir des données de carottage (Chapitre 3). Les corrélations de ces surfaces-temps permettent de comparer l'enregistrement sédimentaire : (1) les environnements de dépôt et (2) les épaisseurs, et donc de discuter de manière relative l'espace d'accommodation disponible au cours du temps.

1.2.1. Enregistrement sédimentaire des trois domaines (Bassin de Dieppe-Hampshire méridional, Sud de l'Angleterre et Bassin de Paris)

Paléocène

L'érosion et la lacune temporelle entre la craie du Crétacé supérieur et les premiers dépôts paléocènes sont observées régionalement. Sur l'Ile de Wight, comme au niveau de la zone d'étude, les premiers dépôts cénozoïques préservés sont datés du Thanétien supérieur (NP9). Ceux-ci reposent sur une craie d'âge campanien (Gale et Lovell, 2018), impliquant une lacune estimée entre 10 et 15 Ma (Newell, 2001, 2004). Dans le Bassin de Paris, la présence de séries préservées d'âge Danien et Thanétien (NP7 à NP9), et l'absence de dépôts sélandiens, révèlent deux phases d'émersion : anté-Danien et anté-Thanétien (Briais *et al.*, 2016). Briais *et al.* (2016) attribue ces émersions à des phases de déformation (1) entre le Maastrichtien et le Danien, et (2) entre le Danien et le Thanétien.

La transgression majeure qui survient dans le Bassin de Paris et la Manche orientale au Thanétien supérieur (NP9) et l'homogénéité des environnements de dépôt dans ces domaines

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

(environnements côtiers) suggèrent un profil de dépôt relativement plat, de large extension, avec toutefois un espace d'accommodation probablement plus important dans le Sud de l'Angleterre en raison de la plus forte épaisseur de dépôts thanétiens (Chapitre 3).

La fin du Thanétien voit une chute du niveau marin relatif à grande échelle, enregistrée par des séries alluviales sur l'Ile de Wight (Newell, 2014), dans le Bassin de Paris (Aubry *et al.*, 2005) et en Belgique (De Geyter, 1981 ; Steurbaut *et al.*, 1999 ; Vandenberghe *et al.*, 2004).

Yprésien

La paléogéographie change à l'Yprésien, où, bien que les environnements soient essentiellement côtiers (domaine tidal), le Bassin de Paris se retrouve en position plus proximale que la Manche et l'Angleterre à l'Yprésien basal, avec des environnements de lagunes saumâtres (lagunes saumâtres ; Châteauneuf et Gruas-Cavagnetto, 1978 ; Briais *et al.*, 2016). Cette polarité du profil de dépôt (Steurbaut et King ; 2017) est de plus accompagnée par des épaisseurs plus importantes au niveau du Bassin de Dieppe-Hampshire (180 à 200 mètres) que dans le Bassin de Paris (environ 80 mètres), impliquant une subsidence plus faible dans le Bassin de Paris (Chapitre 3).

Une chute majeure du niveau marin relatif est enregistrée à la fin de l'Yprésien par la mise en place de dépôts fluviatiles dans le Bassin de Paris (argiles de Laon) suivie d'une érosion majeure à l'Yprésien terminal associée à une lacune de 2 Ma (Briais *et al.*, 2016). Au Sud de l'Angleterre (Poole Formation ; Newell, 2014) une lacune temporelle de 2 Ma, entre 50 et 48 Ma, est également identifiée (Aubry, 1986 ; Pomerol, 1989 ; Briais *et al.*, 2016). En Manche orientale, cette chute se traduit par l'enregistrement d'une légère érosion ainsi qu'une lacune de temps (Chapitre 3). L'érosion semble toutefois être la plus importante dans le Bassin de Paris. Les trois domaines du Bassin Anglo-Parisien apparaissent donc émergés puis érodés à la transition Yprésien-Lutétien, et semblent correspondre à des zones de *bypass* sédimentaire vers la Belgique et la mer du Nord, au sein desquels se développent des vallées incisées (Newell, 2014 ; Briais, 2015) et un prisme de bas niveau (De Batist et Henriet, 1995 ; Jacobs et De Batist, 1996).

Lutétien

L'épaisseur du Lutétien au niveau du demi-cycle transgressif de 2ème ordre augmente progressivement du sud (environ 25 mètres dans le Bassin de Paris) vers le nord (environ 100 mètres sur l'Ile de Wight), ce qui pourrait témoigner d'un espace d'accommodation plus important vers le nord.

La régression amorcée au cours du Lutétien conduit à une émersion et une érosion généralisée (Manche, Ile de Wight, Bassin de Paris, Belgique) à la limite Lutétien-Bartonien. Cette érosion est enregistrée dans le Sud du Bassin de Dieppe-Hampshire (surface L2), et elle est suivie de

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

la mise en place d'un prisme de bas niveau au Bartonien basal, qui accumule les produits de l'érosion des sédiments yprésien et lutétiens, en provenance du Sud et de l'Ouest du bassin (Chapitre 3). Celui-ci n'est pas enregistré dans le Bassin de Paris ni dans le Sud de l'Angleterre, au sein desquels est identifiée une lacune temporelle. Ceci indique que la Manche présente un espace d'accommodation plus important à la base du Bartonien permettant ainsi le développement et la préservation de ce prisme.

Bartonien

Au cours du demi-cycle transgressif du cycle bartonien (C4), les environnements de dépôts sont relativement similaires et les séries sont isopaques dans les différents domaines sédimentaires (milieux marins, estuaires externes). La transgression majeure identifiée par la surface B2 semble effacer la précédente paléotopographie.

Bien que l'ensemble de la série bartonienne ne soit pas préservée en Manche orientale, l'épaisseur du Bartonien apparaît bien plus épais dans la partie méridionale du synclinal de Dieppe-Hampshire et dans le Sud de l'Angleterre (environ 100 à 150 mètres) que dans le Bassin de Paris (environ 35 mètres ; Chapitre 3).

1.2.2. Facteurs de contrôle des cycles

Afin de discuter des facteurs qui contrôlent les cycles identifiés en Manche orientale, les cycles et les surfaces majeures ont été comparés aux variations eustatiques. Ces cycles ont également été mis en parallèle avec les principaux épisodes de déformations paléogènes enregistrés en Europe occidentale afin de montrer des forçages tectoniques en Manche. De plus, la chronologie de ces déformations a été mise en relation avec la cinématique aux limites de plaques.

A. Forçages eustatiques et climatiques

Plusieurs courbes de variations du niveau marin existent pour le Paléogène. Briais (2015) propose une comparaison de ces différentes courbes dans le but de sélectionner la plus appropriée pour discuter du forçage eustatique dans le Bassin de Paris. La courbe de Cramer *et al.* (2011), basée sur les variations du niveau marin liées à la création progressive de glace au cours du Cénozoïque, apparaît ainsi comme la courbe eustatique haute résolution la plus appropriée pour approcher les variations eustatiques cénozoïques.

La comparaison entre les grandes surfaces séquentielles identifiées dans le Sud du Bassin de Dieppe-Hampshire et les variations eustatiques définies à partir de la charte de Cramer *et al.* (2011) (figure 5-2) permet de souligner des variations du niveau marin synchrones des

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

érosions enregistrées au Thanétien (T1), et à la transition Yprésien-Lutétien (Y3). Cependant, la surface T1, qui est le résultat d'une ou plusieurs périodes d'érosion et de non-dépôt, termine son développement au Thanétien mais ne se développe pas uniquement lors de la chute décrite par la charte de Cramer *et al.* (2011) De plus, l'érosion identifiée à la transition Thanétien-Yprésien (Y1) correspond à une période de bas niveau marin. Cependant, aucune variation significative (chute majeure du niveau marin) ne peut être corrélée aux discontinuités majeures et des MRS (L2 et B1). De plus, des variations eustatiques présentant des amplitudes de 10-20 mètres sur la charte de Cramer *et al.* (2011) ne correspondent à aucune surface majeure en Manche. Or les environnements relativement homogènes et peu profonds (souvent côtiers ou marins peu profonds) impliqueraient des émersions ou des changements d'environnement de dépôt en réponse à de telles amplitudes de variations eustatiques (par exemple la chute du niveau marin à 44 Ma ; figure 5-2).

Le calage chronostratigraphique des maximums transgressifs en Manche est moins précis que pour les discontinuités majeures. Cependant, parmi les surfaces d'inondation, la MFS Y2 semble pouvoir être corrélée à une augmentation significative du niveau marin, de l'ordre d'une vingtaine de mètres (figure 5-2). La régression du cycle Yprésien C2 n'est en revanche pas marquée sur la charte eustatique de Cramer *et al.* (2011). Les tendances régressives et transgressives observées au sein du Bassin de Dieppe-Hampshire au Lutétien et au Bartonien (Chapitre 3) ne semblent pas non plus être liées directement aux variations eustatiques. Ces variations eustatiques présentent en effet des amplitudes qui ne sont pas mesurées dans l'enregistrement sédimentaire, et l'évolution de ces variations ne correspond pas à aux tendances régressives et transgressives marquées par les cycles de 2ème ordre.

Ces différences entre l'évolution des courbes eustatiques et des cycles de 2ème ordre suggèrent donc un fort contrôle tectonique. En revanche, pour les cycles d'ordre supérieur le contrôle climato-eustatique est beaucoup plus important. Les cycles de 3ème ordre identifiés à la fin de l'Yprésien, au Lutétien et à la base du Bartonien (Chapitre 3) correspondent probablement, par leurs amplitudes et leurs durées, plus à un forçage climato-eustatique qu'à un forçage tectonique.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

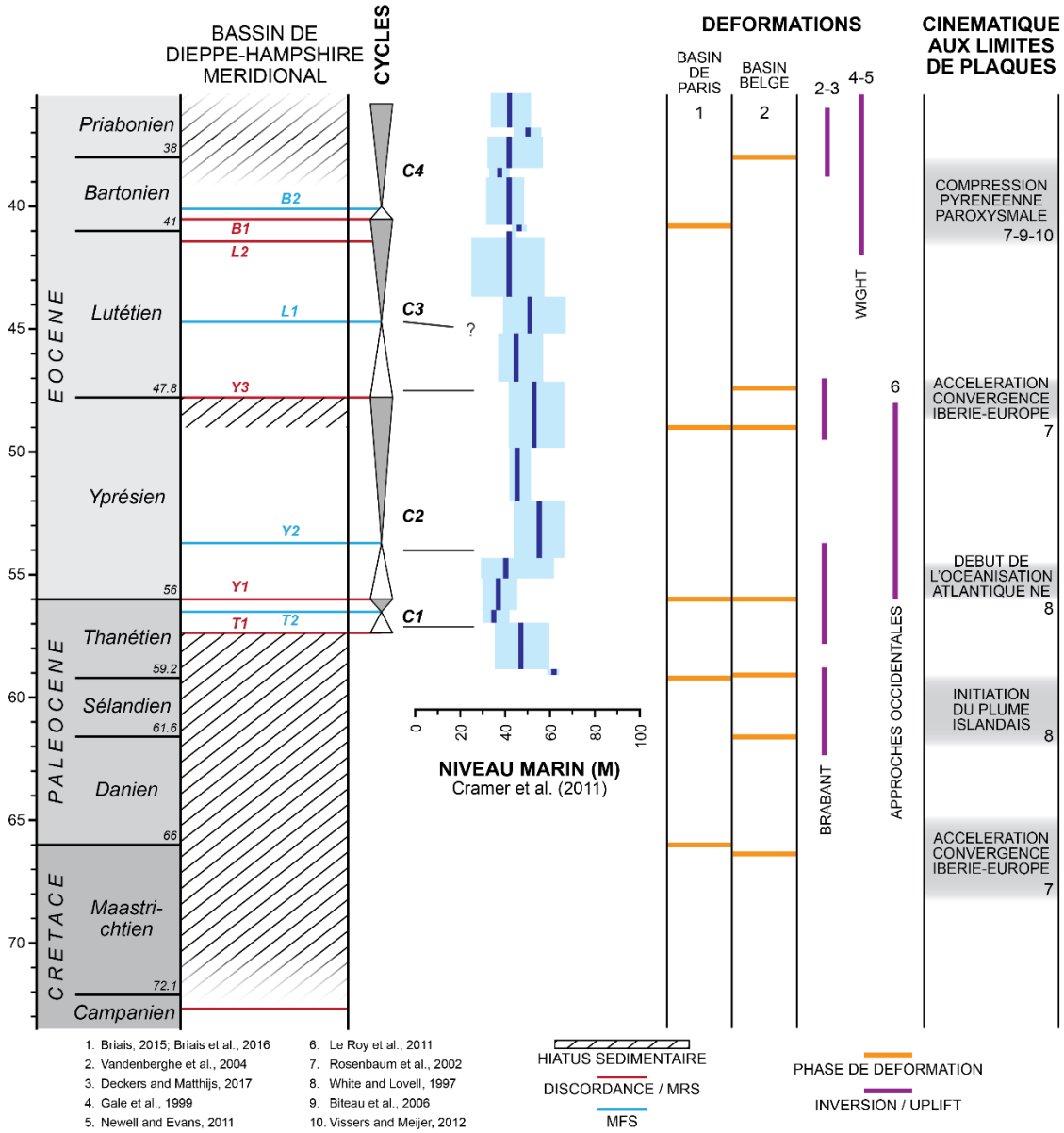


Figure 5-2 : Synthèse des grandes surfaces et des cycles identifiés dans le Bassin de Dieppe-Hampshire méridional et comparaison avec (1) les variations du niveau marin (charte de Cramer et al., 2011), (2) les déformations et (3) les évènements géodynamiques majeurs.

B. Forçages tectoniques

La comparaison entre les cycles paléogènes de 2ème ordre et les variations eustatiques et l'impossibilité de les corréler attestent un contrôle essentiellement d'origine tectonique. Ces forçages tectoniques ont pu être démontrés au cours de ces travaux à partir de la corrélation des surfaces séquentielles majeures du Bassin de Dieppe-Hampshire avec celles identifiées dans les régions bordières, ce qui permet de mettre en évidence des phases de déformation à grande échelle enregistrées en Manche.

Base du Thanétien : L'érosion enregistrée à la base des séries thanétiennes en Manche orientale est contemporaine de la phase de déformation Laramide définie par Ziegler (1990).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Dans le Bassin de Paris, cette phase Laramide est divisée en deux phases de déformation (Briais *et al.*, 2016) : (1) une phase anté-Danien (Maastrichtien à Danien) et (2) une phase sélandienne (Danien à Thanétien) (figure 5-2). La phase anté-Danien se fait particulièrement ressentir dans le Bassin d'Aquitaine et est attribuée à l'accélération de la convergence Ibérie-Eurasie (Ziegler, 1990 ; Rosenbaum *et al.*, 2002). Outre le Bassin Aquitain et le Bassin de Paris, des déformations datées du Maastrichtien sont enregistrées en Belgique au sein du Bassin de Mons (Vandycke *et al.*, 1991). La phase sélandienne (ou anté-Thanétien) est contemporaine de la mise en place du panache mantellique islandais (White et Lovell, 1997). Cette phase est responsable de l'inversion de nombreux bassins mésozoïques au niveau des îles britanniques et en Manche, dont le bassin de Portland-Wight et le bassin du Weald (Wittaker, 1985 ; Lake et Karner, 1987 ; Mascle et Cazes, 1987 ; Underhill et Stoneley, 1998 ; Underhill et Paterson, 1998 ; Lagarde *et al.*, 2003). Un soulèvement est également enregistré au niveau du Massif du Brabant au Paléocène moyen (Deckers et Matthijs, 2017).

Etant donné qu'aucun dépôt d'âge Danien ou Sélandien n'ait été déposé et/ou préservé, il n'est pas possible de distinguer ces deux phases de déformation en Manche orientale. L'érosion identifiée au niveau de la surface T1 est en effet le résultat d'une ou plusieurs période d'érosion et de non dépôt, dont il n'est pas possible de déterminer le ou les âges à partir de la surface finale. La chute décrite par Cramer *et al.* (2011) serait le dernier évènement enregistré dans cette surface polyphasée.

Base de l'Yprésien : L'érosion enregistrée à la base de l'Yprésien est synchrone de plusieurs déformations autour de la Manche : (1) une flexure d'axe NE-SW dans le Bassin de Paris est identifiée par Briais *et al.* (2016) ; (2) un soulèvement du Massif du Brabant survient entre le Thanétien et l'Yprésien basal, marqué par une discordance dans la Bassin Belge (De Batist et Henriet, 1995 ; Jacobs et De Batist, 1996 ; Vandenberghe *et al.*, 2004) ; et (3) l'inversion de grabens dans les Approches occidentales de la Manche (Le Roy *et al.*, 2011) et dans le canal Saint-Georges (Anell *et al.*, 2009). Ces déformations ne sont pas synchrones d'une augmentation de la vitesse de convergence entre l'Eurasie et l'Afrique (Ziegler, 1990), mais elles sont en revanche compatibles en âge et en orientation de la contrainte avec le début de l'ouverture et de l'expansion océanique du domaine Atlantique Nord-Est (White et Lovell, 1997).

Base du Lutétien : La transition entre l'Yprésien et le Lutétien est marquée en Manche orientale par une légère érosion et une lacune temporelle (absence de l'Yprésien terminal, d'âge NP14a). Une érosion importante est documentée à cette période de part et d'autre de la Manche, sur l'Ile de Wight (formation fluviatile de Poole ; Newell, 2014), dans le Bassin de Paris (Briais *et al.*, 2016) et dans le Bassin Belge (Vandenberghe *et al.*, 1998 ; 2004). Cette érosion est associée dans le Bassin de Paris à un épisode de flexure selon un axe E-W (Briais *et al.*, 2016), tandis qu'elle montre une nouvelle période de soulèvement du Massif du Brabant

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

en Belgique (Vandenberghe *et al.*, 1998 ; 2004). Comme lors de la période de soulèvement de la transition Thanétien-Yprésien, De Batist et Henriet (1995) et Jacobs et De Batist (1996) décrivent une érosion dans le Sud de la mer du Nord, précédant la mise en place d'un prisme de bas niveau marin. Dans le Sud de l'Angleterre, Newell (2014) lie l'érosion à une origine tectonique. L'âge des matériaux remaniés dans les dépôts de l'Yprésien terminal sur l'Ile de Wight et en Manche (Jurassique et Crétacé), et les directions de progradation vers l'est et le sud-est identifiées dans le Bassin de Dieppe-Hampshire, semblent indiquer un apport sédimentaire provenant de l'érosion des Massifs Armoricain et Cornubien (Newell, 2001, 2004 ; Chapitre 3).

Ces déformations sont contemporaines d'une phase d'accélération de la convergence Ibérie-Eurasie entre 55 et 47 Ma (Vergés *et al.*, 1995 ; Fidalgo-Gonzalez, 2001 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Vissers et Meijer, 2012).

Base du Bartonien : En Manche orientale, l'espace d'accommodation plus important que dans les zones voisines, permettant la préservation de prismes de bas niveau marin dont le plus ancien est préservé selon un axe WSW-ENE avec une progradation se faisant vers le NNW (Chapitre 3), suggère la probable mise en place d'une flexure de même orientation. Les directions de progradations et les faunes et flores yprésiennes et lutétiennes remaniées dans ces primes montrent qu'ils sont alimentés par l'érosion des dépôts yprésiens et lutétiens au sud et au nord-ouest du Sud du Bassin de Dieppe-Hampshire. Des déformations sont en effet enregistrées dans la Bassin de Paris et sur l'Ile de Wight autour de la transition Lutétien-Bartonien. Sur l'Ile de Wight, une phase de soulèvement d'anticlinaux E-W (Sandown, Brixton) est mise en évidence à la limite Lutétien-Bartonien (Gale *et al.*, 1999), à l'origine d'une lacune sédimentaire (Todd, 1990 ; Gale *et al.*, 1999). Dans le Bassin de Paris, Briais (2015) identifie une flexure de même direction à cette période.

Ces déformations sont contemporaines d'une nouvelle accélération de la convergence Ibérie-Eurasie vers 40 Ma (Vissers et Meijers, 2012) : la phase de compression pyrénéenne paroxysmale. Elle s'exprime par le soulèvement des chaînons basques et la fermeture de la connexion avec l'Océan Atlantique à l'ouest (Razin, 1989 ; Puigdefabregas *et al.*, 1992), et la mise en place de nappes de chevauchement dans les Pyrénées orientales (Christophoul *et al.*, 2003). La phase de déformation qui affecte l'Europe occidentale à la base du Bartonien ne peut pas être attribuée à un autre évènement géodynamique. En effet, il n'y a pas de déformations significatives au sein du domaine alpin avant le Priabonien, celui-ci étant à un stade précoce au Bartonien (des dépôts de flyschs se mettent en place avec les premiers reliefs alpins lors de la subduction ; Stampfli *et al.*, 1998 ; Stampfli et Hochard, 2009), et un ralentissement de l'expansion océanique dans le domaine Atlantique Nord-Est intervient à partir de l'Yprésien jusqu'au Bartonien (Nadin et Kuszmir, 1996 ; White et Lovell, 1997 ; Le Breton, 2012).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Bartonien : L'analyse du remplissage sédimentaire du Bassin de Dieppe-Hampshire a également souligné des variations latérales d'épaisseur significatives au niveau des séries d'âge Bartonien, qui pourraient être causées par l'initiation du synclinal de Dieppe-Hampshire. Les grandes coupes réalisées à travers ce synclinal (figures 3-2 et 4-3) et les cartes isopaques des unités bartoniennes montrent un épaississement de ces séries vers le NE à partir de la base du Bartonien. Ces mêmes coupes ne semblent pas montrer d'amincissement du Bartonien vers le flanc nord-est actuel du synclinal (orienté WNW-ESE). Ces variations latérales d'épaisseurs montrent un basculement en Manche orientale, avec un soulèvement à l'WSW et un abaissement en direction de l'ENE et du Bassin Belge. La question se pose de savoir si ce basculement témoigne du début de la formation du synclinale de Dieppe-Hampshire. Etant donné l'absence apparente d'amincissement vers le NE, on peut se demander si (1) le Bassin de Dieppe-Hampshire ne serait pas le résultat du soulèvement indépendant de deux structures de part et d'autre du bassin, piégeant ainsi des dépôts paléogènes, ou si (2) ce bassin correspondrait à un « véritable » synclinal avec le soulèvement synchrone et post-Bartonien basal de ses deux bordures.

Le soulèvement au nord-est semble synchrone de l'inversion du Weald-Artois, dont l'âge n'est cependant pas bien contraint. Selon Mansy *et al.* (2003) et Minguely *et al.* (2010) cette inversion a pu se dérouler entre l'Eocène moyen et l'Oligocène supérieur. Briais (2015) propose un âge Bartonien supérieur à Oligocène pour le soulèvement de l'axe Artois-Boulonnais-Ardennes, provoquant la fermeture paléogéographique du domaine Nord du Bassin de Paris.

Ces variations latérales d'épaisseurs et la préservation de prismes de bas niveau à la base du Bartonien indiquent une déformation de grande longueur d'onde en Manche, correspondant probablement à l'initiation du synclinal de Dieppe-Hampshire. Une phase de déformation majeure est enregistrée sur l'Ile de Wight (Newell et Evans, 2011) et la région du Brabant-Artois (Vandenberghe *et al.*, 2004) entre la fin du Bartonien et le début du Priabonien. Dans ce contexte de soulèvement des zones bordières, le développement du synclinal de Dieppe-Hampshire, initié au Bartonien, s'intensifie donc au cours du Priabonien, comme c'est le cas au niveau des anticlinaux E-W sur l'Ile de Wight.

L'analyse du remplissage sédimentaire paléogène en Manche orientale et la comparaison avec les bassins voisins a permis de reconnaître cinq phases de déformation affectant la Manche entre le Crétacé supérieur et la fin de l'Eocène : (1) une phase anté-Thanétien, (2) une phase à la transition Thanétien-Yprésien, (3) une phase à la transition Yprésien-Lutétien, (4) une phase à la transition Lutétien-Bartonien, et (5) une phase de déformation au Barto-Priabonien. Une autre phase de déformation postérieure a également été identifiée dans les bassins du Nord-Est de l'Europe au Priabonien-Oligocène (Mansy *et al.*, 2003 ; Minguely *et al.*, 2010 ; Newell et Evans, 2011 ; Briais, 2015 ; Parrish *et al.*, 2018). L'analyse structurale du Bassin de

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Dieppe-Hampshire méridional détaillée dans le Chapitre 4 apporte des éléments qui vont être discutés dans la partie suivante afin de définir l'expression et la cinématique de la déformation au cours de ces phases.

2. Cinématique et chronologie de la déformation

2.1. Style et cinématique de la déformation

2.1.1. Style de la déformation paléogène en Manche orientale

Le Bassin de Dieppe-Hampshire est localisé entre des zones présentant des styles structuraux très différents au Paléogène. Au sud, les déformations paléogènes s'expriment par la mise en place de flexures dans le Bassin de Paris (Guillocheau *et al.*, 2000), dont les âges, les axes et les longueurs d'onde ont été détaillés par Briais (2015) et Briais *et al.* (2016). L'expression de la déformation est très différente dans les bassins situés plus au nord, où les structures mésozoïques sont inversées au cours du Paléogène : l'Ile de Wight (Underhill et Paterson, 1998 ; Gale *et al.*, 1999 ; Vandycke et Bergerat, 2001 ; Newell et Evans, 2011 ; Evans *et al.*, 2011), le Bassin de Manche Centrale (Beeley et Norton, 1998), le Bassin Nord-Baie de Seine (Curry et Smith, 1975) et l'axe du Weald-Artois (Mansy *et al.*, 2003 ; Minguely *et al.*, 2010). Cette inversion tectonique est également identifiée en Manche orientale au niveau du Bassin de Dieppe-Hampshire. La zone de Dieppe-Hampshire se trouvait en effet en position haute au Jurassique et au Crétacé inférieur par rapport aux bassins de Portland-Wight et du Weald situés en bordure (Hamblin *et al.*, 1992 ; Lagarde *et al.*, 2003 ; figure 1-23). Cette position se traduit par un amincissement du Crétacé inférieur sous le Bassin de Dieppe-Hampshire, illustré par des coupes à travers la Manche et le Sud de l'Angleterre (Mortimore, 2011b ; figure 5-3).

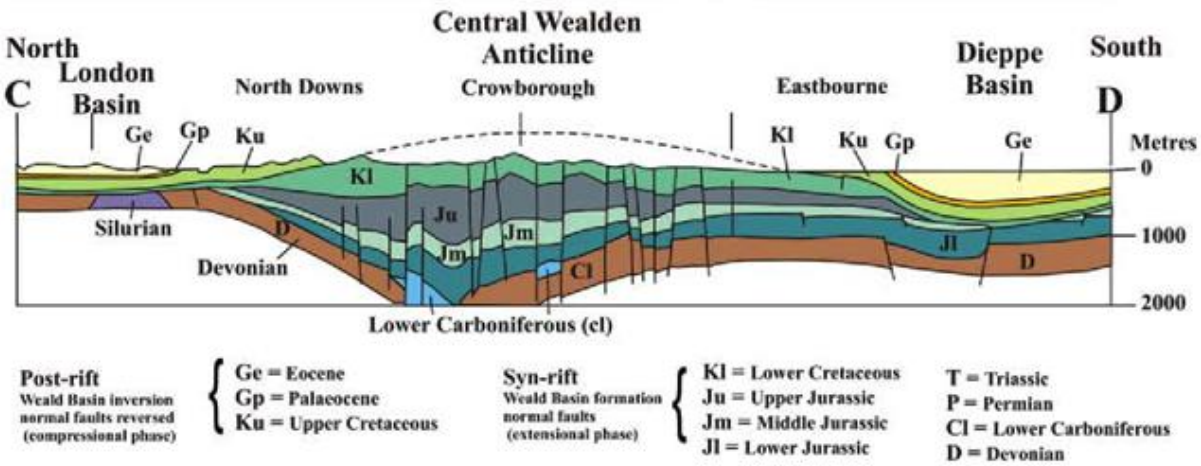


Figure 5-3 : Coupe N-S à travers les bassins de Londres (au nord) et de Dieppe-Hampshire (au sud) et l'anticlinal du Weald, montrant l'inversion des bassins mésozoïques (d'après Mortimore, 2011b). La localisation de cette coupe est présentée sur la figure 1-24.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Ces différents styles structuraux s'accompagnent d'amplitudes des déformations différentes. Les amplitudes sont de l'ordre de quelques dizaines de mètres dans le Bassin de Paris, alors que celles des zones inversées sont de l'ordre de plusieurs centaines de mètres. En Manche, et notamment au sein du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional, certaines structures présentent des amplitudes importantes (de l'ordre de 100 à 400 mètres). Ces mouvements se situent au niveau des plis E-W dans le prolongement du Bassin de Manche Centrale et de la structure N140° décrite dans la boîte 2 (Chapitre 4) sur de relativement courtes longueurs d'onde (demi-longueur d'onde comprise entre 300 et 2500 mètres).

2.1.2. Cinématique et partitionnement horizontal de la déformation

L'analyse des déformations au niveau du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional permet de distinguer plusieurs orientations structurales : (1) des plis, failles et flexures globalement orientés NW-SE à WNW-ESE, et (2) des plis et des flexures globalement orientés E-W. Ces orientations se retrouvent également au niveau des bordures du synclinal de Dieppe-Hampshire, qui présente une limite sud WNW-ESE et une limite nord E-W (au large du Touquet ; figure 4-2).

La hiérarchisation de la déformation établie dans le Chapitre 4 à partir de l'estimation de l'amplitude des structures permet d'identifier les zones qui accommodent le plus de contraintes. Trois zones particulièrement déformées (forte amplitude et petites longueurs d'onde) ont ainsi été identifiés dans la partie Ouest du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional :

- Une zone présentant des plis d'axes E-W d'amplitudes allant jusqu'à 375 ± 75 mètres (boîte 1). La géométrie et les orientations de ces plis sont compatibles avec un régime pratiquement purement compressif, ce qui implique des contraintes orientées selon un axe N-S à NNW-SSE ;
- Une zone présentant des failles NW-SE disposées en relais bordées par des plis N140°, avec des amplitudes supérieures à 100 mètres (boîte 2). Ces éléments structuraux peuvent être envisagés dans une même phase de compression en étant associés à de la transpression au niveau d'une faille crustale située à l'aplomb, mise en évidence par une discontinuité sur les données d'anomalie magnétique (figures 4-50 et 4-54). Ce mouvement, contrôlant la mise en place des déformations affectant la couverture sédimentaire paléogène, se ferait selon (1) une composante décrochante dextre et (2) une composante inverse s'exprimant par le soulèvement du compartiment NE. Ce jeu et l'orientation de la structure suggèrent une compression N-S ;
- Une zone présentant des failles, des flexures et des plis organisés selon une direction N125° à N130°, avec des amplitudes comprises entre 40 et 100 mètres (boîte 3) Comme discuté dans le Chapitre 4 (partie 1.2.3), les géométries décrites dans cette

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

zone semblent témoigner d'une structure fonctionnant en transpression, avec une composante décrochante dextre. Comme la structure décrite au sein de la boîte 2, ce jeu transpressif dextre combiné à une direction NW-SE est compatible avec une direction de compression N-S.

La description des éléments structuraux de chacune de ces zones est compatible avec un régime compressif N-S à NNW-SSE. Le jeu de ces trois zones est probablement synchrone, cependant un polyphasage avec des régimes de contraintes très similaires n'est pas à exclure. N'ayant pas d'évidence de déformation syn-tectonique au niveau de ces trois couloirs de déformation, cet (ou ces) épisode(s) de déformation est(sont) plus récent(s) que l'âge des dépôts affectés, soit post-Bartonien basal. La mise en place de ces trois structures majeures du bassin peut ainsi être envisagée au cours d'un même évènement compressif associé à des contraintes orientées N-S à NNW-ESE. Ces orientations de compression sont largement documentées en Europe occidentale au moins jusqu'au Priabonien, en réponse aux orogenèses pyrénéenne et alpine.

Ces déformations post-Bartonien basal indiquent, de plus, un changement dans le style de la déformation en Manche. Les phases de déformation mises en évidence à partir de la corrélation régionale des discontinuités sédimentaires de 2ème ordre impliquent de la déformation flexurale de grande longueur d'onde, alors qu'à partir du Bartonien les structures cassantes sont réactivées, localisant la déformation. Il y a donc un changement dans la transmission de la déformation, d'un mode principalement continu à un mode discontinu (fragile). Ce changement de style structural est également observé au niveau de l'Ile de Wight, où la déformation se localise au niveau de la faille de Portland-Wight au niveau de la limite Bartonien-Priabonien (Gale *et al.*, 1999 ; Newell et Evans, 2011 ; Evans *et al.*, 2011). C'est également le cas dans le Bassin de Paris où la faille de Bray est réactivée en décrochement dextre aux alentours de la limite Bartonien-Priabonien (Wyns *et al.*, 1978, 2016).

A plus grande échelle, de nombreuses déformations, dont les phases d'inversion Eo-Oligocène et Oligo-Miocène (Ziegler, 1987), sont en effet reliées à des évènements aux limites de plaques. Ziegler (1987) relie ces phases d'inversion à la convergence alpine et au début de la collision associée entre le Priabonien et le Miocène (Handy *et al.*, 2010), tandis que Lundin et Doré (2002) évoquent l'influence de la dynamique mantellique à l'Oligocène et au Miocène moyen et supérieur. Le Priabonien marque le début de la collision continentale alpine (Ford *et al.*, 2006). C'est également à partir du Priabonien que la plaque Apulie entame une rotation antihoraire vers le NW (Ford *et al.*, 2006 ; Dumont *et al.*, 2012 ; Handy *et al.*, 2010). La direction de la compression qui était alors N-S évolue vers un axe NW-SE.

Cependant, bien que la phase de déformation paroxysmale pyrénéenne soit d'âge Bartonien (Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Biteau *et al.*, 2006 ; Vissers et Meijer, 2012), un raccourcissement et un épaississement crustal importants sont décrits jusqu'au Rupélien (Sibuet *et al.*,

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

2004 ; Sinclair *et al.*, 2005 ; Jolivet *et al.*, 2007). Des indices de compression N-S dans le Sud de l'Angleterre, datée au Rupélien, sont ainsi attribués à la compression pyrénéenne (Parrish *et al.*, 2018). La période du Priabonien correspond donc probablement à une période de transition entre le paroxysme de la déformation pyrénéenne (Bartonien) et le paroxysme de la déformation alpine (Oligo-Miocène). Les contraintes associées et propagées à travers la plaque européenne sont alors essentiellement N-S à NNW-SSE et NW-SE.

Au niveau du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional, la déformation à l'est des structures majeures (boîtes 1, 2 et 3) s'exprime par un style structural différent, avec des déformations de plus faibles amplitudes (inférieures à 60 mètres) et de plus grandes longueurs d'ondes (entre environ 3 et 25 kilomètres), pouvant être considérées comme des ondulations dans la couverture paléogène (figures 4-13 et 4-14). Ces structures d'amplitudes moindres sont localisées entre deux couloirs majeurs de déformation (les structures à l'ouest du Bassin de Dieppe-Hampshire, et le Weald-Boulonnais au nord-est). Ces déformations moins localisées se composent principalement de flexures monoclinales E-W orientées vers le nord, de quelques plis E-W, et de plis NW-SE à WNW-ESE, dont l'axe de certains peut se réorienter latéralement vers une direction proche de N90°.

Une question qui se pose après avoir identifié ces orientations structurales consiste à déterminer si ces structures peuvent être compatibles dans une même phase de déformation. Dans un contexte compressif, avec des directions de contraintes proches d'une direction N-S, comme celle mise en évidence au niveau des structures de forte amplitude, les plis et flexures d'axes E-W peuvent être aisément expliqués. Cependant, il paraît moins évident d'expliquer le développement de plis orientés NW-SE, à moins d'invoquer l'influence de structures en profondeur impliquant un partitionnement vertical de la déformation.

Des expérimentations analogiques réalisées dans un contexte de déformation en décrochement (Dooley et Schreurs, 2012) montrent l'activité de structures décrochantes pouvait s'accompagner de plis disposés en échelon. Odonne et Valon (1983) montrent de plus que les axes de ces plis, initialement orientés à environ 45° de l'axe du décrochement (soit perpendiculaire à la direction de compression) subissent une rotation si l'amplitude du déplacement décrochant est suffisamment important. L'orientation des plis se rapproche alors de l'orientation du décrochement.

Le Sud et l'Est du Bassin de Dieppe-Hampshire sont bordés par des zones fonctionnant en décrochement dextre et orientées selon des directions NW-SE, au niveau de failles du Boulonnais-Artois (Mansy *et al.*, 2003), de la faille du Bray (Wyns *et al.*, 1978, 2016 ; Wyns, 1980), de la faille de la Seine (Mascle et Cazes, 1987) et de la faille de Fécamp (Hauchard *et al.*, 2002 ; Paquet *et al.*, 2017). L'âge de ces jeux est associé au Paléogène. Ainsi, dans l'hypothèse d'une déformation de la couverture paléogène contrôlée par le mouvement

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

dextre de ces structures, le développement des plis orientés selon des directions E-W à NW-SE peut tout à fait être envisagé au cours d'une même phase de déformation.

De plus, le développement des flexures monoclinales orientées E-W pourrait également être expliqué par des mouvements verticaux au niveaux de failles profondes réactivées au Paléogène (e.g. Tomlinson *et al.*, 2013). Des failles E-W sont connues de part et d'autre du Bassin de Dieppe-Hampshire (failles de Manche Centrale et Nord-Baie de Seine à l'ouest, failles du Boulonnais au nord-est). Certaines de ces flexures semblent en effet pouvoir être corrélées à des zones de contraste sur la carte de l'anomalie magnétique (figure 4-54).

2.2. Chronologie de la déformation

De nombreuses structures affectant les dépôts cénozoïques n'ont pas pu être contraintes chronologiquement. Les structures ayant les orientations décrites précédemment (globalement NW-SE et E-W) affectent des terrains d'âge Bartonien inférieur. La sédimentation n'étant pas syn-tectonique pour les déformations de plus fortes amplitudes identifiées dans le bassin, les déformations sont donc liées à un épisode postérieur à la mise en place de ces terrains.

Des indices de sédimentation syn-tectonique ont toutefois pu être mis en évidence entre la base de l'Yprésien et la base du Bartonien au niveau des structures de plus faibles amplitudes par l'analyse des données sismiques et des cartes isopaques des unités sismiques identifiées (Chapitre 4) et fournissent des contraintes sur des épisodes de déformation affectant la Manche. L'âge et les orientations des structures sont présentés sur la figure 5-4. Des rapprochements avec les déformations de grande longueur d'onde mises en évidence à partir de la corrélation à l'échelle régionale des cycles de 2ème ordre ont pu être réalisés.

A la base de l'Yprésien, le soulèvement du compartiment nord-est de la structure faillée axée N140° indique une activation tectonique de ces failles. Cependant la faible amplitude du déplacement (probablement inférieure à 10 mètres) laisse penser que cette déformation ne correspond qu'à un stade primaire dans le développement de cette structure (décrite dans la boîte 2, Chapitre 4). Cette déformation peut être rapprochée chronologiquement de la phase de déformation identifiée au niveau de la transition Thanétien-Yprésien.

La croissance d'un pli présentant un axe NW-SE a été démontrée au cours de l'Yprésien supérieur. Les mouvements verticaux liés à cette croissance pourraient correspondre à une déformation précoce associée à la phase de déformation affectant la Manche et le Bassin de Paris à la fin de l'Yprésien, à l'origine d'une érosion et d'une lacune sédimentaire.

D'autres déformations affectant le Bassin de Dieppe-Hampshire méridional au Lutétien inférieur selon des directions NW-SE à WNW-ESE pourraient également être associées à cette

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

phase de déformation. Cependant, en raison de la résolution du calage chronostratigraphique des unités déformées, il est difficile d'affirmer que ces structures se développent bien à la base du Lutétien et non plus tard dans le Lutétien.

Une flexure E-W a montré des indices de déformation au cours de la mise en place de deux unités dont les âges ont respectivement été attribués au Lutétien terminal et au Bartonien basal. Elle semble ainsi s'inscrire parfaitement, en terme d'âge et de directions de contraintes, dans la phase de déformation de la transition Lutétien-Bartonien, attribuée à la phase de compression pyrénéenne paroxysmale.

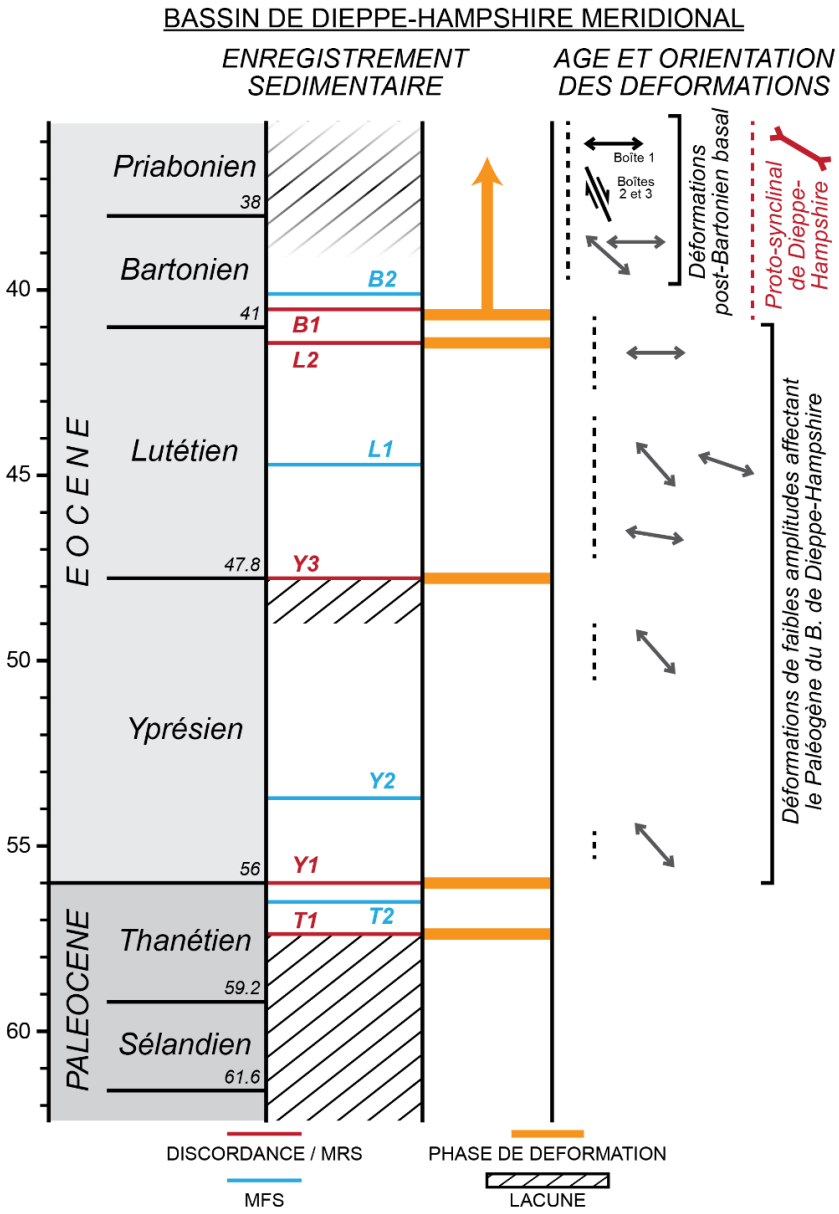


Figure 5-4 : Synthèse de l'âge et de l'orientation des déformations affectant la couverture paléogène du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Enfin, les cartes isopaques et les coupes à travers le synclinal de Dieppe-Hampshire soulignent un épaississement général des séries vers le NE du synclinal à partir de la base du Bartonien. Comme déjà discuté précédemment (partie 1.2.2.B de ce chapitre), la déformation associée à cet épaississement pourrait correspondre au développement du proto-synclinal de Dieppe-Hampshire.

La corrélation des grands cycles de 2ème ordre, considérés comme étant d'origine tectonique sont corrélables dans les différents bassins ; cependant les amplitudes identifiées de ces déformations sont différentes spatialement. Les déformations identifiées à partir du remplissage sédimentaire et des corrélations entre les bassins ne peuvent pas expliquer la géométrie actuelle du Bassin de Dieppe-Hampshire. En effet, cette géométrie est acquise postérieurement au remplissage, probablement à partir du Bartonien-Priabonien. En effet, la géométrie du Bassin de Dieppe-Hampshire se met probablement en place de façon synchrone à (1) l'inversion de la zone Portland-Wight et (2) l'inversion de la zone Weald-Artois, attribuées à l'intervalle Bartonien-Priabonien (Vandenberghe *et al.*, 2004 ; Newell et Evans, 2011 ; Briais, 2015).

Un épisode de fracturation a également pu être mis en évidence entre 34 et 30 Ma (Rupélien) dans le Sud de l'Angleterre par Parrish *et al.* (2018) à partir de la datation U-Pb de veines de calcite. Selon Parrish *et al.* (2018), ces déformations, qui impliquent des contraintes orientées N-S, se font en réponse à la collision pyrénéenne (transmission de contraintes *far-field*). Cependant, dans le Bassin de Paris est identifiée une flexure NE-SW en réponse au début de collision continentale alpine (Briais, 2015). Cette direction n'est en effet pas compatible avec les directions pyrénéennes. La transition entre les contraintes pyrénéennes et alpines se fait probablement entre le Bartonien et le Priabonien. D'ailleurs, l'enregistrement stratigraphique du Bassin de Dieppe-Hampshire se fait entre le Paléocène et le Bartonien (dans sa partie *offshore*), suggérant un même régime de contraintes à cette période. Le Bartonien, qui voit le début de développement du synclinal de Dieppe-Hampshire, correspond au début du soulèvement de l'axe Artois-Boulonnais-Ardennes (Briais, 2015), tandis que la première inversion majeure sur l'Ile de Wight intervient à la transition Bartonien-Priabonien (Gale *et al.*, 1999 ; Newell et Evans, 2011 ; Evans *et al.*, 2011), en réponse à la transmission des contraintes pyrénéo-alpines (Blundell, 2002) selon une direction de compression N-S (Vandycke et Bergerat, 2001).

Il est difficile de déterminer si les orientations des contraintes identifiées dans cette étude en Manche orientale (N-S à NNW-SSE) sont associées à la convergence Ibérie-Eurasie ou à la convergence Apulie-Eurasie. La période du Bartonien-Priabonien correspond à la transition entres les phases paroxysmales pyrénéenne et alpine, une influence combinée de ces deux orogenèses est ainsi probable.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

2.3. Influence de l'héritage structural sur l'évolution paléogène de la Manche orientale

Des questions se posent au regard de l'évolution structurale régionale mésozoïque et cénozoïque mise en évidence au cours de ces travaux : (1) Y a-t-il une corrélation directe entre les déformations de la couverture sédimentaire paléogène du Bassin de Dieppe-Hampshire et les accidents de socle (d'affinité cadomienne ou varisque) de Manche orientale ? ; (2) Quel est le partitionnement vertical de la déformation ?

Le synclinal de Dieppe-Hampshire est clairement délimité par des zones de failles de socle d'héritage varisque (Ballèvre *et al.*, 2009 ; Baptiste, 2016). Des structures de directions WNW-ESE, similaires à la direction de l'axe du synclinal de Dieppe-Hampshire, contrôlent l'inversion du Weald-Artois à l'Eo-Oligocène (Mansy *et al.*, 2003 ; Minguely *et al.*, 2010). Plusieurs failles de directions similaires (NW-SE) sont également réactivées au cours du Paléogène dans le Nord de la France (failles du Bray, de la Seine, de Fécamp-Lillebonne). Les réactivations de ces structures se font selon des mouvements décro-chevauchants dextres.

L'analyse de la cinématique au niveau des déformations identifiées dans le bassin a permis de montrer l'influence de structures crustales via leur réactivation au Cénozoïque. Au niveau des principaux couloirs de déformation identifiés dans la partie ouest du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional (les plis E-W de la boîte 1 et les structures NW-SE des boîtes 2 et 3 ; Chapitre 4), la géométrie des déformations superficielles a permis de supposer la présence de failles à l'aplomb de ces couloirs de déformation. Les données gravimétriques et magnétiques disponibles en Manche orientale (figures 4-50 et 4-54) vont également dans le sens de la présence de discontinuités crustales au niveau des structures suivantes (figures 4-55 et 5-5) :

- Une faille E-W située dans le prolongement de la faille bordant le nord du Bassin de Manche Centrale (Smith et Curry, 1975). Celle-ci rejoue probablement selon un mouvement inverse au cours de l'inversion paléogène, en réponse à une compression N-S à NNW-SSE (boîte 1) ;
- Une faille NW-SE sous la structure faillée N140° affectant la bordure du Bassin de Dieppe-Hampshire (boîte 2). Elle se situe dans le prolongement vers le sud de la portion NW-SE de la faille de Portland-Wight ;
- Une faille NW-SE située à l'aplomb du couloir de déformation N125° (boîte 3), localisée pratiquement dans le même axe que la faille du Bray. Cette faille semble se raccorder vers le nord à la faille de Portland-Wight. Les déformations cartographiées indiquent que ces deux failles de direction NW-SE ont été réactivées selon un jeu transpressif dextre au cours du cénozoïque, mouvements envisageables avec une compression générale orientée N-S à NNW-SSE.

La cinématique lors de l'inversion paléogène de ces failles est semblable à celle des structures varisques situées en Manche orientale et sur ses pourtours. Comme expliqué précédemment,

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

les failles NW-SE de Fécamp-Lillebonne (Hauchard *et al.*, 2002), de la Seine (Mascle et Cazes, 1987), du Bray (Wyns *et al.*, 1978, 2016 ; Wyns, 1980), et du Boulonnais (Mansy *et al.*, 2003 ; Minguely *et al.*, 2010 ; Briais, 2015) présentent une réactivation à l'Eo-Oligocène selon un mouvement décrochant dextre. La compression N-S mise en évidence au niveau de la structure E-W (boîte 1) est également observée dans d'autres zones de Manche orientale au cours de l'inversion de la faille de Portland-Wight (Ile de Wight), de la faille de Manche Centrale et de la faille Nord-Baie de Seine (figure 5-5).

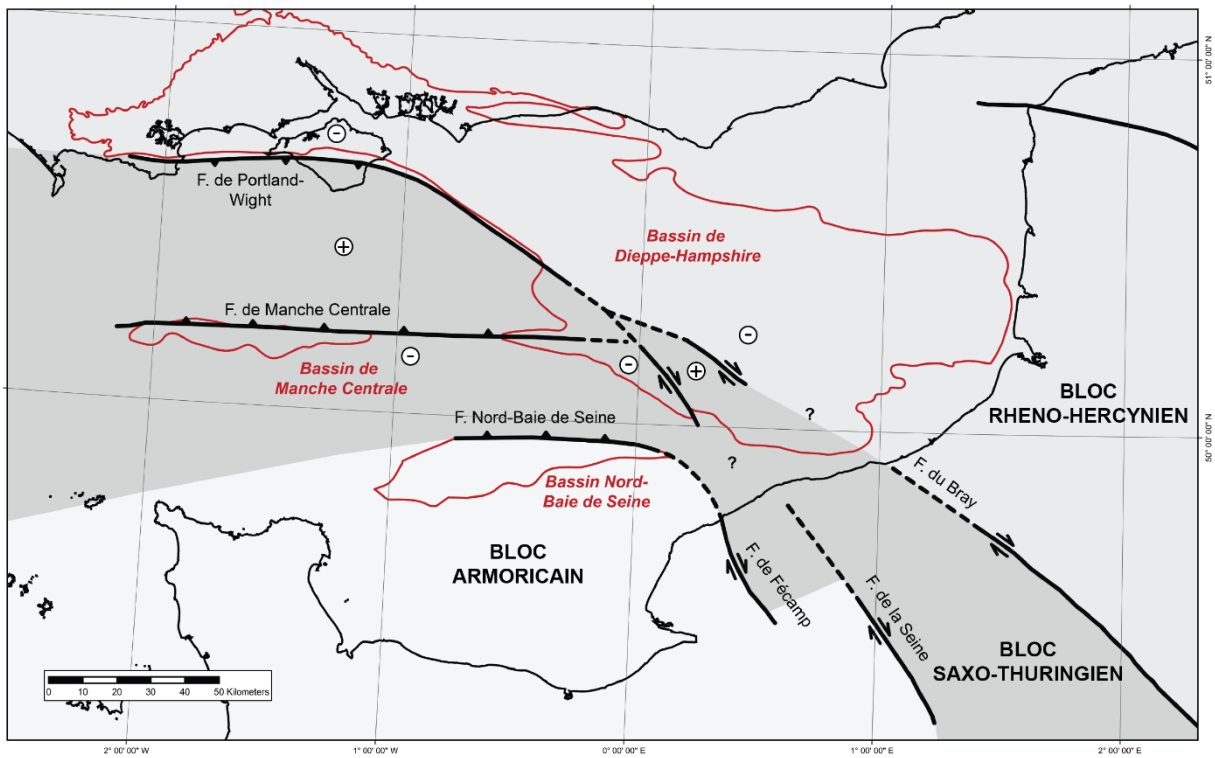


Figure 5-5 : Schéma structural des failles de socle réactivées au Paléogène en Manche orientale et délimitations des blocs du substratum géologique pré-Mésozoïque (selon Guillocheau et al., 2000 ; Ballèvre et al., 2009 ; Briais, 2015). Certains auteurs font passer la limite entre les blocs Rhéno-Hercynien et Saxo-Thuringien au niveau de la faille de Manche Centrale (Baptiste, 2016 ; Westhead et al., 2018). Les « + » et les « - » indiquent les blocs soulevés et abaissés au cours du Cénozoïque.

La réactivation de ces différentes failles crustales au Paléogène est donc possible au sein d'un même régime de contraintes (N-S à NNW-SSE), bien que la possibilité d'un polyphasage de la déformation n'est pas à exclure (partie 1.2.4 du Chapitre 4).

Ces failles crustales délimitent des blocs crustaux sous la partie ouest de la zone d'étude, à l'intersection entre le prolongement de plusieurs accidents majeurs : la faille de Portland-Wight, la faille de Manche Centrale, la faille du Bray et la faille de la Seine (figure 5-5). Un partitionnement similaire avait déjà été proposé par Smith et Curry en 1975. Si la faille du Bray et la faille de Portland-Wight sont souvent directement reliées dans la littérature (e.g. Beeley et Norton, 1998 ; Westhead *et al.*, 2018), il semble que la faille de Portland-Wight soit

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

connectée vers le SE à deux accidents, délimitant un bloc crustal soulevé au cours de l'inversion, qui se prolongent respectivement vers la faille du Bray et vers le système de failles Seine-Fécamp. La Manche orientale, et plus précisément le Sud du Bassin de Dieppe-Hampshire, correspond ainsi à une zone de relais entre plusieurs failles crustales majeures, réparties en deux catégories de directions : E-W et NW-SE.

De plus, comme discuté précédemment, la cinématique des déformations de plus faibles amplitudes (partie 2.1.2 de ce chapitre) montre un contrôle de la déformation de la couverture paléogène par la réactivation des accidents crustaux NW-SE. Ces accidents profonds sont réactivés en décrochement dextre, ainsi des relais entre ces différents accidents sont envisagés.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les objectifs de ce travail de thèse étaient de reconstruire les évolutions sédimentaires et structurales de la Manche orientale au cours du Paléogène, et de replacer dans le cadre géodynamique du domaine Ouest-Européen. L'intérêt s'est alors porté sur le Bassin de Dieppe-Hampshire, en raison (1) de sa localisation entre des domaines présentant des styles structuraux différents (domaines inversés versus déformations flexurales) et entre plusieurs accidents majeurs de la plaque ouest-européenne (d'affinités varisque et cadomienne), et (2) du peu de connaissances disponibles sur son remplissage sédimentaire et sur le calendrier des déformations qu'il enregistre.

L'analyse de l'architecture sédimentaire du bassin et de ses déformations a été rendue possible grâce à l'interprétation de plus de 4000 kilomètres de nouvelles données sismiques très haute résolution (Sparker) acquises dans le cadre du projet « TREMOR » (LOG-BRGM) et à l'intégration de prélèvements géologiques dont 15 carottages effectués au cours de cette étude. L'interprétation de ces données a dans un premier temps permis d'analyser les géométries du remplissage sédimentaire dans la partie méridionale du Bassin de Dieppe-Hampshire. Cette analyse a permis de définir (1) le cadre séquentiel du bassin, (2) de hiérarchiser les surfaces majeures entre le Thanétien (Paléocène) et le Bartonien (Eocène moyen), et enfin (3) de cartographier la partie méridionale du bassin, qui souligne la terminaison périclinale SW du synclinal de Dieppe-Hampshire.

Quatre cycles stratigraphiques de 2ème ordre ont ainsi été mis en évidence entre le Paléocène et le Bartonien. L'âge des surfaces séquentielles a pu être déterminé à partir des nouveaux carottages, prélevés au cours de la campagne « TREMOR 2 » (2017) qui ont fait l'objet de datations biostratigraphiques et des données de la bibliographie. Afin de mettre en évidence des évènements à plus grande échelle, les cycles de 2ème ordre ont été corrélés avec les bassins cénozoïques voisins : la partie Nord du Bassin de Dieppe-Hampshire (Ile de Wight), le Bassin de Paris et le Bassin Belge. Ces corrélations des surfaces-temps ont permis de comparer les enregistrements sédimentaires. Ces corrélations ont permis d'identifier cinq discontinuités majeures corrélables à grande échelle, associées à cinq phases de déformations intraplaques. Nous avons pu reconnaitre :

(1) Une phase anté-Thanétien, caractérisée par une érosion et un hiatus sédimentaire entre la craie du Crétacé supérieur (Campanien à Maastrichtien) et le Thanétien supérieur. Dans le Bassin de Paris cet intervalle est subdivisé en deux évènements de déformation entre le Crétacé supérieur (Maastrichtien) et le Danien et une entre le Danien et le Thanétien (Briais *et al.*, 2016). Ces deux phases sont respectivement attribuées à la cinématique de la convergence Eurasie-Ibérie et à l'initiation du panache mantellique islandais.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

(2) Une phase à la transition Thanétien-Yprésien, qui s'exprime par une érosion du Thanétien terminal sur l'ensemble du domaine Anglo-Parisien. Cette érosion est notamment synchrone d'une flexure du Bassin de Paris et d'un soulèvement du Massif du Brabant (Belgique). Ces déformations peuvent être reliées au début de l'expansion océanique de l'Europe du NW.

(3) Une phase à la transition Yprésien-Lutétien, qui se traduit en Manche orientale par une légère érosion, une lacune temporelle, et par des érosions majeures dans le Sud de l'Angleterre et le Bassin de Paris. Ces déformations, contemporaines d'un soulèvement généralisé dans le NW de l'Europe, semblent se développer en réponse à une phase d'accélération dans la convergence Ibérie-Eurasie. Les directions de progradations vers l'est et la présence de matériaux remaniés d'âge Jurassique et Crétacé semblent indiquer un soulèvement à l'ouest, avec un apport sédimentaire enregistré en Manche orientale provenant probablement des Massifs armoricain et cornubien.

(4) Une phase à la transition Lutétien-Bartonien, caractérisée par une érosion précédant la mise en place de prismes de bas niveau en Manche orientale au Bartonien basal, synchrone de lacunes temporelles sur l'Ile de Wight et dans le Bassin de Paris. Ces deux domaines enregistrent respectivement la croissance d'anticlinaux et une flexure E-W accompagnée d'une réorganisation paléogéographique. Ces déformations sont attribuées à la phase paroxysmale de la convergence Ibérie-Eurasie.

(5) Une phase de déformation au Bartonien-Priabonien, qui s'exprime par l'inversion et le soulèvement de plusieurs domaines, dont l'Ile de Wight et l'axe du Weald-Artois. En Manche orientale un basculement provoqué par un soulèvement au SW est observé dès la base du Bartonien. Le soulèvement du flanc NE du synclinal de Dieppe-Hampshire, lié à l'inversion du Weald-Artois, n'apparaît pas clairement à cette période, et des incertitudes persistent ainsi quant au calendrier de mise en place de ce synclinal. L'âge de ces déformations est cohérent avec la suite et la fin de la phase pyrénéenne paroxysmale.

La seconde approche développée au cours de cette thèse a été de s'intéresser à l'analyse des failles et des plis dans la couverture cénozoïque du Bassin de Dieppe-Hampshire et de ses bordures. L'interprétation des données sismiques THR a permis de décrire et cartographier les différents types de déformations. L'objectif est de comprendre le partitionnement et la cinématique. Pour cela, plusieurs outils ont été mis en place : réalisation de cartes d'isoprofondeurs, de cartes isopaques, de cartes de pentes, de coupes à travers le bassin, et quantification de la déformation au niveau des différents éléments structuraux identifiés.

Ces analyses ont permis d'identifier des déformations d'amplitudes différentes dans le bassin. Trois couloirs de déformation majeure ont été révélés par les différentes cartes réalisées dans la partie ouest de la zone d'étude. La mise en place de ces couloirs a pu être raccordée à la réactivation syn- à post-Bartonien de structures de socle ; nous identifions (1) une zone de plis

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

E-W, associée à une faille crustale dans le prolongement de la faille de Manche Centrale, réactivée en compression et (2) (3) deux zones plissées et faillées de direction N140° et N125°, associées à deux structures crustales NW-SE rejouant selon un jeu transpressif dextre. Le jeu de ces trois structures est compatible avec une direction de compression N-S à NNW-SSE. L'âge de la réactivation de ces structures de socle reste incertain, cependant cette réactivation pourrait être contemporaine des soulèvements de l'Ile de Wight et de l'axe Artois-Boulonnais attribués au Bartonien-Priabonien.

Le reste du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional est associé à de la déformation de moindre amplitude, se présentant sous forme de plis et flexures de directions E-W à NW-SE. Des indices de déformation syn-tectonique ont pu être mis en évidence à certaines périodes contemporaines des phases de déformation décrites à partir de la corrélation des cycles de 2ème ordre. D'autres structures (les trois couloirs de déformation 1, 2 et 3, ainsi que des plis et flexures E-W et NW-SE) se développent après le Bartonien basal.

Un changement dans le style de la déformation est ainsi observé en Manche à partir du Bartonien. A cette période, la réactivation de structures crustales engendre des déformations fragiles au sein des séries paléogènes, alors que style de déformation était jusqu'alors de type flexural, avec très peu de déformations cassantes en Manche orientale. Ce changement de style est enregistré notamment par l'inversion des structures sur l'Ile de Wight et dans le système Weald-Artois-Boulonnais, conjointement au début du développent du synclinal de Dieppe-Hampshire. L'origine des directions de compression N-S à NNW-SSE est difficile à déterminer avec certitude. Cette période correspond en effet à la transition entre les phases paroxysmales pyrénéenne et alpine. Une influence combinée de ces deux orogenèses peut ainsi être envisagée.

L'analyse des déformations dans le Bassin de Dieppe-Hampshire a également permis de souligner un rôle important de l'héritage structural sur l'évolution cénozoïque de la déformation en Manche orientale. Le Bassin de Dieppe-Hampshire se trouve en effet entre plusieurs accidents majeurs du domaine ouest-européen : la faille de Portland-Wight, la faille du Bray, la faille de Manche Centrale et le système de failles Seine-Fécamp. Des relais entre ces structures majeures sont présents sous le bassin : la faille de Portland-Wight se connecte vers le SE à deux accidents (N140° et N125°), délimitant un bloc crustal au sein du Bloc Saxo-Thuringien (Ballèvre *et al.*, 2009) soulevé au cours de l'inversion barto-priabonienne, qui se prolongent respectivement vers la faille du Bray et vers le système de failles Seine-Fécamp. Un contrôle des structures varisques (incluant les failles du Boulonnais) sur les déformations paléogènes de plus faibles amplitudes et moins localisées est également suspecté.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

PERSPECTIVES

Les analyses stratigraphiques et structurales menées au cours de ces travaux de thèse ont permis d'apporter des éléments pour une meilleure compréhension de l'évolution de la Manche orientale au cours de la période du Cénozoïque. Ces travaux ont également permis de soulever certaines questions qui pourraient faire l'objet d'études futures.

Il serait intéressant dans un premier temps de poursuivre l'analyse tectono-stratigraphique du Bassin de Dieppe-Hampshire dans sa partie britannique, entre la zone étudiée au cours de cette thèse et l'Ile de Wight. La mise en place de la même méthodologie d'interprétation dans ce secteur du bassin permettrait une analyse de haute résolution du remplissage sédimentaire sur l'ensemble du bassin, et ainsi de mieux contraindre la cinématique et la chronologie de la déformation paléogène en Manche.

Au niveau de l'analyse structurale de la Manche orientale, les coupes sériées présentées au sein des boîtes 1 à 3 dans le Chapitre 4 ont permis de définir les géométries des structures et de réfléchir aux connexions spatiales (latéralement et en profondeur) entre structures réactivées au Cénozoïque. Mais afin de mieux comprendre ces connexions, il faudrait identifier et étudier en détail d'autres boîtes. Il serait notamment intéressant de définir une boîte dans la zone située dans le prolongement en mer de la faille du Bray, entre Dieppe et la boîte 3 (figures 4-47 et 5-5). On retrouve en effet dans cette zone des plis qui semblent tourner vers une direction E-W, et dont la mise en place pourrait être à mettre en lien avec un relais en profondeur entre les structures identifiées sous la boîte 3 et la faille du Bray.

Un aspect majeur à développer suite à ces travaux de thèse est le développement d'un lien Terre-Mer, en particulier au niveau du système de la faille du Bray et de la région du Boulonnais. Au niveau de la faille du Bray, il serait intéressant de réaliser des analyses le long de la faille à terre (analyses microstructurales, sismique profonde) et de regarder plus en détail les géométries au large de Dieppe, dans le but de comprendre pourquoi le style structural change-t-il autant de part et d'autre de la ligne de côte.

Une telle approche serait également intéressante au niveau du Boulonnais, avec une comparaison entre les déformations affectant les terrains mésozoïques au nord du Bassin de Dieppe-Hampshire et celles décrites et étudiées à terre (Averbuch *et al.,* 2016). Il semble pour cela nécessaire d'intégrer les données sismiques Sparker acquises au cours des missions d'enseignement du master GEOBAS, ainsi que les données bathymétriques de haute résolution disponibles en Manche orientale et indiquant l'enregistrement de nombreux plissements et failles. L'analyse de cette structure anticlinale du Weald-Boulonnais pourrait permettre de mieux comprendre le calendrier de l'inversion de cet axe et ainsi du soulèvement du flanc nord du synclinal de Dieppe-Hampshire.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

De plus, une analyse plus poussée des longueurs d'onde des déformations affectant la couverture sédimentaire paléogène pourrait permettre d'estimer la longueur d'onde des déformations à l'échelle crustale et d'étudier les implications en terme de rhéologie. Des modèles numériques pourraient également être réalisés afin de comprendre le couplage entre les structures profondes et les déformations superficielles au cours de la reprise en compression de la Manche orientale au Cénozoïque.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 1

Figure 1-1 *: Carte géologique de la Manche (extrait de la carte géologique de la France BRGM au 1:1 000 000ème, Chantraine et al., 1996). L'encart montre la localisation des trois provinces de la Manche.* _____ *17*

Figure 1-2 *: Carte géologique de la Manche Orientale (extrait de la carte géologique de la France BRGM au 1:1000000ème, Chantraine et al., 1996) et superposition des linéaments tectoniques du Nord-Ouest de la France et du Sud de l'Angleterre.* _____ *18*

Figure 1-3 *: Localisation de la suture rhéique par rapport aux massifs varisques et cadomiens en Europe centrale et occidentale (d'après Linnemann et al., 2007 et Nance et al., 2010). Abb.: AM = Armorican Massif, BCSZ = Badajoz-Cordoba Shear zone, BM = Bohemian Massif, BRM = Brabant Massif, CIZ = Cantabrian zone, FMC = French Massif Central, IC = Iberian Chains, IM = Iberian Massif, GTOM = Galicia Tràs-os-Montes zone, Li = Lizard Ophiolite, M = Moravo-Silesian zone, MM = Maures Massif, MP = Midland Platform, MZ = Moldanubian zone, OMZ = Ossa-Morena zone, P = Pyrénées, PL = Pulo de Lobo oceanic units, RM = Rhenish Massif, S = Sudetes, Sl = Sleza ophiolite, SPZ = South Portuguese zone, SXZ = Saxo-Thuringian zone, TBU = Teplà-Barrandian unit, WALZ = West Asturian Leonese zone.* _____ *20*

Figure 1-4 *: Reconstitutions de la tectonique des plaques montrant la Manche dans le cadre de l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord (d'après Hay et al., 1999) : lithosphère continentale (zones grisées), mouvement des plaques tectoniques (flèches), zones de fragilité crustale (lignes pointillées).* _____ *22*

Figure 1-5 *: Carte du domaine Nord-Atlantique au Crétacé supérieur montrant le début de l'ouverture océanique et la distribution des structures actives (Evans et al., 2003).*_____ *23*

Figure 1-6 *: Synthèse des principaux évènements cinématiques, géologiques et géodynamiques dans le Golfe de Gascogne et dans les Pyrénées (Sibuet et al., 2004).* _____ *25*

Figure 1-7 *: Carte du domaine Nord-Atlantique au Paléocène-Éocène montrant la poursuite de l'ouverture océanique Nord-Atlantique et la distribution du volcanisme et des structures actives (Evans et al., 2003).*_____ *26*

Figure 1-8 *: Reconstitution de l'état de la convergence entre les plaques européenne et africaine au Priabonien (Handy et al., 2010), au stade initial de la collision alpine. La forme de l'arc alpin souligne un changement de direction de la convergence dans les Alpes occidentales.* _____ *27*

Figure 1-9 *: Reconstitution de l'état de la convergence entre les plaques européenne et africaine à l'Aquitanien (Handy et al., 2010). Cette carte met en avant l'ouverture du bassin liguro-provençal et la forme de l'arc alpin au début du Miocène.* _____ *28*

Figure 1-10 *: Profil de sismique profonde dans le Bassin de Wessex, montrant les trois unités distinguées dans la croûte (d'après Whittaker et al., 1986 et Hamblin et al., 1992).* _____ *29*

Figure 1-11 *: Carte des différentes zones qui ont été reconnues au sein de la chaîne varisque (Ballèvre et al., 2009).*_____ *30*

Figure 1-12 *: Bloc 3D illustrant la structure lithosphérique sous le bassin de Paris proposée à partir de la tomographie sismique (Averbuch et Piromallo, 2012). Une partie du slab varisque est préservé au niveau de la suture du Bray. LAB : Limite Asthénosphère-Lithosphère.* _____ *31*

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Figure 1-13 *: Unités structurales du bassin de Paris et affleurements des sédiments cénozoïques basés sur la carte géologique de la France au 1 :1.000.000 (Brais, 2015). Le tracé des failles majeures séparant les blocs varisques est basé sur les travaux de Ballèvre et al. (2009) et de Guillocheau et al. (2000). 32*

Figure 1-14 *: a. Profil sismique montrant la faille du Pays du Bray et l'anticlinal du Pays de Bray ; b. coupe géologique déduite des affleurements et de l'interprétation du profil (d'après Miquelis et al., 2014).* *34*

Figure 1-15 *: Profil sismique haute résolution au large de l'Ile de Wight montrant la reprise en inversion du segment de faille Wight-Bray (Wyns et al., 2016). La position du profil est donnée par l'étoile rouge (Collier et al., 2006). Les séries paléogènes préservées du Bassin de Dieppe-Hampshire sont localisées au nord de cette faille.* *34*

Figure 1-16 *: Série du Crétacé en Manche orientale (d'après Hamblin et al., 1992). Les courbes de variations eustatiques sont d'après Haq et al. (1988).* *37*

Figure 1-17 *: Distribution des bancs de Purbeck et du Wealdien en Manche orientale (Hamblin et al., 1992, d'après Mégnien et Mégnien, 1980; Whittaker, 1985).* *38*

Figure 1-18 *: Distribution des séries apto-albiennes (Lower Greensand, Gault et Upper Greensand) en Manche orientale (Hamblin et al., 1992, d'après Mégnien et Debrand-Passard, 1980; Whittaker, 1985).* *39*

Figure 1-19 *: Distribution de la craie du Crétacé supérieur en Manche orientale (Hamblin et al., 1992).* *40*

Figure 1-20 *: Distribution de la déformation (zones grisées) associée aux inversions tectoniques en Europe du NW (Fidalgo González, 2001, d'après Ziegler, 1987): phase sub-hercynienne (Turonien-Campanien) ; phase Laramide (Paléocène moyen) ; phase éo-oligocène ; phase oligo-miocène.* *42*

Figure 1-21 *: Cartes des épaisseurs sédimentaires et schémas structuraux du Sud de l'Angleterre au (a) Permo-Trias, (b) Jurassique et Crétacé, et (c) Cénozoïque (Underhill et Stoneley, 1998, modifié d'après Hamblin et al., 1992).* *45*

Figure 1-22 *: Coupe simplifiée N-S à travers le bassin de Portland-Wight, illustrant l'asymétrie du graben (Hamblin et al., 1992).* *46*

Figure 1-23 *: Évolution post-varisque de la région de la Manche. (A) Extension du Permien au Crétacé inférieur et mise en place de bassins le long de failles normales. (B) Compression cénozoïque et inversion régionale le long de failles inverses bordées par des rampes latérales : SLF, Sticklepath-Lustleigh faults ; OAFZ, Ouessant-Alderney Fault Zone (Lagarde et al., 2003, adapté de Chantraine et al., 1996 et Hamblin et al., 1992).* *47*

Figure 1-24 *: (A) Carte géologique basée sur la carte du Royaume-Uni/Irlande au 1:1 000 000 du BGS ; (B) Coupes N-S à travers les bassins de Wessex et du Weald, montrant l'inversion des bassins mésozoïques et le développement des bassins cénozoïques de Londres et de Dieppe-Hampshire. D'après Mortimore (2011b).* *49*

Figure 1-25 *: Carte géologique simplifiée de l'île de Wight (Mortimore, 2011a).* *51*

Figure 1-26 *: Coupe schématique N-S à travers la structure de Purbeck-Wight, sur l'île de Wight (SE de l'Angleterre), d'après Newell et Evans (2011). Les growth strata sont décrites au sein des dépôts du Tortland Bay Member, au début du Priabonien. La faille de Sandown est globalement orientée E-W.51*

Figure 1-27 *: Tableau de synthèse des déformations enregistrées dans le Bassin de Paris et des évènements survenant aux limites de plaques (Briais, 2015).* *54*

Figure 1-28 *: Tableau de synthèse géodynamique de l'Europe de l'Ouest du Crétacé terminal au Miocène, réalisé par Briais (2015).* *56*

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Figure 1-29 *: Distribution et âge des sédiments cénozoïques en Manche orientale (d'après Hamblin et al., 1992).* 57

Figure 1-30 *: Profondeur sous le niveau de la mer de la base du Cénozoïque en Manche orientale (d'après Hamblin et al., 1992).* 58

Figure 1-31 *: Stratigraphie cénozoïque du bassin de Dieppe-Hampshire. Âges et zones de nannoplancton (NP) d'après Haq et al. (1987), courbes de variations eustatiques d'après Haq et al. (1988), stratigraphie du bassin d'Hampshire d'après Aubry (1983) et du bassin de Dieppe-Hampshire d'après Curry et al. (1978), modifié par Hamblin et al. (1992).* 59

Figure 1-32 *: Carte géologique de la Manche orientale et coupe N-S à travers le Bassin de Dieppe-Hampshire, réalisées par Auffret et al. (1975).* 63

Figure 1-33 *: Carte géologique de la partie orientale du Bassin de Dieppe-Hampshire (Curry et Smith, 1975).* 64

Figure 1-34 *: Coupe stratigraphique synthétique du Cénozoïque de l'Ile de Wight, au niveau de Whitecliff Bay, dans la partie Est de l'île, d'après Plint (1988), Huggett et Gale (1997), Gale et al. (1999 ; 2006), Newell (2001 ; 2014), Newell et Evans (2011), De Jonghe et al. (2011) et King (2016).* 66

Figure 1-35 *: Coupe stratigraphique synthétique et découpage séquentiel de la série Paléogène du Bassin de Paris (Briais, 2015).* 68

Figure 1-36 *: Système fluviatile pléistocène de la Manche et son prolongement dans les bassins versants français et anglais, ainsi que la localisation des fosses (deep). (1) fleuve Manche, (2) paléovallées dépourvues de remplissage sédimentaire, (3) terrasses, (4) et (5) failles majeures, (6) coupes simplifiées (d'après Antoine et al., 2003).* 69

CHAPITRE 2

Figure 2-1 *: Position des carottages d'âge paléogène au sein du Bassin de Dieppe-Hampshire, étudiés par Bignot (1972) et Auffret et al. (1975). Les limites du bassin (en rouge) proviennent de la carte géologique de la France au 1/1000000ème (Chantraine et al., 1996).* 71

Figure 2-2 *: Plan de position des lignes sismiques utilisées dans les travaux de A. Curry et Smith (1975) et B. Auffret et Colbeaux (1977). La carte B. présente également le positionnement des carottages utilisés par Auffret et Colbeaux (1977) pour la cartographie sous-marine au niveau de l'axe Artois-Boulonnais.* 72

Figure 2-3 *: Photos du dispositif d'acquisition sismique : A. Electrode de 30 brins (couramment appelée « peigne ») ; B. Flûte sismique monotrace SIG, composée de 8 hydrophones espacés de 50 cm ; C. Génératrice SIG 300 J ; D. Logiciel d'acquisition SonarWiz.* 73

Figure 2-4 *: Géométrie du dispositif d'acquisition sismique Sparker utilisé lors des campagnes « TREMOR » et « TREMOR 2 ». Modifié d'après un schéma explicatif de SIG France.* 74

Figure 2-5 *: Profil sismique non interprété acquis lors de la campagne TREMOR (2014). Exagération verticale de 50.* 75

Figure 2-6 *: Plan de position des données sismiques Sparker acquises au cours des campagnes « TREMOR » (2014) et « TREMOR 2 » (2017) et des sites carottés au cours de la campagne « TREMOR 2 ». Carte géologique de la France au 1/1000000ème (Chantraine et al., 1996).* 75

Figure 2-7 *: A. Carottier de type Kullenberg utilisé au cours de la mission « TREMOR 2 » (2017) ; B. Echantillon de grès fin bioclastique glauconieux d'âge cénozoïque ; C. Echantillon de sable fin à moyen bioclastique d'âge quaternaire.* 77

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Figure 2-8 *: Carte bathymétrique de la Manche Orientale, correspondant à une compilation des données SHOM, UKHO et EMODnet. Topographie SRTM. Système de projection WGS84 UTM31N. 77*

Figure 2-9 *: Capture d'écran du logiciel d'interprétation sismique IHS Kingdom Suite. A : Plan de position des profils sismiques THR et cartographie en cours des marqueurs sismiques ; B : Profil sismique Sparker en cours d'interprétation. _____ 78*

Figure 2-10 *: Caractéristiques des faciès acoustiques et des terminaisons de réflecteurs couramment observés en sismique. Modifié d'après les travaux de Mitchum et al. (1977), Vail et al. (1977) et Catuneanu et al. (2011). _____ 79*

Figure 2-11 *: Profil sismique montrant : A. les terminaisons de réflecteurs soulignant des surfaces importantes ; B. l'identification d'unités sismiques, et la corrélation entre l'unité U20 et le carottage référencé « TRE17 KS11A ».____ 79*

Table 2-1 *: Tableau des caractéristiques des faciès sismiques identifiés sur les profils sismiques. __ 80*

Figure 2-12 *: Profil sismique illustrant un réflecteur cénozoïque (réflecteur rouge) aisément observable sous le premier multiple.____ 82*

Figure 2-13 *: A. Profil sismique illustrant un banc de sable et des dunes reposant sur des séries cénozoïques ; B. Profil sismique recoupant un système de paléo-chenaux quaternaires comblés. __ 83*

Figure 2-14 *: A. Linéaments (stratification et failles) attribués à des séries méso-cénozoïques, résultant de l'analyse morphologique de la bathymétrie ; B. Linéaments (stratification et failles) observés dans la partie méridionale de la Manche orientale. Le plan de position des campagnes TREMOR et TREMOR 2 permet de localiser la zone d'étude. _____ 85*

Figure 2-15 *: Exemple de flexure monoclinale vers le NW affectant des dépôts paléogènes. _____ 87*

Figure 2-16 *: Amplitude et demi-longueur d'onde calculées sur les plis. _____ 88*

CHAPITRE 3

Figure 3-1 *: Cartographie des unités sismiques identifiées dans le sud du Bassin de Dieppe-Hampshire. _____ 90*

Figure 3-2 *: Coupes géologiques à travers la partie méridionale du Bassin de Dieppe-Hampshire, basées sur l'interprétation des données sismiques. La carte présente la localisation de ces coupes. Les coupes 1 et 2 sont orientées vers le centre du bassin (NW-SE), alors que les coupes A à C, orientées SW-NE traversent tout le bassin et recoupent perpendiculairement l'axe du synclinal de Dieppe-Hampshire.91*

Figure 3-3 *: Surfaces d'érosion T1 et T2 localisées à la base des séries paléogènes du Bassin de Dieppe-Hampshire. _____ 92*

Figure 3-4 *: Surface d'érosion T15 marquant la transition entre le Lutétien et le Bartonien. _____ 92*

Figure 3-5 *: Profils perpendiculaires soulignant le caractère progradant de l'unité U7. Le recoupement des deux profils permet d'estimer la direction réelle de progradation : N25°.____ 93*

Figure 3-6 *: Profils illustrant la géométrie des différentes unités progradantes identifiées au sein des séries cénozoïques du bassin : A. unités U7 et U8a ; B. unité U9 ; C. unité U10 ; D. unité U13 ; E. unité U15 ; F. unités U16 et U18 ; G. unité U20.____ 94*

Figure 3-7 *: Faciès acoustique au niveau des unités yprésiennes A. à l'Est, B. au centre et C. à l'Ouest du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional. Le faciès observé vers l'Est du bassin apparaît semblable à celui décrit par Jacobs et De Batist (1996) au niveau de l'Yprésien du sud de la mer du Nord, au large de la Belgique.____ 96*

© 2018 Tous droits réservés. lilliad.univ-lille.fr

Figure 1 *: a. Location map of the study area, in the southern Dieppe-Hampshire Basin, on the 1:1 000 000 BRGM geological map (Chantraine et al., 1996), and location map of available geological and geophysical data; b. Map of the British and northern France regions in the early Paleogene, after Gibbard and Lewin (2003); c. Geological cross section of the Dieppe-Hampshire Basin and the Weald-Artois anticline, modified from BGS 1:250 000 Dungeness-Boulogne Geological Map (1988) after Butler and Pullan (1990) and Averbuch et al. (2016). Contains British Geological Survey materials ©NERC [1988].* _____ *99*

Figure 2 *: Stratigraphic section of the Dieppe-Hampshire Basin Cenozoic series, after Bignot (1972), Auffret et al. (1975), Auffret and Gruas-Cavagnetto (1975), the onshore Varengeville outlier and the BH 75/38 offshore well. Contains British Geological Survey materials ©NERC [1981].* _____ *102*

Figure 3 *: Location map of available VHR seismic profiles (TREMOR; TREMOR 2), shown by white lines. The TREMOR 2 coring and old samples (Bignot, 1972; Auffret et al., 1975; Auffret and Gruas-Cavagnetto, 1975) are also located. The swath-bathymetric map is a compilation from EMODnet including SHOM and UKHO data, the topography is an extract of the SRTM global database. The location of the seismic profiles presented on Figure 4 is represented by thick black lines.* _____ *104*

Table 1 *: Classification table of seismic facies identified within the Cenozoic series of the basin. Vertical exaggeration is about 4,8.*_____ *105*

Table 2 *: Description of the samples cored during the TREMOR 2 cruise (2017).*_____ *106*

Figure 4 *: Uninterpreted profiles and interpreted line drawings showing identified seismic markers and reflector terminations. a. Seismic units U1 to U6, evidencing the contact between the basal Cenozoic series and the Cretaceous chalk; b. Seismic units U4 to U16, pointing out the oblique reflectors of the prograding unit U7; c. Seismic units U11 to U16, highlighting the erosion surface T15; d. Seismic units U14 to U25; e. Seismic units U19 to U25, showing a lateral thickening towards the NE. Seismic units UC and UQ respectively correspond to Cretaceous and Quaternary deposits. To note, Quaternary incisions affect Cenozoic series. Lines location is shown on Figure 3.* _____ *108*

Table 3 *: Characteristics of identified Paleogene seismic units in the southern Dieppe-Hampshire Basin.* _____ *111*

Figure 5 *: Composite seismic stratigraphic section of Cenozoic series and depositional sequences. The samples cored (TREMOR 2 cruise) and those described by Bignot (1972) and Auffret and Gruas-Cavagnetto (1975) are projected on corresponding seismic units.*_____ *112*

Figure 6 *: Map of the identified seismic units of the southern Dieppe-Hampshire Basin with their chronostratigraphic attribution. Red triangles correspond to the location of samples cored during the TREMOR 2 cruise.* _____ *117*

Figure 7 *: Geological cross section of the Dieppe-Hampshire Basin based on seismic lines.* _____ *118*

Figure 8 *: Map of directions of progradation for each prograding unit. The true direction of progradation is estimated by looking at the crossing between some seismic profiles.* _____ *119*

Figure 9 *: Synthetic stratigraphic section of the southern Dieppe-Hampshire Basin, correlated with surrounding Cenozoic basins: the Paris Basin (Briais, 2015) and the Isle of Wight (northern Dieppe-Hampshire Basin; Plint, 1988; Huggett and Gale, 1997; Gale et al., 1999; Newell, 2001; Gale et al., 2006; De Jonghe et al., 2011; Newell and Evans, 2011; Newell, 2014; King, 2016; thickness estimated at Whitecliff Bay). WBB: Whitecliff Bay Bed.*_____ *122*

Figure 10 *: Evolution of the Eastern English Channel and the surrounding areas (Isle of Wight and Paris Basin) during Paleogene times.*_____ *124*

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

CHAPITRE 4

Figure 4-1 *: A. Carte de la profondeur de la surface T1, réalisée à partir du pointé de cette surface le long des données sismiques disponibles. Cette surface T1 correspond à la base du Thanétien, et représente la base du Bassin de Dieppe-Hampshire ; B. Carte d'isoprofondeurs de la surface T1 résultant de l'interpolation par voisins naturels des valeurs de profondeurs entre les lignes sismiques. ____ 134*

Figure 4-2 *: Schéma structural du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional._____ 135*

Figure 4-3 *: Coupes géologiques à travers la partie méridionale du Bassin de Dieppe-Hampshire, basées sur l'interprétation des données sismiques. La carte présente la localisation de ces coupes. Les coupes 1 et 2 sont orientées vers le centre du bassin (NW-SE), alors que les coupes A à F, orientées SW-NE traversent tout le bassin et recoupent perpendiculairement l'axe du synclinal de Dieppe-Hampshire. Les déformations mises en évidence par les coupes A à F sont corrélées entre les coupes._____ 136*

Figure 4-3 *(suite)_____ 137*

Figure 4-4 *: Cartographie des failles affectant le Mésozoïque et le Cénozoïque le long des données sismiques et corrélation des failles entre les lignes sismiques._____ 138*

Figure 4-5 *: Illustration de quelques failles affectant les dépôts paléogènes du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional, identifiées et cartographiées à partir des profils sismiques THR. La carte centrale montre la localisation de ces failles. _____ 139*

Figure 4-6 *: Cartes des failles pointées sur les données sismiques au niveau des séries paléogènes, mettant en avant différentes caractéristiques : A. le rejet vertical apparent en mètres ; B. la position des compartiments abaissés/surélevés le long du plan de faille ; C. le jeu apparent des failles. ___ 140*

Figure 4-7 *: Localisation des failles scellées en apparence (orange) et des failles présentant une diminution de leur rejet vertical au cours du temps (vert)._____ 142*

Figure 4-8 *: Profil sismique illustrant une faille scellée par la surface bartonienne T15. Le rejet vertical apparent mesuré est de l'ordre de 1 à 2 mètres. _____ 142*

Figure 4-9 *: Profil sismique illustrant une faille scellée par la surface bartonienne T20. Le rejet vertical apparent mesuré est de l'ordre de 1 à 2 mètres. _____ 143*

Figure 4-10 *: A. Localisation des déformations continues (axes de synclinaux et d'anticlinaux, flexures monoclinales) le long des profils sismiques des campagnes TREMOR et TREMOR 2 ; B. Cartographie des axes de plis et des flexures ayant pu être corrélés entre les lignes sismiques. _____ 145*

Figure 4-11 *: A. Localisation des flexures monoclinales le long des profils sismiques ; B. Cartographie des flexures ayant pu être corrélées entre plusieurs profils._____ 147*

Figure 4-12 *: Profil NW-SE mettant en évidence une série de flexures monoclinales vers le nord, disposées en « marches d'escalier »._____ 147*

Figure 4-13 *: Cartes illustrant A. l'amplitude (en ms temps double) et B. la demi-longueur d'onde (en mètres) déterminées pour chaque axe de pli dans la partie méridionale du Bassin de Dieppe-Hampshire. _____ 149*

Figure 4-14 *: Schéma structural de la partie méridionale du Bassin de Dieppe-Hampshire représentant l'amplitude des plis affectant les dépôts paléogènes préservés : Les axes de plis jaunes correspondent à des structures de faibles amplitudes, tandis que les axes de plis rouges signalent des déformations de plus fortes amplitudes. _____ 150*

Figure 4-15 *: Cartes de pente des surfaces (A) T1, (2) T3, (3) T9 et (4) T18. Ces cartes soulignent plusieurs structures : A. et B. le synclinal E-W asymétrique tout à l'ouest de la carte, un flanc plus raide au niveau du versant nord du synclinal de Dieppe-Hampshire ; B. des structures d'orientations N110° au niveau du méridien 0°45'E ; C. plusieurs structures ayant des orientations WNW-ESE au niveau des méridiens*

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

0°05'W, 0°10'E, 0°25'E et 0°40'E ; D. une structure NW-SE au méridien 0°15'E, associée à des failles de mêmes directions, et une structure E-W entre les méridiens 0°15'E et 0°40'E. _____ *153*

***Figure 4-16** : Carte des pentes sur l'ensemble du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional, réalisée à partir de la fusion des cartes de pente de chaque unité sismique paléogène. Les zones de fortes pentes (couleurs bleues à marron) correspondent à des zones particulièrement déformées. Le schéma structural présenté sur la figure 4-2 a été superposé sur la carte des pentes.* _____ *154*

***Figure 4-17** : Profil sismique mettant en évidence un amincissement entre les surfaces T12 et T13 (Lutétien basal) en direction de l'axe d'un anticlinal orienté NW-SE.* _____ *155*

***Figure 4-18** : Profil sismique soulignant un épaississement au pied d'une petite flexure vers le NE, entre les surfaces T12 et T14 (Lutétien basal).* _____ *156*

***Figure 4-19** : Carte isopaque de l'unité sismique U1 (Thanétien).* _____ *157*

***Figure 4-20** : Carte isopaque de l'unité sismique U2 (Yprésien).* _____ *158*

***Figure 4-21** : Carte isopaque de l'unité sismique U3 (Yprésien).* _____ *158*

***Figure 4-22** : Carte isopaque de l'unité sismique U4a (Yprésien).* _____ *159*

***Figure 4-23** : Carte isopaque de l'unité sismique U4b (Yprésien).* _____ *160*

***Figure 4-24** : Carte isopaque de l'unité sismique U4c (Yprésien).* _____ *160*

***Figure 4-25** : Carte isopaque de l'unité sismique U5 (Yprésien).* _____ *161*

***Figure 4-26** : Carte isopaque de l'unité sismique U6 (Yprésien).* _____ *161*

***Figure 4-27** : Carte isopaque de l'unité sismique U7 (Yprésien).* _____ *162*

***Figure 4-28** : Carte isopaque de l'unité sismique U8 (Yprésien).* _____ *163*

***Figure 4-29** : Carte isopaque de l'unité sismique U9 (Yprésien).* _____ *163*

***Figure 4-30** : Carte isopaque de l'unité sismique U10 (Yprésien).* _____ *164*

***Figure 4-31** : Carte isopaque de l'unité sismique U11 (Lutétien).* _____ *165*

***Figure 4-32** : Carte isopaque de l'unité sismique U12 (Lutétien).* _____ *166*

***Figure 4-33** : Carte isopaque de l'unité sismique U13 (Lutétien).* _____ *166*

***Figure 4-34** : Carte isopaque de l'unité sismique U14 (Lutétien).* _____ *167*

***Figure 4-35** : Carte isopaque de l'unité sismique U15 (Bartonien).* _____ *168*

***Figure 4-36** : Carte isopaque des unités sismiques U14 et U16, entre le Lutétien terminal et le Bartonien basal.* _____ *168*

***Figure 4-37** : Carte isopaque de l'unité sismique U16 (Bartonien).* _____ *169*

***Figure 4-38** : Carte isopaque de l'unité sismique U17 (Bartonien).* _____ *169*

***Figure 4-39** : Carte isopaque de l'unité sismique U18 (Bartonien).* _____ *170*

***Figure 4-40** : Carte isopaque de l'unité sismique U19 (Bartonien).* _____ *171*

***Figure 4-41** : Carte isopaque de l'unité sismique U20 (Bartonien).* _____ *171*

***Figure 4-42** : Carte isopaque de l'unité sismique U21 (Bartonien).* _____ *172*

***Figure 4-43** : Carte isopaque de l'unité sismique U22 (Bartonien).* _____ *172*

***Figure 4-44** : Carte isopaque de l'unité sismique U23 (Bartonien).* _____ *173*

***Figure 4-45** : Carte isopaque de l'unité sismique U24 (Bartonien).* _____ *173*

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Figure 4-46 *: Représentations schématiques des deux hypothèses présentées pour expliquer l'absence apparente d'amincissement du Bartonien vers la bordure NE du synclinal de Dieppe-Hampshire._ 174*

Figure 4-47 *: Carte des pentes sur l'ensemble du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional, superposée sur le schéma structural de la zone d'étude. Les cadres rouges indiquent la localisation des zones les plus déformées du bassin et qui seront discutées dans cette partie. _____ 176*

Figure 4-48 *: Profils sériés recoupant la structure orientée E-W affectant les séries cénozoïques du Bassin de Dieppe-Hampshire (boîte 1). T1, T2 et T11 réfèrent aux surfaces stratigraphiques identifiées dans le bassin respectivement à la base du Thanétien, de l'Yprésien et du Lutétien._____ 178*

Figure 4-49 *: Cartes de (A) l'amplitude (en ms temps double) et (B) la demi-longueur d'onde (en mètres) déterminées pour chaque axe de pli au niveau de la boîte 1._____ 179*

Figure 4-50 *: A. Carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle produite par le BGS à partir de données magnétiques aéroportées et marines. ; B. Carte de l'anomalie gravimétrique produite par le BGS à partir de données terrestres (anomalie de Bouguer) et marines (anomalie à l'air libre). Le trait rouge correspond à la limite d'extension des dépôts cénozoïques du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional. _____ 180*

Figure 4-51 *: Profils sériés recoupant la structure orientée N140° affectant les séries cénozoïques du Bassin de Dieppe-Hampshire (boîte 2). T1, T2 et T11 réfèrent aux surfaces stratigraphiques identifiées dans le bassin respectivement à la base du Thanétien, de l'Yprésien et du Lutétien._____ 182*

Figure 4-52 *: Cartes de (A) l'amplitude (en ms temps double) et (B) la demi-longueur d'onde (en mètres) déterminées pour chaque axe de pli au niveau de la boîte 2._____ 183*

Figure 4-53 *: Profils sériés recoupant la structure orientée N140° affectant les séries cénozoïques du Bassin de Dieppe-Hampshire (boîte 3)._____ 186*

Figure 4-54 *: Carte de l'anomalie magnétique réduite aux pôles dans le Sud de la Manche orientale. _____ 188*

Figure 4-55 *: Schéma conceptuel montrant la déformation de la couverture sédimentaire paléogène contrôlée par des mouvements verticaux et décrochants de blocs crustaux._____ 189*

Figure 4-56 *: Schéma structural des failles de socle réactivées au Paléogène en Manche orientale. Les contours des bassins cénozoïques proviennent de la carte géologique de la France BRGM au 1:1 000 000ème (Chantraine et al., 1996) et de la cartographie réalisée au cours de cette thèse (Chapitre 3)._____ 190*

Figure 4-57 *: Profil montrant des déformations continues et discontinues affectant le Jurassique et le Crétacé au nord du Bassin Nord-Baie de Seine. _____ 191*

Figure 4-58 *: Carte représentant le rejet des failles cartographiées au nord de Dieppe, au SE du Bassin de Dieppe-Hampshire. En mer : cartographie réalisée au cours de cette étude ; à terre : carte géologique de la France BRGM au 1:1 000 000ème (Chantraine et al., 1996). _____ 192*

Figure 4-59 *: Profil montrant une déformation diffuse au niveau du Crétacé Supérieur au SE du Bassin de Dieppe-Hampshire, dans le prolongement de la terminaison périclinale du synclinal. _____ 193*

Figure 4-60 *: Profil montrant des failles présentant un jeu apparent normal et des rejets décamétriques, affectant le Jurassique et le Crétacé au large des côtes du Boulonnais._____ 194*

Figure 4-61 *: Profil montrant des plis et des failles à rejets décamétriques affectant le Jurassique et le Crétacé au large des côtes du Boulonnais. _____ 194*

Figure 4-62 *: A. Extrait de la carte géologique de Marquise, 1 :50000 (Mansy et al., 2007) ; B. Interprétation préliminaire (réalisée par B. Huet) d'un profil N-S issue d'une campagne GEOBAS._ 195*

© 2018 Tous droits réservés. lilliad.univ-lille.fr

Figure 4-63 *: Coupe géologique des falaises entre le Cap Gris-Nez et Boulogne-sur-Mer, d'après Averbuch et al. (2016) et Hatem et al. (2016).* _____ *196*

CHAPITRE 5

Figure 5-1 *: Coupe stratigraphique et découpage séquentiel du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional.*_____ *198*

Figure 5-2 *: Synthèse des grandes surfaces et des cycles identifiés dans le Bassin de Dieppe-Hampshire méridional et comparaison avec (1) les variations du niveau marin (charte de Cramer et al., 2011), (2) les déformations et (3) les évènements géodynamiques majeurs.* _____ *203*

Figure 5-3 *: Coupe N-S à travers les bassins de Londres (au nord) et de Dieppe-Hampshire (au sud) et l'anticlinal du Weald, montrant l'inversion des bassins mésozoïques (d'après Mortimore, 2011b). La localisation de cette coupe est présentée sur la figure 1-24.* _____ *207*

Figure 5-4 *: Synthèse de l'âge et de l'orientation des déformations affectant la couverture paléogène du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional.*_____ *212*

Figure 5-5 *: Schéma structural des failles de socle réactivées au Paléogène en Manche orientale et délimitations des blocs du substratum géologique pré-Mésozoïque (selon Guillocheau et al., 2000 ; Ballèvre et al., 2009 ; Briais, 2015). Certains auteurs font passer la limite entre les blocs Rhéno-Hercynien et Saxo-Thuringien au niveau de la faille de Manche Centrale (Baptiste, 2016 ; Westhead et al., 2018). Les « + » et les « - » indiquent les blocs soulevés et abaissés au cours du Cénozoïque.*__ *215*

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Alduc, D., 1979. La Manche orientale; étude géomorphologique du réseau des paléovallées. Thèse doct. 3e cycle, Université de Caen, 140 p.

Allen, P., 1981. Pursuit of Wealden models. Journal of the Geological Society 138, 375–405. doi:10.1144/gsjgs.138.4.0375

Alvarez-Marron, J., Rubio, E., Torné, M., 1997. Subduction-related structures in the North Iberian Margin. Journal of Geophysical Research, 102(B10), 22,497-22,511.

Anell, I., Thybo, H., Artemieva, I.M., 2009. Cenozoic uplift and subsidence in the North Atlantic region: Geological evidence revisited. Tectonophysics, TOPO-EUROPE: The Geoscience of coupled Deep Earth-surface processes 474, 78–105. doi:10.1016/j.tecto.2009.04.006

Antoine, P., Coutard, J.-P., Gibbard, P., Hallegouet, B., Lautridou, J.-P., Ozouf, J.-C., 2003. The Pleistocene rivers of the English Channel region. J. Quaternary Sci. 18, 227–243. doi:10.1002/jqs.762

Arkell, W.J., 1947. The geology of the country around Weymouth, Swanage, Corfe & Lulworth. HM Stationery Office.

Arkell, W.J., 1956. Jurassic geology of the World. Oliver & Boyd : London, United Kingdom, United Kingdom.

Aubry, M. P., 1983. Biostratigraphie du Paléogène épicontinental de l'Europe du Nord-Ouest: étude fondée sur les nannofossiles calcaires, Université Claude Bernard-Lyon I, Département des Sciences de la Terre.

Aubry, M.P., 1986. Paleogene calcareous nannoplankton biostratigraphy of northwestern Europe. Paleogeogr. Paleocl, 55, 267-334.

Aubry, M.P., Thiry, M., Dupuis, C., Berggren, W.A., 2005. The Sparnacian deposits of the Paris Basin: Part I. A lithostratigraphic classification, Stratigraphy, 2, 65-100.

Auffret, J.P., 1973. Découverte du Bartonien en Manche Orientale. C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris D, 276, 1965-1968.

Auffret, J.P., Bignot, G., Blondeau, A., 1975. Géologie du Bassin Tertiaire de la Manche Orientale au Large du Pays de Caux. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 167-174.

Auffret, J.P., Gruas-Cavagnetto, C., 1975. Les formations paleogenes sous-marines de la Manche orientale; donnees palynologiques. Bulletin de la Societe Geologique de France 17, 641–655.

Auffret, J.P., Colbeaux, J.P., 1977. Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. Bulletin de la Societe Geologique de France 19, 1047–1055.

Auffret, J.P., Alduc, D., Larsonneur, C., Smith, A.J., 1980. Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. Annales de l'Institut Oceanographique 56, 21–35.

Augris, C., 1986. Recherche de granulats marins pour l'approvisionnement de la Région Nord-Pas de Calais. Ifremer, DERO 86-01.

Autran, A., Castaing, C., Debeglia, N., Guillen, A., Weber, C., 1986. Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interpretation de l'anomalie magnétique du bassin de Paris; hypothèse

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

d'un rift paléozoïque refermé au Carbonifère. Bulletin de la Société Géologique de France 2, 125–141.

Averbuch O., 2009. Le Cap Gris-Nez - déformations à la limite septentrionale du bassin jurassique supérieur du Boulonnais. In : Des roches aux paysages dans le Nord-pas de Calais. Richesse de notre patrimoine géologique. Coordination : F. Robaszynski, G. Guyetant. Ed. Conservatoire des Sites Naturels du Nord et du Pas-de-Calais, pp. 58-59.

Averbuch, O., Piromallo, C., 2012. Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation. Tectonophysics 558–559, 70–83. doi:10.1016/j.tecto.2012.06.032

Averbuch, O., Tribovillard, N., Guillot, F., Vidier, D., Hatem, E., Lefevre, S., Dessa, J.X., 2016. La transition Manche-Mer du Nord : développement et inversion de la marge nord du bassin du Weald-Boulonnais. 25e Réunion des Sciences de la Terre, 24-28 october 2016, Caen, France.

Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif: Models for the tectonic evolution of the suture zones. Comptes Rendus Geoscience, Mécanique de l'orogénie varisque : Une vision moderne de le recherche dans le domaine de l'orogénieMechanics of Variscan Orogeny: A modern view on orogenic research 341, 174–201. doi:10.1016/j.crte.2008.11.009

Baptiste, J., 2016. Cartographie structurale et lithologique du substratum du Bassin parisien et sa place dans la chaîne varisque de l'Europe de l'Ouest ; Approches combinées : géophysiques, pétrophysiques, géochronologiques et modélisations 2D. Thèse de doctorat, Université d'Orléans, 367 p.

Barnes, P.M., Audru, J.C., 1999. Recognition of active strike-slip faulting from high-resolution marine seismic reflection profiles: Eastern Malborough fault system, New Zealand. GSA Bulletin, 111, no. 4, 538-559.

Beamud, E., Muñoz, J.A., Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Garcés, M., Cabrera, L., Metcalf, J.R., 2011. Magnetostratigraphy and detrital apatite fission track thermochronology in syntectonic conglomerates: constraints on the exhumation of the South-Central Pyrenees, Basin Research, 23, 309-331.

Beaumont, C., Munoz, J., Hamilton, J., Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. Journal of Geophysical Research, 105(B4), 8121-8145.

Beeley, H.S., Norton, M.G., 1998. The structural development of the Central English Channel High – constraints from section restoration. In: Underhill, J.R. (ed.) Development, Evolution and Petroleum Geology of the Wessex Basin. Geological Society, London, Special Publications, 133, 283-298.

Bellon, H., Gillot, P., Nativel, P., 1974. Eocene volcanic activity in Bourgogne, Charollais, Massif Central (France), Earth and Planetary Science Letters, 23, 53-58.

Bergerat, F., 1985. Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme Européenne. Mémoires des Sciences de la Terre (Thèse de doctorat d'Etat). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, France.

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher III, C.C., Aubry, M.P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy, in Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher III, C.C., Aubry, M.P. and Hardenbol, J. (eds.), Geochronology, Times Scales and Global Stratigraphic Correlation: SEPM Special Publication 54, 129-212.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Berggren, W.A., Pearson, P.N., 2005. A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. Journal of Foraminiferal Research, 35, 279-298.

Berthois, L., Furnestin, J., 1938. Etude des sédiments dragués par le président Théodore Tissier (Manche-plateau continental Celte-Mer d'Irlande-Mer du nord). Revue des Travaux de l'Institut des Pêches Maritimes 11, 381–424.

Bignot, G., 1972. Stratigraphie en Manche Centrale et Orientale : Etude biostratigraphique des prélèvements Eocènes. Colloque sur la Géologie de la Manche, Mémoire du BRGM 79, 153-156.

Bignot, G., 1984. Le Calcrête de la base des facies sparnaciens de la région de Reims est également présent au Cap d'Ailly (Haute-Normandie), Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 21(4), 3-8.

Bilotte, M., Canerot, J., 2006. Rôles respectifs des tectoniques fini-crétacées et éocènes dans la partie orientale de la chaîne des Pyrénées. Le "Garumnien" de Cucugnan et ses relations avec le Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Corbières méridionales, France), Eclogae Geologicae Helvetiae, 99, 17-27.

BIRPS, ECORS, 1986. Deep seismic reflection profiling between England, France and Ireland. Journal of the Geological Society 143, 45–52. doi:10.1144/gsjgs.143.1.0045

Biteau, J.J., Le Marrec, A., Le Vot, M., Masset, J.M., 2006. The Aquitaine Basin. Petroleum Geoscience, 12, 247-273.

Blondeau, A., Gruas-Cavagnetto, C., Le Calvez, Y., Lezaud, L., 1976. Etude paléontologique du sondage de Cuise-la-Motte (Oise). Bull. Inf. Geol. Bass. Paris, vol.13, n°2, 11-23.

Blondeau, A., Medioni, R., Pomerol, B., Wyns, R., 1978. Excursion geologique dans le Pays de Bray; 7-8 Octobre 1978. Bulletin d'information des Geologues du Bassin de Paris 15, 55–95.

Blundell, D.J., 2002. Cenozoic Inversion and Uplift of Southern Britain. Geological Society, London, Special Publications 196, 1, 85–102. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.196.01.06.

Boillot, G., 1964. Géologie de la Manche occidentale: fonds rocheux, dépots quatornaires, sédiments actuels. Paris, 220.

Boldreel, L.O., Andersen, M.S., 1998. Tertiary compressional structures on the Faroe–Rockall Plateau in relation to northeast Atlantic ridge-push and Alpine foreland stresses. Tectonophysics 300, 13–28. doi:10.1016/S0040-1951(98)00231-5

Bourgeois, O., Ford, M., Diraison, M., Le Carlier de Veslud, C., Gerbault, M., Pik, R., Ruby, N., Bonnet, S., 2007. Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. International Journal of Earth Sciences 96, 1003-1031.

Briais, J., 2015. Le Cénozoïque du bassin de Paris : un enregistrement sédimentaire haute résolution des déformations lithosphériques en régime de faible subsidence. Thèse de doctorat, Université Rennes 1, 451 p.

Briais, J., Guillocheau, F., Lasseur, E., Robin, C., Châteauneuf, J.J., Serrano, O., 2016. Response to a low subsiding intracratonic basin to long wavelength deformations: the Paleocene-early Eocene of the Paris Basin. Solid Earth, 6, 205-228.

British Geological Survey, 1988. Dungeness Boulogne Sheet 50 N -00 Solid Geology. 1 :250 000 UTM series of the United Kingdom and continental shelf.

Brunet, M.F., Le Pichon, X., 1982. Subsidence of the Paris Basin, Journal of Geophysical Research, 87, 8547-8560.

Bujak, J.P. 1976. An evolutionary series of late Eocene dinoflagellate cysts from southern England. Marine Micropaleontology, 1, 101-117.

© 2018 Tous droits réservés. lilliad.univ-lille.fr

Bujak, J.P., Downie, C., Eaton, G.L., Williams, G.L., 1980. Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Eocene of Southern England. Spec. Pap. Palaeontol. 24. The Paleontological Association London, 100p.

Busby, J.P., Smith, N.J.P., 2001. The nature of the Variscan basement in Southeast England; evidence from integrated potential field modelling. Geological Magazine 138, 669–685.

Butler, M., Pullan, C.P., 1990. Tertiary structures and hydrocarbon entrapment in the Weld Basin of southern England, in Tectonic Events Responsible for Britain's Oil and Gas Reserves, eds. Hardman, R.F.P., Brooks, J., Geological Society, London, Special Publications, 55, 371-391.

Casey, R., 1973. The ammonite succession at the Jurassic-Cretaceous boundary in eastern England. Seel House Press, Liverpool, England, United Kingdom, pp. 193–266.

Catuneanu, O, Galloway, W.E., Kendall, C.G.St.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., Tucker, M.E., 2011. Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. Newsletters on Stratigraphy 44, 3, 173–245. doi:10.1127/0078-0421/2011/0011.

Chadwick, R.A., Evans, C.J, Holloway, S., Kirby, G.A., Lamb, R.C., Penn, I.E., Smith, N.J.P., 1983. Hydrocarbon prospectivity of the Weald and Eastern English Channel. Institute of Geological Sciences (BGS), DP/83/3.

Chadwick, R.A., Kenolty, N., Whittaker, A., 1983. Crustal structure beneath southern England from deep seismic reflection profiles. Journal of the Geological Society 140, 893–911. doi:10.1144/gsjgs.140.6.0893

Chadwick, R.A., 1986. Extension tectonics in the Wessex Basin, southern England. Journal of the Geological Society of London 143, Part 3, 465–488.

Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., 1996. Carte géologique de la France au 1/1 000 000. Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Orléans.

Chantraine, J., Egal, E., Thiéblemont, D., Le Goff, E., Guerrot, C., Ballèvre, M., Guennoc, P., 2001. The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France): a segment of the North Atlantic Panafrican belt. Tectonophysics 331, 1–18. doi:10.1016/S0040-1951(00)00233

Chateauneuf, J.J., Gruas-Cavagnetto, C., 1978. Les zones de Wetzeliellaceae (Dinophyceae) du Bassin de Paris; comparaison et corrélations avec les zones du Paléogène des bassins du Nord-Ouest de l'Europe. Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Section 4: Géologie Générale, 59-93.

Chateauneuf, J.J., 1980. Palynostratigraphie et paléoclimatologie de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène du Bassin de Paris (France). Mem. BRGM 116, 357p.

Chateauneuf, J.J., Cavelier, C., 2018. (Work in progress)

Christie-Blick, N., Biddle, K.T., 1985. Deformation and basin formation along strike slip faults, in Biddle, K.T., and Christie-Blick, N., eds., Strike slip deformation, basin formation, and sedimentation: SEPM Special Publication 37, 1-34.

Christophoul, F., Soula, J.C., Brusset, S., Elibana, B., Roddaz, M., Bessiere, G., Deramond, J., 2003. Time, place and mode of propagation of foreland basin systems are recorded by the sedimentary fill; examples of the Late Cretaceous and Eocene retro-foreland basins of the north-eastern Pyrenees. Geological Society of London, Special Publication, 208, 229-252.

Clausen, O.R., Nielsen, S.B., Egholm, D.L., Gołędowski, B., 2012. Cenozoic structures in the eastern North Sea Basin — A case for salt tectonics. Tectonophysics 514–517, 156–167. doi:10.1016/j.tecto.2011.10.017

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Collier, J.S., Gupta, S., Potter, G., and Palmer-Felgate, A., 2006. Using Bathymetry to Identify Basin Inversion Structures on the English Channel Shelf. Geology 34, no. 12, 1001–1004.

Collier, J.S., Oggioni, F., Gupta, S., García-Moreno, D., Trentesaux, A., De Batist, M., 2015. Streamlined islands and the English Channel megaflood hypothesis. Global and Planetary Change 135, 190–206. doi:10.1016/j.gloplacha.2015.11.004

Cope, J.C.W., Getty, T.A., Howarth, M.K., Morton, N., Torrens, H.S., 1980a. A correlation of Jurassic rocks in the British Isles. Part One: introduction and Lower Jurassic. Special Report of the Geological Society of London. No. 14.

Cope, J.C.W., Getty, T.A., Howarth, M.K., Morton, N., Torrens, H.S., 1980b. A correlation of Jurassic rocks in the British Isles. Part Two: Middle and Upper Jurassic. Special Report of the Geological Society of London. No. 15.

Cornwell, J.D., Edwards, R.A., Royles, C.P., Self, S.J., 1990. Magnetic evidence for the nature and extent of the Exeter Lavas. Proceedings of the Ussher Society 7, 242–245.

Costa, L.I., Downie, C., 1976. The distribution of the dinoflagellate Wetzeliella in the Palaeogene of North-Western Europe. Palaeontology 19, 591-614.

Cox, B.M., Gallois, R.W., 1981. The stratigraphy of the Kimmeridge clay of the Dorset type area and its correlation with some other Kimmeridgian sequences. Report - Natural Environment Research Council, Institute of Geological Sciences.

Cramer, B.S., Miller, K.G., Barrett, P. J., Wright, J.D., 2011. Late Cretaceous-Neogene trends in deep ocean temperature and continental ice volume; reconciling records of benthic foraminiferal geochemistry (δ18O and Mg/Ca) with sea level history. Journal of Geophysical Research, 116(C12).

Cunningham, W.D., Mann, P., 2007. Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. Geological Society, London, Special Publications, 290, 1-12.

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, London, 118, 177-205.

Curry, D., 1965. The Palaeogene beds of south-west England. Proc. Geol. Ass. 76, 151-173.

Curry, D., Smith, A.J., 1975. New Discoveries concerning the Geology of the Central and Eastern Parts of the English Channel. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences 279, 155–167. doi:10.1098/rsta.1975.0048

Curry, D., Adams, C.G., Boulter, M.C., Dilley, F.C., Eames, F.E., Funnell, B.M., Wells, M.K., 1978. A correlation of Tertiary rocks in the British Isles. Special Report - Geological Society.

Daley, B., Edwards, N., 1971. Palaeogene warping in the Isle of Wight. Geological Magazine 108, 399–405.

Daley, B., 1973. The palaeoenvironment of the Bembridge Marls (Oligocene) of the Isle of Wight, Hampshire. Proceedings of the Geologists' Association 84, 83–93. doi:10.1016/S0016-7878(73)80008-2

Dangeard, L., 1929. Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche. Annales de l'Institut Océanographique 6, 1–295.

Dart, C.J., McClay, K., Hollings, P.N., 1995. 3D analysis of inverted extensional fault systems, southern Bristol Channel basin, UK. Geological Society, London, Special Publications, 88, 393-413.

Darton, D.M., Dingwall, R.G., McCann, D.M., 1981. Geological and geophysical investigations in Lyme Bay. Report - Natural Environment Research Council, Institute of Geological Sciences.

© 2018 Tous droits réservés. lilliad.univ-lille.fr

Dawber, C.F., Tripati, A.K., Gale, A.S., MacNiocaill, C., Hesselbo, S.P., 2011. Glacioeustasy during the middle Eocene? Insights from the stratigraphy of the Hampshire Basin, UK. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 300, 84-100.

Day, G.A., 1986. The Hercynian evolution of the South West British continental margin. Geodynamics Series 14, 233–241.

De Batist, M., Henriet, J.P., 1995. Seismic Sequence Stratigraphy of the Palaeogene Offshore of Belgium, Southern North Sea. Journal of the Geological Society of London 152, Part 1, 27–40.

De Coninck, J., 1985. Microfossiles à paroi organique dans les sables de Lede (Eocène Moyen du sondage de Mol (Belgique). Bulletin de la Société belge de Géologie, T.94, Fasc.1, 65-78.

De Coninck, J., 1990. Ypresian organic-walled Phytoplankton in the Belgian basin and adjacent areas. Bulletin de la Société belge de Géologie, 97-3/4, 287-319.

De Geyter, G., 1981. Contribution to the lithostratigraphy and the sedimentary petrology of the Landen Formation in Belgium. Mededelingen van de Koninklijke Academie voor Wetenschappen, Letteren en Schone Kunsten van België, Klasse Wetenschappen, 43, 111-153.

De Jonghe, A., Hart, M.B., Grimes, S.T., Mitlehner, A.G., Price, G.D., Smart, C.W, 2011. Middle Eocene diatoms from Whitecliff Bay, Isle of Wight, England: stratigraphy and preservation. Proceedings of the Geologists' Association, 122, 472-483.

Deckers, J., Matthijs, J., 2017. Middle Paleocene uplift of the Brabant Massif from central Belgium up to the southeast coast of England. Geol. Mag., 154 (5), 1117-1126.

Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E., Hutton, D.H.W., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications 45, 265–283. doi:10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15

Dewey, J.F., Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., 1998. Transpression and transtension zones. Geological Society, London, Special Publications 135, 1-14.

Donovan, D.T., Stride, A.H., Lloyd, A.J., 1961. An Acoustic Survey of the Sea Floor South of Dorset and Its Geological Interpretation. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences 299–330.

Dooley, T.P., Schreurs, G., 2012. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. Tectonophysics, 574-575, 1-71.

Doré, A.G., Lundin, E.R., 1996. Cenozoic compressional structures on the NE Atlantic margin; nature, origin and potential significance for hydrocarbon exploration. Petroleum Geoscience 2, 299–311. doi:10.1144/petgeo.2.4.299

Doré, A., Lundin, E., Jensen, L.N., Birkeland, Ø., Eliassen, P.E., Fichler, C., 1999. Principal tectonic events in the evolution of the northwest European Atlantic margin, Geological Society of London. Petroleum Geology Conference, series, 5, 41-61.

Doré, A.G., Lundin, E.R., Kusznir, N.J., Pascal, C., 2008. Potential mechanisms for the genesis of Cenozoic domal structures on the NE Atlantic margin: pros, cons and some new ideas. Geological Society, London, Special Publications 306, 1–26. doi:10.1144/SP306.1

Dugué, O., Lautridou, J.P., Quesnel, L., Clet, M., Poupinet, N., Bourdillon, C., 2009. Evolution sédimentaire cénozoïque (Paléocène à Pléistocène inférieur) de la Normandie. Quaternaire, 20 (3), 275-303.

Dumont, T., Schwartz, S., Guillot, S., Simon-Labric, T., Tricart, P., Jourdan, S., 2012. Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. Journal of Geodynamics, Geodynamics and Orogenesis 56–57, 18–38. doi:10.1016/j.jog.2011.11.006

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Dupret, L., Dissler, E., Doré, F., Gresselin, F., Gall, J.L., 1990. Cadomian geodynamic evolution of the northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). Geological Society, London, Special Publications 51, 115–131. doi:10.1144/GSL.SP.1990.051.01.08

Dupuis, C., Gruas-Cavagnetto, C., 1985. The Woolwich beds et le London Clay de Newhaven (east Sussex). Données palynologiques et stratigraphiques nouvelles. Bull., info., Geol., Bass., Paris, vol.22, n°2, 19-33.

Dupuis, C., Steurbaut, E., 1987. Altérites, sables marins (NP8, NP9) et fluviatiles, silicification et stromatolites dans le Paléocène supérieur entre Criel et le Cap d'Ailly (Haute-Normandie), Annales de la Société Géologique du Nord, 105, 233-242.

Eaton, G.L., 1976. Dinoflagellate cysts from the Brackelsham beds (Eocene) of the Isle of Wight, Southern England. Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology, vol.26, 227-332.

Edwards, R.A., Smith, S.A., 1989. Budleigh Salterton Pebble Beds and Otter Sandstone boundary in East Devon. British Geological Survey Technical Report, WA/89/97.

Evans, C.D.R., 1990. United Kingdom Offshore Regional Report: The geology of the western English Channel and its western approaches, HMSO, London. ed.

Evans, D.J., Graham, C., Armour, A., Bathurst, P., 2003. The Millennium Atlas: Petroleum Geology of the Central and Northern North Sea. Geological Society of London, 289p.

Evans, D.J., Kirby, G.A., Hulbert, A.G., 2011. New insights into the structure and evolution of the Isle of Wight Monocline. Proceedings of the Geologists' Association 122, 764-780.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. Tectonics 23, 1–21.

Fidalgo-González, L., 2001. La cinématique de l'Atlantique nord (la question de la déformation intraplaque). Thèse de doctorat, Université de Bretagne occidentale, 340 p.

Filleaudeau, P.Y., 2011. Croissance et dénudation des Pyrénées du Crétacé supérieur au Paléogène : apports de l'analyse de bassin et thermochonométrie détritique. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie (Paris), 370 p.

Filleaudeau, P.Y., Mouthereau, F., Pik, R., 2012. Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He thermochronometry, Basin Research, 24, 401-417.

Fisher, O., 1862. On the Bracklesham beds of the Isle of Wight basin. Q. Jl. geol. Soc. Lond.,18 : 65-94.

Ford, M., Duchêne, S., Gasquet, D., Vanderhaeghe, O., 2006. Two-phase orogenic convergence in the external and internal SW Alps. Journal of the Geological Society 163, 815–826. doi:10.1144/0016-76492005-034

Gale, A.S., Jeffery, P.A., Huggett, J.M., Connolly, P., 1999. Eocene inversion history of the Sandown Pericline, Isle of Wight, southern England. Journal of the Geological Society of London 156, Part 2, 327–339.

Gale, A.S., Huggett, J.M., Pälike, H., Laurie, E., Hailwood, E.A., Hardenbol, J., 2006. Correlation of Eocene-Oligocene marine and continental records: orbital cyclicity, magnetostratigraphy and sequence stratigraphy of the Solent Group, Isle of Wight, UK. Journal of the Geological Society, 163, 401-415.

Gale, A.S., Lovell, B., 2018. The Cretaceous-Paleogene unconformity in England: Uplift and erosion related to the Iceland mantle plume. Proceedings of the Geologists' Association, 129, 421-435.

© 2018 Tous droits réservés. lilliad.univ-lille.fr

Garcia-Senz, J., 2002. Cuencas extensivas del Cretacico inferior en los Pirineos Centrales, formacion y subsecuente inversion, Thèse de doctorat, Universitat de Barcelona, 302 p.

Gebauer, D., Schertl, H.-P., Brix, M., Schreyer, W., 1997. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. Lithos 41, 5–24. doi:10.1016/S0024-4937(97)82002-6

Gely, J., Lorenz, C., 1991. Analyse séquentielle de l'Eocène et de l'Oligocène du Bassin de Paris (France), Oil and Gas Science and Technology-Rev. IVP., 46, 713-747.

Gibbard, P.L., Lautridou, J.P., 2003. The Quaternary history of the English Channel: an introduction. J. Quaternary Sci. 18, 195–199. doi:10.1002/jqs.743

Groupe Norois, 1972. Contribution à l'étude stratigraphique des terrains affleurant en Manche centrale et orientale. Colloque sur la Géologie de la Manche, Mémoire du BRGM 79, 123-170.

Gruas-Cavagnetto, C., 1970. Dinophyceae, Acritarcha et pollens de la formation de Varengeville (Cuisien, Seine-Maritime). Rev. Micropal., vol. 13 (2), 69-79.

Gruas-Cavagnetto, C., 1976a. Etude palynologique du Paléogène du Sud de l'Angleterre. Cahiers de Micropaléontologie, Paris, n°1, 1-49.

Gruas-Cavagnetto, C., 1976b. Les marqueurs stratigraphiques (Dinoflagellés) de l'Eocène du bassin de Paris et de la Manche orientale. Revue de Micropaléontologie, vol.18, n°4, 221-228.

Gruas-Cavagnetto, C., Bignot, G., 1985. La transgression cuisienne en Haute-Normandie, à Sotteville-sur-Mer (76, France) et le diachronisme des facies sparnaciens. Revue de paléobiologie, vol.4, n°1, 117-132.

Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigollet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000. Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. Geodinamica Acta 13, 189–245. doi:10.1016/S0985-3111(00)00118-2

Gupta, S., Collier, J.S., Palmer-Felgate, A., Potter, G., 2007. Catastrophic flooding origin of shelf valley systems in the English Channel. Nature 448, 342–345. doi:10.1038/nature06018

Gupta, S., Collier, J.S., Garcia-Moreno, D., Oggioni, F., Trentesaux, A., Vanneste, K., De Batist, M., Camelbeeck, T., Potter, G., Van Vliet-Lanoë, B., Arthur, J.C.R., 2017. Two-stage opening of the Dover Strait and the origin of the island Britain. Nature Communications 8.

Hamblin, R.J.O., Crosby, A., Balson, P.S., Jones, S.M., Chadwick, R.A., Penn, I.E., Arthur, M.J., 1992. United Kingdom Offshore Regional Report: The geology of the English Channel, British Geological Survey. ed. HMSO, London.

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. Mem. Bur. Rech. Geol. Min 79, 59–78.

Hancock, J.M., 1975. The petrology of the Chalk. Proceedings of the Geologists' Association 86, 499–535. doi:10.1016/S0016-7878(75)80061-7

Handy, M.R., M. Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth-Science Reviews 102, 121–158. doi:10.1016/j.earscirev.2010.06.002

Hansen, D.L., Blundell, D.J., Nielsen, S.B., 2002. A model for the evolution of the Weald Basin. Bulletin of the Geological Society of Denmark 49, Part 2, 109–118.

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235, 1156–1167.

Haq, B.U., Hardenbold, J., Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus C.K. et al. (Ed.) Sea level changes : an integrated approach. sp. publ. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, sp. 42, pp 71-108.

Harding, T.P., 1990. Identification of wrench faults using subsurface structural data: Criteria and pitfalls. AAPG Bulletin, 74, no. 10, 1590-1609.

Hatem, E., Tribovillard, N., Averbuch, O., Sansjofre, P., Adatte, T., Guillot, F., Ader, M., Vidier, D., 2016. Early diagenetic formation of carbonates in a clastic-dominated ramp environment impacted by synsedimentary faulting-induced fluid seepage - Evidence from the Late Jurassic Boulonnais Basin (N France). Marine and Petroleum Geology, 72, 12-29.

Hauchard, E., Laignel, B., Delahaye, D., 2002. Proposition d'un nouveau schéma structural du Nord-Ouest du bassin de Paris reposant sur l'analyse fractale de la morphologie des réseaux de thalwegs et les données récentes de la géologie régionale. Comptes Rendus Geoscience 334, 295–302.

Hay, W.W., DeConto, R.M., Wold, C.N., Wilson, K.M., Voigt, S., Schulz, M., Wold, A.R., Dullo, W.-C., Ronov, A.B., Balukhovsky, A.N., Soeding, E., 1999. Alternative global Cretaceous paleogeography. Special Paper - Geological Society of America 332, 1–47.

Henriet, J.P., De Batist, M., Van Vaerenbergh, W., Verschuren, M., 1988. Seismic facies and clay tectonic features of the Ypresian clay in the southern North Sea. Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie, 97, 457-472.

Henriet, J.P., De Batist, M., Verschuren, M., 1991. Early fracturing of Paleogene clays, southernmost North Sea : relevance to mechanisms of primary hydrocarbon migration. In: Spencer, A.M. (ed.) Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons. European Association of Petroleum Geologists, Special Publication, 1, 217-227.

Henry, J., Zolnaï, G., Le Pochat, G., Mondeilh, C., 1989. Notice et carte géologique de la France, feuille Orthez, 1:50 000, Services géologiques national.

Hillis, R.R., Holford, S.P., Green, P.F., Doré, A.G., Gatliff, R.W., Stoker, M.S., Thomson, K., Turner, J.P., Underhill, J.R., Williams, G.A., 2008. Cenozoic exhumation of the southern British Isles. Geology 36, 371–374. doi:10.1130/G24699A.1

Hinschberger, F., 1963. Un problème de morphologie sous-marine : la Fosse d'Ouessant. Norois 39, 217–233. doi:10.3406/noroi.1963.1440

Holford, S.P., Green, P.F., Hillis, R.R., Underhill, J.R., Stoker, M.S., Duddy, I.R., 2010. Multiple post-Caledonian exhumation episodes across NW Scotland revealed by apatite fission-track analysis, Journal of the Geological Society, 167, 675-694.

Hopson, P., 2011. The geological history of the Isle of Wight: an overview of the "diamond in Britain's geological crown." Proceedings of the Geologists Association 122, 745–763. doi:10.1016/j.pgeola.2011.09.007

Howarth, M.K., 1980. The Toarcian age of the upper part of the Marlstone Rock Bed of England. Palaeontology 23, Part 3, 637–656.

Huggett, J.M., Gale, A.S., 1997. Petrology and palaeoenvironmental significance of glaucony in the Eocene succession at Whitecliff Bay, Hampshire Basin, UK. Journal of the Geological Society, London, 154, 897-912.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Iakovleva, A.I., 2016. Did the PETM trigger the first important radiation of Wetzelielloideans? Evidence from France and northern Kazakhstan. Palynology, 41:3, 311-338.

Imber, J., Holdsworth, R.E., McCaffrey, K.J.W., Wilson, R.W., Jones, R.R., England, R.W., Gjeldvik, G., 2005. Early Tertiary sinistral transpression and fault reactivation in the western Vøring Basin, Norwegian Sea: Implications for hydrocarbon exploration and pre-breakup deformation in ocean margin basins. AAPG Bulletin, 89, no. 8, 1043-1069.

Insole, A., Daley, B., 1985. A revision of the lithostratigraphical nomenclature of the Late Eocene and Early Oligocene strata of the Hampshire Basin, Southern England. Tertiary Research, Vol. 7 67–100.

Islam, M.A., 1983. Dinoflagellate cyst taxonomy and biostratigraphy of the Eocene Brackelsham Group in southern England. Micropaleontology, vol. 29, n°3, 328-353.

Jacobs, P., De Batist, M., 1996. Sequence Stratigraphy and Architecture on a Ramp-Type Continental Shelf; the Belgian Palaeogene. Geological Society Special Publications 117, 23–48.

Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., Campani, M., 2007. Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France- Spain), Tectonics, 26(5).

Kellaway, G.A., Redding, J.H., Shephard-Thorn, E.R., Destombes, J.P., 1975. The Quaternary history of the English Channel. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences 279, 189–218.

King, C., 1981. The Stratigraphy of the London Clay and associated deposits. Tertiary Research, Special Publications, 6.

King, C., 2006. Paleogene and Neogene: uplift and a cooling climate. In Brenchley, P.J. & Rawson, P.F. (eds), The Geology of England and Wales. Geological Society, London, 397-427.

King, C., 2016. A revised correlation of Tertiary rocks in the British Isles and adjacent areas of NW Europe. Edited Gale, A.S., Barry, T.L., Geological Society of London, Special Reports, 27, 441-457. doi:10.1144/SR27.

King, W.B.R., 1949. The geology of the eastern part of the English Channel. Quarterly Journal of the Geological Society of London, Vol. 104, 327-337.

Knill, D.C., 1969. The Permian igneous rocks of Devon. Bulletin of the Geological Survey of Great Britain 29, 115–138.

Köthe, A., 2012. A revised Cenozoic dinoflagellate cyst and calcareous nannoplankton zonation for the German sector of the southeastern North Sea Basin. Newsletters on Stratigraphy. Vol. 45/3, 189-220.

Köthe, A., Piesker, B. 2007. Stratigraphic distribution of Paleogene and Miocene dinocysts in Germany. Revue de Paléobiologie, Genève, 26(1), 1-39.

Kuhlemann, J., 2000. Post-collisional sediment budget of circum-Alpine basins (Central Europe). Memorie di Scienze Geologiche 52, 1–91.

Lacombe, O., Jolivet, L., 2005. Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny, Tectonics, 24, pp. 20.

Lagarde, J.L., Amorese, D., Font, M., Laville, E., Dugué, O., 2003. The structural evolution of the English Channel area. J. Quaternary Sci. 18, 201–213. doi:10.1002/jqs.744

© 2018 Tous droits réservés. lilliad.univ-lille.fr

Lake, R.D., Shephard-Thorn, E.R., 1987. Geology of the country around Hastings and Dungeness. Br. Geol. Surv. : Keyworth, United Kingdom, United Kingdom.

Lake, R.D., Young, B., Wood, C.J., Mortimore, R.N., 1987. Geology of the country around Lewes. Br. Geol. Surv. : Keyworth, United Kingdom, United Kingdom.

Lake, S.D., Karner, G.D., 1987. Compressional Intra-Plate Deformations in the Alpine Foreland The structure and evolution of the Wessex Basin, southern England: an example of inversion tectonics. Tectonophysics 137, 347–378. doi:10.1016/0040-1951(87)90328-3

Lapierre, F., Robert, J.P., Ville, P., 1970. Esquisse géologique de la Manche orientale. Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles, 271, 4, 381-384.

Lapparent, A. de, 1879. Le Pays de Bray, Mémoires Carte géologique détaillée de la France. ed. Ministère des travaux publics, 132p.

Larsonneur, C., 1971. Données sur l'évolution paléogeographique posthercynienne de la Manche. Bulletin d'information des Geologues du Bassin de Paris 27, 19–19.

Larsonneur, C., Horn, R., Auffret, J.P., Hommeril, P., Moal, A., 1975. Geologie de La Partie Meridionale de La Manche Centrale. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A. 279, 145-153.

Lasseur, E., 2007. La Craie du Bassin de Paris (Cénomanien-Campanien, Crétacé supérieur). Sédimentologie de faciès, stratigraphie séquentielle et géométrie 3D, Université Rennes 1.

Lasseur, E., Guillocheau, F., Robin, C., Hanot, F., Vaslet, D., Coueffe, R., Neraudeau, D., 2009. A relative water-depth model for the Normandy Chalk (Cenomanian–Middle Coniacian, Paris Basin, France) based on facies patterns of metre-scale cycles. Sedimentary Geology 213, 1–26. doi:10.1016/j.sedgeo.2008.10.007

Lautridou, J.P., Monnier, J.L., Morzadec, M.T., Somme, J., Tuffreau, A., 1986. The Pleistocene of Northern France. Quaternary Science Reviews 5, 387–393. doi:10.1016/0277-3791(86)90201-5

Le Bayon, B., 2005. Evolution structurale et métamorphique d'une croûte continentale subductée (Grand Paradis, Alpes occidentales), Université Rennes 1.

Le Breton, E., 2012. L'ouverture différentielle de l'océan Atlantique Nord-Est et ses effets sur les déformations postbreak-up des marges continentales, Université Rennes 1.

Le Roy, P., Gracia-Garay, C., Guennoc, P., Bourillet, J.-F., Reynaud, J.-Y., Thinon, I., Kervevan, P., Paquet, F., Menier, D., Bulois, C., 2011. Cenozoic tectonics of the Western Approaches Channel basins and its control of local drainage systems. Bulletin de la Societe Geologique de France 182, 451–463. doi:10.2113/gssgfbull.182.5.451

Lenoir, X., Dautria, J.M., Briqueu, L., Cantagrel, J.M., Michard, A., 2000. Nouvelles données géochronologiques, géochimiques et isotopiques sur le volcanisme du Forez: relation avec l'évolution cénozoïque du manteau du Massif central, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science, 330, 201-207.

Lericolais, G., 1997. Évolution du fleuve Manche depuis l'oligocène : stratigraphie et géomorphologie d'une plateforme continentale en régime périglaciaire. Thèse de doctorat, Université Bordeaux I, 265 p.

Lericolais, G., Auffret, J.-P., Bourillet, J.-F., 2003. The Quaternary Channel River: seismic stratigraphy of its palaeo-valleys and deeps. J. Quaternary Sci. 18, 245–260. doi:10.1002/jqs.759

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Liati, A., Gebauer, D., Fanning, C.M., 2003. The youngest basic oceanic magmatism in the Alps (Late Cretaceous; Chiavenna unit, Central Alps): geochronological constraints and geodynamic significance, Contributions to Mineralogy and Petrology, 146, 144-158.

Linnemann, U., Gerdes, A., Drost, K., Buschmann, B., 2007. The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian Massif, Germany). Special Paper of the Geological Society of America 423, 61–96. doi:10.1130/2007.2423(03)

Lundin, E., Doré, A.G., 2002. Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the "passive" margins bordering the Norwegian–Greenland Sea. Marine and Petroleum Geology 19, 79–93. doi:10.1016/S0264-8172(01)00046-0

Mansy, J.-L., Manby, G.M., Averbuch, O., Everaerts, M., Bergerat, F., Van Vliet-Lanoe, B., Lamarche, J., Vandycke, S., 2003. Dynamics and inversion of the Mesozoic Basin of the Weald–Boulonnais area: role of basement reactivation. Tectonophysics 373, 161–179.

Mansy, J.L., Lamarche, J., Auffret, J.P., Guennoc, P., Vidier, J.P., Amédro, F., Robaszynski, F., Lefèvre, D., Sommé, J., Mahieux, G., Augris, C., Crosby, A., 2007. Carte géologique France (1/50 000), feuille Marquise (seconde édition) (5). Orléans, BRGM. Notice explicative par Mansy, *et al.* (2007), 213p.

Markley, M.J., Teyssier, C., Cosca, M.A., Caby, R., Hunziker, J.C., Sartori, M., 1998. Alpine deformation and 40Ar/39Ar geochronology of synkinematic white mica in the Siviez- Mischabel Nappe, western Pennine Alps, Switzerland, Tectonics, 17, 407-425.

Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous nannoplankton zonation, in Farinacci, A. (ed.), Proceedings of the 2nd Planktonic Conference, Roma, 1970: Tecnoscienza, 739-785.

Mascle, A., Cazes, M., 1987. La couverture sédimentaire du bassin Parisien le long du profil ECORS-Nord de la France. Oil & Gas Science and Technology 42, 303–316.

Masure, E., Riveline, J., 1998. Les dinoflagellés du Lutétien néostratotypique du Basin de Paris. 2ème Congrès Français de Stratigraphie, Paris, 8-11 september 1998, Abstracts, 119-120.

Mavko, G., Mukerji, T., Dvorkin, J., 1998. The Rock Physics Handbook. Cambridge University Press, Cambridge.

McMahon, N.A., Turner, J., 1998. The documentation of a latest Jurassic-earliest Cretaceous uplift throughout southern England and adjacent offshore areas. Geological Society, London, Special Publications 133, 215–240. doi:10.1144/GSL.SP.1998.133.01.10

Mégnien, C., 1971. Observations sur les ondulations tectoniques du bassin de Paris et hypothèse sur une dislocation majeure du socle. Bull. BRGM 1 (2), 31–40.

Mégnien, C., Debrand-Passard, S., 1980. Synthèse géologique du bassin de Paris: Atlas, Vol. 2, Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 102. ed.

Mégnien, C., Mégnien, F., 1980. Synthèse géologique du Bassin de Paris. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 101-103.

Melville, R.V., Freshney, E.C., 1982. British regional geology: The Hampshire Basin and adjoining areas (4th edition). HMSO, London.

Michon, L., van Balen, R.T., Merle, O., Pagnier, H., 2003. The Cenozoic evolution of the Roer Valley rift system integrated at a European scale, Tectonophysics, 367, 101-126.

Minguely, B., Averbuch, O., Patin, M., Rolin, D., Hanot, F., Bergerat, F., 2010. Inversion tectonics at the northern margin of the Paris basin (northern France): new evidence from seismic profiles and

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

boreholes interpolation in the Artois area. Bulletin de la Societe Geologique de France 181, 429–442. doi:10.2113/gssgfbull.181.5.429

Miquelis, F., Vautier, Y., Proudhon, B., Hanot, F., Barrier, P., 2014. La faille de Bray vue par les données géophysiques. Le Bassin parisien, un nouveau regard sur la géologie, AGBP 183.

Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R., Thompson, S., III, 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 2. The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In: Payton, C. E. (ed.), Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 53–62.

Morris, R., Sinclair, H., Yelland, A., 1998. Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge, Basin Research, 10, 69-85.

Mortimore, R., 2011. A chalk revolution: what have we done to the Chalk of England? Proc. Geol. Assoc. 122, 232–297. doi:10.1016/j.pgeola.2010.09.001.

Mortimore, R.N., Pomerol, B., 1987. Correlation of the Upper Cretaceous White Chalk (Turonian to Campanian) in the Anglo-Paris Basin. Proceedings of the Geologists' Association 98, 97–143. doi:10.1016/S0016-7878(87)80001-9

Mortimore, R.N., Pomerol, B., 1991. Upper Cretaceous tectonic disruptions in a placid Chalk sequence in the Anglo-Paris Basin. Journal of the Geological Society 148, 391–404. doi:10.1144/gsjgs.148.2.0391

Mortimore, R.N., 2011a. Structural geology of the Upper Cretaceous Chalk Central Mass, Isle of Wight, U.K. Proceedings of the Geologists' Association 122, 298–331. doi:10.1016/j.pgeola.2010.10.003

Mortimore, R.N., 2011b. A chalk revolution: what have we done to the Chalk of England? Proceedings of the Geologists' Association 122, 232–297. doi:10.1016/j.pgeola.2010.09.001

Mortimore, R.N., 2018. Late Cretaceous tectono-sedimentary events in NW Europe. Proceedings of the Geologists' Association, 129, 392-420.

Mosar, J., Lewis, G., Torsvik, T., 2002. North Atlantic sea-floor spreading rates: implications for the Tertiary development of inversion structures of the Norwegian–Greenland Sea. Journal of the Geological Society 159, 503–515. doi:10.1144/0016-764901-135

Nadin, P.A., Kusznir, N.J., 1996. Forward and reverse stratigraphic modelling of Cretaceous-Tertiary post-rift subsidence and Paleogene uplift in the Outer Moray Firth Basin, central North Sea, Geological Society of London, Special Publications, 101, 43-62.

Nalpas, T., Richert, J., Brun, J., Mulder, T., Unternehr, P., 1996. Inversion du "Broad Fourteens Basin" ou Graben de La Haye (sud de la Mer du Nord); apports de la sismique 3D, Bulletin des Centres de la Recherche Exploration-Production, Elf Aquitaine, 20, 309-321.

Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N.H., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. Gondwana Research, The Rheic Ocean: Palaeozoic Evolution from Gondwana and Laurussia to Pangaea 17, 194–222. doi:10.1016/j.gr.2009.08.001

Newell, A.J., 2001. Construction of a Palaeogene tide-dominated shelf: influence of Top Chalk topography and sediment supply (Wessex Basin, UK), Journal of the Geological Society, 158, 379-390.

Newell, A.J., Evans, D.J., 2011. Timing of basin inversion on the Isle of Wight: New evidence from geophysical log correlation, seismic sections and lateral facies change in the Palaeogene Headon Hill Formation. Proceedings of the Geologists Association 122, 868–882. doi:10.1016/j.pgeola.2011.04.004

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

Newell, A.J., 2014. Palaeogene rivers of southern Britain: climatic extremes, marine influence and compressional tectonics on the southern margin of the North Sea Basin, Proceedings of the Geologists' Association, 125, 578-590.

Odonne, F., Vialon, P., 1983. Analogue models of folds above a wrench fault. Tectonophysics 99, 31–46.

Ollivier-Pierre, M.F., 1980. Etude palynologyque (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif Armoricain. Stratigraphie et paléogéographie. Mémoires de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne 25, 1-239.

Paquet, F., Allanic, C., Lasseur, E., Caline, B., Thinon, I., 2017. Reactivation and interactions of cadomian and variscan inherited structures within the intracratonic Anglo-Parisian Basin revealed by offshore studies: The Fécamp-Lillebonne and Nord-Baie-de-Seine faults. International Meeting of Sedimentology 2017, poster, Toulouse, France.

Parrish, R.R., Parrish, C.M., Lasalle, S., 2018. Vein calcite dating reveals Pyrenean orogen as cause of Paleogene deformation in southern England. Journal of the Geological Society, 175, 425-442. https://doi.org/10.1144/jgs2017-107

Platel, J.P., 1996. Stratigraphie, sédimentologie et évolution géodynamique de la plate-forme carbonatée du Crétacé supérieure du nord du bassin d'Aquitaine, Géologie de la France, 33-58.

Plaziat, J.C., 1981. Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 36, 263-320.

Plint, A.G., 1982. Eocene sedimentation and tectonics in the Hampshire Basin. Journal of the Geological Society 139, 249–254. doi:10.1144/gsjgs.139.3.0249

Plint, A.G., 1988. Global eustacy and the Eocene sequence in the Hampshire Basin, England. Basin Research 1, 11–22. doi:10.1111/j.1365-2117.1988.tb00002.x

Pomerol, C., 1978. Evolution paleogeographique et structurale du Bassin de Paris, du Precambrien a l'Actuel, en relation avec les regions avoisinantes. Geologie en Mijnbouw. Netherlands Journal of Geosciences 57, 533–543.

Pomerol, C., 1989. Stratigraphy of the Palaeogene; hiatuses and transitions, Proceedings of the Geologist's Association, 100, 313-324.

Press, F., 1966. Seismic velocities. In: Clark Jr., S.P. (Ed.), Handbook of Physical Constants, Revised Edition. Geological Society of America Memoir, vol. 97, 97-173.

Price, S., Brodie, J., Whitham, A., Kent, R. a. Y., 1997. Mid-Tertiary rifting and magmatism in the Traill Ø region, East Greenland. Journal of the Geological Society 154, 419–434. doi:10.1144/gsjgs.154.3.0419

Puigdefabregas, C., Munoz, J., Vergés, J., 1992. Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. In: McClay K., éditeur, Thrust Tectonics, Chapman & Hall, 247-254.

Rawson, P.F., Curry, D., Dilley, F.C., Hancock, J.M., Kennedy, W.J., Neale, J.W., Wood, C.J., Worssam, B.C., 1978. A correlation of Cretaceous rocks in the British Isles. Special Report - Geological Society.

Razin, P., 1989. Evolution tectono-sédimentaire alpine des Pyrénées Basques à l'Ouest de la transformante de Pamplona (Province du Labourd). PhD thesis, Université Bordeaux 3, 464 p.

Rioult, M., Dugue, O., Jan Du Chene, R., Ponsot, C., Fily, G., Moron, J.M., Vail, P.R., 1991. Outcrop sequence stratigraphy of the Anglo-Paris Basin, Middle to Upper Jurassic (Normandy, Maine, Dorset). Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine 15, 101–194.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Robert, J.P., 1971. Results of a sparker reconnaissance survey of the eastern and central English Channel. Report of the Institute of Geological Sciences, 70/15, 35-41.

Roberts, D.G., 1989. Basin inversion in and around the British Isles. Geological Society Special Publications 44, 131–150.

Roberts, D.G., Thompson, M., Mitchener, B., Hossack, J., Carmichael, S., Bjørnseth, H.-M., 1999. Palaeozoic to Tertiary rift and basin dynamics: mid-Norway to the Bay of Biscay – a new context for hydrocarbon prospectivity in the deep water frontier. Petroleum Geology Conference series 5, 7–40. doi:10.1144/0050007

Robin, C., Allemand, P., Burov, E., Doin, M.P., Guillocheau, F., Dromart, G., Garcia, J.P., 2003. Vertical movements of the Paris Basin (Triassic-Pleistocene): from 3D stratigraphic database to numerical models. Geological Society, London, Special Publications, 212, 225-250.

Roche, E., 1982. Etude palynologique (pollen et spores) de l'Eocène de Belgique. Serv. Geol. Belgique, Prof. Pap. 7, 193, 60p.

Roche, E., in Schuler, M. *et al.* 1992. Paleogene of Paris and Belgian basins; Standard-stages and regional stratotypes. Cahiers de Micropaléontologie, vol. 7, n°1/2, 77-79.

Rocher, M., Lacombe, O., Angelier, J., Deffontaines, B., Verdier, F., 2000. Cenozoic folding and faulting in the south Aquitaine Basin (France) : insights from combined structural and paleostress analyses. Journal of Structural Geology, 22, 627-645.

Roest, W., Srivastava, S., 1991. Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present, Geology, 19, 613-616.

Rollet, N., Déverchère, J., Beslier, M.-O., Guennoc, P., Réhault, J.-P., Sosson, M., Truffert, C., 2002. Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. Tectonics 21, 6–1. doi:10.1029/2001TC900027

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine Orogeny, Tectonophysics, 359, 117-129.

Rosenbaum, G., Lister, G.S., 2005. The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions, Earth-Science Reviews, 69, 281-306.

Rubatto, D., Hermann, J., 2003. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): implications for Zr and Hf budget in subduction zones, Geochimica et Cosmochimica Acta, 67, 2173-2187.

Rudge, J.F., Shaw Champion, M.E., White, N., McKenzie, D., Lovell, B., 2008. A plume model of transient diachronous uplift at the Earth's surface, Earth and Planetary Science Letters, 267, 146-160.

Ruffet, G., Féraud, G., Balèvre, M., Kiénast, J.R., 1995. Plateau ages and excess argon in phengites: an 40Ar-39Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy), Chemical Geology, 121, 327-343.

Schmid, S.M., Pfiffner, O., Froitzheim, N., Schönborn, G., Kissling, E., 1996. Geophysical- geological transect and tectonic evolution of the Swiss- Italian Alps, Tectonics, 15, 1036-1064.

Schuler, M., 1988. Environnements et paléoclimats paléogènes. Palynologie et biostratigraphie de l'Eocène et de l'Oligocène inférieur dans les fosses rhénan, rhodanien et de Hesse. Thèse de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 383p.

Schuler, M., Cavelier, C., Dupuis, C., Steurbaut, E., Vandenberghe, N., 1992. Paleogene of Paris and Belgian basins; Standard-stages and regional stratotypes. Cahiers de Micropaléontologie, vol. 7, n°1/2, 29-92.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview, Geological Society of London, Special Publications, 156, 15-36.

Serrano, O., 2001. Le Crétacé supérieur/Paléogène du bassin compressif nord-pyrénéen (bassin de l'Adour) Sédimentologie, stratigraphie, géodynamique. Rennes.

Shephard-Thorn, E.R., Lake, R.D., Atitullah, E.A., 1972. Basement control of structures in the Mesozoic rocks in the strait of Dover region, and its reflection in certain features of the present land and submarine topography. Phil. Trans. R. Soc. London, 272, 99-113.

Sibuet, J.C., Srivastava, S.P., Spakman, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics, Journal of Geophysical Research, 109.

Simms, M.J., Ruffell, A.H., 1990. Climatic and biotic change in the late Triassic. Journal of the Geological Society 147, 321–327. doi:10.1144/gsjgs.147.2.0321

Simó, A., Puigdefàbregas, C., Gili, E., 1985. Transition from shelf to basin on an active slope, Upper Cretaceous, Tremp area, southern Pyrenees, In: International Association of Sedimentologists 6th European Regional Meeting excursion guidebook: Lleida, Spain, International Association of Sedimentologists, 63-108.

Simon-Labric, T., Rolland, Y., Dumont, T., Heymes, T., Authemayou, C., Corsini, M., Fornari, M., 2009. 40Ar/39Ar dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31-34 Ma). Terra Nova, 21(2), 127-136.

Sinclair, H.D., Gibson, M., Naylor, M., Morris, R.G., 2005. Asymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modelling of orogenic fluxes. American Journal of Science, 305, 369–406.

Smith, A.J., Curry, D., 1975. The Structure and Geological Evolution of the English Channel [and Discussion]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences 279, 3–20.

Smith, A.J., 1989. The English Channel—by geological design or catastrophic accident? Proceedings of the Geologists' Association 100, 325–337. doi:10.1016/S0016-7878(89)80052-5

Smith, S.A., Edwards, R.A., 1991. Regional sedimentological variations in lower triassic fluvial conglomerates (Budleigh Salterton Pebble Beds), Southwest England: Some implications for palaeogeography and basin evolution. Geol. J. 26, 65–83. doi:10.1002/gj.3350260105

Soncini, M.J., in Schuler, M. *et al.* 1992. Paleogene of Paris and Belgian basins; Standard-stages and regional stratotypes. Cahiers de Micropaléontologie, vol. 7, n°1/2, 63-68.

Stampfli, G.M., Mosar, J., Marquer, D., Marchant, R., Baudin, T., Borel, G., 1998. Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. Tectonophysics 296, 159–204. doi:10.1016/S0040-1951(98)00142-5

Stampfli, G.M., Hochard, C., 2009. Plate tectonics of the Alpine realm, Geological Society of London, Special Publications, 327, 89-111.

Steurbaut, E., 1998. High-resolution holostratigraphy of Middle Paleocene to Early Eocene stratain Belgium and adjacent areas, Palaeontographica Abteilung A, 91-156.

Steurbaut, E., De Coninck, J., Roche, E., Smith, T., 1999. The Dormaal Sands and the Paleocene/Eocene boundary in Belgium. In: Thiry, M., Aubry, M.P., Palaeocene/Eocene boundary in Europe: events and correlations. Bulletin de la Société Géologique de France, 170 (2), 217-227.

Steurbaut, E., 2006. Ypresian. In Dejonghe, L. (ed.), Current status of chronostratigraphic units named from Belgium and adjacent areas. Geologica Belgica, 9 (1-2), 73-93.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Steurbaut, E., King, C., 2017. The Composite Kortrijk section (W Belgium): a key reference for mid-Ypresian (Early Eocene) stratigraphy in the southern North Sea Basin. Geologica Belgica, 20/3-4, 125-159.

Stewart, D.J., 1981. A meander-belt sandstone of the Lower Cretaceous of Southern England. Sedimentology 28, 1–20.

Stewart, S.A., 2011. Vertical Exaggeration of Reflection Seismic Data in Geoscience Publications 2006–2010. Marine and Petroleum Geology 28, 5, 959–65. doi:10.1016/j.marpetgeo.2010.10.003.

Storme, J.Y., Dupuis, C., Schnyder, J., Quesnel, F., Garel, S., Iakovleva, A.I., Iacumin, P., Di Matteo, A., Sebilo, M., Yans, J., 2012. Cycles of humid-dry climate conditions around the P/E boundary: new stable isotope data from terrestrial organic matter in Vasterival section (NW France), Terra Nova, 24, 114-122.

Thiry, M., 1981. Sédimentation continentale et altérations associées; calcitisations, ferruginisations et silicifications; les argiles plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris. Université Louis Pasteur, Strasbourg I, France, 173p.

Tilton, G., Schreyer, W., Schertl, H.P., 1991. Pb−Sr−Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy-II: what is the age of the ultrahigh-pressure metamorphism? Contributions to Mineralogy and Petrology, 108, 22-33.

Todd, J.A. 1990. The stratigraphy and correlation of the Selsey Formation and Barton Clay Formation (M. Eocene) of Studley Wood, Hampshire. Tertiary Research, 12, 37-50.

Tomlinson, D.W., Copeland, P., Murphy, M.A., Lapen, T.J., 2013. Oligocene shortening in the Little Burro Mountains of southwest New Mexico. Rocky Mountain Gology, 48, no. 2, 169-183.

Ulrych, J., Dostal, J., Adamovič, J., Jelínek, E., Špaček, P., Hegner, E., Balogh, K., 2011. Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic), Lithos, 123, 133-144.

Underhill, J.R., Paterson, S., 1998. Genesis of Tectonic Inversion Structures; Seismic Evidence for the Development of Key Structures along the Purbeck-Isle of Wight Disturbance. Journal of the Geological Society of London 155, Part 6, 975–992.

Underhill, J.R., Stoneley, R., 1998. Introduction to the development, evolution and petroleum geology of the Wessex Basin. Geological Society Special Publications 133, 1–18.

Vail, P.R., Mitchum, R.M., Jr., Thompson, S,. III, 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 4. Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 83–98.

Van Hoorn, B., 1987. Structural evolution, timing and tectonic style of the Sole Pit inversion. Tectonophysics, Compressional Intra-Plate Deformations in the Alpine Foreland 137, 239–284. doi:10.1016/0040-1951(87)90322-2

Vandenberghe, N., Laga, P., Steurbaut, E., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1998. Tertiary sequence stratigraphy at the southern border of the North Sea Basin in Belgium, SEPM, Sp. Publ., 60, 119–154.

Vandenberghe, N., Van Simaeys, S., Steurbaut, E., Jagt, J., Felder, P., 2004. Stratigraphic architecture of the Upper Cretaceous and Cenozoic along the southern border of the North Sea Basin in Belgium. Netherlands Journal of Geosciences, 83, 155-171.

Vandycke, S., Bergerat, F., Dupuis, C., 1991. Meso-Cenozoic faulting and inferred palaeostresses in the Mons Basin, Belgium, Tectonophysics, 192, 261-271.

Vandycke, S., Bergerat, F., 2001. Brittle tectonic structures and paleostress analysis in the Isle of Wight, Wessex Basin, southern UK. J. Structural Geol. 23, 393–406.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Vandycke, S., 2002. Palaeostress records in Cretaceous formations in NW Europe: extensional and strike–slip events in relationships with Cretaceous–Tertiary inversion tectonics, Tectonophysics, 357, 119-136.

Vandycke, S., 2003. Paleostress records in Cretaceous formations in NW Europe; extensional and strike-slip events in relationships with Cretaceous-Tertiary inversion tectonics along crustal regional structure. Geologie de la France 2003, 23–26.

Vergés, J., Millan, H., Roca, E., Munoz, J., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995.Eastern Pyrenees and related foreland basins : pre-, syn- and post-collisional crustal scale cross-sections. Marine and Petroleum Geology, 12(8), 893-915.

Vergés, J., Burbank, D., 1996. Eocene-Oligocene thrusting and basin configuration in the eastern and central Pyrenees (Spain), Tertiary Basins of Spain. Cambridge University Press, World and Regional Geology E, 11, 120-133.

Vergés, J., Garcia-Senz, J., 2001. Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean Rift, Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, 186, 187-212.

Vincent, P., Aubert, M., Boivin, P., Cantagrel, J., Lenat, J., 1977. Decouverte d'un volcanisme paleocene en Auvergne ; les maars de Menat et leurs annexes, étude géologique et géophysique, Bulletin de la Société Géologique de France, 1977. 1057-1070.

Vissers, R.L.M., Meijer, P.T., 2012. Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. Earth-Science Reviews 114, 61-83.

Warrington, G., 1974. Les evaporites du Trias britannique. Bulletin de la Société Géologique de France S7–XVI, 708–723. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XVI.6.708

Warrington, G., 1981. The indigenous micropaleontology of British Triassic shelf sea deposits., in: Microfossils from Recent and Fossil Shelf Seas. Neale, J.W., Brasier, M.D. (Editors), British Micropaleontogical Society Series. Ellis Horwood : Chichester, UK, pp. 61–70.

Warrington, G., Whittaker, A., 1984. The Blue Anchor Formation (late Triassic) in Somerset. Proceedings of the Ussher Society 6, 100–107.

Westhead, R.K., McCarthy, D.J., Collier, J.S., Sanderson, D.J., 2018. Spatial variability of the Purbeck-Wight Fault Zone – a long-lived tectonic element in the southern UK. Proceedings of the Geologists' Association 129, 436-451.

White, N., Lovell, B., 1997. Measuring the pulse of a plume with the sedimentary record. Nature 387, 888.

Whittaker, A., Chadwick, R.A., Penn, I.E., 1986. Deep crustal traverse across southern Britain from seismic reflection profiles. Bulletin de la Societe Geologique de France 2, 55–68.

Whittaker, A., 1985. Atlas of onshore sedimentary basins in England and Wales; post-Carboniferous tectonics and stratigraphy. Blackie & Son : Glasgow, United Kingdom, United Kingdom.

Williams, G.L., Fensome, R.A., MacRae, R.A., 2017. The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates 2017 edition. American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series, n°48, 1097p.

Wilson, V., Anderson, F.W., Buchan, S., Green, G.W., Melville, R.N., Robbie, J.A., Welch, F.B.A., 1958. Geology of the country around Bridport and Yeovil (explanation of sheets 327 and 312). Memoirs of the Geological Survey of Great Britain, England and Wales.

Woodcock, N.H., Rickards, B., 2003. Transpressive duplex and flower structure: Dent Fault System, NW England. Journal of Structural Geology 25, 1981-1992.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Wright, C.A., 1972. The recognition of a planktonic foraminiferal datum in the London Clay of the Hampshire Basin. Proceedings of the Geologists' Association, 83, 413-420.

Wyns, R., Grisollet, G., Frizon De Lamotte, D., 1978. Mise en évidence par la microtectonique d'un système de décrochements en compression associé à la structure du Pays de Bray. 6e Réun. Annu. Sci. De la Terre, Orsay.

Wyns, R., 1980. Apports de la microtectonique à l'étude de l'anticlinal du Pays de Bray : proposition d'un mécanisme de pli en compression avec décrochements associés. Bull. Soc. Géol. France, 7-XXII (4), 681-684.

Wyns, R., Duperret, A., Mortimore, R.N., 2016. La tectonique tertiaire dans le Sud de l'Angleterre et l'Ouest du Bassin de Paris: Le concept d'inversion tectonique et les pièges à hydrocarbures. Journées d'étude de printemps – du 14 au 17 mai 2015. Bulletin Inf. Géol. Bass. Paris. Vol. 53, 1, 27-33.

Xu, C., Mansy, J.L., Van Den Haute, P., Guillot, F., Zhou, Z., Chen, J., De Grave, J., Late- and post-Variscan evolution of the Ardennes in France and Belgium: constraints from apatite fission-track data. Geological Society of London, Special Publications, 324(1), 167-179.

Ziegler, P.A., 1987. Compressional Intra-Plate Deformations in the Alpine Foreland Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland—a geodynamic model. Tectonophysics 137, 389–420. doi:10.1016/0040-1951(87)90330-1

Ziegler, P.A., 1988. Evolution of the Arctic-North-Atlantic and the western Tethys. AAPG Memoir 43.

Ziegler, P.A., 1989. Geodynamic model for Alpine intra-plate compressional deformation in Western and Central Europe. In Cooper, M.A. and Williams, G.D. (editors). Inversion Tectonics, Geological Society, London, Special Publications, 44, 63-85.

Ziegler, P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe, Elsevier : Amsterdam, Netherlands (for Shell International Petroleum, Maatschaappij, BV). ed. Geological Society of London.

Ziegler, P.A., Dezes, P., 2006. Crustal evolution of Western and Central Europe. Memoirs of the Geological Society of London 32, 43–56.

Ziegler, P.A., Dezes, P., 2007. Cenozoic uplift of Variscan massifs in the Alpine foreland; timing and controlling mechanisms. Global and Planetary Change, 58, 237-269.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

ANNEXES

Annexe A (Chapitre1) : Stratigraphie du Mésozoïque de la Manche orientale

Stratigraphie du Trias de la Manche orientale

Stratigraphie du Jurassique de la Manche orientale

Annexe B (Chapitre 3) : Palynological analysis of the TREMOR 2 coring samples

Annexe C (Chapitre 4) : Description des cartes d'isoprofondeurs

Carte d'isoprofondeurs du Thanétien

Cartes d'isoprofondeurs de l'Yprésien

Cartes d'isoprofondeurs du Lutétien

Cartes d'isoprofondeurs du Bartonien

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

Annexe A : Stratigraphie du Mésozoïque de la Manche orientale

Stratigraphie du Trias de la Manche orientale

Plusieurs divisions lithostratigraphiques sont connues dans la région de la Manche au Trias, parmi lesquelles la formation Aylesbeare Mudstone, le groupe des grès de Sherwood, le groupe Mercia Mudstone et le groupe Penarth (Hamblin *et al.*, 1992) (figure A-1). Cette série triasique repose sur des brèches permiennes, dont le dépôt est majoritairement associé à des processus d'érosion alluviale et éolienne des massifs varisques.

Formation Aylesbeare Mudstone

L'érosion des reliefs varisques conduit à une pénéplanation de la région à la fin du Permien, qui précède une période de relaxation thermique. La subsidence thermique augmente l'espace d'accommodation et mène au dépôt des premières formations triasiques selon une géométrie en « steer's head » (Chadwick, 1986; Whittaker, 1985). La formation Aylesbeare Mudstone recouvre ainsi en overlap le socle varisque et les brèches permiennes. Le milieu de dépôt correspond alors à un environnement lacustre et fluviatile de faible énergie.

Groupe des grès de Sherwood

Les conglomérats reposant en discordance sur la formation d'Aylesbeare dans le bassin de Wessex (Budleigh Salterton Pebble Beds) témoignent, selon Smith et Edwards (1991), d'une période de quiescence tectonique et de faible taux de subsidence. Le rifting triasique du bassin de Wessex s'effectue donc postérieurement, avec le dépôt de la formation Otter Sandstone (dépôts fluviatiles) à partir de l'Anisien et des taux de subsidence importants (e.g. Chadwick, 1986). Cette formation est séparée des conglomérats par une surface d'abrasion éolienne (Edwards et Smith, 1989).

Groupe Mercia Mudstone

Le groupe Mercia Mudstone se met en place au Trias supérieur. Il est principalement composé d'argilites et d'évaporites (Warrington, 1974) probablement déposés dans une pénéplaine alluviale (Simms et Ruffell, 1990). Le jeu des failles normales encore actives en bordure du bassin explique le dépôt local de conglomérats et de brèches, mais c'est surtout une subsidence thermique postérieure à la phase d'extension du milieu du Trias qui prédomine à cette période (Whittaker, 1985). Une brève phase deltaïque est identifiée à la fin du Carnien,

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

caractérisée par le dépôt des grès fossilifères de Weston Mouth dans le Devon (Simms et Ruffell, 1990). Enfin les argiles dolomitiques de la formation Blue Anchor, qui se mettent en place dans un environnement supratidal à intertidal, annoncent les premiers stades de la transgression marine du Rhétien (Warrington et Whittaker, 1984).

Groupe Penarth

Ce groupe correspond à des dépôts marins (formations de Westbury et Langport), réponse à la transgression marine du Rhétien. Les dépôts supratidaux à lagunaires du Cotham Member informent d'une phase de régression mineure au milieu du Rhétien (Warrington, 1981). La sédimentation triasique se termine avec des calcaires et shales marins, faisant le lien avec le Lias.

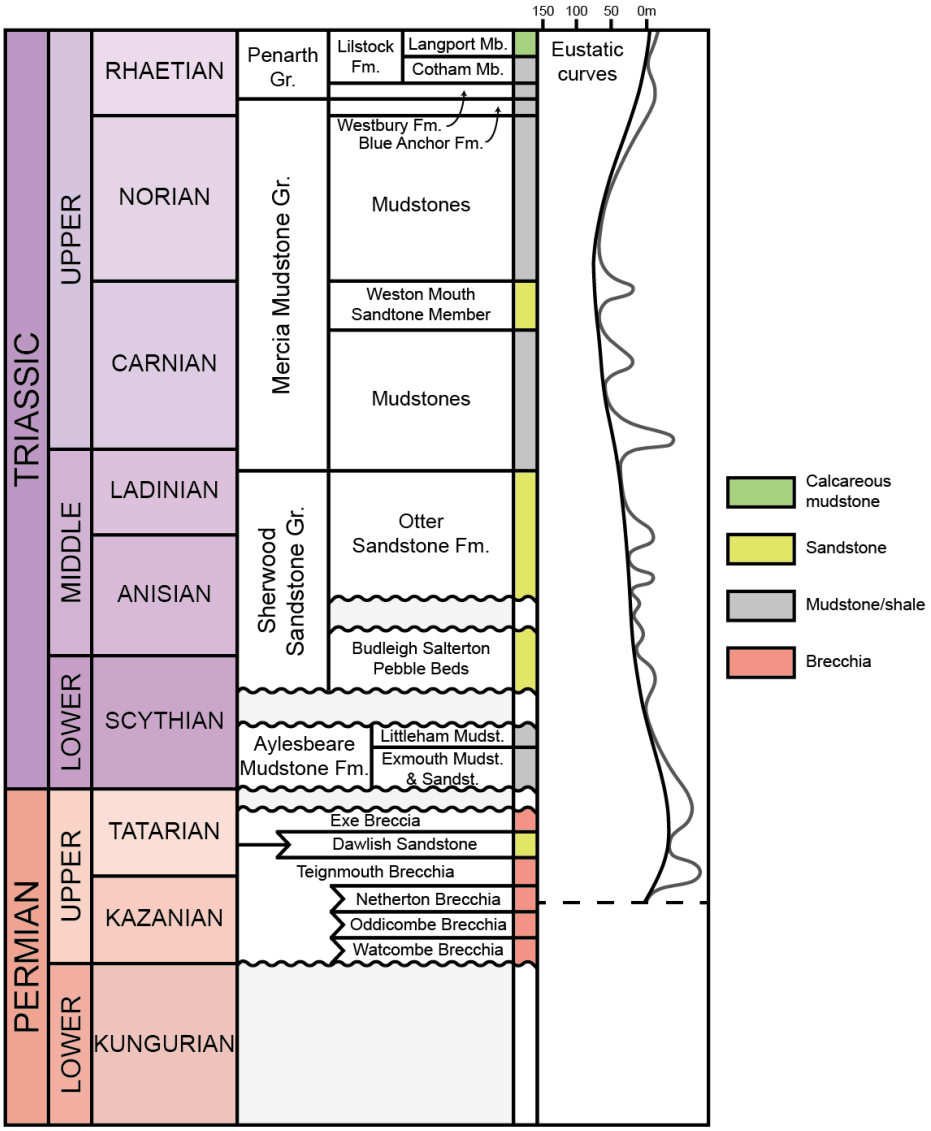


Figure A-1 : Divisions lithostratigraphiques du Permien et du Trias décrites sur la côte Est du Devon, d'après Hamblin et al. (1992). Les courbes de variations eustatiques sont d'après Haq et al. (1988).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

Stratigraphie du Jurassique de la Manche orientale

Les unités stratigraphiques d'âge Jurassique affleurent largement en Manche centrale (du Dorset à la baie de Seine) et dans le Boulonnais, et la couverture jurassique est présente dans une grande partie du bassin Anglo-parisien (figure A-2). Les unités jurassiques sont réparties en trois séries correspondant au Jurassique inférieur, moyen et supérieur (plus le Callovien), reconnues en Manche et dans le Nord de la France (Arkell, 1956; Hamblin *et al.*, 1992) : (1) le Jurassique inférieur correspond au Lias, (2) le Jurassique moyen représenté par les groupes Inferior Oolite et Great Oolite et (3) le Jurassique supérieur comprend les bancs de Kellaways, l'argile d'Oxford, les bancs Coralliens, l'argile de Kimmeridge, les bancs de Portland et les bancs de Purbeck.

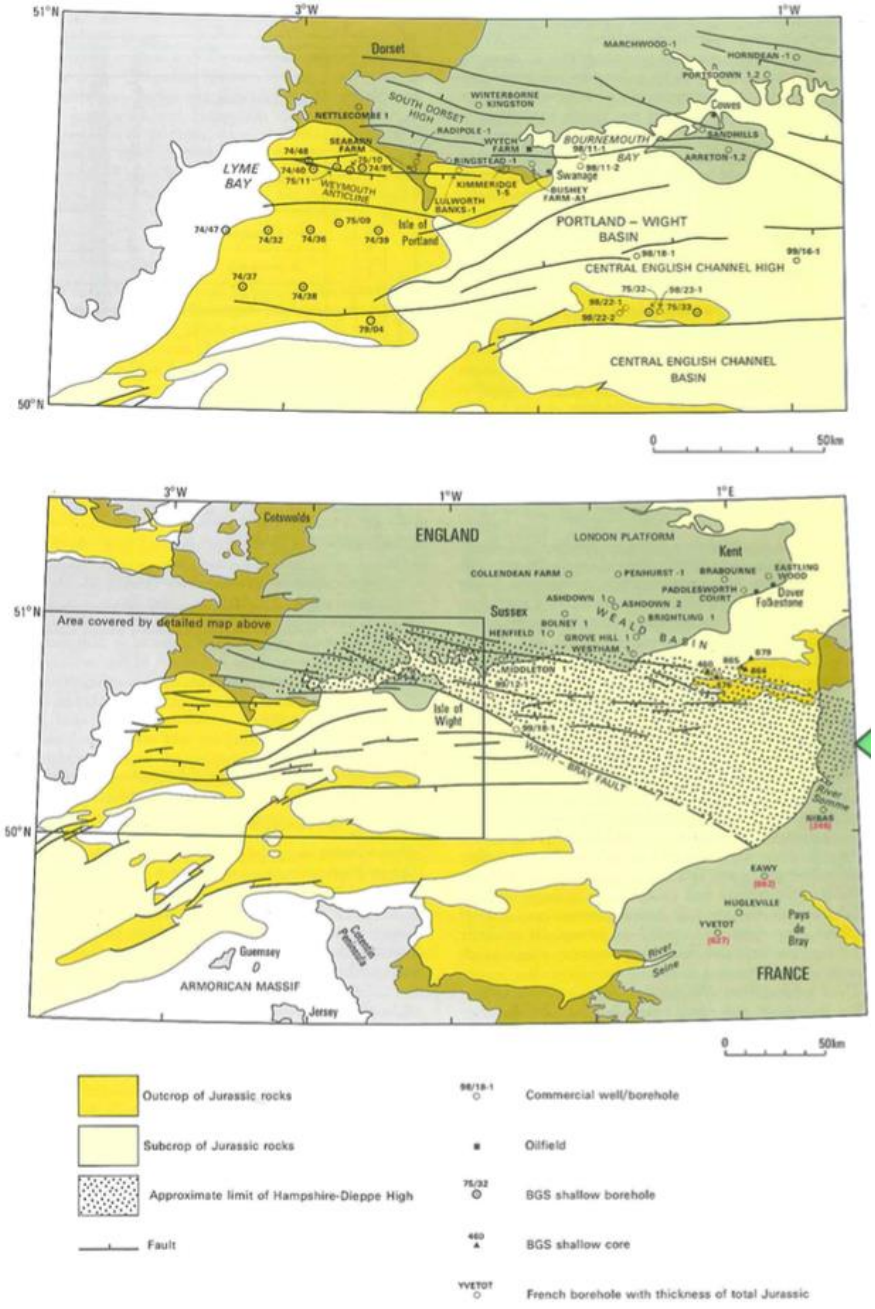


Figure A-2 : Distribution des dépôts jurassiques en Manche (Hamblin et al., 1992).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Lias

Lias inférieur

La lithologie du Lias correspond principalement à des calcaires, localement ferrugineux, et des argiles et shales bitumineux (Hamblin *et al.*, 1992). Le Lias inférieur (Hettangien, Sinémurien et base du Pliensbachien), bien représenté sur la côte du Dorset, est principalement calcaire à sa base, puis argileux. Les variations des proportions des particules calcaires et argileuses permettent de définir cinq subdivisions (Whittaker, 1985) : le Blue Lias, les Shales-with-Beef, les marnes Black Ven, les marnes à bélemnites et les lits Green Ammonite (figure A-3).

La formation du Blue Lias est caractérisée par une alternance marno-calcaire haute-fréquence. Les Shales-with-Beef constituent également une alternance, de calcaires argileux et de shales, avec une tendance de plus en plus argileuse. La couche suivante, celle des marnes Black Ven, est constituée essentiellement de shales. Les marnes à bélemnites marquent le retour à une alternance lithologique, entre des argiles silteuses calcaires gris pâle et des argiles moins calcaires gris bleutées. Enfin, les lits Green Ammonite correspondent à des argiles légèrement calcaires, qui s'enrichissent en silt et en micas dans sa partie supérieure.

Cette succession est également identifiée dans la baie de Lyme, au Nord du bassin de Portland-Wight, grâce à l'interprétation de données géophysiques (Darton *et al.*, 1981). C'est au niveau de la baie de Kimmeridge que la série est la plus épaisse, celle-ci s'affinant vers le Central Channel High et la faille de Wight, probablement en raison d'une érosion pliensbachienne (Hamblin *et al.*, 1992). Le Lias inférieur est également décrit au Sud du Central Channel High, jusque sur la côte normande. Dans la partie orientale du haut de Dieppe-Hampshire, l'immersion semble s'être faite plus lentement que dans sa partie occidentale, ce qui indique que certaines zones de la Manche orientale ont pu être émergentes au cours de Jurassique inférieur (Hamblin *et al.*, 1992). Le Lias inférieur se retrouve aussi dans le bassin de Weald, avec des variations latérales d'épaisseur, ainsi que dans le Boulonnais, par l'intermédiaire de forages à travers des argiles et des marnes reposant sur le socle Paléozoïque.

Lias moyen

Le Lias moyen, d'âge Pliensbachien supérieur et également décrit dans le Dorset, est représenté par une série d'argiles silteuses et micacées, qui deviennent de plus en plus sableuses vers le top. La première subdivision de cette période correspond aux argiles d'Eype, qui sont des argiles calcaires gris bleuté et des calcaires argileux, interstratifiés avec des grès. Les argiles calcaires comprennent des nodules de roche ferrugineuse. La série se poursuit ensuite avec les sables de Down Cliff (argiles sableuses ferrugineuses et marnes à nodules de grès), puis les sables argileux de Thorncombe, qui sont à leur tour recouverts par quelques

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

centimètres d'un calcaire oolitique très fossilifère, le Marlstone Rock Bed (Howarth, 1980) (figure A-3).

L'épaisseur de la série liasique moyen diminue fortement au centre de la Manche et en Normandie, où elle n'est plus que de l'ordre de la dizaine de mètres. Dans ces zones la série repose en discordance sur un Lias inférieur érodé. Les nombreux forages dans le bassin parisien montrent que le Lias moyen s'épaissit vers la faille du Bray, avec une épaisseur de 30m au niveau de la forêt d'Eawy (Hamblin *et al.*, 1992). Concernant le haut de Dieppe-Hampshire, le Pliensbachien supérieur se résume à quelques mètres de calcaire du Marlstone Rock Bed le long de ses flancs, voire en est absent.

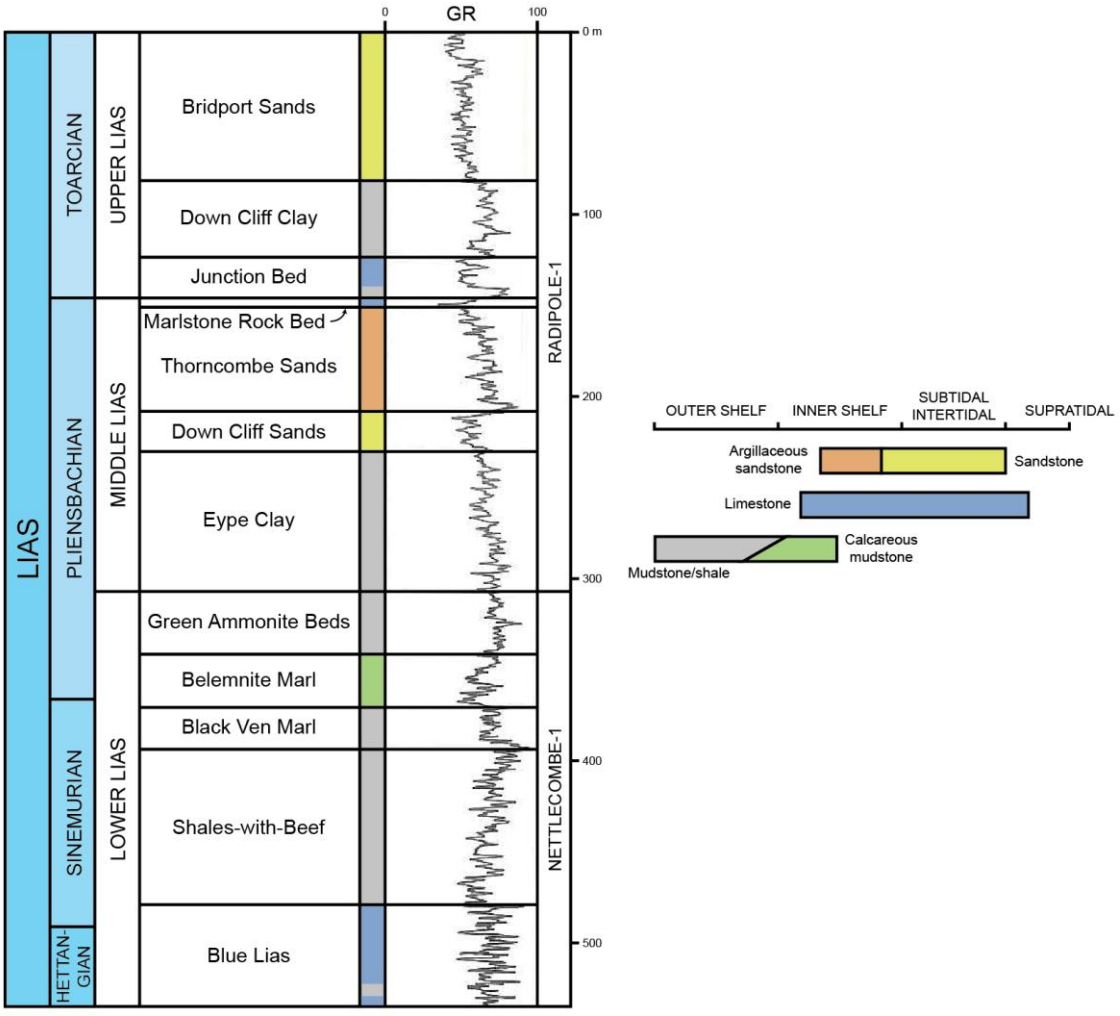


Figure A-3 : Série du Lias au niveau des forages Nettlecombe-1 et Radipole-1, South Dorset (d'après Hamblin et al., 1992). GR : log Gamma-ray.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Lias supérieur

Le Lias supérieur, décrit sur les falaises du Dorset, coïncide avec le Toarcien. À la base de cette série se trouve un niveau condensé, avec les calcaires à grains fins du Junction Bed. Par-dessus se sont déposés les argiles de Down Cliff, argiles micacées gris-bleuté, puis les sables de Bridport, grès à grains très fins (figure A-3).

Comme pour le Lias moyen, le Lias supérieur s'affine vers le Central Channel High, atteignant une épaisseur d'environ 60m (contre plus de 170m dans la baie de Bournemouth). La série du Lias supérieure est beaucoup plus fine en Normandie, avec des épaisseurs de 10 à 30m, et elle est très condensée ou absente au niveau du haut de Dieppe-Hampshire (Hamblin *et al.*, 1992). Enfin, le Lias supérieur présente d'importantes variations latérales d'épaisseur dans le bassin de Weald, et il est absent dans le Boulonnais, disparaissant sous le Jurassique moyen discordant (Mégnien et Mégnien, 1980).

Dogger

Dans la description de la stratigraphie de la Manche faite par Hamblin *et al.* (1992), les séries du Jurassique moyen sont associées aux étages Aalénien, Bajocien et Bathonien, et correspondent aux groupes Inferior Oolite et Great Oolite, appelés calcaires du Dogger au sein du bassin de Paris (Mégnien et Mégnien, 1980) (figure A-4). Ces calcaires du Dogger sont des dépôts de plate-forme, mis en place dans des conditions subtropicales, sans apports terrigènes. La lithologie varie malgré tout beaucoup au cours du temps, des variations granulométriques étant observées, ainsi que des hardgrounds et la présence de bancs plus ou moins fossilifères. De plus, les alternances marno-calcaires soulignent des cycles stratigraphiques à plusieurs échelles, facilitant la corrélation à l'échelle du bassin.

Le groupe Inferior Oolite est composé de calcaire bioclastique, mis en place dans un environnement marin très peu profond. Des oolites, des niveaux argileux et d'autres caillouteux sont présents localement. Ce groupe très condensé correspond à l'ensemble des dépôts d'âge Aalénien et Bajocien de la Manche, et est en partie d'âge Bathonien inférieur (Wilson *et al.*, 1958). Cette unité est très fine dans le Dorset, puisqu'elle n'est épaisse que de quelques mètres (3-6m), mais son épaisseur augmente vers l'Est, jusqu'à 70m sur l'île de Wight, où elle devient plus argileuse. L'épaisseur diminue en revanche vers le Sud du bassin de Portland-Wight. La séquence décrite en Normandie est très proche de celle observée dans le Dorset (Arkell, 1956), et elle s'épaissit notablement vers l'Est et la faille du Bray. Au niveau du haut de Dieppe-Hampshire, il semble que le groupe Inferior Oolite s'affine d'Est en Ouest. Dans le bassin de Weald la série est imposante, comprise entre 130 et 170m en son centre (Hamblin *et al.*, 1992). On retrouve dans le bassin de Weald et dans le Boulonnais l'Inferior

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

Oolite qui repose sur le Lias, voire directement sur le socle Paléozoïque (à l'Est du Weald et au Nord du Boulonnais).

Le groupe Great Oolite, d'âge Bathonien et base du Callovien, est subdivisée en plusieurs formations définies dans le Nord du bassin de Wessex : Fuller's Earth, la formation Great Oolite, Forest Marble et Cornbrash. La formation Great Oolite est remplacée par la formation Frome Clay sur les côtes du Dorset, témoignant du passage d'une plate-forme carbonatée au Nord et au Nord-Est du Wessex à des argiles de plateau continental au Sud et au Sud-Ouest (Whittaker, 1985). Le même type de passage latéral est observé dans le bassin de Paris, avec le développement de la plate-forme carbonatée armoricaine (Mégnien et Mégnien, 1980).

Chacune des quatre formations est développée de façon très variable au sein du bassin de Wessex. Dans le Dorset, la formation Fuller's Earth se compose de 200m d'argiles interstratifiées avec du matériel carbonaté, et de quelques horizons fossilifères. La formation suivante, Frome Clay, est une alternance des calcaires argileux et d'argiles à coquillages, puis la formation Forest Marble correspond principalement à des argiles calcaires aves des lits bioclastiques. Pour finir, la formation Cornbrash est associée à des calcaires argileux dans un premier temps puis à une alternance calcaires-argiles calcaires (Hamblin *et al.*, 1992). Le faciès sédimentaire du groupe reste relativement uniforme en Normandie, malgré quelques passages latéraux de faciès comparables au Sud de l'Angleterre (Arkell, 1956; Mégnien et Mégnien, 1980). Le groupe Great Oolite n'est représenté que par une faible épaisseur au niveau du haut de Dieppe-Hampshire, et il est probable que sa partie supérieure ne soit pas toujours présente, étant affectée par de l'érosion d'âge Crétacé inférieur à moyen (Hamblin *et al.*, 1992).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

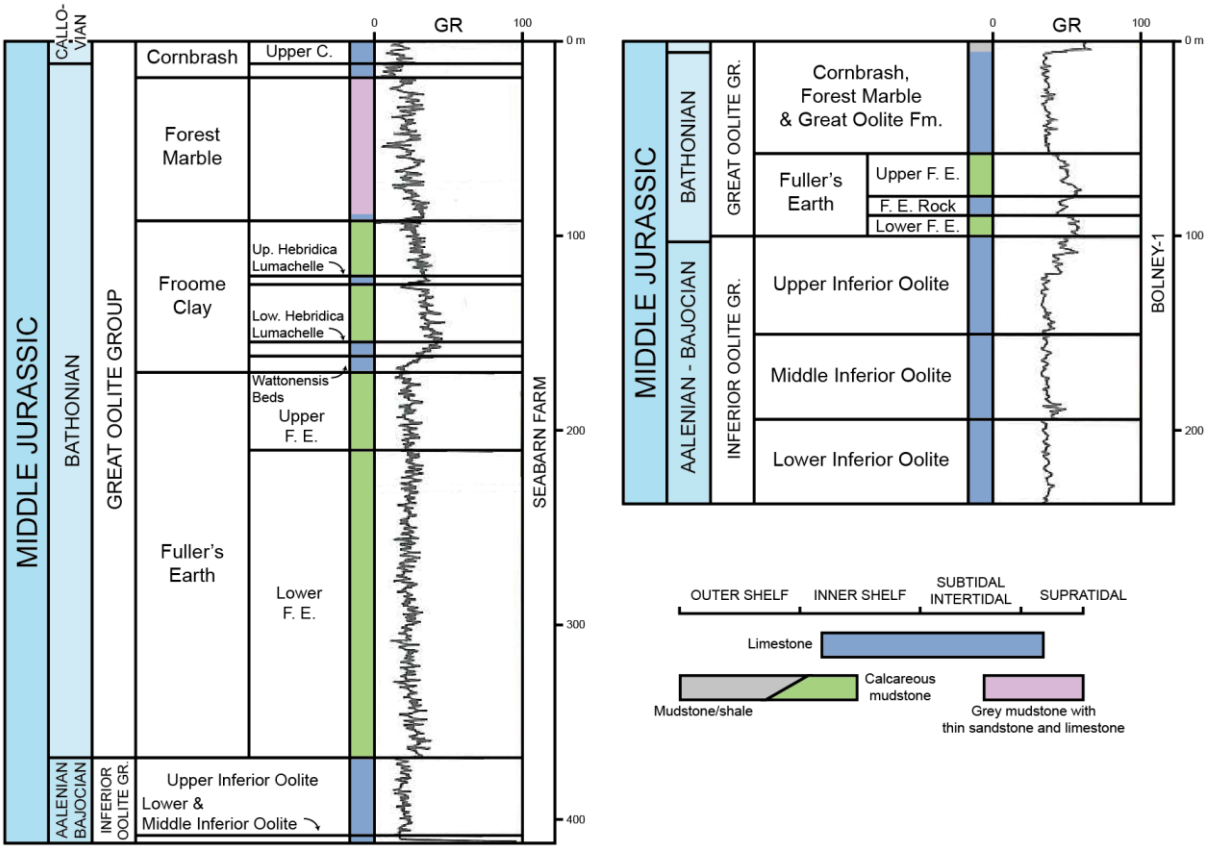


Figure A-4 : Série du Dogger au niveau de Seabarn Farm, South Dorset, et du forage Bolney-1, Sussex (d'après Hamblin et al., 1992). GR : log Gamma-ray.

Mälm

Telle que définie par Hamblin *et al.* (1992), la série Jurassique supérieur représente le Callovien, l'Oxfordien, le Kimméridgien et le Tithonien (ou Portlandien), et correspond aux formations suivantes : les bancs de Kellaways, l'argile d'Oxford, les bancs Coralliens, l'argile de Kimmeridge, les bancs de Portland et les bancs de Purbeck (figure A-5). La litho- et biostratigraphie du Jurassique supérieur permettent de décrire des cycles sédimentaires, désignant des périodes de forte subsidence suivies d'une diminution progressive de la profondeur et d'une augmentation de l'apport terrigène.

Les bancs de Kellaways se composent d'argiles calcaires légèrement silteuses et micacées, qui deviennent graduellement interstratifiées avec des grès coquillés (Kellaways Sand). L'argile d'Oxford, relativement fissible, présente des variations de proportion d'argile et de limon calcaire. Ces deux formations forment une succession constante et épaisse (150 à 200m) dans le bassin de Wessex. Elles affleurent au niveau du Central Channel High et des falaises au Sud-Ouest de la baie de Seine. En Normandie, ces formations s'épaississent vers la faille du Bray (et sont plus fines au Nord-Est de la faille), alors qu'au large du Dorset elles s'épaississent vers des failles en activité au Nord (failles E-W). Cette série est identifiée au Nord de l'île de Wight, où elle s'épaissit vers la faille de Wardour-Portsdown (Sud de l'Angleterre), mais n'est pas

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

présente en bordure du haut de Dieppe-Hampshire, au centre de l'île. Dans le Weald et le Boulonnais, les bancs de Kellaways apparaissent moins développés (Arkell, 1956; Lake *et al.*, 1987; Mégnien et Mégnien, 1980), et les formations de Kellaways et d'Oxford s'amincissent vers la bordure Est du haut de Dieppe-Hampshire (Hamblin *et al.*, 1992).

Les bancs Coralliens, qui surmontent l'argile d'Oxford, se composent de la succesion de lithologies suivante : des grès fossilifères gris, localement calcaires et riches en bivalves (Nothe Grit), des argiles très calcaires et coquillées (Nothe Clay), des grès grossiers localement argileux (Bencliff Grit), des calcaires blancs et d'argiles gris pâle (Osmington Oolite), des calcaires riches en bivalves (Trigonia Clavellata Beds), des argiles (Sandsfoot Clay), des grès (Sandsfoot Grit), et enfin des calcaires et marnes en partie corallifères (Ringstead Coral Beds) (Hamblin *et al.*, 1992). La répartition de cette formation est globalement assez similaire à celle des formations de Kellaways et d'Oxford, avec notamment un épaississement vers la faille du Bray. Les bancs Coralliens sont totalement ou partiellement absents des marges du bassin de Portland-Wight (Whittaker, 1985) : dans le Nord de l'île de Wight, seules quelques dizaines de mètres de la partie inférieure de la séquence stratigraphique de cette formation sont présentes, la partie supérieure étant condensée ou non-déposée.

La formation de l'argile de Kimmeridge est constituée d'une succession d'argiles, de shales, et de calcaires fins (Cox et Gallois, 1981). Cette formation, dont la base est érosive, est marquée par une rythmicité de la lithologie (niveaux bitumineux et riches en ammonites et bivalves), ce qui fournit de bons marqueurs pour les corrélations à l'échelle des bassins. Dans le bassin de Portland-Wight, l'épaisseur de la série atteint plusieurs centaines de mètres. Cette formation est observée au Nord du Central Channel High, ainsi que dans le Nord de la France, où un léger elle s'amincit légèrement d'Ouest en Est vers la faille du Bray (de 140 à 130m). L'épaisseur du Kimméridgien est plus faible au niveau du haut de Dieppe-Hampshire, notamment en raison d'un hiatus de non-dépôt sous les bancs de Portland, voire sous les dépôts crétacés (overstep crétacé).

La formation des bancs de Portland est subdivisée en deux : les sables de Portland et les calcaires de Portland, respectivement épais de 60m et 30-40m sur les falaises de l'île de Portland. Trois cycles de diminution progressive de la profondeur sont également identifiés, avec un passage d'argiles à des calcaires fin puis à des niveaux d'hardground (Arkell, 1947; Melville et Freshney, 1982). Le premier cycle est caractérisé par la succession d'argiles, de limons, de bancs sableux et de calcaires. Le cycle suivant, à cheval entre les sables de Portland et les calcaires de Portland, est décrit par la succession d'argiles calcaires et dolomitisées, de dolomie argileuse et sableuse et finalement de calcaires, dont les derniers forment un hardground. Le troisième et dernier cycle est associé à une série de calcaires à silex, de calcaires oolitique et sableux, et d'un niveau d'hardground.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

La formation des bancs de Purbeck, qui repose au-dessus des bancs de Portland (le contact étant parfois érosif), est définie par une alternance entre calcaires argileux fins et argiles, avec sporadiquement la présence de lentilles gréseuses et de bancs d'anhydrite et de gypse. La série représente plus de 100m d'épaisseur sur l'île de Purbeck (Arkell, 1947), et se subdivise : les bancs de Lulworth, les bancs de Cinder et les bancs de Durlston. Le sommet de la série, des argiles et des calcaires comportant des bivalves d'eau douce, témoigne du passage à un environnement continental et au faciès Wealdien de la base du Crétacé. Dans le bassin de Portland-Wight, les formations de Portland et de Purbeck sont largement affectées par de l'érosion anté-Crétacé, et leur épaisseur diminue en direction du Central Channel High. Au niveau du haut de Dieppe-Hampshire elles sont entièrement ou en partie absentes, en raison de cette érosion et de la faible pente le long des flancs du haut structural. Dans le bassin de Weald, un hiatus sédimentaire est parfois observé au sommet de la série de Portland, exprimée par une discordance des bancs de Purbeck sur celle-ci. Les bancs de Portland et de Purbeck ne se résument qu'à quelques mètres de grès et de calcaires dans le Boulonnais (Mégnien et Mégnien, 1980).

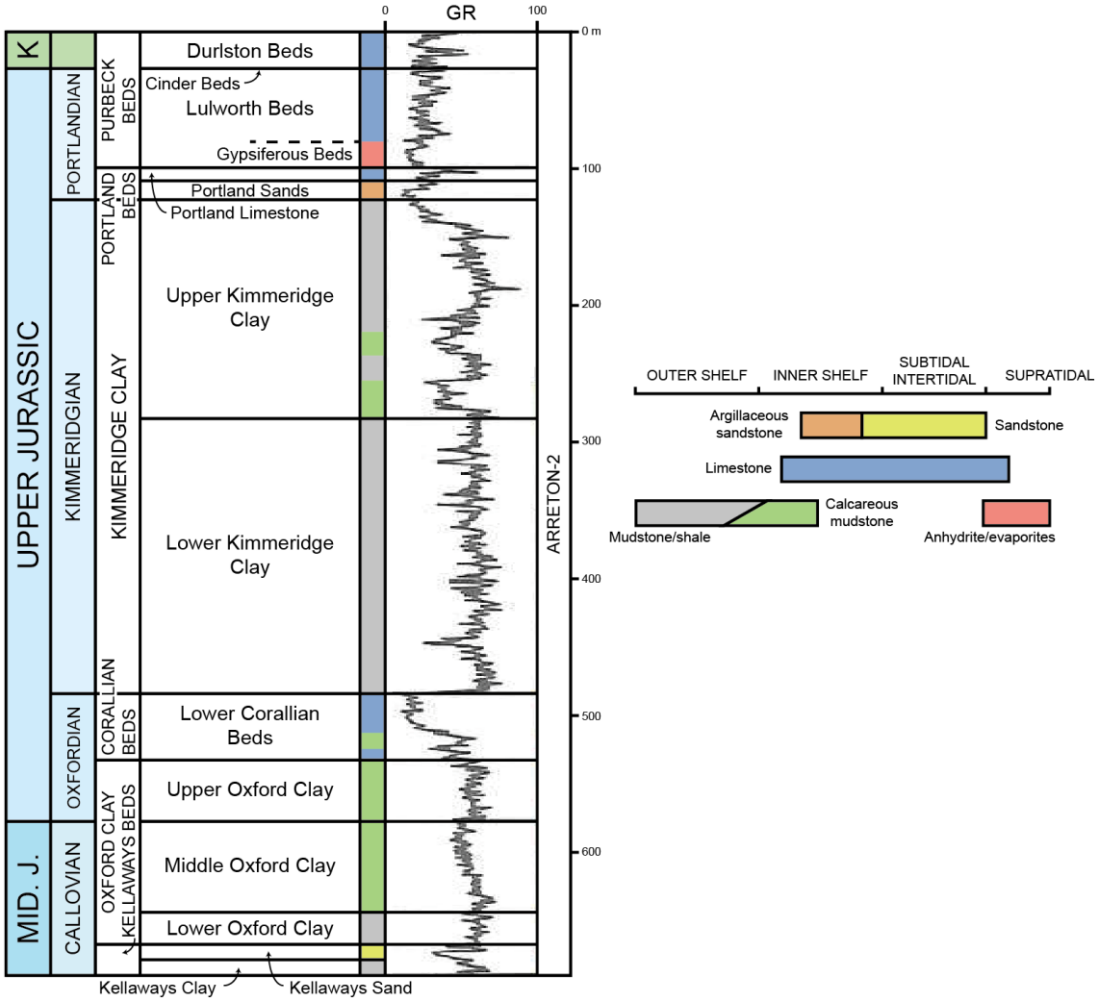


Figure A-5 : Série du Jurassique supérieur au niveau du forage Arreton-2, île de Wight (d'après Hamblin et al., 1992). GR : log Gamma-ray.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

Annexe B : Palynological analysis of the TREMOR 2 coring samples

	CORING SAMPLES (TREMOR 2)						
FO	KS 32A	KS 23A	KS 20 A	KS 13A	KS 11A	LO	
							DYNOCYSTS (Classification according to the Lentin and Williams's 2017 index; Williams et al., 2017)
	X						Achilleodinium latispinosum
	X						Amphorosphaeridium multispinosum
	X						Fibrocysta axiale
	X						Fibrocysta bipolare
	X						Fibrocysta essentialis
	X						Glaphyrocysta exhuberans/ordinata
	X						Hystrichokolpoma ferox/granulatum
	X						Impletosphaeridium implicatum
	X						Operculodinium uncinispinosum
D3	X					D6	Phelodinium magnificum
	X						Spiniferites bulloideus/cingulatus/gracilis/granimembranaceus/granosus/hyperacanthus/pseudofurcatus
	X						Thalassiphora delicata/pelagica
	X	A	X	X	X		Cordosphaeridium inodes
D9na		P	X		X	D14	Phthanoperidinium comatum
		X		X			Phthanoperidinium echinatum
D5nb		X				D14na	Fibrocysta vectense
D7nb		X	X	X		D9na	Lanternosphaeridium lanosum
	X	P					Diphyes colligerum
	X	VA	VA	VA	VA		Spiniferites ramosus spp.
D4na	X	P	X	X		D14nb	Achomosphaera crassipellis
		X	X	X	P		Homotryblium pallidum
D8nb		X	X	X		D9nb	Homotryblium abbreviatum
		A		X	VA		Cleistosphaeridium diversispinosum
	X	X	X	VA	X		Cleistosphaeridium placacanthum
	X	X	X		X		Achomosphaera ramulifera
		X					Heteraulacacysta polyedricum
	X	P	X	X			Cordosphaeridium gracile
		X		X			Cordosphaeridium funiculatum
D3nb	X	X	X	X		D9nb	Cordosphaeridium fibrospinosum
		X	X				Cordosphaeridium latispinosum
	X	P	X				Operculodinium tiara
	X	X	X				Operculodinium microtriainum
		X					Operculodinium divergens
	X	X	X				Nematosphaeropsis reticulense
	X	X		X	X		Nematosphaeropsis philippoti
	X	X	X		VA		Cribroperidinium tenuitabulatum
D7		X	X			D9na	Adnatosphaerudium vittatum
	X						Adnatosphaerudium robustum
		X	X	X	X		Lingulodinium macherophorum
	X	X		X			Thalassiphora patula/velata
D7na		X				D9na	Eocladopyxis peniculatum
	X		X		X		Glaphyrocysta divaricata
		X		X			Melitasphaeridium pseudorecurvatum
D9nb		X	X		A	D14na	Enneadocysta arcuata
	X		X	X	X		Pentadinium taeniagerum
	X		X	X			Cometodinium withei
D7nb			X			D9na	Cordosphaeridium cracenospinosum
			X				Homotryblium caliculum
			X		X		Cordosphaeridium multispinosum
D4			X	X	X	D9na	Cordosphaeridium eximurum
	X		X	X			Hystrichokolpoma rigaudiae
D14na?			X				Impagidinium cf. victorianum ?
D7na	X		X	X		D9nb	Polysphaeridium zoharyi/subtile
D3?			X		X	D14?	Areoligera coronata/ tauloma ?
	X						Areoligera senonensis
			X	X			Nematosphaeropsis robustum
D7na			X	X		D9a	Turbiophaera galatea
			X				Rottnestia borussica
			X	X	X		Glaphyrocysta intricata
?				X		DN8	Homotryblium Floripes
D9na				X		DN9	Lentinia sp./Lejeunecysta sp.
D10				X	X	D15	Impagidinium dispertitum
				X			Phthanoperidinium regalis
				X			Hystrichokolpoma eisenacki
	X			X	X		Glaphyrocysta pastielsi
D7				X	X	D9	Phthanoperidinium resistente
				X	X		Dapsilidinium simplex
D8b				X		DN5	Membraphoridium aspinatum
D10					X	D10	Phthanoperidinium levimurum
					X		Enneadocysta cf. robusta
					X		Glaphyrocysta spineta/vicina
					X		Phthanoperidinium tritonium
	X				X		Homotryblium tenuispinosum
							Wetzeliellaceae (Iakovleva, 2016)
D5nb	X	X	A	P	P	D9na	Apectodinium spp.
D5nb	X	X	VA	X		D9na	Apectodinium homomorphum
	X						Apectodinium hyperacanthum
	X						Apectodinium parvum
	X						Apectodinium summissum
	X						Vallodinium picardicum
D6		X		X		D9	Wetzeliella meckelferdensis
?		X		X		?	Wetzeliella symmetrica
		X					Sophismatia tenuivirgula
D7na		X	X	X		D9na	Dracodinium simile
D7nb		X	X	X		D9na	Dracodinium varielongetudis
D6			X	X	X	D14na	Charlesdowniea clathrata
			X		X		Charlesdowniea fasciata
				X	X		Charlesdowniea cf. clathrata
D8nb			X	X	X	D10	Charlesdowniea coleothrypta
W9					X	W10	Wetzeliella aff.articulata
D6			X		X	D11	Wetzeliella articulata
			X				Charlesdowniea rotundata
	-	0%	20% ?	5%	7%		**Reworked Dinocysts**
	15%	2%	10%	3%	20%		**Undefined Dinocysts**

Table A-1 : Dinocyst content of the coring samples KS 32A, KS 23A, KS 20A, KS 13A and KS 11A (TREMOR 2)

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

	CORING SAMPLES (TREMOR 2)						
FO	KS 32A	KS 23A	KS 20 A	KS 13A	KS 11A	LO	
							SPORES
		X					Leiotriletes triangulus (Schizeaceae)
	A	X	X	X	X		Leiotriletes adriennis (Schizeaceae)
		X					Leiotriletes regularis (Schizeaceae)
		X		X	X		Leiotriletes maxoides (Lygodium, Schizeaceae)
	X	X	X				Trilites solidus/multivallatus
	X	X	X	X	X		Triplanosporites sinuosus
		X		P	A		Polypodiaceae spp.
		X	X		X		Baculatisporites quintus (Osmundaceae)
	X	X	X	X			Cicatricosisporites dorogensis & microdorogensis (Mohria, Schizeaceae)
	X	X	X	X			Cicatricosisporites paradorogensis (Mohria, Schizeaceae)
	X	X	X				Verrucatosporites favus (Polypodiaceae)
		X					Goczanisporis baculatus
			X				Saxosporis sp. (Riellaceae)
							Toroisporis teupizensis
			X				Microfoveolatisporites sp.
	X						Ischyosporites eocenicus
			X				Ischyosporites asolidus
					X		Echinatisporis aculeatus
							Foveotriletes sp.
					X		Camarozonosporites heskemensis (Lycopodiaceae)
							CONIFERS
	VA	X	R	R	P		Pinus sp. (Pinaceae)
	A	X	P	X	P		Cathaya sp. (Pinaceae)
	X						Abies sp. (Pinaceae)
	VA	X	P	P	P		Inaperturopollenites hiatus (Taxodiaceae)
	X	X		X			Inaperturopollenites spp. (Cupressaceae)
	P	X	X	X			Cycadopites (Cycadaceae)
	X						Tsugaepollenites sp. (Pinaceae)
			X				Araucariacites sp. (Araucariaceae)

Table A-2 : Spore and conifer content of the coring samples KS 32A, KS 23A, KS 20A, KS 13A and KS 11A (TREMOR 2)

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

	CORING SAMPLES (TREMOR 2)						
FO	KS 32A	KS 23A	KS 20 A	KS 13A	KS 11A	LO	
							MONOCOTYLEDON POLLENS
	X	X	P	A	X		Milfordia incerta & hungarica (Restionaceae)
	X	X	X	X			Sparganiaceae reticulatus & sparganioides (Sparganiaceae)
					X		Retiovoipollis loburgensis (Ruppiaceae?)
		X	X	X			Ephedripites sp. (Ephedraceae)
	X	X	P	X			Monocolpopollenites parareolatus (Trachycarpus or Sabal, Palmae)
	X	X	X	P			Monocolpopollenites tranquillus (Phoenix, palmae)
	X						Monocolpopollenites luteticus & thaneticus (Palmae)
			X				Monocolpopollenites magnus (Palmae)
			X	P			Arecipites microreticulatoides (Sabal, Palmae)
			X				Dicolpopollenites kockeli (Calamus, Palmae)
				X	X		Dicolpopollenites luteticus (Palmae)
							DICOTYLEDON POLLENS
		X		X			Diporites sp. (Apocynaceae)
			X				Diporites iszkarzentgyorgyi (Apocynaceae)
	P	X	P	X	X		Plicapollis pseudoexcelsus & semiturgidus (Rhoiptelea, Rhoipteleaceae)
	X	X	X				Interpollis supplengensis
		X	X	X			Pistillipollenites macgregorii
			R	R			Spinozonocolpites baculatus (Nypa, Palmae)
		X	X				Nudopollis endangulatus
		X			X		Intratriporopollenites ollivierae (Tiliaceae?)
		X					Intratriporopollenites microreticulatus (Tiliaceae?)
			X	X	X		Intratriporopollenites pseudoinstructus (Tilia, Tiliaceae)
	X						Pompeckjoidaepollenites subhercynicus
		X	P	X			Pompeckjoidaepollenites peneperfectus
		X	X	P	A		Enghelhardtia spp. (Juglandaceae)
		X	X	X	A		Platycarya spp. (Juglandaceae)
	A						Juglandaceae spp.
	A	X			A		Plicapollis plicatus & hungaricus (Juglandaceae)
	VA		X				Plicatopollis platycaroides & sooi (Juglandaceae)
	P						Triatriopollenitesrurobituitus, aroboratus, rurensis (Myricaceae)
	P						Triatriopollenites pseudogranulatus (Myricaceae)
		X					Triatriopollenites conspicuus (Myricaceae)
	P	X	X		X		Triatriopollenites intermedius/rurensis (Myricaceae)
		X					Triatriopollenites hiatus (Myricaceae)
			P	X			Triatriopollenites granuleux (Myricaceae)
			X		X		Triatriopollenites sauerae (Myricaceae)
			X				Triatriopollenites belgicus (Myricaceae)
	X						Trivestibulopollenites betuloides (Betulaceae)
	P						Fraxinoipollenites variabilis (Oleaceae)
	P						Gallopollis minimus
		X					Subtriporopollenites sp. (MFOP pl.18) (Juglandaceae)
		X					Subtriporopollenites campbonensis (Juglandaceae)
	A	X			X		Subtriporopollenites constans (Juglandaceae)
	A			X	X		Subtriporopollenites anulatus (Carya ,Juglandaceae)
	X	X					Caryapollenites circulus (Juglandaceae)
		X	X	X	X		Caryapollenites triangulus (Juglandaceae)
		X			X		Compositoipollenites rizophorus (Iodes, Icacinaceae)
			P	X			Bombacidites egelnensis (Bombax, Bombacaceae)
				X			Bombacidites kettigensis (Bombax, Bombacaceae)
		X	X	X			Polyporopollenites stellatus (Pterocarya, Juglandaceae)
			X		X		Parsonsidites britannicus (Apocynaceae)
				X			Pseudospinaepollis pseudospinosus (Thymeleaceae)
	X			X			Thomsonipollis magnificus (R?)
		X	X	X	X		Polyporopollenites undulosus (Ulmus, Ulmaceae)
		X	X		X		Triporopollenites microcryloides/coryloides (Betulaceae)
							Intratriporopollenites pseudoinstructus & microreticulatus (Tiliaceae)
		X					Psilatricolpites parmularius (Eucommia, Eucommiaceae)
		X		X	X		Psilatricolporites kruschi (Nyssa, Nyssaceae)
					X		Psilatricolporites crassus (Pelliciera,Theaceae)
					X		Psilatricolporites cingulum fusus, pusillus (Castanea, Fagaceae)
		X	X	X	X		Scabratricolpites asper (Fagus, Fagaceae)
			X	X	X		Scabratricolpites araliaceoides (Araliaceae)
			X		X		Scabratricolpites crassiexinus
	X	X		X	X		Retitricolpites retiformis (Salix, Salicaceae)
					X		Striatricolpites gracistriatus (Acer, Aceraceae)
					X		Polycolpites helmstedtensis
		X					Tricolporopollenites feugeuri
	X						Tricolporopollenites chandlerae
	X	X					Tricoporopollenites pseudomanfeldensis (Kandelia? Rhizophoraceae)
					X		Scabratricolporites spp. (Hydrocotyle/Bupleurum, Apiaceae)
		X		X	P		Tcrp.cognitus (Theaceae?)
		X			X		Tcrp. cingulatus group (Fagaceae)
		X					Tcrp. sislebenensis
		X					Tcrp. Iliacus (Ilex, Aquifoliaceae)
		X					Tcrp. pseudocingulum (Rhus, Anacardiceae)
		X	X				Tcrp. cf. miniclavatus (Leea?, Leeaceae)
		X					Tcrp. Ombelliferae
		X					Tcrp. Cerceauae (Ombelliferae)
			X		X		Tcrp. Huangi (Euphorbia?, Euphorbiaceae)
					X		Rhoipites pisinnus (Anacardiaceae)
			X				Tricolporopollenites cingulus (Euphorbiaceae)
			X				Tricolporopollenites megaexactus (Cyrillaceae)
				X			Edmundipollis edmundi (Diplopanax, Cornaceae-Mastixiaceae)
			X				Tricolporites helmstedtensis (Rubiaceae)
		X					Tcrp. labatlani (Hamamelidaceae)
		X					Retitricoporites sp. cf. Rhus (Anacardiaceae)
			X				Retitricolporites crassiexinus (Celastraceae)
				X			Retitricolporites oleoides (Avicennia, Avicenniaceae)
					X		Retitricolporites striatoreticulatus (Caprifoliaceae?)
		X					Clavatricolporites iliacus(Ilex, Aquifoliaceae)
					X		Symplocospollenites orbis (fischer bed III) (Symplocaceae)
		X	X				Lymingtonia sp. (Nyctaginaceae)
		X		X	X		Tetracolporopollenites manifestus (Sapotaceae)
					X		Tetracolporopollenites boureaui (Sapotaceae)
					X		Porocolpopollenites vestibulum (Symplocos)
		X					Pentapollenites laevigatus (Simaroubaceae?)
					X		Pentapollenites pentangulus (Simaroubaceae?)
		X	A	X	VA		Sapotaceae spp.
					X		Orapollis postdamensis (Alismataceae?)
		X		X			Tetradopollenites callidus (Ericaceae)
		R	A	P			Classopollis (reworked)
	20%	**5%**	**16%**	**10%**	**16%**		**Undefined spores and pollen grains**

LEGEND	X: <1%	R: 1 to 3%	P: 3 to 10%	A: 10 to 20%	VA: > 20%
	FO	First occurrence			
	LO	Last occurrence			
		Key Species			
	D1 to D14 : Köthe & Piesker 2007; Köthe,2012				

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

Table A-3 : Pollen content of the coring samples KS 32A, KS 23A, KS 20A, KS 13A and KS 11A (TREMOR 2)

KS 32A

Palynofacies

The sample contains 40% of residual minerals, 30% of carbonized organic matter and 30% of organic matter and preserved palynomorphs. These later show a variable preservation according to their size. The dinocysts and the pollens smaller than 40 µm are whole, while the cysts are frequently broken or damaged. This explain the high number of undefined forms: 20% for the spores and pollens and 15% for the dinoflagellates cysts.

Biostratigraphic interpretation

The pollen associations of this sample are quite comparable to those described by Auffret and Gruas-Cavagnetto (1975) from samples taken at stations 4 and 6 in the same area. The percentages of pollen grains and spores are lower than those of dinocysts. The reworking of Jurassic and Cretaceous forms can reach 15%.

The most abundant pollen grains belong to the Juglandaceae (*Carya*, *Platycarya*, *Engelhardtia*) and then to the Pinaceae. Some warm forms of the Normapolles flora of the basal Ypresian remain, such as *Plicapollis pseudoexcelsus*, *Gallopollis minimus*, *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus*, *Thomsonipollis magnificus*. However, these levels of the London Clay correspond to a small cooler and less humid climatic episode than basal Ypresian and younger Cuisian formations. Thus, warm forms such as *Diporites* (Apocynaceae), *Bombax* and *Nypa*, which were still present in a mangrove environment at the base of the London Clay in the Newhaven section (Dupuis and Gruas-Cavagnetto, 1985), no longer exist at this time. These forms will reappear in the summit of the London Clay and in the Cuisian equivalent of the Wittering Formation of Hampshire. It is the same for the Varengeville section, where the basal clays contain a warm flora with elements known in the Sparnacian clays and lignites, but in a sedimentary environment that does not include mangrove forms (Gruas-Cavagnetto, 1970).

The association of dinocysts is typical of that of the London Clay, with its flock of abundant forms of *Spiniferites*, *Cordosphaeridium*, *Achomosphaera*, *Operculodinium*, *Nematosphaeropsis*, *Fibrocysta*, *Thalassiphora*, *Glaphyrocysta*, *Apectodinium* (Bujak *et al.*, 1980; De Coninck, 1990; Islam, 1983). The presence of Wetzeliellaceae and their rapid evolution during the Ypresian allows to cut this series of clays in units of time and to make correlations in the basins of Western Europe (W1 to W14 zonation of Chateauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978, and zonation of Costa and Downie, 1976, among others).

But the sample KS 32A contains only *Apectodinium*-like forms, which are very abundant in the series of lagoonal Thanetian and basal Ypresian, whose distribution can last until the summit of the Ypresian (Bujak *et al.*, 1980).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

The correlations of all the forms of this sample with the sites 4 and 6 described by Auffret and Gruas-Cavagnetto (1975), and the presence of *Dracodinium simile* in these two sites make it possible to attribute a similar age to the sample KS 32A, that is to say corresponding at least to the base of the zone W4 (Chateauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978; Costa and Downie, 1976; Köthe and Piesker, 2007). The presence of foraminifers allows to correlate these levels with the Varengeville Formation and the base of the London Clay (Gruas-Cavagnetto and Bignot, 1985).

The base of the zone W4, reported in the zone NP10 by Costa and Downie (1976) in the Hampshire, is located in the Laon Sands of the Paris Basin, eg. at 73 m in the Cuise-la-Motte borehole (Blondeau *et al.*, 1976) and therefore in the zone NP11 (Aubry, 1983). In Belgium, *Dracodinium simile* characterizes the zone D7 which is located in the Vlaanderen clays, at the bottom of the Ieper clay (De Coninck, 1990) and correlated with the Orchies and Roubaix clays, mainly in the zone NP11 (Steurbaut, 2006). In the North Sea, the base of the *Dracodinium simile* zone is older and located at the boundary between NP10 and NP11 (King, 2016). Finally, in northern Germany, Köthe (2012) reports it in the zone D7a, at the base of NP11.

KS 23A

Palynofacies

The Palynofacies includes 20% of residual minerals, 15% of vitrinite (charred plant debris), 30% of lignite and cuticular debris, 35% of palynomorphs (spores, pollens and various algae). The conservation of spores, pollen grains and dinoflagellate cysts is good.

Biostratigraphic interpretation

The spores are abundant and belong mainly to the family of Schizeaceae (tropical forms *Lygodium*, *Aneimia*, *Mohria*, for the most important ones). The pollen grains are varied. The best represented forms are Juglandaceae (*Platycarya*, *Engelhardtia*, *Carya*), Cupressaceae-Taxodiaceae, Pinaceae (*Pinus* and *Cathaya*), Fagaceae (*Quercus*) and ancestral forms of Myricaceae, Rhoipteleaceae.

This sample includes residual megatherm forms of vegetation known in the Paleocene and Lower Eocene, such as *Interpollis supplengensis*, *Pistillipollis macgregorii*, *Nudopollis endangulatus*, *Pompeckjoidaepollenites peneperfectus* and *Diporites spp*. Palm trees are also well represented by the genera *Sbal* and *Phoenix*. The *Pentapollenites* genus represented by two forms prefigures, during the Lutetian, the development that will culminate in the Upper Eocene (Gruas-Cavagnetto, 1976a, 1976b).

On the stratigraphic level, the very gradual evolution of vegetation since the Lower Eocene does not allow to establish a precise stratigraphy from the spore and pollen contents.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

However, the gradual disappearance of ancestral forms since the Upper Cretaceous and the climate fluctuation are temporal indicators that are synchronous in the Paleogene basins of Western Europe (PETM to MECO in King, 2016; Steurbaut *et al.*, 2015). Thus, the sporo-pollenic association of the KS 23A sample is posterior to a hot and humid phase, with the development of a mangrove, which is located in the Upper Ypresian and found in the Upper Cuisian of the Paris Basin (Gruas-Cavagnetto, 1970) and of the Eastern English Channel (Auffret and Gruas-Cavagnetto, 1975) or from the sands of Aalter in Belgium (Roche, 1982). It can be correlated with the Brussels Sands base corresponding to the zone IVc (Roche in Schuler *et al.*, 1992), with the Trinidad-Porhoët levels in Brittany (Ollivier-Pierre, 1980) and with the Fisher beds VI and VII in the Hampshire (Gruas-Cavagnetto, 1976a). All these formations are included in the upper part of the zone NP14 and at the base of the Lutetian.

The dinocysts confirm the stratigraphic position of this level. The presence of *Phthanoperidinium comatum*, *Enneadocysta arcuata*, *Adnatospaeridium vittatum*, *Eocladopyxis peniculatum* and *lanternosphaeridium lanosum* allows to correlate this level with the base of the coarse limestone of the Paris Basin ("Pierre à Liards"; Soncini in Schuler *et al.*, 1992; Masure and Riveline, 1998, reviewed by Chateauneuf and Cavelier, 2018). It is located at the top of the Wetzeliellaceae zone W7 at *Charlesdowniea rotundata* (Chateauneuf and Gruas-Cavagnetto 1978). Unfortunately, the facies, not favorable to the deposition of these forms, did not make possible the identification this marker in the association of dinocysts. More or less synchronous occurrence levels of most of these forms can be discussed in the basins of Western Europe. However, all the biostratigraphs working on the dinocysts scales agree on the diagnosis of *Enneadocysta arcuata* and on its appearance in the lower part of the Lutetian (Bujak, 1976).

In the Paris Basin, *E. arcuata* appears in the "Pierre à Liards" (Masure and Riveline, 1998), that is to say at the NP14-NP15 limit (Briais, 2015). In the Hampshire, its onset is later and is in the biozones B4 (Bujak *et al.*, 1980), base of the zone VIII (Fisher, 1862) in the March Farm Formation at the top of the Earnley Division (King, 2016), which is included in the MP15. This form is absent in the levels of the Upper Cuisian studied by Auffret and Gruas-Cavagnetto (1975) in the stations 8, 9, 10 and 11.

In Belgium, *E. arcuata* is reported in the Lede sands by De Coninck (1985), sands which are attributed to the zone NP15 (Steurbaut, 1998, 2006). Finally, in northern Germany, the appearance of *E. arcuata* is located at the base of the zone D9b2, at the base of the zone NP15 (Köthe, 2012), and in the North Sea, it appears earlier (NP14b) in neritic deposits according to King's correlation tables (2016).

KS 20A

Palynofacies

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

The residue is composed of 30% of vitrinite, 20% of dispersed plant material and 50% of palynomorphs. The plant material and palynomorphs are damaged, explaining the large amount of undefined pollen grains and dinocysts.

Biostratigraphic interpretation

The *Pteridophyte* spores are varied but less abundant than in the previous sample. The ancestral flora (*Normapolles*) on the other hand is identical to that of the KS 23A sample, while the percentages of palm and Sapotaceae increase significantly. This megatherm flora (*Bombax*, Apocynaceae) is associated with a return of the mangrove with the *Nypa* palm, the *Pelliciera* and the *Parsonsidites* genus, reported in England in the Bournemouth freshwater beds (Gruas-Cavagnetto, 1976a).

The reworked flora is very present (15%), in the form of *Classopollis* grains (Cheirolepidaceae) from the Upper Jurassic. The dinocysts, very damaged, are very rich in *Apectodinium homomorphum* and *parva* but also in various forms of the genus *Spiniferites*.

The forms of Wetzeliellaceae are very well represented with *W. articulata*, *Dracodinium similis*, *Charlesdowniea Coleothrypta*, *Ch. rotundata* and *Ch. faciata*. In the Paris Basin, the last form of Wetzeliellaceae undeniably marks the entry in the W8 eponymous zone (Chateauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978).

Among the forms with a stratigraphic value, we note the presence of *Enneadocysta arcuata*, *Turbiosphaera galatea*, *Areoligera sentosa/tauloma*, *Phthanoperidinium resistente* and *levimurum*, and *Glaphyrocysta intricata*. This last form appears in the Royal Bank of the Paris Basin (NP 15) and in similar levels in Belgium (Lede sands, according to De Coninck, 1985), but it appears later in England (base of the Biozone B5; Bujak *et al.*, 1980) where it corresponds to the Fisher Beds XVIII and XIX of the Selsey Formation's summit.

KS 13A

Palynofacies

The palynofacies is composed of an abundant vitrinite fraction and a scattered and rare organic matter with microforaminiferous cells.

Biostratigraphic interpretation

The associations of spores and pollens are very similar to those of the previous sample with a major paludal component, where the mangrove is well represented by the *Nypa* palm, the *Avicennia* and *Pelliciera* genera. In the backcountry, we find a great diversity of Palm trees (*Phoenix*, *Sabal*, *Calamus*) and tropical forms such as *Bombax* (Baobabs, Kapok trees), Apocynaceae, and the last ancestral Myricaceae.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

The association of dinocysts is also very close to that of sample KS 20A. It is dominated by the genera *Cleistosphaeridium*, *Spiniferites* and *Homotryblium*. The genus *Apectodinium*, very abundant since the Sparnacian, decreases sharply and disappears in passing in the Upper Eocene. The group Wetzeliellaceae includes, besides the genus *Apectodinium*, the following forms: *Dracodinium varielongitudis* and simile, *Wetzeliella meckelfeldensis*, *articulata*, *Charlesdowniea coleothrypta* and *Ch. fasciata*.

The stratigraphic level of these two samples KS 20A and KS 13A can be correlated with the Paris basin Royal Bank or "Banc de roche" limestones (Zone W8 of Chateauneuf and Gruas-Cavagnetto, 1978). It can be also correlated with the top of the Hampshire biozone B4 (Bujak *et al.*, 1980), the biozone D9b2 (Köthe, 2012) in Germany and the Lede Formation (De Coninck, 1985; Steurbaut, 2006) in Belgium.

KS 11A

Palynofacies

The organic matter of the KS11A level is scarce and the palynomorphs are mostly broken or damaged, hence the large number of indeterminate forms.

Biostratigraphic interpretation

The content of spores and pollen grains is dominated by Juglandaceae (*Platycarya*, *Engelhardtia* and *carya*) and Sapotaceae. Then, and in decreasing order, we find spores of Polypodiaceae, Schizeaceae, Pinaceae, Palmae, Cupreassaceae, Pelliciera and Sparganiaceae. The ancestral Myricaceae have declined markedly in diversity and number of forms. There remains *Plicapollis pseudoexcelsus*, which will disappear during the Bartonian. The appearance of *Retiovoipollis loburgensis* is remarkable in this association. It is the precursor of the group which will take a big development in the Auversien with giant forms such as *R. parisiensis* in the Paris basin and in the English Channel (Chateauneuf, 1980; Auffret and Gruas-Cavagnetto, 1975).

R. loburgensis is reported in the Upper Lutetian of Campbon in Brittany (Ollivier-Pierre, 1980) dated from the Biarritzian and in the Upper Lutetian of Bouxwiller in Alsace (Schuler, 1988).

Among the dinocysts, the forms of the genus *Apectodinium* become rare. The most significant forms for the stratigraphic interpretation of this level are:

- *Phthanoperidinium levimurum*, whose appearance is in zone B5 (Eaton, 1976);
- *Phthanoperidinium resistente*, *Areoligera tauloma*, whose disappearances occur at the top of the zone D9 (Köthe and Piesker, 2007);
- *Glaphyrocysta spineta*/*vicina* whose distribution does not exceed zone D9b (Köthe and Piesker, 2007).

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

The Wetzeliellaceae are well represented with: *Charlesdowniea coleothrypta* and *fasciata*, *W. articulata* and especially *W. aff. articulata* sensu Chateauneuf and Gruas-Cavagnetto (1978), which materializes the onset of the biozone W9 in the Paris basin and whose range lasts up to the Auversian. The presence of this marker associated with the first occurrences of *Retiovoipollis loburgensis* support the correlation of this sample with the "Falun de Foulangues" of the Paris basin, at the base of the NP16 calcareous nannofossil zone.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

Annexe C : Description des cartes d'isoprofondeurs

Carte d'isoprofondeurs du Thanétien

La carte d'isoprofondeurs de la surface T1 (figure A-6) met en évidence le synclinal E-W dans la partie la plus à l'ouest du bassin, et son caractère asymétrique. L'augmentation de la profondeur est en effet plus rapide au niveau du flanc nord du synclinal qu'au niveau du flanc sud.

Plus à l'est, entre les méridiens 0°45'E et 1°00'E, le linéament marron et jaune E-W souligne un anticlinal, également marqué cartographiquement par une avancée du Crétacé Supérieur vers l'ouest.

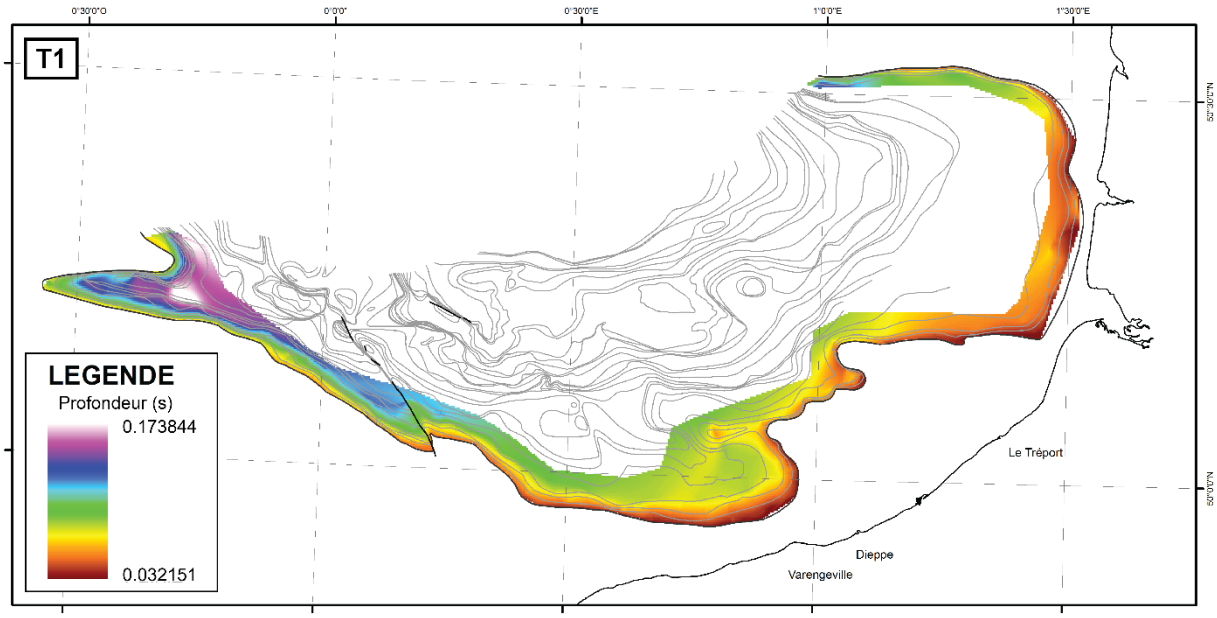


Figure A-6 : Carte d'isoprofondeurs de la surface T1 résultant de l'interpolation par voisins naturels des valeurs de profondeurs entre les lignes sismiques.

Cartes d'isoprofondeurs de l'Yprésien

Parmi les cartes d'isoprofondeurs réalisées pour les surfaces yprésiennes, celle de la surface T3 est particulièrement intéressante. En raison de la très forte amplitude de cette surface en sismique, elle est corrélable sous le premier voire le deuxième multiple, ce qui permet de la suivre sur une grande étendue géographique (figure A-7). D'après la carte d'isoprofondeurs de T3, l'axe de l'anticlinal E-W décrit à partir de la surface T1 tourne vers une direction WNW-ESE. Dans le prolongement plus à l'ouest, autour du méridien 0°30'E, on retrouve un anticlinal ayant une direction N100°-N110°, marqué par des couleurs bleu ciel à vert. Cet anticlinal est associé à un synclinal de même direction situé juste au sud, et marqué par du bleu foncé.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

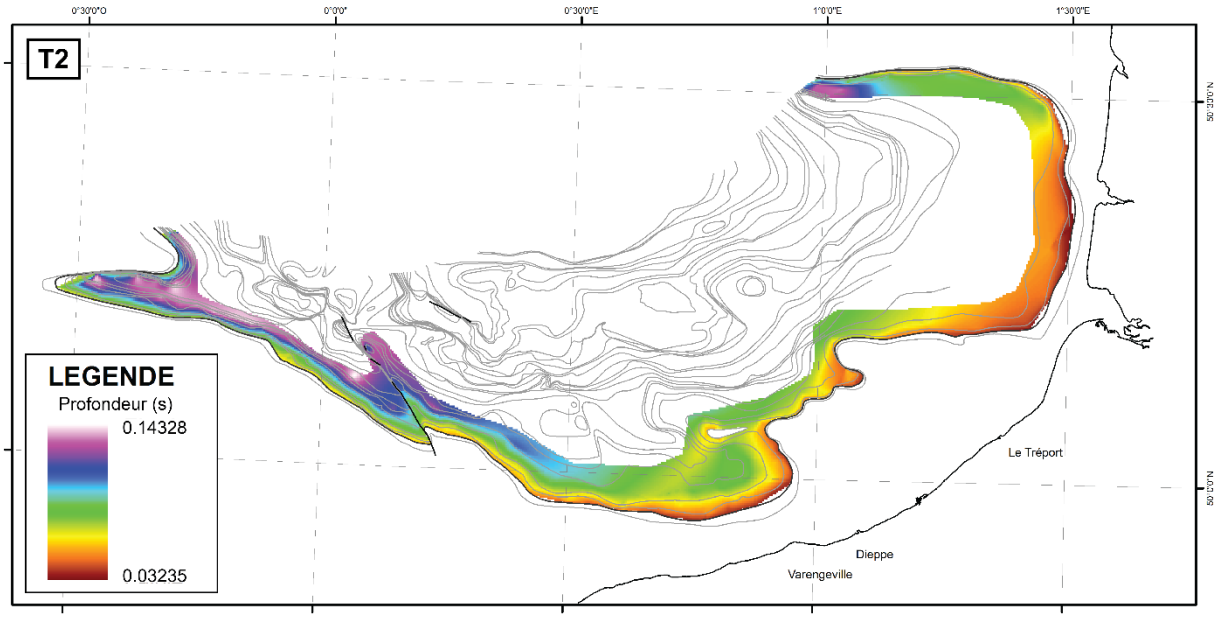
Celui-ci se prolonge vers le SE jusqu'au 50ème parallèle nord au niveau d'une avancée de l'Yprésien vers l'est.

Dans la partie orientale du bassin, la carte d'isoprofondeurs de T3 ne fait pas ressortir de structures majeures, mais elle souligne cependant un flanc nord plus raide qu'à l'est ou au sud du bassin.

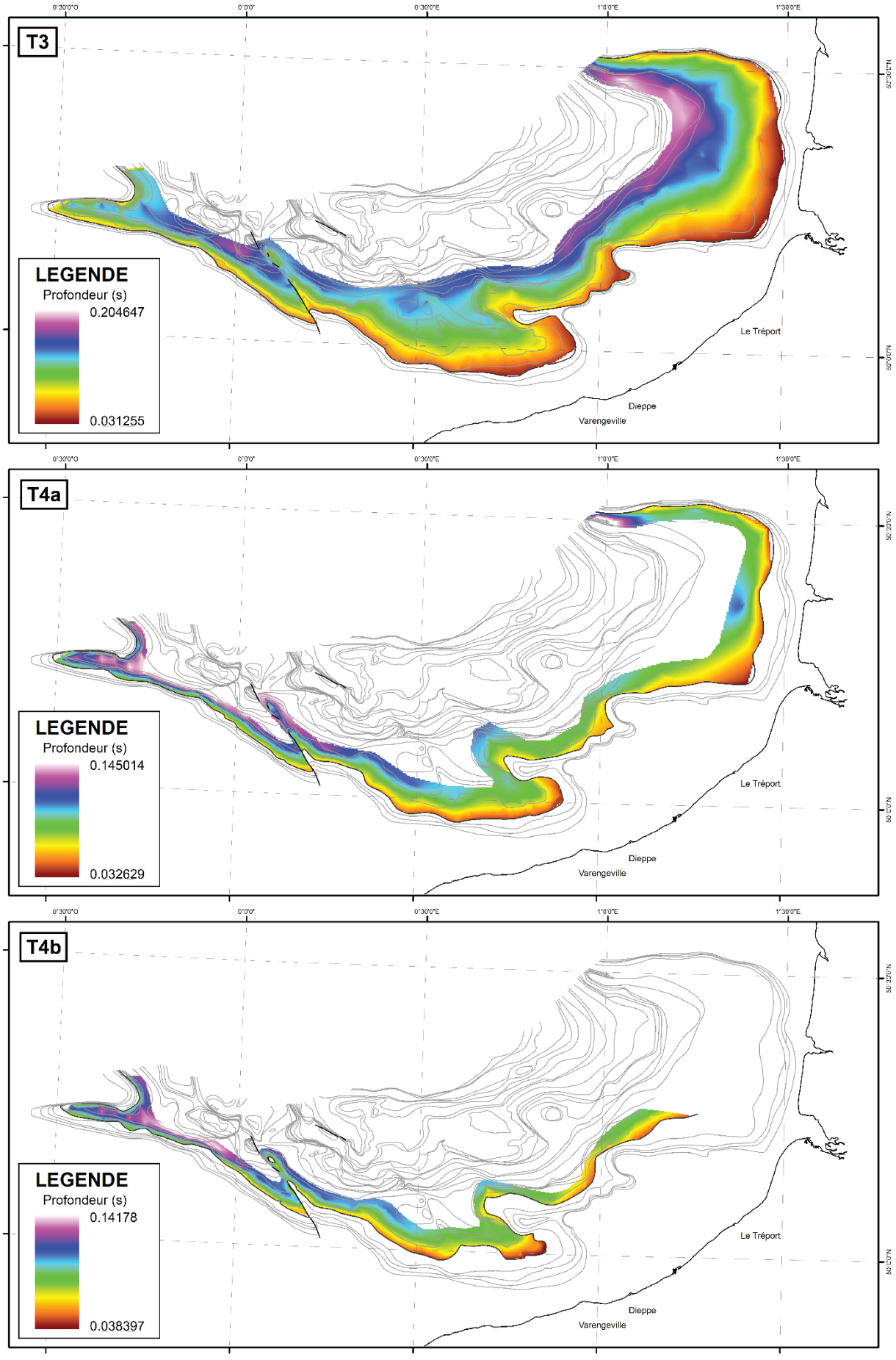
A l'ouest du bassin, le synclinal E-W mis en évidence par la carte d'isoprofondeurs de T1 est également souligné par les cartes des surfaces T2 à T6 (figure A-7). Ces cartes révèlent aussi un anticlinal et un synclinal localisés de part et d'autres (respectivement au NE et au SW) de la structure faillée N140° située au niveau du méridien 0°10'E.

Au niveau du méridien de Greenwich, plusieurs cartes font ressortir deux plis orientés WNW-ESE. Les cartes d'isoprofondeurs des surfaces T5 et T6 montrent en vert une diminution de la profondeur correspondant à un anticlinal. Au sud-ouest de cet anticlinal, les isoprofondeurs des surfaces plus jeunes T7 à T10 montrent au contraire une augmentation de la profondeur selon un axe N100°, qui correspond à un synclinal.

Les cartes d'isoprofondeurs des surfaces T9 et T10 soulignent un soulèvement en forme de dôme au niveau du méridien 0°50'E. Cette structure s'intègre dans un anticlinal NW-SE marqué par une diminution de la profondeur selon un axe de même direction.

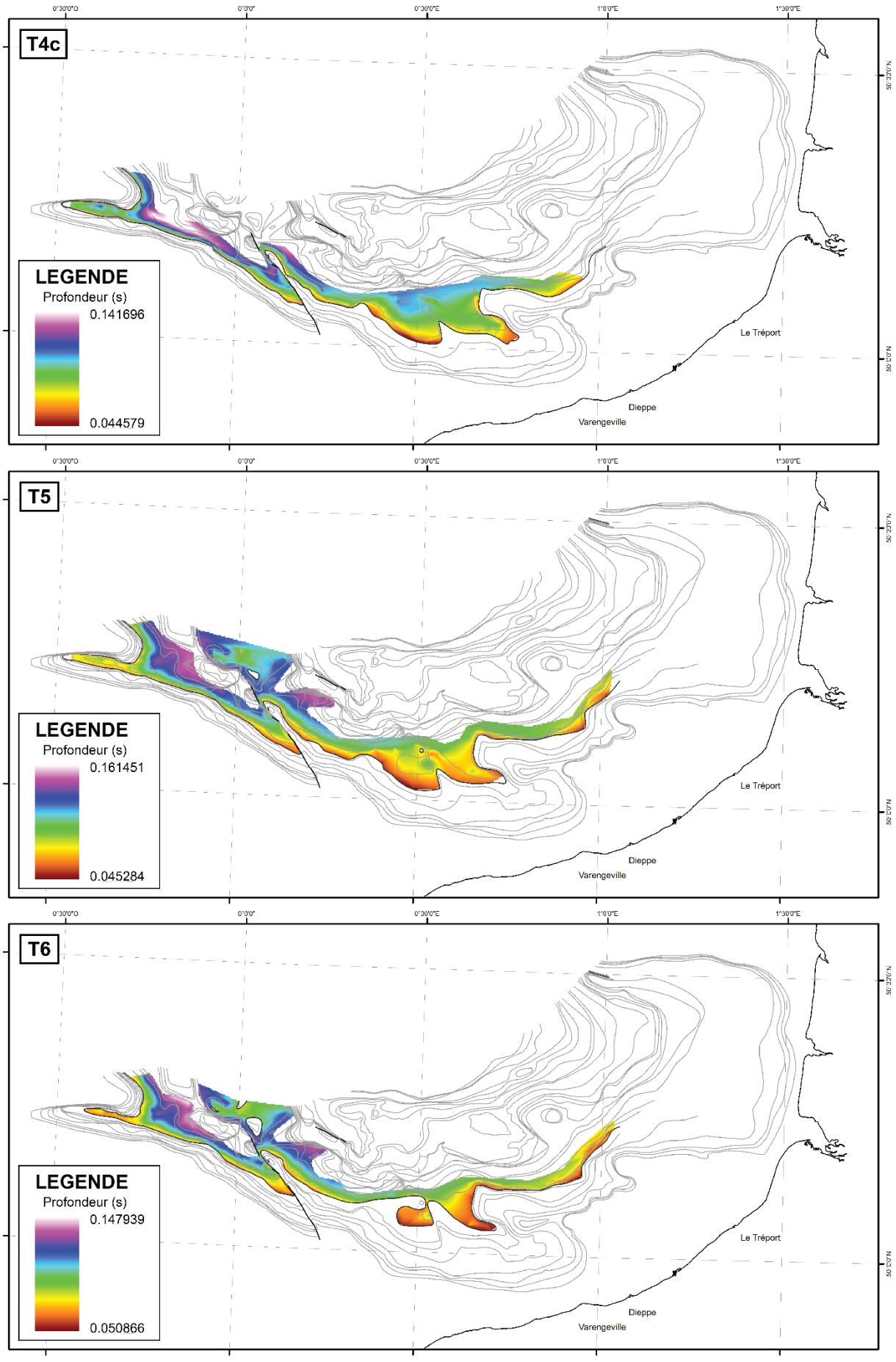


© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr



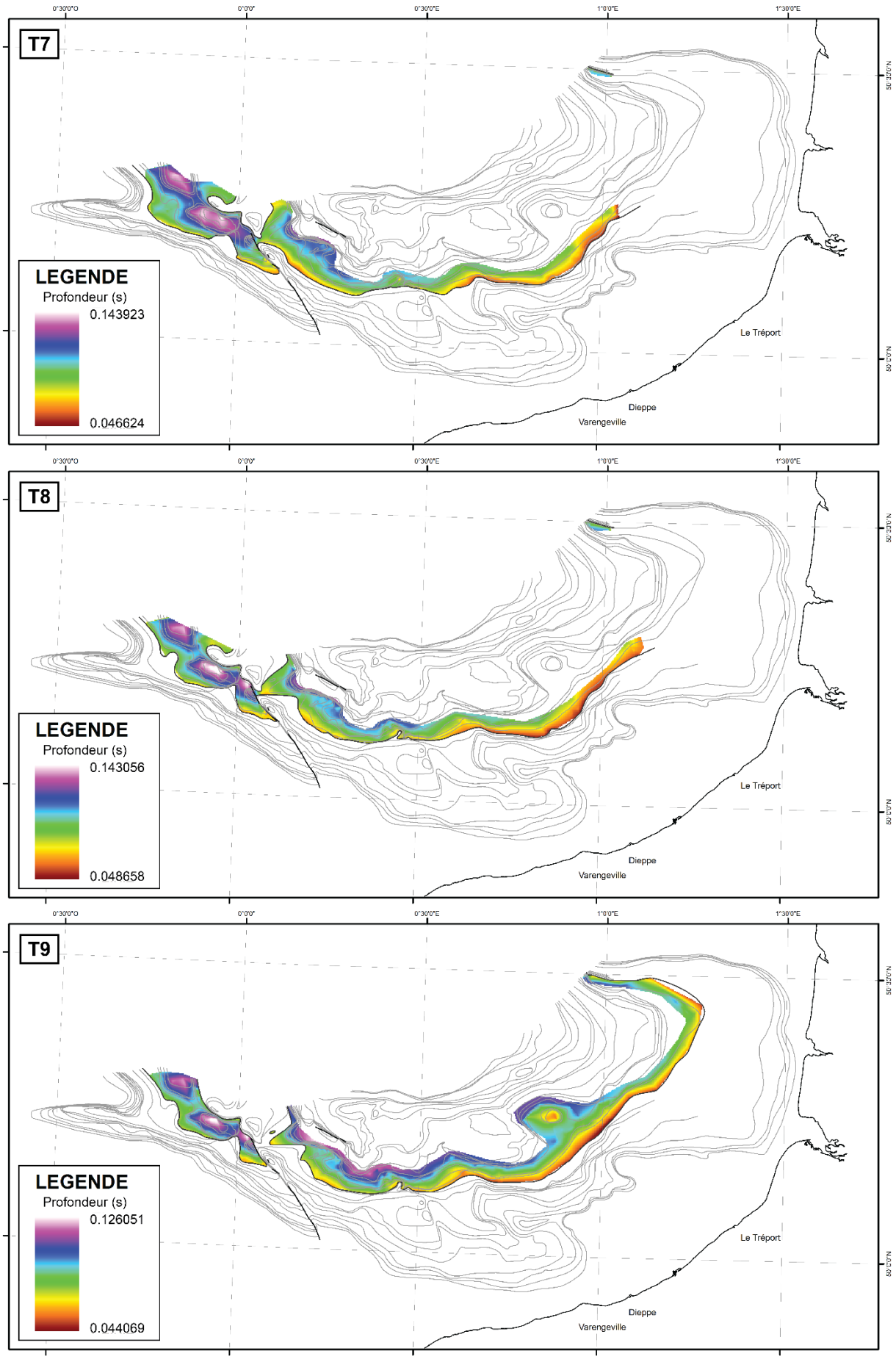
© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr



© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr



© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

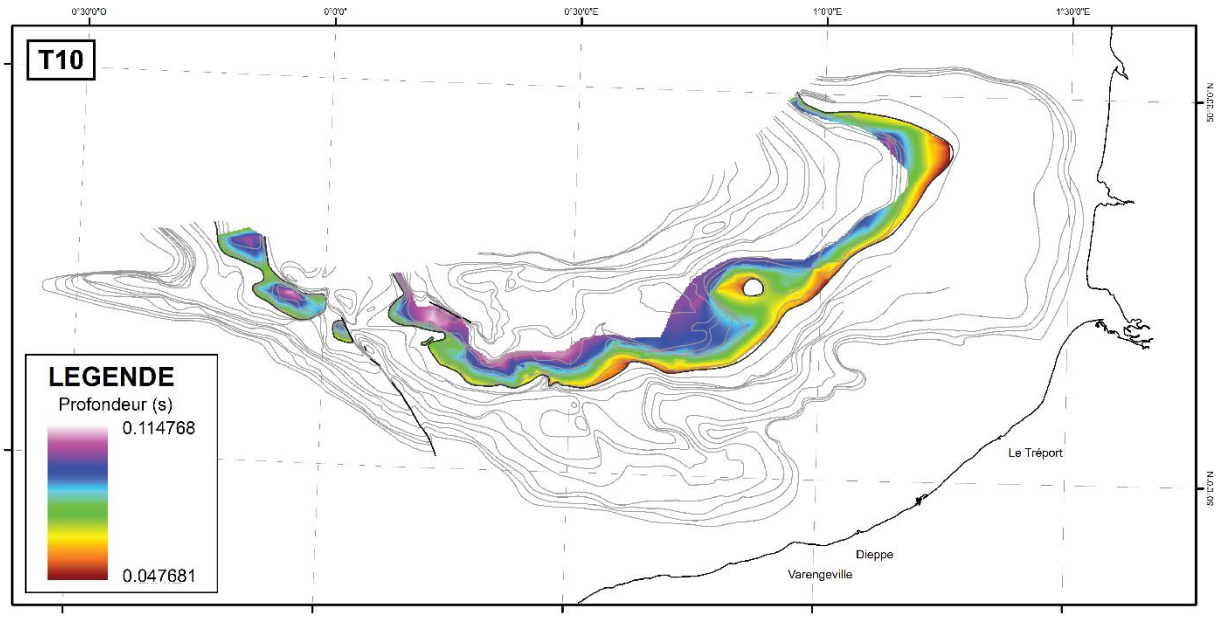


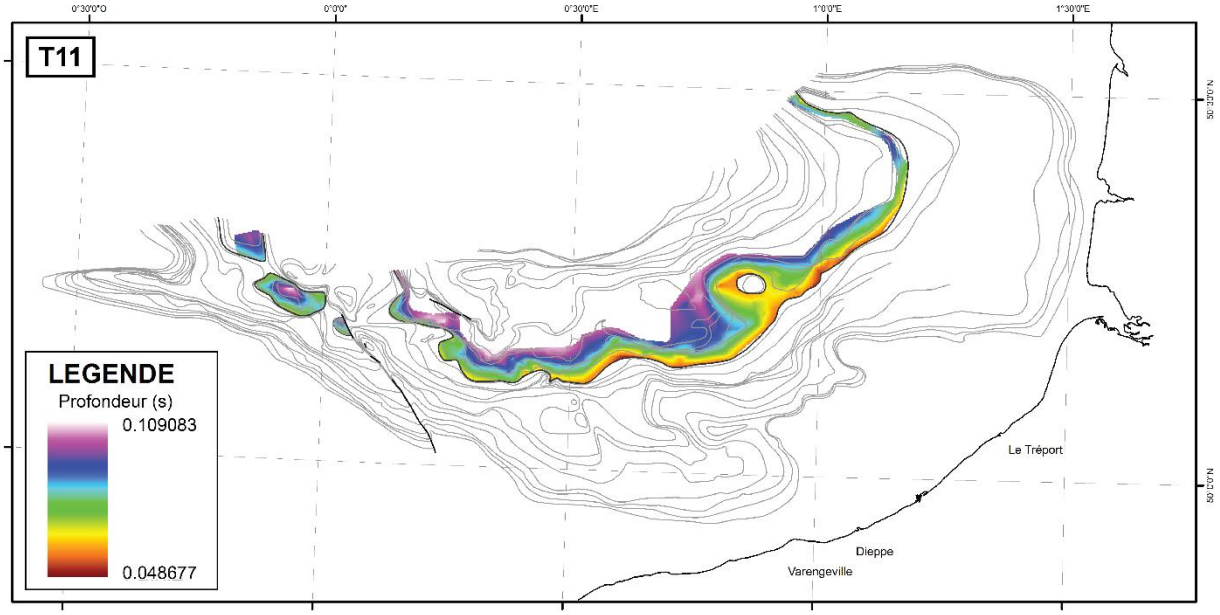
Figure 4-7 : Cartes d'isoprofondeurs des surfaces T2 à T10 résultant de l'interpolation par voisins naturels des valeurs de profondeurs entre les lignes sismiques. Ces surfaces sont d'âge Yprésien.

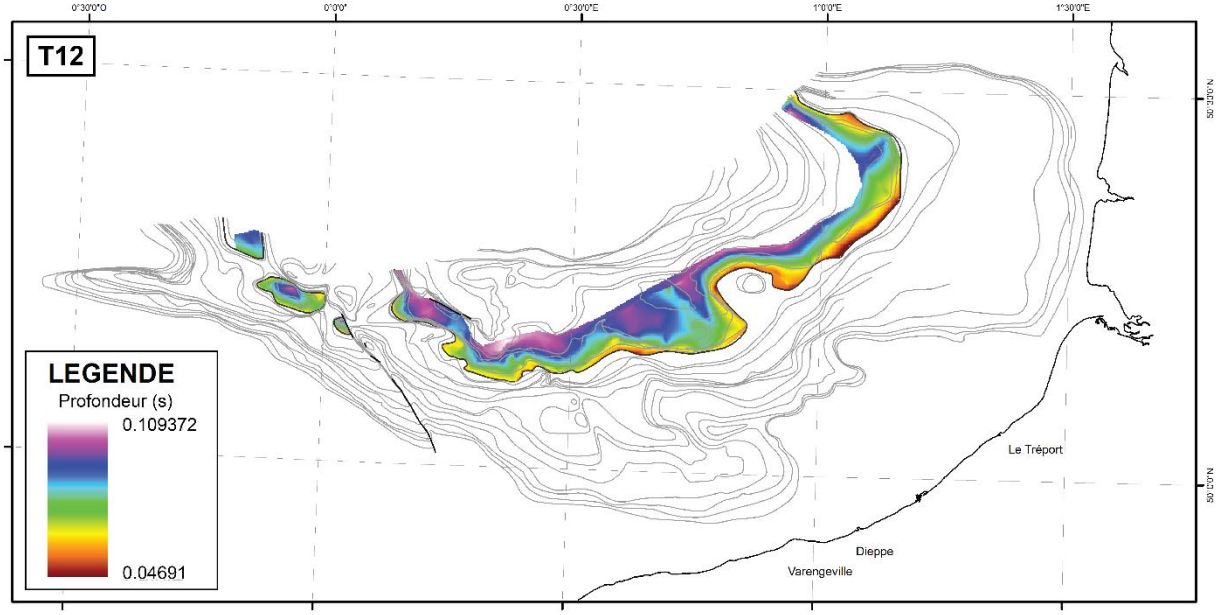
Cartes d'isoprofondeurs du Lutétien

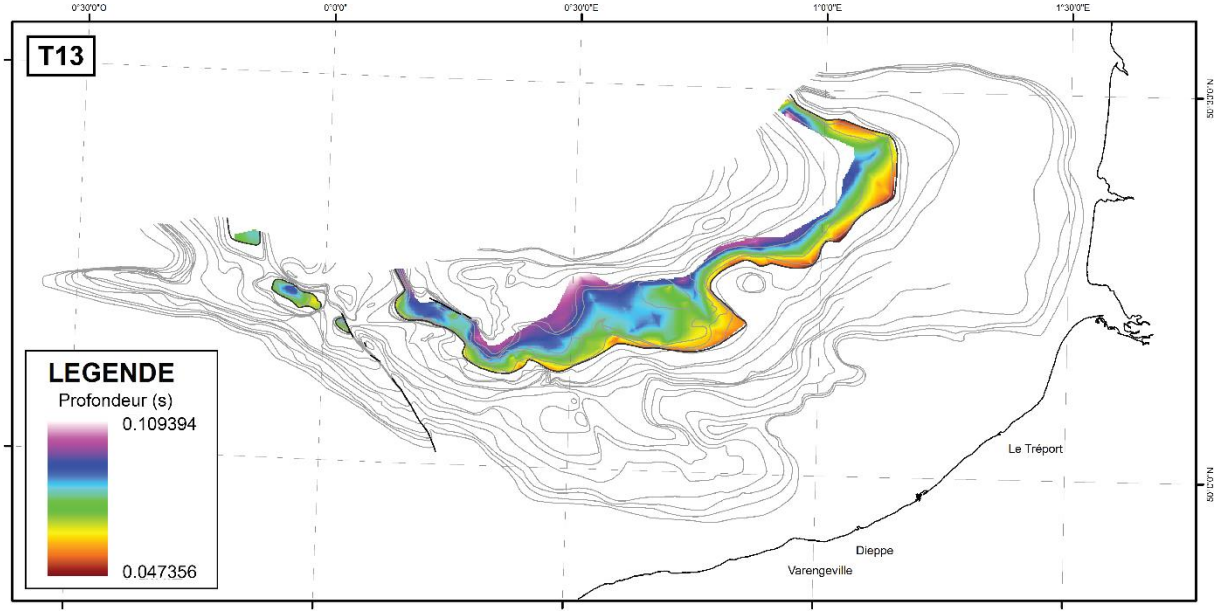
Les cartes des surfaces T11 à T15 (figure A-8) mettent également en évidence l'anticlinal NW-SE au niveau du méridien 0°50'E et le synclinal N100° juste à l'ouest du méridien de Greenwich. Elles soulignent également une série d'anticlinaux et de synclinaux d'orientation NW-SE entre les méridiens 0°15'E et 0°45'E.

Dans la partie orientale du bassin, les cartes d'isoprofondeurs des surfaces lutétiennes montrent une augmentation localisée de la profondeur suivant un axe orienté environ N80°, au niveau du parallèle 50°25'N. Ceci traduit la présence d'un synclinal de forte amplitude.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr







© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

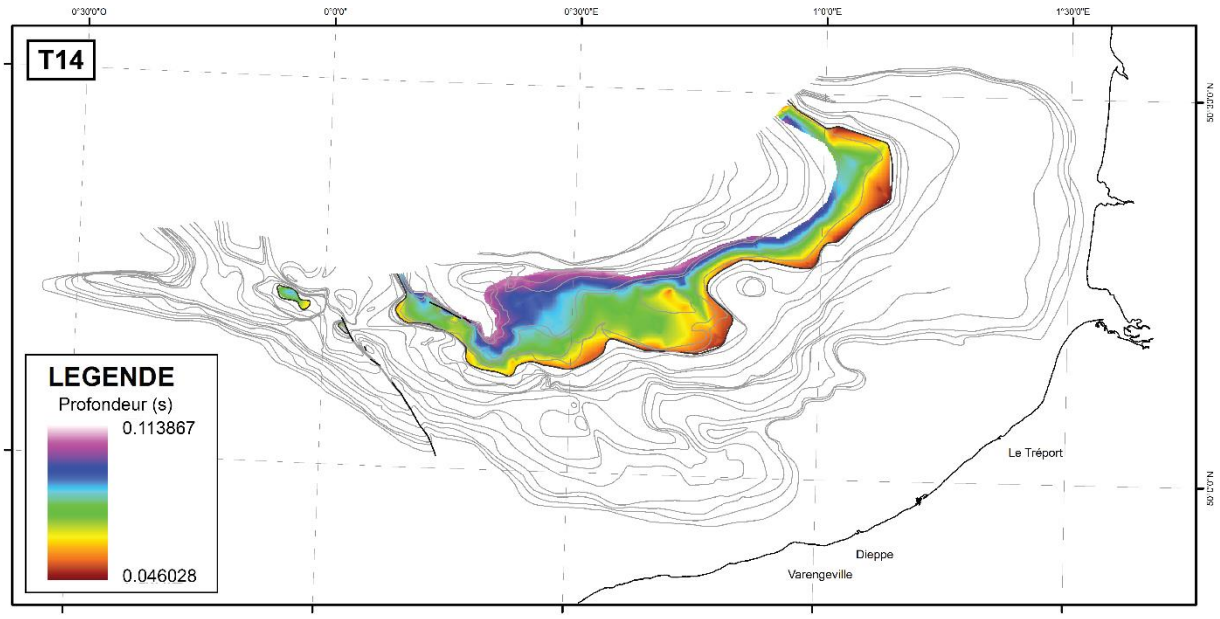


Figure 4-8 : Carte d'isoprofondeurs des surfaces T11 à T14 résultant de l'interpolation par voisins naturels des valeurs de profondeurs entre les lignes sismiques. Ces surfaces sont d'âge Lutétien.

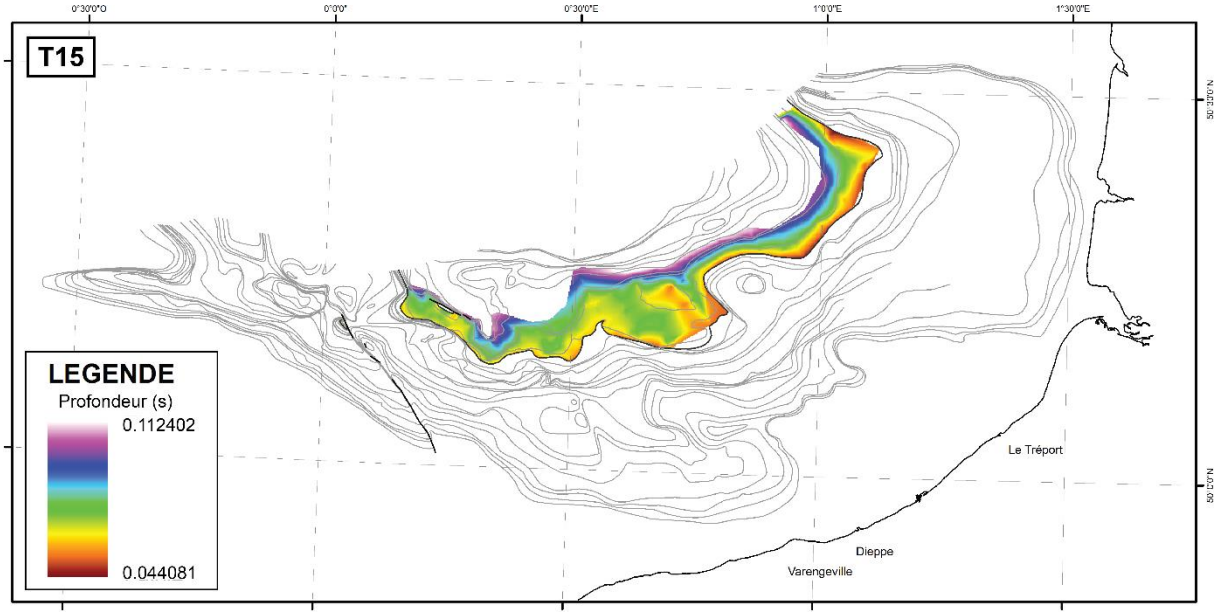
Cartes d'isoprofondeurs du Bartonien

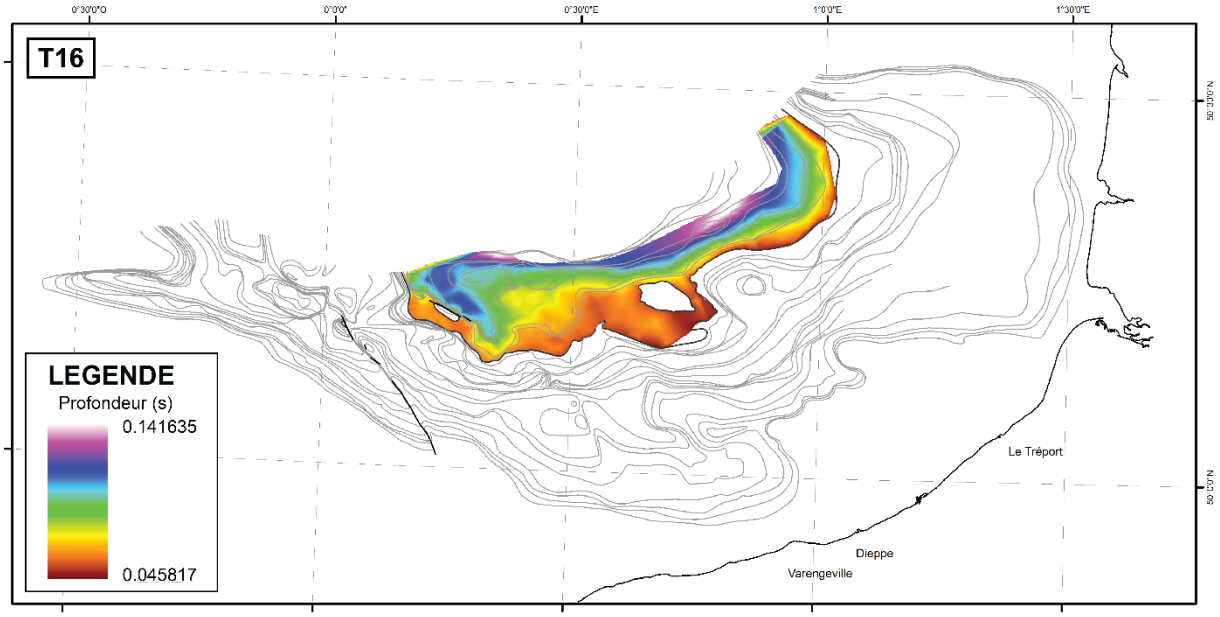
Parmi les cartes d'isoprofondeurs des surfaces bartoniennes (figure A-9), celles des surfaces T15 à T21 permettent de repérer plusieurs plis orientés NW-SE. Une structure ressort plus particulièrement sur ces cartes, au niveau du méridien 0°15'E : un synclinal NW-SE se caractérise par une profondeur élevée et qui reste constante en se déplaçant vers le sud-est. Ce synclinal permet la préservation de séries bartoniennes sur une petite dizaine de kilomètres vers le SE au niveau des surfaces T19, T20 et T21. Ces mêmes cartes soulignent également un anticlinal d'orientation similaire au nord-est du synclinal.

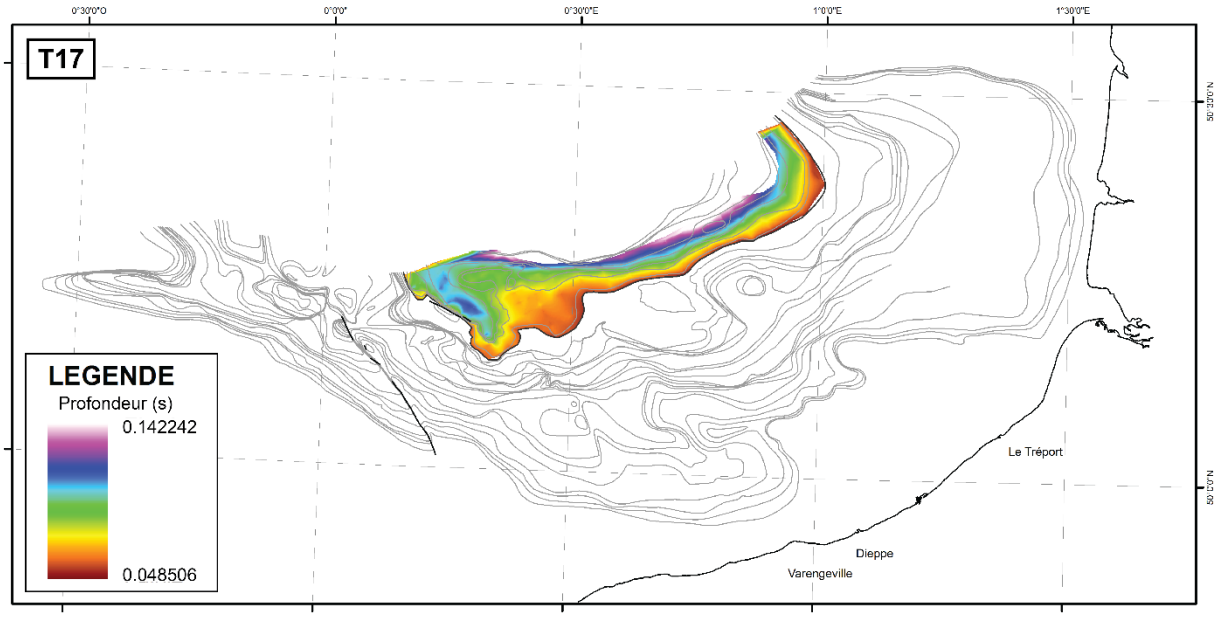
Enfin, dans la partie orientale des séries bartoniennes préservées, un synclinal E-W est mis en évidence par la cartographie des unités sismiques et par une augmentation localisée de la profondeur au niveau du parallèle 50°25'N, particulièrement visible sur les cartes des surfaces T15 et T18. Juste au sud de cette structure (parallèle 50°25'N), un autre synclinal peut être caractérisé, à partir d'observations similaires, mais selon un axe proche de N110°.

La faible étendue des cartes d'isoprofondeurs des surfaces T22 à T25 ne permet pas de distinguer de structures plissées.

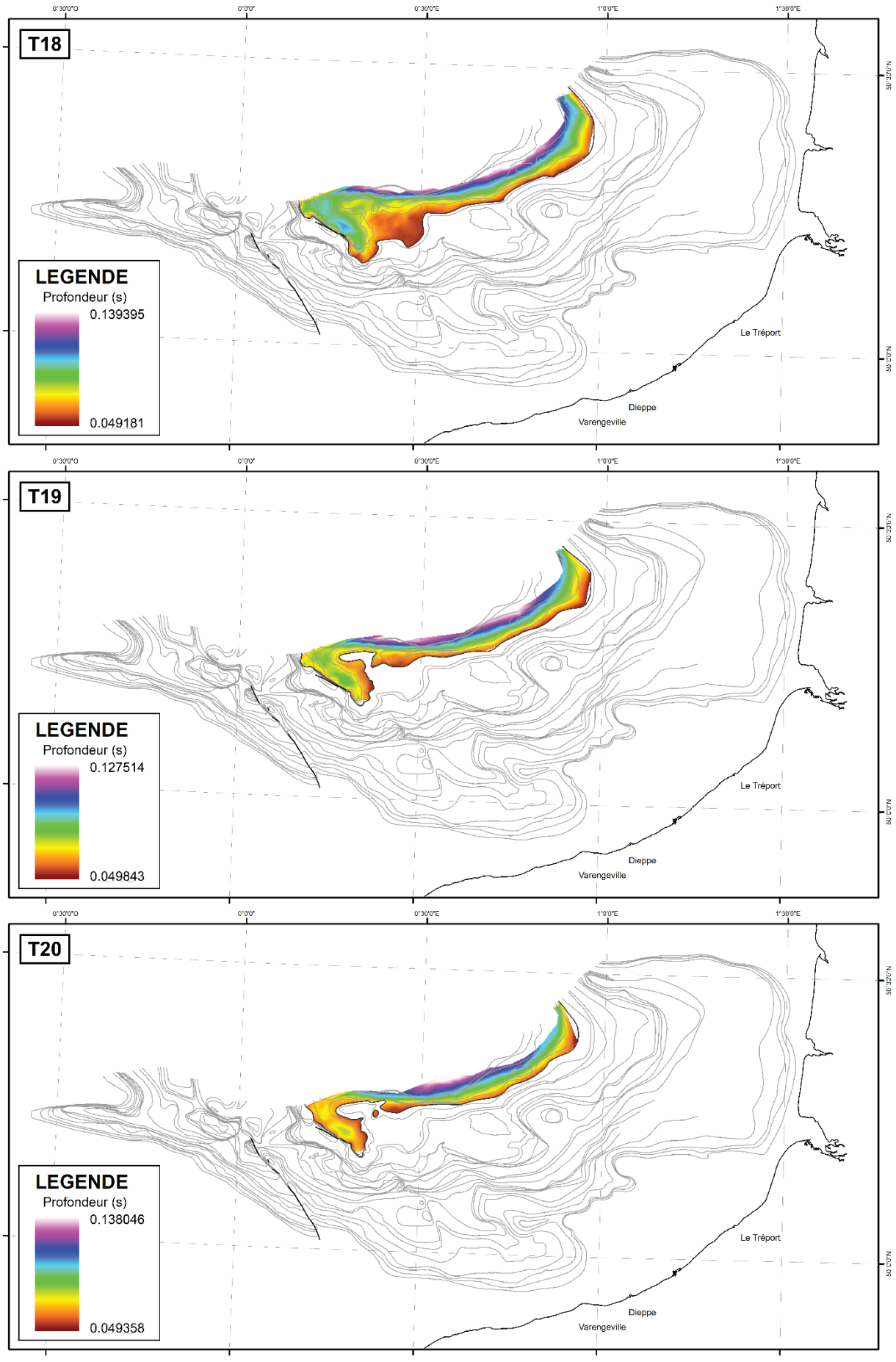
© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr





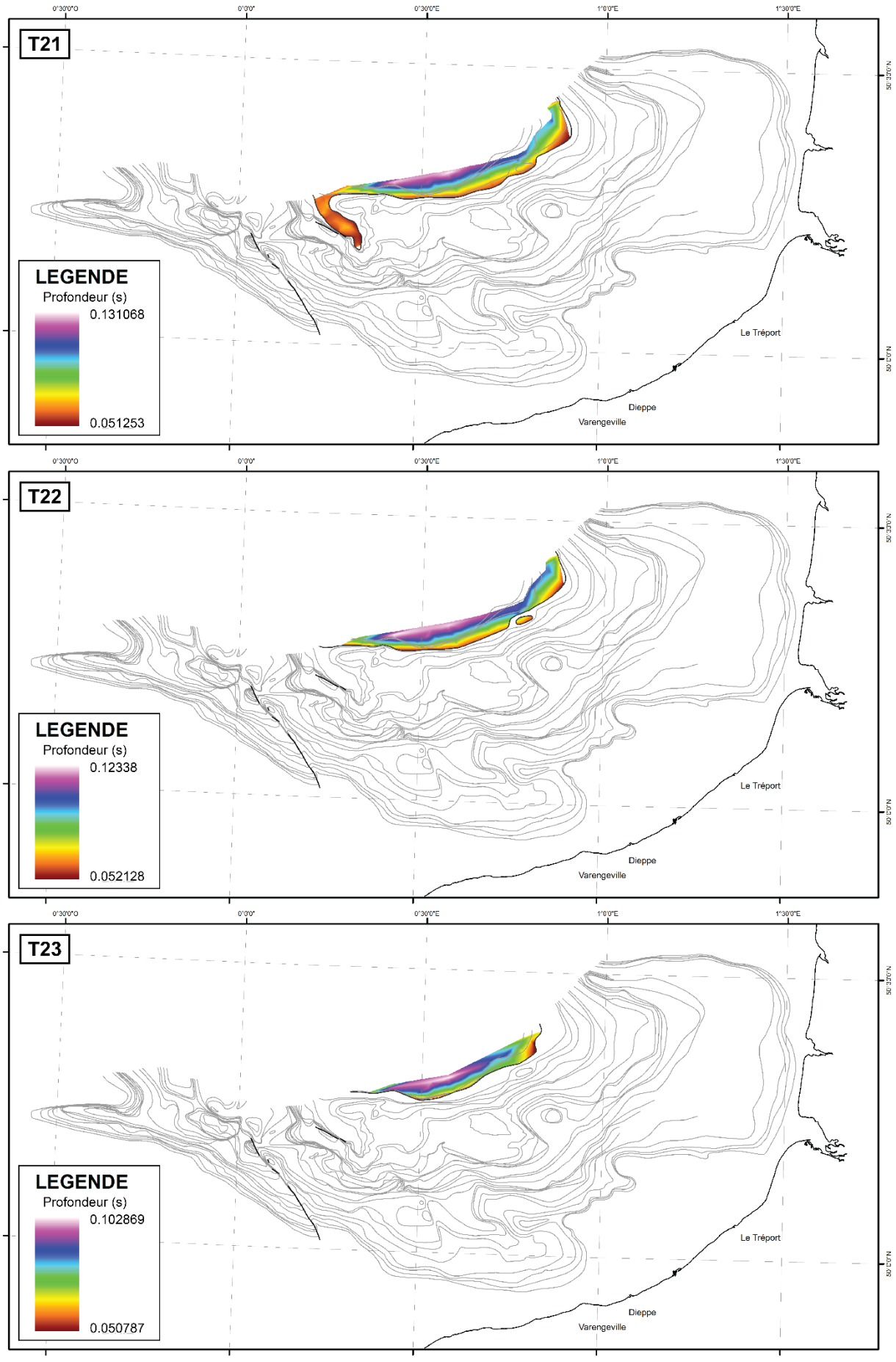


© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr



© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr



© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

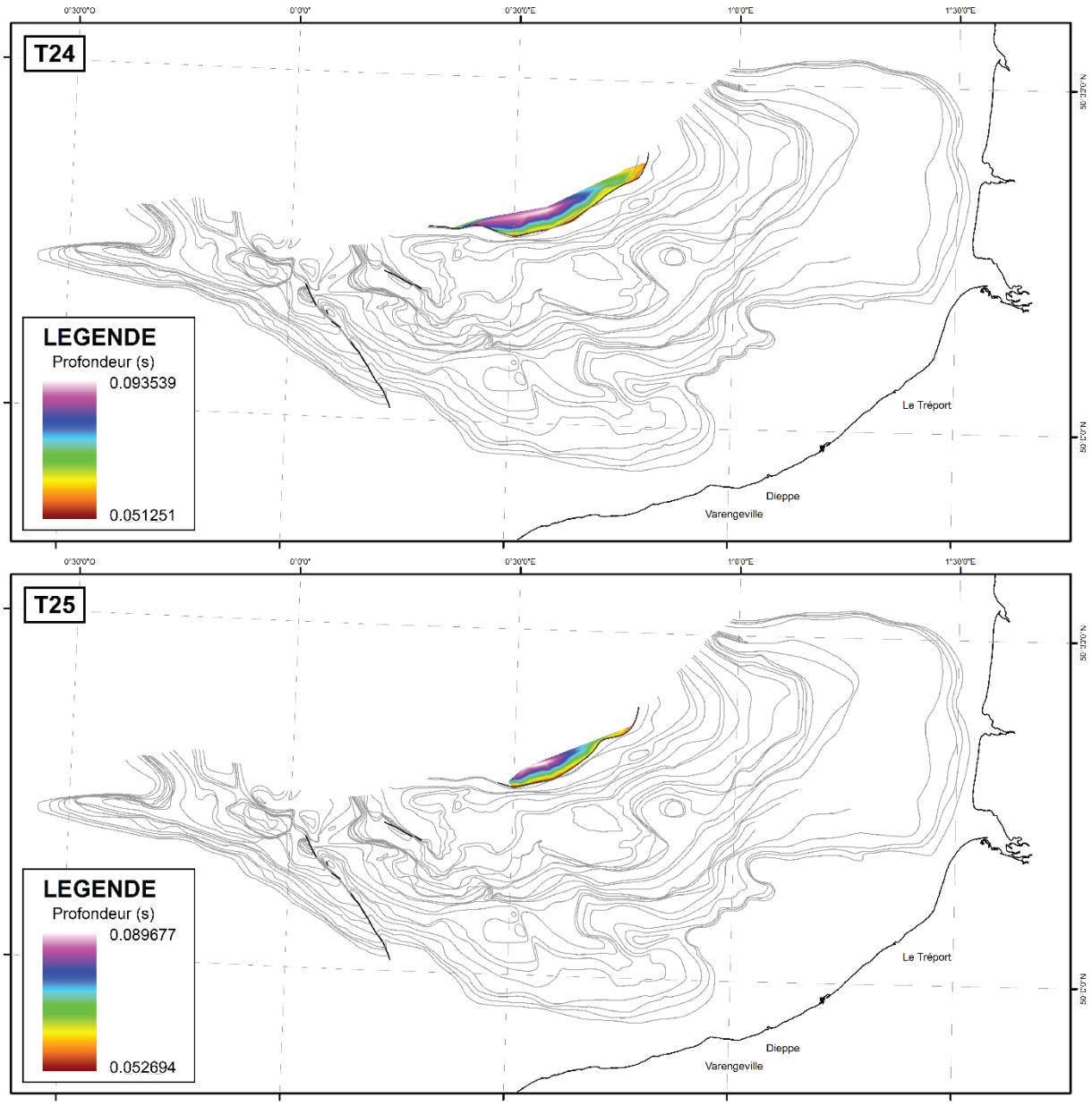


Figure 4-9 : Carte d'isoprofondeurs des surfaces T15 à T25 résultant de l'interpolation par voisins naturels des valeurs de profondeurs entre les lignes sismiques. Ces surfaces sont d'âge Bartonien.

© 2018 Tous droits réservés.
lilliad.univ-lille.fr

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr

RÉSUMÉ

L'Europe occidentale enregistre d'importants changements paléogéographiques entre la fin du Mésozoïque et le Paléogène, en réponse à des évènements géodynamiques en limites de plaques (ouverture de l'Atlantique du Nord-Est, convergence Ibérie-Eurasie et Apulie-Eurasie). Les déformations affectant le NW de la plaque européenne ont déjà bien été identifiées dans le Bassin de Paris, dans le Bassin Belge et dans le Sud de l'Angleterre, mais elles sont en revanche mal contraintes dans le temps et dans l'espace en Manche. L'objectif de cette thèse est ainsi de reconstruire les évolutions sédimentaires et structurales de la Manche orientale au cours du Paléogène et de les replacer dans le contexte géodynamique du domaine Ouest-Européen. Cette thèse s'est ainsi focalisée sur le Bassin de Dieppe-Hampshire, un synclinal WNW-ESE localisé en Manche orientale, dont la stratigraphie et le calendrier des déformations ne sont pas précisément connus. Ces travaux s'appuient sur l'apport de nouvelles données de sismique réflexion très haute résolution (Sparker) et de nouveaux carottages. Deux approches ont été menées : (1) l'analyse du remplissage sédimentaire (stratigraphie séquentielle) du Bassin de Dieppe-Hampshire méridional et sa corrélation avec les bassins paléogènes voisins, et (2) l'étude des structures tectoniques affectant le bassin et ses bordures.

L'analyse du remplissage sédimentaire a permis d'établir le cadre stratigraphique, de proposer un découpage séquentiel avec l'identification de quatre cycles de 2ème ordre entre le Thanétien (Paléocène) et le Bartonien (Eocène moyen), et de cartographier la partie méridionale du bassin. La corrélation de ces cycles avec les bassins cénozoïques proches (Bassin de Paris, Sud de l'Angleterre, Bassin Belge) a permis de mettre en évidence cinq phases de déformation (discontinuités majeures) ayant affecté le Bassin Anglo-Parisien : (1) entre le Maastrichtien et le Thanétien, aux transitions (2) Thanétien-Yprésien, (3) Yprésien-Lutétien, (4) Lutétien-Bartonien, et (5) au Bartonien-Priabonien. Grâce à une analyse structurale fine, nous avons également pu détailler le style et la cinématique de la déformation en Manche orientale, proposer un calendrier de cette déformation, et enfin établir le rôle de l'héritage structural régional sur l'évolution paléogène du domaine. La Manche enregistre plusieurs phases de déformation essentiellement flexurale entre le Paléocène et la base du Bartonien. Ces déformations sont associées à la convergence Ibérie-Eurasie, à la mise en place du panache mantellique islandais et à l'expansion océanique dans le domaine Atlantique Nord-Est. Le style de la déformation change à partir du Bartonien, où la réactivation de structures de socle implique des déformations fragiles au sein des séries paléogènes de Manche orientale. C'est également à cette période que le synclinal de Dieppe-Hampshire s'initie, de façon synchrone aux inversions tectoniques des zones adjacentes.

ABSTRACT

Major paleogeographic changes are recorded within Western Europe between the end of Cretaceous and Paleogene times, in response of tectonic events along European plate boundaries (NE Atlantic spreading, Iberia-Eurasia and Apulia-Eurasia convergence). The deformation affecting the NW part of the European plate are already well identified in the Paris Basin, the Belgian Basin and in Southern England, however it is poorly constrained within the English Channel (in terms of chronology and distribution). The objective of this thesis is thus to reconstruct sedimentary and structural evolutions of the Eastern English Channel during Paleogene times, and to replace these evolutions within the geodynamic context of the Western European domain. This thesis has been focalized on the Dieppe-Hampshire Basin, a WNW-ESE oriented syncline located in the Eastern English Channel, for which the stratigraphy and the timing of the deformation are not precisely known. This work is based on the contribution of new very high resolution seismic reflection data (Sparker) and of new coring samples. Two approaches have been developed: (1) the analysis of the sedimentary filling (sequence stratigraphy) of the southern Dieppe-Hampshire Basin and its correlation with surrounding Paleogene basins, and (2) the study of the tectonic structures affecting the basin and its borders.

The analysis of the sedimentary filling allowed to establish the stratigraphic framework, to propose a sequence stratigraphic division with the identification of four 2nd order cycles between the Thanetian (Paleocene) and the Bartonian (Middle Eocene), and to map the southern part of the basin. The correlation of these cycles with surrounding Cenozoic basins (Paris Basin, Southern England, Belgian Basin) led to evidence five deformation phases (major unconformities) which have affected the Anglo-Paris Basin: (1) between the Maastrichtian and the Thanetian, at (2) Thanetian-Ypresian, (3) Ypresian-Lutetian and (4) Lutetian-Bartonian transitions, and (5) during Bartonian-Priabonian times. Thanks to a careful structural analysis, we also detailed the style and the kinematics of the deformation in the Eastern English Channel, we proposed a deformation schedule and we established the role of the regional structural inheritance on the Paleogene evolution of the domain. The English Channel records several flexural deformation phases between the Paleocene and the base of the Bartonian. These deformations are associated with the Iberia-Eurasia convergence, the onset of the Iceland plume and the NE Atlantic spreading. The style of the deformation changes from Bartonian times, where the reactivation of crustal structures implies brittle deformation within the Paleogene series of the Eastern English Channel. It is also at this period that the Dieppe-Hampshire syncline is initiated, coeval with structural inversions of adjacent areas.

© 2018 Tous droits réservés.

lilliad.univ-lille.fr